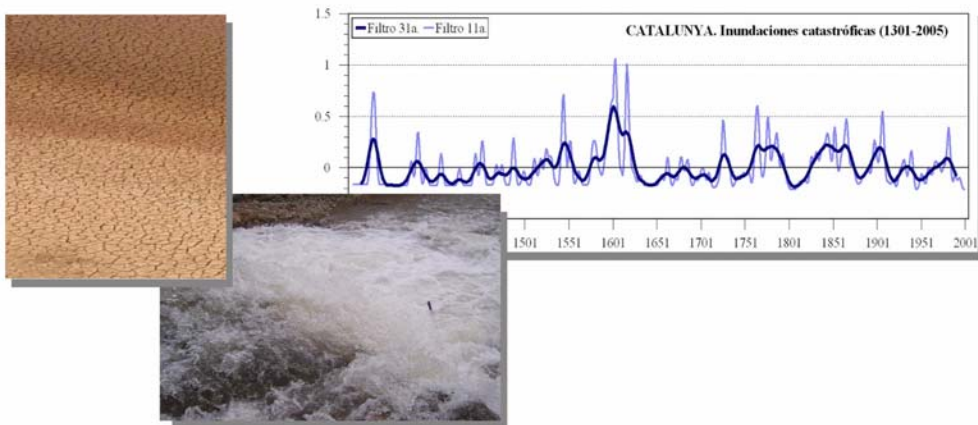


Evolución de los extremos hídricos en Catalunya en los últimos 500 años y su modelización regional



Antonio Barrera Escoda

Diseño portada y contraportada: Nuria Torres Herrero.

Fotos portada (Toni Barrera Escoda):

1. Fondo del Embassament de Maria Cristina (Benadressa) en L'Alcora (Castelló) en Mayo de 2005.
2. Río Villahermosa a su paso por la localidad de Villahermosa del Río (Castelló) en Abril de 2007.
3. Evolución del índice de inundaciones catastróficas en Catalunya desde 1301 a 2005 suavizada con filtros gaussianos de 11 y 31 años (Figura 3.3a).

Foto contraportada: Imagen extraída de Internet de la caída de una gota de agua sobre una extensión de agua.

Departament d'Astronomia i Meteorologia

Evolución de los extremos hídricos en Catalunya en los últimos 500 años y su modelización regional

Antonio Barrera Escoda

Memòria presentada per a optar al títol de Doctor en Física

Tesi dirigida per la *Dra. María del Carmen Llasat Botija*
i la *Dra. Ileana Bladé Mendoza*

Barcelona, Juliol de 2008



UNIVERSITAT DE BARCELONA



Programa de doctorat d'Astronomia i Meteorologia
Bienni 2002–2004
Universitat de Barcelona

Pal corazón d'avellano de mi abuelica Adoración

per a la meua estimada mare

per a la meva germaneta

para Roberto

para Nuria

*Veles e vents han mos desigs complir,
faent camins dubtosos per la mar.
Mestre i ponent contra d'ells veig armar;
xaloc, llevant, los deuen subvenir
ab llurs amics lo grec e lo migjorn,
fent humils precs al vent tramuntanal
que en son bufar los sia parcial
e que tots cinc complesquen mon retorn.*

Ausiàs March (s. XV)

Agradecimientos / Agraïments

El proceso de elaboración de una tesis doctoral es muy largo y complejo, periodo en el que uno creo que pasa por todos los estados anímicos posibles, tanto físicos como mentales, pero por suerte se llega al final y el texto que tenéis en este momento entre vuestras manos es la prueba de ello. Ha sido muy largo el camino recorrido durante los últimos siete años para llegar a defender esta tesis y espero que todo aquel que la lea, la disfrute y le sea útil.

La parte de los agradecimientos siempre es una parte complicada, porque nunca sabe uno cómo empezar, qué poner o a quién agradecer primero y lo más importante: ¡¡¡no olvidarse de nadie!!! Personalmente para mí es uno de los apartados más importantes, porque es la única parte de la tesis que con toda seguridad van a leerse las personas que más me importan en esta vida. Pues nada, espero no dejarme a nadie, allá voy...

El procés d'elaboració d'una tesi doctoral és molt llarg i complex, període en què hom crec que passa per tots els estats anímics possibles, tan físics com mentals, però per sort s'aconsegueix arribar al final i el text que teniu entre les vostres mans n'és la prova d'això. Ha estat molt llarg el camí recorregut durant els últims set anys per a arribar a defensar aquesta tesi. Espero que tot aquell que la llegeixi, la gaudeixi i li'n sigui d'utilitat.

La part dels agraïments sempre és una part complicada, perquè mai hom sap com començar, què posar-hi o a qui agrair primer i el més important: no oblidar-se'n de ningú!!! Personalment per a mi és un dels apartats més importants, ja que és l'única part de la tesi que segurament es llegiran les persones que més m'importen en aquesta vida. Doncs res, espero no deixar-me a ningú, allà hi vaig...

Me gustaría agradecer en primer lugar a mis dos codirectoras de tesis, la Dra. María del Carmen Llasat Botija i la Dra. Ileana Bladé Mendoza. A Carmen agradecerle el haber confiado en mí y haber hecho posible que entrara a formar parte del Grupo de Análisis de situaciones Meteorológicas Adversas (GAMA) en julio del 2001, en el cual he desarrollado la presente tesis doctoral dentro del proyecto de la UE SPHERE (*Systematic Palaeoflood and Historical Data for the improvEment of flood Risk Estimation*; EC, EVG1-CT-1999-00010; 2000–2002) y del proyecto CICYT del Ministerio de Educación y Ciencia (al principio del proyecto Ministerio de Ciencia y Tecnología) RAMSHES (*Regional Atmospheric Models in the Simulation of Hydric ExtremeS*; REN2002-04584-C04/CLI; 2002–2004) que me facilitó una beca FPI de cuatro años (2003–2007), sin la cual no hubiera podido desarrollar gran parte del trabajo de investigación de esta tesis. A la Ileana agrair-li que acceptés ser codirectora de la present tesis doctoral a la meitat del seu desenvolupament i tots els consells matemàtics, físics i estadístics que m'ha donat durant els últims anys de desenvolupament d'aquesta tesi i sobretot per la claredat i seguretat en què m'ha transmès els seus coneixements, consells i comentaris.

Agrair al Grup de Meteorologia de la Universitat de les Illes Balears l'ajuda prestada amb el model MM5 durant els cursos de doctorat al maig del 2003 a Palma i les posteriors visites que he realitzat a tan bonica ciutat. En especial al Dr. Romualdo Romero March, a l'antic informàtic del grup, el Josep Miquel Torres, a l'Alberto i en

Lluís Fita. Sense part de la seva ajuda no m'hagués estat possible avançar i entendre el model MM5 i sense la seva companyia molts congressos als que hem assistit plegats haguessin estat molt diferents. Em vénen a la memòria molts moments viscuts, però sobretot em seran difícils d'oblidar els Plinius de Còrcega a l'any 2003 o el d'Israel al 2006. Agradecer també la ajuda prestada per el Dr. Juan Pedro Montávez Gómez (Universidad de Murcia) y al Dr. Jesús Fernández Fernández (Euskal Herriko Unibertsitatea) su ayuda y consejos con el MM5 durante el proyecto RAMSHES, era berean, Jon Sáenz Agirre doktorea (Euskal Herriko Unibertsitatea) eskertu nahiko nuke bere aholku eta berarekin eukitako solasaldiengatik.¹ Gracias también al Sr. Javier Álvarez Rodríguez (CEDEX) por sus consejos y su ayuda con el programa CHAC y los escripts para el cálculo de series areales.

Un agraïment molt especial per al Dr. Mariano Barriendos Vallvé, gran impulsor de la climatologia històrica a Catalunya i a Espanya, i que va tenir la paciència d'ensenyar-me aquesta bonica disciplina i donar-me lliçons de geografia catalana que m'han estat molt útils. També m'agradaria rememorar els bons moments que hem passat plegats i sobretot els patiments per les dades instrumentals antigues que vam recopilar i digitalitzar dels observatoris astronòmics de Paris i Palermo. Donar-li les gràcies també per les dades antigues subministrades de pluja de la Ciutat de Barcelona, de pressió de diverses localitats europees i les dades històriques d'inundacions de diverses poblacions catalanes i de la resta de l'Estat.

Agrair també la paciència que han tingut els meus companys del Grup GAMA en suportar-me durant tots aquests anys. En especial, al Dr. Manel Ceperuelo Mallafré i a la Mercè Barnolas Viladés, les grans discussions, tertúlies, moments bons i dolents i moltíssimes altres cosetes més, aquí innombrables, viscudes primer a la galera del grup i després ja al despatx 726 de la part vella del Departament. A la Montse Llasat i Botija, les xerrades en el metro i altres indrets. Al Miquel Àngel Prat Martínez, els consells donats en l'àmbit de la informàtica i per haver salvat el meu PC en alguna ocasió. Al Dr. Tomeu Rigo Ribas, els moments viscuts plegats en alguns congressos, sobretot el Plinius a Mallorca del 2002, no l'oblidaré mai, hehehe!!!. Al Dr. José Gibergans Báguena, per ser tan bon tros de pa i per les tertúlies que hem mantingut durant aquests anys. A la Laura Bota i Moliner, l'alegria que va aportar al DAM els dos anys que va ser-hi i convertir la galera del grup en un indret molt acollidor. A l'Aitor Atencia Ruiz de Gopegui, que tot i que vam coincidir poc temps al Departament, és un crac del Linux, dels escripts i altres cosetes... que aquí no es poden nombrar, hehehe!!! I finalment, al Vicent Altava i Ortiz, un castellanenc excepcional, les xerrades sobre política, llengua, país, cultura, clima, meteorologia, geografia, bolets i d'altres mantingudes, els moments passats al gimnàs del DIR d'Avinguda Madrid i els viatges que hem passat plegats anant cap a Castelló amb el meu cotxe, el qual s'hauria de batejar com a "productor de pluja" (més del 75% dels viatges que vam fer ens va ploure en algun moment i, a vegades moltíssim!!!), durant molts caps de setmana, ponts, setmanes santes i altres festivitats... i com no de l'esforç sobrehumà però molt gratificant que vam realitzar plegats el maig del 2006 a la pujà a peu al Penyagolosa, que un cop de calor em va impedir finalitzar després de 12 hores caminant, 55 km i patir més de 30°C!!! Espero poder completar la pujà sencera en una propera edició.

¹ Gracias a Nuria Torres Herrero y Aitxiber Areta Aizpiri por la traducción de estas líneas al euskera.

Un record especial a tots els altres “becaris” de Méteo i alguns d’Astro del Departament d’Astronomia i Meteorologia (DAM) de la Universitat de Barcelona, amb els quals he compartit les aventures i desaventures de la realització d’una tesi i sobretot haver compartit la molt poc coneguda i preuada feina de becari predoctoral o de doctorand, així com els bons moments viscuts en els diferents sopars de becaris que hem realitzat al llarg d’aquests anys: Yolanda, Adolfo, Dr. Germán, Dr. Elies, Xavi, Manu, Míriam, Sara, Pau, Miquel, Marta, Dídac... de la part de Méteo i Salva, Francesc, Dr. Guillem, Dr. Carrasco, Dr. Valentí, Dra. Mari, Dra. Neus, Teresa... de la part d’Astro.

Gràcies al JR i a la Montse per les seves gestions en el dipòsit de la tesi, per totes les altres gestions que tan bé han portat durant el temps que he estat al DAM i per ser els millors administratius de la Universitat de Barcelona.

Una menció especial als nous companys de feina de l’Àrea de Recerca Aplicada i Modelització (RAM) del Servei Meteorològic de Catalunya (METEOCAT) per la bona benvinguda i acollida que m’han donat, les discussions sobre meteorologia i models que hem tingut, i amb els quals he compartit l’últim any de realització de la present tesi doctoral: Abdel Sairouni, Jordi Mercader, Jordi Toda, Jordi Moré, Manu Bravo, Montse Aran, Carol Antón, Mercè Herrero, JR Miró i Meritxell Pagès. Així com al meu nou cap, el Dr. Jordi Cunillera i Grañó, qui em va seleccionar per a la plaça de tècnic de recerca i modelització que ocupo actualment al Servei des de Setembre del 2007.

Un recordatorio para mis nuevos amigos vascos de Eibar, que aunque he compartido pocas cosas con ellos, han hecho muy agradables mis tres primeras visitas a tan hermoso lugar y espero poder compartir muchas cosas más: Aitxiber, Nahia, Sonia, Itsasne, María y Álex, Iker y Sara, Rosi y Fana.

Un agraïment molt especial a la colla d’amics del barri, molts dels quals els conec des dels 6 anys, per haver estat sempre al meu costat i, sobretot, perquè quan els vaig necessitar de debò, allà hi van ser i em van ajudar molt a superar uns moments molt difícils per a mi. També donar-los-hi les gràcies pels bons moments que hem viscut i que aquí són innumbrables²: el Ginés, la Neus, la Cristina, la Gemma Miranda, la Gemma Cortés, la Jessi, el Roger i els que s’han anat acoblant més tard, però no per això menys importants: en Pau, en Dave, el Roberto, la Irene, l’Alberto, l’Eduard i d’altres que ara no mantinc tant de contacte...

També agrair als companys de la mateixa promoció de llicenciatura: el Salva, la Dra. Mar, la Dra. Míriam, el Dr. Dani, la Dra. Mari, el Dr. Carles, l’Anna Batlle, la Cristina..., molts dels quals es van aventurar a fer el doctorat i alguns d’ells han estat ben a prop del meu despatx (el Salva i la Dra. Mari al mateix DAM, la Dra. Míriam un pis més baix, el Dr. Dani dos pisos més baix primer i després al 4t pis i el Dr. Carles al 3r pis), els anys viscuts durant la carrera, sobretot els esmorzars en els passadissos de Química i les maratons d’estudi a la Biblioteca, que fèiem per a encarar els exàmens semestrals; i com no, per haver-me suportat després.

² entre ells els sopars a la terrasseta del Ginés, les calçotades, el Nou Fonts, l’Arran, el 3 Vilas, les escapades de cases rurals, les festes d’aniversaris, el viatge a Tuníssia, el viatge a París, el Col·le del Pràctiques, les festes de Cap d’Any (Fusió!!!), el Càmping Carlitus, els acudits del Roger (amb l’actuació estel·lar del de la Heidi) i el del “Comepiedras volador”, les Festes de Sants, les de Vilafranca...

Me gustaría también agradecer a mis amigos *churricos* de Zucaina: Miguel, Raquel, Rubén, Eva, Iván, Enrique, David, Óscar, Chaume, Vanessa (la negra), Braulio, Susana, Vicente (Petón), Antonio, José Juan, Ana Gil, Rosa Maria... y a las parejas de algunos de ellos que se han ido sumando posteriormente: Mónica, Merche, Rocio, Paula, María, Ricardo, Edu, Vanessa (la gallega)... por los veranos, semanas santas, puentes y otros *qu'emos pasau en ese piastico de tierra* de la provincia de Castelló, que para mí es uno de los mejores lugares de mundo y donde los problemas que uno tiene parecen desvanecerse casi por completo, en definitiva mi lugar de evasión y descanso. También recordar los apuros y dolores de cabeza que pasamos muchos de nosotros de Agosto de 2002 a Agosto de 2005 en la Comisión de Fiestas, para sacar adelante las Fiestas Patronales de Zucaina, de Santa Ana y de San Antonio; y que se sumaron a los propios problemas que da el desarrollo de cualquier tesis doctoral. Mencionar también aquí, que el honor de conocer ese maravilloso lugar se lo debo a mi *abuelica Adoración, quien m'a'nseñau a amar y apreciar cada granico y piastico de tierra zucainera*. Y un brindis para todos los zucaineros (sean nacidos allí o no, descendientes o conocidos), aunque especialmente a los que viven allí todo el año, porque sin ellos Zucaina no sería posible y no existiría tal como es.

Casi ya finalmente para acabar con los agradecimientos, agradecer a mi familia la educación y el cariño recibidos, sin quienes hoy en día no sería la persona que soy y no hubiera sido posible haber recibido y continuado con los estudios que me llevan a estas alturas a convertirme en Doctor. En especial, infinitas gracias para mi madre y mi *abuelica Adoración* que tuvieron que sufrir y luchar mucho para que tanto mi hermana como yo tuviéramos de todo y fuéramos unas personas de bien el día de mañana. Sólo ellas saben lo duros que fueron para todos los primeros años de nuestra vida, pero gracias a que son unas personas excelentes, magníficas, luchadoras y muy trabajadoras pudieron sobreponerse y superar todas las adversidades. *A la meva germaneta Ana* por haber estado siempre a mi lado y gracias a la cual no visto como un hortera. *A Roberto* por haber ejercido de padre desde que tenía 10 años, quien también me ha sabido aconsejar en todo y de quien he aprendido muchas cosas prácticas de la vida. *Als meus estimats tiets Dorita i Rafel, que tant van ajudar a la meva mare i a mi, quan érem petits, i que sense ells la vida hagués estat mancada de plena felicitat*. A mi prima Loida los momentos vividos juntos y darme la alegría de mi primer sobrino-primo, *Aleix, que vas nèixer cap al final de la tesi i que ets una joia que ens omple a tots de molta felicitat des de fa uns dos anys*. A mis “tías oriolanas”, Josefa y Fina, agradecerles esas comilonas que *nos'emos pegau* en familia: esos exquisitos pimientos al piquillo que sólo tu Fina sabes hacer tan buenos, esas paellas, caldos, *pringás*, carnes, etc... que nos has obsequiado tanto en el piso del *Carrer de Balira* de Barcelona donde vivías antes, como más recientemente en la casa de Orihuela (Alacant). Para acabar con la familia *un record especial per a la Sra. Quimeta, la iaia de ma cosina Loida, que ens vas deixar a la primavera del 2002 i que des del cel has continuat vetllant per tots nosaltres. També m'agradaria fer un recordatori al “tiu Pepitu” o “Pitus”, un oncle avi meu, que ens va cuidar de petits a la meva germana i a mi, i tot i que era una mica bastant pesadet, el porto dins del meu cor des que ens va deixar a l'hivern del 1998*.

Y ya finalmente agradecer a una vasco-salmantina excepcional el hecho de haberla encontrado en mi camino a partir de las Fiestas de la Mercè del 2006, devolverme a la vida (como dice una famosa canción de Amaral) e iluminar mi existencia durante los dos últimos años dedicados a esta tesis. *Nuria, eskerrik asko egunero hor egoteagatik, hain zoriontsu egiten nauzulako, sentsazio berriz beteriko mundu bat eta lureko lekurik ederrenetako bat erakutsi didazulako: Euskadi, nozki Zucaina nire herri maitagarriaren baimenarekin eta hain zaharra den bere kultura ere. Eskerrik asko guztiagatik maitetxu laztana, nahiz eta batzuetan zure “txaparradak” jasan*³.

Toni Barrera Escoda

En Barcelona, a 21 de Julio de 2008 / *A Barcelona, el 21 de Juliol de 2008*

³ Gracias a Nahiera Muguerza Latorre y Aitxiber Areta Aizpiri por la traducción de estas líneas al euskera.

Resumen

El objetivo de la presente tesis doctoral es la caracterización de la evolución temporal de los extremos hídricos (inundaciones y sequías) y de la precipitación en Catalunya para un periodo temporal lo más largo posible. Se pretende con ello poner en perspectiva la situación actual (últimos 30 años) así como proporcionar un nivel de referencia para la variabilidad natural. Los extremos hídricos son el desastre natural que produce el mayor impacto socioeconómico y su frecuencia de incidencia es muy sensible a pequeños cambios en el estado medio del clima (por ejemplo la temperatura). El calentamiento global actual provocado por el incremento en la concentración de los GEIs provocará una alteración del ciclo hidrológico y un cambio en las precipitaciones y en la ocurrencia de los extremos hídricos, siendo la zona Mediterránea una de las regiones de la Tierra más afectadas (IPCC, 2007). Varios estudios afirman que la precipitación ya está disminuyendo en gran parte la Península Ibérica, sobre todo en el sur y la zona mediterránea (Esteban-Parra *et al.*, 1998; Romero *et al.*, 1998; Alpert *et al.*, 2002; Goodess y Jones, 2002; Paredes *et al.*, 2006), pero la mayoría de estos estudios están basados bien en series muy cortas o bien en un número pequeño de estaciones. Existen también argumentos dinámicos para suponer que la precipitación disminuirá en las próximas décadas en todos los cinturones subtropicales, incluyendo el Mediterráneo (IPCC, 2007).

En esta tesis se ha analizado la evolución de los extremos hídricos (principalmente inundaciones) en Catalunya (1301–2005) a partir de diferentes tipos de información, que engloban desde datos históricos procedentes de archivos documentales y series instrumentales antiguas hasta modelos numéricos de predicción. También se han analizado la relación entre las inundaciones y la precipitación con la NAO, la relación entre inundaciones y precipitación diaria, así como los TPs (patrones de SLP) asociados a inundaciones para periodos históricos de elevada ocurrencia de tales eventos. Finalmente se presentan los resultados de simulaciones regionalizadas de la precipitación y de los extremos hídricos recientes (últimos 30 años) y pasados (últimos 500 años).

La información histórica utilizada está formada por un lado por las cronologías de inundación de doce localidades catalanas distinguiéndose entre inundaciones EXT (desbordamientos con leves daños o sin daños) y CAT (desbordamientos con daños graves o destrucción total) para el periodo 1301–2005. La serie de índices hídricos (combinación de inundaciones y rogativas pro lluvia) de la Ciudad de Barcelona para el periodo 1521–1850 es el otro tipo de datos documentales utilizado. La información instrumental antigua consta de catorce series diarias de SLP repartidas por toda Europa para el periodo 1780–1880 y la serie de precipitación de la Ciudad de Barcelona (mensual para 1786–2005 y diaria para 1854–2005). Se han utilizado también otras series de precipitación largas, procedentes de la AEMET, para el periodo 1898–1998 (106 series en total) y para el conjunto de España, para así tener una visión espacialmente más amplia de la evolución de la precipitación durante el siglo XX analizando series regionales (precipitación areal). El modelo meteorológico utilizado para desarrollar simulaciones regionalizadas es el MM5 (modelo de área limitada) anidado y forzado a las condiciones iniciales y de contorno de los reanálisis del ERA40 del ECMWF, así como al modelo climático ECHO-G para diferentes periodos y

resoluciones: 1971–2000 (135–45–15 *km*) para los reanálisis (ERA40) y 1502–1989 (135–45 *km*) para el modelo climático (ECHO-G).

El análisis de todos los datos e información utilizados permite concluir que la variabilidad observada los últimos 30 años, así como durante el siglo XX, no es destacable respecto a otros periodos pasados anómalos en los que hubo una mayor variabilidad (gran ocurrencia de inundaciones y sequías). Tampoco es destacable la variabilidad actual al analizar series pluviométricas largas, tanto de Catalunya como del resto del Estado Español. En referencia a las tendencias presentadas por los extremos hídricos, hay que comentar la dificultad que presenta su análisis, ya que es fácil confundir entre aumento de incidencia y aumento de vulnerabilidad. No se han encontrado tendencias destacables estadísticamente significativas para las inundaciones CAT, que al ser las producidas por los episodios meteorológicos más extremos, no están tan influenciadas por los cambios en la vulnerabilidad. En cambio, sí que se ha producido un aumento de las inundaciones EXT para los últimos 150 años aproximadamente (~ 1850–2005), aunque este aumento es debido en gran parte al incremento de la vulnerabilidad de la zona por la ocupación de zonas inundables.

Las series regionales de precipitación areal analizadas no muestran una tendencia a largo plazo estadísticamente significativa durante el siglo XX para el conjunto de España. Además se ha observado que la tendencia es altamente dependiente de la longitud y periodo de estudio de la serie, llegando incluso a cambiar de signo. Sólo se encuentran tendencias estadísticamente significativas para la primavera en la región CS ($-0,51 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$) y la región BAL presenta una tendencia de $-0,28 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ para el verano. La tendencia anual más grande se observa para la región NW con un aumento estadísticamente significativo de $1,50 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$. Por otro lado, sólo cabe destacar como tendencia reciente estadísticamente significativa una disminución de la precipitación de $4,0 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ para el periodo 1968–1997 que presenta la serie areal de precipitación en la zona NE de la Península Ibérica (aunque comparable a tendencias de corto plazo anteriores), en la cual se encuentra Catalunya. En cambio, la serie larga de precipitación de la Ciudad de Barcelona (1786–2005) no presenta tendencia alguna ni reciente ni a largo plazo. Tampoco presenta tendencia la evolución de la precipitación extrema diaria en Barcelona (1854–2005), siendo significativo solamente un aumento en el número total de días con precipitación apreciable ($\geq 0,1 \text{ mm}$) acompañado de un aumento en el número de días con precipitaciones débiles ($\leq 1 \text{ mm}$).

En cuanto a la relación entre precipitación e inundaciones la comparación entre las inundaciones ocurridas en la Ciudad de Barcelona y su serie de precipitación diaria ha mostrado el valor de 50 *mm* como un umbral de precipitación diaria a partir del cual suelen producirse inundaciones. Esta estación urbana además ofrece la posibilidad de estudiar en detalle cómo los cambios en la vulnerabilidad (ocupación de zonas inundables, mejoras en la red de drenaje y alcantarillado...) influyen en el cambio en la frecuencia de las inundaciones y sobre todo en la de las inundaciones súbitas. Tanto las inundaciones EXT como las súbitas aumentan considerablemente a mediados del siglo XIX coincidiendo con el derribo de las murallas que protegían la ciudad y la ocupación de zonas inundables, circunstancia que coincidió con un aumento de inundaciones en toda Catalunya. En cambio, las inundaciones CAT no muestran tendencia alguna y apuntan hacia una disminución durante los últimos años gracias en gran parte a las mejoras en la red de drenaje de la ciudad.

La relación entre la NAO y la precipitación areal para el periodo 1898–1998 para el conjunto del Estado Español presenta una correlación variable según la época del año, siendo máxima durante el invierno, con valores de $-0,7$ para la región CS de la Península Ibérica y valores por debajo de $-0,5$ en las regiones NE, LEV y CN de España. Es interesante hacer notar que la correlación NAO-precipitación no es estacionaria durante el periodo 1898–1998, siendo máxima para los últimos 30 años de las series consideradas (1968–1998). Las correlaciones aquí encontradas son superiores que las obtenidas en trabajos anteriores por otros autores. Por otro lado, la relación de las inundaciones con índices de circulación, como la NAO, muestra una correlación débil. Por lo tanto es descartable una relación directa entre ambas variables. También es débil la correlación entre inundaciones en Catalunya y la actividad solar.

En relación con los TPs (patrones de SLP) asociados a inundaciones para un periodo de elevada ocurrencia de inundaciones (1840–1870), concluimos que éstos son comparables a los identificados para el siglo XX por otros autores, pero su distribución a lo largo del año es diferente, con un incremento de inundaciones producidas durante la primavera. Este periodo además presenta un mayor porcentaje de inundaciones CAT, de un 52%, frente al 18% del periodo actual (1971–2000) y una elevada ocurrencia del TP más favorable a producir precipitaciones intensas e inundaciones CAT (flujos de viento del S en superficie). En referencia a la circulación atmosférica diaria durante el periodo 1840–1870, no parece haber ninguna anomalía significativa que pudiera explicar la gran ocurrencia de inundaciones registradas, aunque se observa un predominio de la circulación meridional. Una posible explicación a la anomalía observada durante este periodo podría encontrarse en el hecho de que este periodo tuvo lugar en el Final de la PEH. En esa época se acumulaba una mayor cantidad de nieve en cotas medias y altas de los Pirineos respecto a la actualidad. Este hecho junto al predominio de la circulación cálida meridional durante la primavera podría ser la razón principal de la elevada ocurrencia de inundaciones en primavera.

Las simulaciones climáticas realizadas con el modelo mesoescalar MM5, anidado y forzado a las condiciones de contorno de un MCG (downscaling o redimensionamiento dinámico), han mostrado la importancia de la resolución espacial de los dominios de integración para poder reproducir la distribución espacial de la precipitación en Catalunya. Sobre todo es importante para reproducir el máximo pluviométrico que se observa en la zona NE de la región. En cambio, para el análisis de la evolución temporal de la precipitación no existen diferencias apreciables entre diferentes resoluciones. Las simulaciones también han mostrado ser una buena técnica para reproducir los patrones espaciales de precipitación (anual, semianual, primavera y verano), la evolución de las anomalías medias anuales y la de variables derivadas de la precipitación extrema (número de días con precipitación > 50 mm). Por un lado, la simulación del MM5 anidado y forzado a los Reanálisis del ERA40 (1971–2000) también permite definir TPs asociados a los episodios causantes de inundaciones consistentes con los obtenidos con el ERA40 (condiciones observadas). Por otro lado, la simulación del MM5 anidado y forzado al modelo acoplado atmósfera-océano ECHO-G (1502–1989) produce un rango de variabilidad multidecadal consistente con el observado (precipitación areal de la zona NE de la Península Ibérica y Barcelona) para los últimos 100–200 años del periodo de estudio. También existe un acuerdo entre la evolución de los valores simulados y los observados para el periodo 1898–1989. Esta simulación también reproduce en parte la evolución de las inundaciones CAT en Catalunya desde finales del siglo XVI hasta principios del siglo XVIII. De este estudio se desprende que sería necesaria una

simulación no forzada del clima pasado para encontrar si en ausencia de forzamientos externos, la variabilidad interna multidecadal en el modelo es fundamentalmente diferente (frecuencia o/y amplitud). Para todas las variables comentadas anteriormente el modelo MM5 anidado y forzado a un MCG será una buena técnica para la generación de escenarios climáticos regionalizadas bien sean pasados o futuros. En cambio, no están bien simulados los ciclos estacional y anual medios, así como la distribución espacial de la precipitación media de otoño e invierno. Para estas variables la técnica aquí presentada no será útil para la generación de escenarios climáticos regionalizados.

Finalmente, en esta tesis a través del análisis exhaustivo que se ha realizado a series de extremos hídricos y precipitación con una gran extensión temporal, superior a la de muchos estudios anteriores, se puede concluir que los cambios previstos en la precipitación por las simulaciones IPCC-ARS debidos al incremento en la concentración de GEIs aún no se han producido en Catalunya ni en el resto del Estado Español.

Resum

L'objectiu de la present tesi doctoral és la caracterització de l'evolució temporal dels extrems hídrics (inundacions i sequeres) i de la precipitació a Catalunya per a un període temporal el més llarg possible. Es pretén amb això posar en perspectiva la situació actual (últims 30 anys) així com proporcionar un nivell de referència per a la variabilitat natural. Els extrems hídrics són el desastre natural que produeix el major impacte socioeconòmic i la seva freqüència d'incidència és molt sensible a petits canvis en l'estat mitjà del clima (per exemple la temperatura). L'escalfament global actual provocat per l'increment en la concentració dels GEHs provocarà una alteració del cicle hidrològic i un canvi en les precipitacions i en l'ocurrència dels extrems hídrics, sent la zona Mediterrània una de les regions de la Terra més afectades (IPCC, 2007). Diversos estudis afirmen que la precipitació ja està disminuint en gran part la Península Ibèrica, sobretot en el sud i la zona mediterrània (Esteban-Parra *et al.*, 1998; Romero *et al.*, 1998; Alpert *et al.*, 2002; Goodess i Jones, 2002; Paredes *et al.*, 2006), però la majoria d'aquests estudis estan basats bé en sèries molt curtes o bé en un nombre petit d'estacions. Existeixen també arguments dinàmics per a suposar que la precipitació disminuirà en les pròximes dècades en tots els cinturons subtropicals, incloent-hi el Mediterrani (IPCC, 2007).

En aquesta tesi s'ha analitzat l'evolució dels extrems hídrics (principalment inundacions) a Catalunya (1301–2005) a partir de diferents tipus d'informació, que engloben des d'informació històrica procedent d'arxius documentals i sèries instrumentals antigues fins a models numèrics de predicció. També s'han analitzat la relació entre les inundacions i la precipitació amb la NAO, la relació entre inundacions i precipitació diària, així com els TPs (patrons de SLP) associats a inundacions per a períodes històrics d'elevada ocurrència d'aquests esdeveniments. Finalment s'hi presenten els resultats de simulacions regionalitzades de la precipitació i dels extrems hídrics recents (últims 30 anys) i passats (últims 500 anys).

La informació històrica utilitzada està formada d'una banda per les cronologies d'inundació de dotze localitats catalanes distingint-se entre inundacions EXT (desbordaments amb lleus danys o sense danys) i CAT (desbordaments amb danys greus o destrucció total) per al període 1301–2005. La sèrie d'índexs hídrics (combinació d'inundacions i rogatives pro pluvia) de la Ciutat de Barcelona per al període 1521–1850 és l'altre tipus de dades documentals utilitzades. La informació instrumental antiga consta de catorze sèries diàries de SLP repartides per tot Europa per al període 1780–1880 i la sèrie de precipitació de Barcelona Ciutat (mensual per a 1786–2005 i diària per a 1854–2005). S'han utilitzat també altres sèries de precipitació llargues, procedents de l'AEMET, per al període 1898–1998 (106 sèries en total) per al conjunt d'Espanya, per a així tenir una visió espacialment més àmplia de l'evolució de la precipitació durant el segle XX analitzant sèries regionals (precipitació areal). El model meteorològic utilitzat per a desenvolupar simulacions regionalitzades és l'MM5 (model d'àrea limitada) niat i forçat a les condicions inicials i de contorn de les Reanàlisis de l'ERA40 de l'ECMWF, així com al model climàtic ECHO-G per a diferents períodes i resolucions: 1971–2000 (135–45–15 km) per a les reanàlisis (ERA40) i 1502–1989 (135–45 km) per al model climàtic (ECHO-G).

L'anàlisi de totes les dades i informació utilitzades permet concloure que la variabilitat observada els últims 30 anys, així com durant el segle XX, no és destacable respecte a altres períodes passats anòmals en els quals hi va haver una major variabilitat (gran ocurrència d'inundacions i sequeres). Tampoc és destacable la variabilitat actual a l'analitzar sèries pluviomètriques llargues, tant de Catalunya com de la resta de l'Estat Espanyol. En referència a les tendències presentades pels extrems hídrics, cal comentar la dificultat que presenta la seva anàlisi, ja que és fàcil confondre entre augment d'incidència i augment de vulnerabilitat. No s'han trobat tendències destacades estadísticament significatives per a les inundacions CAT, que al ser les produïdes pels episodis meteorològics més extrems, no estan tan influenciades pels canvis en la vulnerabilitat. En canvi, sí que s'ha produït un augment de les inundacions EXT per als últims 150 anys aproximadament (~ 1850–2005), encara que aquest augment és degut en gran part a l'increment de la vulnerabilitat de la zona per l'ocupació de zones inundables.

Les sèries regionals de precipitació areal analitzades no mostren una tendència a llarg termini estadísticament significativa durant el segle XX per al conjunt d'Espanya. A més a més s'ha observat que la tendència és altament depenent de la longitud i període d'estudi de la sèrie, arribant fins i tot a canviar de signe. Només es troben tendències estadísticament significatives per a la primavera a la regió CS ($-0,51 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$) i la regió BAL presenta una tendència de $-0,28 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ per a l'estiu. La tendència anual més gran s'observa per a la regió NW amb un augment estadísticament significatiu de $1,50 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$. Per una altra banda, només cal destacar com a tendència recent estadísticament significativa una disminució de la precipitació de $4,0 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ per al període 1968–1997 que presenta la sèrie de precipitació areal de la zona NE de la Península Ibèrica (encara que comparable a tendències de curt termini anteriors), en la qual s'hi troba Catalunya. En canvi, la sèrie llarga de precipitació de la Ciutat de Barcelona (1786–2005) no presenta cap tendència recent ni a llarg termini. Tampoc presenta tendència l'evolució de la precipitació extrema diària a Barcelona (1854–2005), sent significatiu solament un augment en el nombre total de dies amb precipitació apreciable ($\geq 0,1 \text{ mm}$) acompanyat d'un augment en el nombre de dies amb precipitacions febles ($\leq 1 \text{ mm}$).

En referència a la relació entre precipitació i inundacions, la comparació entre les inundacions ocorregudes a la Ciutat de Barcelona i la seva sèrie de precipitació diària ha mostrat el valor de 50 mm com un llindar de precipitació diària a partir del qual solen produir-se inundacions. Aquesta estació urbana a més ofereix la possibilitat d'estudiar en detall com els canvis en la vulnerabilitat (ocupació de zones inundables, millores en la xarxa de drenatge i clavegueram...) influeixen en el canvi en la freqüència de les inundacions i sobretot en la de les inundacions sobtades. Tant les inundacions EXT com les sobtades augmenten considerablement a mitjan segle XIX coincidint amb l'enderrocament de les muralles que protegien la ciutat i l'ocupació de zones inundables, circumstància que va coincidir amb un augment d'inundacions a tot Catalunya. En canvi, les inundacions CAT no mostren cap tendència i apunten cap a una disminució durant els últims anys gràcies en gran part a les millores en la xarxa de drenatge de la ciutat.

La relació entre la NAO i la precipitació areal per al període 1898–1998 per al conjunt de l'Estat Espanyol presenta una correlació variable segons l'època de l'any, sent màxima durant l'hivern, amb valors de $-0,7$ per a la regió CS de la Península Ibèrica i valors per sota de $-0,5$ en les regions NE, LEV i CN d'Espanya. És interessant fer notar

que la correlació NAO-precipitació no és estacionària durant el període 1898–1998, sent màxima per als últims 30 anys de les sèries considerades (1968–1998). Les correlacions aquí trobades són superiors que les obtingudes en treballs anteriors per altres autors. D'altra banda, la relació de les inundacions amb índexs de circulació, com la NAO, mostra una correlació feble. Per tant és descartable una relació directa entre ambdues variables. També és feble la correlació entre inundacions a Catalunya i l'activitat solar.

En relació amb els TPs (patrons de SLP) associats a inundacions per a un període d'elevada ocurrència d'inundacions (1840–1870), concloem que aquests són comparables als identificats per al segle XX per altres autors, però la seva distribució al llarg de l'any és diferent, amb un increment d'inundacions produïdes durant la primavera. A més, aquest període presenta un major percentatge d'inundacions CAT, d'un 52%, enfront del 18% del període actual (1971–2000) i una elevada ocurrència del TP més favorable a produir precipitacions intenses i inundacions CAT (fluxos de vent del S en superfície). En referència a la circulació atmosfèrica diària durant el període 1840–1870, no sembla haver-hi cap anomalia significativa que pogués explicar la gran ocurrència d'inundacions registrades, tot i que s'observa un predomini de la circulació meridional. Una possible explicació a l'anomalia observada durant aquest període podria trobar-se en el fet que aquest període va tenir lloc en el Final de la PEG. En aquesta època s'hi acumulava una major quantitat de neu en cotes mitjanes i altes dels Pirineus respecte a l'actualitat. Aquest fet junt amb el predomini de la circulació càlida meridional durant la primavera podria ser la raó principal de l'elevada ocurrència d'inundacions a la primavera.

Les simulacions climàtiques realitzades amb el model mesoescalar MM5, niat i forçat a les condicions de contorn d'un MCG (downscaling o redimensionament dinàmic), han mostrat la importància de la resolució espacial dels dominis d'integració per a poder reproduir la distribució espacial de la precipitació a Catalunya. Sobretot és important per a reproduir el màxim pluviomètric que s'observa a la zona NE de la regió. En canvi, per a l'anàlisi de l'evolució temporal de la precipitació no existeixen diferències apreciables entre diferents resolucions. Les simulacions també han mostrat ser una bona tècnica per a reproduir els patrons espacials de precipitació (anual, semianual, primavera i estiu), l'evolució de les anomalies mitjanes anuals i la de variables derivades de la precipitació extrema (nombre de dies amb precipitació > 50 mm). D'una banda, la simulació del MM5 niat i forçat a les Reanàlisis de l'ERA40 (1971–2000) també permet definir TPs associats als episodis causants d'inundacions consistents amb els obtinguts amb l'ERA40 (condicions observades). D'altra banda, la simulació del MM5 niat i forçat al model acoblat atmosfera-oceà ECHO-G (1502–1989) produeix un rang de variabilitat multidecadal consistent amb l'observat (precipitació areal de la zona NE de la Península Ibèrica i la precipitació de Barcelona) per als últims 100–200 anys del període d'estudi. També existeix un acord entre l'evolució dels valors simulats i els observats per al període 1898–1989. Aquesta simulació també reproduïx en part l'evolució de les inundacions CAT a Catalunya des de finals del segle XVI fins a principis del segle XVIII. D'aquest estudi es desprèn que seria necessària una simulació no forçada del clima passat per a trobar si en absència de forçaments externs, la variabilitat interna multidecadal en el model és fonamentalment diferent (freqüència o/i amplitud). Per a totes les variables comentades anteriorment el model MM5 niat i forçat a un MCG serà una bona tècnica per a la generació d'escenaris climàtics regionalitzats bé siguin passats o futurs. En canvi, no estan bé simulats els

cicles estacional i anual mitjos, així com la distribució espacial de la precipitació mitja de tardor i hivern. Per a aquestes variables la tècnica aquí presentada no serà útil per a la generació d'escenaris climàtics regionalitzats.

Finalment, en aquesta tesi a través de l'anàlisi exhaustiva que s'ha realitzat a sèries d'extrems hídrics i precipitació amb una gran extensió temporal, superior a la de molts estudis anteriors, es pot concloure que els canvis previstos en la precipitació per les simulacions IPCC-ARS deguts a l'increment en la concentració de GEHs encara no s'han produït a Catalunya ni a la resta de l'Estat Espanyol.

Summary

The aim of the present thesis is to characterise the evolution of hydric extremes (floods and droughts) and the precipitation in Catalonia (NE Spain) for a period as longer as possible. It is expected to provide a reference level for natural variability and to contextualise the current situation (last 30 years). The hydric extremes are the natural hazard producing the highest socio-economic impact and its occurrence frequency is very sensitive to little changes in the mean state of climate (for example temperature). The global warming due to the increase of GHG concentrations will drive to change the hydrological cycle, precipitation and hydric extreme occurrence. The Mediterranean region will be among the most affected areas (IPCC, 2007). Some studies state that the precipitation is decreasing in wide areas of the Iberian peninsula, overall in the South and the Mediterranean zone (Esteban-Parra *et al.*, 1998; Romero *et al.*, 1998; Alpert *et al.*, 2002; Goodess y Jones, 2002; Paredes *et al.*, 2006), but most of these studies are based on very short temporal series or even a little number of them. There are also dynamical reasons to suppose a decrease in precipitation for all subtropical zones during the next decades, including the Mediterranean area (IPCC, 2007).

In this dissertation, the evolution of hydric extremes (basically floods) in Catalonia (1301–2005) has been analysed from different sources of information: historical data obtained from documentary sources, old instrumental series and meteorological models. The possible relationship between floods and precipitation with NAO, and the floods and daily precipitation link, as well as the weather types (SLP patterns) producing floods for historical periods of high occurrence of extreme events have been also analysed. Finally results from recent (last 30 years) and past (last 500 years) regional simulations of precipitation and hydric extreme are presented.

The historical information used, is collected from twelve flood chronologies with EXT floods (overflowing with light damages or without them) and CAT ones (overflowing with high damages or total destruction) for the 1301–2005 period. The series of hydric indices (combination of floods and pro pluvia rogation ceremonies) in Barcelona City during the 1521–1850 period is the other kind of documentary data. The old instrumental information is composed by fourteen European daily SLP series for the 1780–1880 period and the precipitation series of Barcelona City (monthly resolution for 1786–2005 and daily for 1854–2005). Other precipitation series from AEMET during the period 1898–1998 (106 series) covering all Spain have been also used to obtain a wider spatially areal precipitation analysis during the 20th century. The MM5 (limited-area model) is the meteorological model used to carry out regional simulations. The simulations have been nested and nudged to ERA40 Reanalyses from ECMWF, as well as the ECHO-G climatic model, for different periods and resolutions: 1971–2000 (135–45–15 km) in the case of ERA40 reanalyses and 1502–1989 (135–45 km) with the ECHO-G climatic model.

The analysis of all data and information allows to conclude that the current (last 30 years: ~ 1981–2005) and 20th century variability is not distinguishable respect to past anomalous periods in which a higher variability (high occurrence of floods and droughts) was observed. It is neither outstanding when analysing long pluviometric series from Catalonia and the rest of Spain. Concerning trends of hydric extremes, the difficulty of its analysis should be commented, thus it is easy to confuse the increase of

occurrence with the increase on vulnerability. No statistical significant trend has been found in CAT floods. These floods are produced by the most extreme precipitation events, and this is the reason why they are not highly influenced by changes on vulnerability. However, the EXT floods show a significant increase, specially for the last 150 years (~ 1850–2005). We assert that this increase is mainly due to the increasing vulnerability over the region by the urbanisation of flooding areas.

The analysed regional precipitation series do not show an important statistical significant long-term trend. In addition, the observed tendencies are highly dependent on the length series and studied period. In fact, the observed trends can even change its sign. Statistically significant trends are only found for spring in the CS region ($-0,51 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$) and for summer in the BAL region ($-0,28 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$). The highest annual trend is observed in the NW region with a statistically significant increase in precipitation of $1,50 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$. On the other hand, the only significant recent trend is a decrease in precipitation of $4.0 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ during the 1968–1997 period for the areal annual-mean precipitation series in the NE region of Iberian Peninsula (but it is comparable with prior short-term trend). Although Catalonia is located in this zone, the long Barcelona City precipitation series (1786–2005) does not show any trend. It is neither observed in the evolution of extreme precipitation in Barcelona City (1854–2005). It is only remarkable a significant increase in the number of rainy days (precipitation $\geq 0.1 \text{ mm}$) linked to an increase in the light rainy days ($\leq 1 \text{ mm}$).

As regards the relationship between precipitation and floods, the comparison performed between floods recorded in Barcelona City and its daily precipitation series has highlighted the value of 50 mm as the daily precipitation threshold producing floods. Moreover this urban station shows allows studying how the changes on vulnerability (occupation of flooding areas, improvements on drainage system...) has influence the change on flood and flash flood frequency. EXT and flash floods experimented an important increase since the middle of 19th century when the city walls were removed and flooding areas were occupied. These facts coincided with a flood increase in all Catalonia. However, the CAT floods do not show any trend and point towards a decrease during the last years thanks to the improvements of the city drainage system.

The relationship of NAO with the areal precipitation for the 1898–1998 period in all Spain presents a variable correlation depending on seasons. The highest values are observed during winter, with -0.7 for the CS Iberian region and values below -0.5 in the NE, LEV and CN regions. It is important to notice the NAO-precipitation correlation is not stationary within the 1898–1998 period with the highest values observed in the last 30 years (1968–1998). The correlations obtained from this study are higher than those obtained by others authors. The relationship between floods and circulation indices, like NAO, shows a weak correlation. Therefore, it is ruled out a direct relationship between both variables. Floods and solar activity in Catalonia also have a weak correlation.

Concerning the weather types producing floods during the anomalous 1840–1870 period, (characterised by high flood occurrence), the weather types obtained are similar to those identified during the 20th century by other authors, although its distribution within the year is different: i.e. an increase in spring floods. In addition, this period presents a greater percentage of CAT floods respect the current period (1971–2000),

with a percentage of 52% in front of current 18%. It is also shown a high occurrence of the weather type related to the synoptic situation which produces heavy precipitation and CAT floods in Catalonia (southern surface circulation). Regarding atmospheric daily circulation during the 1840–1870 period, no significant anomalies which could explain the high flood occurrence is found, although the meridional daily circulation was predominant during this period. A possible explanation of the recorded anomaly could be found in the fact that this period took place in the End of LIA. A larger snow accumulation respect current days was present at middle and high levels of the Pyrenees. Such fact joined to the predominant southern warm surface circulation in spring could be the main reason for the high flood occurrence.

The climatic simulations carried out with MM5 model, nested and nudged to GCM (dynamical downscaling) have revealed the importance of the domain spatial resolutions to reproduce the rainfall spatial distribution in Catalonia. Overall, it is important to reproduce the pluviometric maximum observed in the NE of the region. No differences are observed between resolutions when analysing the precipitation temporal evolution. Climatic simulations have been also revealed as a good tool to reproduce the spatial precipitation patterns (annual, semi-annual, spring and summer), mean annual anomaly evolution as well as extreme precipitation derived variables (number of days with precipitation > 50 mm). On one hand, the MM5 simulation nested and nudged to ERA40 Reanalyses (1971–2000) also allows to define weather types related to meteorological events producing floods. These types are consistent with those obtained from ERA40 Reanalyses. On the other hand, the MM5 simulation nested and nudged to ECHO-G atmosphere-ocean coupled model (1502–1989) produces a reliable multidecadal variability in comparison with the observed one (areal precipitation evolution in the NE Iberia and Barcelona precipitation) for the last 100–200 years. There is also an agreement between the evolution of simulated and observed values during 1898–1989. This simulation also reproduces the CAT flood evolution from the end of the 16th century to the 18th century beginning. From this study it is concluded that a no forced simulation of climate is needed to find whether the multidecadal internal variability within the model is essentially different (frequency and intensity) without forcings. Nesting and nudging MM5 to boundary conditions from a GCM will be a good tool to develop past or future regional climatic scenarios for all variables previously commented. However, the seasonal and annual mean precipitation cycles, as well as the mean precipitation spatial distribution for winter and autumn, are not well copied by the simulation. Thus, the presented tool will be not useful to develop regionalised climatic scenarios.

Finally, in this thesis it is possible to conclude that the predicted changes in precipitation under the IPCC-ARS simulations due to the increase in GHG concentrations have not been yet observed in Catalonia and the rest of Spain. We can assert this statement thanks to an exhaustive analysis developed with hydric extreme and precipitation temporal series with a high temporal length, higher than most of prior developed studies.

Lista de abreviaturas y convenciones

En esta sección se detallan las abreviaturas y siglas utilizadas en la presente tesis doctoral. Hay que comentar también que todos los nombres propios que aparecen en esta tesis (ciudades, países o regiones) se han escrito según la lengua propia de sus respectivos territorios, porque los nombres propios no deberían ser traducidos. Todas las referencias de direcciones de Internet que se han incluido en esta tesis van acompañadas de la fecha de la última vez que se consultaron.

- A – Centro de altas presión o anticiclón
- aC – Antes de Cristo
- ACA – *Agència Catalana de l'Aigua*, Agencia Catalana del Agua
- ACJ – Análisis en Conglomerados Jerárquico
- ACP – Análisis en Componentes Principales
- AD – *Anno Domini*, Año del Señor
- AEMET – Agencia Estatal de Meteorología de España
- alt. – altura
- AND+50 – Anomalía del número medio anual de días con precipitación superior a 50
mm
- APA – Anomalía de precipitación media anual
- Ayto. – Ayuntamiento
- B – Centro de bajas presiones, baja o depresión
- BAL – Balears
- bar. – Barométrico
- CAN – Canarias
- CAT – Catastrófica/o
- CEDEX – Centro De estudios y EXperimentación de Obras Públicas del Ministerio de Fomento
- CGD – *Climate and Global Dynamics Division* del NCAR, División de Clima y Dinámica Global del NCAR, EE.UU.
- CICYT – CIenCia Y Tecnología
- CLABSA – *Clavegueram de Barcelona SA*, Compañía del Alcantarillado de Barcelona SA.
- CN – Centro Norte
- col. – Columna
- cont. – continuación
- CORMUL – Método de la Correlación Múltiple
- CP – Componente Principal
- CPU – *Central Processing Unit*, Unidad Central de Procesamiento
- CRU – *Climatic Research Unit* de la *University of East Anglia* (R.U.)
- CS – Centro Sur
- CSS – Consorcio de Compensación de Seguros
- CV – Coeficiente de Variación
- DANA – Depresión Aislada en Niveles Altos
- DEF – Invierno, periodo de diciembre a febrero
- des. – desviación estándar
- DWD – *Deutscher Wetterdienst*, Servicio Meteorológico de Alemania.
- Ec. – Ecuación

ECMWF – *European Centre for Medium Weather Forecast* o Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio
 EE.UU. – Estados Unidos
 EIP – *Early Instrumental Period*, Periodo Instrumental Primerizo
 ENSO – *El Niño Southern Oscillation*, Oscilación Austral El Niño
 EOF – *Empirical Orthogonal Function*, Función Ortogonal Empírica
 Eq. – Equivalencia o equivalente
 ERA40 – Reanálisis del ECMWF (~ 40 años)
 ESP – España
 EXT – Extraordinaria/o
 FAO – *Food and Agricultural Organisation*, Organización para la Alimentación y la Agricultura de las Naciones Unidas.
 FBG – Fundació Bosch i Gimpera
 FDP – Función Densidad de Probabilidad
 FRA – Francia
 GAL – Galicia
 GCM – *Global Circulation Model*, Modelo de Circulación General
 GEH – *Gas amb Efecte d’Hivernacle*, Gas de Efecto Invernadero
 GEI – Gas de Efecto Invernadero
 GFS – *Global Forecasting System* del NCEP-NCAR, Sistema de Predicción Global del NCEP-NCAR
 GHG – *Green-House Gas*, Gas de Efecto Invernadero
 GIB – *Govern de les Illes Balears*, Gobierno de las Islas Baleares
 ih – índice hídrico
 INM – Instituto Nacional de Meteorología de España
 Inun. – Inundación
 IPCC – *Intergovernmental Panel for Climate Change*, Panel Intergubernamental para el Cambio Climático de las Naciones Unidas
 IPCC-ARS – *IPCC Atmospheric Regional Simulations*, Simulaciones Regionales Atmosféricas del IPCC.
 ISL – Islandia
 ITA – Italia
 JJA – Verano, periodo de junio a agosto
 LEV – Levante
 LIA – *Little Ice Age*, Pequeña Edad del Hielo
 MAM – Primavera, periodo de marzo a mayo
 máx. – máximo
 MCG – Modelo de Circulación General
 med. – medio/a
 MESA – *Maximum Entropy Spectral Analysis*, Análisis Espectral de Máxima Entropía
 mín. – mínimo
 MM5 – *Mesoscale Model 5*, Modelo Mesoescalar versión 5 del NCEP-NCAR y la PSU de los EE.UU.
 MMA – Ministerio de Medio Ambiente
 MO – *Mediterranean Oscillation*, Oscilación Mediterránea
 MRC – Modelo Regional del Clima
 MSLP – *Mean Sea Level Pressure*, Presión Media al Nivel del Mar
 NAO – *North Atlantic Oscillation*, Oscilación del Atlántico Norte
 NAOI – Índice de la NAO

- NCAR – *National Centers for Atmospheric Research*, Centros Nacionales para la Investigación Atmosférica de los EE.UU.
- NCEP – *National Centers for Environmental Prediction*, Centros Nacionales para la Predicción Medioambiental de los EE.UU.
- ns – no significativa
- OBS – Observaciones
- Obs. – Observatorio
- ORD – Ordinaria/o
- PEG – *Petita Edat del Gel*, Pequeña Edad del Hielo
- PEH – Pequeña Edad del Hielo
- pluvio. – pluviómetro o pluviométrico
- precip. – precipitación
- PSU – *Pennsylvania State University*, Universidad Estatal de Pennsylvania de los EE.UU.
- QBO – *Quasi Biannual Oscillation*, Oscilación Casi-Bienal.
- R. – Río
- R.U. – Reino Unido.
- R^a – Riera
- s. – siglo
- s.n.m. – sobre el nivel del mar
- Sig. – Significativo/a
- sit. – situación
- SLP – *Sea Level Pressure*, Presión al Nivel del Mar
- SON – Otoño, periodo de septiembre a noviembre
- SPI – *Standardised Precipitation Index*, Índice de Precipitación Estandarizado
- ss. – siglos
- SST – *Sea Surface Temperature*, Temperatura de la Superficie del Mar
- sup. – superficie
- T. - Torrente
- temp. – temperatura
- TOT – Total o totales
- TP – Tipo de tiempo
- UB – *Universitat de Barcelona*, Universidad de Barcelona
- UCAR – *University Corporation for Atmospheric Research*, Corporación Universitaria para la Investigación Atmosférica de los EE.UU.
- UE – Unión Europea
- UKMO – *United Kingdom Meteorological Office*, Servicio Meteorológico del Reino Unido
- Últ. – Última
- WeMO – *Western Mediterranean Oscillation*, Oscilación del Mediterráneo Occidental
- WMO – *World Meteorological Organisation*, Organización Meteorológica Mundial
- WRF – *Weather Research and Forecasting Model*, Modelo de Investigación y Predicción del Tiempo de los EE.UU.

Índice

Agradecimientos / Agraïments	ix
Resumen	xv
Resum	xix
Summary	xxiii
Lista de abreviaturas y convenciones	xxvii
1 Introducción	1
1.1 Objetivos	22
1.2 Estructura de la tesis	24
2 Información y datos utilizados	27
2.1 La información histórica	27
2.1.1 Cronologías de inundación	29
2.1.1.1 Cronologías disponibles	35
2.1.1.2 Tratamiento previo	38
2.1.1.3 Fuentes documentales modernas	39
2.1.2 Cronologías de rogativas pro lluvia	40
2.1.2.1 Rogativas pro lluvia en la ciudad de Barcelona	42
2.1.3 Índices hídricos	44
2.2 Series instrumentales antiguas	45
2.2.1 La presión	47
2.2.1.1 Conversión de unidades y correcciones de la presión	49
2.2.2 La precipitación	53
2.3 Series instrumentales modernas	58
3 Evolución de las inundaciones e índices hídricos desde el siglo XIV	61
3.1 Cronologías de inundación	61
3.1.1 Tendencias	73
3.1.2 Identificación de periodos anómalos	77
3.1.3 Análisis espectral	81
3.1.4 Comparación con otras cronologías	82
3.2 Índices hídricos	87
3.2.1 Caracterización a nivel mensual	87
3.2.2 Caracterización a nivel anual	90
3.2.3 Caracterización a nivel estacional	92
3.2.4 Análisis de Tendencias	94
3.2.5 Identificación de periodos anómalos	94
3.2.6 Relación con la precipitación	95
3.2.7 Relación con el SPI	99
3.3 Síntesis	102

4 Análisis de las series instrumentales antiguas: presión y precipitación	107
4.1 Reconstrucciones sinópticas	107
4.2 Estudio del periodo anómalo 1840–1870	110
4.2.1 Clasificación de tipos de tiempo (TPs)	116
4.2.1.1 Técnica subjetiva	117
4.2.1.2 Técnica objetiva	123
4.2.2 Comparación con el siglo XX	138
4.3 Serie de precipitación de la Ciudad de Barcelona (1786–2005)	139
4.3.1 Climatología	140
4.3.2 Evolución temporal y anomalías	141
4.3.3 Análisis de tendencias	144
4.3.4 Precipitación diaria (1854–2005)	145
4.4 Síntesis	153
5 Evolución de la precipitación en el siglo XX	155
5.1 Regionalización pluviométrica de España	156
5.2 Obtención de la precipitación areal y rellenado de lagunas	157
5.3 Análisis de los resultados	160
5.3.1 Análisis de la variabilidad	160
5.3.2 Análisis de tendencias	171
5.4 Síntesis	175
6 Relación inundaciones y precipitación	177
6.1 Geografía del Pla de Barcelona y su evolución histórica	178
6.2 Historia de las inundaciones en el Pla de Barcelona: ocurrencia e impactos	184
6.3 Evolución de la precipitación en la Ciudad de Barcelona	187
6.4 Estudio comparativo de impactos	187
6.4.1 La Baja Edad Media: La inundación súbita catastrófica del 5 de septiembre de 1389	188
6.4.2 La Alta Edad Moderna: La inundación súbita catastrófica del 28 de octubre de 1591	189
6.4.3 La Baja Edad Moderna: La inundación súbita catastrófica del 8 de abril de 1794	189
6.4.4 La Alta Edad Contemporánea: La inundación súbita catastrófica del 14 de septiembre de 1862	189
6.4.5 La Baja Edad Contemporánea: La inundación súbita extraordinaria del 21 de septiembre de 1995 y la ordinaria del 31 de julio del 2002	190
6.5 Síntesis	192
7 Índices de circulación	193
7.1 La Oscilación del Atlántico Norte (NAO)	194
7.1.1 Variabilidad y fluctuaciones de la NAO	204
7.1.2 Mecanismos que influyen en la NAO	205
7.1.3 Relación NAO-precipitación	206
7.1.4 NAO y precipitación en España	207

7.1.4.1 Estudios de la relación NAO-precipitación en la Península Ibérica	207
7.1.4.2 Revisión de la relación NAO-precipitación (1897–1998)	210
7.1.4.2.1 Análisis de los resultados	210
7.1.4.3 NAO y precipitación en Barcelona (1786–2005)	213
7.1.4.4 Evolución de la relación NAO-precipitación	215
7.1.4.4.1 Series Areales (1897–1998)	215
7.1.4.4.2 Precipitación de la Ciudad de Barcelona (1786–2005)	221
7.2 Relación entre circulación atmosférica e inundaciones	223
7.3 Síntesis	224
8 Modelización de la precipitación y de los extremos hídricos en los últimos 30 años	227
8.1 El Modelo Mesoescalar MM5	228
8.2 La técnica del downscaling o redimensionamiento dinámico	230
8.3 Diseño de la simulación	231
8.4 Análisis de la simulación	234
8.5 Estudio de las inundaciones del periodo 1971–2000	245
8.6 Síntesis	260
9 Modelización de la precipitación y de los extremos hídricos en los últimos 500 años	263
9.1 El modelo ECHO-G	264
9.2 Diseño de la simulación	266
9.3 Análisis de la simulación	268
9.4 Síntesis	273
10 Conclusiones y trabajo futuro	275
10.1 Conclusiones	275
10.2 Trabajo futuro	284
APÉNDICES	289
A Estadísticos básicos	289
B Correlación entre series de datos	290
B.1 Coeficiente de correlación lineal de Pearson	291
B.2 Significancia estadística	291
C Análisis de tendencias	293
D Análisis espectral	294
BIBLIOGRAFÍA	297

1 Introducción

Reciben el nombre de extremos hídricos las situaciones ambientales de exceso de precipitación (inundaciones), o bien de déficit de precipitaciones (sequías). Por inundación se entiende el hecho de que una zona determinada quede ocupada temporalmente por el agua debido, bien al desbordamiento de cursos fluviales, bien a la imposibilidad de drenaje del agua de lluvia, bien por los dos motivos a la vez, o bien por el aumento del nivel del mar en zonas costeras durante los temporales. Las inundaciones son una compleja situación de riesgo hidrometeorológico. Tanto la meteorología como la hidrología juegan un papel importante en su génesis. Las precipitaciones intensas, los periodos largos de precipitación o el deshielo de la nieve de las montañas son factores necesarios, pero no suficientes, para que se produzcan. Otras condiciones son también importantes, como la precipitación previa y las características del terreno o de la escorrentía superficial. Además, este fenómeno natural interactúa también con las actividades humanas (usos del suelo y su evolución, infraestructuras civiles e hidráulicas), las cuales pueden tener efectos muy variados en el patrón natural de respuesta de las inundaciones. Por todo ello el estudio de este fenómeno requiere del concurso de diferentes disciplinas científicas.

Las sequías son un fenómeno aún más complejo de definir, porque no sólo intervienen factores meteorológicos y climáticos, sino también agrícolas, hidrológicos e incluso socioeconómicos. Este hecho provoca que existan numerosas definiciones para la sequía, pero en general hay que diferenciar entre dos casos:

- i) sequía meteorológica o climática: se refiere a un periodo temporal en el que la precipitación de un lugar o región es inferior al valor habitual o esperado de ésta (valor medio). Se trata de un fenómeno que se implanta de manera paulatina y puede llegar a durar años en los casos más extremos.
- ii) sequía hidrológica: se refiere a un periodo temporal en el que las reservas hídricas (agua almacenada en los embalses) son escasas o nulas y los caudales de los cursos fluviales son inferiores a los valores medios. A pesar de que el clima es el principal factor que contribuye a la sequía hidrológica, otros factores como el cambio en los usos del suelo (por ejemplo la deforestación), la degradación de las tierras, o la construcción de presas pueden afectar a las características hidrológicas de las cuencas de los ríos.

Teniendo en cuenta las dos definiciones anteriores se tiene que, según la disponibilidad de agua y usos de ésta así como las características de la pluviometría de un determinado lugar, se puede estar en un periodo de sequía hidrológica pero no de sequía meteorológica, o a la inversa. Por ejemplo, la Región de Murcia, la provincia de Almería o parte de la provincia de Alacant (SE España), suelen padecer casi de forma continua sequía hidrológica, ya que a las pocas precipitaciones de esas regiones se les suma un uso abusivo e insostenible del agua disponible, hablándose entonces de lo que se conoce como sequía estructural.

Las inundaciones y las sequías son los dos desastres naturales que producen el mayor impacto socioeconómico en el mundo. En general, las inundaciones, seguidas de las sequías, constituyen las dos primeras causas de mortalidad y pérdidas producidas en

todo el mundo por los desastres naturales. Para el periodo 1988–1997, según las estadísticas del grupo reasegurador alemán Munich Re (FAO, 2002), el 58% de las muertes y el 33% de las pérdidas económicas producidas en el mundo por desastres naturales se debieron a inundaciones. Además, el 31% del total de desastres naturales producidos en tal periodo fueron inundaciones. Estudios más recientes (Munich Re, 2006) constatan un aumento de los desastres naturales en el mundo, así como de las pérdidas producidas, durante el periodo 1950–2005, gran parte de las cuales están asociadas a los extremos hídricos (Figura 1.1 y Figura 1.2).

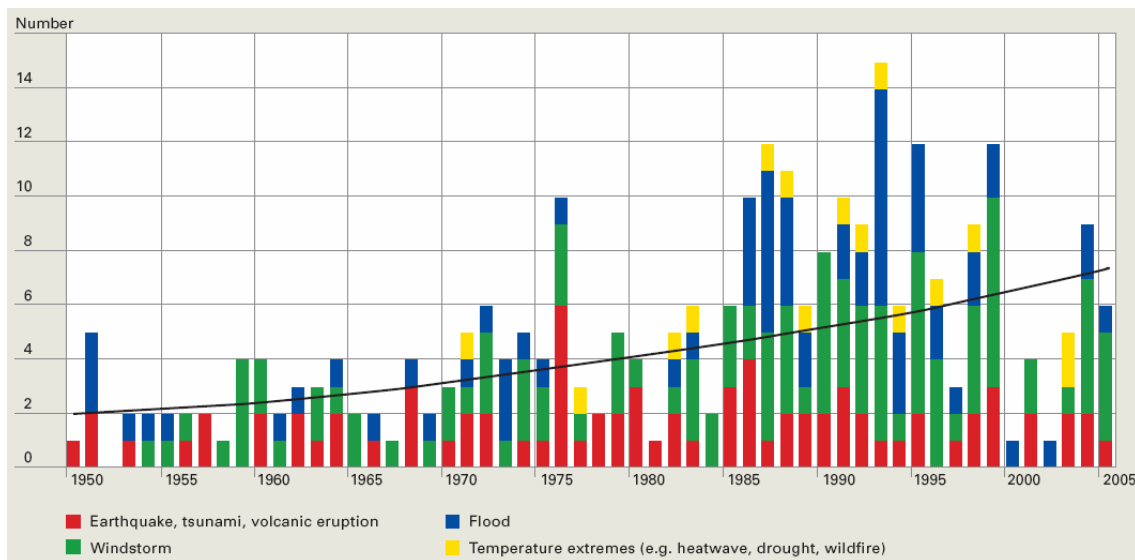


Figura 1.1. Evolución del número de las grandes catástrofes naturales en el mundo de 1950 a 2005 (Munich Re, 2006).

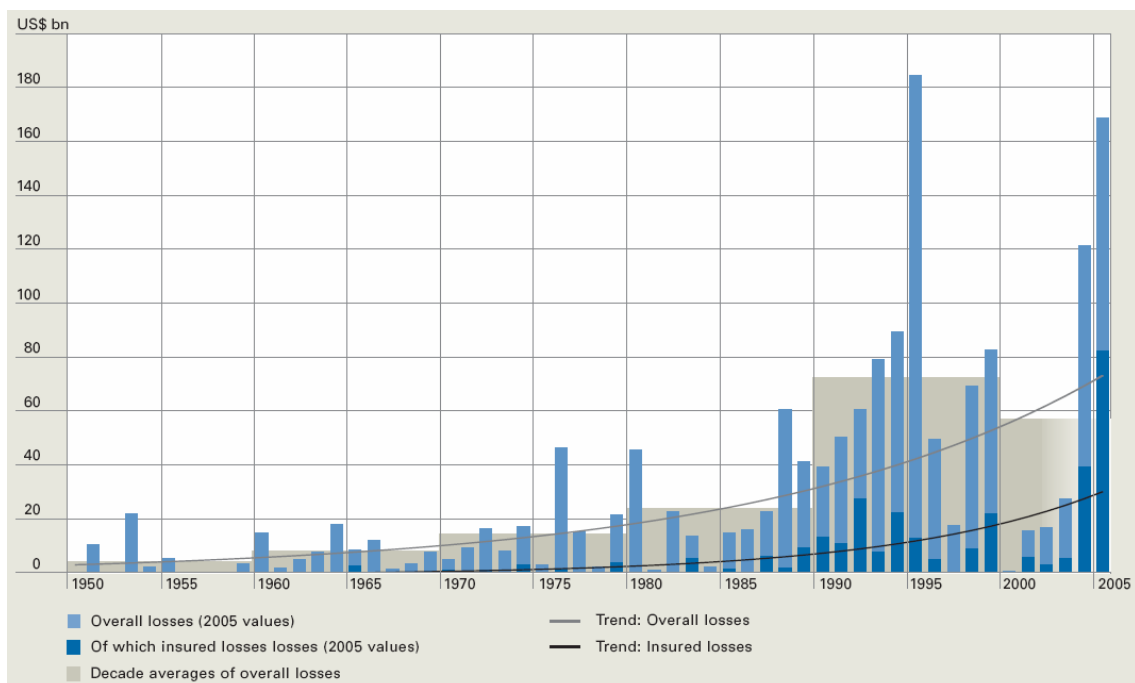


Figura 1.2. Evolución de las pérdidas en miles de millones de dólares de los EE.UU. producidas por las grandes catástrofes naturales en el mundo de 1950 a 2005 (Munich Re, 2006).

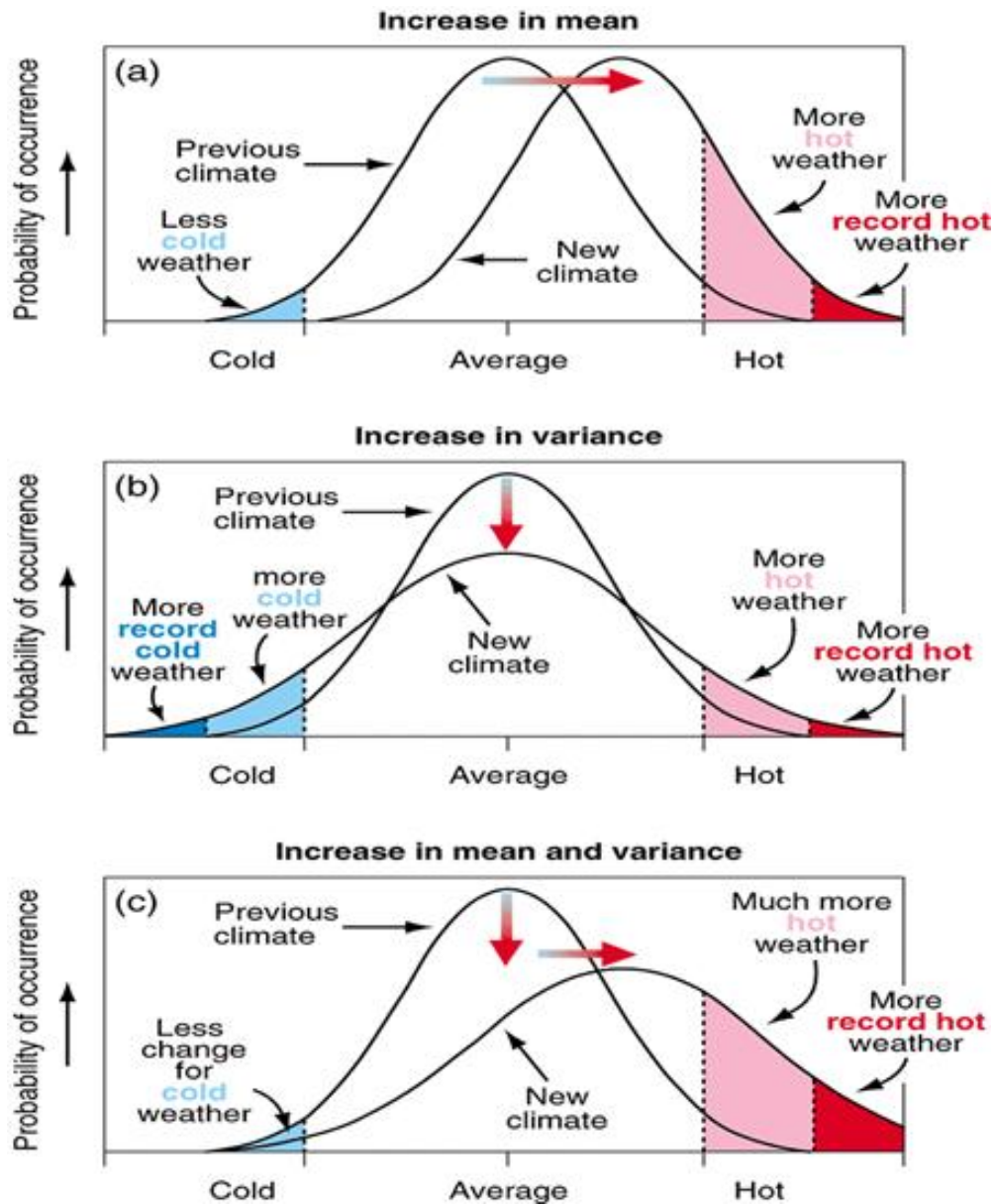


Figura 1.3. Ilustración de los efectos sobre la temperatura extrema bajo (a) un aumento del valor medio, provocando más eventos excepcionales de calor, (b) un aumento de la varianza, provocando más eventos excepcionales tanto de frío como de calor y (c) un aumento del valor medio y de la varianza, provocando una muy mayor frecuencia de episodios excepcionales de calor (IPCC, 2001).

Actualmente la Tierra está experimentando un calentamiento global debido al aumento en las concentraciones de GEIs. El aumento de la temperatura global del planeta ha sido de unos $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ en el último siglo, pero ha sido más pronunciado durante las dos últimas décadas (IPCC, 1996, 2001, 2007; Brohan *et al.*, 2006). Este aumento de la temperatura está alterando las condiciones climáticas y el ciclo hidrológico de la Tierra. En consecuencia, la distribución de la precipitación variará previsiblemente en muchas zonas del planeta. La probabilidad de ocurrencia de los extremos hídricos es muy sensible a cualquier cambio en el estado medio del clima. Aunque el estado medio del clima fuera a cambiar poco, la ocurrencia de sequías e inundaciones podría aumentar de forma importante.

Para ilustrar los cambios que se pueden producir en la frecuencia de incidencia de los episodios extremos ante un cambio en el estado medio del clima, nos centraremos en el

caso de la temperatura para el cual la función de densidad de probabilidad (FDP) puede tomarse como gaussiana (Figura 1.3). Un aumento del valor medio de la temperatura de una zona comportaría un desplazamiento de su FDP hacia valores mayores. Los episodios de calor extrema se producirían con una mayor frecuencia y además tendrían lugar eventos nunca registrados hasta el momento (récords o episodios excepcionales). Por el contrario, los episodios de frío extremo serían menos frecuentes (Figura 1.3a). En cambio, si se produjera un aumento en la varianza de la temperatura, se tendría que tanto la frecuencia de los episodios de calor o frío extremos se incrementaría, así como la ocurrencia de eventos excepcionales de frío o calor no registrados hasta el momento (Figura 1.3b). Finalmente, un aumento tanto en el valor medio como en la varianza de la temperatura comportaría una mayor incidencia de los episodios extremos de calor producidos hasta el momento. También se produciría una mayor probabilidad de ocurrencia de eventos excepcionales de calor no registrados hasta el momento. La ocurrencia de episodios extremos de frío sólo disminuiría ligeramente en esta situación (Figura 1.3c).

Dada la importancia de los extremos hídricos, es fundamental averiguar si su frecuencia e intensidad están cambiando o han cambiado, así como entender las causas de este cambio. Esta cuestión presenta tres posibilidades:

- i) Si se observa que la frecuencia e intensidad de los extremos hídricos no han cambiando, entonces el hecho de que los daños producidos por los extremos hídricos hayan aumentado debe atribuirse a un aumento de la vulnerabilidad.
- ii) Si se detectan cambios en la frecuencia y magnitud de los extremos hídricos, pero los cambios son comparables a los producidos en el pasado, la variabilidad natural es la causa más probable de estos cambios.
- iii) Si se observan cambios y éstos no son comparables a los cambios ocurridos en el pasado, el calentamiento global sería la causa más probable de estos cambios.

La presente tesis doctoral titulada “Evolución de los extremos hídricos en Catalunya en los últimos 500 años y su modelización regional” aborda el estudio de los extremos hídricos y la precipitación en Catalunya, e intenta responder a la pregunta que acabamos de formular.

Catalunya está situada en el NE de la Península Ibérica, bañada por el Mar Mediterráneo, e influida por las perturbaciones que llegan procedentes del NW así como por las que llegan del E y las que se generan en el Mediterráneo. La orografía es muy accidentada (Figura 1.4), con cadenas montañosas (Pirineos) de más de 3.000 *m* de altitud próximas a extensas regiones planas. También destacan otras cordilleras con altitudes máximas más bajas, pero cercanas a la costa (Cordilleras Litoral, ~ 700 *m* y Prelitoral, ~ 1.500 *m*), que definen una hidrología muy compleja. Existe una gran variedad de cursos fluviales que forman parte de cuencas de dimensiones muy variadas, pero en general de poca extensión (Figura 1.5).

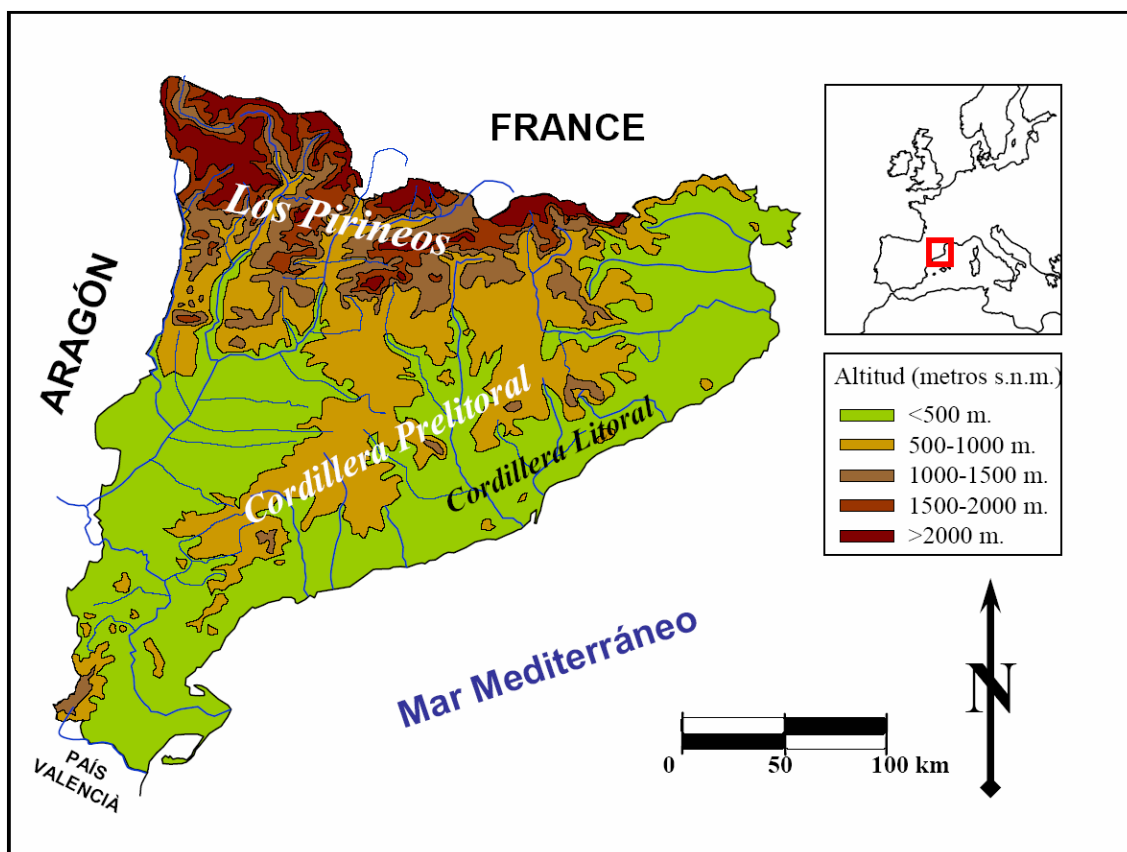


Figura 1.4. Mapa esquemático de la orografía de Catalunya (elaboración propia).

El caudal de los diferentes cursos fluviales es también muy variable durante el año y muchos de ellos padecen estiaje durante los meses del verano. Otros sólo llevan agua en periodos de precipitaciones prolongadas o cuando se producen episodios de precipitaciones intensas y torrenciales, como son las numerosas rieras, torrentes, barrancos o arroyos próximos a la costa y que nacen en la Cordillera Litoral y la Cordillera Prelitoral. Estas cuencas tienen una gran pendiente hacia el mar y presentan una gran torrencialidad. Casi cada año suelen producirse inundaciones súbitas en alguna de ellas. Las principales características físicas de las cuencas más grandes de Catalunya (Ebro, Segre, Llobregat y Ter) se encuentran resumidas en la Tabla 1.1. Estas cuencas son aquellas de las que se dispone de más información en época histórica, como se verá en el Capítulo 2. Además, la presencia de embalses y su aplicación tanto como recurso hídrico como para laminar las avenidas de agua (reducir la velocidad y fuerza de las crecidas de agua en los cursos fluviales) deberá ser tenida en cuenta cuando se consideren las series de inundaciones y sequías.

La gran variabilidad del caudal de los ríos catalanes ha comportado que durante el siglo XX, y en especial durante sus tres últimas décadas, se extendiera la construcción de embalses en la gran mayoría de los cursos de agua, sobre todo en los más importantes. En la actualidad hay 42 embalses en funcionamiento en el territorio de Catalunya, con una capacidad total de almacenamiento de 3.040 hm^3 . El más grande de todos es el de Canelles, en el Río Noguera Ribagorçana (provincia de Lleida) con una capacidad de 688 hm^3 y una superficie de 1.569 ha . El más pequeño es el de Portbou, en la Riera de Portbou (provincia de Girona) con una capacidad inferior a 1 hm^3 y una superficie de 1 ha . Las características técnicas y capacidades de todos ellos están resumidas en la Tabla 1.2. Hay que destacar que la gran mayoría de embalses catalanes

y los de mayor capacidad están ubicados en la Cuenca del Ebro, principalmente en la de su afluente el Segre y en la de los dos principales afluentes de este último, los ríos Noguera Ribagorçana y Noguera Pallaresa. El uso que se da al agua en esa zona es básicamente agrícola, para abastecer el Canal d'Urgell que riega las grandes extensiones de árboles frutales del Pla de Lleida, Pla d'Urgell, L'Urgell, La Segarra y zonas limítrofes.



Figura 1.5. Mapa de las cuencas hidrográficas principales de Catalunya (elaboración propia).

Cuenca	Localidad (estación de aforo)	Superficie (km^2)	Q ($m^3 \cdot s^{-1}$)	Q_{ci} medida ($m^3 \cdot s^{-1}$) (Fecha del evento)	Años con datos
Segre	Seu d'Urgell	1.233	13,5	229 (29 MAY 1953)	55
	Balaguer	7.796	45,7	521 (24 ABR 1971)	30
	Lleida	11.389	84,9	4.500 (22 OCT 1907)	23
	Total	22.579	185,0		
Llobregat	Pobla de Lillet	---	1,32	44 (5 NOV 1994)	15
	Martorell	4.561	20,77	3.080 (20 SEP 1971)	75
	Total	4.948	17,7		
Ter	Ripoll	738	9,8	550 (8 NOV 1982)	64
	Girona*	1.802	13,95	2.350 (18 OCT 1940)	30
	Total	3.010	20,0		
Ebro / Ebre	Tortosa	82.763	472,8	4.500 (22 MAR 1915)	56
	Total^	83.093	426,0		

Tabla 1.1. Características hidrológicas de las principales cuencas hidrográficas de Catalunya: Ríos Segre, Llobregat, Ter y Ebro: Caudal medio actual (Q) y caudal máximo instantáneo actual (Q_{ci}). (*) Medido a 18 km río arriba de Girona: Presa del Pasteral. (^) Solo unos 14.000 km^2 pertenecen a Catalunya. (Llasat *et al.*, 2005, modificada y ampliada).

Cuenca	Embalse	Tipología	Altura presa (m)	Sup. Cuenca (km ²)	Sup. Embalse (ha)	Capacidad (hm ³)	Capacidad cuenca (hm ³)
Portbou	Portbou	gravedad	27	3	1	<1	1
Muga	Boadella	gravedad	63	182	364	62	62
Ter	Sau	gravedad	84	1.564	570	169	407
	Seva (2 presas)		15		2	<1	
	Susqueda	arco de vuelta	135	1.850	466	233	
	El Pasteral	gravedad	33	1.904	35	2	
Tordera	Colomers	gravedad	15	3.000	70	1	1
	Santa Fe	gravedad	23	5	6	1	
Besòs	Vallforners	materiales sueltos	62	61	16	2	2
Llobregat	La Baells	arco de vuelta	102	532	367	115	220
	Sant Ponç	gravedad	60	318	139	24	
	La Llosa del Cavall	arco de vuelta	122	200	300	80	
	Sant Martí de Tous	materiales sueltos	32	16	15	1	
Gaià	El Catllar o Gaià	materiales sueltos	76	370	326	60	60
Riudecanyes	Riudecanyes	gravedad	51	31	30	5	5
Noguera Ribagorçana	Escales	gravedad	125	731	400	152	1.097
	Canelles	arco de vuelta	150	1.628	1.569	688	
	Sta. Anna	gravedad	102	1.757	768	240	
	Cavallers o Estanys de Tor	contrafuerte	70	30	47	16	
	Llesp	gravedad	14	208	14	<1	
Noguera Pallaresa	Borén	gravedad	34	203	11	1	417
	Torrassa	gravedad	21	360	49	2	
	Talarn o St. Antoni	gravedad	86	2.070	927	205	
	Terradets	gravedad	49	2.620	330	23	
	Camarasa	gravedad	103	2.850	624	113	
	Graus	gravedad	26	41	5	<1	
	Tavascan	gravedad / materiales sueltos	31	129	8	1	
	Llac Negre	escullera	11	5	31	6	
	St. Maurici	gravedad	19	28	4	2	
	Llacs d'Espot o Saburó	gravedad	10	2	28	11	
	Llacs de Cabdella (varios)	gravedad			148	46	
Sallente	gravedad / materiales sueltos	89	4	29	6		
Segre	Oliana	gravedad	102	2.675	443	101	517
	Rialb	gravedad	101	3.320	1.505	402	
	St. Llorenç de Montgai	gravedad	25	7.110	131	10	
	Utxesa (3 presas)	materiales sueltos	14/18/27	250	74	4	
Ebro / Ebre	Riba-roja	gravedad	60	79.177	2.152	210	246
	Flix	gravedad	26	82.246	320	11	
	Siurana	gravedad	63	60,4	67	12	
	Margalef	gravedad	33,2	97,2	32	3	
	Els Guiamets	gravedad	50	75	62	10	
Garona	Llacs Val d'Aran (varios)	gravedad / materiales sueltos	16/40	152	40	5	5

Tabla 1.2. Características técnicas y capacidad de todos los embalses de Catalunya. (Fuente: ACA, Agència Catalana de l'Aigua, <http://mediambient.gencat.net/aca/es/actuacions/embassaments/caracteristiques.jsp>; consultado el 21/07/2008).

Las características meteorológicas de Catalunya están fuertemente condicionadas por el hecho de estar situada en el Mediterráneo. Esta zona de la Tierra se encuentra entre las tierras frías euroasiáticas y las cálidas de África, expuesta a influencias tanto extratropicales como subtropicales, siendo una zona de transición entre esos dos regímenes. Por lo tanto esta región es muy sensible a los cambios en la extensión y magnitud de esas influencias, las cuales se alternan o incluso llegan a coincidir. Al mismo tiempo, el Mar Mediterráneo representa una gran masa de agua que se encuentra en una localización geográfica especial: a latitud media y rodeado por grandes extensiones continentales con cadenas montañosas considerables. Estas características lo convierten en un mar prácticamente cerrado, con un intercambio restringido con el Océano Atlántico y en el cual el movimiento de las masas de aire se ve entorpecido. Asimismo, la superficie cálida del Mar Mediterráneo favorece el intercambio de calor latente y sensible entre el mar y la atmósfera. Todos estos factores geográficos y físicos permiten la creación de una masa de aire específica Mediterránea y la existencia de una meteorología propia (Jansà, 1966; Jansà, 1997). Consecuentemente, el sistema climático mediterráneo presenta mecanismos internos de variabilidad propios.

Los dos efectos meteorológicos principales que se presentan de manera continua en la zona Mediterránea son, según Jansà (1997):

- i) La formación de una masa de aire particular (masa de aire mediterránea) en niveles bajos, alrededor del estrato 1.500–2.000 *m*, húmeda y cálida de verano a primavera, y relativamente fría y húmeda en invierno. La línea de costa y las cordilleras montañosas actúan como fronteras laterales permanentes de esta masa de aire. En consecuencia, su perfil termodinámico habitualmente presenta una inestabilidad convectiva potencial. El enfriamiento de la capa superior o/y el ascenso de toda la columna de aire puede liberar esta energía convectiva latente, ocasionando, si las otras condiciones necesarias están presentes, precipitaciones intensas en la zona (Llasat y Puigcerver, 1992).
- ii) La emergencia de depresiones a sotavento de los flujos aéreos dominantes, así como la creación de núcleos de vorticidad potencial en niveles bajos. Estos núcleos son debidos a la interacción de los flujos de aire con las barreras montañosas que rodean la zona. Estas depresiones pueden afectar los vientos locales y la producción y distribución de la precipitación.

Estos dos efectos meteorológicos hacen que la zona Mediterránea tenga la mayor concentración de ciclogénesis del mundo (2.910 ciclones/año en el Mediterráneo Occidental y 2.248 ciclones/año en el Oriental; Gil *et al.*, 2002, 2003) y los eventos de precipitación extratropical más intensos (superiores a 800 *mm* en 24 *h*). Además, se observa una elevada frecuencia de eventos con precipitaciones intensas y vientos locales muy fuertes con velocidades sostenidas de 20 *m·s*⁻¹ o incluso 30 *m·s*⁻¹ (Jansà, 1997). La máxima concentración de ciclones se sitúa en el Golfo de Génova y en Chipre. Las inundaciones y los temporales de viento son los desastres naturales más comunes en esta región y los que ocasionan las mayores pérdidas económicas. Las sequías son también importantes en algunas regiones de la zona y son producidas básicamente por la persistencia temporal de situaciones anticiclónicas.

La compleja orografía de Catalunya también comporta que el régimen pluviométrico de la región sea muy variable (Capel-Molina, 1981; Rodríguez-Puebla *et al.*, 1998; Esteban-Parra *et al.*, 1998; Romero *et al.*, 1998; Martín-Vide y Olcina-Cantos, 2001). Son de destacar las frecuentes lluvias torrenciales que durante el otoño tienen lugar y que suelen producir inundaciones importantes (Llasat y Puigcerver, 1994; Jansà *et al.*, 1996). Así, la distribución espacial de la pluviometría en Catalunya es muy variable e irregular, tanto a nivel anual como estacional. En las Figura 1.6, Figura 1.7 y Figura 1.8 están representados los mapas del campo medio de precipitación anual, semianual (SEP-FEB y MAR-AGO) y estacional (invierno: DEF, primavera: MAM, verano: JJA y otoño: SON). Estos mapas se han elaborado a partir de una malla de datos de 1 km x 1 km aproximadamente de resolución espacial. La malla de datos se ha construido teniendo en cuenta todos los observatorios de la red pluviométrica de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) en Catalunya, la Franja de Ponent (Aragón) y la provincia de Castelló (País Valenciano) para el periodo 1971–2000 (~ 1.100 observatorios; Altava-Ortiz, comunicación personal).

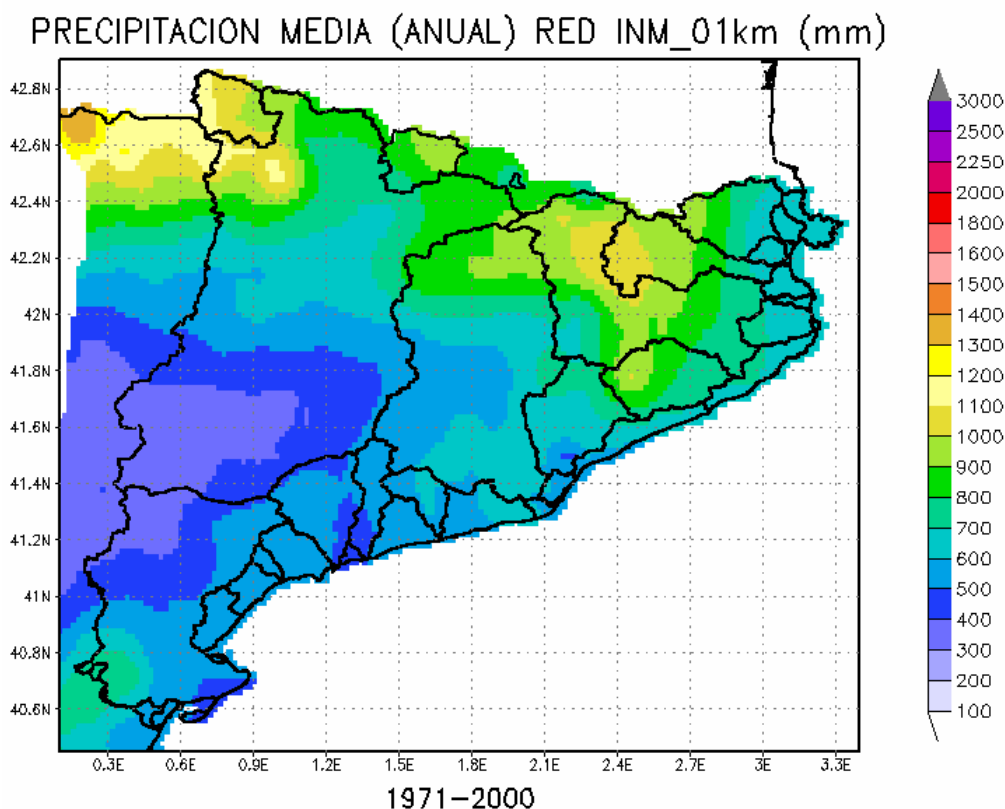
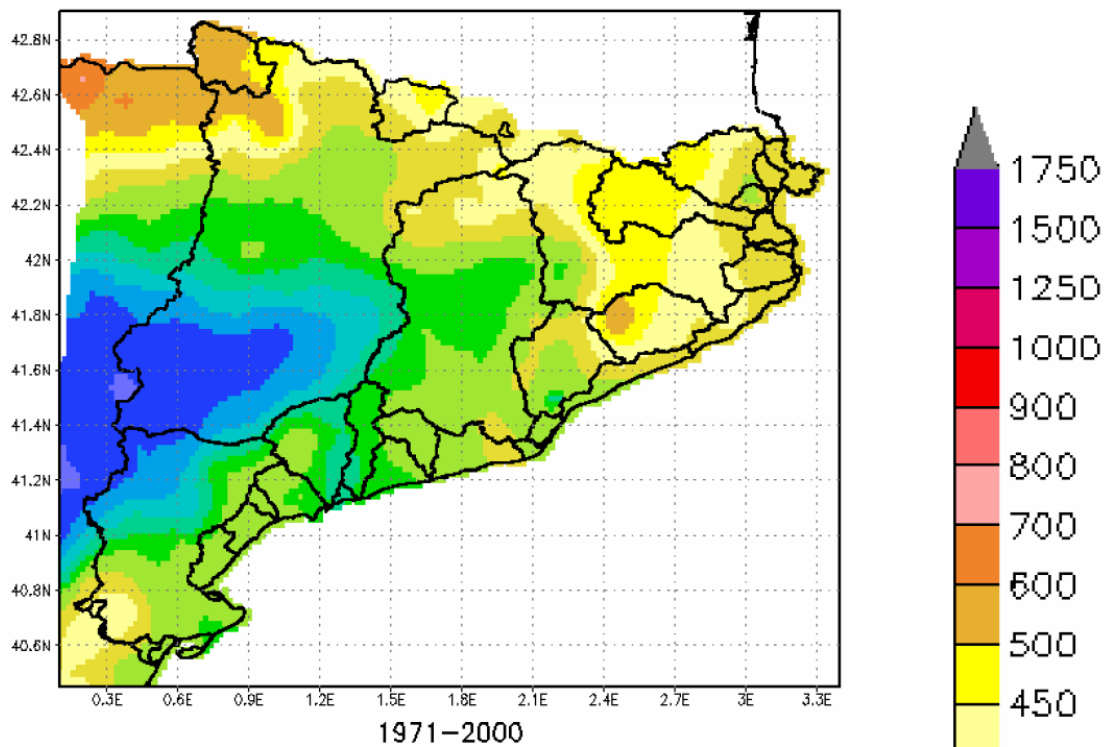


Figura 1.6. Mapa de precipitación media anual en Catalunya para el periodo 1971–2000 obtenida con una malla de datos de 1 km x 1 km a partir de 1.100 observatorios de la AEMET que cubren toda la zona.

a) PRECIP. MEDIA (SEP-FEB) MALLA OBS 1X1 KM (mm)



b) PRECIP. MEDIA (MAR-AGO) MALLA OBS 1X1 KM (mm)

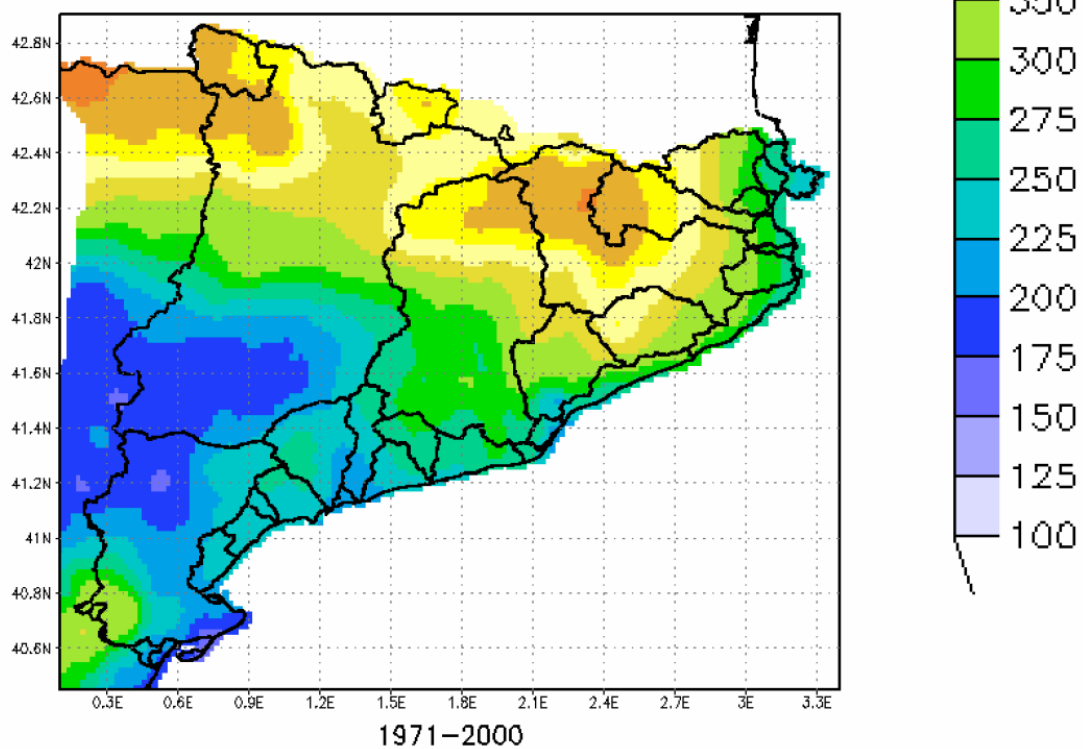


Figura 1.7. Mapas de precipitación media semianuales en Catalunya para el periodo 1971-2000 obtenidos con una malla de datos de 1 km x 1 km a partir de 1.100 observatorios de la AEMET que cubren toda la zona: De septiembre a febrero (a) y de marzo a agosto (b).

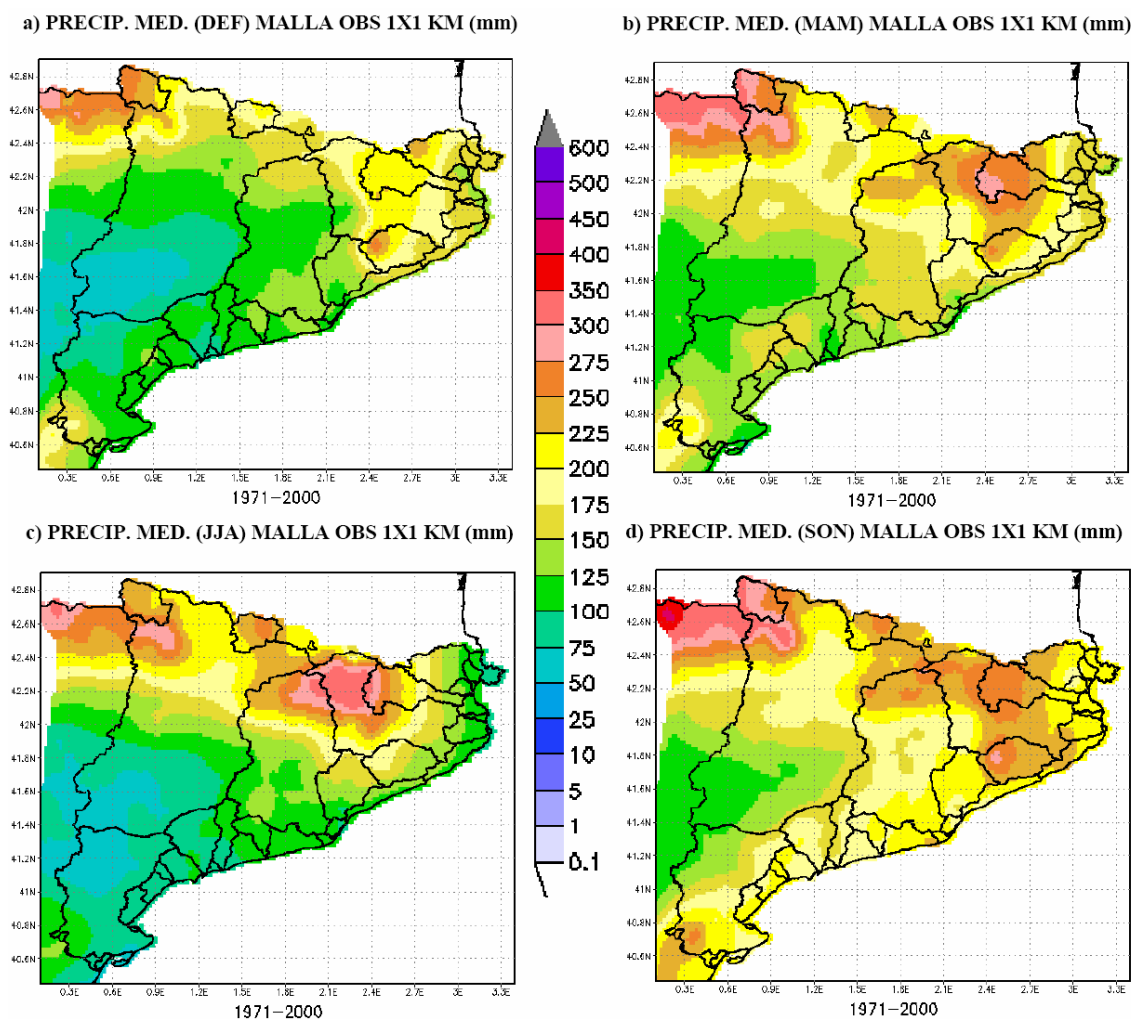


Figura 1.8. Mapas de precipitación media estacional en Catalunya para el periodo 1971–2000 obtenidos con una malla de datos de 1 km x 1 km a partir de 1.100 observatorios de la AEMET que cubren toda la zona: invierno (a), primavera (b), verano (c) y otoño (d).

En general, el campo medio de la precipitación anual en Catalunya (Figura 1.6) presenta un patrón espacial muy claro, con un marcado gradiente ascendente de WSW a ENE y de S a N. La zona interior de La Vall de l'Ebre y La Depressió Central (S de la provincia de Lleida y W de la provincia de Tarragona) son las zonas más secas de Catalunya, con precipitaciones anuales inferiores a los 400 mm. Entre este sector y las sierras litorales al E y las sierras del Prepirineo al N, las precipitaciones continúan siendo bajas pero alcanzan valores superiores a los 500 mm anuales. Las precipitaciones aumentan rápidamente a medida que se asciende por las sierras prelitorales, hasta alcanzar los 700–800 mm. Las precipitaciones en la zona costera están por debajo de los 600 mm. Hacia el Pirineo las precipitaciones aumentan con la altitud hasta llegar a más de 1.100 mm en las cumbres más altas. El Val d'Aran, más abierto a los vientos del W, registra más de 1.000 mm anuales. Sin embargo, en algunos valles cerrados y a sotavento, las precipitaciones pueden caer por debajo de los 600 mm, como en La Vall del Cardós y el entorno de La Seu d'Urgell (N de la provincia de Lleida). También hay que destacar los máximos pluviométricos situados en el Massís del Port (SW de la provincia de Tarragona) con valores superiores a los 800 mm, la zona del Montseny (provincia de Barcelona) y parte de las comarcas de El Ripollès y La Garrotxa (N de la provincia de Girona) con precipitaciones medias superiores a los 1.000 mm.

Los campos medios de precipitación tanto a escala semianual (Figura 1.7) como estacional (Figura 1.8) presentan una distribución espacial parecida a la del campo medio anual. La estación más lluviosa en gran parte de Catalunya es el otoño, exceptuando el Pirineo Oriental y, en especial, la cabecera del Río Ter (comarcas de La Garrotxa y El Ripollès, NW de la provincia de Girona) que tienen el verano como la estación más lluviosa. La segunda estación más lluviosa suele ser la primavera en todo el territorio. La estación más seca en la gran mayoría de zonas fuera del Pirineo es el verano, seguida del invierno. En cambio, en gran parte del Pirineo el invierno es la estación más seca y el verano la más lluviosa, como consecuencia de la gran actividad tormentosa en los Pirineos en esta época del año.

Durante las tres últimas décadas se han llevado a cabo muchos estudios sobre inundaciones y episodios de precipitaciones intensas en Catalunya y, por extensión, en la cuenca del Mediterráneo Occidental (Llasat, 1987; Ramis *et al.*, 1994, 1998; Buzzi *et al.*, 1994, 2000; Fernández *et al.*, 1995; Romero *et al.*, 1997, 1999a; Doswell III *et al.*, 1998, Alonso-Sarría *et al.*, 2002; Ducrocq *et al.*, 2002; Taramaso *et al.*, 2005, entre otros). Gracias a estos trabajos disponemos de un gran conocimiento de los mecanismos y factores que influyen en la generación de precipitaciones intensas asociadas a inundaciones. Por ejemplo, se ha establecido que la gran mayoría de estos episodios están caracterizados por una circulación ciclónica cerrada en niveles medios de la troposfera o por una vaguada muy acentuada localizada en el Sur de la Península Ibérica. En niveles bajos, en cambio, suele observarse una importante advección de aire cálido y húmedo hacia alguna área de la costa mediterránea española. Utilizando esta información, se ha podido establecer un modelo conceptual de la situación sinóptica que favorece el desarrollo de fuertes precipitaciones en Catalunya que pueden conducir a inundaciones (Figura 1.9).

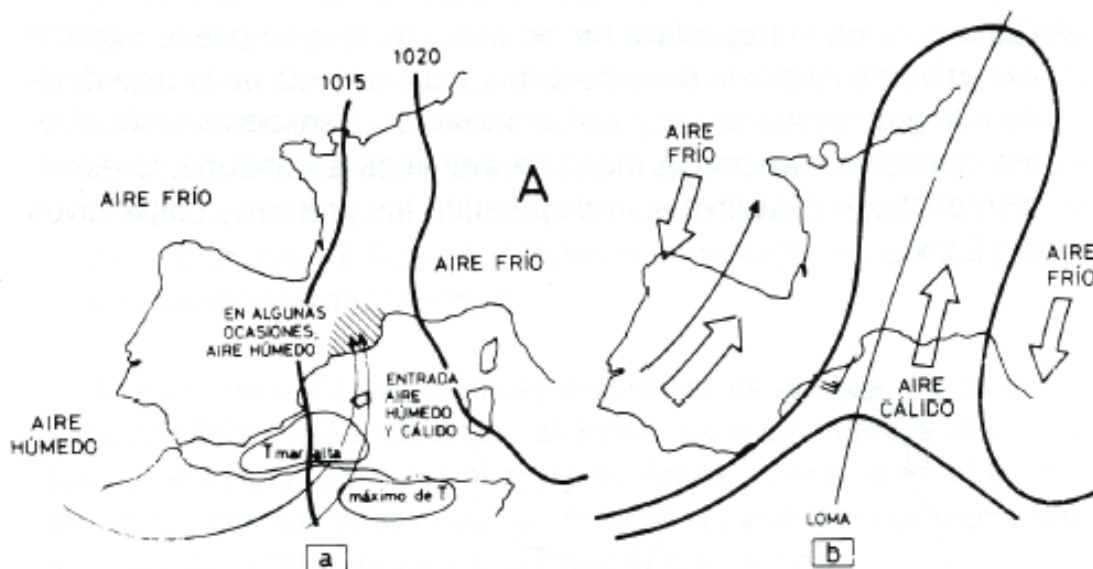


Figura 1.9. Esquema de la situación sinóptica favorable a la generación de precipitaciones intensas en Catalunya que pueden conducir a inundaciones. a) Superficie: anticiclón sobre Europa, incidencia de aire húmedo y cálido del S o SE, elevadas temperaturas; b) 500 hPa: vaguada sobre la Península Ibérica, dorsal al E de Catalunya, penetración de aire cálido, vientos del SW (Llasat, 1991).

El modelo conceptual (Llasat y Puigcerver, 1992, 1994; Palmieri y Clericci, 1992; Jansà *et al.*, 1995, 1996) muestra, durante los días anteriores a las precipitaciones, la presencia de una situación anticiclónica prolongada sobre el Mediterráneo, la cual

favorece la formación de una masa de aire mediterránea (cálida y húmeda) potencialmente inestable sobre el mar. La inestabilidad se desencadena normalmente debido al ascenso orográfico o dinámico de esta masa de aire cuando es adveccionada hacia la costa por un flujo aéreo a niveles bajos. Al condensarse el vapor de agua durante el ascenso de la masa de aire, se producen precipitaciones intensas. La presencia de aire frío en niveles medios y altos no es un factor esencial, aunque cuando se presenta puede favorecer la inestabilidad termodinámica. Habitualmente se detecta una vaguada o una DANA (Depresión Aislada en Niveles Altos; Martín León, 2003) al W de la Península Ibérica en la media o alta troposfera, la cual advecciona vorticidad potencial positiva y organiza el flujo. Esto favorece la entrada de aire, marítimo cálido y húmedo, sobre las barreras costeras y montañosas, las cuales actúan de palanca para el ascenso forzado del aire. Si existe una baja mediterránea o una línea de convergencia en superficie, las diferentes corrientes de aire (ascendentes y descendentes) se ven organizadas. La perturbación existente se ve intensificada en ocasiones por la entrada de aire subtropical o atlántico, asociada a la ondulación de la corriente en chorro subtropical o atlántica, respectivamente, la cual aporta vapor de agua a niveles medios y altos. La presencia de un anticiclón sobre Centroeuropa o el Norte del Mediterráneo provoca la entrada de un flujo de viento del S o del SW a niveles bajos sobre la región, y favorece la evaporación y acumulación de vapor de agua sobre el Mediterráneo Occidental. Dado que el Mediterráneo es un mar cerrado y de no mucha profundidad, constituye una gran fuente de calor y humedad. La transferencia de calor entre la superficie del mar Mediterráneo y la atmósfera, y la convección térmica asociada a esta transferencia, refuerzan los procesos ciclogénicos en la zona (Alonso-Sarría *et al.*, 2002). Con frecuencia se detecta la presencia de una baja atlántica situada en la parte occidental de la Península Ibérica o Francia (con sus frentes asociados moviéndose hacia el NE), la cual ayuda a reforzar la circulación sobre Catalunya. La posición del anticiclón y de la baja son esenciales para la organización de los flujos de aire a niveles bajos, ya que ello determina el que la masa de aire cálido y húmedo sea adveccionada hacia una u otra región del Mediterráneo Occidental. Finalmente, si toda la situación descrita anteriormente se mantiene casi estacionaria, los valores de precipitación acumulados pueden llegar a ser muy elevados. Esta precipitación está usualmente asociada a sistemas convectivos de mesoescala y multicélulas. Algunas veces, los episodios de precipitaciones extremas causados por una única situación meteorológica pueden afectar a varios países mediterráneos como España, Francia e Italia (junio del 2000; Mariani *et al.*, 2005) o Argelia y España (noviembre del 2001; Arreola *et al.*, 2003).

Los trabajos existentes sobre sequías en Catalunya son menos numerosos que los realizados sobre inundaciones. Esto puede deberse al hecho que la sequía es un fenómeno complejo, en el cual intervienen tanto factores meteorológicos y climáticos como factores agrícolas, hidrológicos e incluso socioeconómicos. Aunque la sequía es un fenómeno normal y recurrente del clima y ocurre en muchas regiones de la Tierra, sus características varían de unas regiones a otras. La consecuencia es que existen numerosos indicadores o índices para caracterizar las sequías. Estos índices no son estrictamente iguales entre sí; por lo tanto periodos que se consideran secos según un índice pueden no serlo según otro indicador.

Debido a la gran variabilidad interanual y espacial de la precipitación en Catalunya (Capel-Molina, 1981; Esteban-Parra *et al.*, 1998; Romero *et al.*, 1998; Martín-Vide y Olcina-Cantos, 2001), junto al hecho de que los valores medios anuales son modestos (400–600 mm) en gran parte del territorio, los periodos secos anómalos son frecuentes y

recurrentes. Uno de los episodios más importantes de sequía del siglo XX en Catalunya y en el conjunto de la Península Ibérica tuvo lugar entre 1944 y 1950, siendo el año hidrológico 1944/45 (de octubre a septiembre) el más seco del siglo pasado. Esta sequía provocó importantes restricciones en el suministro de agua a numerosas poblaciones y durante diferentes periodos, así como importantes pérdidas en la agricultura. En Catalunya, la causa principal de que se produzca una situación de sequía es la ausencia de depresiones atlánticas productoras de precipitación durante largos periodos, al ser desviadas por anticiclones estacionados sobre Catalunya, el Atlántico Norte o Centroeuropa. Al desaparecer la fuente principal de humedad, el paso de borrascas menores o de frentes convectivos originados en el Mediterráneo no es suficiente para compensar el déficit pluviométrico registrado en la región. Según Olcina-Cantos (2001) estas situaciones de sequía en la zona Mediterránea española vienen marcadas por la presencia de anticiclones vinculados a dorsales de aire tropical marítimo (SW-NE) o a crestas de aire tropical continental (S-N) que conllevan situaciones meteorológicas de estabilidad en todos los niveles de la troposfera. Estas dos situaciones de bloqueo pueden persistir durante semanas, desviando las perturbaciones atlánticas productoras de precipitación hacia el Norte de Europa o hacia las Canarias y el Norte de África. También provocan un déficit de precipitación las prolongadas situaciones de vientos de poniente asociadas al paso de frentes atlánticos desgastados por su paso por la Península Ibérica.

Desde el punto de vista de los daños producidos por los extremos hídricos, las inundaciones son el desastre natural que tiene un mayor impacto social en Catalunya, tal como se deduce del número de noticias aparecidas en la prensa en los últimos 25 años, con un 42% de los titulares relacionados con desastres naturales dedicados a inundaciones (Llasat-Botija *et al.*, 2007). Por lo que se refiere a daños, el coste de éstas en Catalunya para el periodo 1987–2002 según el Consorcio de Compensación de Seguros (CSS, 2004) fue de unos 1.326 M€ (~ 82,9 M€/año) y la previsión para el periodo 2004–2033 es de unos 3.605 M€ (~ 120,2 M€/año). Este valor representa un aumento del 45% en las pérdidas materiales por año. En concreto, algunos episodios puntuales pueden llegar a producir grandes daños y pérdidas económicas; por ejemplo el episodio de inundaciones de junio de 2000, uno de los últimos episodios catastróficos en Catalunya, produjo unos 65 M€ en pérdidas materiales y cinco muertos. Además, en este evento se registraron máximos de precipitación de unos 215 mm en poco más de tres horas (Llasat *et al.*, 2003a). Otros episodios catastróficos importantes ocurridos en Catalunya durante los últimos 40 años (~ 1961–2000) aparecen en la Tabla 1.3 junto con la relación de daños y muertos producidos, así como el valor de los máximos pluviométricos registrados en 24 h (Llasat, 2004).

Episodio	PMáx. 24 h (mm)	Muertos	Pérdidas (M€)	Expedientes*	Indemnizaciones* (€)
25 SEP 1962	250	815	16	---	---
20–23 OCT 1971	400	19	42	---	---
6–8 NOV 1982	556	14	270	1.587	15.899.787
1–5 OCT 1987	431	10	1.000	3.243	13.214.694
9–10 OCT 1994	400	9	60	4.631	46.830.863

Tabla 1.3. Episodios de inundación más importantes en Catalunya con más de 5 muertos en los últimos 40 años (~ 1961–2000; Llasat, 2004). (*) Número de expedientes e indemnizaciones pagadas por el Consorcio de Compensación de Seguros (CSS). PMáx. es la precipitación máxima.

Los daños producidos por las sequías son de más difícil evaluación que los provocados por las inundaciones, ya que la sequía es un fenómeno que se prolonga en el

tiempo y no es puntual como en el caso de las inundaciones. Los daños afectan básicamente a la agricultura, aunque también se reflejan de forma directa en las plantaciones forestales (más vulnerables a los incendios), en la ganadería, la industria, en el medio ambiente y en la gestión del agua (calidad y abastecimiento).

Dada la importancia de los extremos hídricos en Catalunya, en la presente tesis doctoral se estudia su evolución temporal durante los últimos 500 años. Se pretende con ello averiguar si la frecuencia o/y intensidad de sequías e inundaciones ha experimentado una variación durante el siglo pasado, en comparación con los 400 años anteriores. En el caso de detectarse cambios significativos, se intentará establecer si estas variaciones pueden interpretarse como parte de la variabilidad natural interna, o bien como una respuesta a forzamiento externo (natural y antropogénico).

La variabilidad natural interna es el nombre que recibe el conjunto de variaciones, oscilaciones o cambios del clima, a escalas interanual, multidecadal e incluso multisentenal, producidas dentro del sistema climático (atmósfera, océanos y criosfera). Estas oscilaciones se producen aún cuando no existen forzamientos externos de ningún tipo y son el resultado de interacciones internas entre los diferentes componentes que forman el sistema climático, las cuales pueden ser no lineales. La variabilidad interna puede ser forzada o no forzada. Un ejemplo de la variabilidad natural forzada internamente es la Oscilación Austral de El Niño (ENSO, *El Niño-Southern Oscillation*), la cual resulta de la interacción entre la atmósfera y el Océano Pacífico tropical. La Oscilación del Atlántico Norte (NAO, *North Atlantic Oscillation*, Capítulo 7) es un ejemplo de la variabilidad natural interna no forzada, ya que es el resultado de interacciones no lineales dentro de la atmósfera misma.

La variabilidad forzada externamente por factores naturales es el nombre que recibe el conjunto de variaciones climáticas debidas a diferentes factores externos al sistema climático. Estos factores incluyen variaciones solares y del campo magnético terrestre, actividad volcánica, cambios orbitales de la Tierra e impactos de meteoritos. De todos estos factores la radiación solar que llega a la Tierra es el único factor que siempre está presente o afecta al clima de manera continua. En periodos de elevada actividad solar, llega más radiación solar a la Tierra y por lo tanto la superficie terrestre tiende a calentarse, mientras que en periodos de poca actividad tiende a enfriarse. Las erupciones volcánicas, por otro lado, inyectan una gran cantidad de aerosoles en la baja estratosfera provocando un enfriamiento de la troposfera y un calentamiento de la estratosfera, aunque su efecto suele durar a lo sumo tres años. El impacto de meteoritos también puede producir cambios muy importantes a escala global, aunque su probabilidad de ocurrencia es muy baja.

Por último, se entiende por variabilidad forzada por factores antropogénicos el conjunto de variaciones, oscilaciones o cambios del clima debidos a cambios en la composición atmosférica. Estos cambios proceden del aumento de los GEIs (CO₂, CH₄, N₂O y partículas de sulfato) como consecuencia de la actividad humana.

Las evidencias científicas sobre el calentamiento global actual debido a la actividad humana se empezaron a acumular en la década de los años 80 del siglo XX. En 1988 el programa de las Naciones Unidas sobre Medioambiente y la Organización Meteorológica Mundial establecieron conjuntamente el Panel Intergubernamental sobre

el Cambio Climático (IPCC¹, *Internacional Panel no Climote Chante*). Este organismo se encarga de analizar de forma exhaustiva, objetiva, abierta y transparente, la información científica, técnica y socioeconómica relevante para entender los elementos científicos del Cambio Climático provocado por las actividades humanas, sus posibles repercusiones y las posibilidades de adaptación y atenuación del mismo. En el año 1996, el IPCC publicó su segundo informe de evaluación (IPCC, 1996), donde, a partir de trabajos de investigación procedentes de más de 150 países, se resumieron los resultados científicos más importantes sobre el Cambio Climático y la vulnerabilidad de los sistemas socioeconómicos y naturales. Este informe concluyó que la Tierra se había calentado globalmente unos 0,6 °C durante los últimos cien años. También concluyó que debido al aumento en la concentración de GEIs, la Tierra sufriría un calentamiento de entre 1 °C y 3,5 °C hacia el año 2100. Posteriores informes (IPCC, 2001; 2007) han ratificado y acotado las predicciones realizadas por el primer informe del IPCC (1996). Así las últimas proyecciones realizadas (IPCC, 2007) prevén que la temperatura global de la Tierra será entre 0,6 °C y 4 °C más alta durante la década 2090–2099 en comparación con el valor medio del periodo 1980–1999.

En la Figura 1.10 se muestra la evolución de las anomalías de la temperatura global de la Tierra respecto al periodo de referencia 1961–1990. En esta figura se puede observar el importante aumento de la temperatura global terrestre en el último siglo, sobre todo a partir de 1980, así como la acumulación de años cálidos al final de la serie. Los seis años más cálidos del último siglo y medio se han producido al final de la serie (1998, 2005, 2003, 2002, 2004 y 2006). Además, de los últimos 12 años (1995 a 2006), 11 de ellos (exceptuando 1996) se clasifican entre los 12 años más cálidos registrados desde 1850. La anomalía de 1998 (año más cálido) se vio además intensificada por El Niño.

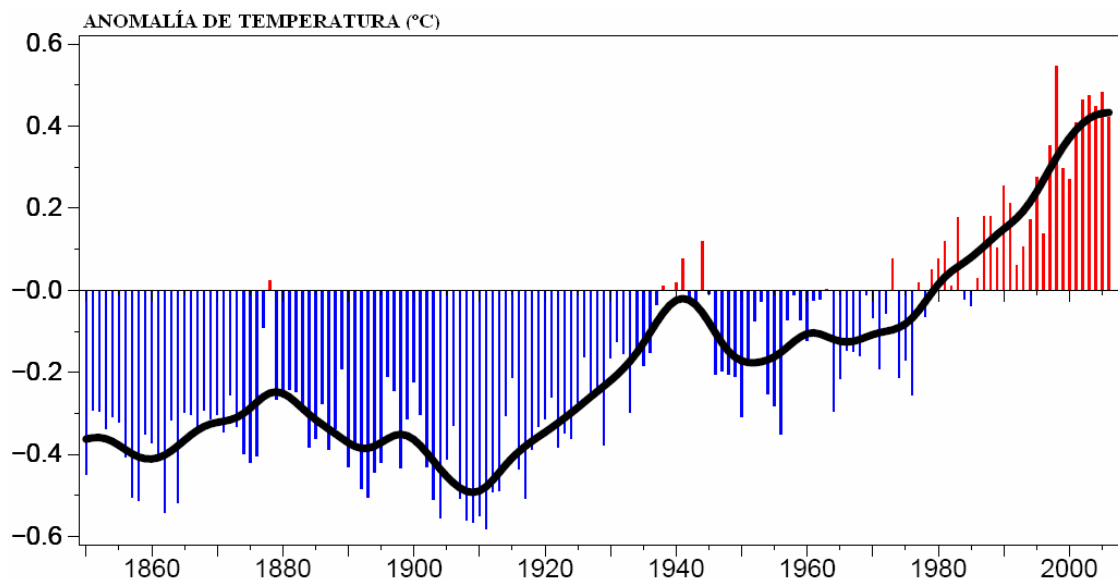


Figura 1.10. Evolución de las anomalías de la temperatura global de la Tierra desde 1850 a 2006, calculadas respecto al periodo de referencia 1961–1990 (Brohan *et al.*, 2006).

¹ Más información sobre el IPCC se puede encontrar en la web oficial de este organismo de Naciones Unidas: <http://www.ipcc.ch/> (consultado el 21/07/2008).

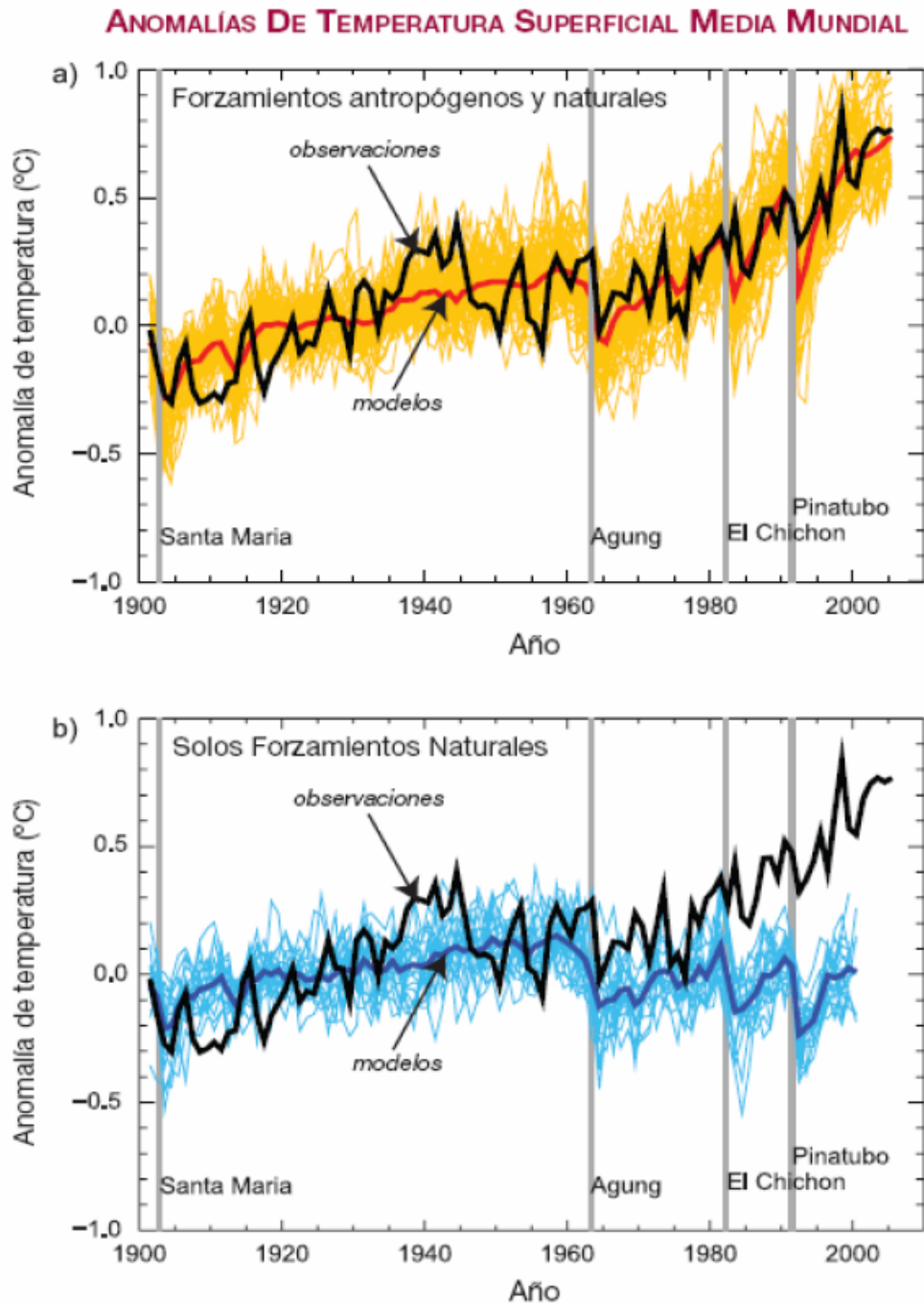


Figura 1.11. Comparación entre las anomalías de la temperatura media global observada de la Tierra y la obtenida a partir de diferentes MCGs climáticos que incorporan por un lado todos los forzamientos climáticos (a) y por otro sólo los forzamientos naturales (b), utilizando como periodo de referencia 1961–1990 (IPCC, 2007).

En el último informe del IPCC (2007), se afirma que gran parte del aumento observado en la temperatura global de la Tierra desde mediados del siglo XX es debido, con una muy alta probabilidad (superior al 95%), al aumento antropogénico de las concentraciones de GEIs (CO_2 , CH_4 , N_2O y otros), cuyas emisiones globales han aumentado un 70% durante el periodo 1970–2004. Esta afirmación se basa en la Figura 1.11 extraída del cuarto informe del IPCC (2007). En esta figura se compara la evolución de las anomalías de la temperatura media global observada de la Tierra con la obtenida a partir de la realización de muchas simulaciones con diferentes MCGs

climáticos. Estas simulaciones incorporan por un lado todos los forzamientos que pueden haber jugado un papel en el clima del siglo XX (actividad solar, erupciones volcánicas y concentración de GEIs) y por otra parte, sólo los forzamientos de origen natural (actividad solar y erupciones volcánicas). Comparando las dos evoluciones se deduce que el calentamiento observado no puede explicarse como una variación atribuible a causas naturales.

Desde una perspectiva a más largo plazo, se han llevado a cabo numerosos estudios utilizando reconstrucciones climáticas basadas en datos proxies para analizar la evolución de las temperaturas en el último milenio en el Hemisferio Norte (Jones *et al.*, 2001; Mann y Jones, 2003; Jones y Mann, 2004; Moberg *et al.*, 2005; Osborn y Briffa, 2006;). Los datos proxies son variables no climáticas que de manera indirecta están relacionadas con la variabilidad climática. Proceden de diferentes indicadores de tipo biológico, físico o humano no obtenidos a partir de instrumentos meteorológicos de medida. En todos los trabajos citados anteriormente se llega a la conclusión que el calentamiento global observado durante el siglo XX es el más importante, significativo en extensión e inusual de todos los habidos en el Hemisferio Norte durante los últimos 1.300 años y probablemente más. El calentamiento global actual es, incluso, más significativo que el que se observó en el Periodo Cálido Medieval u Óptimo Medieval (~ 890–1170 AD). Esos estudios también concluyen que la década de los años 90 del siglo XX ha sido la más cálida del último milenio, siendo el año 1998 el más cálido de todos. En la Figura 1.12 se muestra la evolución temporal de diferentes reconstrucciones proxies de las anomalías de la temperatura media global de la Tierra (IPCC, 2007). También se puede apreciar claramente la magnitud del calentamiento reciente que ha padecido la Tierra.

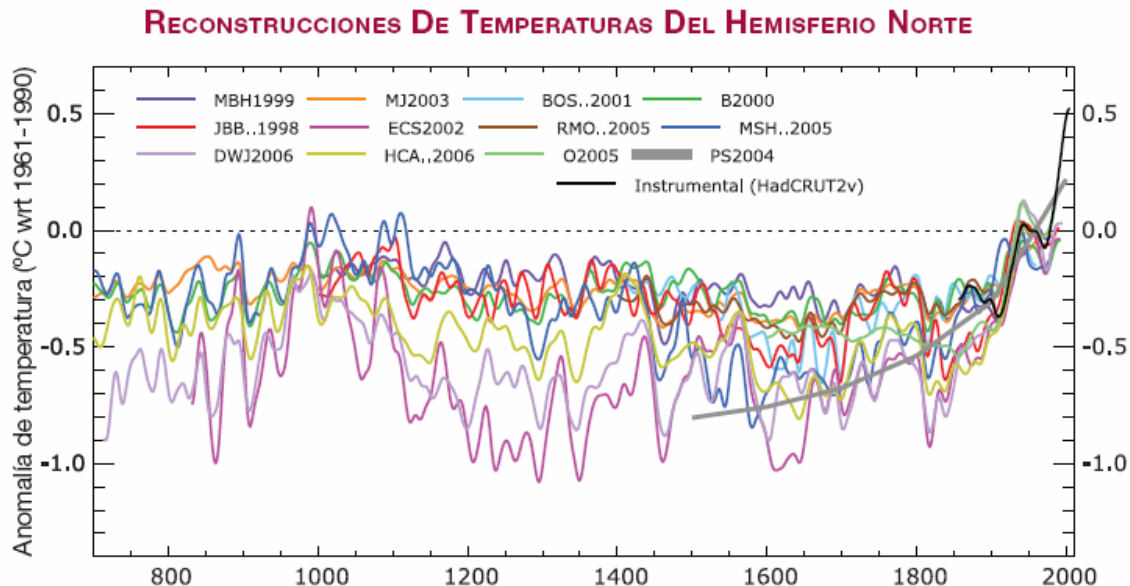


Figura 1.12. Reconstrucción de las anomalías de la temperatura media global del Hemisferio Norte para los últimos 1.300 años a partir de registros indirectos, tales como anillos arbóreos, perforaciones, testigos de hielo, corales y registros documentales... Periodo de referencia 1961–1990 (IPCC, 2007).

Para el cuarto informe del IPCC (2007) se realizaron también un gran número de simulaciones del clima futuro según diferentes escenarios de emisiones de GEIs. Estos escenarios se basan en previsiones de crecimiento de la demografía y economía mundiales, así como de la evolución de los procesos industriales y de la tecnología. El

conjunto de simulaciones regionales realizadas para este informe se conoce con las siglas IPCC-ARS (*IPCC Atmospheric Regional Simulations*, Simulaciones Atmosféricas Regionales para el IPCC).

En referencia a los impactos que va a producir el aumento continuado de las concentraciones de GEIs durante este presente siglo XXI, el informe del IPCC (2007), elaborado a partir de las IPCC-ARS, prevé que en el Sur de Europa empeorarán las condiciones ambientales (temperaturas más altas y más secas) en una región ya vulnerable a la variabilidad climática. En consecuencia, se reducirá la disponibilidad de agua, el potencial de generación hidroeléctrica, el turismo de verano y, en general, el rendimiento de los cultivos. Se esperan, además, más riesgos para la salud humana debido a una mayor frecuencia de olas de calor e incendios forestales. Paralelamente, se prevé para todo el conjunto de Europa un aumento del riesgo de inundaciones en el interior, inundaciones costeras más frecuentes y aumento de la erosión (debido a los temporales y al aumento del nivel del mar). La mayoría de los ecosistemas y organismos se adaptarán con dificultad al Cambio Climático. Las zonas montañosas se enfrentarán al retroceso de glaciares, reducción de la cubierta de nieve y del turismo de invierno y a extensas pérdidas de especies (en algunas zonas hasta un 60% en escenarios de emisiones altas para el 2080). Para los extremos hídricos, el último informe del IPCC (2007) apunta hacia un aumento en la varianza de la precipitación debido al calentamiento global. Es decir, un aumento tanto en los episodios de precipitaciones intensas como de secas. En cuanto a los valores anuales de precipitación, para la zona Mediterránea se prevé una reducción del 10–15%. Esta reducción en la precipitación provocaría además una reducción del 20–40% en la disponibilidad de los recursos hídricos de la zona.

Los impactos regionales del Cambio Climático en toda la Cuenca Mediterránea y en España, han sido y están siendo objeto de estudio en varios proyectos (STARDEX², MEDCLIVAR³, ENSEMBLES⁴, CLARIS⁵...). Estos proyectos tienen como objetivo principal analizar a escala regional y local las proyecciones de las simulaciones del clima futuro a partir de técnicas de redimensionamiento o downscaling. Estas técnicas pueden ser estadísticas (método de los análogos, correlaciones canónicas, redes neuronales o relaciones empíricas) o dinámicas (modelo meteorológico de área limitada o de mesoescala). La necesidad del downscaling deriva del hecho que las simulaciones globales tienen unas resoluciones espaciales entre 100 y 200 km. Con esta resolución no es posible reproducir procesos físicos de pequeña escala, como son los relacionados con la formación de nubes, la precipitación o los fenómenos turbulentos. Tampoco se pueden tener en cuenta las características locales de la orografía y de la superficie que condicionan el clima a escala regional.

² STARDEX (STAtistical and Regional dynamical Downscaling of EXtremes for European regions, EVK2-CT-2001-00115; 2002–2005). Más información sobre este proyecto se puede encontrar en: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/projects/stardex> (consultado el 21/07/2008).

³ MEDCLIVAR (MEDiterranean CLimate VARIability and Predictability; 2006–2011). Más información sobre este proyecto se puede encontrar en: <http://www.medclivar.eu/> (consultado el 27/07/2008).

⁴ ENSEMBLES (Ensemble-based Predictions of Climate Changes and their Impacts, GOCE-CT-2003-505539; 2004–2009). Más información sobre este proyecto se puede encontrar en: <http://ensembles-eu.org> (consultado el 21/07/2008).

⁵ CLARIS (Europe-South America network for climate change assessment and impact studies; 2004–2009). Más información sobre este proyecto se puede encontrar en: <http://www.claris-eu.org> (consultado el 21/07/2008).

Dado el gran impacto que provocan los extremos hídricos en Catalunya y dada la posibilidad que su ocurrencia aumente en el futuro debido a cambios en el clima producidos por el aumento en la concentración de GEIs, surge la siguiente cuestión: ¿Podemos detectar un aumento en la frecuencia y magnitud de los extremos hídricos en el siglo pasado? A continuación se elaboran un poco más las dos posibles respuestas a esta cuestión y las implicaciones que conlleva cada una de ellas:

- a) Si no existe un aumento real en la frecuencia de los extremos hídricos, está claro que el aumento de los daños se debe únicamente a que la vulnerabilidad ha aumentado. La creciente vulnerabilidad que está padeciendo todo el Mediterráneo Occidental ha sido y está siendo estudiada en numerosos trabajos, entre los que destacan Llasat *et al.* (2004), Valarie y Cœur (2004) y el mismo IPCC (2007). En todos estos estudios se concluye que el gran aumento de la urbanización, fruto de la gran presión sociodemográfica ejercida sobre la costa mediterránea occidental, ha implicado la ocupación de zonas con riesgo de inundación. Esto ha aumentado las infraestructuras expuestas a las inundaciones y, por lo tanto, ha amplificado considerablemente el impacto social y económico de las inundaciones. Por otro lado, la sobreexplotación de los recursos hídricos en toda la zona mediterránea para la agricultura y las diferentes actividades turísticas ha incrementado también el impacto socioeconómico de las sequías.
- b) Si el aumento en la frecuencia de los extremos hídricos es real y significativo, este aumento puede ser debido a variabilidad natural (si el cambio es comparable a los ocurridos en el pasado) o a la actividad antrópica (si tal cambio no tiene ningún precedente anterior). En el primer caso, no podemos concluir que ya se han empezado a producir cambios en los extremos hídricos debidos al calentamiento global. A partir de simulaciones del clima pasado que incluyan todos los forzamientos históricos (actividad solar, erupciones volcánicas, concentración de GEIs y de aerosoles), parte de ellos, o ningún forzamiento, se puede intentar establecer si las variaciones observadas pueden interpretarse como parte de la variabilidad natural interna o bien como una respuesta a forzamiento externo (natural y antropogénico). La atribución será posible si alguna de las simulaciones consideradas es capaz de reproducir la evolución temporal de las anomalías y el rango de variabilidad observado para los extremos hídricos.

Para poder responder a la pregunta planteada, es necesario primero examinar el comportamiento pasado de los extremos hídricos, intentando analizar el máximo periodo temporal para poder comparar la variabilidad observada en el pasado con la situación actual. Conviene también incluir el máximo número posible de series de precipitación con longitudes temporales preferiblemente centenarias (De Castro *et al.*, 2005) para detectar cambios robustos en la precipitación de la Península Ibérica. La precipitación es una variable meteorológica para la cual el análisis de tendencias es complicado a priori, ya que es espacial y temporalmente muy variable, tanto en su cuantía como también en su reparto estacional y en su concentración temporal. Por ello, la tendencia a la disminución de la precipitación anual en latitudes subtropicales apuntadas por el tercer y cuarto informe del IPCC (IPCC, 2001 y 2007) no resulta de fácil verificación para el caso de España (De Castro *et al.*, 2005). De este modo se podrá discernir si existe algún cambio destacable en los últimos 100 años. El análisis de la

variabilidad observada en el siglo XX permitirá también poner en perspectiva cualquier cambio que se produzca en el futuro.

Muchos estudios realizados sobre precipitación en España o en la Cuenca Mediterránea (Romero *et al.*, 1998; Rodríguez-Puebla *et al.*, 2001; Alpert *et al.*, 2002; Goodess y Jones, 2002; Paredes *et al.*, 2006; entre otros) se basan en un gran número de estaciones, pero la longitud temporal de las series analizadas suele ser inferior a los 40–50 años. Por consiguiente, en estos estudios sólo se ha evaluado la variabilidad reciente de la precipitación sin poder compararla con la variabilidad pasada concluyéndose en todo ellos que la precipitación en gran parte de la Península Ibérica está disminuyendo, sobre todo en el sur y en la zona mediterránea. En cambio, en los trabajos basados en series con longitudes algo inferiores al siglo (75–95 años; Rocha, 1996; Serrano *et al.*, 1999; García *et al.*, 2002; Muñoz-Díaz y Rodrigo, 2004) no se detectan tendencias anuales claras, aunque sí se corrobora una reducción en la precipitación primaveral. Por otro lado, en el trabajo de Esteban-Parra *et al.* (1998), con series centenarias para el periodo 1880–1992, se detecta un comportamiento diferenciado de las tendencias de precipitación entre la franja norteña de la Península Ibérica, con una tendencia al alza, y el interior y la fachada mediterránea, con una tendencia a la baja.

Referente a la precipitación regional, si la detección de tendencias de precipitación es ya complicada para la Península Ibérica, la elaboración de series regionales representativas de una región o cuenca para el estudio de los recursos hídricos presenta complicaciones adicionales. La gran mayoría de estudios llevados a cabo sobre regionalización de la precipitación en España (Esteban-Parra *et al.*, 1998; Rodríguez-Puebla *et al.*, 1998, 2001; Muñoz-Díaz y Rodrigo, 2004; entre otros) se han basado en técnicas de construcción de series regionales según criterios estadísticos (análisis en componentes principales o análisis en conglomerados). En estos trabajos se analiza básicamente la variabilidad de la precipitación regional en zonas estadísticamente homogéneas. Las series regionales así construidas sólo abarcan una parte de las cuencas hidrológicas y no su totalidad, como sería necesario para evaluar los recursos hídricos en las diferentes cuencas.

Para intentar construir series regionales representativas desde un punto de vista hidrológico, en la presente tesis doctoral se ha calculado la precipitación areal, tal y como se propone en el *Libro Blanco del Agua en España* (MMA, 1998). La precipitación areal es la precipitación promediada sobre el área de toda una región o cuenca a partir de las datos individuales de todas las series pluviométricas que se encuentran en la misma región o cercanas a los límites de la misma. Su cálculo se basa en los siguientes pasos: división de toda la región en celdas regulares; cálculo de la precipitación correspondiente a cada celda ponderada por el inverso de la distancia al cuadrado, utilizando los datos de los cuatro pluviómetros más cercanos a la celda de estimación y, finalmente, cálculo de la media areal de cada región utilizando sólo las celdas pertenecientes a cada cuenca. La precipitación areal presenta la ventaja de ser más representativa de una región que la precipitación en un punto de la misma o la precipitación media de todas las series puntuales de una región o cuenca, siempre y cuando se disponga de un número considerable de series para cada región.

El valor añadido de este tesis reside en haber utilizado un gran número de datos climáticos y series meteorológicas que abarcan un periodo temporal muy largo

(100–700 años) y que tienen una gran cobertura espacial. En concreto se han utilizado los siguientes tipos de datos:

- i) Información histórica procedente de fuentes documentales sobre la ocurrencia de inundaciones en Catalunya (24 localidades), el resto del Estado Español (9), así como Francia (2) e Italia (2) desde el siglo XIV hasta la actualidad. También información documental sobre rogativas *pro pluvia* en la Ciudad de Barcelona desde el siglo XVI. Las rogativas *pro pluvia* son ceremonias religiosas cristianas con oraciones o súplicas a Dios para propiciar la llegada de las lluvias.
- ii) Series meteorológicas instrumentales antiguas a resolución diaria desde finales del siglo XVIII: SLP para varias localidades europeas (14 en total) y la serie de precipitación de la Ciudad de Barcelona.
- iii) Las series mensuales de precipitación más largas y disponibles de la Agencia Estatal de Meteorología de España (AEMET) desde el siglo XIX hasta finales del siglo XX. En total son 106 series.
- iv) Una simulación regional con el modelo de mesoescala MM5 anidado y forzado con una simulación del clima pasado realizada con el modelo de circulación general acoplado atmósfera-océano ECHO-G para el periodo 1502–1989, la cual incorpora los forzamientos externos (actividad solar, erupciones volcánicas y concentración de GEIs) que han jugado un papel en el clima del pasado.

1.1 Objetivos

El objetivo de la presente tesis doctoral es la caracterización de la evolución temporal de los extremos hídricos (inundaciones y sequías) y de la precipitación en Catalunya para un periodo temporal lo más largo posible. Se pretende con ello poner en perspectiva la situación actual (últimos 30 años: ~ 1981–2005), así como proporcionar un nivel de referencia para la variabilidad natural. El calentamiento global actual debido al aumento en la concentración de los GEIs provocará previsiblemente una alteración del ciclo hidrológico y un cambio en las precipitaciones, siendo la zona Mediterránea una de las regiones de la Tierra más afectadas, según las previsiones de los modelos IPCC-ARS (IPCC, 2007). Varios estudios afirman que la precipitación ya está disminuyendo en gran parte de la Península Ibérica, sobre todo en el sur y la zona mediterránea (Romero *et al.*, 1998; Esteban-Parra *et al.*, 1998; Goodess y Jones, 2002; Alpert *et al.*, 2002; Paredes *et al.*, 2006), pero la mayoría de estos estudios están basados bien en series muy cortas o bien en un número pequeño de estaciones. Existen también argumentos dinámicos para suponer que la precipitación disminuirá en las próximas décadas en todos los cinturones subtropicales, incluyendo el Mediterráneo.

Para conseguir el objetivo principal de la presente tesis se ha analizado la evolución temporal de los extremos hídricos y de la precipitación en Catalunya para los últimos 500–700 años a partir de diferentes tipos de información, la cual engloba desde información histórica procedente de archivos documentales y series instrumentales antiguas hasta modelos numéricos de predicción. La tesis se ha centrado en evaluar las

tendencias de los extremos hídricos, los tipos de tiempo que los caracterizan y examinar la posible relación con índices de circulación como la NAO. También se ha analizado una modelización regional a largo plazo de la precipitación y de los extremos hídricos a partir de un modelo de mesoescala anidado y forzado a las condiciones de contorno de un MCG.

La presente tesis tiene como objetivos secundarios responder a las siguientes cuestiones referentes a los extremos hídricos en Catalunya y la precipitación en la Península Ibérica:

- i) ¿Cómo han evolucionado los extremos hídricos en Catalunya en los últimos 500 años? ¿Podemos detectar cambios pasados o recientes en la intensidad y frecuencia de estos extremos?
- ii) ¿Qué periodos anómalos se pueden identificar en la evolución de las inundaciones en Catalunya? ¿Puede decirse que la situación actual (últimos 30 años) es anómala en comparación con la variabilidad anterior?
- iii) ¿Cómo ha evolucionado la precipitación en Catalunya en los últimos 500 años a partir de los índices hídricos (combinación de inundaciones y rogativas pro lluvia)? ¿Se pueden relacionar los índices hídricos con la precipitación o algún índice pluviométrico?
- iv) ¿Qué tipos de tiempo o patrones de SLP están relacionados con los extremos hídricos y cuál es su distribución durante los periodos anómalos en Catalunya?
- v) ¿Se puede establecer una relación entre precipitación diaria e inundaciones en Catalunya? ¿Se ve afectada esta relación por el aumento de la vulnerabilidad?
- vi) ¿Cómo ha evolucionado la precipitación durante el siglo XX en toda España? ¿Puede calificarse de anómala la situación actual?
- vii) ¿Presenta alguna periodicidad la serie de inundaciones de Catalunya? ¿Existe una relación directa entre las inundaciones y la actividad solar?
- viii) ¿Qué relación tiene la NAO con la precipitación regional en España?
- ix) ¿Existe una relación directa entre la NAO y la ocurrencia de inundaciones en Catalunya?
- x) ¿Es posible modelizar las características espacio-temporales y la variabilidad interanual de los extremos hídricos en Catalunya con un modelo meteorológico de mesoescala?

1.2 Estructura de la tesis

Para lograr el objetivo principal de esta tesis y responder a las cuestiones expuestas anteriormente, la presente tesis doctoral se estructura en nueve capítulos principales, más uno de conclusiones y trabajo futuro. En detalle se tiene:

Capítulo 2: Información y datos que se han utilizado para el desarrollo de la tesis, desde información histórica hasta instrumental. También se explican los procedimientos de preparación de la información y de los datos utilizados.

Capítulo 3: Análisis de la información histórica procedente de fuentes documentales sobre inundaciones e índices hídricos, centrandó el interés en su evolución, detección de tendencias, periodos anómalos y periodicidades.

Capítulo 4: Análisis de series antiguas de presión y precipitación para el estudio de periodos de gran variabilidad en los extremos hídricos entre los siglos XVIII y XX, para la definición de tipos de tiempo o situaciones sinópticas, así como la evaluación de tendencias a largo plazo y de las anomalías a partir de datos instrumentales.

Capítulo 5: Análisis de la evolución de la precipitación durante el siglo XX para detectar periodos anómalos y tendencias recientes, a partir de las series pluviométricas más largas de la AEMET.

Capítulo 6: Estudio de la relación entre la precipitación y las inundaciones para evaluar un umbral de precipitación diario a partir del cual se pueden producir inundaciones, poniendo especial énfasis en las inundaciones súbitas o repentinas (*flash-floods*), así como estudiar la afectación de la evolución de la vulnerabilidad en la relación entre precipitación e inundaciones.

Capítulo 7: Estudio de la influencia de los patrones de circulación en la precipitación (básicamente la NAO).

Capítulo 8: Utilización de un modelo de mesoescala para el estudio de la evolución reciente (periodo 1971–2000) de la precipitación y los extremos hídricos en Catalunya a partir de la técnica del downscaling o redimensionamiento dinámico.

Capítulo 9: Modelización regional de la precipitación y los extremos hídricos en Catalunya en los últimos 500 años a partir de un modelo de mesoescala anidado y forzado a un MCG climático.

Capítulo 10: Conclusiones de la presente tesis y el trabajo futuro a desarrollar.

Capítulo 11: Recopilación de la bibliografía consultada y de referencia en el desarrollo de la presente tesis doctoral.

Para los Capítulo 5 y Capítulo 7 se ha ampliado la zona de estudio a toda la Península Ibérica, Illes Balears y Canarias para tener una visión espacialmente más amplia y completa de los resultados obtenidos.

2 Información y datos utilizados

En este capítulo se detallan las diferentes fuentes de información y los datos utilizados en el desarrollo de gran parte de la presente tesis doctoral. La información se divide en tres grandes bloques:

- i) Información histórica
- ii) Datos instrumentales antiguos
- iii) Datos instrumentales modernos

La información histórica, en esta tesis, hace referencia a la información procedente de las fuentes documentales (documentos manuscritos de archivos, informes, prensa...). Básicamente está relacionada con descripciones de eventos, y por lo tanto no suele contener información instrumental. Comprende desde el siglo XIV hasta el siglo XX.

Los datos instrumentales antiguos se refieren a datos meteorológicos antiguos (presión y precipitación, básicamente) a resolución diaria medidos antes de la existencia de los servicios meteorológicos oficiales. Comprende los ss. XVIII–XIX.

Los datos instrumentales modernos hacen referencia a series largas de precipitación, en este caso del anterior Instituto Nacional de Meteorología (INM) y desde 2008 Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). Comprende los ss. XIX–XX.

También se detallan, en este capítulo, los tratamientos previos que se han aplicado a los diferentes tipos de datos para su posterior estudio y análisis.

2.1 La información histórica

Este primer bloque de información está relacionado con la climatología histórica, especialidad multidisciplinar que enlaza la climatología y la historia. La extensión y duración de los fenómenos climáticos, con ámbitos de trabajo pluriseculares e internacionales, hacen evidente la necesidad del concurso de diferentes colectivos de investigadores. Durante las dos últimas décadas la climatología histórica ha empezado a tener en Europa un nutrido colectivo de investigadores. Todo esto gracias al interés por mejorar el conocimiento de la variabilidad climática que ha llevado a recuperar información de los archivos históricos para caracterizar el clima del pasado, con la idea básica inicial de que cualquier documento del pasado puede contener alguna información relacionada con el clima. La labor a realizar es todavía ingente y por su carácter interdisciplinario carece de unos ámbitos propios en los que poder aglutinar el personal y los recursos necesarios, aunque la utilidad de los resultados obtenidos estimula la continuación de la investigación (Barriendos, 2005a). Para más información acerca de esta disciplina es muy útil el trabajo realizado por Brázdil *et al.* (2005) sobre el estado del arte de la climatología histórica en Europa.

El estudio del comportamiento del clima requiere disponer de datos que abarquen el máximo intervalo temporal posible. En Europa, en el mejor de los casos, los registros

instrumentales antiguos abarcan hasta los últimos 200–250 años para localidades muy distantes entre sí y, excepcionalmente en Inglaterra y Alemania, existe algún observatorio con datos para los últimos 300–350 años. Este periodo no es lo suficientemente extenso para poder tener una imagen completa de la variabilidad climática (Jones *et al.*, 2001). Este hecho comporta que para poder estudiar un intervalo temporal superior y tener una mejor evaluación de la variabilidad climática natural se tenga que recurrir a lo que se conoce como índices *proxy* o los *proxies*, vocablo inglés que viene de la abreviatura de *proximity* (proximidad). Los índices *proxy* o los *proxies* son variables no climáticas que de manera indirecta evalúan un fenómeno que está relacionado con la variabilidad climática. Proceden de diferentes indicadores de tipo biológico, físico o humano no obtenidos a partir de instrumentos meteorológicos de medida. Esta necesidad de extender los registros que den cuenta de la variabilidad climática más allá de la época de medidas instrumentales está motivada por el hecho de poder conocer cuál es la magnitud de la variabilidad climática natural, cuan rápidamente se pueden producir los cambios, cuáles son los mecanismos internos que gobiernan los cambios climáticos a escalas globales y regionales y cuáles son los factores de forzamiento interno y externo que los controlan (Houghton *et al.*, 1996).

Los *proxies* que se tratan en la presente tesis doctoral se refieren a la descripción de extremos hídricos (inundaciones o sequías) existentes en documentos manuscritos procedentes de diferentes fondos (libros de resoluciones municipales, informes técnicos y de obras públicas, archivos eclesiásticos, de la armada, navales, actas notariales, memorias, crónicas, diarios, prensa...). A partir de ellos, y como se explicará más adelante, es posible cuantificar la frecuencia y magnitud de los extremos hídricos utilizando índices numéricos. Los documentos procedentes de las autoridades municipales son los que contienen la gran mayoría de la información disponible para la elaboración de esos índices *proxy*. Estos documentos llamados libros de resoluciones municipales, y realizados por los ayuntamientos contienen detalles precisos de los daños ocasionados por las inundaciones, con la fecha y duración exactas de tales eventos. También contienen algunos detalles sobre el comportamiento del nivel de las aguas o de la crecida (duración, magnitud, medidas indirectas) y detalles más concretos sobre el episodio de precipitación que le dio lugar. Por otro lado, los informes sobre obras públicas contienen información explicativa y cartográfica sobre las características y dimensiones de los lechos fluviales, de las infraestructuras relacionadas con el curso fluvial (presas, puentes, molinos, diques) y sus cambios temporales. En cambio, las fuentes documentales privadas (memorias, diarios, crónicas) contienen descripciones detalladas para algunos eventos de inundación concretos. Finalmente, los archivos eclesiásticos preservan, además, registros de rogativas por eventos de lluvia persistente (*pro serenitate*) o para pedir lluvia (*pro pluvia*).

España es un país con un gran patrimonio en fondos documentales antiguos a pesar de las distintas guerras que ha padecido y de los diferentes accidentes o ventas que han sufrido parte de sus archivos históricos. En total se estima que el patrimonio documental español ocuparía unos 32.000 *km* de estanterías (Barriandos *et al.*, 2003a). El estudio de las inundaciones a partir de los fondos documentales históricos en Europa se remonta a las primeras iniciativas que se llevaron a cabo en la segunda mitad del siglo XIX, con las recopilaciones de datos realizadas en Francia por Champion (1864) o en España por Rico Sinobas (c. 1850) y Bentabol (1900). Durante el siglo XX otros autores realizaron en nuestro país más recopilaciones como las de Fontana Tarrats (1976, 1977a, 1977b, 1978); Fontana Tarrats *et al.* (1975) y Font Tullot (1988). Pero sólo recientemente se ha

prestado atención a este tipo de información desde una perspectiva climática moderna en varios países europeos (Brázdil *et al.*, 1999; Pfister, 1999; Glaser, 2001; Sturm *et al.*, 2001; Glaser y Stangl, 2003, 2004; Jacobeit *et al.*, 2003), en la región mediterránea (Pavese, 1992; Camuffo y Enzi, 1996; Lang *et al.*, 1998; Cœur y Lang, 2000) o en España (López Gómez, 1983; Barriendos y Martín-Vide, 1998; Benito *et al.*, 1996, 2003; Barriendos y Rodrigo, 2006).

Gracias a diferentes trabajos de investigación (Barriendos y Pomés, 1993; Barriendos, 1994; Rodrigo, 1994; Martín-Vide y Barriendos, 1995; Rodrigo *et al.*, 1996; Barriendos y Martín-Vide, 1997, 1998; Rodrigo *et al.*, 1999; Barnolas, 2004; Barrera *et al.*, 2005, 2006; Barnolas y Llasat, 2007a,b), a proyectos europeos como SPHERE⁹ (*Systematic Palaeoflood and Historical Data for the improvement of flood Risk Estimation*; EVG1-CT-1999-00010; 2000–2002) y a proyectos españoles como RAMSHES (*Regional Atmospheric Models in the Simulation of Hydric Extremes*; REN2002-04584-C04/CLI; 2002–2004), llevados a cabo durante los últimos quince años, ha sido posible disponer de información climática para la Península Ibérica desde el siglo XIV hasta la actualidad a partir de los fondos documentales. Por lo tanto, con los índices proxy hídricos es posible estudiar la evolución del clima en algunos puntos de la Península Ibérica, y sobre todo, estudiar la presencia y evolución de periodos anómalos para los últimos siete siglos, ampliando así el periodo de estudio disponible. Al abarcar un amplio intervalo temporal, las series de índices hídricos constituyen una base de datos primordial para estudios relacionados con el Cambio Climático, principalmente en lo que concierne a la evaluación de tendencias en los extremos hídricos, como por ejemplo, en el número de inundaciones.

2.1.1 Cronologías de inundación

Las cronologías de inundación son listados de las inundaciones acaecidas en una población o zona, con la fecha de ocurrencia y divididas en tres tipos o niveles. Esta clasificación tiene su origen en los trabajos de Barriendos y Pomés (1993) y Barriendos y Martín-Vide (1998). La clasificación utilizada quedó definitivamente establecida en Barriendos *et al.* (2003b) dentro de las tareas de investigación desarrolladas en el marco del proyecto SPHERE, poniendo en común la labor desarrollada en esta materia tanto en España (Barriendos y Pomés, 1993; Barriendos y Martín-Vide, 1998) como en Francia (Lang *et al.*, 1998; Cœur y Lang, 2000, 2002). Es una clasificación que permite evaluar bajo un criterio común las inundaciones producidas tanto en época histórica (ss. XIV–XVIII) como instrumental (ss. XIX–XXI). De este modo son comparables entre sí la información sobre las inundaciones que suceden hoy en día con aquéllas que ocurrían por ejemplo en época medieval. Los tres tipos o niveles de inundación son los siguientes:

- i) Inundación **ordinaria, pequeña inundación** o **avenida** (ORD, nivel 0): Crecimiento importante de un curso fluvial, sin llegar a desbordarse y por lo tanto sin daños en las infraestructuras o construcciones del lecho fluvial o cercanas a éste. No se suelen producir daños ni destrucciones en la población,

⁹ Información detallada sobre el proyecto SPHERE se puede encontrar en la dirección de Internet: <http://www.ccma.csic.es/dpts/suelos/hidro/sphere/enter.html> (consultada el 21/07/2008).

pero pueden presentarse daños menores en instalaciones hidráulicas como molinos o la imposibilidad de uso de los canales de riego (Figura 2.1a).

- ii) Inundación **extraordinaria** o **intermedia** (EXT, nivel 1): Desbordamiento de un curso fluvial sin daños o con daños poco importantes en las infraestructuras y construcciones que se encuentran del lecho fluvial o cercanas a éste. El caudal del río es suficiente para desbordarse y se da la presencia de agua en las calles o sectores de la zona de estudio. Los daños se suelen producir en las instalaciones hidráulicas cercanas al curso de agua como pueden ser molinos, canales de riego, represas, pasarelas o azudes, llegándose a destruir parcialmente algunas de ellas. Este tipo de inundación incluye eventos largos que pueden afectar una parte o la gran mayoría del curso fluvial. (Figura 2.1b, Figura 2.2a y Figura 2.2b).
- iii) Inundación **catastrófica** o **gran inundación** (CAT, nivel 2): Desbordamiento de un curso fluvial con daños graves o destrucciones en las infraestructuras y construcciones del lecho fluvial, cercanas o incluso alejadas a éste (puentes, presas, diques, muros de contención, molinos, casas, alcantarillado y sistemas de drenaje, canales de riego, cultivos, secciones de carreteras...) (Figura 2.1c, Figura 2.2c y Figura 2.2d).

Como información complementaria a la clasificación acabada de presentar, hay que comentar el caso particular de la canalización bajo tierra de cursos fluviales, como podrían ser rieras, torrentes, barrancos o arroyos, que forman parte del sistema de drenaje o alcantarillado de una población. Entonces, se considera que en tal curso se ha producido un desbordamiento cuando el sistema de drenaje no es capaz de gestionar la cantidad de agua de lluvia que está cayendo y tal cantidad de agua, en vez de circular por el alcantarillado, circula por las calles, e incluso pueden saltar las tapas del alcantarillado en numerosos sitios, produciéndose la inundación de viviendas, bajos, subterráneos, aparcamientos o zonas amplias de la población. Este hecho, por ejemplo, sucedió en la Ciudad de Barcelona durante la fuerte tormenta del 21 de Septiembre de 1995, que se bautizó en la prensa como la *Tormenta del Siglo*, registrándose cantidades superiores a los 80 mm en unos 45 minutos. En tal episodio muchas calles del distrito de L'Eixample, por donde antes discurrían varias rieras del llano de Barcelona (ahora canalizadas bajo tierra), se convirtieron en torrentes de agua, que arrastraron coches, contenedores, mobiliario urbano... e inundaron numerosos bajos y sótanos, produciéndose acumulaciones de agua de hasta 75 cm de altura en el barrio de Sant Antoni, zona topográficamente deprimida de la ciudad, donde en época romana y medieval existían varias lagunas litorales (Barrera *et al.*, 2005, 2006). También en la Ciudad de Barcelona ocurrió algo parecido, pero de menor envergadura, en la fuerte tormenta del 24 de Agosto de 1995 (Figura 2.2e).

La canalización de esos cursos fluviales y la construcción de depósitos pluviales así como la construcción de embalses y diques en numerosos cursos fluviales ha disminuido considerablemente el impacto de las inundaciones en núcleos urbanos. También los cambios en los usos del suelo han modificado las características de las cuencas y han cambiado la vulnerabilidad de muchas zonas. Por ejemplo, el abandono de las zonas rurales ha provocado el aumento de la masa boscosa en Catalunya, mitigando el efecto erosionador de las precipitaciones torrenciales. Por otro lado y contrapuesto a esto, el aumento de la urbanización, sobre todo en la zona costera, ha

provocado una mayor erosión y escorrentía en esas zonas, con un aumento de la vulnerabilidad.

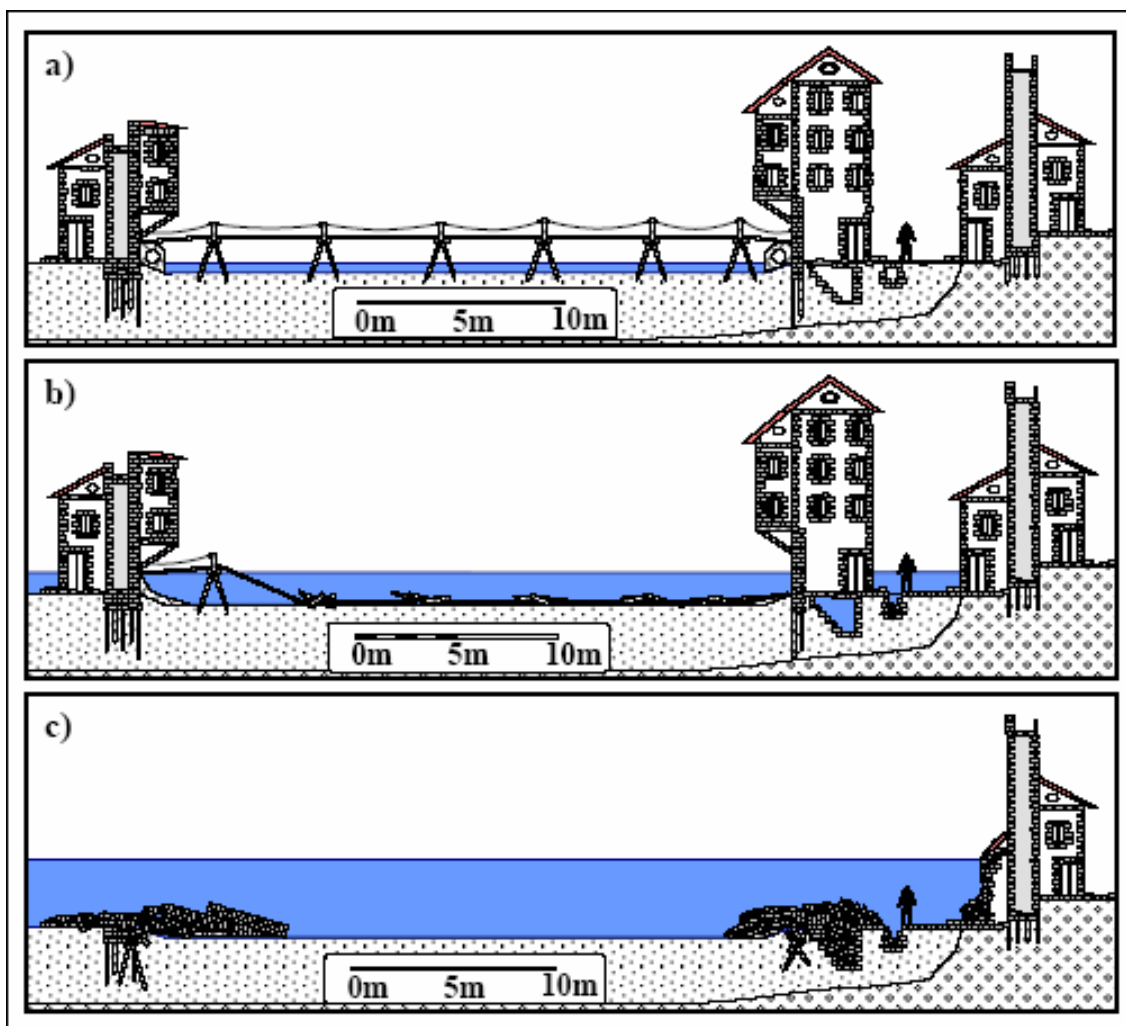


Figura 2.1. Esquema de los niveles de inundación en una sección del Río Onyar en la Ciudad de Girona: a) Ordinario (ORD), b) Extraordinario (EXT) y c) Catastrófico (CAT) (Barriendos *et al.*, 2003b; Llasat *et al.*, 2005).

La comparación de esta clasificación con otras propuestas y utilizadas en otros puntos de Europa, como por ejemplo la clasificación de la intensidad de inundaciones históricas en Centroeuropa desde 1500 AD (Sturm *et al.*, 2001), muestra bastantes similitudes si se tiene en cuenta el primer indicador utilizado (daños producidos), si bien las características físicas (segundo indicador utilizado), tales como la duración y la extensión, son diferentes. La clasificación propuesta por Sturm *et al.* (2001) y la equivalencia correspondiente con la presentada anteriormente y utilizada en la presente tesis doctoral está detallada en la Tabla 2.1. La clasificación de Sturm *et al.* (2001) se desarrolló para solucionar el gran problema que representa la combinación de datos históricos basados en la descripción de los daños producidos por las inundaciones con los datos de caudales basados en medidas sobre el nivel del agua en una única serie de datos comparables entre sí. La clasificación está basada en la severidad de los daños producidos por la inundación y su extensión espacial.

Un factor importante a considerar es el del diferente tipo de inundaciones que afectan a Centroeuropa y al Mediterráneo. Estas últimas son usualmente inundaciones súbitas con un gran poder destructivo debido a la velocidad del agua y al arrastre de material sólido, mientras que las inundaciones estudiadas por Sturm *et al.* (2001) se refieren, en general, a grandes cuencas fluviales. De ahí que los indicadores secundarios no sean homogenizables o extensibles a la zona Mediterránea.

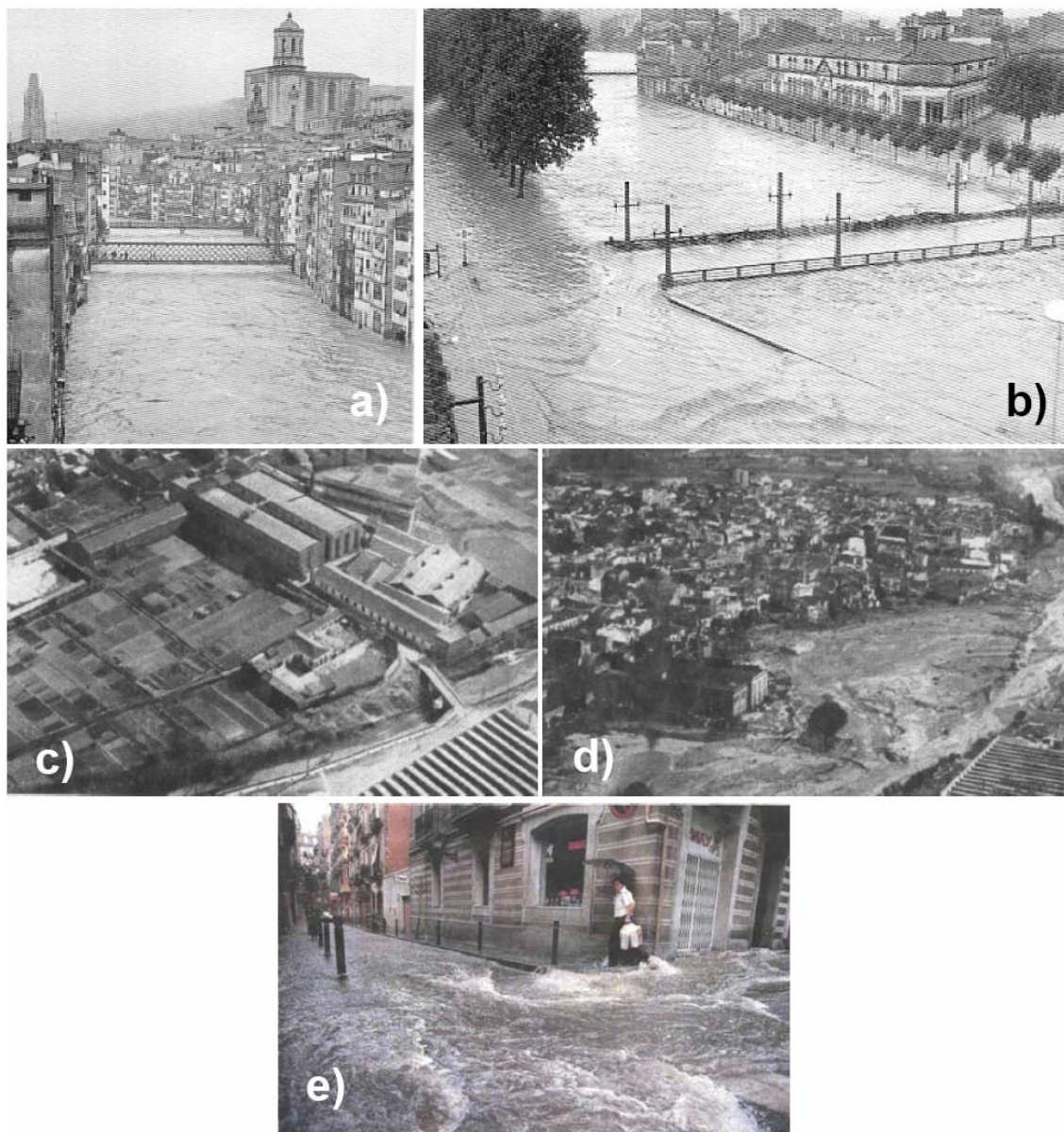


Figura 2.2. Imágenes de diferentes tipos de inundaciones: Inundación EXT de los ríos Onyar (a) y Ter (b) en la Ciudad de Girona el 12 de octubre de 1962; Imagen anterior (c) y posterior (d) a la inundación CAT del 25 de septiembre de 1962 de la Riera de Rubí en la población de Rubí (Vallès Occidental, Barcelona). (e) Inundación EXT producida por la imposibilidad de drenaje y/o desbordamiento del sistema de drenaje o alcantarillado en la Ciudad de Barcelona el 24 de agosto de 1995 (Fuente: La Vanguardia).

Nivel	Clasificación de las inundaciones	Indicadores primarios	Indicadores Secundarios	Eq.
1	Pequeña o regional	Pequeños daños en los campos o cultivos cercanos al lecho fluvial, abastecimientos de maderas guardados en ellos son movidos a otro lugar.	Inundación corta.	ORD
2	Suprarregional o por encima de la media	Daños en las edificaciones y construcciones relativas al agua como represas, diques, vertederos, pasarelas de madera, puentes y edificios cercanos al lecho fluvial, como molinos, etc.; agua en los edificios.	Inundación de duración media, daños importantes en los campos y cultivos cercanos al lecho fluvial, pérdidas de animales y a veces de personas.	EXT
3	Suprarregional o por encima de la media a escala desastrosa	Daños graves en las edificaciones y construcciones relativas al agua como represas, diques, vertederos, pasarelas de madera, puentes y edificios cercanos al lecho fluvial como molinos, etc.; agua en los edificios. En parte, algunos edificios son completa o totalmente destruidos por la inundación.	Inundación de varios días o semanas de duración; daños importantes en los campos y cultivos cercanos al lecho fluvial, grandes pérdidas de animales y personas, procesos morfodinámicos como la sedimentación de tierra causando daños duraderos y cambiando la estructura superficial.	CAT

Tabla 2.1. Clasificación de la intensidad de la inundaciones históricas para Centroeuropa (Adaptado de Sturm *et al.*, 2001). La última columna es la equivalencia con la clasificación presentada anteriormente y utilizada en la presente tesis doctoral.

Cualquier documento del pasado puede contener información de carácter climático, y en especial sobre las inundaciones. Esto en principio es un aspecto favorable, pero a la larga es una fuente de problemas, ya que la cantidad de información a consultar es de gran magnitud. Así pues, para obtener las cronologías de inundaciones se establecen una serie de criterios de selección previos con los que se rechaza una parte de las fuentes documentales a consultar para la investigación (aunque éstas puedan contener esporádicamente información útil). Con el resto de las fuentes se realiza una evaluación inicial para comprobar su continuidad, homogeneidad, disponibilidad y tipo de información que contiene. Los criterios que tienen que cumplir las fuentes documentales para que su consulta sea útil son los siguientes:

- i) con información y contenidos fiables.
- ii) sean originales y contemporáneas.
- iii) con información continua, homogénea, datable y cuantificable.

Después de esta fase exploratoria inicial, se realiza la consulta sistemática de la documentación seleccionada, filtrando únicamente la información que cumple unos criterios preestablecidos (sólo información sobre la afectación o daños producidos por un evento de inundación). Esta fase se conoce como vaciado bibliográfico. En la Figura 2.3 aparece esquematizado todo el proceso acabado de describir. Es importante hacer

constar que las fechas de los eventos anteriores al 5 de Octubre de 1582 hay que ajustarlas del calendario juliano al calendario gregoriano o moderno, debido a la reforma del calendario que realizó el Papa Gregorio XIII. Tal corrección consiste en sumar 10 días a las fechas julianas originales.

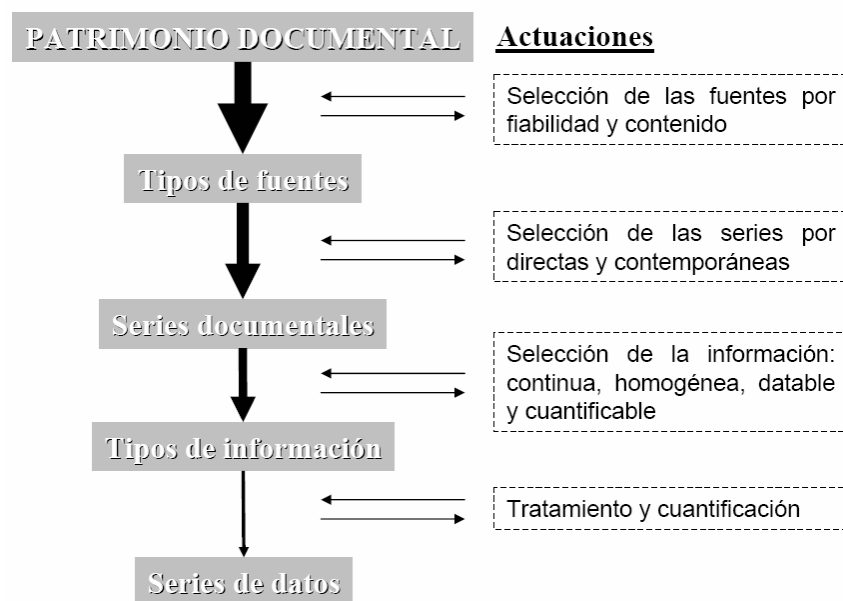


Figura 2.3. Esquema del procedimiento a seguir para la obtención de una serie de cronologías de inundación a partir de fuentes documentales (Barriendos, 2005a, modificado).

La fase de la consulta sistemática de la información para la Edad Media y la Edad Moderna (ss. XIV–XVIII), requiere la consulta de una ingente cantidad de legajos antiguos, la gran mayoría de ellos escritos en letra gótica, cuya interpretación suele ser de una notable dificultad, requiriéndose entonces para tal labor el concurso de historiadores. Para la Edad Contemporánea (ss. XIX–XXI) se dispone de la consulta complementaria de periódicos o publicaciones diversas, de más fácil manejo y consulta. Esta consulta es aun más llevadera para los últimos 10 años, en que el desarrollo de Internet ha permitido disponer de mucha de esta prensa en formato electrónico o digital y con la posibilidad de realizar consultas por palabras claves. De este modo, la búsqueda de la información es mucho más rápida y cómoda. Para el periodo comprendido entre 1994 y 2005, éste ha sido básicamente uno de los procedimientos utilizados en la presente tesis doctoral para la actualización de todas las cronologías de inundación hasta el año 2005, buscando datos en numerosas publicaciones locales y regionales. Mención especial requiere el caso del periódico barcelonés de *La Vanguardia*¹⁰, cuya hemeroteca está totalmente digitalizada y consultable por Internet bajo suscripción desde 1881 (véase Apartado 2.1.1.3 para más detalles). Con este fondo es posible la consulta de información en prensa para los últimos 125 años en Catalunya. También se ha encontrado información en páginas de entidades culturales o personales relacionadas con las diferentes localidades consideradas. En el Apartado 2.1.1.3 aparece detallada una lista de todas las direcciones web consultadas que se han utilizado como complemento para la actualización de las diferentes cronologías de inundación.

Para la actualización de las cronologías de inundación, sobre todo para el periodo 1994–2005, se han utilizado una serie de palabras claves unidas al nombre de cada una

¹⁰ Hemeroteca digital de *La Vanguardia*: <http://www.lavanguardia.es/hemeroteca/> (consultado el 21/07/2008).

de las doce localidades que forman las cronologías principales de inundaciones de Catalunya (véase Apartado 2.1.1). Estas palabras claves son las siguientes:

- i) en castellano: inundación(es), desbordamiento(s), tormenta(s), aguacero(s) o chaparrón(ones), riera(s), torrente(s), barranco(s), riada(s), chubasco(s) y diluvio(s).
- ii) en catalán: *inundació(ns)*, *desbordament(s)*, *tempesta(es)*, *aiguat(s)* o *xàfec(s)*, *riera(es)*, *riuada(es)*, *torrent(s)*, *barranc(s)*, *rierada(es)*, *ruixat(s)* y *diluvi(s)*.

Por otro lado hay que comentar que la identificación de las inundaciones presenta un gran inconveniente a la hora de clasificarlas (EXT o CAT) entre las que se producen en época histórica (ss. XIV–XIX) y época instrumental (ss. XX–XXI). Las descripciones de las inundaciones no son iguales durante el tiempo así como la cantidad de información detallada disponible, la cual va siendo menor cuanto más atrás se va el tiempo, siendo máxima para los ss. XX y XXI. Para estos dos siglos se dispone además de información instrumental. A fin de solventar esta problemática se ha intentado utilizar el mismo criterio histórico válido para la época histórica (sin datos instrumentales) para el siglo XX y la actualidad (Barnolas y Llasat, 2007b).

2.1.1.1 Cronologías disponibles

Gracias a los proyectos SPHERE y RAMSHES (en los que se ha desarrollado la presente tesis doctoral) se pudieron detallar mejor y actualizar las cronologías de inundación de varias ciudades catalanas, las cuales se conocían previamente gracias a los trabajos desarrollados por Barriendos y Pomés (1993), Barriendos (1994) y Barriendos y Martín-Vide (1997, 1998). Más adelante se acabaron de actualizar y perfilar algunas de ellas con los trabajos de Barnolas (2004), Carrillo Vila (2002), Barrera *et al.* (2005, 2006), Barnolas y Llasat (2007a,b) y la presente tesis doctoral. Las localidades de las que se dispone información completa y continua en Catalunya son doce: Camprodon, Ripoll, Girona, Calella, Arenys de Mar, Mataró, Barcelona, Delta del Llobregat, La Seu d’Urgell, Balaguer, Lleida y Tortosa (véase la Figura 2.4 para sus localizaciones). En la Tabla 2.2 aparecen resumidas las características principales de las cronologías de inundación de las doce poblaciones citadas anteriormente: curso fluvial, periodo temporal, primera y última inundación documentada y número de inundaciones extraordinarias y catastróficas del periodo temporal continuo que abarcan.

Los datos de la Tabla 2.2 son una mejora y actualización de los datos procedentes de Barriendos y Pomés (1993); Barriendos (1994); Barriendos y Martín-Vide (1997, 1998); Llasat *et al.* (2003b, 2005) y Barnolas (2004). El intervalo temporal que abarcan estas series va desde los 267 años para Mataró hasta los 705 años de Girona, Lleida y Delta del Llobregat. Las diferentes características geomorfológicas y climáticas de las cuencas hidrológicas (véase Capítulo 1) a las que pertenecen cada una de las localidades, así como el diferente grado de inundabilidad de cada localidad, explican las amplias diferencias que hay entre ellas por lo que se refiere al número de cada tipo de inundaciones. Destacan entre ellas Girona con 101 inundaciones EXT y Barcelona con 40 CAT. En todas las localidades, excepto las de los ríos Segre y Ebro, el número de inundaciones EXT es superior al número de CAT.

Existen más series de inundaciones para otras localidades catalanas, pero la información de la que se dispone o es más dispersa, o no está actualizada, o no es tan detallada como las que se han mencionado anteriormente y suele ser de un periodo temporal más corto en la mayoría de casos. El número de estas cronologías adicionales es de diez: Pobla de Lillet, Pineda, Sant Pol, Canet, Argentona, Vilassar de Mar, Premià de Mar, El Masnou, Montcada y Tarragona (véase la Figura 2.4 para sus localizaciones). Las series del Maresme (Pineda, Sant Pol, Canet, Argentona, Vilassar de Mar, Premià de Mar y El Masnou) proceden del trabajo de Barriendos y Pomés (1993), Montcada y Tarragona de Barriendos (1994) y Pobla de Lillet del proyecto SPHERE. Las cronologías de Tarragona y Montcada se han actualizado hasta el 2005 en la presente tesis doctoral. Los datos de estas cronologías son de utilidad a la hora de completar la descripción o información de periodos anómalos concretos, aunque no son útiles para el estudio de tendencias climáticas a largo plazo, debido bien a su discontinuidad o bien a que abarcan un intervalo temporal mucho menor. Las características principales de tales series están resumidas en la Tabla 2.3 del mismo modo que lo están las series de la Tabla 2.2. La cronología más extensa es Montcada con 604 años de datos y la más corta, Argentona con 92 años. Entre ellas además destacan Montcada con 24 inundaciones CAT y Sant Pol y Canet con 15 inundaciones EXT.

Río / Riera	Localidad	Periodo	N	1 ^a Inun.	Últ. Inun.	Nº EXT	Nº CAT
R Ter/Ritort	Camprodon	1616–2005	390	1617	1982	6	4
R Ter/Freser	Ripoll	1576–2005	430	1577	1982	7	7
R Ter/Onyar/Güell/Galligants	Girona	1301–2005	705	1193	1999	101	22
R Segre	Seu d'Urgell	1451–2005	555	1020	1984	6	19
R Segre	Balaguer	1616–2005	390	1617	1996	8	14
R Segre	Lleida	1301–2005	705	1306	1982	15	25
R ^a Capaspre/dels Frares	Calella	1671–2005	335	1672	2003	29	15
R ^a Sobirans/Rials d'Arenys	Arenys de Mar	1666–2005	340	1616	2004	50	35
R ^a Cirera/St. Simó	Mataró	1739–2005	267	1740	2005	67	37
Rieras Pla de Barcelona	Barcelona	1351–2005	655	1389	1999	47	40
R Llobregat	Delta del Llob.	1301–2005	705	1143	1994	86	26
R Ebro / Ebre	Tortosa	1351–2005	655	1355	1982	17	15

Tabla 2.2. Características de las cronologías de inundación principales de Catalunya. La columna 'periodo' hace referencia al intervalo temporal en el que se puede considerar la información continua. La columna '1^a Inun.' hace referencia a la primera inundación documentada y la columna 'Últ. Inun.', a la última documentada. El número de inundaciones extraordinarias (EXT) y catastróficas (CAT) está referido al periodo temporal continuo.

En la Figura 2.4 aparece la localización de todas las cronologías de inundación disponibles en Catalunya. Para cada una de estas localidades se dispone de la fecha de ocurrencia de las inundaciones, tipo de inundación (EXT o CAT, básicamente) y descripción de las afectaciones de la inundación (daños producidos, problemas generados en la localidad, descripciones del estado del tiempo o de la manera de llover...) y para algunos episodios, los niveles del agua alcanzados y datos de caudal. Para obtener este tipo de información para una localidad concreta y para un periodo temporal tan amplio se requiere una ardua tarea de investigación en archivos que suele superar los seis meses por localización (Barriendos *et al.*, 2004; Barnolas y Llasat, 2007b).

Río / Riera	Localidad	Periodo	N	1ª Inun.	Últ. Inun.	Nº EXT	Nº CAT
R. Llobregat	Pobla de Lillet	1570–2000	431	1570	1982	---	11
Rª de Pineda	Pineda	1861–1992	132	1861	1992	7	7
Rª de Vallalta	Sant Pol	1868–1982	115	1868	1982	15	9
Rª Buscarons/Gabarra	Canet	1834–1991	158	1834	1990	15	10
Rª d'Argentona	Argentona	1891–1982	92	1891	1979	7	4
Rª de Cabrils	Vilassar de Mar	1885–1991	107	1885	1991	10	6
Rª de Premià	Premià de Mar	1879–1991	113	1879	1991	14	9
Rª d'Alella/Teià	El Masnou	1886–1991	106	1886	1991	12	6
R. Besòs	Montcada	1402–2005	604	1402	1971	---	24
R. Francolí	Tarragona	1595–2005	411	1595	1994	---	17

Tabla 2.3. Características de las cronologías de inundación secundarias de Catalunya. El periodo hace referencia al intervalo temporal en el que se puede considerar la información continua. La columna '1ª Inun.' hace referencia a la primera inundación documentada y la columna 'Últ. Inun.', a la última documentada. El número de inundaciones extraordinarias (EXT) y catastróficas (CAT) está referido al periodo temporal continuo. Datos extraídos parcialmente de Barriendos y Pomés (1993), Barriendos (1994), Barriendos y Rodrigo (2006), Barnolas y Llasat (2007b) y del proyecto SPHERE.

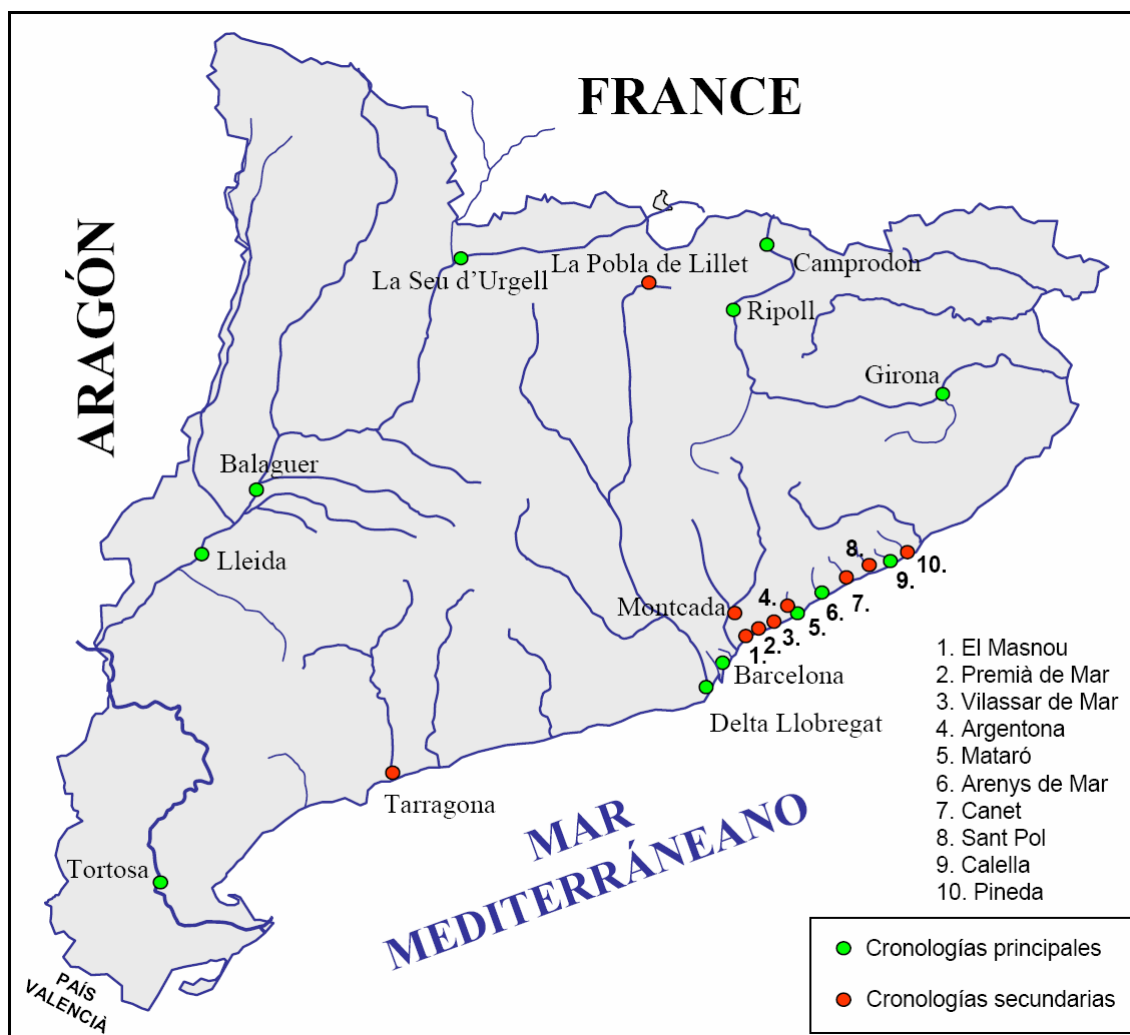


Figura 2.4. Localización de las cronologías de inundación en Catalunya para los ss. XIV–XXI.

2.1.1.2 Tratamiento previo

Una vez se tienen detalladas todas las cronologías de inundación, esta información debe ser pasada a un formato que permita su tratamiento estadístico y matemático. Debido a las diferentes características climáticas y geomorfológicas de las cuencas hidrográficas a las que pertenecen cada una de las localidades, el tratamiento comparativo y conjunto de todas las cronologías requiere una normalización de cada una de las series, así como un suavizado para poder evaluar mejor cuál ha sido la evolución de las inundaciones en cada una de ellas. Con tal objetivo se han elaborado series anuales para las cronologías de inundación principales de la siguiente manera:

- i) Número de inundaciones por año, diferenciando entre EXT y CAT.
- ii) Cálculo del valor medio y dispersión del número de inundaciones por año para el siglo XX (1901–2000). Se elige un periodo de referencia para que así futuras actualizaciones de los índices no alteren los valores ya calculados. Se elige como periodo de referencia el siglo XX, para referir todos los valores respecto a los valores medios más cercanos al presente.
- iii) Cálculo de la anomalía del número de inundaciones por año respecto a los valores normales para el siglo XX. Es decir, normalización del número de inundaciones por año, con la media y dispersión de la serie calculadas para todo el siglo XX, según la siguiente expresión:

$$x = \frac{n - \bar{n}}{\sigma} \quad \text{Ec. 2-1}$$

- donde,
- n es el número de inundaciones por año.
 - \bar{n} es la media del número de inundaciones para el periodo 1901–2000.
 - σ es la desviación típica del número de inundaciones para el periodo 1901–2000.
 - x es el valor normalizado.

- iv) Filtrado de los valores resultantes a través de un filtro gaussiano pasa bajos (Štìpánek, 2003) con ventanas de 11 y 31 años para analizar la evolución temporal de las series.

Con todo este proceso se obtienen series de inundación comparables entre sí. El valor final obtenido es el que constituye el índice proxy de inundación considerado en la presente tesis doctoral.

2.1.1.3 Fuentes documentales modernas

En este apartado se detallan las otras fuentes de datos que se han utilizado para la actualización de las cronologías de inundación en la presente tesis doctoral y que no corresponden a ningún trabajo publicado anteriormente. Estas fuentes de datos son básicamente direcciones de Internet sobre periódicos o publicaciones en línea y que en su mayoría son de ámbito local:

- Hemeroteca digital del periódico barcelonés La Vanguardia (1881–2005): <http://www.lavanguardia.es/hemeroteca/> (consultado el 21/07/2008).
- Buscador de noticias del periódico barcelonés La Vanguardia (1999–2005): <http://buscador.lavanguardia.es/> (consultado el 21/07/2008).
- *La Malla* (portal de noticias de ámbito local y autonómico de Catalunya, en catalán, 1999–2005): <http://www.lamalla.net/> (consultado el 21/07/2008).
- *Diari El Punt Digital* (periódico en catalán con redacciones en diferentes localidades catalanas, 2001–2005): <http://www.vilaweb.com/www/elpunt/> (consultado el 21/07/2008).
- *Diari de Mataró* (periódico digital en catalán de la ciudad de Mataró y la comarca del Maresme, 2001–2005): <http://www.diarimataro.cat> (consultado el 21/07/2008).
- *El Capgròs - Diari digital de Mataró i el Maresme* (periódico digital en catalán de la ciudad de Mataró y la comarca del Maresme, engloba también información de las publicaciones impresas Mataró Report y Capgròs, 2003–2005): <http://www.capgros.cat> (consultado el 21/07/2008)
- Página personal de Joan Arús, meteorólogo del Centro Territorial de la AEMET en Catalunya, en la que se encuentran explicaciones de diferentes episodios de lluvias intensas en Catalunya: <http://www.geocities.com/capecanaveral/hangar/3283/> (consultado el 21/07/2008)
- Página web de las poblaciones de Arenys de Mar y Arenys de Munt (página en catalán sobre noticias, reportajes y curiosidades de estas dos poblaciones, entre las que figura información de las riadas producidas por la Riera de Arenys y otras rieras de ambos términos municipales, conocidas como *rials*): <http://www.arenys.org/> (consultado el 21/07/2008).
- Pascual Berghaenel, R. “Aiguats al Maresme”. *Revista de Meteorologia Tethys*, 2, Associació Catalana de Meteorologia (ACAM). Disponible en Internet en: <http://www.tethys.cat/antics/num02/articles/art0206.htm> (consultado el 21/07/2008).

2.1.2 Cronologías de rogativas pro lluvia

Las cronologías de rogativas pro lluvia son listados de rogativas realizadas en una población para pedir a algún santo o santa su intercesión ante Dios, o a Dios mismo, que lloviera. Según la gravedad de la sequía que se estaba padeciendo existían una serie de actos y ceremonias que se celebraban, pudiéndose diferenciar cinco niveles comunes en todas las localidades tanto catalanas como del resto del Estado Español según la magnitud de la carestía de precipitación que se tenía (Tabla 2.4). Las particularidades de cada uno de los diferentes tipos de rogativas varían de una población a otra.

Nivel	Intensidad	Tipo de ceremonia
I	Baja	Rogativa simple dentro de las iglesias
II	Media	Exposición o exhibición de reliquias o santos
III	Alta	Procesión de las reliquias o santos
IV	Muy alta	Inmersión en agua de reliquias o santos
V	Crítica	Peregrinación a santuarios

Tabla 2.4. Niveles de sequía a partir del tipo de rogativa pro lluvia (Adaptada de Martín-Vide y Barriendos, 1995).

Igual que pasa en el caso de las cronologías de inundación, Catalunya es un país rico en fuentes documentales que hacen referencia a las rogativas pro lluvia. Estas rogativas eran eventos muy importantes en las comunidades de la era preindustrial, y su ejecución seguía una serie de pasos administrativos, los cuales quedaban anotados y controlados, ya que estos actos requerían el desembolso de una cantidad de dinero de los ayuntamientos para la organización de las ceremonias. Los agricultores eran los primeros que iniciaban el proceso. Al contemplar la mala evolución de las cosechas por las condiciones climáticas formulaban una petición a las autoridades municipales. Éstas, a través de inspectores e información adicional como podrían ser los niveles de los pozos o el funcionamiento de las instalaciones hidráulicas (canales de riego, molinos de agua y fuentes), elaboraban un dictamen sobre la gravedad de la situación y se ponían en contacto con las autoridades eclesiásticas locales para pedir la celebración de las rogativas y el tipo de ceremonia, acorde con la tradición del lugar. La Iglesia era la responsable de la organización interna de las ceremonias, del procedimiento litúrgico, e incluso de la programación de las fechas para las ceremonias para encargarlas dentro de las actividades regulares del calendario litúrgico cristiano. En la Figura 2.5 aparece esquematizado el mecanismo de generación de las rogativas pro lluvia acabado de comentar.

Gracias al trabajo desarrollado e iniciado en Catalunya por Barriendos (1994) y Martín-Vide y Barriendos (1995) y proseguidos en el proyecto europeo ADVICE¹¹ (*Annual to Decadal Variability in Climate in Europe*; ENV4-CT95-0129; 1996–1998) y en el proyecto español RAMSHES (2002–2004), se dispone de siete series de rogativas pro lluvia (Tabla 2.5). La localización de estas series se encuentra en la Figura 2.6. La serie más larga es la de la Ciudad de Girona con 444 años de datos desde 1438, siendo también la más antigua, y la más corta las de las ciudades de Barcelona y La Seu d'Urgell con 305 años de datos.

¹¹ Información detallada sobre el proyecto ADVICE se puede encontrar en la dirección de Internet: http://www.geo.uni-augsburg.de/en/professorships/phygeo/forschung/klima/3_advic/ (consultada el 21/07/2008).

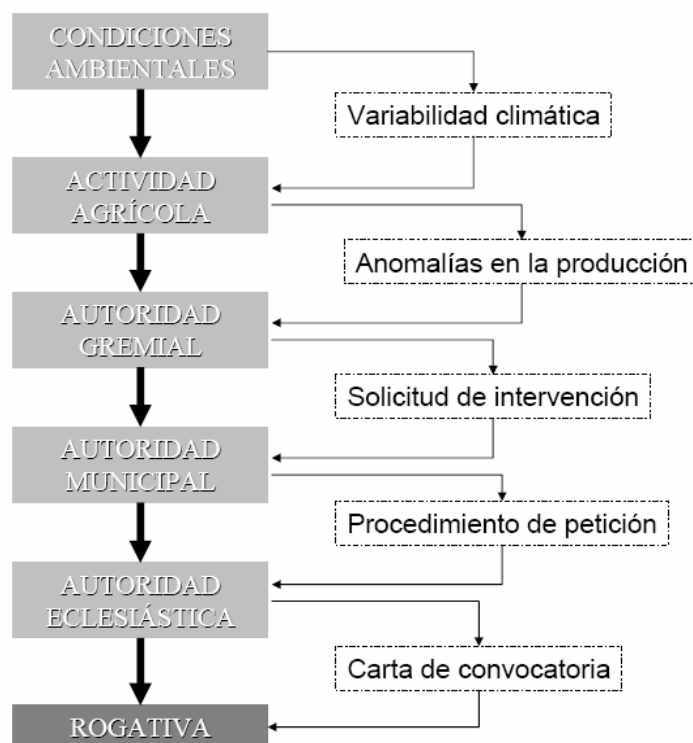


Figura 2.5. Esquema del mecanismo de generación de las rogativas pro lluvia en Catalunya (Martín-Vide y Barriendos, 1995, modificada).

Localidad	1ª Rogativa documentada	Periodo	N
Girona	1438	1438–1881	444
Barcelona	1333	1521–1850	330
Reus/Tarragona	1493	1493–1874	382
Tortosa	1374	1565–1858	294
La Seu d'Urgell	1539	1539–1843	305
Vic	1337	1568–1906	339
Cervera	1484	1484–1850	367

Tabla 2.5. Series de rogativas pro lluvia en Catalunya (ss. XV–XIX) (Barriendos, 2005b).

Las cronologías de rogativas pro lluvia son una base de datos primordial para el estudio de déficits hídricos en época histórica, pero presentan un problema que las cronologías de inundación no tienen. El alcance temporal de las rogativas pro lluvia no llega hasta nuestros días, debido al cambio de la sociedad durante el siglo XIX, fruto de la revolución industrial, en que se vuelve menos religiosa y por lo tanto menos propensa a la celebración de procesiones y actos litúrgicos para pedir que llueva. De ahí que muchas de las rogativas pro lluvia dejen de hacerse sistemáticamente en las ciudades y grandes poblaciones. Con el paso del tiempo se van haciendo de forma más esporádica y llegan a desaparecer en muchas poblaciones, sobre todo en las grandes ciudades. Otra de las diferencias de las cronologías de rogativas pro lluvia en comparación con las cronologías de inundación es que las series continuas más antiguas empiezan a mediados del siglo XV, es decir unos 150 años más tarde que las cronologías de inundación más antiguas. Con todo lo comentado anteriormente se tiene una cobertura máxima de casi 450 años para las rogativas pro lluvia que es considerablemente menor que la de las inundaciones (705 años). Por lo tanto con las rogativas pro lluvia no se podrá realizar un estudio tan detallado como el que se puede realizar con las cronologías de inundación. Aún así, durante la época en que no hay registros de precipitación, las

rogativas pro lluvia son la única fuente de información de déficit hídrico de la que se dispone y por lo tanto muy útil para su estudio en época preinstrumental.



Figura 2.6. Localización de las series de rogativas pro lluvia en Catalunya (ss. XV–XIX).

2.1.2.1 Rogativas pro lluvia en la ciudad de Barcelona

De todas las cronologías de rogativas pro lluvia disponibles en Catalunya (Tabla 2.5), en este capítulo sólo se hace referencia explícita a la de la Ciudad de Barcelona, ya que es la única localidad para la que se dispone de una serie de precipitación (véase Apartado 2.2.2 para más detalles) lo suficientemente larga (~220 años) para poder tener un periodo común de comparación entre datos históricos y datos instrumentales. Para las otras localidades no existen series de precipitación lo suficientemente largas para poder tener un periodo suficientemente largo para realizar comparaciones y por lo tanto no se han analizado en la presente tesis doctoral.

Los aspectos específicos o singularidades de las rogativas pro lluvia en la Ciudad de Barcelona se detallan a continuación (Martín-Vide y Barriendos, 1995):

- i) **Nivel I:** Rogativas simples, novenarios y colecta pro lluvia.

- ii) **Nivel II:** Exposición de las reliquias de Santa Madrona en el Altar Mayor de la Catedral. Las reliquias eran llevadas desde el santuario de Santa Madrona, en la montaña de Montjuïc, hasta la Catedral. El tiempo de exposición podía ir desde un día hasta cuatro o cinco meses.
- iii) **Nivel III:** Procesión por las calles principales de la ciudad con las reliquias de San Severo, santo patrón de la ciudad. A la procesión acudía una gran multitud de gente.
- iv) **Nivel IV:** Inmersión en agua del Lignum Crucis en el puerto, el cual era llevado en procesión desde la Catedral; a este acto acudía prácticamente toda la población de la ciudad. Exposición pública del Santísimo Sacramento y misas de difuntos. Bendición general de la tierra.
- v) **Nivel V:** Peregrinación a Santa Eulàlia de Sarrià. Peregrinación al santuario de N.S. de Montserrat en los casos más extremos.

Todo esto se puede ver de forma detallada en la Figura 2.7, donde sobre un mapa de la Barcelona de los ss. XIV–XIX se esquematizan las diferentes rogativas pro lluvia que se llevaban a cabo en la ciudad.

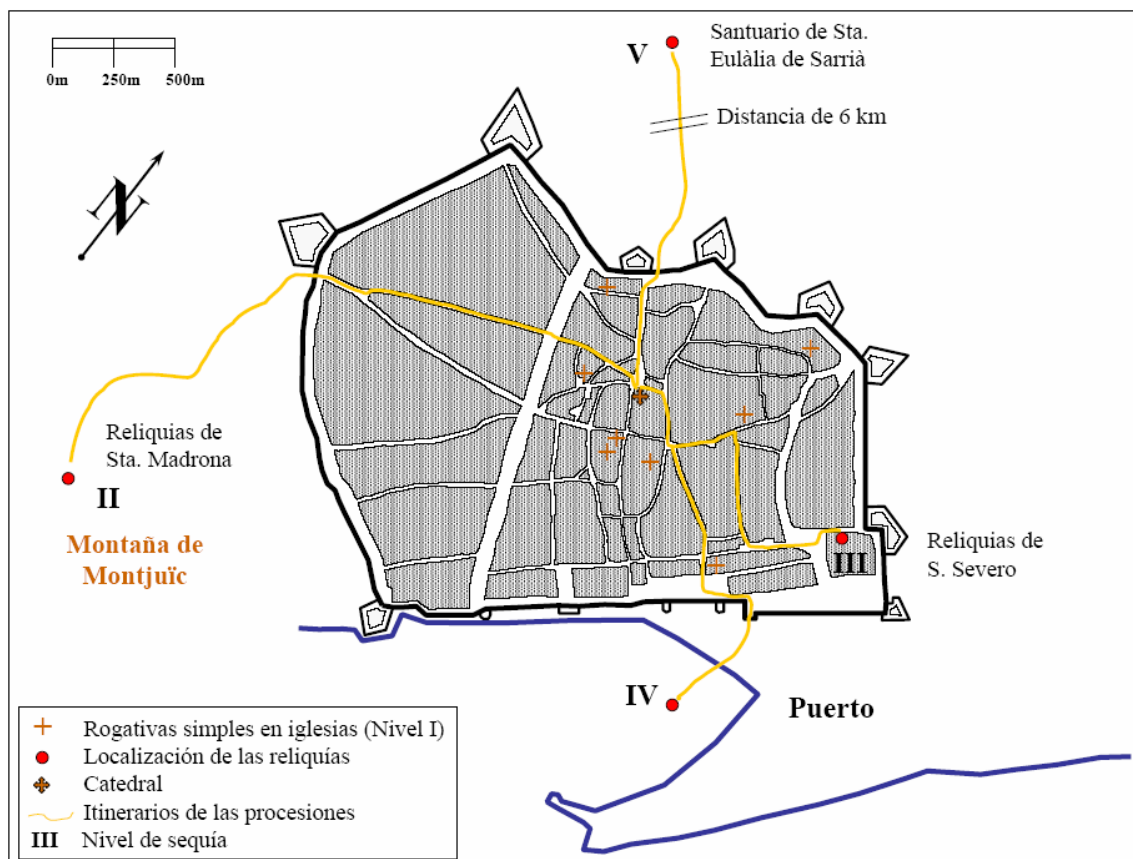


Figura 2.7. Mapa de la ciudad de Barcelona (ss. XIV–XIX) indicando los diferentes tipos de rogativas pro lluvia. (Martín-Vide y Barriandos, 1995, modificado).

2.1.3 Índices hídricos

Los índices hídricos son los índices proxy que combinan los índices relativos a inundaciones y sequías así como información adicional de tipo atmosférico que se puede encontrar en las fuentes documentales, como podrían ser temporales de mar, tempestades y nevadas, entre otros. La elaboración de estos índices para la Península Ibérica ha recibido un gran impulso gracias al proyecto CICYT RAMSHES (2002–2004), en el que se han desarrollado series para las ciudades de Barcelona, Zamora, Murcia, Sevilla y Toledo.

La elaboración de índices hídricos requiere disponer de una serie de información ambiental para una localidad concreta, tanto de excesos como de déficits pluviométricos a resolución mensual. Esta información está formada básicamente por registros de ceremonias de rogativas para las sequías y descripciones directas para los excesos hídricos. La información se organiza, según la propuesta del proyecto RAMSHES, en siete categorías que definen los niveles de severidad y duración de las anomalías pluviométricas, mientras que el nivel o categoría cero cubriría una amplia horquilla caracterizada por la ausencia de informaciones relacionadas con los extremos hídricos (Tabla 2.6).

Valor	Categoría de anomalía pluviométrica
+3	Desbordamiento fluvial con destrucción de infraestructuras
+2	Rogativas <i>pro serenitate</i> públicas o desbordamiento fluvial sin daños graves
+1	Rogativas <i>pro serenitate</i> o crecida fluvial sin desbordamiento
0	Documentación disponible pero ausencia de información
-1	Rogativas <i>pro pluvia</i> simples o <i>intra ecclesiam</i> (nivel I)
-2	Rogativas <i>pro pluvia</i> públicas severas (nivel II y III)
-3	Rogativas <i>pro pluvia</i> públicas graves (nivel IV y V)

Tabla 2.6. Definición del valor numérico de los índices hídricos propuestos en el proyecto RAMSHES (2002–2004).

Toda la información debe tratarse siguiendo unas pautas que se detallan a continuación con el fin de elaborar la serie de anomalías pluviométricas de una localidad a partir de las fuentes documentales:

- i) Para los excesos hídricos, cuando las fuentes bibliográficas se refieren a inundaciones con la fecha precisa o a lo sumo ubicada dentro del mes, pero su descripción no es precisa en cuanto a los impactos, se califica como +2. Se asegura así evitar una pérdida de información aunque en realidad pudiera haber llegado a categoría +3. Por otra parte, cuando una o varias fuentes bibliográficas indican episodios de crecida fluvial en una localidad con indicación del día o mes, pero sin poder corroborarse con fuentes documentales ni obtener una definición más precisa, se opta por atribuir +1 a estas informaciones, dejándolas como crecidas por lluvias torrenciales o continuadas.
- ii) Para las ceremonias de rogativas, como éstas son un proceso que sólo tiene efecto cuando hay una cierta acumulación de anomalía en la precipitación, se consignará sólo en el propio mes del registro documental después de haber transcurrido por lo menos una semana completa. En caso contrario (registros entre los días 1 y 8) se atribuirá el nivel correspondiente del índice al mes anterior.

- iii) Ajuste de calendario: La modificación de calendario establecida por Gregorio XIII (1582) se ha solventado ajustando las fechas del calendario juliano al calendario gregoriano o moderno.
- iv) En algunos casos puntuales alrededor de los meses de diciembre y enero, algunos episodios registrados han llegado a cambiar de año, lo que puede inducir a interpretaciones erróneas o incluso duplicación de casos.
- v) Las fuentes bibliográficas indirectas nunca definen el sistema de calendario o el ajuste de la fecha del evento efectuados. Las dataciones procedentes de estas fuentes son tratadas con reserva y anotadas en la columna de anotaciones.
- vi) Los fenómenos meteorológicos e impactos derivados de la actividad convectiva puntual están excluidos de los índices por su probable registro documental irregular. La falta de certeza de que todos los episodios hayan quedado registrados en algún tipo de fuente documental impide su utilización como información climática en series continuas. Parece ser que sólo las grandes tormentas que ocasionaban daños por el impacto de rayos o por pedrisco eran descritas y registradas en documentos públicos.
- vii) Los temporales de viento también son excluidos de consideración debido al diferente origen meteorológico de los episodios que se registran. Sólo se han considerado los temporales de mar con daños en embarcaciones o infraestructuras portuarias cuando iban acompañados de una borrasca o algún tipo de precipitación.

A parte de todas estas consideraciones, se pueden producir anomalías, contradicciones o paradojas. En cada caso debe considerarse y explicitarse cómo se ha actuado: en el caso de que una misma localidad registre inundaciones y rogativas pro lluvia (por ejemplo son relativamente frecuentes en Murcia) se produce un conflicto en la cuantificación del índice correspondiente. La solución adoptada en Centroeuropa pasa por aplicar una simple suma aritmética entre los valores que representarían cada una de las situaciones climáticas enfrentadas. Esta solución es adecuada si se pretende obtener un valor general para un mes del régimen de precipitación. En todo caso, se pierde el matiz acerca del comportamiento irregular con que se ha producido aquella precipitación total mensual. Las situaciones de anomalía o paradoja mensual se consignan en una columna de observaciones en rojo, explicitando los comportamientos que hay detrás del valor final. A resoluciones anuales y estacionales las paradojas son mucho más frecuentes. Queda para análisis posteriores la generación de algún índice específico que caracterice este aspecto de la precipitación.

2.2 Series instrumentales antiguas

Las series instrumentales antiguas son registros de datos meteorológicos diarios obtenidos por astrónomos, médicos, militares y científicos ilustrados antes de la existencia de los servicios meteorológicos oficiales. Estos registros se realizaron en el periodo conocido como *Early Instrumental Period* (EIP, Periodo Instrumental Primerizo: 1780–1880). Tales iniciativas científicas se iniciaron a raíz del movimiento

de la Ilustración, que comportó un fuerte impulso de la investigación científica y técnica, equiparable al del Renacimiento. En tal contexto histórico se produjo un avance en los conocimientos sobre el desplazamiento de las masas de aire que llevaron a los médicos a desarrollar una sensibilización hacia los fenómenos atmosféricos como agentes causantes (miasmas pestilenciales) o transmisores (por transporte de vectores patógenos) de ciertas enfermedades y epidemias (Barriandos, 1998). El interés de los médicos por conocer las condiciones meteorológicas en sus entornos inmediatos pero también en grandes extensiones llevó a la creación de sociedades en las que primaba la observación meteorológica realizada con métodos e instrumentos estandarizados, para disponer de unos datos que fueran comparables entre sí.

Dos iniciativas fueron relevantes en este sentido: la *Société Royale de Médecine*, creada en 1776 por François de Lassone (1717–1788), primer médico del Rey de Francia Luis XVI, la cual entre 1776 y 1786 llegó a tener unas 206 estaciones, la mayor parte francesas, pero también de ultramar, como Al-Basra, Bagdād, Sankt Petersburg, New York o Montréal¹². Un segundo ejemplo es la *Societas Meteorologica Pallatina*, de Mannheim. Fundada por Johann Jakob Hemmer en 1780 tuvo un desarrollo paralelo a la iniciativa francesa pero para países centroeuropeos y escandinavos (Kington, 1988). Ambas sociedades dejaron de tener actividad alguna en 1792 debido al grave escenario bélico dominante en Europa a raíz de las campañas militares desplegadas por la Francia revolucionaria, pero por suerte las mediciones siguieron en algunas de las estaciones creadas por estas dos sociedades. Todos esos registros se han mantenido hasta el presente en documentos manuscritos de diferentes academias de medicina o militares y en observatorios astronómicos.

Gracias a diferentes proyectos de ámbito europeo, como ADVICE (ENV4-CT95-0129; 1996–1998), IMPROVE¹³ (*IMPROVed understanding of past climatic variability from early daily European instrumental sources*, ENV4-CT97-0511; 1998–2000), SPHERE (EVG1-CT-1999-00010; 2000–2002), al proyecto español RAMSHES (REN2002-04584-C04/CLI; 2002–2004) y al programa Ramón y Cajal (2003–2007), se procedió a la recuperación de las series de datos antiguos diarios de presión, mediante la digitalización de las medidas que se encontraban en los diferentes archivos de las instituciones antes mencionadas. El número de series recuperadas para el EIP en este momento a resolución diaria es de diecisiete (Cádiz-San Fernando, Madrid, Barcelona, Palermo, Bulågna, Milan, Pàdoa, Basel, Bern, Praha, Paris, Brussel, Armagh, Uppsala, Stockholm, Sankt Petersburg y Reykjavík¹⁴) y en la actualidad está en curso el proceso de recuperación y digitalización de cuatro series más (Edinburgh¹⁵, Lund, Bergen y Trondheim) y quizás probablemente hayan otras iniciativas en otros puntos de Europa. Las características de cada una de las series instrumentales antiguas recuperadas se encuentran resumidas en la Tabla 2.7. En el transcurso de la presente tesis doctoral, este doctorando ha participado en las digitalizaciones y calibraciones de tres series de las citadas en tal tabla (Paris, Palermo y Armagh) y en la calibración de la serie de Barcelona.

¹² Todas estas ciudades son conocidas en castellano con los nombres de Basora, Badgad, San Petersburgo, Nueva York y Montreal.

¹³ Información detallada sobre el proyecto IMPROVE se puede encontrar en la dirección de Internet: <http://clima.icttr.pd.cnr.it/climatologia/improve.htm> (consultada el 22/01/2007).

¹⁴ Todas estas ciudades son conocidas en castellano con los nombres de Cádiz-San Fernando, Madrid, Barcelona, Palermo, Boloña, Milán, Padua, Basilea, Berna, Praga, París, Bruselas, Armagh, Uppsala, Estocolmo, San Petersburgo y Reikiavik.

¹⁵ Esta ciudad es conocida en castellano con el nombre de Edimburgo.

El número de series disponibles, teniendo en cuenta su distribución espacial, hacen posible el estudio meteorológico de episodios extremos acaecidos en el pasado a partir de los campos superficiales de la presión barométrica reducida al nivel del mar, la temperatura o la pluviometría (Barrera *et al.*, 2002). También son útiles estos datos para la definición de patrones a gran escala asociados a los extremos hídricos, como podrían ser tipos de tiempo causantes de inundaciones en el pasado (Barrera *et al.*, 2003; Llasat *et al.*, 2005; Capítulo 4).

Serie	Inicio	Final	P	T	Viento	Precip.	Notas
BCN: Barcelona	1780	2005	Sí	Sí	Sí	Sí (c.1854)	3 valores diarios. Completa hasta 1936. P hasta 2001 y Precip. hasta 2005
BRU: Brussel ¹	1767	1832	No	Sí	No	No	Tmáx. y Tmin.
CSF: Cádiz-San Fernando	1786	2000	Sí	Sí	Sí	Sí (c.1848)	Desde 1816 serie continua
MAD: Madrid	1786	1880	Sí	Sí	Sí	No	T interior
MIL: Milan ²	1763	1998	Sí	No	No	No	Datos medios diarios
PAD: Pàdoa ³	1766	1997	Sí	Sí	No	No	
PRA: Praha ⁴	1781	2001	Sí	No	No	No	Datos medios diarios
REY: Reykjavík ⁵	1816	2000	Sí	No	No	No	Datos medios diarios
STO: Stockholm ⁶	1756	1998	Sí	No	No	No	---
BAS: Basel ⁷	1755	1805	Sí	Sí	No	No	---
BER: Bern ⁸	1800	1880	Sí	Sí	No	No	---
UPP: Uppsala	1722	1998	Sí	Sí	No	No	Datos medios diarios
PAR: Paris ⁹	1780	1880	Sí	No	No	No	Datos de las 12h.
BOL: Bulâggna ¹⁰	1813	2000	No	Sí	No	Sí	Tmáx. y Tmin.
ARM: Armagh	1795	2001	Sí	No	No	Sí (c.1838)	P datos de las 12h.
PAL: Palermo	1790	1880	Sí	No	No	No	Datos de las 12h.
SPE: Sankt Petersburg ¹¹	1743	1997	No	Sí	No	No	---

Tabla 2.7. Características de las series instrumentales antiguas disponibles en Europa a resolución diaria (periodo temporal, tipos de variables medidas...). Las ciudades con superíndice son conocidas en castellano con los nombres de: (1) Bruselas, (2) Milán (Milano en italiano), (3) Padua (Padova en italiano), (4) Praga, (5) Reikiavik, (6) Estocolmo, (7) Basiela, (8) Berna, (9) París, (10) Boloña (Bologna en italiano) y (11) San Petersburgo.

2.2.1 La presión

Si nos centramos en los registros de presión barométrica el número de series instrumentales antiguas diarias disponibles en la actualidad para el *EIP* (1780–1880) es de catorce. Cuatro series más están actualmente en curso de investigación y digitalización (Figura 2.8 y Tabla 2.8).

El uso conjunto de las catorce series de presión disponibles para el periodo 1780–1880 hace posible la generación de mapas de presión en superficie (reconstrucciones sinópticas), las cuales se detallan en el Capítulo 4. Pero antes de hacer uso conjunto de esas series, hay que tener en cuenta que esas series de presión fueron medidas con barómetros antiguos los cuales estaban calibrados con unidades de medida del sistema tradicional, y no con las unidades del sistema métrico decimal o internacional utilizado en la actualidad. Así que la interpretación de los registros antiguos requiere de una primera fase de conversión de unidades, que se detalla en el siguiente subapartado. También se detallan ahí, las correcciones necesarias que se deben realizar para reducir los datos de presión al nivel del mar.

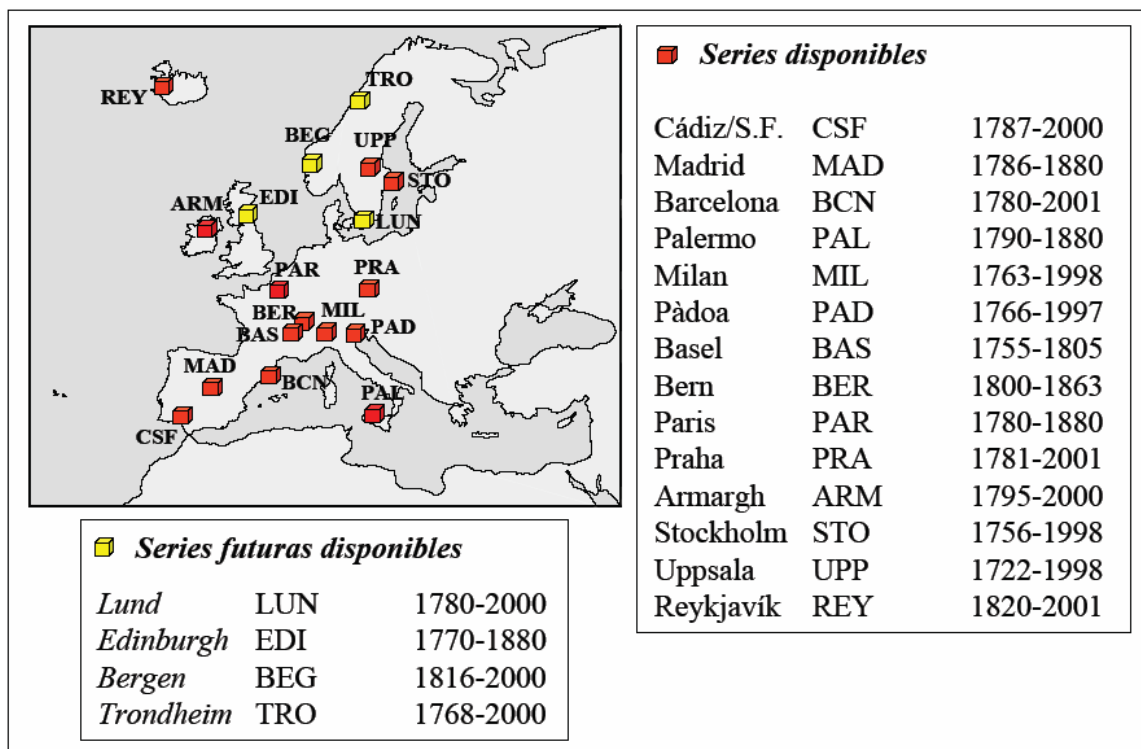


Figura 2.8. Disponibilidad de las series instrumentales antiguas de presión en Europa a resolución diaria para el EIP (1780–1880).

Serie	Inicio	Final	Procedencia (Proyecto y referencia)
BCN: Barcelona	1780	2000	ADVICE. Rodríguez <i>et al.</i> (2001) y trabajo propio.
CSF: Cádiz-San Fernando	1786	2000	IMPROVE. Barriendos <i>et al.</i> (2002)
MAD: Madrid	1786	1880	ADVICE y EMULATE. Ansell <i>et al.</i> (2006)
MIL: Milán	1763	1998	IMPROVE. Maugueri <i>et al.</i> (2002a,b)
PAD: Pádoa	1766	1997	IMPROVE. Cocheo y Camuffo (2002)
PRA: Praha	1781	2001	SPHERE.
REY: Reykjavík	1816	2000	Jones <i>et al.</i> (1997)
STO: Stockholm	1756	1998	IMPROVE. Moberg <i>et al.</i> (2002)
BAS: Basel	1755	1805	NCCR-Swiss Climatic Research Center.
BER: Bern	1800	1880	NCCR-Swiss Climatic Research Center.
UPP: Uppsala	1722	1998	IMPROVE. Bergström y Moberg (2002)
PAR: París	1780	1880	SPHERE.
ARM: Armagh	1795	2001	RAMSHES. http://climate.arm.ac.uk/scan.html
PAL: Palermo	1790	1880	RAMSHES y Programa Ramón y Cajal.

Tabla 2.8. Procedencia de las series instrumentales antiguas de presión en Europa a resolución diaria para el EIP (1780–1880). Se indica una referencia publicada sobre cada una de ellas.

Además de estas series de presión, durante los últimos cinco años se ha estado desarrollando el proyecto europeo EMULATE¹⁶ (*European and North Atlantic daily to MULTidecadal climATE variability*; EVK2-CT-2002-00161; 2002–2005) en el que se han recuperados series de presión diaria a partir de 1850, sobre todo para el periodo 1850–1880. Las series totales que se consideran en tal proyecto son 86 estaciones situadas en Europa, principalmente, Oriente Próximo, Canadá y Groenlandia; comprendiendo una región situada entre 25°–70°N y 70°W–50°E. Entre las 86 estaciones consideradas se encuentran las catorce series presentadas en la Tabla 2.8. A partir de las 86 series recuperadas Ansell *et al.* (2006) generaron un malla de datos para

¹⁶ Información detallada sobre el proyecto EMULATE se puede encontrar en la dirección de Internet: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/projects/emulate/> (consultada el 22/01/2007).

Europa y el Atlántico Norte, con una resolución de 5° en longitud y latitud, cubriendo el periodo 1850–2003 (EMSLP). A partir de 1881 la malla de presión EMSLP se construyó a partir de los datos de la malla del Met Office del Reino Unido de datos de presión diaria del Hemisferio Norte GMSLP2 (Basnet y Parker, 1997) y los reanálisis del NCEP-NCAR (Kalnay *et al.*, 1996; Kistler *et al.*, 2001). Esta base de datos se hizo pública en el año 2007. Dada la novedad de esta base de datos no ha sido posible beneficiarse de ella y utilizarla para los análisis realizados en la presente tesis doctoral, ya que se publicó en la recta final de la misma. En un futuro cercano esta base de datos será muy útil para estudiar con un detalle espacial superior al aquí considerado por ejemplo los patrones atmosféricos causantes de inundaciones durante gran parte del siglo XIX (Capítulo 4).

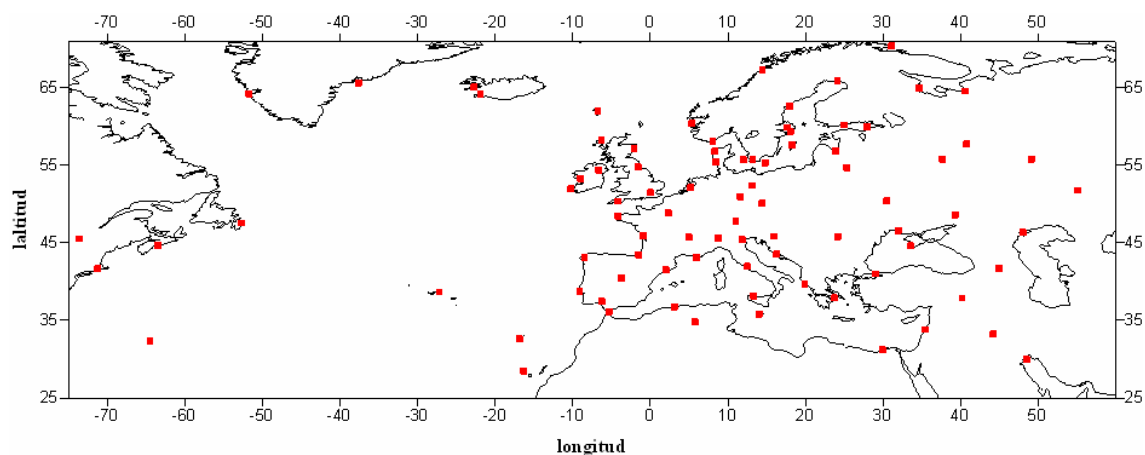


Figura 2.9. Distribución de las ochenta y seis series de SLP diaria para el periodo 1850–1880 utilizadas para la generación de la malla de datos de SLP del proyecto EMULATE (EMSLP). Ochenta y tres series empiezan entre 1850 y 1880. Tasiilaq, Potsdam y Tenerife empiezan después de 1880 (Ansell *et al.*, 2006, modificado).

2.2.1.1 Conversión de unidades y correcciones de la presión

Para poder trabajar con valores de presión antiguos, hay que realizar una serie de transformaciones con el fin, primero, de convertir las unidades de medidas tradicionales a unidades del sistema internacional de medidas y, posteriormente reducir los valores medidos a nivel del mar, para que así sean comparables las medidas de presión obtenidas en observatorios situados a diferentes altitudes. A continuación se detallan las diferentes transformaciones que se han aplicado a las medidas de presión antiguas:

- Conversión de unidades:

En el sistema tradicional de medidas, la pulgada (*in*), es la unidad de referencia en longitud de la columna de mercurio de un barómetro. Es una unidad que no pertenece al sistema de unidades decimales, sino que se divide en doce líneas. Éstas pueden dividirse a su vez en cuartos, octavos, décimas, doceavos, centésimas... Los barómetros antiguos estaban graduados con una escala que medía pulgadas, líneas y particiones de líneas de mercurio.

En el sistema métrico decimal, el milímetro (*mm*), es la unidad de referencia en longitud de la columna de mercurio de un barómetro. La equivalencia entre pulgadas y

milímetros no es fija, ya que depende del patrón que utilizaba cada región o ciudad. Así pues no es la misma para medidas realizadas por ejemplo en Madrid, Barcelona, Milan o Paris. Las equivalencias entre pulgadas y milímetros hay que buscarlas en tablas publicadas por libros de metrología. Los barómetros calibrados en este sistema de unidades medían milímetros de mercurio (*mm Hg*).

En el sistema de unidades internacional, el hectopascal (*hPa*) es la unidad de referencia para medir la presión en un barómetro. Existe una relación fija entre esta unidad y la del sistema métrico decimal:

$$760 \text{ mm Hg} = 1013,25 \text{ hPa} \quad \text{Ec. 2-2}$$

- Corrección de la presión:

Las correcciones que hay que aplicar a las lecturas que se realizan en un barómetro son varias. A continuación se detallan cada una de ellas, especificando en cada caso las singularidades de estas correcciones para los datos de presión antiguos (Tabla 2.9):

- Instrumental: Se tiene en cuenta a la hora de realizar la medida y por lo tanto era realizada por quien tomaba la medida en época antigua.
- Reducción a 0°C, temperatura para la cual estaban y están calibrados la gran mayoría de barómetros. Esta corrección también se suele aplicar a la hora de tomar las medidas.
- Gravedad: La gravedad de la Tierra varía según la latitud y la gran mayoría de barómetros en la actualidad están calibrados para una latitud de 45°. Es una corrección pequeña y en época antigua no se tenía en cuenta en la calibración de los barómetros.
- Reducción al nivel del mar: Para observatorios no situados a gran altitud, por debajo de los 1.000 *m*, es correcto aplicar en primera aproximación la hipótesis hidrostática para la reducción al nivel del mar, considerando constantes la gravedad y la densidad del aire con la altura de 0 a 1000 *m*:

$$p = p_0 + \rho \cdot g \cdot h \quad \text{Ec. 2-3}$$

donde, p es la presión reducida al nivel del mar.
 p_0 es el valor de presión medido y reducido a 0°C.
 $\rho = 1,1685 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ es la densidad media del aire entre el nivel del mar y los 1.000 *m*.
 $g = 9,81 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ es el valor de la gravedad a nivel del mar.
 h es la altura sobre el nivel del mar a la que está situado el barómetro.

Hay que comentar que aunque, la ecuación que se ha aplicado para la reducción al nivel del mar es una aproximación muy simple (Ec. 2-3), dado el origen de los datos antiguos y de que no se dispone de la temperatura del aire, humedad relativa y valor de la gravedad local para poder realizar la reducción al nivel del mar correctamente, se puede considerar la Ec. 2-3 una aproximación correcta en un principio. Para comprobar tal afirmación se calcula a continuación cuál es el error que se produce al no considerar la expresión más idónea o completa para realizar la reducción al nivel del mar (Ec. 2-9). Para hallar tal expresión hay que considerar la ecuación hidrostática (Ec. 2-4) y la ecuación de estado para el aire húmedo (Ec. 2-5):

$$dp = -\rho g dz \quad \text{Ec. 2-4}$$

donde, ρ es la densidad del aire, la cual depende de z .
 g es la gravedad, la cual depende de z .
 dp y dz son los diferenciales de presión y altitud.

$$p = \rho r_d T_v \quad \text{Ec. 2-5}$$

donde, r_d es la constante específica del aire seco; $r_d = 287,05 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$.
 T_v es la temperatura virtual, que es la temperatura a la que tendría que estar el aire seco para tener la misma densidad que el aire real. Esta variable también depende de z .

Dividiendo las Ec. 2-4 y Ec. 2-5 e integrando después la expresión resultante entre 0 m y una altura h dada se tiene que:

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{r_d T_v} dz \Rightarrow p(h) = p_0 \exp\left[-\int_0^h \frac{g(z) dz}{r_d T_v(z)}\right] \quad \text{Ec. 2-6}$$

donde, p_0 es la presión al nivel del mar.

Una solución aproximada de la Ec. 2-6 (con un error pequeño) se obtiene considerando el valor de la gravedad constante con la altura e igual al valor de la gravedad al nivel del mar (g_0) según la Ec. 2-7:

$$g(z) = g_0 = 9,81 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2} \quad \text{Ec. 2-7}$$

y asumiendo un perfil vertical de la temperatura virtual lineal con la altura (Ec. 2-8):

$$T_v(z) = T_{v_0} - \alpha_v z \quad \text{Ec. 2-8}$$

donde, α_v es el gradiente térmico vertical de la temperatura virtual, el cual para una atmósfera tipo toma como valor $\alpha_v = 0,65^\circ\text{C}\cdot\text{hm}^{-1}$.

Por lo tanto, introduciendo la Ec. 2-8 en la integral de la Ec. 2-6 y resolviendo tal integral, se tiene que la expresión final para la reducción al nivel del mar queda de la siguiente manera (Ec. 2-9):

$$p = p_{obs} \left[1 - \frac{\alpha_v}{T_{v_0}} h \right]^{\frac{-g_0}{r_d \alpha_v}} \quad \text{Ec. 2-9}$$

donde, p es la presión reducida al nivel del mar.
 p_{obs} es la presión medida en el lugar de observación, teniendo en cuenta la corrección instrumental y reducción a 0°C .
 h es una altura determinada.
 T_{v_0} es la temperatura virtual en superficie.
 g_0 es el valor de la gravedad al nivel del mar; $g_0 = 9,81 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$.
 r_d es la constante específica del aire seco; $r_d = 287,05 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$

Comparando ahora la expresión acabada de definir (Ec. 2-9) con la utilizada para la reducción al nivel del mar de los datos de presión antiguos (Ec. 2-3), para un valor dado de presión observada con el barómetro, por ejemplo de 950 hPa y, para diferentes temperaturas ambiente y diferentes alturas, se obtiene la Figura 2.10. Se puede observar

también que la aproximación según la Ec. 2-3 se ajusta razonablemente bien a la real (Ec. 2-9) para los primeros 200 *m* con diferencias máximas entre valores calculados de unos 4 *hPa* (error relativo del 0,4%, aproximadamente). El ajuste entre ambas ecuaciones es mejor cuanto más elevada es la temperatura ambiente. Para temperaturas negativas y alturas próximas a los 1.000 *m* el desacuerdo entre ambas ecuaciones es bastante grande y por lo tanto no sería bueno aplicar la Ec. 2-3 para reducir los valores de presión observada al nivel del mar. Si se tiene en cuenta que la presión se suele medir en habitaciones cerradas dentro de los observatorios, donde la temperatura se mantiene a lo largo del año entre los 15°C y los 25°C, aproximadamente, se observa que, para este rango de temperaturas, la diferencia en el valor final de presión entre ambas ecuaciones, para los primeros 600 *m* de altura, no es muy significativa, de unos 4 *hPa* (error relativo del 0,4%, aproximadamente). La altura de la mayoría de los observatorios de las catorce series de presión antiguas presentadas en este apartado está por debajo de los 100 *m* y sólo dos están ligeramente por encima de los 600 *m* (Figura 2.11). Por lo tanto, queda demostrada que, la no disponibilidad de todos los datos meteorológicos necesarios para realizar una completa reducción de los valores observados al nivel del mar, la Ec. 2-3 es una aproximación razonable para reducir los valores de presión para alturas inferiores a 700 *m*.

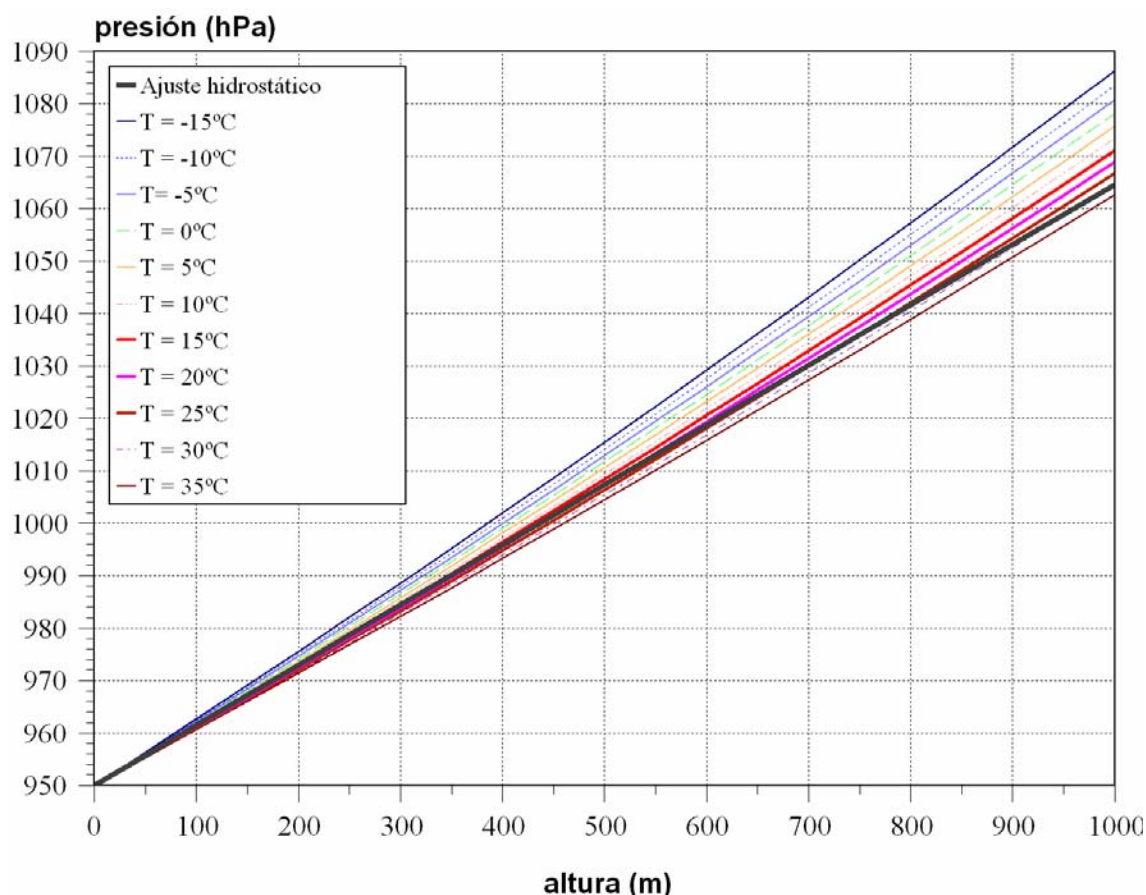


Figura 2.10. Comparativa de la reducción de la presión al nivel del mar para un valor observado de 950 hPa entre el obtenido por un lado por el ajuste hidrostático (Ec. 2-3, línea negra gruesa) y los obtenidos por otro lado por el ajuste completo (Ec. 2-9) para diferentes temperaturas.

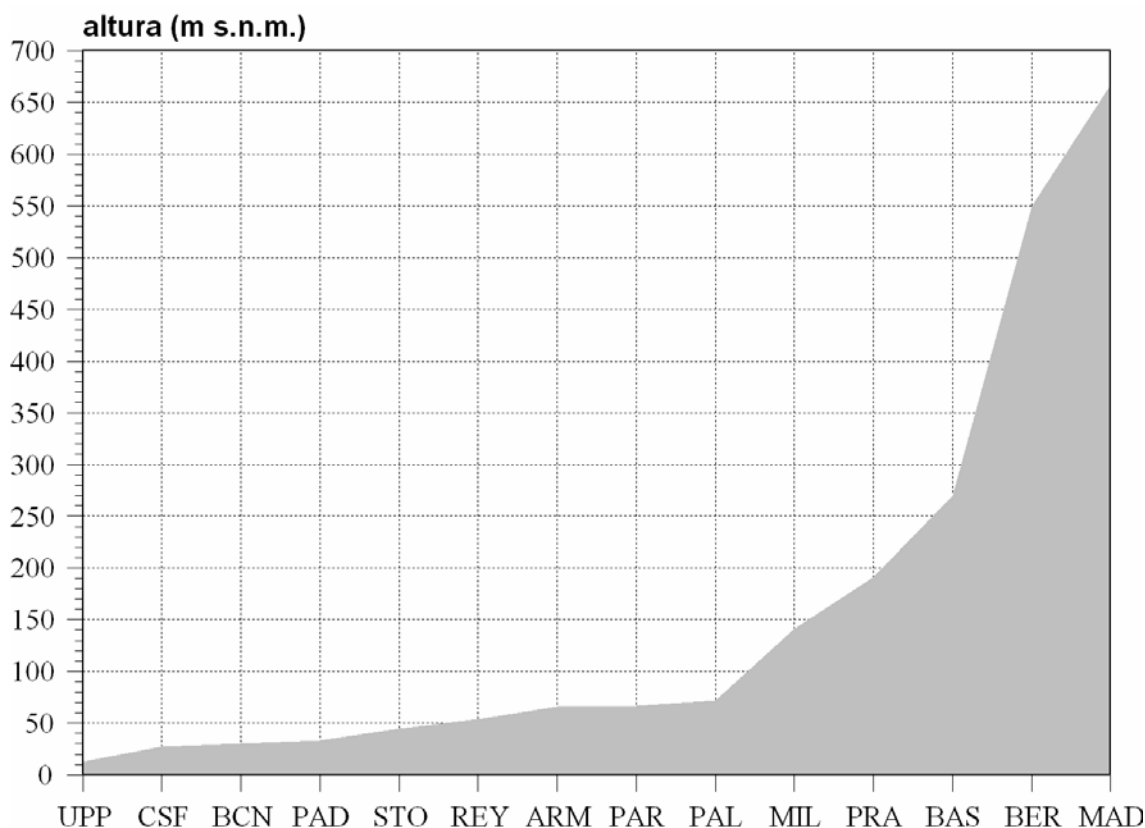


Figura 2.11. Altitud sobre el nivel del mar de los observatorios de las catorce series antiguas de presión diaria disponibles para el siglo XIX.

2.2.2 La precipitación

Las series de precipitación antiguas no son tan abundantes como las de presión. En este apartado se presenta una de ellas, la de la Ciudad de Barcelona. La antigüedad de la serie, que se inició en 1780 gracias al trabajo del Dr. Francesc Salvà Campillo (médico) y la continuación por parte de sus discípulos, también médicos: Dr. Pere Vieta Gelabert, Dr. J.R. Campaner y Dr. Albert Blurkhart (Rodríguez *et al.*, 2001) convierten a la serie meteorológica de Barcelona en la más antigua de España y en una serie de vital importancia e interés para el análisis del clima en Catalunya a partir de datos instrumentales. La serie presenta numerosos cambios de ubicación (casi una decena). Este hecho ha complicado la existencia de una única serie conjunta que abarque todo el intervalo de medidas. Por este motivo numerosos trabajos sobre la pluviometría de la Ciudad de Barcelona que se han publicado hasta el momento (Burgueño, 1986; Lana *et al.*, 2003; Burgueño *et al.*, 2004) se han centrado únicamente en el análisis de la serie de precipitación del Observatori Fabra (situado a 410 m en la Serra de Collserola, NW de la Ciudad de Barcelona). Aunque esta serie no es tan larga como la aquí considerada, es también una serie larga con mediciones realizadas en el mismo lugar desde 1913 (~ 95 años de medidas) y cuyos alrededores han cambiado poco a lo largo del tiempo, lo que asegura a priori la homogeneidad de sus datos.

Así pues se disponen, para la Ciudad de Barcelona, de unos 225 años de medidas. Esta gran longitud de registros es fruto de la fusión de varios observatorios, cuyos emplazamientos se sitúan mayoritariamente en Ciutat Vella, el barrio viejo y centro de

la ciudad. No obstante, algunos de ellos se encuentran en localizaciones bastante distantes al centro, como los datos del periodo 1980–1993, que corresponden al aeropuerto de El Prat, situado aproximadamente a unos 12 km en línea recta del centro de la ciudad, pero en una zona con unas características pluviométricas similares. La serie que se presenta aquí se ha acabado de generar y actualizar durante la presente tesis doctoral, con el fin de desarrollar una serie representativa de la Ciudad de Barcelona que sirva de referencia para trabajos futuros. Los datos anteriores al año 1994 proceden del proyecto europeo ADVICE.

En detalle, la serie de precipitación que se presenta en este capítulo es el fruto de la fusión de doce observatorios diferentes (Tabla 2.9) cuyas localizaciones dentro de la Ciudad de Barcelona se representan en la Figura 2.12.

Código	Situación	Periodo
PETR	C/ Petritxol, 11; Dr. Francesc Salvà Campillo	01/07/1786-31/12/1826
LLIB	C/ Llibreteria 22; Dr. Pere Vieta Gibert. Obs. Reial Acadèmia de Medicina	01/01/1827-31/12/1849
SPAU	C/ Sant Pau, 22; Dr. Llorenç Presas. Obs. Reial Acadèmia de Ciències i Arts	01/01/1850-31/01/1854
CAR	C/ Carme, 47; Dr. J.R. Campaner. Obs. Reial Acadèmia de Medicina	31/01/1854-31/07/1876
ZUR	C/ Zurbano 1-5; Dr. Albert Burkhart. Obs. Reial Acadèmia de Medicina	01/08/1876-18/04/1885
UNI	Pl. Universitat, 1; Sede de la Universitat de Barcelona. Obs. AEMET	01/04/1885-31/07/1936
TRA	Travessera de Dalt, 110. Obs. AEMET	01/08/1936-31/12/1960
ROU	C/ Roura. Obs. AEMET	01/01/1961-31/12/1974
DRA	Av. Drassanes, 7. Obs. AEMET	01/01/1975-31/12/1977
ROU	C/ Roura. Obs. AEMET	01/01/1978-31/12/1979
AERO	Aeroport de Barcelona, El Prat de Llobregat. Obs. AEMET	01/01/1980-31/12/1993
AJNO	Pl. Sant Miquel, 1; Ayto. de BCN, Edifici Novíssim. Pluvio. de CLABSA	01/01/1994-31/12/1999
ELIZ	C/ València, 302; Casa Elizalde. Pluvio. de CLABSA	01/01/2000-31/12/2005

Tabla 2.9. Ubicación de los diferentes observatorios que se han utilizado para formar la serie de precipitación de la Ciudad de Barcelona.

Los valores diarios de precipitación, no obstante, sólo están disponibles a partir del 26/01/1854. Como la serie de precipitación de Barcelona es una amalgama de trece series procedentes de doce emplazamientos diferentes, tantos cambios de localización podrían ser fuente de heterogeneidades en la serie. En estudios previos sobre la precipitación en la Ciudad de Barcelona como el de Rodríguez *et al.* (1999), en el que se analiza parte de la serie aquí considerada, desde 1850 hasta 1991, no se encontró ningún tipo de heterogeneidad en la serie debido al cambio de estación de referencia. Es de esperar, entonces, que en la serie aquí formada tampoco se encuentre ninguna heterogeneidad. Observando los estadísticos básicos (media, desviación típica, coeficiente de variación, sesgo y curtosis) para cada periodo (Tabla 2.10), se observan notables diferencias de un tramo de serie a otro, pero las mayores diferencias son fruto de que para algunos emplazamientos se disponen de muy pocos años de datos. por

ejemplo los valores medidos para LLIB y SPAU son muy superiores a los del resto, pero para cada uno de ellos, sólo se disponen de cinco y cuatro años completos de datos, respectivamente. Para los otros emplazamientos de la serie se tiene que los valores no son tan dispares y es de esperar que la serie final no presente ninguna heterogeneidad.

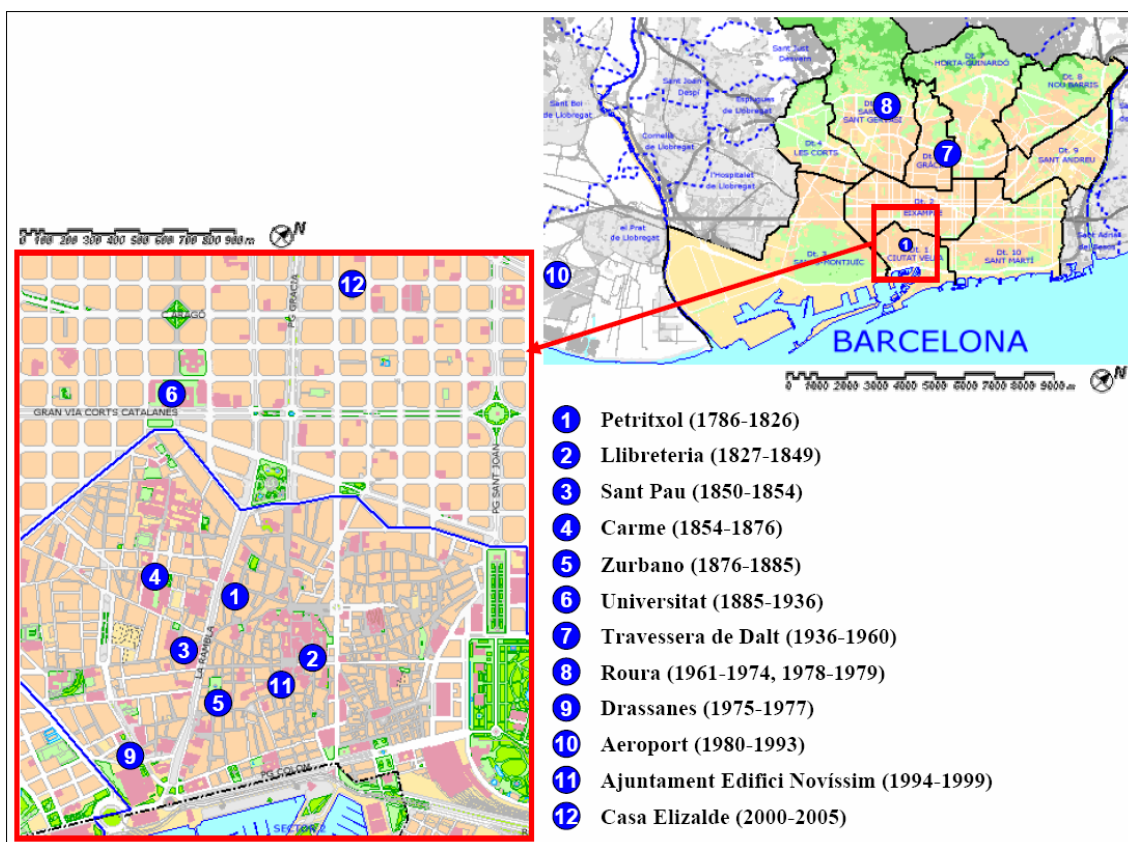


Figura 2.12. Localización, dentro de la Ciudad de Barcelona, de los observatorios utilizados para formar la serie de precipitación de Barcelona (1786–2005).

Por otro lado, hay que comentar la existencia de dos bloques de información de distinta calidad en el conjunto de las medidas. El primero de ellos de 1786 a 1849, en el que la serie presenta numerosas lagunas (126 meses sin datos de 852 meses totales, 21% de lagunas) y un segundo bloque, de 1850 a 2005, en el que no falta ningún dato.

Para estudiar la homogeneidad de la serie aquí presentada se ha aplicado el Test de von Neumann (von Neumann, 1941). El estadístico de este test (N) tiene como expresión (Ec. 2-10):

$$N = \frac{\sum_{i=1}^{T-1} (x(i) - x(i+1))^2}{\sum_{i=1}^T (x(i) - \bar{x})^2} \tag{Ec. 2-10}$$

donde, T es la longitud de la serie de precipitación en meses.
 $x(i)$ es el valor de precipitación del mes i -ésimo.
 \bar{x} es el valor medio de la serie de precipitación a escala mensual.

OBS	Periodo	Años totales	Años completos	Media (mm)	Desviación (mm)	CV	CS	CK
PETR	1786-1826	41	32	479,3	157,8	0,329	-0,210	-0,962
LLIB	1827-1849	23	5	801,0	119,0	0,149	-0,115	-2,987
SPAU	1850-1853	4	4	830,4	134,3	0,162	-0,207	-0,480
CAR	1854-1875	22	22	581,1	158,8	0,273	+0,659	-0,066
ZUR	1876-1884	9	9	505,7	162,9	0,322	-0,587	-0,783
UNI	1885-1935	51	51	559,5	130,9	0,234	+0,810	+1,376
TRA	1936-1960	25	25	598,2	157,4	0,263	+0,817	+1,284
ROU	1961-1974	16	16	582,3	167,8	0,288	+0,359	-0,791
	1978-1979							
DRA	1975-1977	3	3	527,2	60,3	0,114	+1,731	-----
AERO	1980-1993	14	14	625,1	146,2	0,234	+0,924	+1,643
AJNO	1994-1999	6	6	479,7	164,3	0,343	+1,789	+3,519
ELIZ	2000-2005	6	6	544,2	148,4	0,273	+1,347	+2,250
TOTAL	1786-2005	220	193	565,0	161,4	0,286	+0,400	+0,256

Tabla 2.10. Estadísticos básicos de la serie de precipitación anual de la Ciudad de Barcelona para cada uno de los observatorios que la componen. CV es el coeficiente de variación; CS, el sesgo y CK, la curtosis.

Al aplicar el Test de Von Neumann, lo que se suele hacer es calcular la evolución del valor de N a lo largo de la serie en función del número de meses (t). Así pues la Ec. 2-10 queda de la siguiente manera (Ec. 2-11):

$$N(t) = \frac{\sum_{i=1}^{t-1} (x(i) - x(i+1))^2}{\sum_{i=1}^t \left[x(i) - \frac{\sum_{j=1}^t x(j)}{t} \right]^2} \quad \text{Ec. 2-11}$$

donde,
 t es el mes para el cual se está calculando el valor de N .
 i es el mes i -ésimo.
 j es el mes j -ésimo.
 $x(i)$ es el valor de precipitación para el mes i -ésimo.
 $x(j)$ es el valor de precipitación para el mes j -ésimo.

Si la serie considerada es homogénea, la hipótesis nula para el Test de von Neumann es que la evolución temporal del valor $N(t)$ desde el inicio de la serie hasta el final debe converger hacia un valor de $N = 2$. Si por el contrario la serie no es homogénea, el valor al que converge el test es inferior (Buishand, 1982).

El resultado de la aplicación del Test de Von Neumann a la serie de precipitación normalizada aquí considerada se muestra en la Figura 2.13. La serie de precipitación se ha normalizado porque la precipitación es una variable con un marcado ciclo estacional. La expresión que se ha utilizado para normalizar las medidas es la misma que la Ec. 2-1 y se ha realizado a nivel mensual, con la media aritmética y desviación estándar calculadas para cada mes de todo el periodo de medidas. Si al aplicar el test no se normalizan las medidas, se obtiene que la serie es heterogénea (Figura 2.14) con un valor de N que tiende a 0,82.

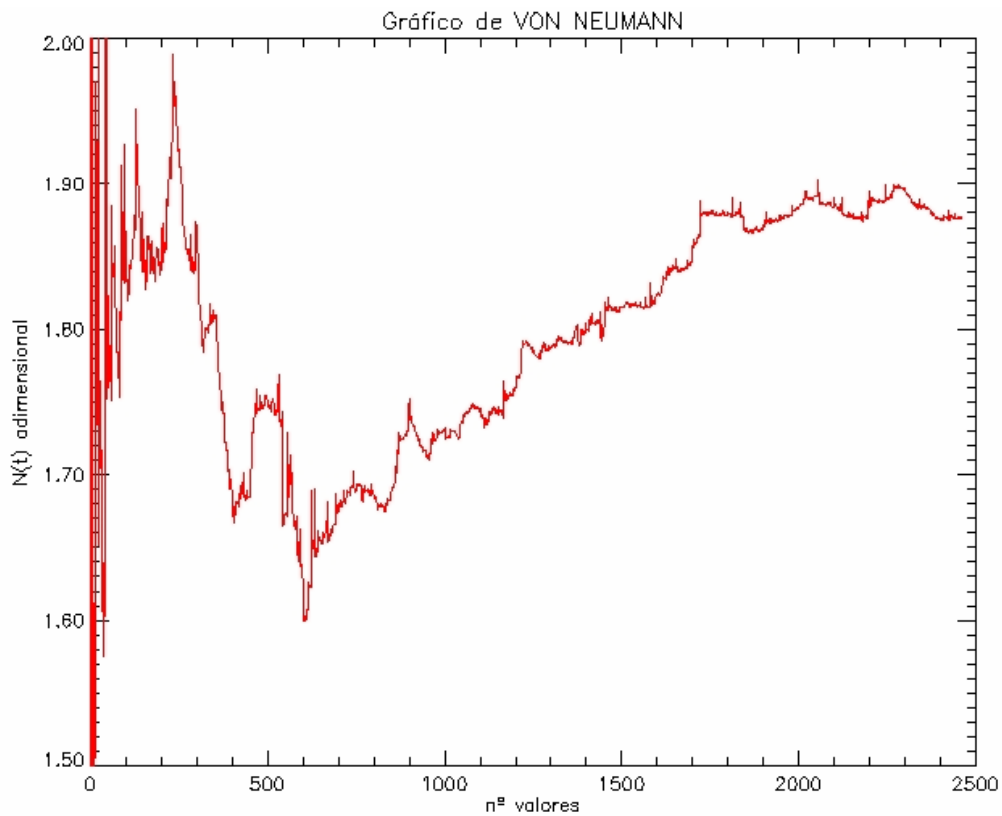


Figura 2.13. Evolución temporal del estadístico de von Neumann para la serie de precipitación mensual normalizada de la Ciudad de Barcelona (1786–2005).

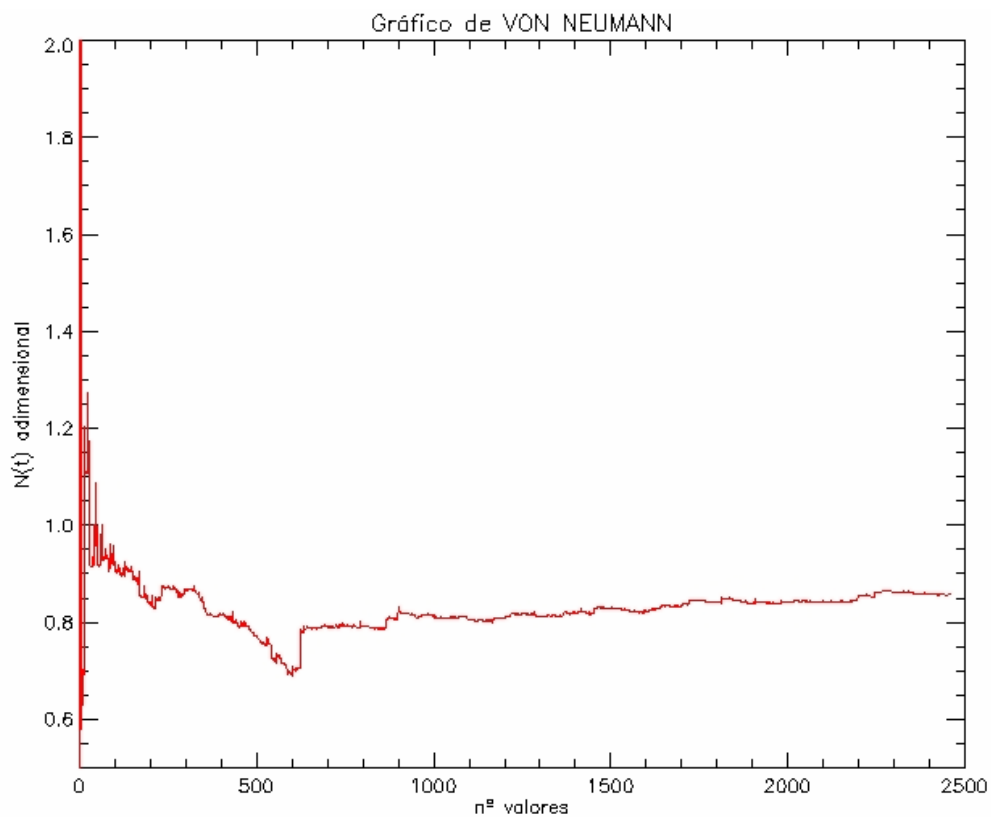


Figura 2.14. Evolución temporal del estadístico de von Neumann para la serie de precipitación mensual no normalizada de la Ciudad de Barcelona (1786–2005).

Analizando la Figura 2.13 se observa que la hipótesis nula del test sí que se cumple, ya que el valor de N tiende a converger hacia 1,88. Este valor está próximo al valor teórico ($N = 2$) que garantizar la homogeneidad de las medidas. Por lo tanto, se puede concluir que la serie aquí considerada es homogénea a pesar de haber sufrido trece cambios de emplazamiento. La homogeneidad de la serie es una garantía para los posteriores análisis tales como la detección de posibles tendencias.

2.3 Series instrumentales modernas

Las series instrumentales modernas hacen referencia a las series mensuales de precipitación más largas de España y que pertenecen a la AEMET (antes INM). En total son unas 106 series que abarcan un periodo temporal superior a 60 años. La localización de estas series se encuentra en la Figura 2.15. Las características principales de cada una de estas series se encuentran en la Tabla 2.11, donde están explicados también los códigos de las estaciones que aparecen en la Figura 2.15. De las 106 estaciones destacan San Fernando (Cádiz), como la serie más larga (1804–1989) y Alcúdia (Mallorca), como la de menor intervalo temporal (1937–1998). Por otra parte, se tiene que la serie de Grazalema (Cádiz) es la más lluviosa, con una media anual de 2.084,6 mm y la de Las Palmas de Gran Canaria, la menos lluviosa, con una media anual de 154,7 mm. La serie con un mayor CV (coeficiente de variación, cociente entre la desviación estándar y la media, véase Apéndice A) es Alcalá de Gurrea (Huesca) con 0,83 y la de menor CV es Santander con 0,18.

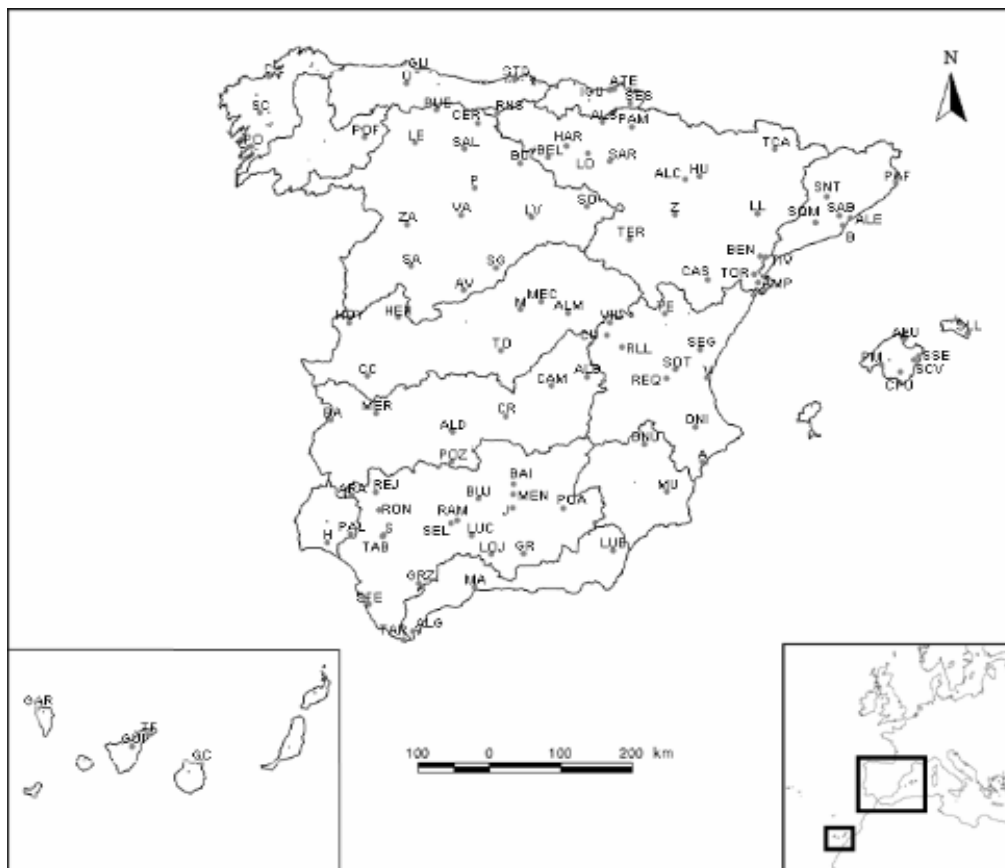


Figura 2.15. Localización de las series de precipitación de la AEMET más largas de España. Las divisiones que se presentan en el mapa corresponden a las grandes cuencas hidrográficas de España.

Estación (código mapa)	\bar{x} (mm)	σ (mm)	CV	periodo temporal	N
SANTESTEBAN (SES)	1688,6	333,2	0,20	1919/20-1997/98	79
ATEGORRIETA (ATE)	1492,9	338,5	0,23	1877/78-1997/98	121
IGELDO (IGU)	1458,0	280,9	0,19	1912/13-1997/98	86
SANTANDER (STD)	1215,4	214,7	0,18	1919/20-1996/97	78
GIJÓN-XIXÓN (GIJ)	995,4	196,1	0,20	1922/23-1997/98	76
OVIEDO-UVIEÚ (O)	928,3	183,5	0,20	1859/60-1995/96	137
A CORUÑA (C)	904,2	209,4	0,23	1876/77-1997/98	122
SANTIAGO DE COMPOSTELA (SC)	1537,5	373,1	0,24	1858/59-1994/95	137
PONTEVEDRA (PO)	1563,9	399,8	0,26	1880/81-1984/85	105
PONFERRADA (POF)	614,6	149,7	0,24	1919/20-1997/98	79
SORIA (SO)	378,8	275,8	0,73	1864/65-1997/98	134
LA VID (LV)	440,1	121,4	0,28	1882/83-1994/95	113
CERVERA DE PISUERGA (CER)	974,6	231,3	0,24	1913/14-1997/98	85
BURGOS (BU)	536,0	117,4	0,22	1861/62-1990/91	130
SALDAÑA (SAL)	561,3	136,9	0,24	1912/13-1997/98	86
PALENCIA (P)	403,2	93,1	0,23	1912/13-1988/89	77
VALLADOLID (VA)	388,8	115,3	0,30	1858/59-1997/98	140
ÁVILA (AV)	433,9	206,0	0,47	1880/81-1997/98	118
SEGOVIA (SG)	487,8	124,8	0,26	1880/81-1997/98	118
ZAMORA (ZA)	352,3	126,8	0,36	1908/09-1997/98	90
PUEBLA DE LILLO (PUE)	1522,2	284,6	0,19	1916/17-1995/96	80
LEÓN-LLIÓN (LE)	601,6	290,7	0,48	1882/83-1997/98	116
SALAMANCA (SA)	379,1	130,9	0,35	1858/59-1985/86	128
ALMONACID DE ZORITA (ALM)	481,5	119,9	0,25	1916/17-1997/98	82
MECO (MEC)	428,2	96,1	0,22	1915/16-1997/98	83
MADRID (M)	431,9	108,6	0,25	1841/42-1997/98	157
TOLEDO (TO)	367,3	82,1	0,22	1908/09-1981/82	74
CÁCERES (CC)	519,5	168,0	0,32	1881/82-1982/83	102
HERVAS (HER)	1083,7	328,9	0,30	1913/14-1989/90	77
HOYOS (HOY)	1306,6	365,1	0,28	1924/25-1997/98	74
LA ALBERCA DE ZÁNCARA (ALB)	528,3	199,4	0,38	1915/16-1997/98	83
CAMPO DE CRIPTANA (CAM)	387,3	95,7	0,25	1916/17-1996/97	81
CIUDAD REAL (CR)	406,6	138,8	0,34	1865/66-1997/98	133
POZOBLANCO (POZ)	483,0	136,2	0,28	1918/19-1997/98	80
ALMADÉN (ALD)	613,2	165,7	0,27	1912/13-1997/98	86
MÉRIDA (MER)	526,1	147,9	0,28	1918/19-1997/98	80
BADAJOS (BA)	493,3	157,1	0,32	1865/66-1990/91	126
ARACENA (ARA)	1023,4	326,6	0,32	1912/13-1997/98	86
HUELVA (H)	463,7	152,7	0,33	1902/03-1983/84	82
LA PALMA DEL CONDADO (PAL)	539,5	263,0	0,49	1920/21-1997/98	78
POZO ALCÓN (POA)	781,4	247,6	0,32	1912/13-1997/98	86
JAÉN (J)	627,6	217,1	0,35	1866/67-1983/84	118
MENGÍBAR (MEN)	420,5	134,4	0,32	1916/17-1997/98	82
BAILÉN (BAI)	586,5	202,1	0,34	1916/17-1997/98	82
BUJALANCE (BUJ)	591,4	182,7	0,31	1921/22-1997/98	77
GRANADA (GR)	447,2	126,6	0,28	1859/60-1997/98	139
LOJA (LOJ)	514,5	145,2	0,28	1916/17-1997/98	72
LUCENA (LUC)	661,6	185,9	0,28	1915/16-1997/98	83
LA RAMBLA (RAM)	563,6	163,5	0,29	1917/18-1997/98	81
SANTAELLA (SEL)	505,4	155,0	0,31	1901/02-1997/98	97
EL REAL DE LA JARA (REJ)	699,6	245,0	0,35	1924/25-1997/98	74
EL RONQUILLO (RON)	663,9	216,2	0,33	1924/25-1997/98	74
SEVILLA (S)	559,9	180,0	0,32	1858/59-1970/71	113
TABLADA (TAB)	576,3	201,3	0,35	1922/23-1997/98	76
GRAZALEMA (GRZ)	2084,6	794,2	0,38	1912/13-1997/98	86

Tabla 2.11. Estadísticos básicos de las series más largas de precipitación de España, donde \bar{x} es la media anual; σ , la desviación estándar; CV, el coeficiente de variación y N, el número de años.

Estación (código mapa)	\bar{x} (mm)	σ (mm)	CV	periodo temporal	N
SAN FERNANDO (SFE)	618,5	203,3	0,33	1804/05-1988/89	185
TARIFA (TAR)	750,3	267,8	0,36	1880/81-1996/97	117
ALGECIRAS (ALG)	1028,7	391,3	0,38	1919/20-1997/98	79
MÁLAGA (MA)	508,6	165,3	0,33	1880/81-1989/90	110
LUBRÍN (LUB)	369,2	164,9	0,45	1918/19-1997/98	80
ONTUR (ONU)	316,3	98,9	0,31	1915/16-1997/98	83
MURCIA (MU)	324,6	115,9	0,36	1864/65-1980/81	117
ALACANT (A)	358,7	136,8	0,38	1855/56-1997/96	143
VILLALBA DE LA SIERRA (VIL)	661,3	195,3	0,30	1914/15-1986/87	73
CUENCA (CU)	549,9	144,5	0,26	1909/10-1997/98	89
REILLO (RLL)	541,9	172,2	0,32	1915/16-1997/98	83
ONTINYENT (ONI)	585,1	188,1	0,32	1916/17-1997/98	82
REQUENA (REQ)	423,6	133,2	0,31	1920/21-1997/98	78
TERUEL (TE)	390,0	94,3	0,24	1877/78-1984/85	108
SOT DE CHERA (SOT)	562,5	223,1	0,40	1913/14-1997/98	85
VALÈNCIA (V)	443,3	180,0	0,41	1858/59-1997/98	140
SEGORBE (SEG)	504,9	155,2	0,31	1901/02-1997/98	97
REINOSA (RNS)	991,4	218,2	0,22	1912/13-1994/95	83
BELORADO (BEL)	550,5	104,2	0,19	1912/13-1997/98	86
HARO (HAR)	485,9	136,6	0,28	1912/13-1997/98	86
LOGROÑO (LO)	426,4	103,0	0,24	1880/81-1982/83	103
SARTAGUDA (SAR)	479,7	128,5	0,27	1919/20-1997/98	79
PAMPLONA-IRUÑA (PAM)	844,7	324,3	0,38	1880/81-1997/98	118
ALSASUA (ALS)	1305,1	298,7	0,23	1913/14-1997/98	85
TERRER (TER)	411,6	100,4	0,24	1921/22-1997/98	77
ZARAGOZA (Z)	323,7	90,2	0,28	1858/59-1984/85	127
ALCALÁ DE GURREA (ALC)	554,6	451,3	0,81	1917/18-1997/98	81
CASTELLOTE (CAS)	411,2	110,0	0,27	1922/23-1995/96	74
LA TORRE DE CABDELLA (TCA)	1234,0	257,5	0,21	1914/15-1993/94	80
LLEIDA (LL)	356,4	115,9	0,33	1880/81-1982/83	103
HUESCA (HU)	534,0	139,4	0,26	1864/65-1959/60	96
TIVISSA (TIV)	587,0	208,0	0,35	1912/13-1997/98	86
BENISSANET (BEN)	438,0	150,5	0,34	1912/13-1995/96	84
TORTOSA (TOR)	530,0	162,3	0,31	1879/80-1978/79	100
AMPOSTA (AMP)	559,5	193,6	0,35	1912/13-1997/98	86
SALLENT (SNT)	570,0	111,6	0,20	1915/16-1989/90	75
SANT QUINTÍ DE MEDIONA (SQM)	586,6	138,0	0,24	1901/02-1997/98	97
BARCELONA (B)	569,0	156,3	0,27	1858/59-1994/95	137
SABADELL (SAB)	633,4	154,5	0,24	1896/97-1989/90	94
ALELLA (ALE)	568,3	142,5	0,25	1914/15-1994/95	81
PALAFRUGELL (PAF)	672,9	197,1	0,29	1912/13-1997/98	86
PALMA DE MALLORCA (PM)	457,0	126,2	0,28	1913/14-1997/98	85
CAMPOS DEL PUERTO (CPU)	479,4	117,4	0,24	1914/15-1985/86	72
SON CRESPI VELL (SCV)	564,6	146,1	0,26	1931/32-1997/98	67
SON SERVERA (SSE)	677,4	168,3	0,25	1912/13-1995/96	84
ALCÚDIA (ALU)	659,8	199,0	0,30	1937/38-1997/98	61
SANT LLUÍS (SLL)	598,8	169,1	0,28	1917/18-1997/98	81
GARAFIA (GAR)	605,7	187,7	0,31	1934/35-1997/98	64
GÜIMAR (GÜI)	478,0	262,9	0,55	1915/16-1997/98	83
STA. CRUZ DE TENERIFE (TF)	259,0	106,0	0,41	1864/65-1997/98	134
LAS PALMAS DE GRAN CANARIA (GC)	154,7	60,6	0,39	1900/01-1980/81	81

Tabla 2.11. (cont.)

Los datos aquí presentados son fruto del convenio de colaboración entre el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX, Ministerio de Fomento) y la Fundació Bosch i Gimpera (FBG, Universitat de Barcelona) titulado “Empleo de índices de circulación general para la caracterización de los sistemas de precipitación en España” (Proyecto FBG nº 3930; 2000–2001). El conjunto de series aquí presentadas,

que abarcan la totalidad de España, se utilizarán en capítulos posteriores para contextualizar los resultados encontrados en Catalunya con el resto de España y tener un visión más amplia especialmente de los mismos.

La homogeneidad de las 106 series de precipitación aquí consideradas se ha analizado a partir del criterio relativo de las dobles acumulaciones (CEDEX, 2003). Con este criterio se pueden identificar posibles errores en las series bajo la hipótesis de que se mantiene la proporcionalidad entre las medidas. El estudio de la homogeneidad relativa a través de las dobles acumulaciones, consiste, básicamente, en lo siguiente:

- i) Cálculo de una serie de referencia cuyos valores son la media aritmética de los valores del conjunto de series de las que se quiere comprobar su homogeneidad relativa.
- ii) Representación de los valores de cada una de las series en función de los valores de la serie de referencia bajo la hipótesis de que en la serie media los errores se compensan (Ley de los grandes números).
- iii) Una serie es heterogénea si la gráfica (curva de dobles acumulaciones) anterior no sigue una tendencia lineal: presenta un cambio de pendiente o bien presenta saltos.

La gran mayoría de las series de precipitación consideradas se ha encontrado que cumplen el criterio de las dobles acumulaciones y por lo tanto son homogéneas, aunque unas pocas de ellas sí que presentan posibles heterogeneidades (9 series de 106, ~ 8% del total de series: Ávila, León, Badajoz, La Palma del Condado, Lubrín, Alacant, Pamplona-Iruña, Alcalá de Gurrea y Güimar). La gran mayoría de las series identificadas con heterogeneidades presentan pequeños cambios en la pendiente de la curva de dobles acumulaciones. En sólo dos series (León y Alcalá de Gurrea) las heterogeneidades identificadas son importantes (Figura 2.16).

Si estas series se estudiaran por separado habría que tener en cuenta estas posibles heterogeneidades y homogenizarlas, aunque la precipitación presenta una variabilidad espacial y temporal muy elevada que hace difícil determinar si las posibles heterogeneidades encontradas son debidas a errores en las medidas o a la propia variabilidad de la precipitación. Como estas series se van a utilizar conjuntamente en la presente tesis para definir series regionales (Capítulo 5), el efecto de estas posibles heterogeneidades será mínimo y por lo tanto no es necesario plantearse ninguna homogenización de sus valores.

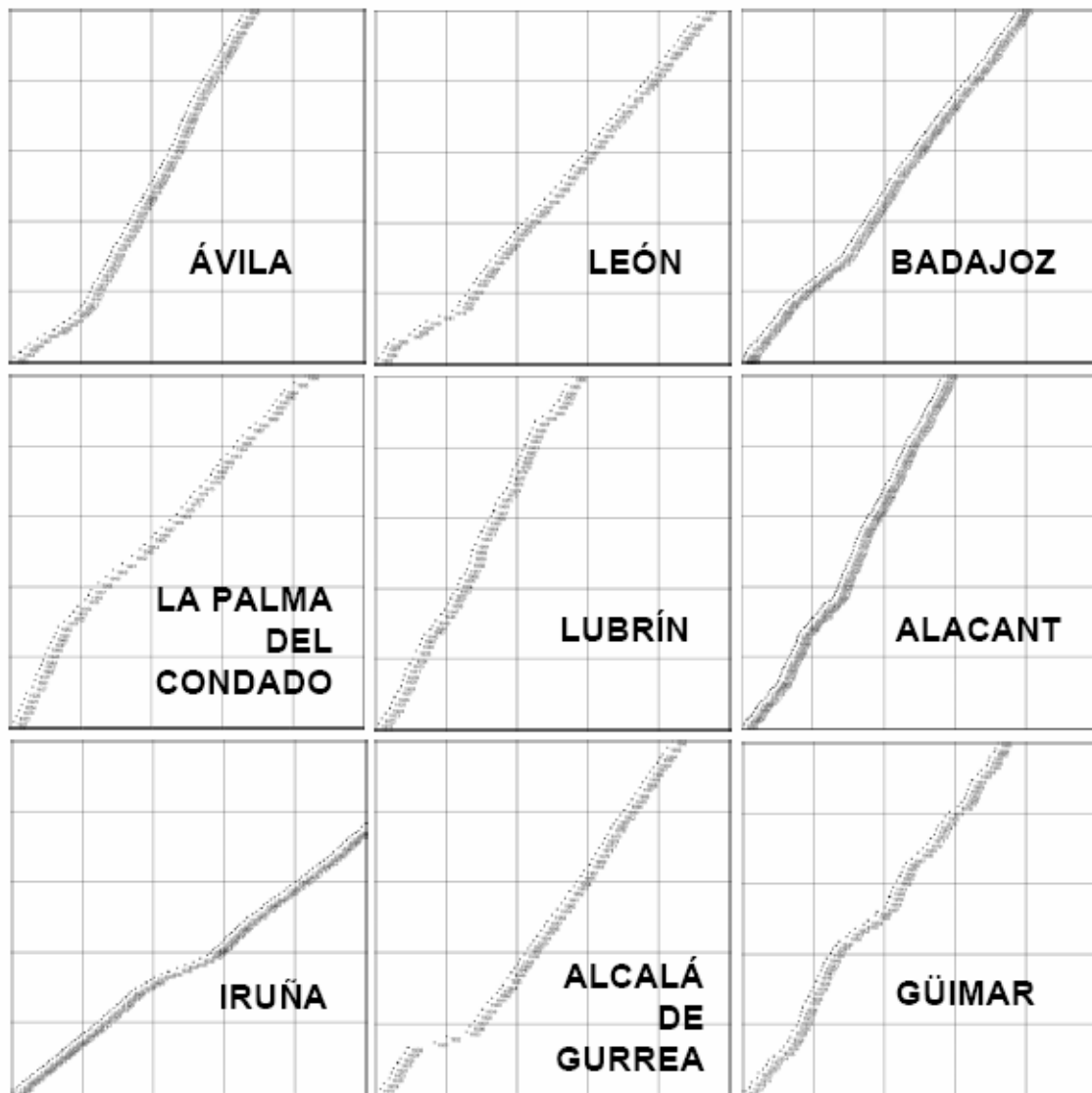


Figura 2.16. Curvas de dobles acumulaciones para las nueve series heterogéneas encontradas de precipitación mensual de la AEMET. En el eje de abscisas se representa el valor acumulado de la serie en cuestión y en el eje de ordenadas se representa el valor acumulado de la serie de referencia (serie media de las 106 series consideradas).

3 Evolución de las inundaciones e índices hídricos desde el siglo XIV

En este capítulo se analizan las evoluciones temporales de las diferentes series de índices proxy relacionados con los extremos hídricos (inundaciones y sequías) en Catalunya, las cuales han sido introducidas en el capítulo anterior (Capítulo 2). Con este análisis se podrá caracterizar cómo ha sido la evolución temporal de los extremos hídricos en Catalunya durante los últimos 500–700 años y detectar posibles cambios en su frecuencia e intensidad. También se pretende localizar periodos anómalos (de gran ocurrencia de extremos) que serán analizados en capítulos posteriores a partir de la información disponible, sea instrumental o no, así como determinar la posible existencia de periodicidades y la posible relación directa entre inundaciones y actividad solar.

El análisis desarrollado en este capítulo, permitirá responder a la siguiente cuestión planteada en el Capítulo 1: ¿Podemos detectar cambios pasados o recientes en la magnitud y frecuencia de los extremos hídricos? También permitirá poner en perspectiva tanto la situación actual (últimos 30 años, ~ 1986–2005) como posibles situaciones futuras en el caso de realizarse escenarios climáticos regionalizados futuros. Con todo, se podrá afirmar si la variabilidad presente en la situación actual es destacable en comparación con la variabilidad observada en el pasado, así como proporcionar un nivel de referencia para la variabilidad natural.

Este capítulo se divide en dos bloques: En el primero se analizan las cronologías de inundación (Apartado 3.1) y en el segundo, la serie de índices hídricos de la Ciudad de Barcelona (Apartado 3.2). En el primer bloque se describen las evoluciones temporales de las doce cronologías principales de inundación para Catalunya y se estudian las posibles tendencias de cada una de ellas, para pasar luego a la definición de series regionales de inundación, las cuales también son descritas y analizadas. A partir de la serie regional de toda Catalunya, se estudia su posible tendencia, se identifican los principales periodos anómalos (de gran ocurrencia de inundaciones) y se estudia su posible relación directa con la actividad solar (forzamiento externo natural del clima que está presente de forma continua). Los resultados obtenidos para Catalunya son comparados y puestos en perspectiva con otras cronologías de inundación del ámbito del Mediterráneo Occidental (series del resto de España, Francia e Italia). En el segundo bloque se describe la evolución temporal de la serie de índices hídricos (combinación de inundaciones y rogativas pro lluvia) de la Ciudad de Barcelona a diferentes escalas temporales (mensual, estacional y anual). Se estudia también la existencia de posibles tendencias y se identifican los periodos anómalos. Finalmente, se estudia la relación de los índices hídricos con la precipitación y otros índices pluviométricos como el SPI (*Standardised Precipitation Index*, Índice de Precipitación Estandarizado), para desarrollar reconstrucciones de la precipitación o del SPI a partir de los índices hídricos.

3.1 Cronologías de inundación

Las series proxy de cronologías de inundación elaboradas, para cada una de las doce localidades disponibles comentadas en el Capítulo 2 (cronologías principales), se presentan en las Figura 3.1 (inundaciones EXT) y Figura 3.2 (inundaciones CAT). A

partir de estas series construidas se puede obtener o definir una serie regional de inundaciones representativa de Catalunya (Figura 3.3). Para elaborar la serie representativa de toda la región se ha calculado una serie final, que es el promedio aritmético de cada una de las doce series de inundación principales de Catalunya.

En detalle, se puede observar que la evolución de las inundaciones tanto EXT (Figura 3.1) como CAT (Figura 3.2) es diferente para cada una de las localidades, ya que éstas pertenecen a diferentes tipos de cuencas y a diferentes zonas climáticas. Además, Catalunya está caracterizada por una compleja distribución espacial de la pluviometría (Capítulo 1), que unida a las diversas características geomorfológicas y evolución de los usos del suelo, causa que la frecuencia de inundaciones sea, en término medio, muy distinta de una población a otra. En concreto, si se analizan las correlaciones entre ellas (Tabla 3.1) resulta que, bien son muy leves o leves o bien no son estadísticamente significativas, tanto para las inundaciones EXT como CAT. Sólo destacan las correlaciones apreciables entre poblaciones de una misma cuenca como los casos de las inundaciones CAT Balaguer-Lleida (+0,43), Balaguer-Tortosa (+0,40) y Camprodon-Ripoll (+0,40). También es observable en la evolución de cada una de las cronologías los cambios en la vulnerabilidad a las inundaciones, sobre todo en las EXT. En general, todas las poblaciones han padecido una importante transformación a lo largo de los siglos, con una expansión de las zonas urbanizadas, construyéndose en zonas con un riesgo de inundación en algunos casos muy elevado. Por ejemplo, en la Ciudad de Barcelona el derribo a mediados del siglo XIX de las murallas que protegían el centro de la ciudad, provocó un aumento considerable de las inundaciones EXT (Figura 3.2j), así como después la progresiva ocupación del Pla de Barcelona por la expansión urbanística de la ciudad (Barrera *et al.*, 2006; Capítulo 6). Hechos similares se observan en las ciudades de Camprodon, Ripoll, Calella, Arenys de Mar y Mataró.

EXT	SEU	BAL	LLE	CAM	RIP	GIR	DEL	TOR	BCN	ARE	MAT	CAL
SEU	---	-0,02 ^{NS}	-0,01 ^{NS}	+0,15**	-0,02 ^{NS}	-0,00 ^{NS}	+0,04 ^{NS}	+0,09**	+0,08*	-0,05 ^{NS}	+0,02 ^{NS}	-0,04 ^{NS}
BAL		---	+0,11**	-0,02 ^{NS}	+0,12**	+0,01 ^{NS}	+0,05 ^{NS}	-0,03 ^{NS}	-0,04 ^{NS}	+0,04 ^{NS}	-0,04 ^{NS}	-0,04 ^{NS}
LLE			---	+0,14**	+0,11**	+0,02 ^{NS}	+0,00 ^{NS}	+0,05 ^{NS}	-0,04 ^{NS}	-0,05 ^{NS}	-0,01 ^{NS}	-0,03 ^{NS}
CAM				---	+0,14**	+0,19**	+0,07 ^{NS}	+0,09*	+0,19**	+0,06 ^{NS}	+0,17**	+0,11*
RIP					---	+0,21**	-0,01 ^{NS}	-0,02 ^{NS}	+0,01 ^{NS}	-0,05 ^{NS}	+0,06 ^{NS}	-0,04 ^{NS}
GIR						---	+0,17**	+0,01 ^{NS}	+0,16**	+0,01 ^{NS}	+0,14**	+0,02 ^{NS}
DEL							---	+0,02 ^{NS}	+0,02 ^{NS}	+0,06 ^{NS}	-0,05 ^{NS}	-0,01 ^{NS}
TOR								---	+0,03 ^{NS}	-0,07 ^{NS}	+0,03 ^{NS}	-0,00 ^{NS}
BCN									---	+0,19**	+0,13**	+0,05 ^{NS}
ARE										---	+0,08 ^{NS}	+0,21**
MAT											---	+0,14**
CAL												---
CAT	SEU	BAL	LLE	CAM	RIP	GIR	DEL	TOR	BCN	ARE	MAT	CAL
SEU	---	+0,30**	+0,26**	+0,10**	+0,06 ^{NS}	+0,12**	+0,09**	+0,33**	+0,06 ^{NS}	+0,02 ^{NS}	-0,03 ^{NS}	+0,03 ^{NS}
BAL		---	+0,42**	+0,25**	+0,20**	+0,13**	+0,19**	+0,40**	+0,14**	+0,07 ^{NS}	-0,02 ^{NS}	+0,03 ^{NS}
LLE			---	+0,32**	-0,02 ^{NS}	+0,05 ^{NS}	+0,15**	+0,30**	+0,08 ^{NS}	+0,18**	+0,08 ^{NS}	+0,06 ^{NS}
CAM				---	+0,40**	+0,28**	+0,18**	+0,14**	+0,06 ^{NS}	-0,03 ^{NS}	-0,04 ^{NS}	-0,02 ^{NS}
RIP					---	+0,18**	-0,03 ^{NS}	+0,09 ^{NS}	+0,03 ^{NS}	+0,09 ^{NS}	-0,06 ^{NS}	+0,19**
GIR						---	+0,13**	+0,03 ^{NS}	+0,02 ^{NS}	+0,09*	+0,00 ^{NS}	+0,22**
DEL							---	+0,17**	+0,07 ^{NS}	+0,13**	+0,01 ^{NS}	+0,02 ^{NS}
TOR								---	+0,12**	+0,11**	+0,10*	+0,05 ^{NS}
BCN									---	+0,01 ^{NS}	-0,05 ^{NS}	-0,06 ^{NS}
ARE										---	+0,16**	+0,26**
MAT											---	+0,24**
CAL												---

Tabla 3.1. Correlaciones lineales entre las doce cronologías principales de inundación extraordinarias (EXT) y catastróficas (CAT) en Catalunya. () Correlación estadísticamente significativa con un nivel de confianza del 95%. (*) Ídem con un nivel de confianza del 90%. (NS) Correlación estadísticamente no significativa. SEU: Seu d'Urgell, BAL: Balaguer, LLE: Lleida, CAM: Camprodon, RIP: Ripoll, GIR: Girona, DEL: Delta del Llobregat, TOR: Tortosa, BCN: Barcelona, ARE: Arenys de Mar, MAT: Mataró y CAL: Calella.**

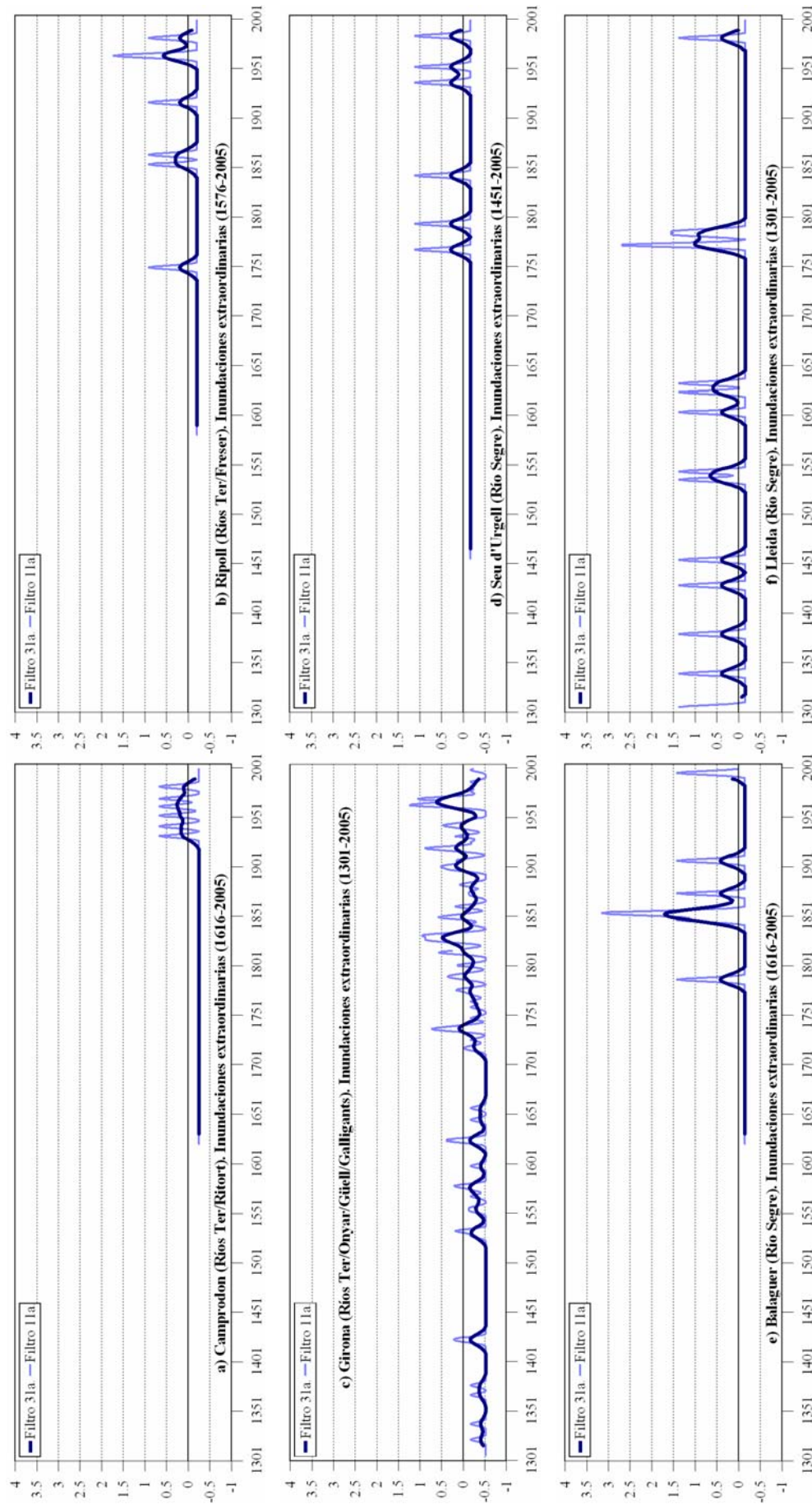


Figura 3.1. Evolución temporal del índice de inundaciones extraordinarias para cada una de las doce cronologías de inundación principales de Catalunya: a) Camprodon, b) Ripoll, c) Girona, d) Seu d'Urgell, e) Balaguer, f) Lleida.

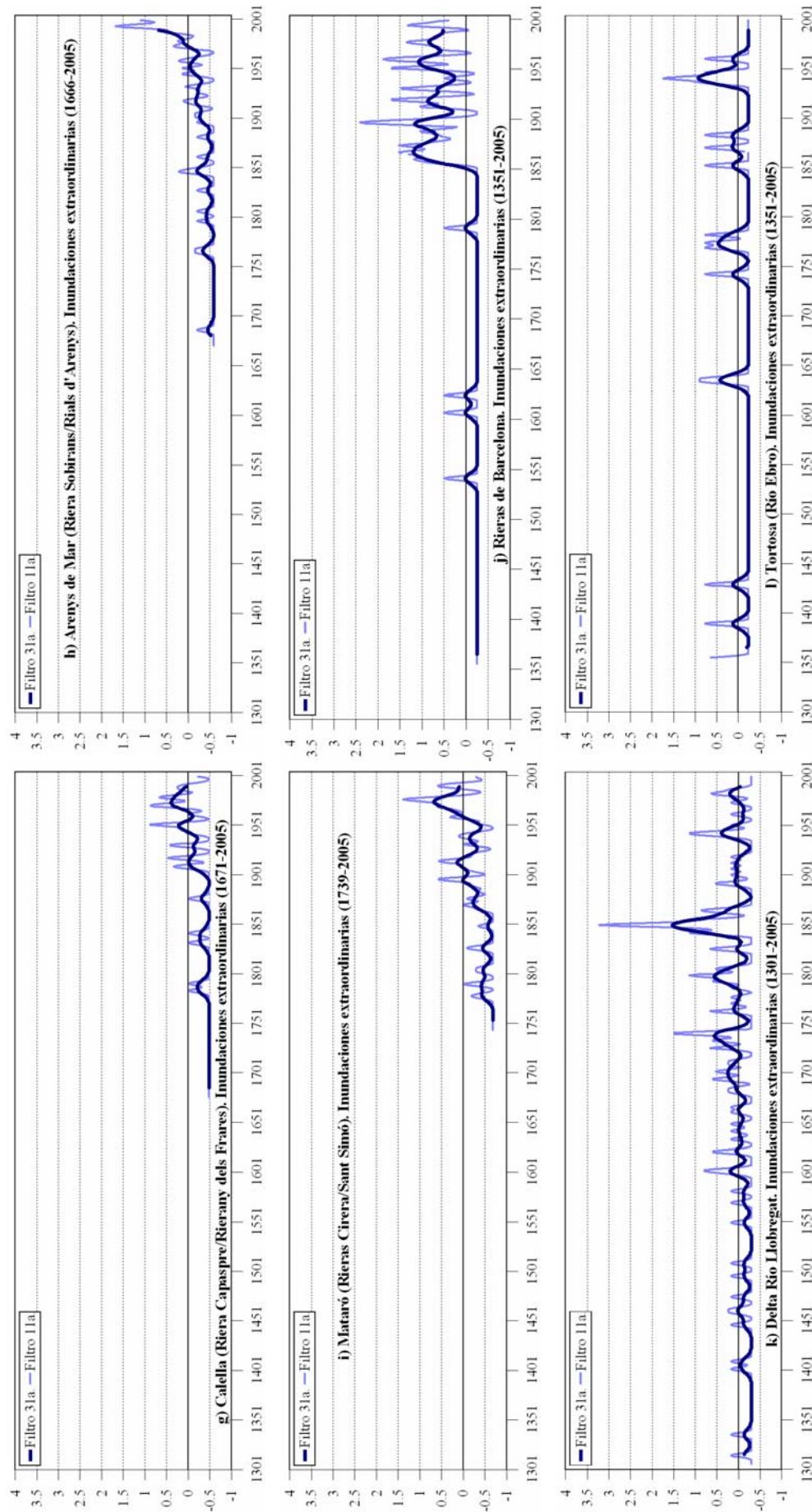


Figura 3.1. (cont.): g) Calella, h) Arenys de Mar, i) Mataró, j) Barcelona, k) Delta del Llobregat, l) Tortosa.

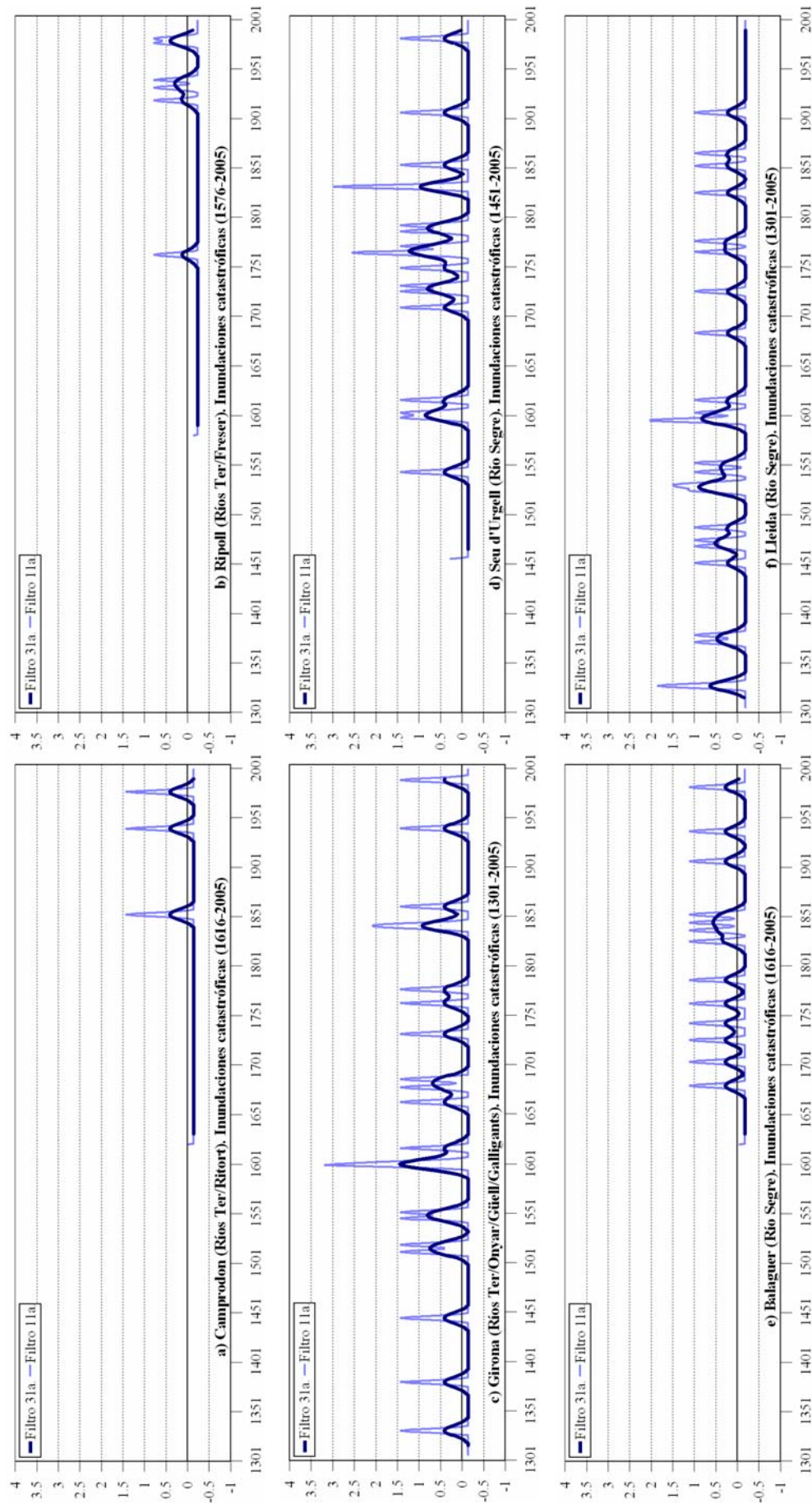


Figura 3.2. Evolución temporal del índice de inundaciones catastróficas para cada una de las doce cronologías de inundación principales de Catalunya: a) Camprodon, b) Ripoll, c) Girona, d) Seu d'Urgell, e) Balaguer, f) Lleida.

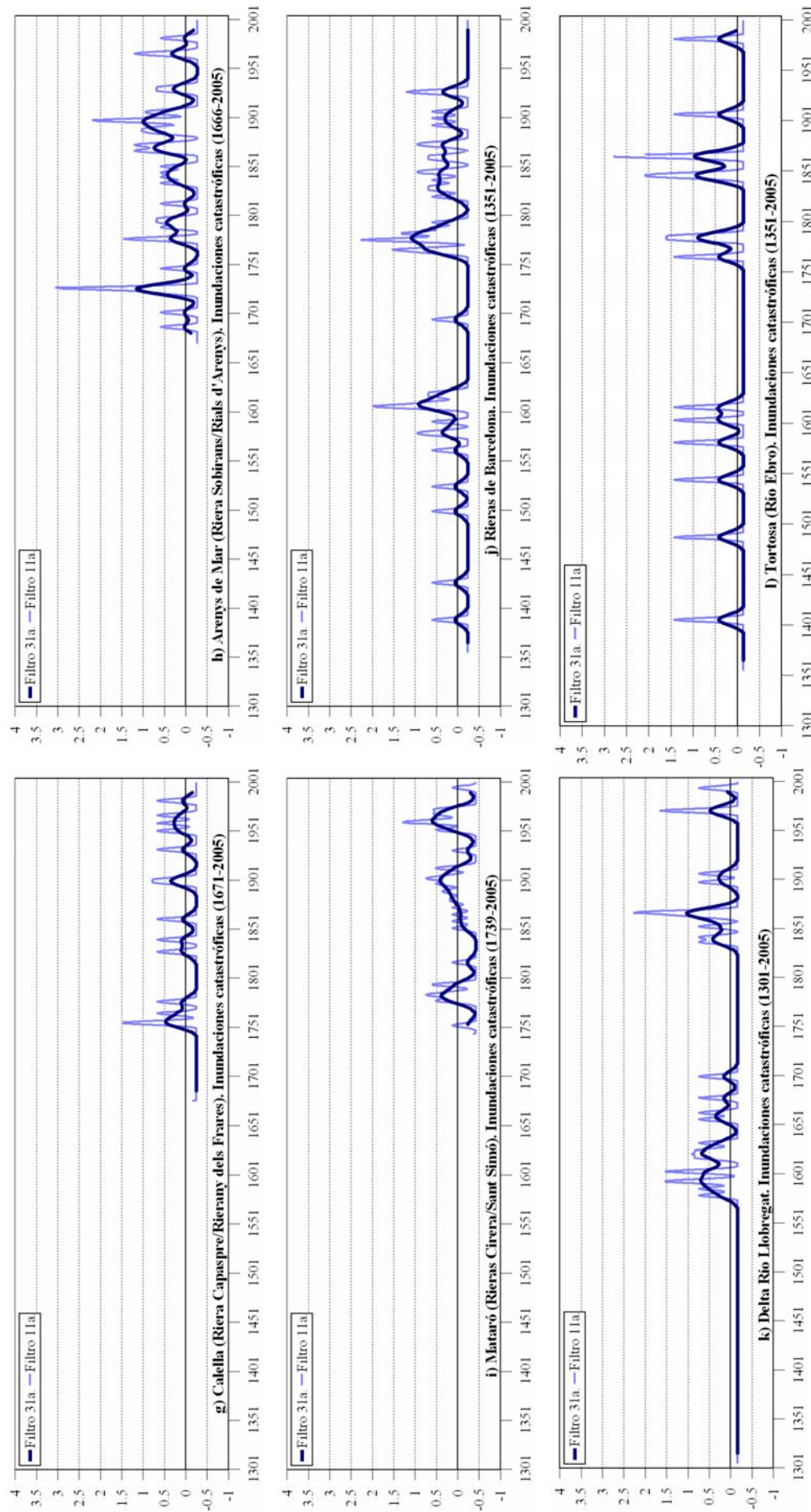


Figura 3.2. (cont.): g) Calella, h) Arenys de Mar, i) Mataró, j) Barceloneta, k) Delta del Llobregat, l) Tortosa.

Se puede destacar también que las evoluciones de las inundaciones de las localidades próximas a la costa y de cuencas pequeñas, son las que presentan una mayor variabilidad y una mayor ocurrencia de inundaciones, ya que la respuesta de esas cuencas a la precipitación es mucho más rápida. Son cuencas muy sensibles a las precipitaciones torrenciales y de corta duración que son típicas del llamado periodo “convectivo” en Catalunya, en el que dominan los procesos convectivos en el régimen de precipitaciones: de mayo a noviembre (Llasat *et al.*, 2007). Por el contrario en otras cuencas es necesario que se produzcan sistemas de precipitación más organizados y precipitaciones más prolongadas para que se desborden sus cursos fluviales.

En la Figura 3.3 se muestra la evolución temporal de la serie resultante representativa de toda Catalunya. En ella se puede observar un aumento considerable del índice de inundaciones EXT para los últimos 150 años de la serie (Figura 3.3a) y la presencia de oscilaciones muy marcadas en el índice de inundaciones CAT. Sobre todas ellas destaca el máximo que hay entorno al año 1601. En el apartado 3.1.2 se explica detalladamente cómo definir estas oscilaciones y sus posibles relaciones con periodos anómalos u oscilaciones conocidos en relación a la actividad solar (variaciones de la constante solar) u otros factores.

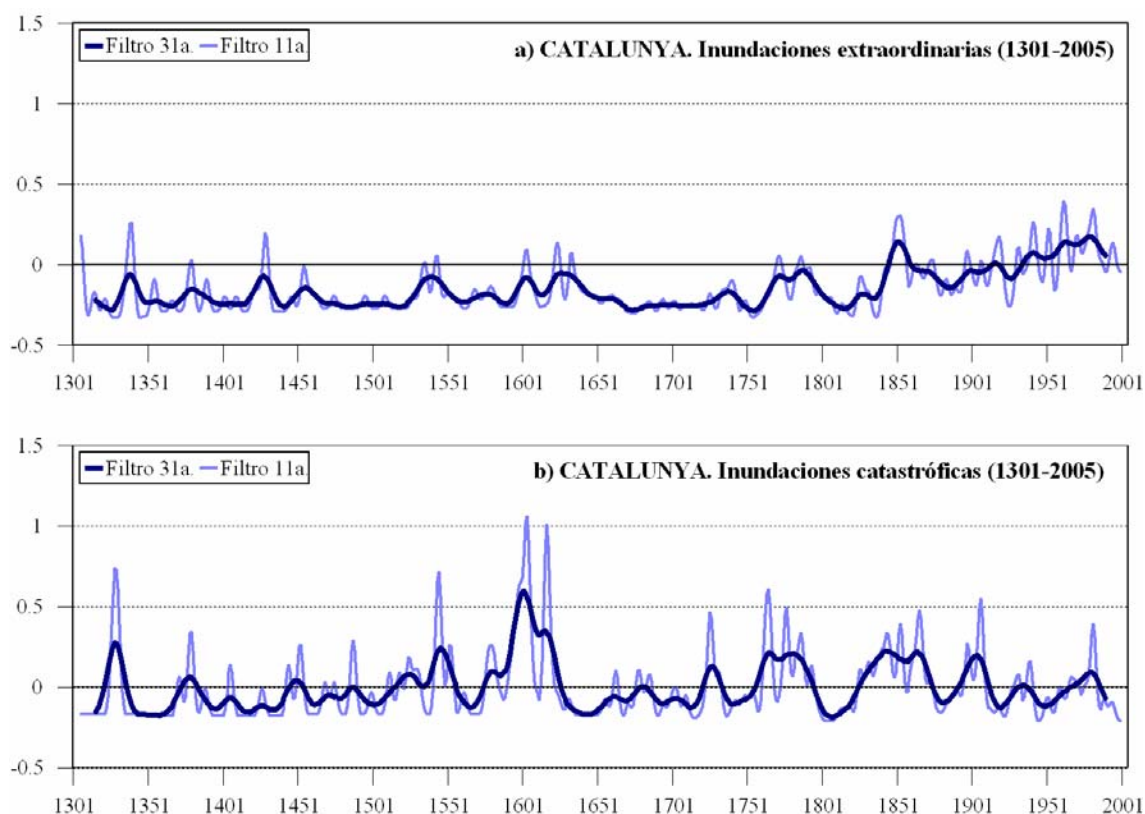


Figura 3.3. Evolución temporal del índice de inundaciones extraordinarias (a) y catastróficas (b) representativo del conjunto de Catalunya (1301-2005).

Con las series individuales definidas anteriormente, se pueden crear también otras series representativas de zonas más limitadas, cuyas periódicas inundaciones presentan graves problemas a la sociedad por estar densamente pobladas, como por ejemplo la Cuenca del Maresme. Esta zona, al NE de la Ciudad de Barcelona, está caracterizada por una cordillera de montañas de altitudes comprendidas entre los 200 y 800 m (Serra de Marina, Massís del Montnegre-Corredor) muy cercana y paralela a la costa (orientación SW-NE). Este hecho comporta que existan pronunciadas pendientes en

pocos kilómetros y, que por lo tanto, la zona esté repleta de rieras, torrentes, barrancos y arroyos. Además, su proximidad a la Ciudad de Barcelona y el hecho de ser una zona muy turística, con numerosas playas y segundas residencias, provocan que esté densamente poblada. Muchas de las edificaciones de las poblaciones han ocupado zonas de alto riesgo de inundación y, año tras año, son frecuentes los episodios puntuales de avenidas súbitas (*flash-floods*) que bajan por las rieras y torrentes de la zona, arrastrando vehículos, mobiliario urbano e incluso personas, al encontrarse en ellos por estar usualmente secos y, en general, en muchos casos forman parte de la trama urbana de las localidades de la zona. Algunas de estas crecidas súbitas provocan con alta frecuencia (véase Figura 3.1) el desbordamiento de los cursos de agua y la fuerza de ésta puede llegar a provocar graves daños en los inmuebles e infraestructuras colindantes. En la Figura 3.4 está representada la evolución de las inundaciones EXT y CAT de la Cuenca del Maresme. En ella hay que destacar el aumento considerable que se puede apreciar en la evolución de las inundaciones EXT a partir de finales del siglo XIX. Por el contrario la evolución de las inundaciones CAT presenta mucha variabilidad, pero no se observa a priori un aumento o disminución considerable.

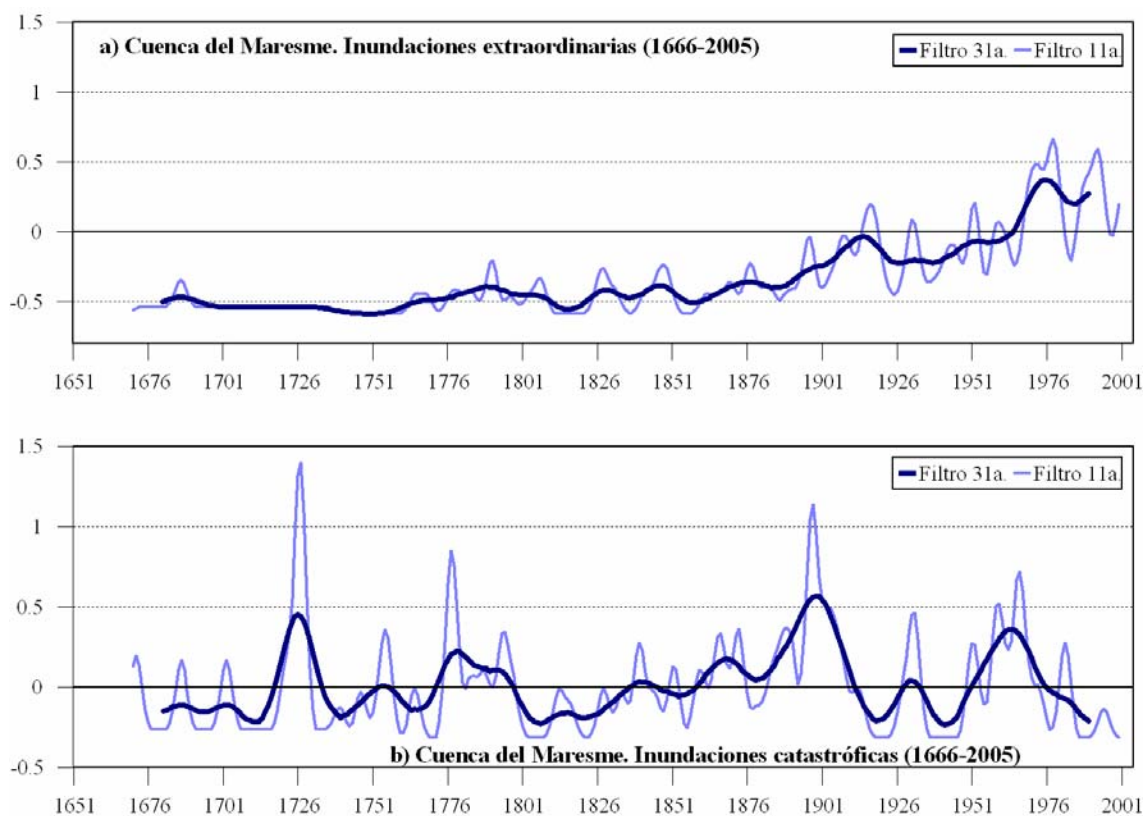


Figura 3.4. Evolución temporal del índice de inundaciones extraordinarias (a) y catastróficas (b) representativo de la Cuenca del Maresme (1666-2005).

Además de las dos cronologías regionales presentadas anteriormente, se han creado dos cronologías regionales más, para poder evaluar por separado la evolución de las localidades que pertenecen a cuencas grandes y que están en el interior de Catalunya (Baix Ebre, Segre y Ter) y las que pertenecen a cuencas pequeñas cercanas a la costa y formadas por rieras, torrentes, arroyos o barrancos y a zonas deltaicas (Maresme, Barcelona y Delta del Llobregat). Así pues, en la Figura 3.5 se muestra la evolución de la serie conjunta de Barcelona, Maresme y Delta del Llobregat (Catalunya Litoral) en donde se destaca el aumento de inundaciones EXT debido principalmente al aumento de la vulnerabilidad en las localidades de esas cuencas. En el Capítulo 6 se habla

específicamente de la evolución de las inundaciones en la Ciudad de Barcelona a la vista de la evolución de la precipitación y los cambios en la estructura de la ciudad. Como contrapunto, la Figura 3.6 muestra la evolución de las inundaciones en las cuencas del Ter, Segre y del Baix Ebre (Catalunya Interior). En este caso la evolución de las inundaciones EXT no muestra aparentemente ningún tipo de aumento para los últimos 150 años. Por lo que el aumento observado en la evolución de las inundaciones EXT en Catalunya podría ser debido al aumento que se produce en las pequeñas cuencas litorales y en las zonas deltaicas.

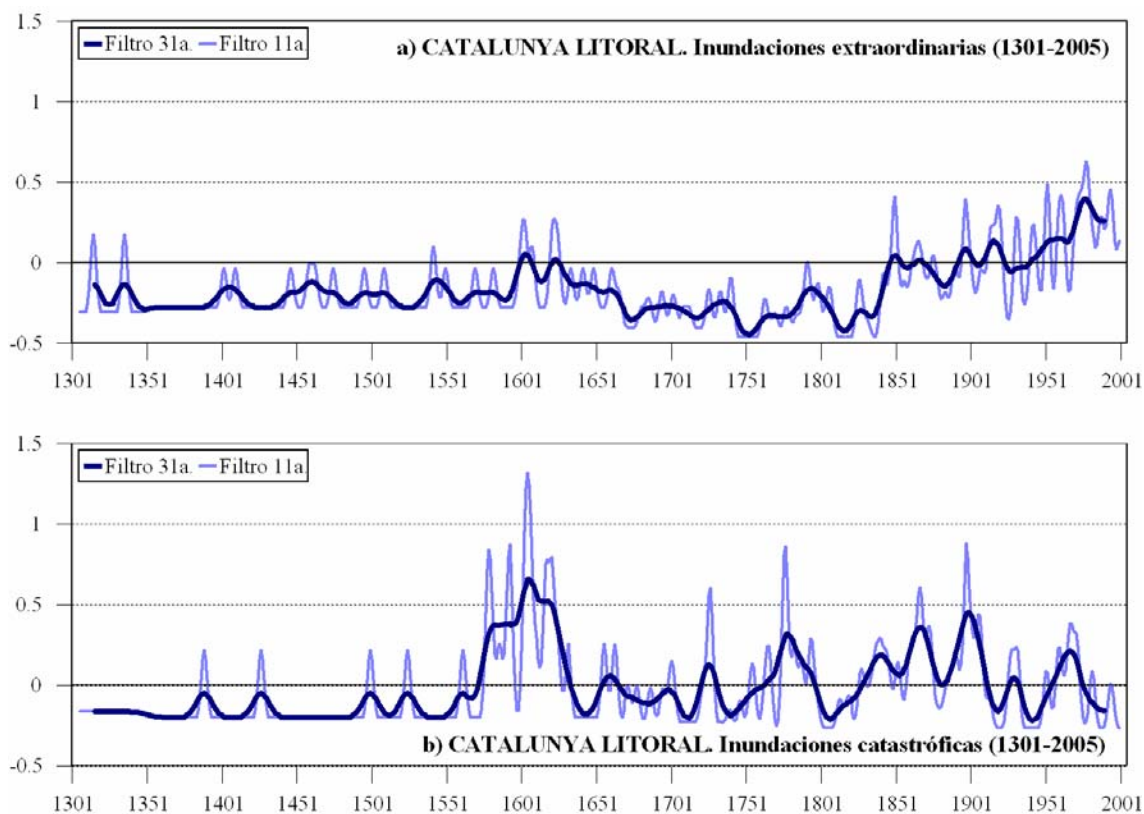


Figura 3.5. Evolución temporal del índice de inundaciones extraordinarias (a) y catastróficas (b) representativo de las cuencas litorales de Catalunya (Maresme, Barcelona y Delta del Llobregat; 1301-2005).

Con los datos presentados anteriormente, también se pueden realizar otras pruebas para valorar la evolución de las inundaciones en Catalunya durante los últimos 700 años, como podría ser la frecuencia normalizada de inundaciones. Tal frecuencia se obtiene de la suma de los resultados obtenidos para las evoluciones de las inundaciones EXT y CAT. Esta operación nos da como resultado el ofrecido por la Figura 3.7, en la que se puede volver a observar un incremento apreciable en la frecuencia de las inundaciones para los últimos 150 años de la serie. Este incremento es básicamente debido al aumento observado en la Cuenca del Maresme y en general en las cuencas litorales de Catalunya (Figura 3.8 y Figura 3.9a), ya que en la evolución de las inundaciones en las cuencas interiores de Catalunya no se observa ningún incremento apreciable (Figura 3.9b).

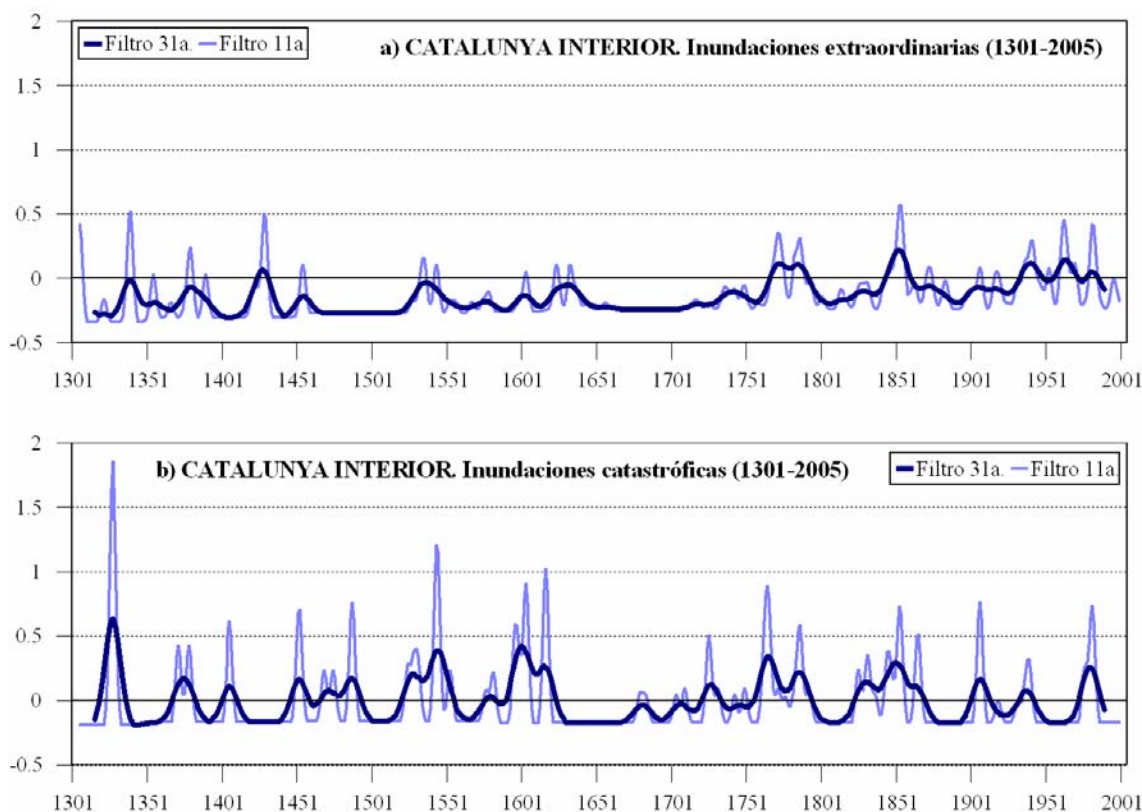


Figura 3.6. Evolución temporal del índice de inundaciones extraordinarias (a) y catastróficas (b) representativo de las cuencas interiores de Catalunya (Segre, Baix Ebre y Ter; 1301-2005).

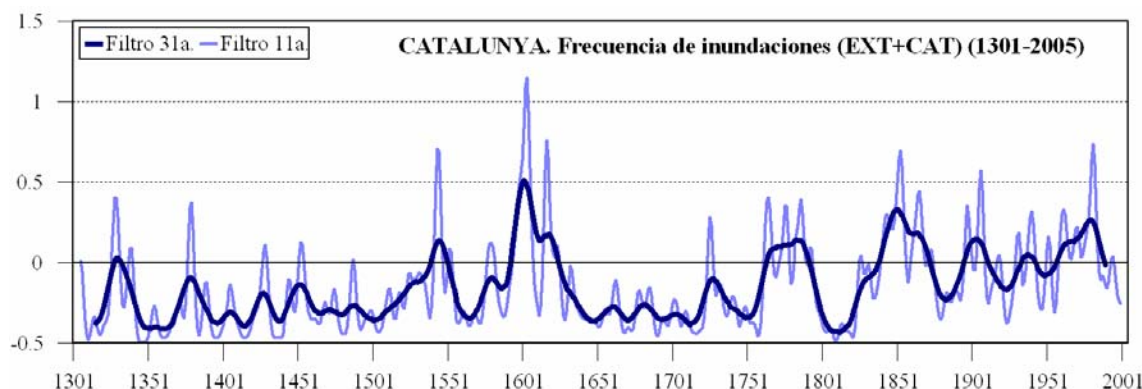


Figura 3.7. Evolución de la frecuencia normalizada de inundaciones para el conjunto de Catalunya, suma de las evoluciones de las inundaciones extraordinarias y catastróficas (1301-2005).

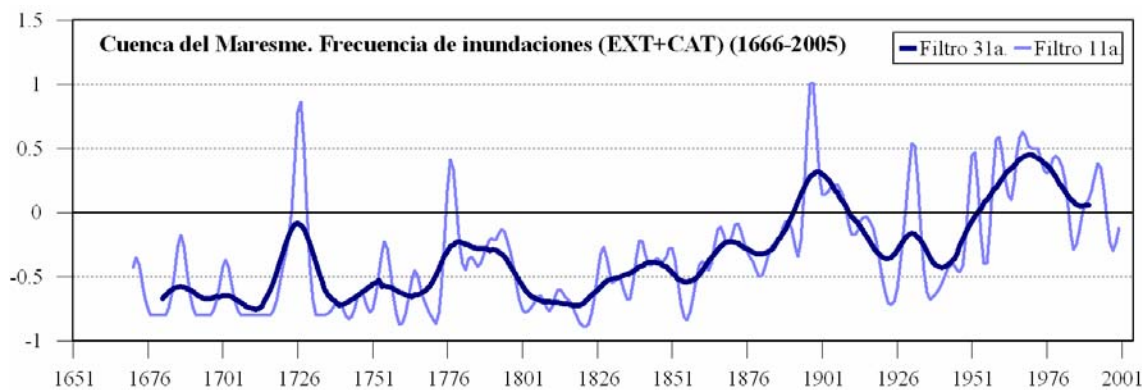


Figura 3.8. Evolución de la frecuencia normalizada de inundaciones para la cuenca del Maresme, suma de las evoluciones de las inundaciones extraordinarias y catastróficas (1666-2005).

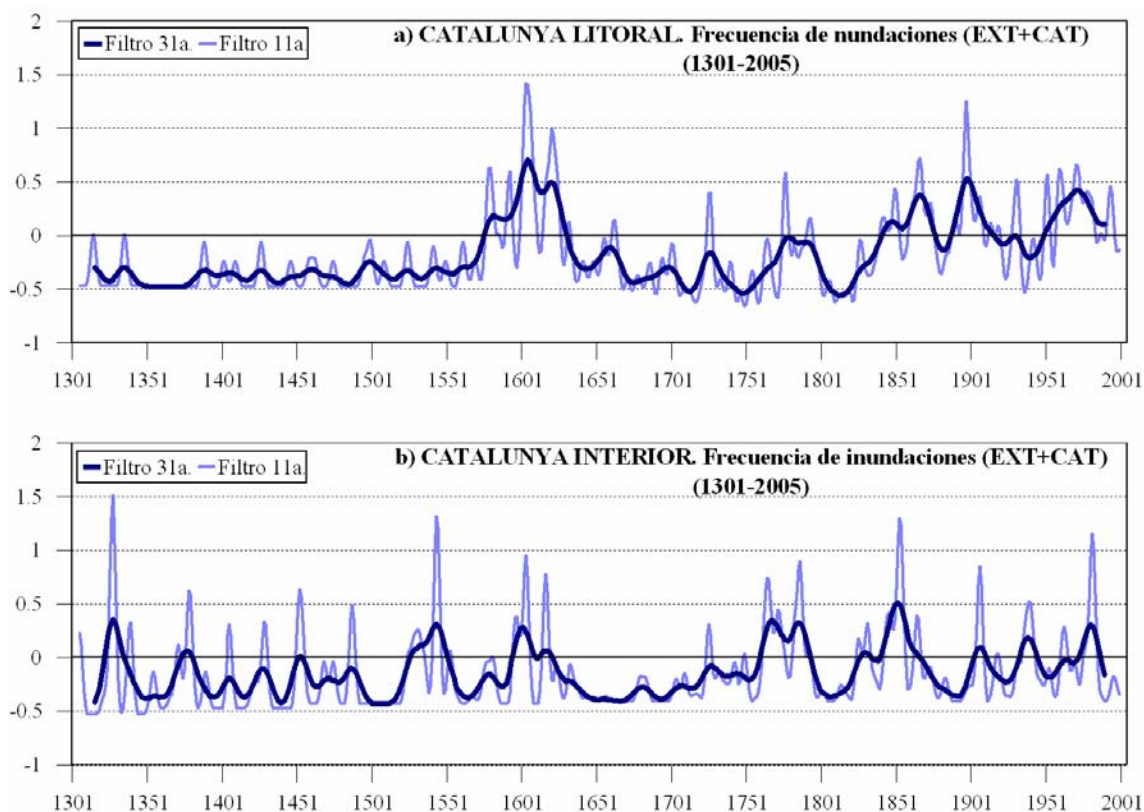


Figura 3.9. Evolución de la frecuencia normalizada de inundaciones para las cuencas interiores (a) y litorales de Catalunya, suma de las evoluciones de las inundaciones extraordinarias y catastróficas (1301-2005).

En el apartado 3.1.1 se evalúan estadísticamente las posibles tendencias que pueden presentar las evoluciones de las inundaciones EXT y CAT en Catalunya durante los últimos 700 años, para las series individuales de inundación y para las series regionales del conjunto de Catalunya, Cuenca del Maresme, así como para las cuencas interiores y litorales de la región.

Por otro lado, si se estudia la distribución estacional de las inundaciones en el conjunto de Catalunya (Figura 3.10), se obtiene que el otoño es la estación del año con un mayor número de inundaciones, concentrando un poco más de la mitad del total de inundaciones EXT y CAT consideradas. Esta estación es la más lluviosa en gran parte de Catalunya tal como se ha mostrado en el Capítulo 1. Después del otoño, el verano es la segunda estación con un mayor número de inundaciones. El otoño y el verano son las dos estaciones que engloban gran parte del llamado periodo “convectivo” (de mayo a noviembre) en el que domina la precipitación convectiva en el régimen de precipitaciones de gran parte de Catalunya (Llasat *et al.*, 2007). Por lo tanto, en este periodo es cuando se dan los episodios meteorológicos de lluvias torrenciales y de corta duración que son susceptibles de provocar inundaciones en numerosas cuencas catalanas, sobre todo, en las pequeñas y cercanas a la costa, cuyos cursos de agua nacen en la Cordillera Litoral. En referencia a la distribución mensual (Figura 3.11), se obtiene que septiembre es el mes con el mayor número de inundaciones tanto EXT como CAT, seguido de octubre. En todos los meses del año se ha registrado alguna inundación, aunque el porcentaje es muy pequeño para los meses de febrero, marzo y abril. Hay que destacar que de un 7% de las inundaciones identificadas se desconoce la fecha exacta, mes o época del año de ocurrencia.

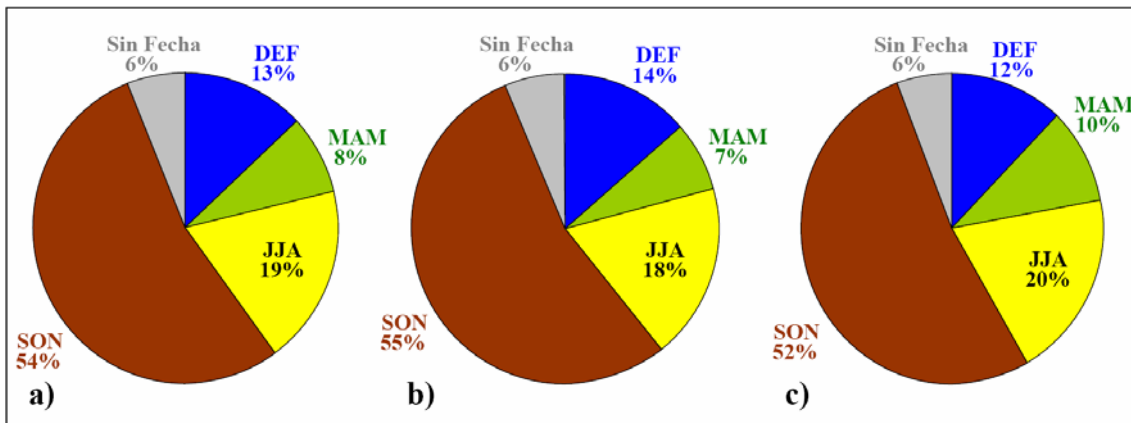


Figura 3.10. Distribución estacional de las inundaciones en Catalunya para el periodo 1301-2005: totales (a), extraordinarias (b) y catastróficas (c).

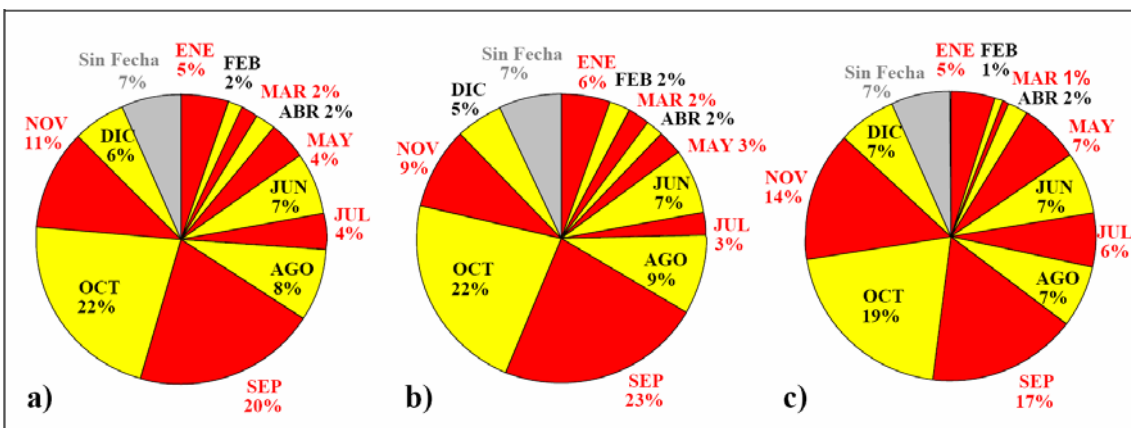


Figura 3.11. Distribución mensual de las inundaciones en Catalunya para el periodo 1301-2005: totales (a), extraordinarias (b) y catastróficas (c).

Analizando lo mismo, pero para la cuenca del Maresme (Figura 3.12 y Figura 3.13), la cual es también representativa de las cuencas litorales, se obtiene una imagen similar a la de la distribución para el conjunto de Catalunya, pero con un mayor porcentaje de ocurrencia de inundaciones en otoño y sobre todo en verano. El aumento del porcentaje de inundaciones observado en otoño, con respecto al del conjunto de Catalunya, es debido a que en septiembre casi se registran entre un tercio y un cuarto de las inundaciones totales. Para esta cuenca el porcentaje de inundaciones sin fecha exacta, mes o época de ocurrencia (1%) es mucho menor que el obtenido para el conjunto de Catalunya (7%). Hay que destacar, también, que ninguna inundación se ha registrado en el Maresme en el mes de Febrero durante los casi 400 años considerados. Otra diferencia apreciable es que el porcentaje de las inundaciones durante la primavera es mucho menor en el Maresme que en el conjunto de cuencas estudiadas, casi la mitad. En primavera las inundaciones que suelen producirse en Catalunya, se dan principalmente en las cuencas de los ríos que nacen en los Pirineos (Llobregat, Ter, Segre, Noguera Pallaresa, Noguera Ribagorçana...) o en el Ebro, en las que el deshielo de la nieve acumulada durante todo el invierno en los Pirineos puede jugar un papel importante.

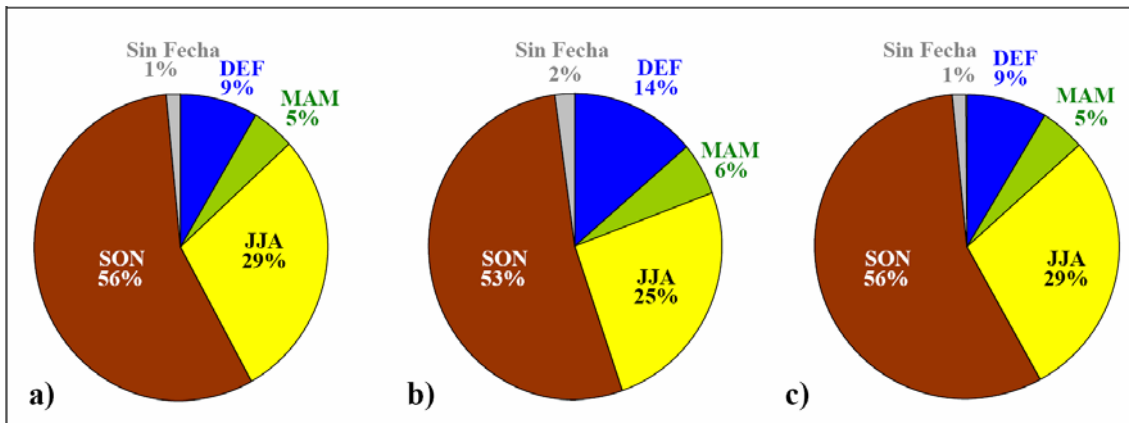


Figura 3.12. Distribución estacional de las inundaciones en el Maresme para el periodo 1666-2005: totales (a), extraordinarias (b) y catastróficas (c).

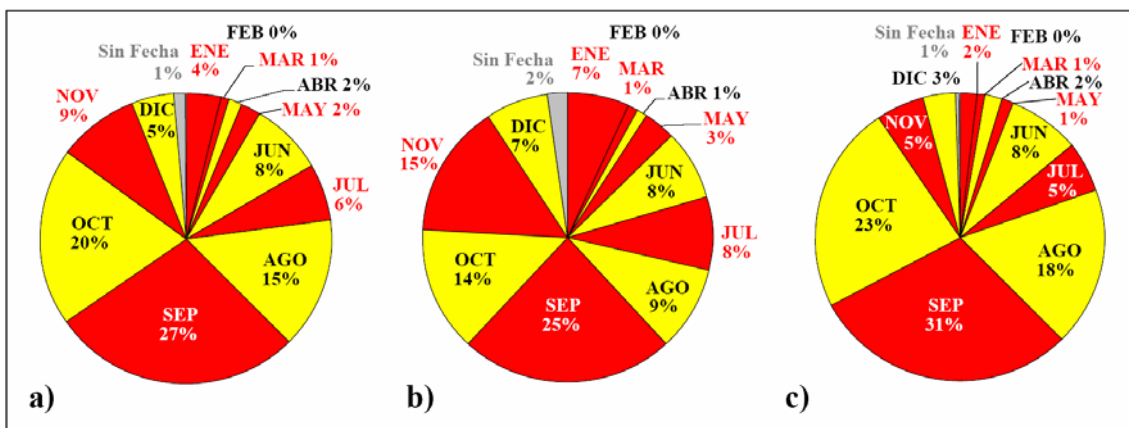


Figura 3.13. Distribución mensual de las inundaciones en el Maresme para el periodo 1666-2005: totales (a), extraordinarias (b) y catastróficas (c).

3.1.1 Tendencias

En este apartado se estudia la significancia estadística de las posibles tendencias en la evolución de las series de índices de inundación presentadas en el apartado anterior: Camprodon, Ripoll, Girona, La Seu d'Urgell, Balaguer, Lleida, Calella, Arenys de Mar, Mataró, Barcelona, Delta del Llobregat, Tortosa, Catalunya, Maresme, Catalunya Interior y Catalunya Litoral. Para realizar el análisis de tendencias se aplica un método de Monte Carlo (véase Apéndice C para información sobre este método) a cada una de esas series de inundación para las inundaciones EXT, CAT, así como para las suma de las dos (totales, TOT).

Los resultados del análisis de tendencias de las doce series de inundación principales de Catalunya se muestran en la Tabla 3.2. Se puede observar que en la mayoría de poblaciones la tendencia lineal encontrada para las inundaciones EXT es estadísticamente significativa y de signo positivo, con un valor máximo de +0,359 en 100 años para Mataró y un valor mínimo de +0,058 en 100 años para Ripoll. Las cronologías de Lleida, Balaguer y Tortosa constituyen las excepciones. En cambio para las inundaciones CAT no se observa ninguna tendencia estadísticamente significativa, excepto para el Delta del Llobregat, con una tendencia de +0,035 en 100 años.

Población	Tipo	r (ka ⁻¹)	T 97,5 (ka ⁻¹)	T 2,5 (ka ⁻¹)	¿Sig. al 95%? → ¿r > T ?
Camprodon	EXT	+0,074	+0,046	-0,045	Sí
	CAT	+0,021	+0,063	-0,062	No
	TOT	+0,095	+0,078	-0,078	Sí
Ripoll	EXT	+0,058	+0,049	-0,047	Sí
	CAT	+0,038	+0,044	-0,043	No*
	TOT	+0,097	+0,070	-0,069	Sí
Girona	EXT	+0,077	+0,025	-0,024	Sí
	CAT	+0,003	+0,045	-0,044	No
	TOT	+0,079	+0,052	-0,051	Sí
Seu d'Urgell	EXT	+0,037	+0,031	-0,031	Sí
	CAT	+0,001	+0,071	-0,071	No
	TOT	+0,047	+0,077	-0,078	No
Balaguer	EXT	+0,070	+0,087	-0,089	No
	CAT	-0,017	+0,098	-0,096	No
	TOT	+0,054	+0,141	-0,141	No
Lleida	EXT	-0,020	+0,037	-0,037	No
	CAT	-0,028	+0,036	-0,035	No
	TOT	-0,048	+0,053	-0,053	No*
Calella	EXT	+0,197	+0,075	-0,074	Sí
	CAT	+0,037	+0,093	-0,100	No
	TOT	+0,233	+0,121	-0,122	Sí
Arenys de Mar	EXT	+0,260	+0,072	-0,074	Sí
	CAT	+0,008	+0,146	-0,149	No
	TOT	+0,268	+0,161	-0,163	Sí
Mataró	EXT	+0,359	+0,130	-0,130	Sí
	CAT	+0,066	+0,138	-0,136	No
	TOT	+0,425	+0,193	-0,190	Sí
Barcelona	EXT	+0,152	+0,040	-0,040	Sí
	CAT	+0,035	+0,039	-0,040	No*
	TOT	+0,187	+0,057	-0,057	Sí
Delta del Llobregat	EXT	+0,061	+0,035	-0,034	Sí
	CAT	+0,035	+0,031	-0,030	Sí
	TOT	+0,097	+0,049	-0,048	Sí
Tortosa	EXT	+0,026	+0,029	-0,030	No*
	CAT	+0,022	+0,044	-0,043	No
	TOT	+0,048	+0,052	-0,054	No*

Tabla 3.2. Aplicación del método de Monte Carlo para la evaluación de tendencias lineales en las series de inundación principales de Catalunya. En negrita están señalizadas aquellas tendencias estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95%. (*) Indica aquellos casos en que la tendencia es estadísticamente significativa con un nivel de confianza del 90%. EXT hace referencia a las inundaciones extraordinarias; CAT, a las catastróficas y TOT, a la suma de las extraordinarias y catastróficas.

Si se consideran de manera conjunta las inundaciones EXT y las CAT (inundaciones TOT) se observan resultados diferentes entre las localidades. En la gran mayoría de ellas existe una tendencia lineal positiva estadísticamente significativa (Camprodon, Ripoll, Calella, Arenys de Mar, Mataró, Barcelona y Delta del Llobregat) con valores que oscilan entre los +0,425 en 100 años en Mataró y los +0,079 en 100 años en Girona. Este incremento es debido a la tendencia positiva encontrada en las inundaciones EXT en todas ellas, excepto para el Delta del Llobregat en que tanto las EXT como las CAT están aumentando. Estas poblaciones pertenecen a cuencas de tamaño medio y mayoritariamente pequeñas. Por el contrario, la tendencia lineal no es significativa en

La Seu d'Urgell, Balaguer, Lleida y Tortosa, ya que en la mayoría de ellas tampoco existe un aumento de las inundaciones EXT. Todas esas poblaciones pertenecen a la cuenca del Ebro, una cuenca de gran extensión y que es la más extensa de todas las cuencas catalanas.

Por otro lado los resultados del análisis de tendencias sobre las series regionales de inundación de Catalunya se muestran en la Tabla 3.3. Con los resultados se puede afirmar que las inundaciones EXT presentan una tendencia lineal creciente, estadísticamente significativa. El aumento es de +0,034 en 100 años en el índice de inundaciones EXT. Tal aumento se ha producido básicamente para los últimos 150 años, coincidiendo con un periodo de gran desarrollo urbanístico en gran parte del litoral catalán, así como en otras zonas costeras de España y del Mediterráneo Occidental. Este gran aumento de la urbanización, fruto de la gran presión socio-demográfica ejercida sobre la costa mediterránea occidental, ha implicado la ocupación de zonas con riesgo de inundación, aumentando las infraestructuras expuestas a las inundaciones y, por lo tanto, ha amplificado considerablemente el impacto social y económico de las inundaciones (Valarie y Cœur, 2004).

Tipo	R (ka^{-1})	T_97,5 (ka^{-1})	T_2,5 (ka^{-1})	¿Sig. al 95%? → ¿r > T ?
EXT	+0,034	+0,011	-0,011	Sí
CAT	+0,011	+0,017	-0,017	No
TOT	+0,045	+0,022	-0,022	Sí

Tabla 3.3. Aplicación del método de Monte Carlo para la evaluación de tendencias lineales en las series de inundación de Catalunya (1301-2005). En negrita están señalizadas aquellas tendencias estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95%. EXT hace referencia a las inundaciones extraordinarias; CAT, a las catastróficas y TOT, a la suma de las extraordinarias y catastróficas.

Por otra parte, la evolución de las inundaciones CAT no muestra ninguna tendencia estadísticamente significativa. Este tipo de inundaciones, que son las de mayor impacto, son las que, en un principio, están más relacionadas directamente con la propia variabilidad natural del clima, y la no tendencia en su evolución permite asegurar que las inundaciones más graves no están aumentando en la actualidad. Aunque, muchos interrogantes se ciernen sobre esta última afirmación, ya que la construcción de numerosos embalses durante las décadas de los años 70 y 80 del siglo XX en las cuencas de los ríos más grandes que se han tenido en cuenta en este apartado (Ebro, Segre, Llobregat y Ter) ha permitido poder controlar las crecidas de tales ríos y laminar sus caudales, evitando o minorizando los efectos de los desbordamientos río abajo. También numerosas medidas de protección se han llevado a cabo durante las últimas décadas que han reducido los efectos de los desbordamientos y crecidas. Todo esto ha podido hacer que algunos episodios que deberían haber producido inundaciones CAT, ahora estén produciendo inundaciones EXT. Así, el evento de noviembre de 1982 produjo inundaciones CAT en algunas localidades de la Cuenca del Segre situadas aguas abajo de los embalses, en tanto que los caudales producidos por las fuertes y continuas lluvias de Enero de 1996 fueron laminados por los embalses de Sau y Susqueda en la Cuenca del Ter (Llasat *et al.*, 2001; Rigo *et al.*, 2002).

Cuando se analiza el total de inundaciones en Catalunya, también se observa una tendencia estadísticamente significativa de +0,045 en 100 años en el índice de inundaciones, dando cuenta del peso que tiene el aumento de las inundaciones EXT frente al no aumento de las CAT.

Los resultados para las series representativas del Maresme (Tabla 3.4) son parecidos a los encontrados para las series representativas de Catalunya: aumento estadísticamente significativo de las inundaciones EXT y TOT, y ninguna tendencia para las CAT, aunque la magnitud del aumento es mayor para la cuenca del Maresme que para el conjunto de Catalunya (+0,232 en 100 años, frente a +0,034 en 100 años para las EXT y +0,259 en 100 años frente a +0,045 en 100 años para las TOT). El aumento en las inundaciones EXT es más notorio en esta cuenca que en el conjunto de Catalunya, ya que en esta zona el crecimiento urbanístico, con la consiguiente ocupación de zonas de alto riesgo de inundación, ha sido mayor. Archiconocidas son las imágenes que cada verano u otoño ofrecen los medios de comunicación mostrando vehículos arrastrados por alguna riera o torrente.

Tipo	$r (ka^{-1})$	$T_{97,5} (ka^{-1})$	$T_{2,5} (ka^{-1})$	¿Sig. al 95%? → ¿ $r > T $?
EXT	+0,232	+0,049	-0,050	Sí
CAT	+0,023	+0,083	-0,082	No
TOT	+0,259	+0,098	-0,099	Sí

Tabla 3.4. Aplicación del método de Monte Carlo para la evaluación de tendencias lineales en la serie de inundación del Maresme (1666-2005). En negrita están señalizadas aquellas tendencias estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95%. EXT hace referencia a las inundaciones extraordinarias; CAT, a las catastróficas y TOT, a la suma de las extraordinarias y catastróficas.

Si se estudia la posible tendencia en la evolución del conjunto de Catalunya separándola por un lado en una serie representativa de las localidades del interior y por otro para las de las localidades litorales se tiene que la serie regional de la Catalunya Interior sólo presenta tendencia estadísticamente significativa en las inundaciones EXT, en cambio para las CAT y para las TOT no existe tendencia alguna. Para la serie regional de la Catalunya Litoral los resultados son considerablemente diferentes. Esta serie muestra tendencia significativa para todas las inundaciones, sean EXT, CAT o TOT. La tendencia encontrada en las inundaciones EXT en la zona litoral es de mayor magnitud (casi el doble) que la encontrada para la zona interior. Por lo tanto, el motivo de que la serie de inundaciones TOT en Catalunya presente una tendencia positiva se debe en gran parte a la contribución que tienen las localidades litorales. Es de destacar, también, el peso que tienen las series del Llobregat y de Barcelona a la hora de hacer significativo el aumento en el número de inundaciones CAT para la Catalunya Litoral.

Zona	Tipo	$r (ka^{-1})$	$T_{97,5} (ka^{-1})$	$T_{2,5} (ka^{-1})$	¿Sig. al 95%? → ¿ $r > T $?
Litoral	EXT	+0,042	+0,015	-0,015	Sí
	CAT	+0,033	+0,020	-0,020	Sí
	TOT	+0,075	+0,027	-0,027	Sí
Interior	EXT	+0,028	+0,014	-0,014	Sí
	CAT	-0,002	+0,025	-0,025	No
	TOT	+0,027	+0,031	-0,031	No*

Tabla 3.5. Aplicación del método de Monte Carlo para la evaluación de tendencias lineales en las series de inundaciones de las cuencas litorales e interiores de Catalunya (1301-2005). En negrita están señalizadas aquellas tendencias estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95%. (*) Indica aquellos casos en que la tendencia es estadísticamente significativa con un nivel de confianza del 90%. EXT hace referencia a las inundaciones extraordinarias; CAT, a las catastróficas y TOT, a la suma de las extraordinarias y catastróficas.

3.1.2 Identificación de periodos anómalos

La identificación de periodos anómalos se ha realizado a partir del análisis de la serie de inundaciones CAT conjunta de Catalunya. Se ha realizado sólo para el caso de estas inundaciones, porque este tipo son las que se deben a los episodios más extremos y por lo tanto más relacionados directamente con la variabilidad natural.

Hay que destacar que gran parte de los registros aquí analizados abarcan el periodo climático conocido como la Pequeña Edad del Hielo (PEH o LIA, *Little Ice Age*). En este periodo la temperatura global media del Hemisferio Norte sufrió un enfriamiento modesto de alrededor de 1°C respecto a los valores de finales del siglo XX, el cual se produjo a raíz de varios periodos de menor actividad solar comprendidos entre el siglo XVI y mediados del siglo XIX (Bradley y Jones, 1993; Jones *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 1998, 1999; Crowley y Lowery, 2000; Mann, 2002). Este periodo estuvo marcado por una rápida expansión de los glaciares montañosos en los Alpes, Noruega, Irlanda, Alaska e incluso los Pirineos. En España, el Río Ebro se heló hasta siete veces entre 1505 y 1789, siendo destacables los episodios producidos en 1788 y 1789, en los que el río permaneció helado durante quince días (Quereda *et al.*, 2001). Además, durante esta época existía una extensa red de neveros, o pozos de nieve, ventisqueros y glaciares que se construyeron y mantuvieron entre los siglos XVI y XIX a lo largo del Mediterráneo Oriental, algunos de ellos ubicados en áreas donde no nieva en la actualidad ni un solo día al año. El almacenamiento y distribución de hielo eran un negocio vivo en aquella época que involucraba secciones enteras de la población rural (Quereda *et al.*, 2001).

El enfriamiento producido durante la PEH tuvo tres momentos álgidos alrededor de 1650, 1770 y 1850, cada uno de ellos separados por intervalos ligeramente cálidos. La duración exacta de la PEH no está establecida de manera unívoca, ya que durante los siglos XIV y XV hay periodos puntuales de enfriamiento en determinadas zonas del planeta y según el IPCC (2001) no llegó a tener una cobertura global como se había creído hasta el momento. De la multitud de trabajos publicados el periodo común para definir la PEH sería 1550–1900 (Jones *et al.*, 2002).

El primer problema que se ha encontrado para realizar la identificación de periodos de gran variabilidad ha sido la no existencia de un criterio establecido para considerar un valor como anómalo con este tipo de datos. En precipitación, por ejemplo, se considera que un valor es anómalo si supera en una desviación estándar el valor medio (Rodríguez *et al.*, 1999). Para valores normalizados, son anómalos aquellos que son mayores, en valor absoluto, a la unidad. Para el tipo de datos aquí tratados, ese criterio no es aplicable; ya que la ocurrencia de una inundación es un caso muy aislado y puntual en la serie de valores y por lo tanto la aplicación de tal criterio llevaría a no encontrar prácticamente ningún periodo anómalo. Dado que los valores se han normalizado y analizando el rango de valores que toman los índices de inundación, la solución propuesta ha sido la de considerar anómalos todos aquellos valores que sean superiores a 0,1 (Llasat *et al.*, 2003b). Este umbral además coincide con la suma de la media más desviación típica de la serie construida de índices normalizados. Utilizando este umbral para la evolución del índice de inundaciones CAT de Catalunya y para el filtro de 31 años, se encuentran siete periodos anómalos. El inicio, final, duración y valor máximo de esos siete periodos se encuentran resumidos en la Tabla 3.6. En la Figura 3.14 están representadas las localizaciones de cada uno de los siete periodos

anómalos encontrados sobre la evolución de las inundaciones CAT de Catalunya. Hay que comentar que los últimos 30 años (1986–2005) no destacan respecto a la variabilidad del resto de la serie de inundaciones CAT y tampoco aparece como un periodo anómalo.

Periodo	Año inicial	Año final	Año del máximo	Valor máx. con filtro 31 a	Valor máx. con valores brutos (año máx.)	Duración (años)
1º	1324	1334	1329	+0,278	+2,20 (1331)	11
2º	1541	1553	1546	+0,242	+1,91 (1544)	13
3º	1590	1623	1602	+0,596	+5,11 (1617)	33
4º	1725	1730	1727	+0,130	+1,83 (1726)	6
5º	1760	1791	1766	+0,216	+2,04 (1777)	32
6º	1832	1871	1844	+0,223	+1,71 (1861)	40
7º	1897	1909	1904	+0,196	+2,57 (1907)	13

Tabla 3.6. Periodos anómalos identificados en la evolución del índice de inundaciones catastróficas (filtrado de 31 años) de Catalunya (1301-2005).

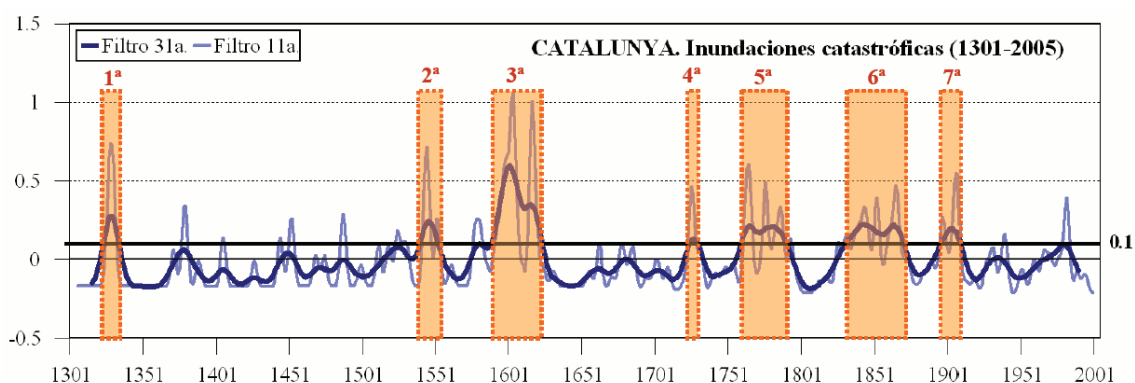


Figura 3.14. Localización de los periodos anómalos identificados en la evolución del índice de inundaciones catastróficas (filtrado de 31 años) de Catalunya (1301-2005).

Entre los periodos encontrados hay notables diferencias, sobre todo en la duración de cada uno de ellos. Entre todos ellos destaca el tercer periodo encontrado cronológicamente, cuyo máximo, con los valores filtrados a 31 años, es unas tres veces mayor que los máximos de los otros periodos. Este máximo tiene una magnitud de +5,11 para el año 1617, en la serie de datos bruta, conocido en las fuentes documentales como “*Lo any del diluvi*” (El año del diluvio; Barriendos, 1994). Los periodos aquí encontrados guardan una cierta correspondencia con periodos asociados a variaciones de la constante solar o con una menor o mayor actividad solar. Los periodos de mínima o menor (máxima o mayor) actividad solar del último milenio están resumidos en la Tabla 3.7 y en la Figura 3.15 está representada la evolución de la actividad solar a partir de la datación de isótopos del ^{14}C según Reimer *et al.* (2004). Así, por ejemplo la primera oscilación identificada se produce dentro del mínimo Wolf, la segunda tiene lugar dentro del mínimo Spörer y la quinta oscilación acaba casi con el inicio del mínimo Dalton, que está a caballo de las oscilaciones quinta y sexta. En cambio, estas oscilaciones, junto con la tercera y cuarta, tienen lugar bajo periodos de actividad solar normal o de una mayor actividad en comparación con años precedentes. Así la oscilación tercera se produce dentro de unos de los máximos secundarios de actividad solar de la PEH y la quinta oscilación se inicia en otro de esos máximos secundarios (Figura 3.15).

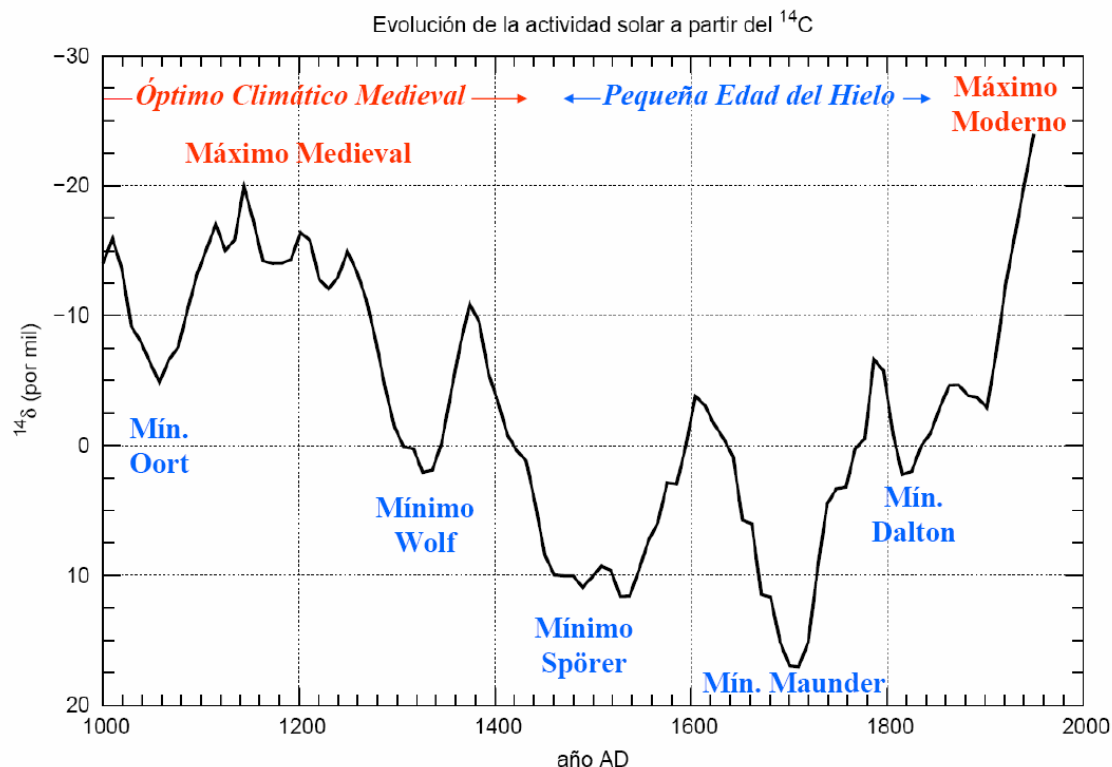


Figura 3.15. Evolución de la actividad solar a partir de dataciones de isótopos de ^{14}C para el último milenio (1001-2000; Datos de Reimer *et al.*, 2004).

Periodo	Nombre	Año inicial	Año final
1º	Mín. Oort	1010–1040	1050–1080
2º	Máx. Medieval	1100	1250
3º	Mín. Wolf	1280	1340–1350
4º	Mín. Spörer	1420–1450	1550–1570
5º	Mín. Maunder	1645	1715
6º	Mín. Dalton	1790	1820
7º	Máx. Moderno	1950	en curso

Tabla 3.7. Periodos principales de mínima y máxima actividad solar del último milenio (1001-2000; datos de Reimer *et al.*, 2004).

La correlación entre la evolución de la actividad solar y las inundaciones CAT en Catalunya es muy baja ($-0,09$) y no es estadísticamente significativa, con lo cual no se puede establecer una relación directa entre ambas variables. En todo caso las inundaciones tendrían una respuesta indirecta a la actividad solar. El efecto de la actividad solar se ve alterado por procesos de retroalimentación químicos en la estratosfera que amplifican y modulan la respuesta y pueden cambiar la escala temporal de la misma. En cambio, en otras zonas de España sí que parece haberse encontrado de forma empírica una conexión entre la actividad solar y el número de inundaciones en una zona, como es el caso del Tajo durante el último milenio (1001–2000) según Vaquero (2004), quien propone una conexión de la frecuencia de inundaciones con los máximos seculares de actividad solar. Además, según Vaquero (2004) la actividad solar estaría asociada con la ocurrencia de inundaciones a través del control que ejerce sobre la NAO (Oscilación del Atlántico Norte, véase Capítulo 7), la cual a la vez afecta a las variaciones de la precipitación en la Península Ibérica. Esto indicaría que en periodos con un elevado flujo de humedad procedente del Atlántico, asociado a un bajo nivel del índice de la NAO, aumentaría la probabilidad de producirse inundaciones de gran magnitud (CAT) o la frecuencia de inundaciones en el Tajo. La relación entre la NAO y

la actividad solar está siendo objeto de investigación recientemente y se ha observado una relación directa estadísticamente significativa para el periodo 1971–2000 como apuntan los trabajos de Lukianova y Alekseev (2004) y Boníček y Hedja (2005). Otros estudios apuntan a que el índice de la NAO disminuye durante los máximos seculares de la actividad solar y aumenta durante los periodos de descenso en la actividad solar (Kirov y Georgieva, 2002).

Las afirmaciones de Vaquero (2004), sin embargo, no serían del todo correctas según Benito *et al.* (2004), ya que algunos episodios también están relacionados con periodos de mínima actividad solar (alto índice de la NAO e inviernos secos en la Península Ibérica) y otros se dan en periodos en los que no se observa una actividad solar anómala. Durante los mínimos solares de Spörer, Maunder y Dalton existen numerosos registros de inundaciones documentados en toda la Península (tal y como también muestra el índice de inundaciones CAT de Catalunya aquí desarrollado), así como periodos de una elevada variabilidad hidrológica, con sequías severas alternadas con periodos de intensas precipitaciones generadas por el paso de perturbaciones Atlánticas. Así pues, la relación entre inundaciones y actividad solar sería regional y temporalmente heterogénea, con lo que se podría establecer una relación directa entre ambas variables, en todo caso indirecta. Este hecho indica que los mecanismos de producción de inundaciones son muy sensibles a los cambios en los patrones de la circulación atmosférica y, por lo tanto, pueden utilizarse como unos buenos indicadores climáticos. Esto último apoya la suposición de haber analizado sólo en este apartado la serie de inundaciones CAT como indicadores de la variabilidad natural de la atmósfera para determinar periodos anómalos.

De los siete periodos de anomalías detectados, tres de ellos coinciden con los que ya fueron identificados en los trabajos iniciales de Barriendos (1994), Barriendos y Martín-Vide (1998) y Barriendos y Llasat (2003). Estos periodos coinciden con tres grandes oscilaciones climáticas: 1ª Oscilación de la PEH o Inicio de la PEH (~ 1580–1620) correspondiente a la 3ª oscilación identificada, la Oscilación Maldà (~ 1760–1800) similar a la 5ª oscilación identificada y la Oscilación Final de la PEH (~ 1840–1870) que es la 6ª oscilación identificada. El presente análisis a partir de un criterio más objetivo y con unos datos más completos ha permitido acotar y definir mejor estas oscilaciones.

Además algunas de las oscilaciones aquí detectadas tienen correspondencia con periodos de elevada variabilidad climática en otras zonas de España, en Europa e incluso en otras partes del mundo. Así, por ejemplo la 2ª Oscilación (1541–1553) coincide con un periodo de gran frecuencia de inundaciones en Centroeuropa a mediados del siglo XVI (Brázdil *et al.*, 1999) y además con el inicio de la PEH (Jones *et al.*, 2002), la 3ª Oscilación (1590–1623) se produce en el segundo periodo de crisis de la PEH (1570–1630; Pfister, 2005), con una gran frecuencia de inundaciones en la cuenca del Tajo (1590–1610, Benito *et al.*, 2003) y con importantes inundaciones en California (Schimmelmann *et al.*, 1998) y la 5ª Oscilación coincide, en parte, también con una elevada frecuencia de inundaciones en la cuenca del Tajo (1780–1810, Benito *et al.*, 2003).

3.1.3 Análisis espectral

En este apartado se ha aplicado el método de análisis espectral de máxima entropía (MESA, *Maximum Entropy Spectral Analysis*, véase Apéndice D para más información) para estudiar la posible existencia de periodicidades en la evolución de las inundaciones CAT de Catalunya, y poder así completar más la información de los periodos anómalos encontrados. Se aplica sólo a las inundaciones CAT, ya que se quiere comprobar si algunas de las periodicidades de variabilidad natural conocidas en la actualidad, como pueden ser la Oscilación Casi-Bienal (QBO, *Quasi-Biannual Oscillation*), el ciclo de las manchas solares u otras, tienen un reflejo en tal evolución.

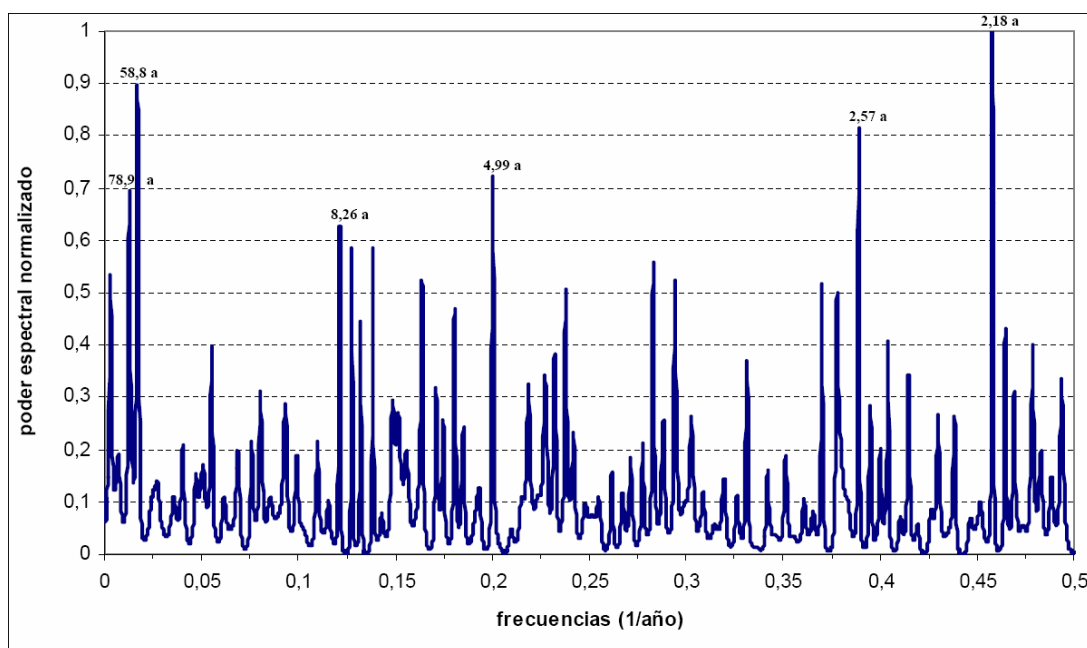


Figura 3.16. Aplicación del método de análisis espectral MESA a la serie de inundaciones catastróficas de Catalunya (1301-2005) con 1.500 frecuencias calculadas e intervalo máximo de 212 años.

El análisis del MESA sobre la serie de inundaciones CAT en Catalunya, presenta un gran problema de ruido (Figura 3.16), que hace difícil la interpretación y comprensión de las periodicidades encontradas. Los periodos más destacados encontrados se resumen en la Tabla 3.8, siendo de 2,18 y 58,8 años los principales periodos encontrados.

Además del ruido que presenta la serie, es difícil determinar si alguno de los periodos encontrados coincide con periodos de fenómenos conocidos como la oscilación Casi-Bienal estratosférica (QBO, *Quasi-Biannual Oscillation* de 28–29 meses de periodo; ~2,38 años) o los ciclos solares (Schwabe: 11 años; Hale: 22 años; Gleissberg: 70–100 años, ~87 años; Suess ó de Vries: ~210 años y Hallstatt: ~2.300 años; Braun *et al.*, 2005). En todo caso los ciclos identificados de 2,18 años y 78,9 años se aproximarían a la QBO y al Ciclo de Gleissberg, tal como ya se encontró con una serie más corta y no actualizada (1401–1900) en Barriendos *et al.* (1998) y sólo elaborada a partir de las cronologías de Girona, Barcelona y Tortosa. Hay que comentar, no obstante que no se puede determinar con total seguridad la correspondencia de esos dos periodos con la QBO y el Ciclo de Gleissberg.

	Periodicidad (años)	Poder espectral normalizado
1º	2,18	1,000
2º	58,8	0,895
3º	2,57	0,811
4º	4,99	0,720
5º	78,9	0,690
6º	8,26	0,626

Tabla 3.8. Periodicidades más importantes encontradas en la aplicación del MESA a la serie de inundaciones catastróficas de Catalunya (1301-2005) con 1.500 frecuencias calculadas e intervalo máximo de 212 años.

3.1.4 Comparación con otras cronologías

En este apartado se comparan los resultados obtenidos en Catalunya con los obtenidos a partir de cronologías de inundación procedentes de otras partes de España o del Mediterráneo cercanas a Catalunya (Francia e Italia), para así poder discernir si las tendencias o periodos anómalos encontrados son sólo de carácter regional o corresponden a anomalías generales. Así pues, para poder hacer esta comparación se han tratado los datos de las cronologías procedentes de otros estudios y proyectos. La disponibilidad de este tipo de series es pequeña y en muchos casos no es tan detallada como en el caso de las cronologías catalanas tratadas en los apartados anteriores. La comparación no podrá ser del todo homogénea, porque algunas de estas series no están actualizadas hasta el presente o bien no contienen toda la información sobre las inundaciones EXT producidas en la localidad en cuestión. En la Tabla 3.9 aparece un listado de las cronologías de inundación de fuera de Catalunya utilizadas para comparar los resultados obtenidos y la localización de cada una de ellas se encuentra en la Figura 3.17.

Las cronologías que se presentan en este apartado se han obtenido a partir de diferentes trabajos y estudios previos (las series españolas se han actualizado hasta el 2005 en esta presente tesis doctoral):

- i) València y Alzira (Barriendos y Martín-Vide, 1998; Carmona González y Ruiz Pérez, 2000).
- ii) Murcia (Barriendos y Martín-Vide, 1998; Maurandi Guirado y Romero Díaz, 2000).
- iii) Lorca (Proyecto SPHERE; Maurandi Guirado y Romero Díaz, 2000).
- iv) Palma de Mallorca (Barriendos y Martín-Vide; 1998; Grimalt, 1992; GIB, 2003).
- v) Bilbo (Barriendos y Martín-Vide, 1998; Fernández Gómez, 1993; Ollero Ojeda *et al.*, 2000).
- vi) Zamora (Barriendos y Martín-Vide, 1998; Morales Rodríguez y Ortega Villazán, 2002).

- vii) Toledo (Barriendos y Martín-Vide, 1998; Benito *et al.*, 2003).
- viii) Sevilla (Barriendos y Martín-Vide, 1998; Vallejo Villalta, 2000).
- ix) Grenoble (Proyecto SPHERE; Lang *et al.*, 2000; Lang y Cœur 2002).
- x) Roma y Lissandria (Proyecto SPHERE, Camuffo y Enzi, 1996).

Río / Riera	Localidad	Región (País)	Periodo	N	Nº EXT	Nº CAT
R. Túria ¹	València	P. Valencià (ESP)	1320-2005	686	---	34
R. Xúquer ²	Alzira	P. Valencià (ESP)	1327-2005	679	---	23
R. Segura/Guadalentín	Murcia	C. Murciana (ESP)	1251-2005	755	115	46
R. Guadalentín	Lorca	C. Murciana (ESP)	1501-2005	502	6	11
R ^a Sa Riera	Palma de M.	Illes Balears (ESP)	1402-2005	604	---	17
R. Nerbioi ³	Bilbo	Euskadi (ESP)	1379-2005	627	---	38
R. Duero	Zamora	Castilla-León (ESP)	1309-2005	697	---	39
R. Tajo	Toledo	La Mancha (ESP)	1112-2005	894	---	24
R. Guadalquivir	Sevilla	Andalucía (ESP)	1329-2005	677	---	33
R. Isère	Grenoble	Rhône-Alps (FRA)	1468-2002	534	83	40
R. Drac	Grenoble	Rhône-Alps (FRA)	1371-1975	605	65	52
R. Tevere ⁴	Roma	Lazio (ITA)	1301-2000	700	---	39
R. Tane ⁵ /Bùrmia ⁶	Lissandria	Piemonte (ITA)	1500-2000	501	---	43

Tabla 3.9. Cronologías de inundación consideradas para la comparación con las de Catalunya. Los ríos con superíndice se conocen en castellano con los nombres de (1) Turia, (2) Júcar, (3) Nervión, (4) Tíber, (5) Tanaro y (6) Bormida. EXT hace referencia a las inundaciones extraordinarias y CAT, a las catastróficas.

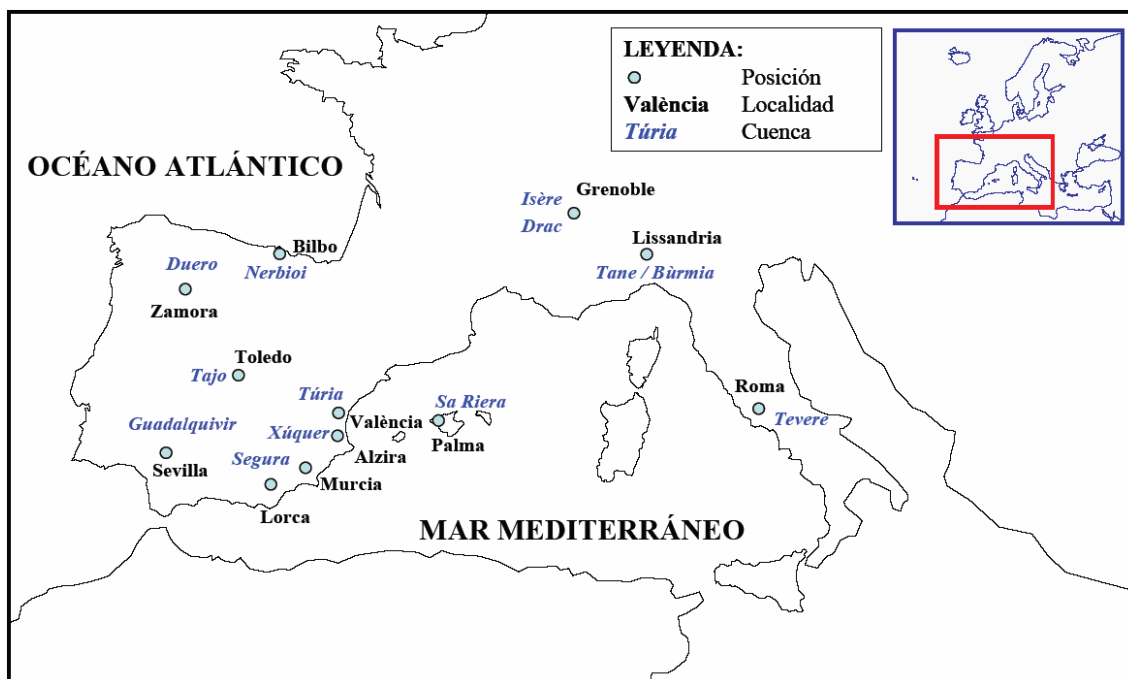


Figura 3.17. Localización de las cronologías de inundación de otros puntos de España y del Mediterráneo utilizadas para compararlas con las de Catalunya.

Las cronologías aquí presentadas se han agrupado para crear unas cronologías regionales que puedan ser comparadas con la serie de inundaciones de toda Catalunya. Así pues las cronologías disponibles españolas se han dividido en Zona Levante (Palma de Mallorca, València, Alzira, Murcia y Lorca), Zona Norte (Zamora y Bilbo) y Zona

Centro-Sur (Toledo y Sevilla). Las cronologías francesas se han agrupado todas en una, al pertenecer a la misma región (Rhône-Alps) y las italianas también se han agrupado entre ellas por disponer sólo de dos. La metodología seguida para la elaboración de las respectivas series regionales mencionadas ha sido la misma que se ha utilizado para definir la serie regional de Catalunya (véase Capítulo 2). El periodo para el que se ha construido cada una de las series regionales es aquel en el que simultáneamente se tenían datos de cómo mínimo dos series individuales.

En la Figura 3.18 se presenta la evolución de las series regionales de inundaciones CAT definidas, comparándolas con la serie de Catalunya. Se puede apreciar que cada región no presenta la misma variabilidad interanual y no todas tienen sus periodos de mayor ocurrencia de inundaciones CAT de manera simultánea. Analizando el conjunto de las series regionales se tiene que no guardan entre sí prácticamente ninguna relación, ya que la gran mayoría de correlaciones lineales (Tabla 3.10) o son muy débiles o no son estadísticamente significativas. Solo destaca la leve correlación existente entre la Zona Centro-Sur y Norte de España (+0,25). También es de destacar la muy débil correlación de las inundaciones en Catalunya con el resto de zonas españolas.

Aún así, sí que es posible apreciar algunos periodos comunes con una gran ocurrencia de inundaciones como el Final de la PEH (~ 1840–1870) en todas las zonas, aunque no tan claro en la serie de la Zona Levante de España, la Oscilación Maldà (~ 1760–1800), aunque ésta en Italia y en Levante no es tan marcada y el inicio de la PEH (~ 1590–1630), aunque es poco marcada en la región francesa de Rhône-Alps.

Región	Cat	LEV	CS	NOR	FRA	ITA
Cat	---	+0,08**	+0,05 ^{NS}	+0,07*	+0,06*	+0,00 ^{NS}
LEV		---	-0,02 ^{NS}	+0,10**	-0,01 ^{NS}	+0,01 ^{NS}
CS			---	+0,25**	+0,07*	-0,01 ^{NS}
NOR				---	+0,04 ^{NS}	+0,04 ^{NS}
FRA					---	-0,01 ^{NS}
ITA						---

Tabla 3.10. Correlaciones lineales entre las distintas series regionales de inundaciones catastróficas creadas: Catalunya (Cat), Zona Levante (LEV), Zona Centro-Sur de España (CS), Zona Norte de España (NOR), Rhône-Alps (FRA), Zona Norte y Centro de Italia (ITA). () Correlación significativa al 95 % de nivel de confianza. (*) Ídem al 90% de nivel de confianza. (NS) Correlación no significativa.**

Aunque las otras series regionales de España presentan una correlación baja con la serie de Catalunya, analizando las posibles tendencias en sus evoluciones a través de la técnica de Monte Carlo no se obtiene tendencia alguna estadísticamente significativa (Tabla 3.11). Este resultado es el mismo que el observado en Catalunya. En cambio, las otras dos series regionales aquí consideradas sí que presentan tendencia estadísticamente significativa: un leve aumento en el índice inundaciones CAT de +0,048 en la serie francesa y una leve disminución de -0,085 en la serie italiana (Tabla 3.11).

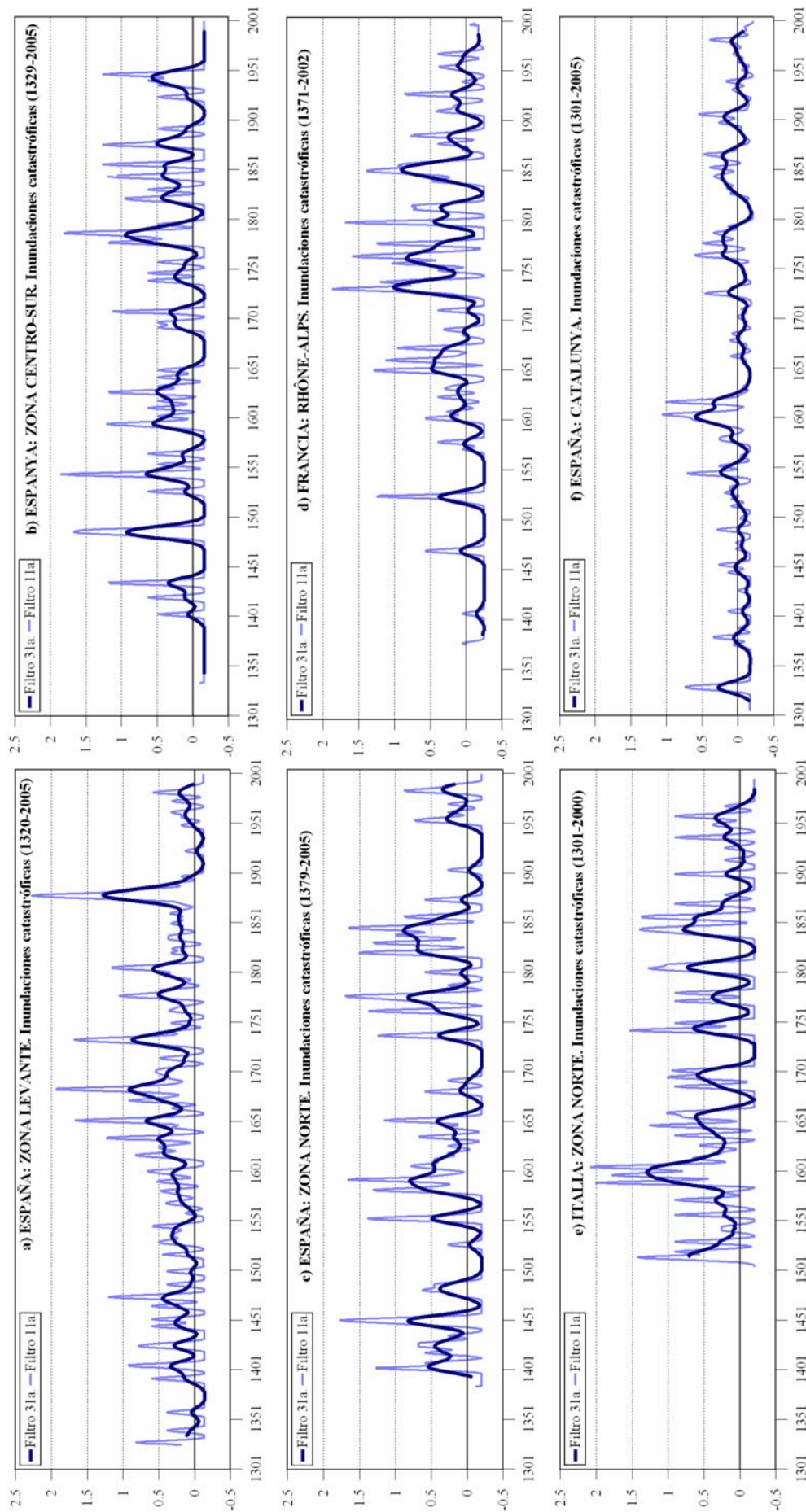


Figura 3.18. Evolución temporal suavizada con filtros gaussianos pasabajos de 11 y 31 años de la series regionales de inundación de España (a: Levante, b: Norte, c: Centro-Sur y f: Catalunya), Francia (d) e Italia (e).

Zona	País	r (ka ⁻¹)	T_97,5 (ka ⁻¹)	T_2,5 (ka ⁻¹)	¿Sig. al 95%? → ¿r > T ?
Levante	ESP	+0,008	+0,033	-0,034	NO
Centro y Sur	ESP	+0,015	+0,037	-0,038	NO
Norte	ESP	-0,021	+0,043	-0,042	NO
Rhône-Alps	FRA	+0,048	+0,036	-0,036	SÍ
Norte y Centro	ITA	-0,085	+0,080	-0,079	SÍ

Tabla 3.11. Análisis de tendencias en las series regionales de inundaciones catastróficas utilizadas en la comparación con la de Catalunya.

Dada la gran cantidad de series disponibles en España, se ha procedido a crear una serie regional de inundaciones representativa de todo el país (Figura 3.19), a partir de las series aquí consideradas junto con las cronologías principales de Catalunya y dos de las cronologías secundarias que se han actualizado hasta el 2005 en la presente tesis doctoral (Montcada en el Río Besòs y Tarragona en el Río Francolí; ver Tabla 2.3 para más información). El periodo para el que se ha construido esta serie es el mismo que el de la serie de Catalunya. Esta serie no presenta tendencia alguna, ya que la tendencia lineal observada de $+0,007 \text{ ka}^{-1}$ cae dentro del intervalo de aleatoriedad dado por el método de Monte Carlo ($-0,015; +0,013 \text{ ka}^{-1}$), aunque destaca un periodo de menor ocurrencia de inundaciones durante el siglo XX (1901–2000) en comparación con el siglo anterior (s. XIX).

Para definir los periodos anómalos de inundación (aquellos con una elevada ocurrencia de inundaciones) se ha utilizado el umbral de $\geq +0,24$ en el índice para el conjunto de España, en vez del de 0,1 utilizado en la serie de Catalunya (Apartado 3.1.2). La media de la serie suavizada con un filtro gaussiano pasabajos de 31 años para toda España es de +0,11 y la desviación típica de +0,13, siendo de +0,24 la suma de la media más su desviación típica. Con este criterio se pueden identificar seis periodos (Tabla 3.12), en vez de los siete que se obtenían sólo considerando la serie de Catalunya (Tabla 3.6). Es de destacar en primer lugar que la oscilación Final de la PEH, aparece dividida en dos oscilaciones cuando se tiene en cuenta el conjunto de cronologías del Estado Español (1837–1856 y 1870–1881). La Oscilación 1590–1630 no sobresale tanto y tiene una ocurrencia similar de inundaciones a la que presentan la Oscilación Maldà y Final de la PEH. Finalmente, las oscilaciones encontradas a principios del siglo XVIII y a principios del siglo XX en Catalunya no tienen un reflejo a nivel de toda la Península y Balears.

El hecho de que la oscilación Final de la PEH aparezca partida en dos cuando se analiza la series conjunta para toda España, es en gran parte debido al comportamiento tan diferenciado que presenta la serie regional de inundaciones CAT para la Zona Levante, en que el periodo ~1870–1880 sobresale del resto de la serie (Figura 3.18a). Hay que destacar también, que las correlaciones entre la serie de inundaciones CAT para el total de España con las series regionales francesa e italiana es prácticamente nula y sólo significativa con Francia (+0,06).

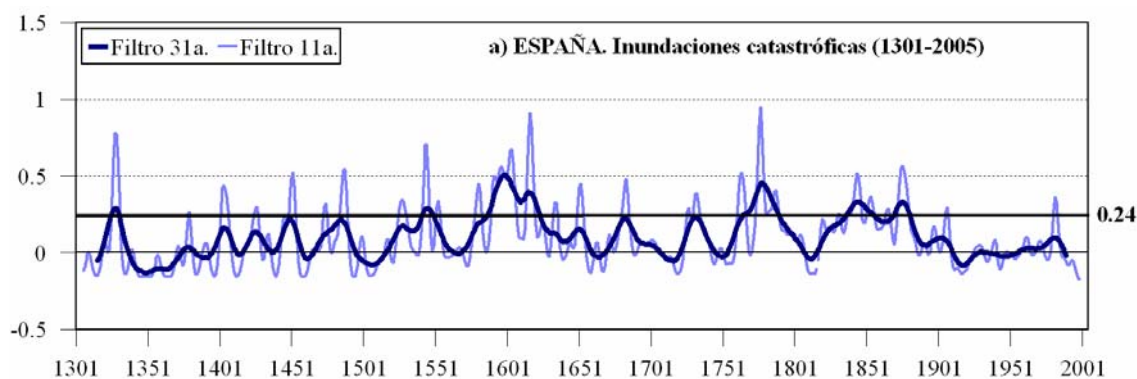


Figura 3.19. Evolución de la serie de inundaciones catastróficas en España (1301-2005).

Periodo	Año inicial	Año final	Año del máx.	Valor máx. con filtro 31a	Valor máx. con valores brutos (año máx.)	Duración (años)
1º	1326	1331	1328	+0,292	+1,47 (1328)	6
2º	1542	1549	1546	+0,292	+1,36 (1544)	8
3º	1587	1623	1599	+0,506	+3,27 (1617)	37
4º	1765	1790	1778	+0,456	+1,82 (1777)	25
5º	1837	1856	1847	+0,324	+1,49 (1845)	20
6º	1870	1881	1876	+0,332	+1,25 (1879)	12

Tabla 3.12. Periodos anómalos identificados en la evolución del índice de inundaciones catastróficas (filtrado de 31 años) de España (1301-2005).

3.2 Índices hídricos

En este apartado se presenta un primer análisis de la serie de índices hídricos (*ih*) mensuales para la Ciudad de Barcelona construida a partir de información procedente de fuentes documentales (véase Capítulo 2 para más información sobre la construcción de esta serie). Este tipo de datos han sido poco analizados hasta el momento y se está en la actualidad en pleno desarrollo y análisis de esta técnica (Rodrigo *et al.*, 1999; Pfister, 2001; Brázdil *et al.*, 2003, 2005; Barriendos, 2005; Pauling *et al.*, 2006; Diodato, 2006; Vicente-Serrano y Cuadrat, 2007, entre otros).

A partir de la serie de *ih* de la Ciudad de Barcelona que cubre el periodo 1521–1850 se ha procedido a su caracterización a escala mensual, estacional y anual, así como a analizar la relación entre índices y valores de precipitación para el periodo de solapamiento (1786–1850) con la serie de precipitación mensual en Barcelona (véanse Capítulo 2 y Capítulo 4, para más información sobre esta serie).

3.2.1 Caracterización a nivel mensual

En la Figura 3.20 se muestra la evolución mensual de la serie de *ih* de la ciudad de Barcelona (1521–1850), destacando la gran concentración de meses secos (con valores de *ih* < 0), los cuales representan un 11% del total de meses frente al 3,5% que representa el número de meses húmedos. Apenas hay diferencia si se analiza el número de meses extremadamente secos (*ih* = -3) y de meses extremadamente húmedos (*ih* = +3), que representan un porcentaje del 1% y 1,2%, respectivamente. Por otro lado, el conjunto de meses sin ninguna anomalía hídrica o con anomalías compensadas (*ih* = 0),

representa el 85% de total. En la Tabla 3.13 se resume la distribución del número de meses según su ih (de -3 a $+3$). Dada la gran cantidad de información disponible a escala mensual, con una gran variabilidad (Figura 3.20) se hace difícil hacer cualquier interpretación de los datos a parte de lo ya comentado.

Índice	Nº (meses)	Porcentaje (%)	Índice	Nº (meses)	Porcentaje (%)
$ih = +3$	48	1,2	$ih > 0$	137	3,5
$ih = +2$	23	0,6	$ih = 0$	3.374	85,2
$ih = +1$	66	1,7	$ih < 0$	449	11,3
$ih = +0$	3.374	85,2			
$ih = -1$	85	2,1			
$ih = -2$	323	8,2			
$ih = -3$	41	1,0			

Tabla 3.13. Distribución del número de meses según su categoría hídrica para la Ciudad de Barcelona (1521–1850).

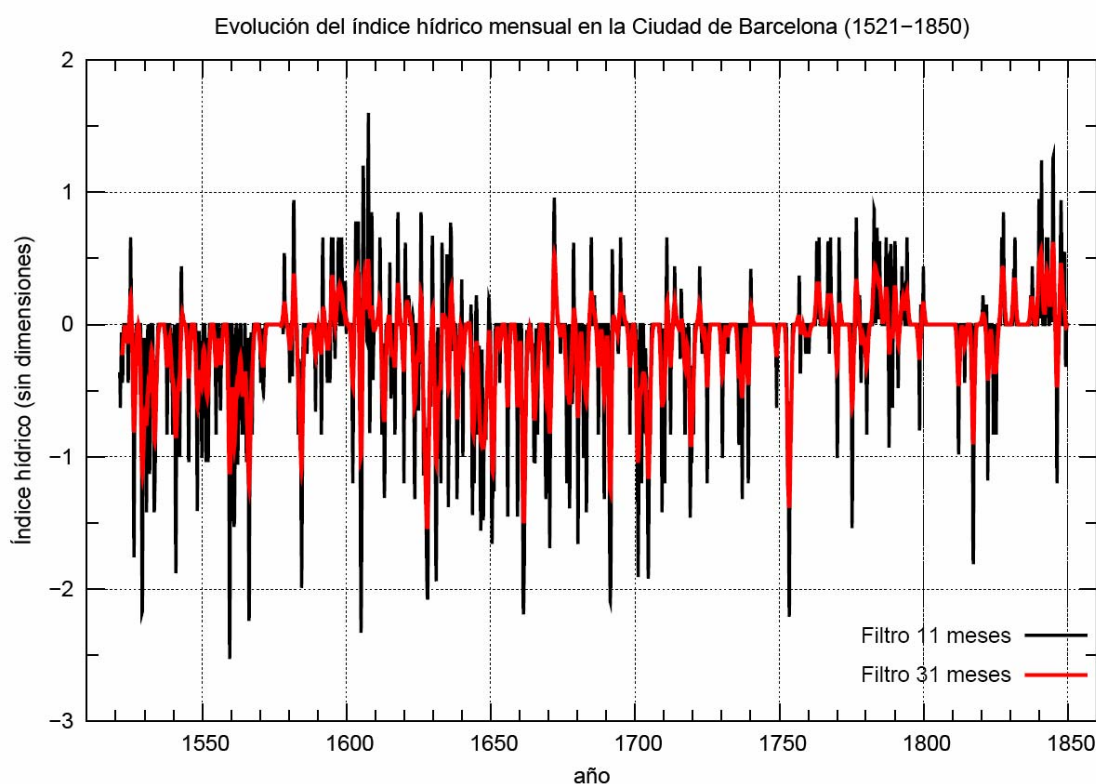


Figura 3.20. Evolución de la serie de índices hídricos mensuales (barras rojas y azules) de la Ciudad de Barcelona (1521–1850) y suavizados con filtros gaussianos pasabajos de 11 y 31 meses (líneas negra y roja, respectivamente).

Si de la evolución mensual se separan los meses secos por un lado y los húmedos por otro (Figura 3.21) se puede analizar más claramente la evolución mensual del ih . En tales evoluciones son identificables por un lado largos periodos temporales con valores extremadamente secos, como las segundas mitades de los siglos XVI y XVII y por otro lado, los periodos húmedos del segundo cuarto del siglo XIX, primera década del siglo XVI y último cuarto del siglo XVIII.

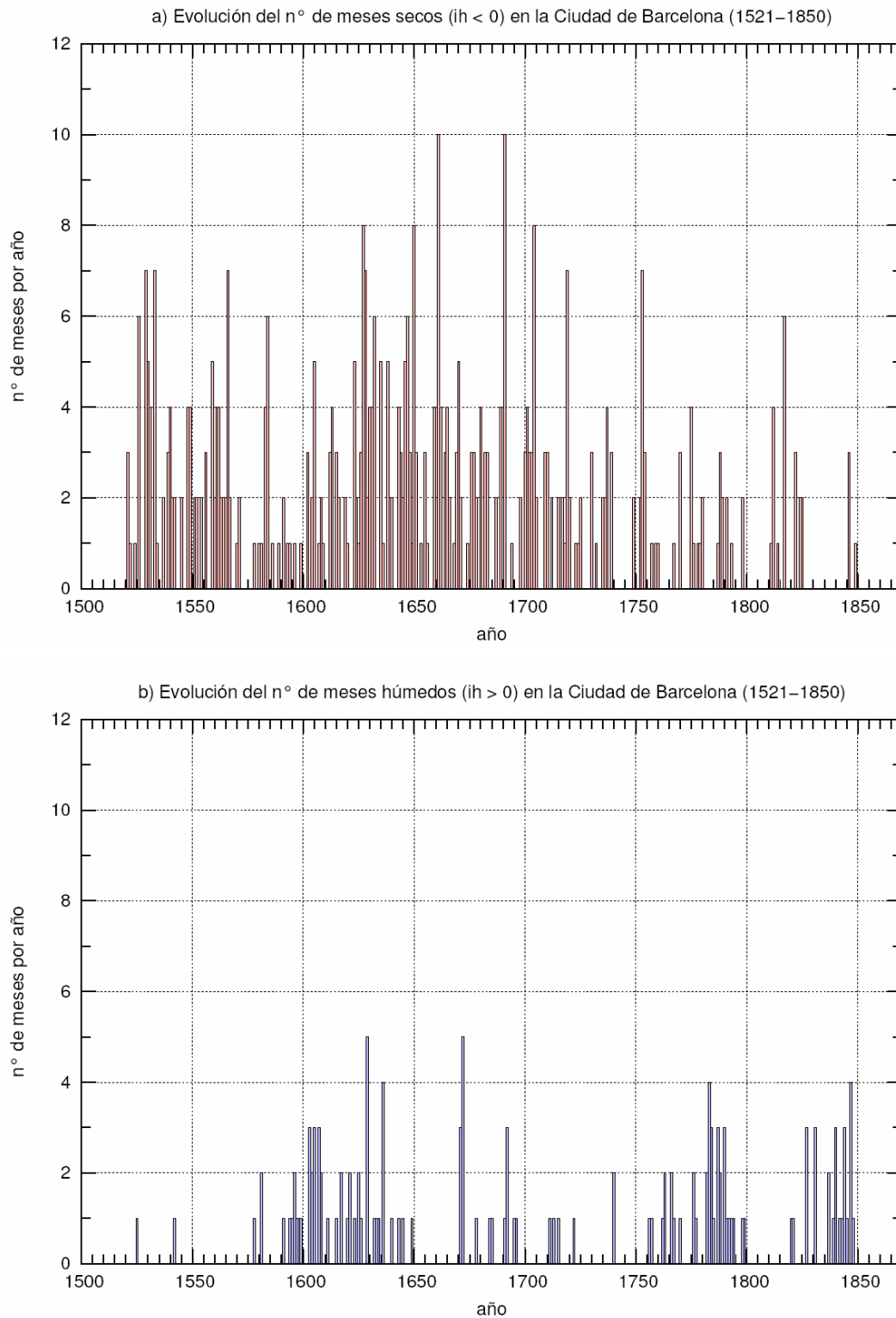


Figura 3.21. Evolución de los meses secos ($ih < 0$) (a) y húmedos ($ih > 0$) (b) para la Ciudad de Barcelona a partir de la serie de índices hídricos mensuales (1521–1850).

En referencia al análisis de las rachas secas y húmedas (Tabla 3.14) se tiene que durante el periodo 1521–1850 existen un total de 181 rachas secas, siendo la duración media de casi 2,5 meses. La gran mayoría de ellas sólo duran un mes (33% del total; Tabla 3.14). Las rachas secas más largas son de 10 meses y tuvieron lugar todas ellas en el siglo XVII: 1627/08–1628/05; 1661/01–1661/10; 1691/02–1691/11. En cambio, el número de rachas húmedas es más pequeño (102) con una duración media de casi 1,3 meses. También la gran mayoría de ellas son sólo de un mes de duración (78% del total). La racha húmeda más larga fue de 7 meses y se produjo también en el siglo XVII: 1671/10–1672/04. Así pues, el siglo XVII concentra las rachas secas más largas y húmedas de la serie, siendo de este modo la pluviometría altamente variable en la Ciudad de Barcelona durante ese siglo XVII. En la Tabla 3.15 se encuentran resumidas por una parte las rachas secas superiores o iguales a 6 meses que se produjeron de 1521 a 1850 y por otro las rachas húmedas superiores o iguales a 3 meses.

Rachas secas			Rachas húmedas		
Longitud (meses)	Nº de casos	Porcentaje (%)	Longitud (meses)	Nº de casos	Porcentaje (%)
1	60	33	1	80	78
2	52	29	2	16	16
3	36	20	3	2	2
4	15	8	4	3	3
5	7	4	5	0	0
6	4	2	6	0	0
7	4	2	7	1	1
8	0	0			
9	0	0			
10	3	2			
TOTAL	181	100	TOTAL	102	100

Tabla 3.14. Distribución de las rachas secas y húmedas mensuales según su duración en la Ciudad de Barcelona a partir de la serie de índices hídricos (1521–1850).

Rachas secas	Inicio año	Inicio mes	Final año	Final mes	Longitud (meses)	Rachas húmedas	Inicio año	Inicio mes	Final año	Final mes	Longitud (meses)
1 ^a	1627	8	1628	5	10	1 ^a	1671	10	1672	4	7
2 ^a	1661	1	1661	10	10	2 ^a	1629	7	1629	10	4
3 ^a	1691	2	1691	11	10	3 ^a	1691	12	1692	3	4
4 ^a	1604	11	1605	5	7	4 ^a	1783	10	1784	1	4
5 ^a	1630	10	1631	4	7	5 ^a	1636	4	1636	6	3
6 ^a	1650	4	1650	10	7	6 ^a	1847	6	1847	8	3
7 ^a	1704	5	1704	11	7						
8 ^a	1529	1	1529	6	6						
9 ^a	1584	4	1584	9	6						
10 ^a	1753	4	1753	9	6						
11 ^a	1817	1	1817	6	6						

Tabla 3.15. Listado de las rachas secas más largas (nº meses consecutivos ≥ 6 meses con $ih < 0$) y las rachas húmedas más largas (nº meses consecutivos ≥ 3 meses con $ih > 0$) en la Ciudad de Barcelona de 1521 a 1850.

3.2.2 Caracterización a nivel anual

En la Figura 3.22 se representa la evolución temporal del ih medio anual. Al generar esta serie, se consigue ver más claramente el comportamiento de los excesos y déficits de precipitación en la Ciudad de Barcelona que en la evolución a escala mensual (Figura 3.20). Es de destacar el hecho de que el índice se encuentra habitualmente por

debajo de cero, es decir con una situación de sequía o sequedad la gran mayoría de años. Además, el valor medio del índice para toda la serie es también negativo ($\bar{ih} = -0,15$). De este modo, hay que destacar los muy bajos valores del índice y, por lo tanto, una prolongada situación de sequía durante gran parte del siglo XVII (excepto la primera década), gran parte del siglo XVI (exceptuando la última década) y la primera mitad del siglo XVIII. Por otro lado, destacan, aunque no tan pronunciados como los periodos secos, los siguientes periodos muy húmedos: el segundo cuarto del siglo XIX, la segunda mitad del siglo XVII y de finales del siglo XVI a principios del siglo XVIII.

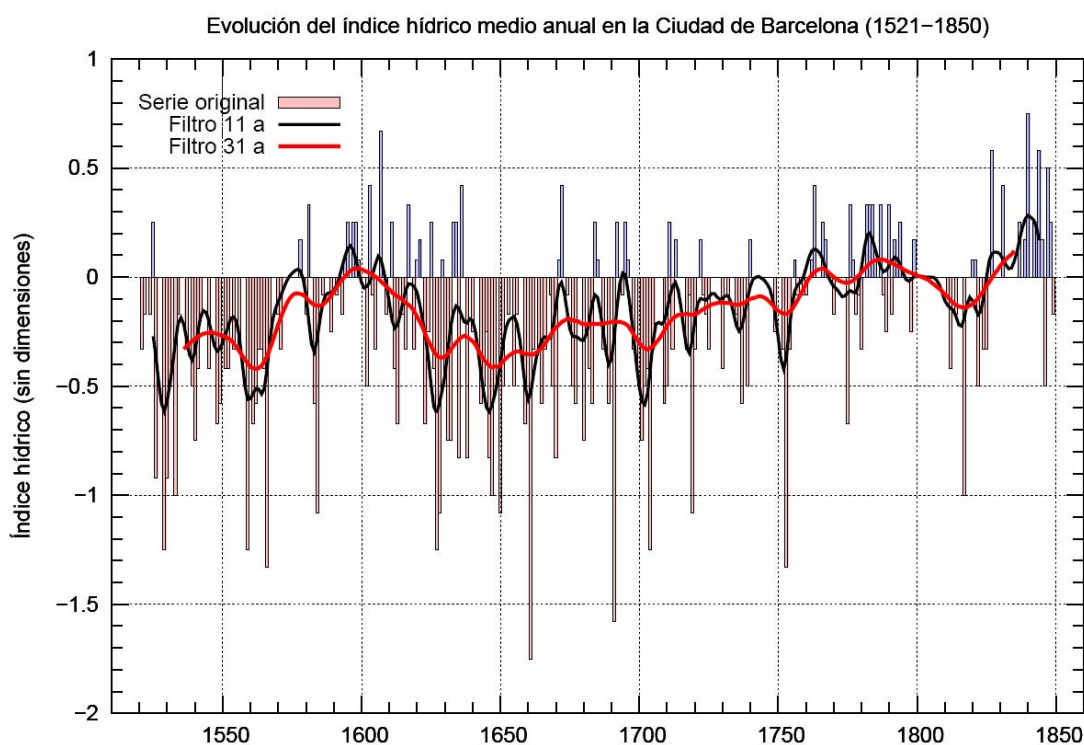


Figura 3.22. Evolución de la serie de índices hídricos medios anuales (barras rojas y azules) de la Ciudad de Barcelona (1521–1850) y suavizados con filtros gaussianos pasabajos de 11 y 31 años (líneas negra y roja, respectivamente).

En relación al análisis de las rachas secas y húmedas anuales, se tiene que durante el periodo 1521–1850 existen 75 rachas secas y 38 húmedas. La duración media de las rachas secas es de casi dos años y la de las húmedas de un año y medio. La gran mayoría de rachas sólo duran un año, las cuales representan el 55% del total para las rachas secas y el 58% para las húmedas (Tabla 3.16). La racha más larga seca fue de 9 años y tuvo lugar de 1559 a 1567. La racha húmeda más larga fue de 4 años con dos rachas producidas de 1782 a 1785 y de 1842 a 1845. Estas dos rachas tienen lugar dentro de los periodos anómalos de la Oscilación Maldà (Barriendos y Llasat, 2003) y Final de la PEH, con una gran ocurrencia de inundaciones ya comentadas en el Apartado 3.1.2. En la Tabla 3.17 se encuentran resumidas las principales rachas secas y húmedas anuales (superiores o iguales a tres años consecutivos con valores positivos o negativos del ih , respectivamente).

Si se analiza la evolución del índice hídrico suavizado con filtros gaussianos pasabajos de 11 y 31 años, es de destacar que durante todo el siglo XVII el filtro de 31 años se mantiene negativo, ya que gran parte de este siglo contiene años con valores del

$ih < 0$ y además es el siglo que contiene los años con los valores más bajos de toda la serie.

Rachas secas			Rachas húmedas		
Longitud (años)	Nº de casos	Porcentaje (%)	Longitud (años)	Nº de casos	Porcentaje (%)
1	41	55	1	22	58
2	20	26	2	12	32
3	9	12	3	2	5
4	2	3	4	2	5
5	0	0			
6	2	3			
7	0	0			
8	0	0			
9	1	1			
TOTAL	75	100	TOTAL	38	100

Tabla 3.16. Distribución de las rachas secas y húmedas anuales según su duración en la Ciudad de Barcelona a partir de la serie de índices hídricos (1521–1850).

Racha	Tipo	Inicio	Final	N(años)	Racha	Tipo	Inicio	Final	N(años)
1 ^a	Seca	1559	1567	9	10 ^a	Seca	1626	1628	3
2 ^a	Seca	1643	1648	6	11 ^a	Seca	1630	1632	3
3 ^a	Seca	1700	1705	6	12 ^a	Seca	1664	1666	3
4 ^a	Seca	1539	1542	4	13 ^a	Seca	1668	1670	3
5 ^a	Seca	1717	1720	4	14 ^a	Seca	1723	1725	3
6 ^a	Húmeda	1782	1785	4	15 ^a	Seca	1735	1737	3
7 ^a	Húmeda	1842	1845	4	16 ^a	Seca	1752	1754	3
8 ^a	Seca	1529	1531	3	17 ^a	Seca	1778	1780	3
9 ^a	Húmeda	1597	1599	3	18 ^a	Húmeda	1792	1794	3

Tabla 3.17. Listado de las rachas secas y húmedas iguales o superiores a tres años (años consecutivos con $ih < 0$ ó $ih > 0$, respectivamente) ordenadas por su duración.

3.2.3 Caracterización a nivel estacional

En la Figura 3.23 están representadas las evoluciones estacionales del ih medio anual. Las evoluciones de primavera y verano presentan características parecidas a las de la evolución anual, sobre todo en referencia al predominio de los valores negativos. En cambio para el invierno y el otoño este predominio no es tan marcado y casi hay el mismo número de casos húmedos y secos. Es de destacar la sucesión casi continua de primaveras con un gran déficit de precipitación durante casi la totalidad de los ss. XVII y XVIII, siendo las responsables de los bajos valores anuales obtenidos durante ese periodo. Además, la suma de primaveras secas con veranos secos presentaría una grave situación para los cultivos y los recursos hídricos en esa época, ya que la primavera es una estación lluviosa y el verano la más seca en la ciudad (véase Capítulo 4). Por otro lado son de destacar los inviernos y otoños húmedos que tuvieron lugar durante la Oscilación Maldà y en el Final de la PEH (Apartado 3.1.2). También son húmedos, pero en menor medida los inviernos y otoños durante la Oscilación 1590–1630, periodo que también coincide con primaveras y veranos húmedos. Es además en esta época cuando se dan el mayor número de primaveras y veranos húmedos de toda la serie. También es la época en la que se produce el verano más húmedo de todos. Por otra parte, hay que destacar los bajos valores que se producen en todas las estaciones para gran parte del siglo XVI.

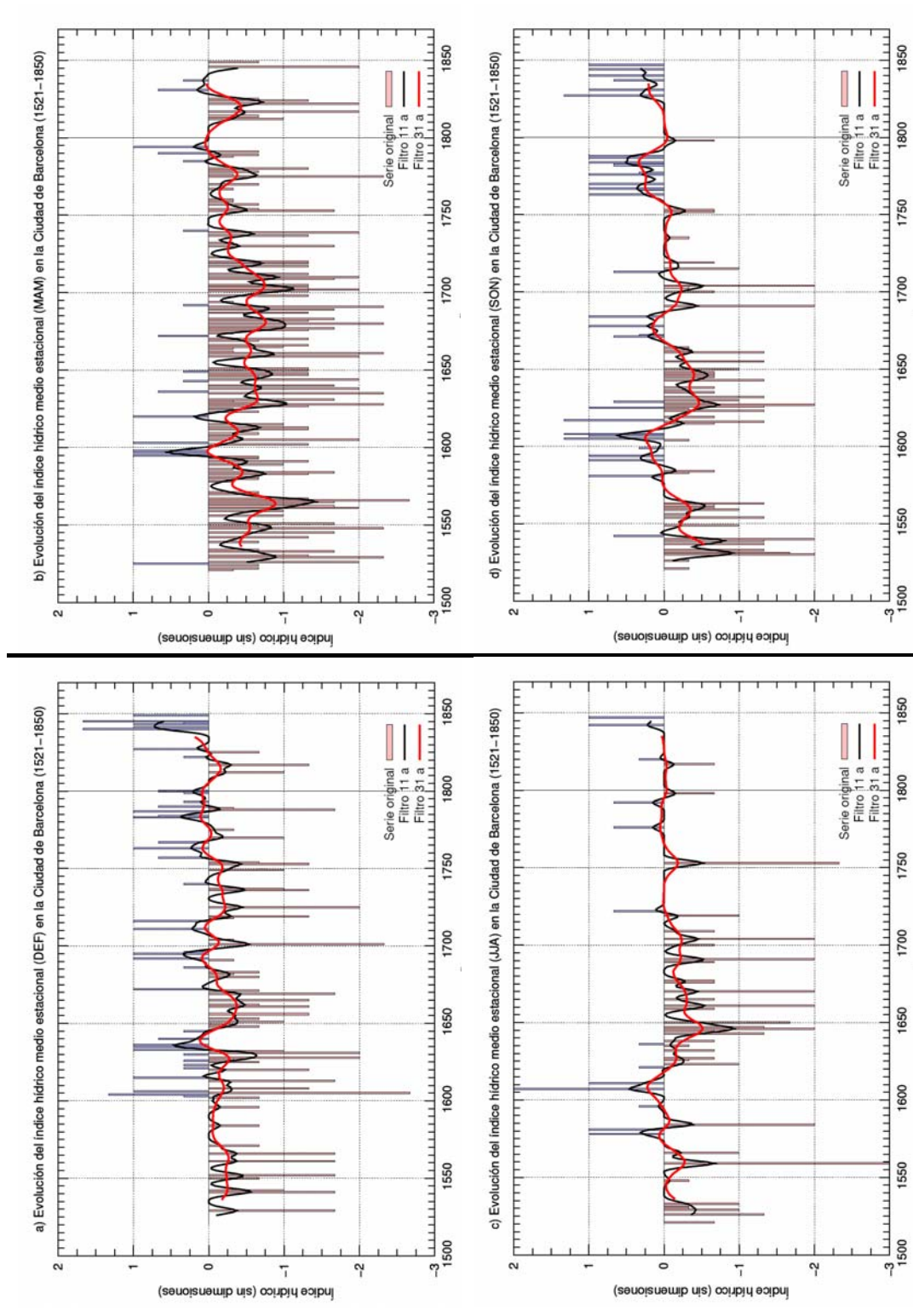


Figura 3.23. Evolución temporal de los índices hídricos estacionales en la Ciudad de Barcelona (1521–1850): a) Invierno (DEF), b) primavera (MAM), c) verano (JJA) y d) otoño (SON).

3.2.4 Análisis de Tendencias

La serie de *ih* de la Ciudad de Barcelona presenta una tendencia estadísticamente significativa (Tabla 3.18) al aumento, aunque leve, para todas las escalas temporales consideradas (mensual, estacional y anual) para el periodo 1521–1850. Este resultado es consistente con el hecho de que la serie acabe en medio de una oscilación climática conocida como es el Final de la PEH (véase Apartado 3.1.2), en la que se pasó de una situación con temperaturas más frías que las actuales a escala global al actual periodo cálido. Así pues la pluviometría de la Ciudad de Barcelona a causa del cambio en las condiciones climáticas pasa de un régimen con una elevada concentración de episodios secos a una situación de abundancia de precipitaciones y a una mayor ocurrencia de inundaciones hasta 1850.

Escala	$r (ka^{-1})$	T 97,5 (ka^{-1})	T 2,5 (ka^{-1})	¿Sig. al 95%? → ¿ $r > T $?
Mensual	+0,009	+0,002	-0,002	Sí
Anual	+0,104	+0,042	-0,041	Sí
SON	+0,135	+0,057	-0,059	Sí
DEF	+0,099	+0,066	-0,065	Sí
MAM	+0,124	+0,083	-0,081	Sí
JJA	+0,191	+0,092	-0,092	Sí

Tabla 3.18. Aplicación del método de Monte Carlo para el estudio de la existencia de tendencias en la serie de índices hídricos de la Ciudad de Barcelona (1521–1850) para diferentes escalas temporales. En negrita aparecen las tendencias que son estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95%.

3.2.5 Identificación de periodos anómalos

Utilizando el mismo criterio que el del Apartado 3.1.2 se ha procedido a identificar los periodos con un comportamiento anómalo a partir del análisis de la evolución temporal suavizada del *ih* medio anual con un filtro gaussiano pasabajos de 31 años. Se han considerado periodos anómalos secos los que su *ih* < -0,30 y húmedos los que su *ih* > -0,02. Estos dos valores son los que se encuentran a una desviación estándar (0,14) por debajo (arriba) del valor medio de la serie (-0,16). En la Tabla 3.19 se presentan tales periodos con su duración y el valor máximo o mínimo alcanzado en cada caso.

Hay que comentar que la serie de *ih* medios anuales abarca casi toda la totalidad de la PEH, el cual fue un periodo de gran variabilidad climática en el Hemisferio Norte y un periodo de enfriamiento global, con pequeños periodos menos fríos (Apartado 3.1.2). Es interesante observar que gran parte de los periodos anómalos secos se producen bajo periodos de mínima actividad solar (Figura 3.15) como el primer periodo que se produce hacia el final del Mínimo Spörer (1420/50–1550/57) o el segundo que se inicia con la finalización del mismo mínimo. Los periodos quinto y sexto tienen lugar durante el Mínimo Maunder (1645–1715). Aunque, el octavo periodo (húmedo) se da en parte en el Mínimo Dalton (1790–1820). La correlación que presenta la serie de *ih* medios anuales con la de la actividad solar a partir de dataciones con isótopos de ^{14}C de Reimer *et al.* (2004) es estadísticamente significativa pero leve (-0,34). Por lo tanto no se puede concluir una relación totalmente directa entre la actividad solar y los *ih*. Esta correlación, no obstante, es mucho mayor que la obtenida para la evolución de las inundaciones CAT en Catalunya (-0,09).

Periodo	Tipo	Inicio	Final	Valor Máx./Mín. filtro 31 a (Año)	Valor Máx./Mín. bruto (Año)	Duración (años)
1º	S	1536	1538	-0,329 (1536)	-1,75 (1529)	3
2º	S	1554	1567	-0,420 (1562)	-1,25 (1559)	14
3º	H	1593	1607	+0,040 (1599)	+0,67 (1607)	15
4º	S	1625	1634	-0,369 (1629)	-1,25 (1627)	14
5º	S	1641	1666	-0,412 (1649)	-1,75 (1661)	26
6º	S	1700	1706	-0,331 (1703)	-1,25 (1704)	7
7º	H	1761	1772	+0,040 (1766)	+0,42 (1763)	12
8º	H	1777	1804	+0,080 (1787)	+0,33 (1776, 1782, 1783, 1784, 1787, 1790)	28
9º	H	1827	1835	+0,121 (1835)	+0,75 (1840)	9

Tabla 3.19. Listado de los periodos anómalos secos (S) y húmedos (H) identificados a partir de la serie de índices hídricos medios anuales filtrada con un filtro gaussiano pasabajos de 31 años en la Ciudad de Barcelona (1521–1850).

3.2.6 Relación con la precipitación

Como la serie de ih de la Ciudad de Barcelona acaba en el año 1850, en este apartado se estudia la relación que puede existir con la precipitación para así poder alargar la serie hasta la actualidad y tener una serie de casi 500 años de excesos y déficits hídricos para la Ciudad de Barcelona.

En la Tabla 3.20 se resumen los valores de todas las correlaciones estudiadas entre el ih mensual y diferentes valores mensuales de precipitación en la Ciudad de Barcelona para el periodo de solapamiento entre las dos series (1786–1850). Se obtiene que la correlación entre el ih y la precipitación a escala mensual es de +0,32; con lo que directamente ambas variables sólo mantienen una leve relación que es estadísticamente significativa al 95% de nivel de confianza. Si se estudian las correlaciones entre el ih y la precipitación desplazada un mes o agrupada en sumas mensuales distintas, como por ejemplo la precipitación del mes en curso y el mes anterior o la del mes en curso más la de los dos meses anteriores, se obtienen valores parecidos al de la correlación a escala mensual e incluso menores, si bien todos ellos son estadísticamente significativos. También se obtienen resultados parecidos, aunque con correlaciones menores, si se considera la relación entre la parte entera de los valores de precipitación considerados anteriormente y los ih .

Correlación	$ih(i)$	Correlación	$ih(i)$
$pp(i)$	+0,32**	$E[pp(i)]$	+0,26**
$pp(i-1)$	+0,12**	$E[pp(i-1)]$	+0,10**
$pp(i-1) + pp(i)$	+0,27**	$E[pp(i-1) + pp(i)]$	+0,26**
$pp(i-2) + pp(i-1) + pp(i)$	+0,28**	$E[pp(i-2) + pp(i-1) + pp(i)]$	+0,27**
$pp(i-2) + pp(i-1)$	+0,17**	$E[pp(i-2) + pp(i-1)]$	+0,18**
$pp(i-3) + pp(i-2) + pp(i-1)$	+0,19**	$E[pp(i-3) + pp(i-2) + pp(i-1)]$	+0,20**

Tabla 3.20. Correlaciones lineales entre el índice hídrico mensual (ih) y diferentes valores de precipitación (pp) en la Ciudad de Barcelona para el periodo 1786-1850. El índice i se refiere a un mes dado en concreto. $E[x]$ es la función parte entera. (**) Correlación significativa al 95 % de nivel de confianza.

Dadas las bajas correlaciones observadas entre la precipitación y los ih a escala mensual, se ha probado en crear una serie de índices de precipitación a partir de rangos de percentiles de precipitación para el periodo 1786–1850 y poder comprobar si este

índice está más correlacionado con el *ih* que la precipitación. La serie de índices pluviométricos se ha construido asignando a cada mes en cuestión un valor entero entre -3 y +3 según si la precipitación de ese mes está comprendida entre diferentes percentiles de precipitación, por ejemplo 5, 10, 25, 75, 90 y 95. En la Tabla 3.21 se especifica el criterio de asignación de valores que se ha utilizado.

Criterio	Índice pluviométrico.
$ppm > P95$	+3
$P95 \geq ppm > P90$	+2
$P90 \geq ppm > P75$	+1
$P75 \geq ppm > P25$	0
$P25 \geq ppm > P10$	-1
$P10 \geq ppm > P05$	-2
$P05 > ppm$	-3

Tabla 3.21. Criterio para construir una serie de índices pluviométricos a partir de los percentiles 5, 10, 25, 75, 90 y 95 (P05, P10, P25, P75, P90, P95) de una serie de precipitación mensual (*ppm*).

Si se compara la serie construida según el criterio definido en la Tabla 3.21 con la de *ih* se vuelven a obtener las leves correlaciones estadísticamente significativas que se han obtenido comparando con los valores de precipitación (+0,24 frente +0,32).

Vistas las bajas correlaciones obtenidas a escala mensual, se han analizado todas las correlaciones entre el *ih* y la precipitación a nivel estacional y anual (Tabla 3.22). Éstas son más elevadas con un valor de +0,55 para la comparación entre *ih* y precipitación anuales. Este valor es similar al obtenido por estudios parecidos que se han llevado a cabo para otras series de *ih* en diferentes localidades o zonas europeas (Pauling *et al.*, 2006). En referencia a las correlaciones a nivel estacional se obtiene un valor similar entre el *ih* medio de invierno y las anomalías de precipitación invernal (+0,56). Para las otras estaciones las correlaciones son más bajas, sobre todo para el verano (+0,23). La comparación a nivel anual entre índices pluviométricos (Tabla 3.21) e hídricos es también menor y más modesta (+0,38).

Periodo	Correlación <i>pp vs ih</i>
Anual	+0,55**
DEF	+0,56**
MAM	+0,43**
JJA	+0,23**
SON	+0,34**

Tabla 3.22. Correlaciones lineales entre el índice hídrico medio anual (*ih*) y las anomalías anuales de precipitación (*pp*) en la Ciudad de Barcelona (1786-1850). () Correlación significativa al 95 % de nivel de confianza.**

Aunque la correlación a nivel anual entre la serie de *ih* y la precipitación es modesta (+0,55), sí que permite este valor reconstruir la serie de índices hídricos anuales a partir de la serie de anomalías anuales estandarizadas de precipitación hasta la actualidad mediante un ajuste lineal entre las dos variables en el periodo de solapamiento (1786–1850) y poder así analizar la evolución de los déficits y excesos de precipitación en la Ciudad de Barcelona para los casi últimos 500 años o viceversa. En este sentido en la Figura 3.24 se muestran las reconstrucciones de las anomalías anuales de precipitación (Figura 3.24a) y del *ih* (Figura 3.24b) para el periodo 1521–2005. El periodo reconstruido ha sido 1521–1785 para las anomalías de precipitación y 1851–2005 para los *ih*. Las anomalías para el periodo instrumental (1786–2005) se han calculado respecto al periodo de referencia 1901–2000 (s. XX).

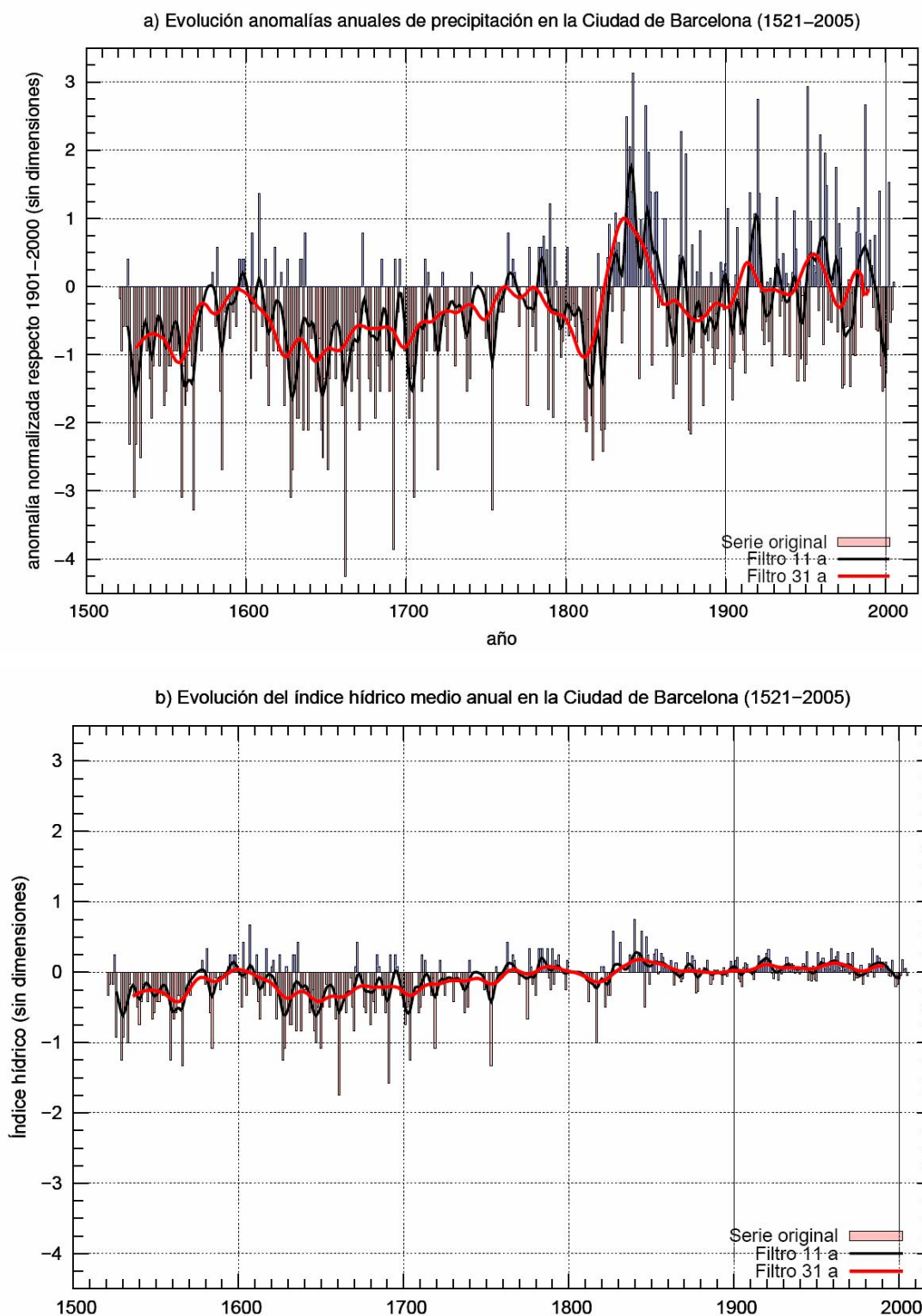


Figura 3.24. Evolución de las reconstrucciones hídricas en la Ciudad de Barcelona (1521–2005): a) Anomalías de precipitación anual (periodo de referencia 1901–2000) a partir de los índices hídricos anuales (periodo reconstruido 1521–1785). b) Índice hídrico medio anual (periodo reconstruido 1851–2005) a partir de las anomalías de precipitación anual (periodo de referencia 1901–2000).

La reconstrucción de las anomalías anuales de precipitación se ha realizado a partir de una regresión lineal entre los *ih* medios anuales (variable dependiente) y las anomalías anuales de precipitación (variable independiente) para el periodo 1786–1850 (periodo de solapamiento entre las dos series). Lo mismo, pero con las variables cambiadas de lugar se ha realizado para la reconstrucción de la serie de *ih*. La Ec. 3-1 muestra la recta de regresión obtenida y aplicada para realizar la reconstrucción de las anomalías anuales de precipitación. La Ec. 3-2 muestra por otra parte, la recta obtenida y aplicada para desarrollar la reconstrucción de *ih*.

$$a = -0,183 + 2,325 \cdot ih \quad \text{Ec. 3-1}$$

$$ih = -0,022 + 0,137 \cdot a \quad \text{Ec. 3-2}$$

donde, a es la anomalía anual de precipitación
 ih , el índice hídrico medio anual.

La Ec. 3-1 también se ha utilizado posteriormente para completar las lagunas existentes en la serie de anomalías anuales de precipitación en la Ciudad de Barcelona para el periodo 1786–1850.

La reconstrucción de la precipitación realizada en este apartado (Figura 3.24a) presenta como rasgo más importante a destacar las anomalías negativas, correspondientes a valores muy bajos de precipitación anual para gran parte de los ss. XVI y XVII. Así pues esta época se caracteriza en la Ciudad de Barcelona por tener una pluviometría mucho menor que la del siglo XX (periodo escogido de referencia para el cálculo de las anomalías). El siglo XVIII sigue esta misma tónica, aunque contiene más años lluviosos que los dos siglos anteriores, destacando la acumulación de años lluviosos durante el último cuarto de ese siglo, coincidiendo con el periodo de la Oscilación Maldà (Barriendos y Llasat, 2003). También estos tres siglos recogen los periodos secos más extremos de toda la serie, siendo destacables las décadas centrales de los ss. XVI y XVII, igualadas sólo en parte por las décadas de los años 10–20 y 70 del siglo XIX. Como periodos húmedos más destacados se tienen los años 40, 50 y 60 del siglo XIX, coincidiendo con la Oscilación Final de la PEH y los años 60 y 80 del siglo XX. También hay que destacar que la serie presenta un comportamiento bastante distinto a partir de mediados del siglo XIX, que dividiría la serie en dos muestras con un comportamiento diferente de la precipitación y por lo tanto con unas distribuciones de probabilidad diferentes. En la época documental (1521–1785) la muestra presenta una mayor variabilidad y valores más bajos del índice que para la época instrumental (1786–2005) durante la cual la variabilidad es menor y los valores de la precipitación suelen ser más elevados. Aún así, no se puede asegurar con total rotundidad tal afirmación, ya que la Ec. 3-1 utilizada para la reconstrucción aquí presentada sólo explica el 30% de la variabilidad real de la precipitación. En el siguiente Apartado (3.2.7) se intenta encontrar una solución a este problema mediante la utilización de otro tipo de índice pluviométrico.

La reconstrucción del *ih* desarrollada en este apartado (Figura 3.24b), extendiendo la serie de 1851 a 2005 a partir de la Ec. 3-2, muestra unas características similares a la reconstrucción de las anomalías (Figura 3.24a), pero la variabilidad que muestra el *ih* en la época reconstruida (1851–2005) es mucho menor que el periodo no reconstruido (1521–1850) y además, sobre todo a lo referente a valores positivos, que son menores que los observados en el periodo documental (1521–1850). En cambio en la

reconstrucción de las anomalías se observa todo lo contrario, los valores positivos más altos se dan en el siglo XX y además son mucho más destacados que los que se producen durante el periodo documental.

Por otra parte, si se analiza la evolución temporal de la serie reconstruida de anomalías de precipitación anual en la Ciudad de Barcelona (1521–2005) se obtiene una tendencia lineal estadísticamente significativa de +0,19 en 100 años según el método de Monte Carlo (límites de aleatoriedad: –0,06 y +0,07 en 100 años). En cambio la serie reconstruida de índices hídricos no presenta tendencia alguna estadísticamente significativa, ya que la tendencia lineal de la serie de +0,02 en 100 años cae dentro de los límites de aleatoriedad del método de Monte Carlo (–0,03; +0,03 en 100 años).

3.2.7 Relación con el SPI

La comparación del *ih* con las anomalías de precipitación, aunque ha ofrecido resultados aceptables, no es totalmente óptima como se ha visto en el apartado anterior. A partir de los datos de precipitación mensual se puede calcular un índice pluviométrico que está relacionado con el exceso o déficit de precipitación según diferentes periodos de acumulación. Este índice es el SPI (*Standardised Precipitation Index* o Índice de Precipitación Estandarizado).

El SPI fue desarrollado por McKee *et al.* (1993) y se basa en el concepto de la precipitación estándar o estandarizada, la cual es la diferencia entre la precipitación total para un cierto periodo temporal y la media climática de la precipitación total para el mismo periodo dividida por la desviación estándar. Como la precipitación total acumulada para periodos menores a 12 meses no es una distribución normal, hay que aplicar una transformación para la obtención del SPI. La solución propuesta por McKee *et al.* (1993) fue ajustar los datos de precipitación para un periodo y localización determinados a una función de distribución Gamma, calcular la probabilidad acumulada, y luego aplicar la función normal (Gaussiana) inversa para obtener los valores del SPI. Con esta transformación se tiene que la media del SPI para el periodo temporal y localización seleccionados es cero y la desviación estándar la unidad. De esta manera, se consigue que sean comparables valores de SPI entre diferentes áreas climáticas. En la Tabla 3.23 están definidas las clases de severidad hídrica en función del valor del SPI.

SPI	Clase hídrica
$x > +2$	Extremadamente húmedo
$+1,5 \leq x < +2,0$	Muy húmedo
$+1,0 \leq x < +1,5$	Húmedo
$-1,0 < x < +1,0$	Normal
$-1,5 \leq x < -1,0$	Seco
$-2,0 \leq x < -1,5$	Muy seco
$x < -2$	Extremadamente seco

Tabla 3.23. Clases de severidad del SPI para periodos secos y húmedos (Adaptada de McKee *et al.*, 1993).

Entonces, si se estudia la correlación existente entre los *ih* y el SPI para diferentes acumulaciones mensuales (Tabla 3.24), se vuelven a obtener a nivel mensual correlaciones leves, aunque estadísticamente significativas. En cambio, a nivel anual, las correlaciones son moderadas y además más elevadas que las que se obtenían con las

anomalías de precipitación. A nivel anual, el SPI 6-mensual medio anual (calculado como la media aritmética de cada uno de los SPI 6-mensuales definidos para cada mes del año) es el SPI acumulado que está más correlacionado con la serie de *ih* medios anuales. La correlación entre ambas variables es de +0,64 y estadísticamente significativa. Dada esta moderada correlación se puede desarrollar una reconstrucción del SPI 6-mensual medio anual en la Ciudad de Barcelona a partir de la serie temporal de *ih* medio anual o viceversa, tal y como se ha hecho en el Apartado 3.2.6 para las anomalías anuales de precipitación. En este sentido en la Figura 3.25 se presentan las reconstrucciones del SPI 6-mensual (Figura 3.25a) e *ih* (Figura 3.25b) medios anuales para la Ciudad de Barcelona y para el periodo 1521–2005. El periodo reconstruido ha sido 1521–1785 para el SPI 6-mensual y 1851–2005 para los *ih*.

<i>ih</i>	Mensual	Anual
SPI-1	+0,09*	+0,41**
SPI-2	+0,23**	+0,53**
SPI-3	+0,26**	+0,57**
SPI-6	+0,27**	+0,64**
SPI-9	+0,23**	+0,63**
SPI-12	+0,22**	+0,61**
SPI-15	+0,21**	+0,59**
SPI-18	+0,21**	+0,56**
SPI-24	+0,21**	+0,52**

Tabla 3.24. Correlaciones entre el índice hídrico y el SPI acumulado para diferentes meses en la Ciudad de Barcelona (1786-1850). Los números que acompañan al SPI hacen referencia al periodo de acumulación de la precipitación en meses. () Correlación estadísticamente significativa con un nivel de confianza del 95%. (*) Ídem, pero con un nivel de confianza del 90%.**

El procedimiento para obtener las reconstrucciones mencionadas ha sido el mismo que el desarrollado en el Apartado 3.2.6. Las rectas de regresión lineal obtenidas para las reconstrucciones del SPI 6-mensual e *ih* medios anuales se muestran en las ecuaciones Ec. 3-3 y Ec. 3-4, respectivamente.

$$SPI6 = -0,102 + 1,918 \cdot ih \quad \text{Ec. 3-3}$$

$$ih = -0,045 + 0,216 \cdot SPI6 \quad \text{Ec. 3-4}$$

donde, *SPI6* es el SPI 6-mensual medio anual
ih, el índice hídrico medio anual.

La evolución temporal de las reconstrucciones realizadas en este apartado no difiere en exceso de las evoluciones presentadas para las anomalías de precipitación (Figura 3.24). Las principales diferencias están en el rango de valores que toma el SPI 6-mensual, que es más pequeño que el de las anomalías. Por otro lado los valores reconstruidos para el *ih* medio anual (1851–2005, Figura 3.25b) muestran un rango de valores muy parecido al reconstruido a partir de las anomalías (Figura 3.24b). Las reconstrucciones aquí consideradas son mejores que las realizadas a partir de las anomalías, ya que la correlación entre SPI 6-mensual e *ih* medios anuales (+0,64) es superior a la que hay entre anomalías de precipitación anuales e *ih* (+0,55). Así pues, las ecuaciones aquí utilizadas (Ec. 3-3 y Ec. 3-4) explican un 41% de la variabilidad total frente al 30% que explican las ecuaciones Ec. 3-1 y Ec. 3-2.

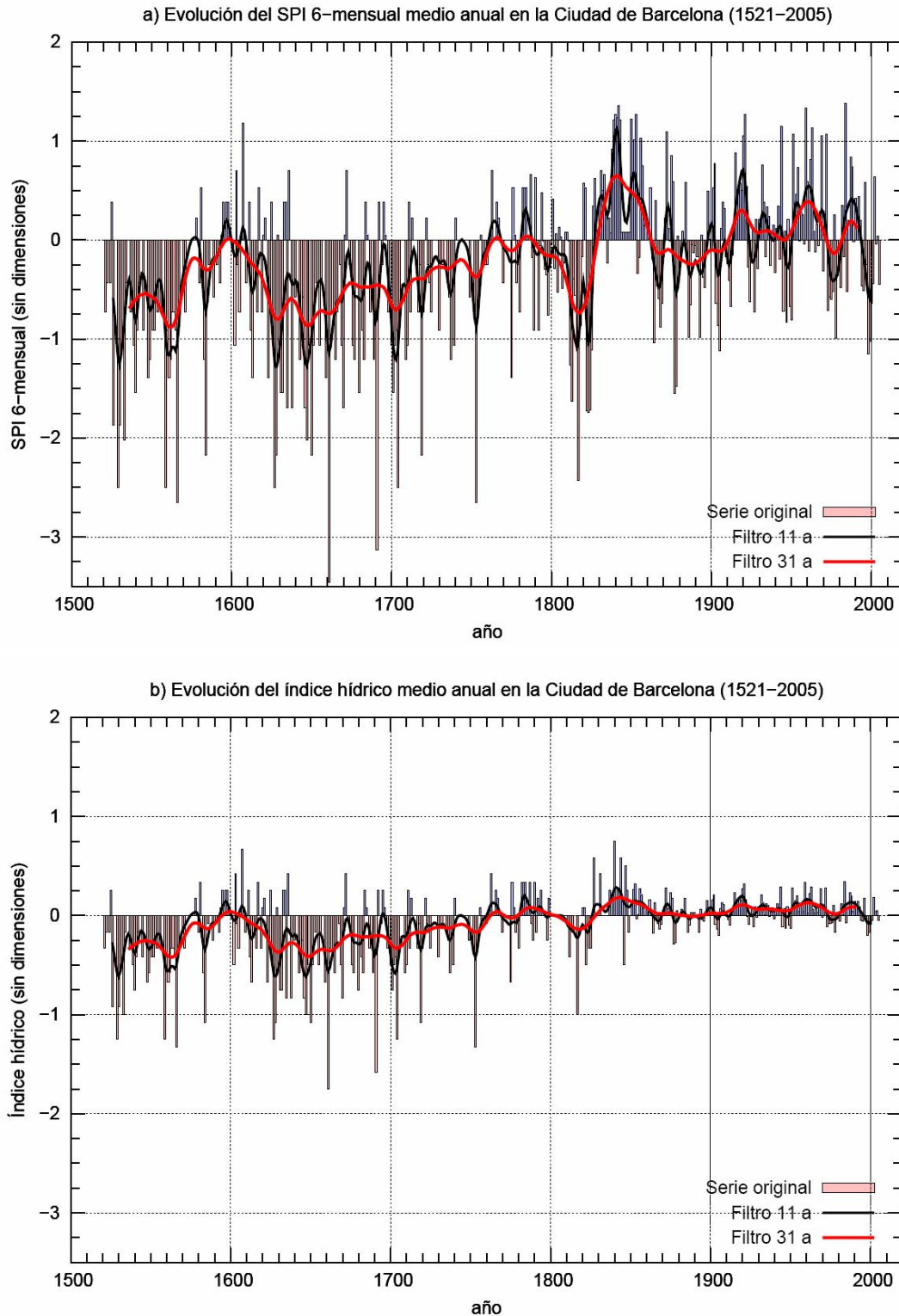


Figura 3.25. Evolución temporal de la reconstrucción del índice hídrico medio anual en la Ciudad de Barcelona (1521-2005). Periodo reconstruido 1851-2005 a partir del SPI de 6 meses.

Con las reconstrucciones aquí consideradas se vuelve a observar la notoria diferencia de comportamiento existente entre la época documental (1521-1785) y la época instrumental (1786-2005). Con una mayor variabilidad explicada que las reconstrucciones de las anomalías de precipitación, se puede afirmar con una mayor confianza, que los dos periodos presentan distintas distribuciones de probabilidad.

Además, es muy notorio el cambio producido entre 1800–1850, periodo de transición en el que se pasa de la PEH al periodo cálido actual.

Si se analizan las tendencias lineales que presentan ambas reconstrucciones se obtiene que son estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95% a partir del método de Monte Carlo: +0,02 en 100 años (límites de aleatoriedad: –0,01 y +0,01 en 100 años) para la reconstrucción de los índices hídricos y +0,18 en 100 años (límites de aleatoriedad: –0,02 y +0,02 en 100 años). Hay que comentar que aunque la tendencia lineal continúa siendo estadísticamente significativa para los *ih* reconstruidos, el valor es un orden de magnitud más pequeño que el que se había obtenido para el periodo documental (+0,10 en 100 años). Esta diferencia se debe en gran parte al hecho que la serie inicial de *ih* acaba en un periodo de gran variabilidad y sobre todo muy húmedo como fue el Final de la PEH.

Si para la reconstrucción de los *ih* aquí considerada se analizan los periodos anómalos, siguiendo el mismo criterio que en el Apartado 3.1.2, se obtienen tres periodos anómalos secos y cuatro periodos anómalos húmedos (Tabla 3.25). El umbral utilizado para definir años secos (húmedos) anómalos es $ih = -0,24$ ($ih = +0,08$). Si se comparan los periodos obtenidos para la reconstrucción con los de la serie no reconstruida (Tabla 3.19) se tiene que los periodos secos 1º–2º y 4º–5º se fusionan en la reconstrucción en los nuevos periodos secos 1º y 2º, los periodos secos 3º y 6º y los periodos húmedos 7º y 8º (Oscilación Maldà) de la serie no reconstruida no son anómalos considerando la reconstrucción. El periodo húmedo 9º de la serie original, con la reconstrucción tiene una longitud más larga, pero debido al hecho de contar con más años para realizar el análisis. Por otro lado se identifican tres periodos anómalos húmedos en el siglo XX que no pueden ser identificados con la serie original, ya que acaba en 1850. Con estos resultados se tiene que la Oscilación Maldà (~1760–1800) no sería un periodo con un único signo anómalo según esta reconstrucción para la Ciudad de Barcelona. Lo que sí que se observa es que es un periodo de grandes contrastes y con una elevada variabilidad en el que se alternan casi de manera equitativa tanto años secos (17) como años húmedos (13) y normales (11). Este hecho es el causante que este periodo en término medio sea normal (estudiado con los valores suavizados con un filtro gaussiano pasabajos) en la Ciudad de Barcelona.

Periodo	Tipo	Inicio	Final	Valor Máx./Mín. filtro 31 a (Año)	Valor Máx./Mín. bruto (Año)	Duración (años)
1º	S	1536	1570	–0,420 (1563)	–1,33 (1566)	35
2º	S	1624	1670	–0,415 (1648)	–1,75 (1661)	47
3º	S	1698	1710	–0,331 (1704)	–1,25 (1704)	13
4º	H	1833	1860	+0,182 (1843)	+0,75 (1840)	28
5º	H	1916	1925	+0,109 (1920)	+0,32 (1921)	10
6º	H	1953	1969	+0,129 (1961)	+0,33 (1959)	17
7º	H	1987	1990	+0,087 (1989)	+1,38 (1984)	4

Tabla 3.25. Listado de los periodos anómalos secos (S) y húmedos (H) identificados a partir de la serie reconstruida de índices hídricos medios anuales suavizada con un filtro gaussiano pasabajos de 31 años de la Ciudad de Barcelona (1521–2005).

Debido a la poca variabilidad que presenta el periodo reconstruido (1851–2005) del *ih* medio anual en comparación con el periodo documental (1521–1850) se ha considerado conveniente analizar la identificación de periodos anómalos a partir de la reconstrucción del SPI 6-mensual, en la que no es tan destacada la variabilidad del periodo instrumental (1786–2005) en comparación con la existente para el periodo

reconstruido (1521–1785). Para esta serie el umbral utilizado para definir años secos (húmedos) anómalos es $SPI_6 = -0,57$ ($SPI_6 = +0,13$). El listado de los periodos secos (húmedos) anómalos se encuentra en la Tabla 3.26. En este análisis la Oscilación Maldà no aparece como periodo anómalo, por el mismo motivo que se ha explicado en la identificación de los periodos anómalos a partir de la reconstrucción del *ih*. Es de destacar que todos los periodos húmedos anómalos caen dentro del periodo instrumental y todos los secos, excepto el periodo 5° caen dentro del periodo documental, que ha sido reconstruido. Esto es debido a que la serie reconstruida muestra un cambio importante en su comportamiento a mediados del siglo XIX, época de transición entre la PEH y el periodo cálido actual.

Periodo	Tipo	Inicio	Final	Valor Máx./Mín. filtro 31 a (Año)	Valor Máx./Mín. bruto (Año)	Duración (años)
1°	S	1536	1542	-0,693 (1536)	-2,02 (1533)	7
2°	S	1550	1568	-0,881 (1562)	-2,65 (1566)	19
3°	S	1623	1668	-0,866 (1647)	-3,46 (1661)	46
4°	S	1698	1708	-0,706 (1703)	-3,13 (1691)	11
5°	S	1812	1822	-0,735 (1817)	-2,43 (1817)	11
6°	H	1831	1860	+0,650 (1841)	+1,36 (1842)	30
7°	H	1914	1925	+0,299 (1919)	+1,27 (1921)	12
8°	H	1951	1969	+0,390 (1960)	+1,33 (1959)	19
9°	H	1985	1990	+0,189 (1988)	+1,38 (1984)	6

Tabla 3.26. Listado de los periodos anómalos secos (S) y húmedos (H) anómalos identificados a partir de la serie reconstruida del SPI 6-mensual medio anual suavizado con un filtro gaussiano pasabajos de 31 años de la Ciudad de Barcelona (1521–2005).

Los periodos aquí encontrados tienen cierta correspondencia con los encontrados para otros estudios, como el de Vicente-Serrano y Cuadrat (2007) en el que se analiza una serie de índices de sequía a partir de las rogativas pro lluvia en la Ciudad de Zaragoza para el periodo 1600–1900. Por ejemplo el periodo 5° (seco) se dio simultáneamente con un periodo muy seco en la Ciudad de Zaragoza que duró de 1815 a 1825, aproximadamente. También se observan periodos secos, aunque no anómalos en la Ciudad de Zaragoza en la década de los años 40 del siglo XVII (coincidiendo en parte con el periodo 3° seco) y a principios del siglo XVIII (coincidiendo con el periodo 4° seco).

3.3 Síntesis

En este capítulo se ha estudiado y se ha caracterizado la evolución temporal de los extremos hídricos en Catalunya a partir de la información procedente de las fuentes documentales para los últimos 500–700 años. En concreto se han analizado las cronologías de inundación de doce localidades de Catalunya (1301–2005) y la serie de *ih* de la Ciudad de Barcelona (1521–1850). Este análisis se ha realizado con el objetivo de poder responder a la cuestión de si la frecuencia y magnitud de los extremos hídricos han cambiado o están ya cambiando, la cual es una de las preguntas clave de la presente tesis doctoral. Las respuestas a esta cuestión se pasan a detallar a continuación:

- i) La situación actual (últimos 30 años: ~1986–2005) no es destacable respecto a otros periodos pasados anómalos en los que hubo una mayor variabilidad (gran ocurrencia de inundaciones y sequías) identificándose siete periodos anómalos

de gran ocurrencia de inundaciones en Catalunya: 1324–1334, 1541–1553, 1590–1623, 1725–1730, 1760–1791, 1832–1871, 1897–1909.

- ii) No se han encontrado tendencias destacables estadísticamente significativas para las inundaciones CAT (las más relacionadas con la variabilidad natural del clima). En cambio, sí que se ha encontrado un aumento de las inundaciones EXT concentrado para los últimos 150 años aproximadamente (~ 1850–2005), si bien este aumento es debido en gran parte al incremento de la vulnerabilidad de la zona por la ocupación de zonas inundables y especialmente en las localidades de la costa. Gran parte de este aumento es debido a las cronologías litorales, ya que la tendencia lineal de las inundaciones EXT de la serie regional de la Catalunya Litoral es más del doble que la que presenta la serie regional de la Catalunya Interior.

Otras consideraciones a tener en cuenta son que tres de los periodos anómalos identificados coinciden con periodos que ya fueron identificados en los trabajos iniciales de Barriendos (1994), Barriendos y Martín-Vide (1998) y Barriendos y Llasat (2003). Estos periodos coinciden con tres grandes oscilaciones climáticas conocidas. El presente análisis a partir de un criterio más objetivo y con unos datos más completos ha permitido acotar y definir mejor estas oscilaciones: La 3ª oscilación (1590–1623) se da en el Inicio de la PEH, la 5ª oscilación (1760–1791) en la Oscilación Maldà (Barriendos y Llasat, 2003) y la 6ª oscilación (1832–1871) en el Final de la PEH. La oscilación más destacada de todas es la Oscilación 1590–1623 (Inicio de la PEH), seguida de la Oscilación 1760–1791 (Oscilación Maldà) y la Oscilación 1832–1871 (Final de la PEH). Además, algunas de las oscilaciones aquí detectadas tienen una correspondencia con periodos de elevada variabilidad climática en otras zonas de España, Europa e incluso en otras partes del mundo (Schimmelmann *et al.*, 1998; Brázdil *et al.*, 1999; Benito *et al.*, 2003; Pfister, 2005).

Algunos periodos anómalos encontrados guardan una cierta correspondencia con periodos asociados a variaciones de la actividad solar o con una menor/mayor actividad solar. No obstante, la correlación entre la evolución de la actividad solar y las inundaciones CAT en Catalunya es muy baja ($-0,09$) y no es estadísticamente significativa. Así, no se puede establecer una relación directa entre ambas variables. En todo caso las inundaciones tendrían una respuesta indirecta a la actividad solar. El efecto de la misma se ve alterado por procesos de retroalimentación químicos en la estratosfera que amplifican y modulan la respuesta y pueden cambiar la escala temporal de la misma.

El análisis espectral de la serie de inundaciones CAT en Catalunya, presenta un gran problema de ruido, que hace difícil la interpretación y comprensión de las periodicidades encontradas, así como su posible relación con periodos de fenómenos conocidas tales como la QBO o los Ciclos Solares. Los principales periodos encontrados son de 2,18; 58,8; 2,57; 4,99 y 78,9 años.

Por lo que se refiere a la distribución estacional de las inundaciones en el conjunto de Catalunya, se obtiene que el otoño es la estación del año con un mayor número de inundaciones, concentrando un poco más de la mitad del total de inundaciones EXT y CAT consideradas. Además, esta estación es la más lluviosa en gran parte de Catalunya.

Después del otoño, el verano es la segunda estación con un mayor número de inundaciones.

Si se comparan los resultados obtenidos en Catalunya con los obtenidos a partir de cronologías disponibles de inundaciones CAT procedentes de otras partes de España o del Mediterráneo cercanas a Catalunya (Francia e Italia) se obtienen correlaciones muy leves estadísticamente significativas y variabilidades interanuales muy distintas. No todas las series tienen sus periodos de mayor ocurrencia de inundaciones CAT de manera simultánea. Aún así, sí que es posible apreciar algunos periodos comunes con una gran ocurrencia de inundaciones como el Final de la PEH (~ 1840–1870) en todas las zonas; la Oscilación Maldà (~ 1760–1800) y el inicio de la PEH (~ 1590–1630). Aunque las otras series regionales de España presentan una correlación baja con la serie de Catalunya, analizando las posibles tendencias en sus evoluciones no se obtiene tendencia alguna estadísticamente significativa.

Si con todas las series españolas se construye una serie representativa de todo el Estado Español y se analizan los periodos anómalos, se obtienen seis periodos en vez de los siete que se obtenían para Catalunya: 1326–1331, 1542–1549, 1587–1623, 1765–1790, 1837–1856, 1870–1881. Es de destacar en primer lugar que la oscilación Final de la PEH, aparece dividida en dos oscilaciones cuando se tiene en cuenta el conjunto de cronologías del Estado Español (1837–1856 y 1870–1881). La Oscilación inicial de la PEH (1590–1630) no sobresale tanto y presenta una ocurrencia similar de inundaciones a la observada durante la Oscilación Maldà y el Final de la PEH. Finalmente, las oscilaciones encontradas en la primera mitad del siglo XVIII (1725–1730) y a principios del siglo XX (1897–1909), no tienen un reflejo a nivel de toda la Península y Balears.

En referencia al análisis de la serie *ih* de la Ciudad de Barcelona, se puede concluir que, la situación actual tampoco es destacable respecto a otros periodos pasados anómalos. Los periodos anómalos húmedos y secos identificados en la Ciudad de Barcelona (S: Seco y H: Húmedo) son: 1536–1538 (S), 1554–1567 (S), 1593–1607 (H), 1625–1634 (S), 1641–1666 (S), 1700–1706 (S), 1761–1772 (H), 1777–1804 (H), 1827–1835 (H). El *ih* presenta una tendencia estadísticamente significativa para todas las escalas temporales estudiadas (mensual, estacional y anual), debida en gran parte al aumento provocado durante el Final de la PEH. La relación entre el *ih* y la precipitación a escala mensual presenta una correlación leve (+0,32), así como entre diferentes acumulaciones temporales de precipitación mensual ($< +0,30$). A escala anual la correlación entre precipitación e *ih* es mayor (+0,55). Si se analiza las correlaciones entre el *ih* y el índice pluviométrico SPI (definido por MacKee *et al.*, 1993) para diferentes acumulaciones mensuales se obtienen resultados parecidos a escala mensual, pero a escala anual y para el SPI 6-mensual la correlación es de +0,64. Este valor permite reconstruir este índice para el periodo documental (1521–1785) o reconstruir el *ih* hasta la actualidad (1851–2005) a partir de una regresión lineal entre el *ih* y el SPI 6-mensual. Hay que destacar que la variabilidad que muestra el *ih* en la época reconstruida (1851–2005) es mucho menor que el periodo no reconstruido (1521–1850) y además, sobre todo a lo referente a valores positivos, que son menores que los observados en el periodo documental (1521–1850). En cambio en la reconstrucción del SPI 6-mensual es todo lo contrario, los valores positivos más altos se dan en el siglo XX y además son mucho más destacados con los que se producen durante el periodo documental. Si se analizan las tendencias lineales que presentan ambas reconstrucciones

se obtiene que son estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95% a partir del método de Monte Carlo. Finalmente, con la reconstrucción del SPI 6-mensual para la Ciudad de Barcelona se obtienen como principales periodos anómalos secos (S) y húmedos (H) los siguientes: 1536–1542 (S), 1550–1568 (S), 1623–1668 (S), 1698–1708 (S), 1812–1822 (S), 1831–1860 (H), 1914–1925 (H), 1951–1969 (H), 1985–1990 (H).

Otras consideraciones a tener en cuenta son la dificultad de analizar la serie de *ih* a escala mensual, ya que es muy cuantiosa la cantidad de información que se tiene. Las rachas secas más largas son de 10 meses y tuvieron lugar todas ellas en el siglo XVII y la duración media es de casi 2,5 meses. En cambio las rachas húmedas más larga son de 7 meses y la duración media es de 1,3 meses. El análisis a escala anual muestra una duración media de las rachas secas de casi dos años con un máximo de 9 años y de un 1,5 años con un máximo de 4 años para las rachas húmedas.

4 Análisis de las series instrumentales antiguas: presión y precipitación

En el capítulo anterior se ha analizado la evolución de los extremos hídricos desde el siglo XIV en Catalunya, identificándose diversos periodos anómalos debido a su elevada frecuencia de inundaciones. De todos los periodos anómalos identificados, destaca el correspondiente a la Oscilación Final de la PEH (1832–1871), más por su duración que por su magnitud. Este periodo presenta la ventaja de poder ser analizado a partir de datos instrumentales a escala diaria, tales como la SLP en diversas estaciones europeas, o la temperatura, el viento y la precipitación en Barcelona (explicadas en el Capítulo 2). Asimismo es posible realizar el estudio de la distribución interanual de inundaciones y compararlo con las distribuciones estacionales que caracterizan tanto al periodo histórico mostrado en el capítulo anterior como al pasado siglo XX. En ambos casos el objetivo central es encontrar una posible explicación que justifique el incremento de inundaciones detectado en dicho periodo, esencialmente, entre 1840 y 1870.

Además del análisis temporal, en este capítulo se efectúan las reconstrucciones sinópticas (Apartado 4.1) a partir de las 13 series de SLP diaria (Capítulo 2) y se obtienen los tipos de tiempo (TP) que caracterizaron los episodios de inundaciones registrados durante el periodo 1840–1870 (Apartado 4.2). Dado el conocimiento que en la actualidad se tiene de los patrones sinópticos asociados a dichos episodios en Catalunya en el siglo XX, o a lluvias intensas en el Mediterráneo (Romero *et al.*, 1999a), una hipótesis a comprobar es si hubo un cambio en las situaciones predominantes que pudiese justificar la anomalía. Cabe destacar la novedad de las reconstrucciones sinópticas realizadas, ya que se han efectuado a partir de la única base de datos diarios de SLP que se extiende hasta años anteriores a 1850.

Finalmente, se analiza la serie de precipitación de la Ciudad de Barcelona (mensual para 1786–2005 y diaria para 1854–2005), ya que es la serie de precipitación más larga disponible de toda Catalunya y del resto del Estado Español (Apartado 4.3). Se pretende caracterizar la evolución de la precipitación a largo plazo (> 100 años) a partir de datos instrumentales y no indirectos (procedentes de las fuentes documentales) como se ha realizado en el capítulo anterior con los índices hídricos para la misma ciudad. Asimismo permiten comparar la evolución de las inundaciones con la de la precipitación en la misma ciudad, como se verá en el Capítulo 6.

4.1 Reconstrucciones sinópticas

Las reconstrucciones sinópticas son mapas del campo diario de SLP a partir de los datos registrados en las catorce series antiguas de SLP diaria presentadas en el Capítulo 2. Estos mapas representan el campo medio de presión diaria en superficie reducida al nivel del mar y son útiles para evaluar la posición de los centros de acción (bajas y altas) y el flujo medio de los vientos en superficie para situaciones meteorológicas extremas acaecidas en el pasado (por ejemplo las causantes de inundaciones) y para el periodo que va desde finales del siglo XVIII hasta finales del siglo XIX (Barrera *et al.*, 2002). Para este periodo no se disponía de tal información a resolución diaria hasta

ahora. Por lo tanto, no se había podido realizar el tipo de análisis que aquí se presenta hasta la actualidad.

Las reconstrucciones sinópticas se realizan, en este capítulo, a través de una interpolación lineal por el método del kriging de cien por cien puntos a partir de los valores de SLP de las catorce series instrumentales antiguas disponibles (véase Capítulo 2) para un dominio definido por el polígono de paralelos 30°–65°N y meridianos 25°W–25°E, aproximadamente.

En la Figura 4.1 aparece una reconstrucción sinóptica a modo de ejemplo para el día 23 de Octubre de 1844, donde se puede apreciar el aspecto que tiene y el dominio espacial que ocupa una reconstrucción sinóptica en este trabajo.

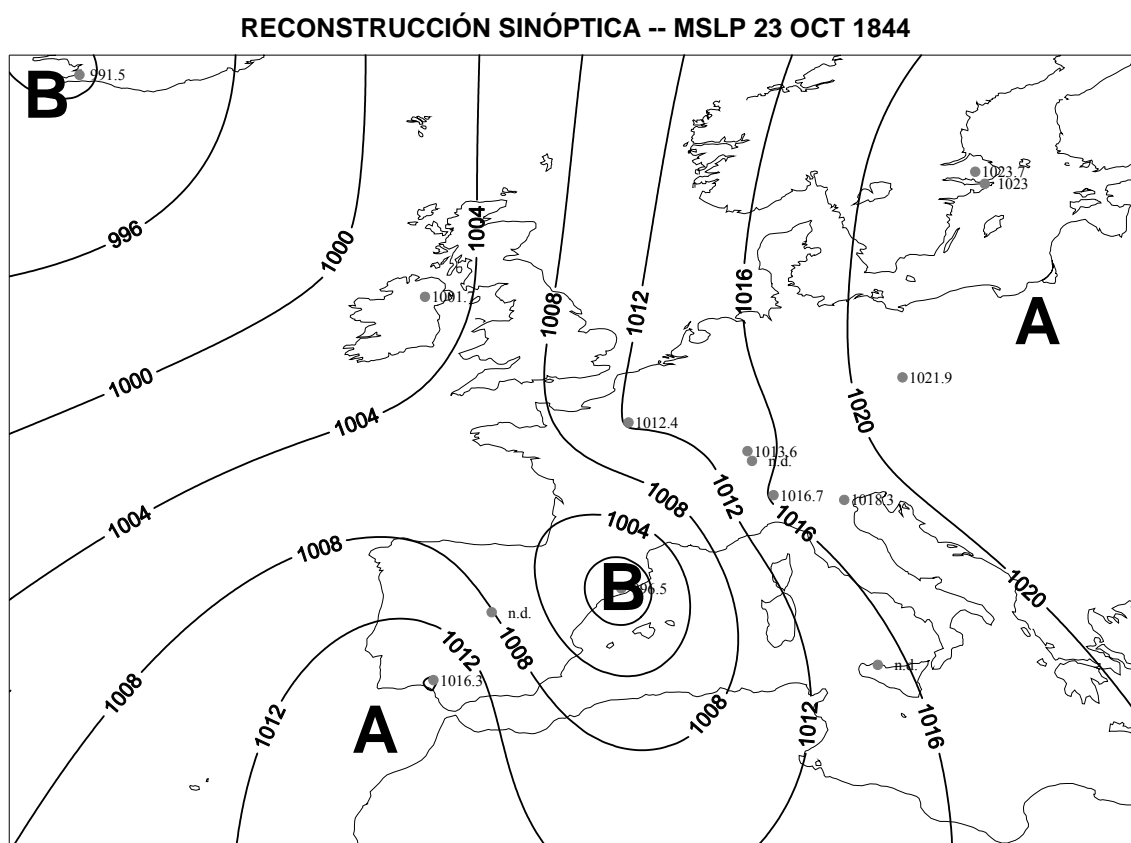


Figura 4.1. Ejemplo de una reconstrucción sinóptica para el 23 de Octubre de 1844. Las isóbaras están dibujadas cada 4 hPa. (nd) se refiere a que no existen datos para ese día en la serie de SLP en cuestión.

Las características más importantes (número de datos, huecos, porcentaje de datos y huecos, valores extremos) de las catorce series de presión utilizadas para la elaboración de las reconstrucciones sinópticas están resumidas en la Tabla 4.1. La gran mayoría de ellas presenta un alto porcentaje de datos, superior al 75% para el periodo 1780–1880. En sólo dos estaciones el porcentaje de datos es inferior al 60%, pero superior al 50%. La serie de Basel tiene pocos datos para todo el periodo total considerado (25%), pero esta serie se acaba en 1805. De todas formas la serie de Basel se complementa con la serie cercana de Bern que empieza en 1800 y acaba en 1880.

Serie	¿Valores desde 1780?	Datos	Huecos	%Datos	%Huecos	Máx. (hPa)	Mín. (hPa)
Cádiz-San Fernando	No (1786)	26.388	10.502	71,5	28,5	1035,7	986,2
Madrid	No (1786)	27.901	8.989	75,6	24,4	1045,5	976,1
Barcelona	Sí	36.852	38	99,9	0,1	1046,9	974,3
Palermo	No (1790)	19.380	17.510	52,5	47,5	1042,6	986,2
Pádoa	Sí	36.890	0	100,0	0,0	1042,9	977,6
Milan	Sí	36.980	0	100,0	0,0	1046,6	975,2
Bern	No (1800)	26.783	611	72,6	27,4	1048,4	980,9
Basel	Sí	9.339	27.551	25,3	74,7	1039,0	982,3
Paris	Sí	35.998	892	97,6	2,4	1049,4	969,3
Praha	No (1781)	35.581	1.309	96,5	3,5	1050,2	967,4
Stockolm	Sí	36.890	0	100,0	0,0	1052,8	956,4
Uppsala	Sí	36.889	1	100,0	0,0	1054,5	957,9
Armargh	No (1795)	28.468	8.422	77,2	22,8	1038,8	937,2
Reykjavík	No (1816)	21.792	15.098	59,1	40,9	1057,6	926,2

Tabla 4.1. Resumen de las características principales de las catorce series antiguas de presión utilizadas para la elaboración de las reconstrucciones sinópticas para el periodo 1780–1880. El número de datos y de huecos hacen referencia a ese mismo periodo.

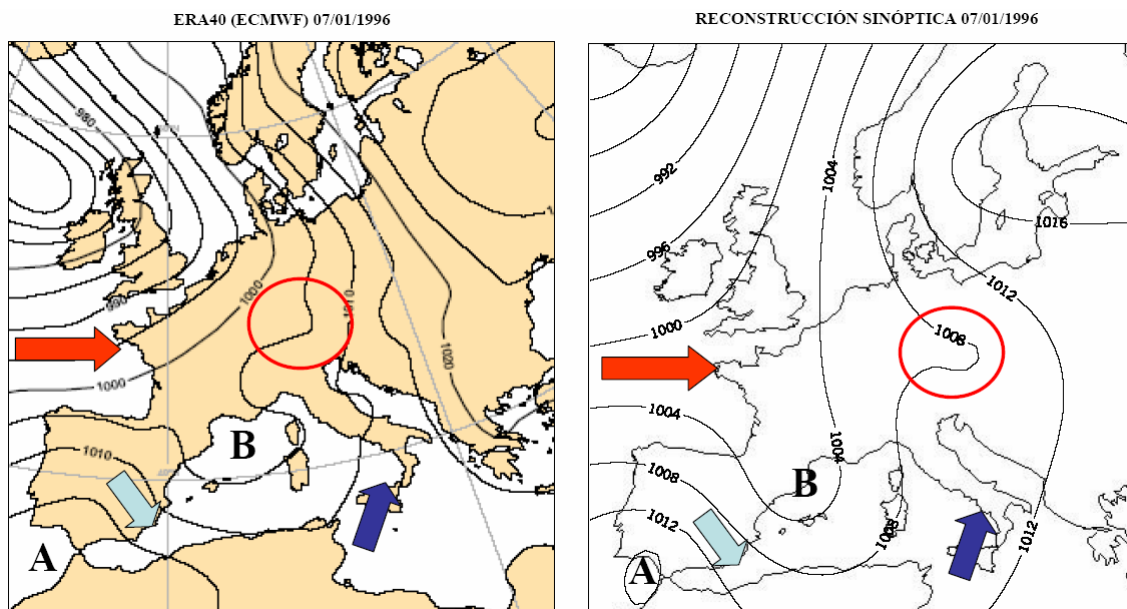


Figura 4.2. Comparación entre el campo de SLP de un reanálisis del ERA40 (ECMWF) (a) y una reconstrucción sinóptica (b) para un día elegido al azar (7 de Enero de 1996).

Las reconstrucciones sinópticas son útiles para estudiar, por ejemplo, TPs (patrones de SLP) causantes de fenómenos extremos y sobre todo, cuál es su distribución a lo largo del año. Esta distribución puede dar explicación de la presencia de algunos periodos anómalos en los extremos hídricos identificados en el Capítulo 3. Aunque las reconstrucciones sinópticas se realizan con una densidad de puntos de observación muy inferior a la utilizada para realizar los actuales análisis meteorológicos, la comparación para un día arbitrario escogido al azar entre un reanálisis meteorológico y una reconstrucción sinóptica muestra una coincidencia elevada de los elementos más importante de un campo de SLP sobre la Península Ibérica y el Mediterráneo Occidental: posición de los centros de acción, bajas y altas presiones y flujo medio del viento en superficie. En la Figura 4.2 hay una comparación entre ambos mapas para el día 7 de Enero de 1996. En ella se puede apreciar la gran coincidencia en la localización de las altas presiones en el Golfo de Cádiz, el seno depresionario entre las Balears y

Catalunya, el efecto de perturbación del campo de isóbaras por la presencia de la Cordillera de los Alpes (señalizado con un círculo rojo en la Figura 4.2). También se pueden observar las coincidencias generales del flujo medio de vientos que sería del W sobre Francia, del NW sobre la Región Murciana y del SW sobre la Península Itálica (flechas de color rojo, azul claro y azul oscuro en la Figura 4.2).

4.2 Estudio del periodo anómalo 1840–1870

En el Capítulo 3 se ha identificado 1832–1871 como un periodo anómalo, en la frecuencia de inundaciones CAT de Catalunya. En este apartado se estudia el comportamiento de todas las inundaciones acaecidas en gran parte de ese periodo (1840–1870). A partir de las reconstrucciones sinópticas se estudian los diferentes TPs que dieron lugar a tales inundaciones. Este periodo de gran frecuencia de inundaciones en Catalunya, coincide con el final de la PEH. Además, el periodo 1840–1870 es también un periodo de alta frecuencia de inundaciones en otros lugares de España y Europa (Llasat, 2007). Para ese mismo periodo se registraron grandes inundaciones en las cuencas españolas del Duero y del Turia, en Suiza se produjeron inundaciones muy importantes (Pfister, 2002), en Holanda el río Main registró las peores inundaciones del total de casos documentados para el periodo 1500–2000 (Glaser y Stangl, 2004), en Francia se produjeron varias inundaciones CAT en gran parte de la Cuenca del Rhône (Lang *et al.*, 2001; Cœur, 2003; Duband, 2003) así como en numerosos ríos del Norte de Italia (Presidenza del Consiglio dei Ministri, 2002).

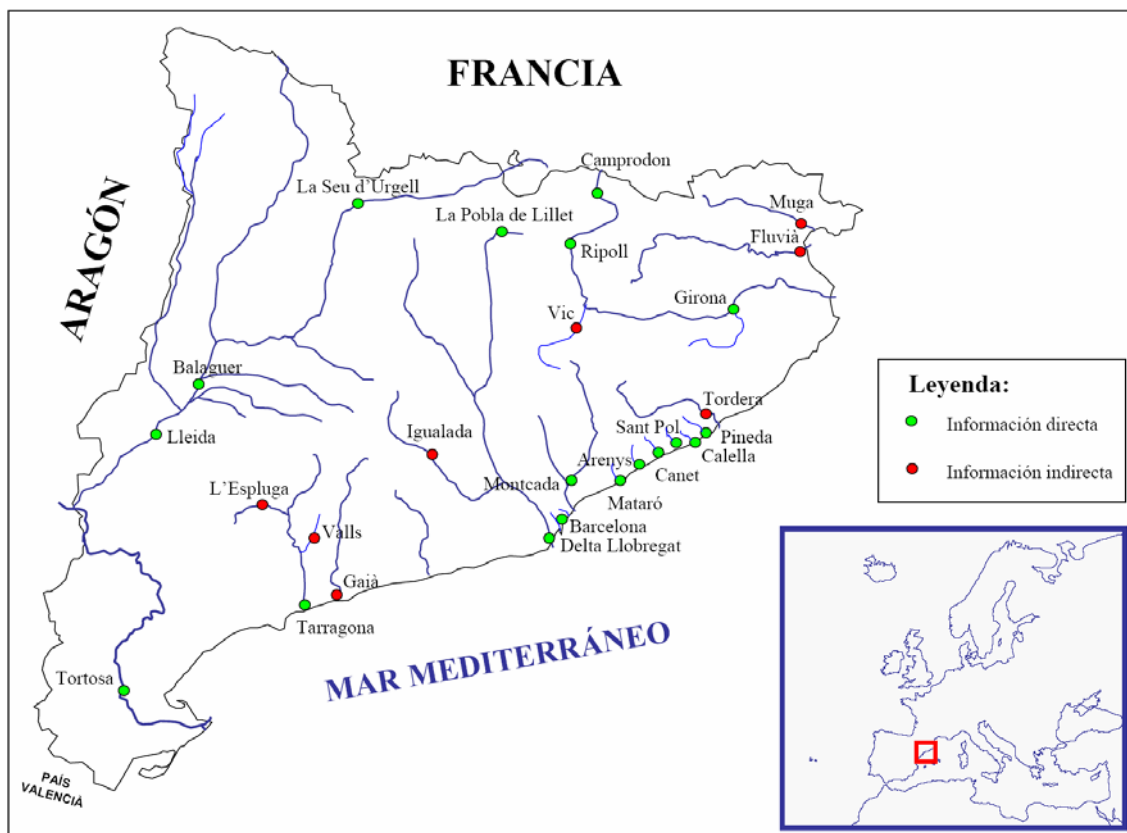


Figura 4.3. Localidades y puntos de información utilizados para la identificación de inundaciones en Catalunya para el periodo 1840–1870.

Para el estudio de este periodo, a parte de la información de las cronologías de inundaciones presentadas en el Capítulo 2, tanto las principales como las secundarias, también se ha considerado información de otras localidades de forma esporádica y cuya fuente de información es indirecta. En total durante el periodo 1840–1870 se tiene información de 26 localidades (Figura 4.3), identificándose un total de 108 inundaciones (56 CAT y 52 EXT). Este número de inundaciones representa un promedio de casi cuatro inundaciones por año para el periodo 1840–1870. Los diferentes puntos de información, así como el número y fechas de las inundaciones producidas están resumidos en la Tabla 4.2. De casi todas las inundaciones se tiene información de la fecha exacta, menos en algunos casos en los que se conoce sólo el mes y año (una) y otras de las que únicamente se conoce el año de ocurrencia (tres). Estas últimas representan sólo el 3% del total de inundaciones identificadas.

Río / Riera	Localidad / Punto	CAT (2)	EXT (1)	Inundaciones Fecha (Nivel)
R. Muga	Desconocido	1	---	28/08/1842
R. Fluvià	Desconocido	1	---	28/08/1842
R. Ter/Ritort	Camprodon	0	1	24/05/1853
R. Ter/Freser	Ripoll	0	1	11/09/1864
R. Mèder	Vic	2	1	23/08/1842 (1), 08/10/1863 (2), 03/06/1868 (2)
R. Ter/Onyar/Güell/Galligants	Girona	3	7	23/12/1840 (2), 18/09/1843 (2), 26/09/1843 (1) 05/01/1849 (1), 17/09/1850 (1), 21/09/1850 (1) 24/05/1853 (1), 25/03/1861 (1), 08/10/1861 (2) 11/10/1861 (1)
R. Segre	Seu d'Urgell	1	1	26/09/1846 (1), 26/05/1853 (2)
R. Segre	Balaguer	2	4	06/10/1845 (2), 12/01/1847 (1), 10/10/1852 (1) 24/05/1853 (2), 20/06/1854 (1), 16/06/1856 (1)
R. Segre	Lleida	2	0	23/05/1853, 20/10/1866
R. Tordera	Tordera	---	1	23/12/1840
R ^a de Pineda	Pineda	1	0	06/10/1861
R ^a Capaspre/dels Frares	Calella	2	1	28/12/1840 (2), 28/08/1842 (1), 07/10/1861 (2)
R ^a de Vallalta	Sant Pol	1	0	03/06/1868
R ^a Buscarons/Gabarra	Canet	0	2	07/10/1861, 03/06/1868
R ^a Sobirans/Rials d'Arenys	Arenys de Mar	5	4	28/12/1840 (2), 10/01/1845 (2), 15/11/1846 (1) 04/10/1847 (1), 21/09/1850 (1), 21/09/1851 (2) 11/09/1862 (1), 30/09/1866 (2), 03/08/1868 (2)
R ^a Cirera/St. Simó	Mataró	3	3	01/09/1849 (1), 16/09/1852 (2), 18/09/1859 (2) 07/10/1866 (1), 25/10/1866 (2), 03/08/1870 (1)
R. Besòs	Montcada	9	1	22/04/1842 (2), 26/08/1842 (2), 26/10/1844 (2) 20/12/1846 (2), 20/09/1850 (2), 05/10/1850 (1) 23/05/1853 (2), 12/05/1862 (2), 15/09/1862 (2) 07/10/1863 (2)
Rieras Pla de Barcelona	Barcelona	4	6	20/12/1844 (2), 13/10/1847 (2), 25/09/1857 (1) 21/07/1858 (2), 03/11/1860 (1), 28/08/1862 (1) 14/09/1862 (2), 22/09/1865 (1), 08/06/1868 (1) 17/10/1868 (1)
R. Llobregat	Pobla de Lillet	3	---	1842, 1850, 08/09/1864
R. Anoia	Igualada	1	---	28/08/1842
R. Llobregat	Delta del Llobregat	6	17	24/08/1842 (2), 24/09/1842 (1), 11/1842 (1) 18/09/1843 (1), 13/11/1846 (1), 22/06/1850 (1) 20/07/1850 (1), 28/07/1850 (1), 15/09/1850 (1) 21/09/1850 (1), 25/09/1850 (1), 05/10/1850 (1) 23/05/1853 (1), 26/05/1853 (2), 02/06/1855 (1) 16/06/1856 (1), 08/10/1863 (1), 1863 (2) 18/04/1865 (1), 01/10/1866 (1), 20/10/1866 (2) 03/06/1868 (2), 17/10/1868 (2)
R. Gaià	Desconocido	1	---	24/08/1842
R. Francolí	L'Espluga de Fra.	---	1	02/09/1862
R ^a St. Francesc/Farigola	Valls	1	---	20/09/1850
R. Francolí	Tarragona	3	---	24/08/1842, 23/10/1844, 21/09/1850
R. Ebro / Ebre	Tortosa	4	1	09/09/1845 (2), 02/04/1848 (2), 26/05/1853 (1) 15/04/1865 (2), 20/10/1866 (2)
TOTAL		56	52	108

Tabla 4.2. Características de los puntos de información utilizados para la identificación de inundaciones en Catalunya para el periodo 1840–1870. EXT hace referencia a las inundaciones extraordinarias y CAT, a las catastróficas.

La mayor parte de las inundaciones identificadas en el periodo 1840–1870 se produce en otoño, época del máximo pluviométrico en gran parte de Catalunya, sobre todo su mitad oriental, seguidas por el verano y la primavera. En invierno suelen producirse pocas (Figura 4.4). Este comportamiento es muy similar tanto si se analizan todas las inundaciones, como sólo las CAT y EXT por separado. Se tiene que de las 108 inundaciones identificadas en el periodo de estudio, un 53% del total se produjeron en otoño, seguido por el verano con un 23% y de un 3% de ellas no se sabe su fecha exacta (Figura 4.4a). Por lo que se refiere a las 56 inundaciones CAT identificadas, el 47% de ellas se produjeron en otoño, seguidas por un 21% en verano (Figura 4.4b). De las 52 EXT identificadas, el 59% de ellas se produjeron en otoño y un 25% en verano (Figura 4.4c). Por otra parte la distribución mensual de las inundaciones (Figura 4.5a) muestra que el mes con un mayor número de inundaciones es septiembre, con un 25% del total, seguido por el mes de octubre, con un 22%. En el mes de febrero no se produjo ninguna inundación. Si se analizan por un lado la distribución mensual de las inundaciones CAT (Figura 4.5b) y por el otro la de las EXT (Figura 4.5c), se tienen algunas pequeñas diferencias entre ellas y también respecto a la del total de inundaciones: Para las CAT el mes con mayor incidencia es octubre, con un 25% del total, seguido por septiembre, con un 21%. Ni en febrero, ni en marzo se produjeron inundaciones CAT. Para las EXT, en cambio, el mes con mayor incidencia es septiembre, con un 30% del total, porcentaje mayor que el encontrado para el total de inundaciones. Octubre es el segundo mes con mayor incidencia para este caso, con un 19%. En febrero no se produjo ninguna inundación EXT.

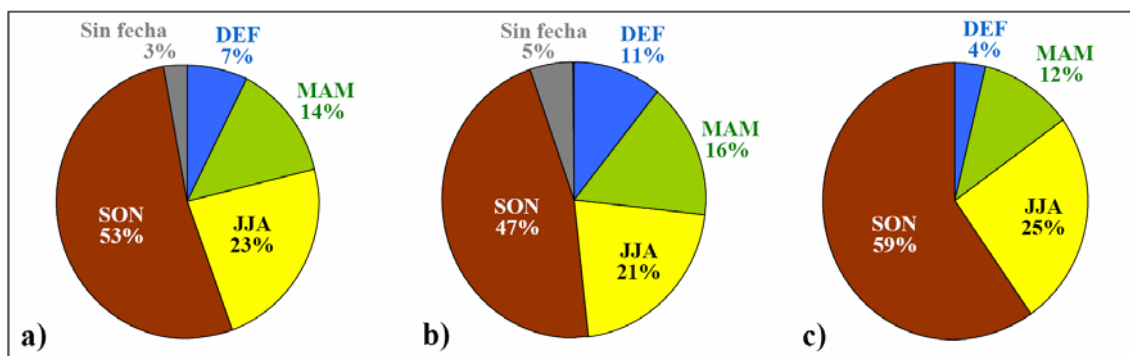


Figura 4.4. Distribución estacional de las 108 inundaciones identificadas en el periodo 1840–1870 en Catalunya: (a) catastróficas y extraordinarias, (b) catastróficas y (c) extraordinarias.

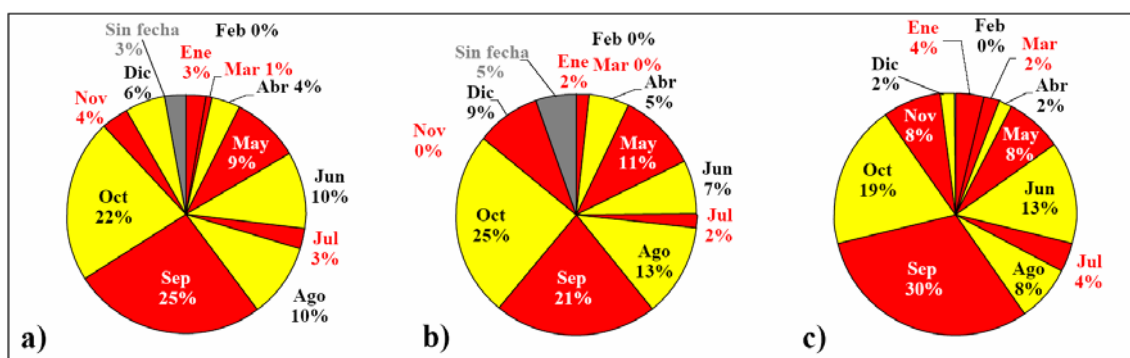


Figura 4.5. Distribución mensual de las 108 inundaciones identificadas en el periodo 1840–1870 en Catalunya: (a) catastróficas y extraordinarias, (b) catastróficas y (c) extraordinarias.

Si se compara la distribución de inundaciones para el periodo 1840–1870 con la obtenida para el periodo completo 1301–2005 a partir de las cronologías principales de Catalunya (Figura 3.10), se observa una disminución considerable en el porcentaje de inundaciones que tienen lugar en invierno y un aumento parecido en las de la primavera. De este modo, se reduce el total de inundaciones en invierno a casi la mitad (de un 13% a un 7%), a un tercio en el caso de las EXT (del 14% al 4%) y tan sólo un 1% en el de las CAT (del 12% al 11%). Para la primavera el aumento en el número total de inundaciones llega también a ser de casi el doble (del 8% al 14%) y parecido para las CAT (del 10% al 16%), mientras que para las EXT el aumento es menor (del 7% al 12%). La disminución en el porcentaje de las inundaciones de invierno se debe básicamente a una disminución en las inundaciones producidas en enero (del 5% al 3%) mientras que el aumento en las de primavera se debe a un aumento en el porcentaje de las inundaciones de abril y mayo que pasa a ser el doble (del 2% al 4% y del 3% al 9%, respectivamente).

Una vez identificadas todas las inundaciones ocurridas en el periodo 1840–1870, el siguiente paso a acometer es decidir cómo agrupar las inundaciones según episodios meteorológicos. Esta decisión se ha apoyado, en un principio, en la consulta de los datos diarios meteorológicos de la serie de Barcelona, disponibles desde 1780: temperatura, presión y dirección del viento por la mañana, al mediodía y al atardecer, presencia de lluvia y precipitación (esta última a partir de 1854). Asimismo se ha tenido en cuenta el posible tiempo de respuesta de la cuenca hidrológica. Con estos datos se ha considerado que dos inundaciones cercanas entre sí pertenecen a diferentes episodios si:

- i) entre ellas hay uno o más días sin precipitación..
- ii) la presión (evolución y valores) es muy distinta entre los dos días.
- iii) la dirección del viento es opuesta entre los dos días.

Los criterios anteriores no son determinantes del número final de episodios. Una vez aplicados esos criterios se han realizado las reconstrucciones sinópticas de los episodios y se han analizado cómo son los mapas de los días de inundación de un mismo episodio a priori. Si la configuración de las isóbaras es muy distinta entre los días en cuestión, se ha considerado que las inundaciones correspondientes pertenecen a episodios diferentes. Con todo esto se tiene que el número final de episodios identificados es de 64. Este número de episodios representa un promedio de unos dos episodios por año para el periodo 1840–1870. En la Tabla 4.3 están enumerados cada uno de ellos, así como algunas de sus características, como son la fecha de inicio y final, el número de inundaciones EXT y CAT que se produjeron y la categoría de cada evento (EXT o CAT) a partir de si se produjeron o no inundaciones CAT. De este modo, se han catalogado como CAT los episodios en los que se registró al menos una inundación CAT y como EXT, aquéllos en los que se registró al menos una inundación EXT, pero ninguna CAT. Así pues, se tiene que de los 64 episodios identificados, 33 son CAT (los cuales comprenden 63 días) y 31, EXT (los cuales comprenden 51 días).

La distribución estacional de cada uno de estos episodios se muestra en la Figura 4.6 y la mensual en la Figura 4.7. Igual que sucede para la distribución estacional de las inundaciones, vuelve a destacar el otoño como la estación con un mayor número de episodios, tanto TOT (Figura 4.6a) como CAT (Figura 4.6b) o EXT (Figura 4.6c). Para

cada una de las categorías representan el 55% del total. Verano es la segunda estación del año en número de episodios (20%). Para la distribución mensual de episodios también se observa un comportamiento parecido al de las inundaciones, pero con algunos matices: Septiembre, seguido de octubre, es el mes con el mayor número de episodios, tanto para el total de episodios (Figura 4.7a) como para los CAT (Figura 4.7b) o los EXT (Figura 4.7c). Es de destacar el aumento en porcentaje que representan los episodios EXT en septiembre del que representa para ese mismo mes los episodios CAT y TOT. Otro dato a destacar es la no existencia de episodios en febrero y la no existencia de episodios CAT además en los meses de marzo y noviembre, y de EXT además en diciembre.

N	Inicio	Final	EXT	CAT	Ct	N	Inicio	Final	EXT	CAT	Ct
1	22/12/1840	24/12/1840	1	1	C	33	10/10/1852	10/10/1852	1	0	E
2	27/12/1840	29/12/1840	0	2	C	34	22/05/1853	24/05/1853	3	3	C
3	22/04/1842	22/04/1842	0	1	C	35	25/05/1853	26/05/1853	1	2	C
4	23/08/1842	23/08/1842	1	0	E	36	18/06/1854	20/06/1854	1	0	E
5	24/08/1842	24/08/1842	0	3	C	37	30/05/1855	02/06/1855	1	0	E
6	26/08/1842	28/08/1842	1	4	C	38	15/06/1856	16/06/1856	2	0	E
7	22/09/1842	24/09/1842	1	0	E	39	25/09/1857	26/09/1857	1	0	E
8	18/09/1843	18/09/1843	1	1	C	40	21/07/1858	21/07/1858	0	1	C
9	26/09/1843	26/09/1843	2	0	E	41	18/09/1859	18/09/1859	0	1	C
10	23/10/1844	23/10/1844	0	1	C	42	03/11/1860	03/11/1860	1	0	E
11	26/10/1844	26/10/1844	0	1	C	43	24/03/1861	25/03/1861	1	0	E
12	19/12/1844	22/12/1844	0	1	C	44	06/10/1861	08/10/1861	1	3	C
13	10/01/1845	10/01/1845	0	1	C	45	11/10/1861	11/10/1861	1	0	E
14	08/09/1845	09/09/1845	0	1	C	46	12/05/1862	12/05/1862	0	1	C
15	05/10/1845	06/10/1845	0	1	C	47	28/08/1862	28/08/1862	1	0	E
16	13/11/1846	15/11/1846	2	0	E	48	01/09/1862	02/09/1862	1	0	E
17	20/12/1846	20/12/1846	0	1	C	49	11/09/1862	11/09/1862	1	0	E
18	11/01/1847	13/01/1847	1	0	E	50	13/09/1862	15/09/1862	0	2	C
19	04/10/1847	04/10/1847	1	0	E	51	06/10/1863	08/10/1863	1	2	C
20	13/10/1847	13/10/1847	0	1	C	52	08/09/1864	08/09/1864	0	1	C
21	31/03/1848	02/04/1848	0	1	C	53	11/09/1864	11/09/1864	1	0	E
22	04/01/1849	05/01/1849	1	0	E	54	14/04/1865	16/04/1865	0	1	C
23	01/09/1849	02/09/1849	1	0	E	55	17/04/1865	18/04/1865	1	0	E
24	21/06/1850	22/06/1850	1	0	E	56	22/09/1865	22/09/1865	1	0	E
25	20/07/1850	20/07/1850	1	0	E	57	30/09/1866	01/10/1866	1	1	C
26	28/07/1850	28/07/1850	1	0	E	58	07/10/1866	07/10/1866	1	0	E
27	15/09/1850	17/09/1850	2	0	E	59	19/10/1866	20/10/1866	0	3	C
28	20/09/1850	21/09/1850	3	3	C	60	25/10/1866	25/10/1866	0	1	C
29	25/09/1850	25/09/1850	1	0	E	61	02/06/1868	03/06/1868	1	4	C
30	04/10/1850	05/10/1850	2	0	E	62	08/06/1868	08/06/1868	1	0	E
31	21/09/1851	21/09/1851	0	1	C	63	16/10/1868	18/10/1868	1	1	C
32	16/09/1852	16/09/1852	0	1	C	64	03/08/1870	03/08/1870	1	0	E

Tabla 4.3. Lista de los episodios meteorológicos identificados asociados a inundaciones en Catalunya (1840–1870). La columna EXT corresponde al número de inundaciones extraordinarias producidas en un evento y la CAT, al de inundaciones catastróficas. La columna Ct se refiere a la categoría del episodio meteorológico, C para catastrófico y E para extraordinario.

Si ahora se compara la distribución de los episodios de inundación durante el periodo 1840–1870 con la obtenida para los episodios de inundación producidos dentro del periodo 1901–2000 (Barnolas y Llasat, 2007a) se observa una menor contribución en invierno y verano para el primer periodo, que pasa de representar el 12% al 11% y del 27% al 20%, respectivamente. Por el contrario, otoño y primavera presentan una contribución mayor, siendo del 55% frente al 52% y del 14% frente al 9%. Este resultado unido a lo comentado anteriormente para el número de inundaciones corrobora la importancia que las inundaciones producidas en primavera tuvieron en este

periodo anómalo. Es probable que este incremento estuviese parcialmente vinculado a una mayor influencia del deshielo, al tratarse del final de la PEH. Era muy habitual en esa época que hubiese en primavera una gran acumulación de nieve en cotas altas (superiores a los 2000 m) del Pirineo y una acumulación de nieve mucho mayor que la actual en cotas medias-altas (entre 1500 y 2000 m).

La comparación entre las distribuciones estacionales de las inundaciones (Figura 4.4) y la de los episodios meteorológicos producidos (Figura 4.6) muestra algunos aspectos interesantes, que se detallan a continuación: Los episodios de carácter CAT que se producen en verano (un 12% del total) producen un 21% de las inundaciones CAT. Por delante se halla el otoño, en que un 55% del total anual de episodios CAT produce un 47% de inundaciones CAT. Por otro lado el porcentaje de episodios que se producen en primavera es mayor que el porcentaje de inundaciones que se producen en invierno. Este hecho supone que los episodios de invierno no eran tan efectivos en la producción de desbordamientos como los episodios de otras épocas del año y que los episodios de verano eran más efectivos en la producción de inundaciones que los episodios de primavera o invierno.

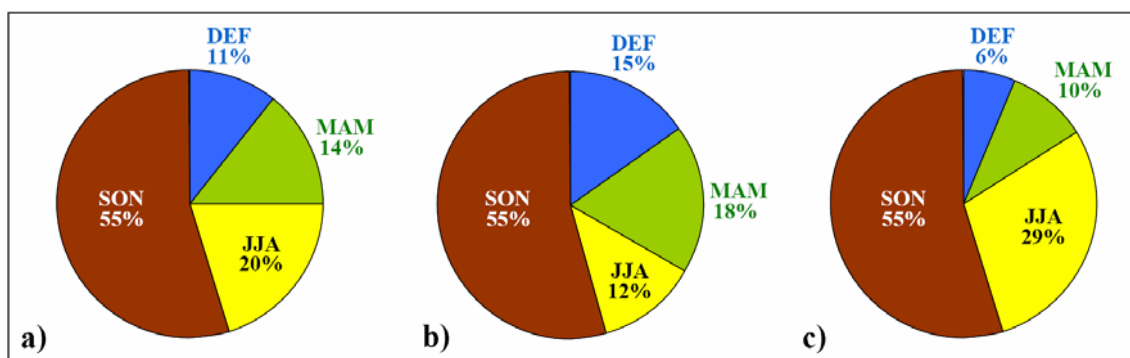


Figura 4.6. Distribución estacional de los 64 episodios de inundación identificados en el periodo 1840–1870 en Catalunya: (a) catastróficos y extraordinarios, (b) catastróficos y (c) extraordinarios.

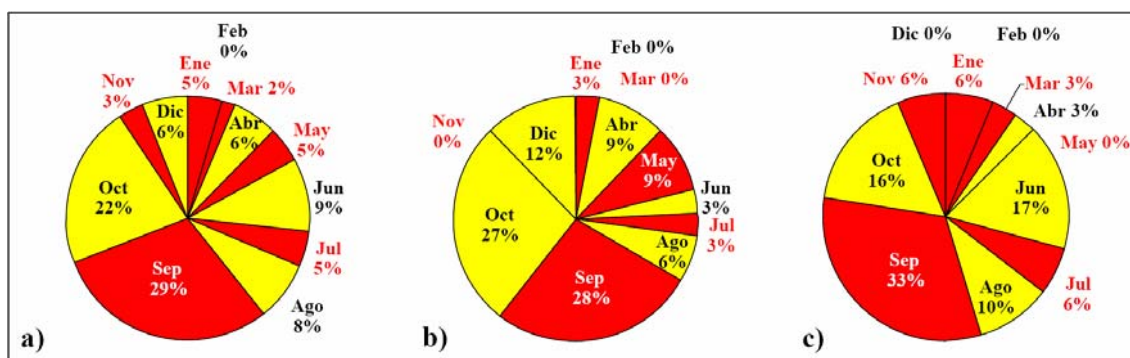


Figura 4.7. Distribución mensual de los 64 episodios de inundación identificados en el periodo 1840–1870 en Catalunya: (a) catastróficos y extraordinarios, (b) catastróficos y (c) extraordinarios.

4.2.1 Clasificación de tipos de tiempo (TPs)

Los episodios identificados anteriormente se pueden agrupar en diferentes TPs con la finalidad de estudiar su distribución mensual y estacional, así como las características de cada tipo de tiempo para que se pueda concluir cuál fue el motivo que dio lugar a un

incremento en las inundaciones en Catalunya durante el periodo anómalo 1840–1870 (Oscilación Final de la PEH).

Para realizar clasificaciones de tipos de tiempo hay muchas técnicas, siendo un tema recurrente desde hace décadas y de constante actualidad en la investigación climatológica. Numerosos son los estudios (Davis y Kalstein, 1990; Huth *et al.*, 1993; Huth, 1996; Kalkstein *et al.*, 1996; El-Kadi y Smithson, 1996; Romero *et al.*, 1999a; Huth, 2000; Maheras *et al.*, 2000; Spellman, 2000; Martín-Vide, 2001; Kassomenos, 2003; Esteban *et al.*, 2005, 2006; entre otros) y los proyectos de investigación que se han realizado y se están realizando en Europa y en la Península Ibérica para identificar, desarrollar o sistematizar clasificaciones de tipos de tiempo. Por ejemplo, en el proyecto europeo ACCORD¹⁷ (*Atmospheric Circulation Classification and Regional Downscaling*; ENV-4-CT97-0530; 1997–1999) se evaluaron las metodologías existentes para clasificar los patrones atmosféricos de circulación y se desarrollaron nuevos esquemas automáticos con el fin de usar estos esquemas en el estudio de la variabilidad climática desde finales del siglo XIX, en las relaciones físicas entre la circulación a diferentes escalas espaciales y entre los modos de circulación y los elementos sinópticos (Jones *et al.*, 2001). Por otro lado, la acción de ámbito europeo *Harmonization and Applications of Weather Types Classifications for European Regions*¹⁸ (Acción COST 733; 2005–2010), que está actualmente en curso, pretende alcanzar como objetivo principal un método numérico general que sirva para evaluar, comparar y clasificar las situaciones meteorológicas típicas en las diferentes regiones europeas.

En este apartado se muestran dos técnicas para clasificar y caracterizar los episodios: una de ellas consiste en una técnica subjetiva y otra en una técnica objetiva. Los dos tipos de análisis se han aplicado al conjunto de días que forman los episodios identificados en el periodo 1840–1870, que en total son 114 días. Para estos 114 días se han estudiado los valores de SLP diarios de las 13 series de presión antigua disponibles para el periodo de estudio (para detalles de estas series véase el Capítulo 2).

4.2.1.1 Técnica subjetiva

Esta técnica consiste en un análisis manual de las reconstrucciones sinópticas de cada uno de los días que componen un episodio y agruparlos por similitud en el trazo y la configuración de las isóbaras sobre la Península Ibérica. Para realizar la agrupación se dispone también de información procedente del estudio de episodios extremos durante la segunda mitad del siglo XX. Esta labor se desarrolló en los trabajos de Barrera *et al.* (2003) y Llasat *et al.* (2005). Aquí se presenta una revisión posterior a los resultados encontrados en esos dos estudios, ya que se dispone en este momento de más estaciones que las utilizadas en esos dos trabajos previos (13 estaciones frente a 10). El análisis llevado a cabo en esta sección será útil para encarar mejor la clasificación de tipos de tiempo según el método objetivo, sobre todo por lo que concierne al número total de tipos de tiempo que se quieren obtener o identificar.

¹⁷ Información detallada sobre el proyecto ACCORD se puede encontrar en la dirección de Internet: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/projects/accord/> (consultada el 25/04/2007).

¹⁸ Información detallada sobre la acción COST 733 se puede encontrar en la dirección de Internet: <http://www.cost733.org/> (consultada el 09/05/2007).

Para realizar la clasificación presentada en este apartado, en general, se ha tomado el criterio de realizar el mapa del día de la inundación y el del día anterior, excepto en los siguientes casos:

- i) Sólo se toma el mapa del día en que se produjo la inundación, si ésta únicamente afectó a una cuenca pequeña y con una rápida respuesta hidrológica, tal como el Pla de Barcelona, Besòs, Maresme, Gaià y Francolí.
- ii) Se toman los mapas de los dos días anteriores si la inundación se produjo en una o más de las cuencas de respuesta hidrológica superior a un día, como es el caso del Ebro en Tortosa, el Segre en Lleida, o el Llobregat en el Delta.
- iii) También el mapa del día después, dependiendo de cómo fue la evolución de la presión diaria y la precipitación en la Ciudad de Barcelona, para poder analizar cómo acabó la situación.

Los rasgos principales de la configuración de las isóbaras de cada uno de los mapas desarrollados que se han analizado para realizar la clasificación han sido:

- i) Localización de la posición de los centros de acción (altas y bajas).
- ii) Cómo es el flujo de viento geostrofico sobre la Península Ibérica.
- iii) Qué presión hay sobre Catalunya (altas o bajas presiones).
- iv) Qué valores de presión dominan sobre el Mediterráneo central (altas o bajas presiones).

A partir de ello se supone que dos mapas pertenecen al mismo tipo de tiempo si presentan características similares en cada uno de los puntos mencionados anteriormente. Con todas estas consideraciones se han obtenido seis tipos de tiempo diferentes, los cuales se han nombrando según el flujo de viento geostrofico sobre Catalunya:

- a) Tipo 1: Flujo Meridional
- b) Tipo 2: Flujo del Norte
- c) Tipo 3: Circulación Zonal del Oeste
- d) Tipo 4: Situación Ciclónica
- e) Tipo 5: Situación Anticiclónica
- f) Tipo 6: Flujo de Levante

El Tipo 1, a su vez, se subdivide en dos subtipos de tiempo: 1A, con una baja o bajas presiones y el 1B, con una alta o altas presiones, sobre la Península Ibérica.

La mayoría de los episodios pertenecen al Tipo 1 (~ 39%). El segundo tipo de tiempo predominante es el Tipo 3 (~ 22%). En la Tabla 4.4 aparecen los porcentajes de cada tipo de tiempo. Por otro lado, en la Figura 4.8 aparecen las reconstrucciones sinópticas características de cada uno de los seis tipos de tiempo identificados. En ellas se pueden apreciar cuáles son los elementos característicos de cada uno de ellos.

Tipo	N	Porcentaje (%)
1	25	39,0
	10 (1A)	15,6 (1A)
	15 (1B)	23,4 (1B)
2	7	10,9
3	14	21,9
4	4	6,3
5	11	17,2
6	3	4,7

Tabla 4.4. Número y porcentaje de los episodios de inundación por tipos de tiempos identificados en la técnica subjetiva para el periodo 1840–1870 en Catalunya.

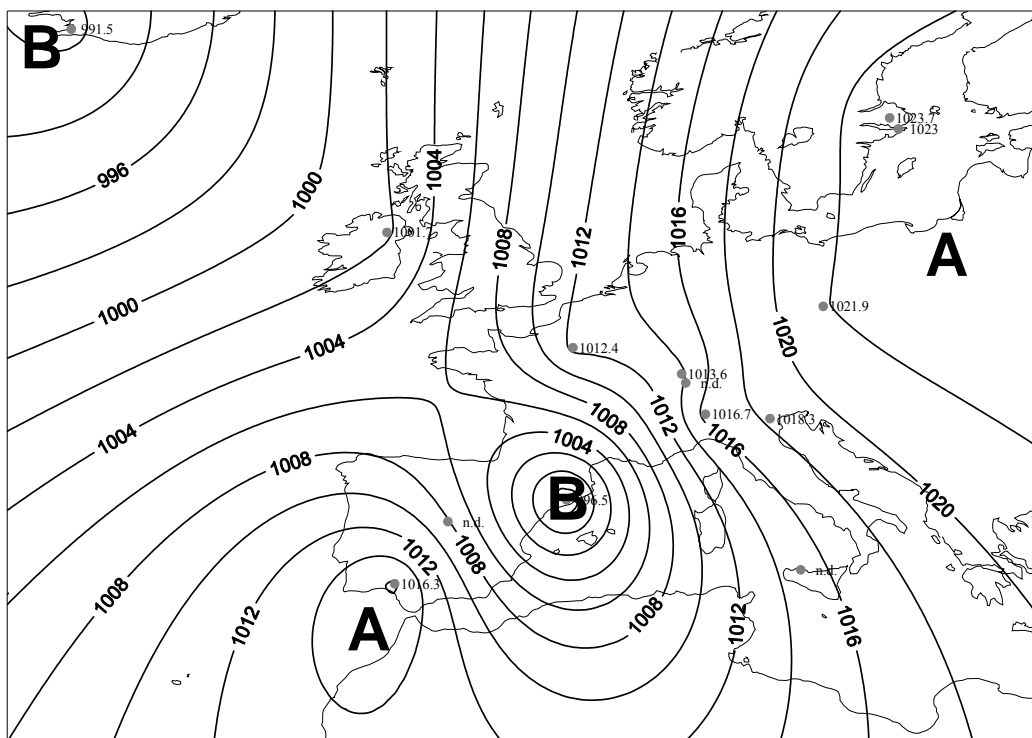
En detalle, cada TP tiene las siguientes características:

- i) Tipo 1 - Flujo Meridional (~ 39%):
 - a) Flujo meridional sobre la Península Ibérica o sobre el Mediterráneo central.
 - b) Altas presiones sobre Europa Oriental o Nororiental, extendiéndose hacia el Mediterráneo.
 - c) Sobre Catalunya, o bien baja o bajas presiones (subtipo A), o bien alta o altas presiones (subtipo B)
- ii) Tipo 2 - Flujo del Norte (~ 11%):
 - a) Flujo del N sobre la Península Ibérica.
 - b) Baja en Europa Oriental o Escandinavia.
 - c) Alta en Islandia.
- iii) Tipo 3 - Circulación Zonal del Oeste (~ 22%):
 - a) Predominio de la circulación zonal sobre Europa.
 - b) Baja en Europa Central e Islandia.
 - c) Altas presiones sobre el Mediterráneo.
 - d) Probable paso de un frente frío sobre Catalunya.
- iv) Tipo 4 - Situación Ciclónica (~ 6%):
 - a) Bajas presiones y baja sobre la Península Ibérica.
 - b) Baja en Europa Central.
 - c) Altas presiones sobre Islandia y Escandinavia.
- v) Tipo 5 - Situación Anticiclónica (~ 17%):
 - a) Altas presiones sobre la Península Ibérica
 - b) Baja en Europa Central o Escandinavia
 - c) Presión normal o bajas presiones sobre Islandia

- vi) Tipo 6 - Flujo de Levante (~ 5%):
 - a) Flujo del E sobre la Península Ibérica
 - b) Anticiclón en Europa Central

Si se comparan los resultados aquí obtenidos con los de los trabajos previos de Barrera *et al.* (2003) y Llasat *et al.* (2005) se aprecian cambios importantes. El hecho de disponer de tres estaciones más (Armagh, Paris y Palermo), ha permitido definir con un mayor detalle espacial las reconstrucciones sinópticas de muchos de los episodios, con lo que una parte de ellos ha sido asociada a tipos de tiempo diferentes. También se ha podido llegar a clasificarlos todos. En los trabajos iniciales tres episodios no pudieron ser clasificados. Con la revisión realizada también ha aumentado considerablemente la importancia del tipo situación anticiclónica que ha pasado de representar un 6% a casi un 17% y una disminución considerable del porcentaje en el tipo flujo meridional que pasa de un 50% a un 39%.

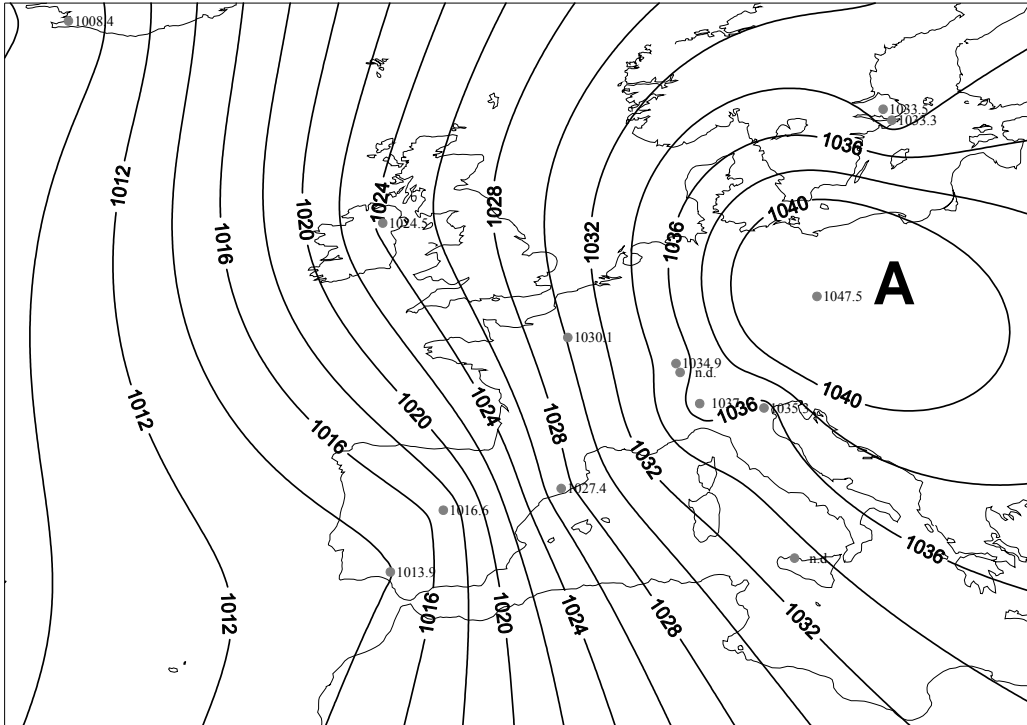
RECONSTRUCCIÓN SINÓPTICA -- MSLP 23 OCT 1844



TIPO 1A

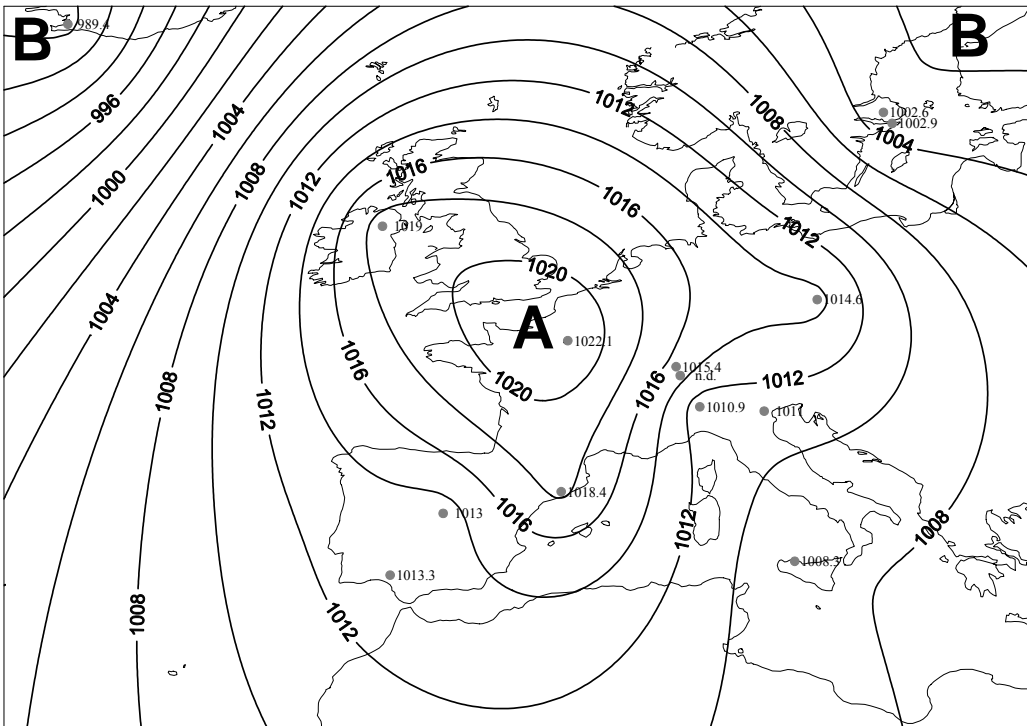
Figura 4.8. Tipos de tiempo productores de inundaciones en el periodo 1840–1870 según la técnica subjetiva de clasificación. Isóbaras dibujadas cada 2 hPa.

RECONSTRUCCIÓN SINÓPTICA -- MSLP 28 DIC 1840



TIPO 1B

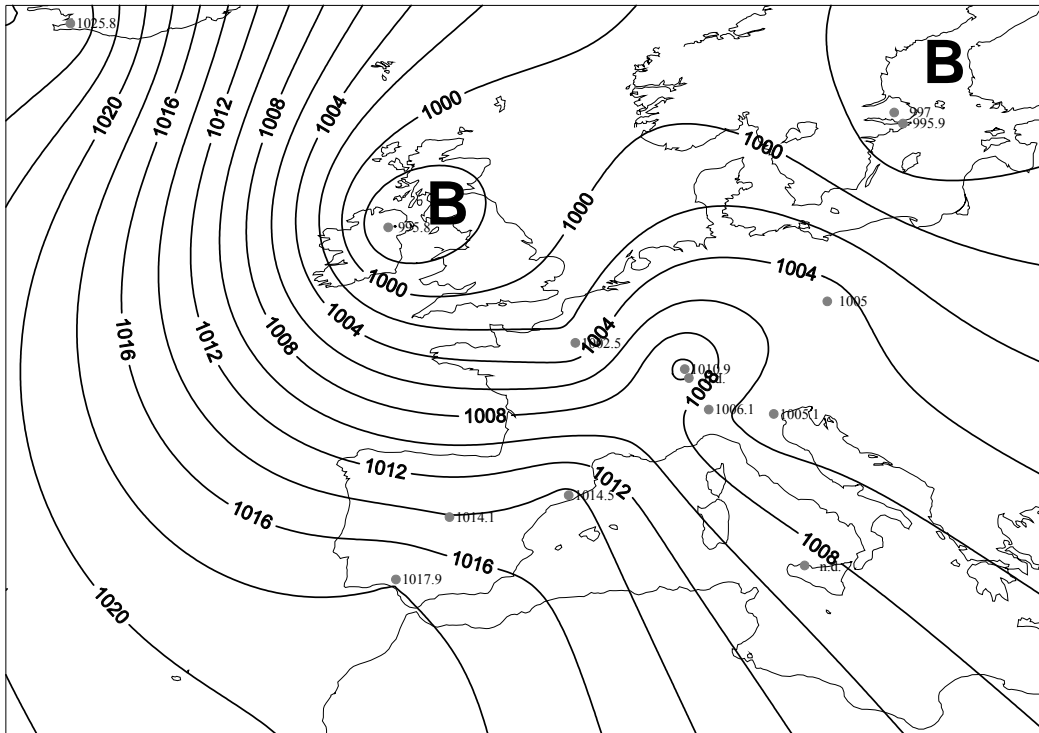
RECONSTRUCCIÓN SINÓPTICA -- MSLP 08 JUN 1868



TIPO 2

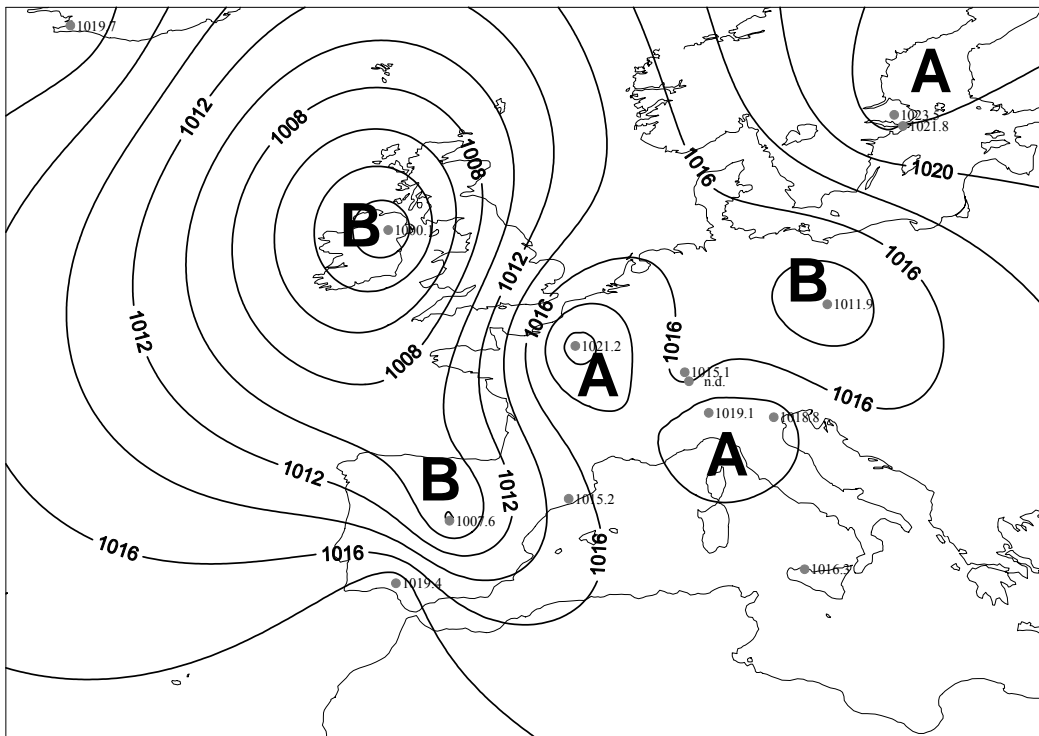
Figura 4.8 (cont.)

RECONSTRUCCIÓN SINÓPTICA -- MSLP 24 SEP 1842



TIPO 3

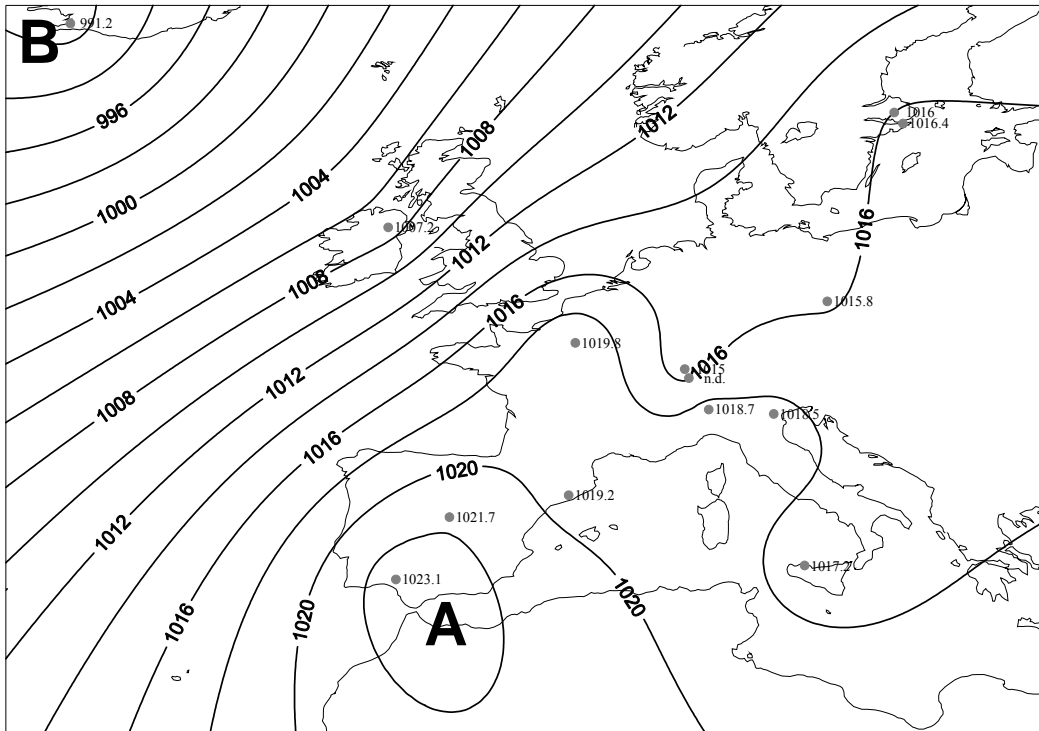
RECONSTRUCCIÓN SINÓPTICA -- MSLP 19 JUN 1854



TIPO 4

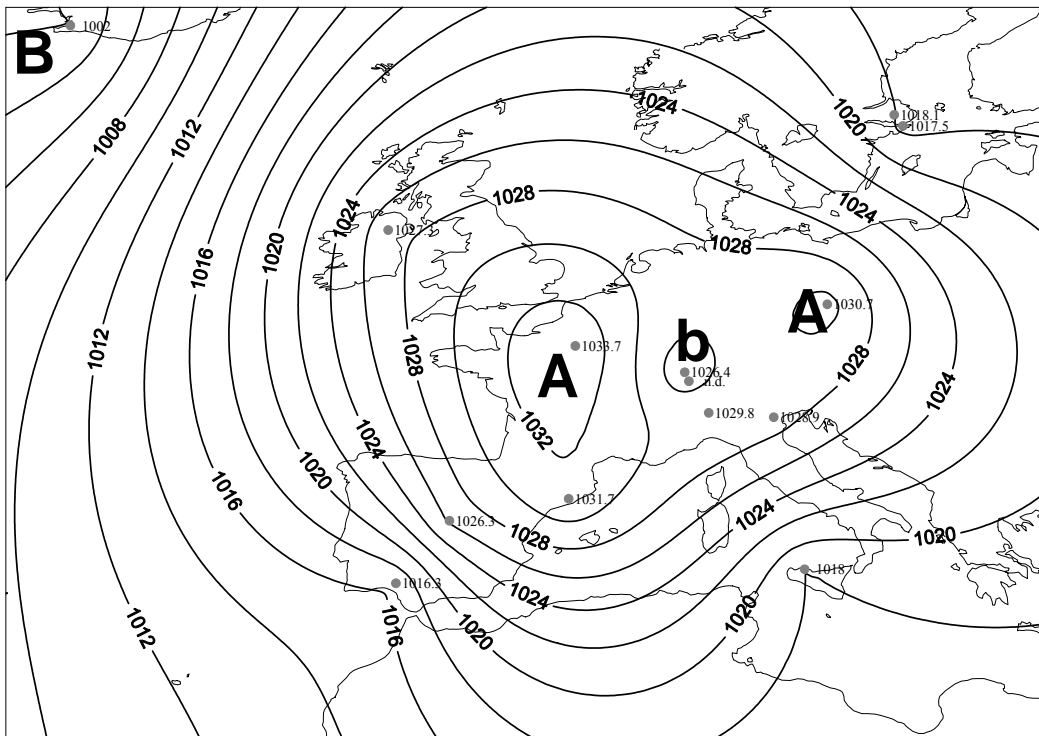
Figura 4.8 (cont.)

RECONSTRUCCIÓN SINÓPTICA -- MSLP 16 JUN 1856



TIPO 5

RECONSTRUCCIÓN SINÓPTICA -- MSLP 07 OCT 1866



TIPO 6

Figura 4.8 (cont.)

El gran porcentaje de casos que pertenecen al Tipo 1 (flujo meridional), más de un tercio del total, está en acuerdo con el patrón de SLP principal relacionado con inundaciones en el siglo XX. Este TP obedece a la configuración más propensa para la generación de precipitaciones intensas y organizadas en Catalunya: flujo de componente meridional, procedente del Mar Mediterráneo, cálido y muy húmedo, que se ve obligado a ascender bien por el forzamiento orográfico que presentan los numerosos sistemas montañosos de la región (la orientación de las Cordilleras Litoral y Prelitoral y de algunas de las montañas del Prepirineo y Pirineo, favorece además el ascenso) o bien por forzamiento dinámico. Pero es interesante observar también la elevada contribución de situaciones de componente W (un 22%) que en algunos de los casos estuvieron también vinculadas con inundaciones en Centroeuropa.

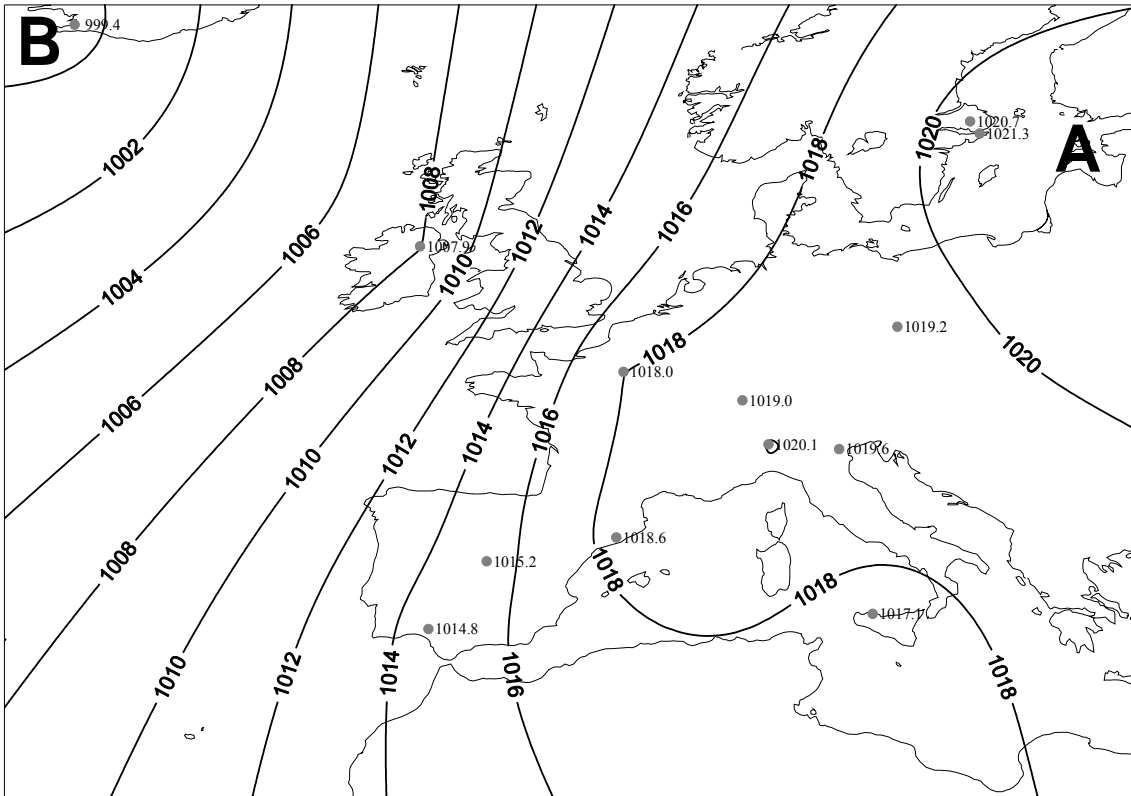
4.2.1.2 Técnica objetiva

Esta técnica consiste en el análisis en conglomerados jerárquico (ACJ) de las reconstrucciones sinópticas del campo de SLP medio diario de los 114 días considerados en la definición de los episodios de inundación que tuvieron lugar en el periodo 1840–1870 (Tabla 4.3). Teniendo en cuenta el resultado obtenido en el apartado anterior, en éste se busca agrupar los 114 días en seis grupos o conglomerados (Tipos de Tiempo, TPs). El ACJ se ha realizado a partir de la aplicación estadística SPSS (SPSS, 2005) para los valores de SLP de los 114 días en cada una de las trece series de SLP diarias disponibles para el periodo 1840–1870. En el ACJ desarrollado, se ha utilizado como medida de distancia entre casos el coeficiente de correlación de Pearson (Apéndice B1) y como método de conglomeración o agrupación el de la vinculación entre grupos, inter-grupos o promedio. Este método consiste en asociar un caso nuevo a un conglomerado o grupo ya definido teniendo en cuenta que la distancia promedio (correlación) entre este caso y todos los que forman parte del conglomerado a unirse sea la mínima posible.

Los seis TPs que se han definido a partir del ACJ descrito anteriormente se muestran en la Figura 4.9. Teniendo en cuenta el patrón promedio de SLP que definen cada uno de los miembros de cada TP, así como los resultados del apartado anterior, se pueden designar de la siguiente manera (entre paréntesis se muestra el porcentaje de ocurrencia de cada uno de ellos):

- i) TP1: Flujo meridional con altas presiones (~ 54%)
- ii) TP2: Flujo meridional con bajas presiones (~ 18%)
- iii) TP3: Flujo del SE (~ 5%)
- iv) TP4: Flujo del NW (~ 5%)
- v) TP5: Situación anticiclónica (~ 12%)
- vi) TP6: Flujo del SW (~ 6%)

TP1 (SLP) - PERIODO 1840-1870



TP2 (SLP) - PERIODO 1840-1870

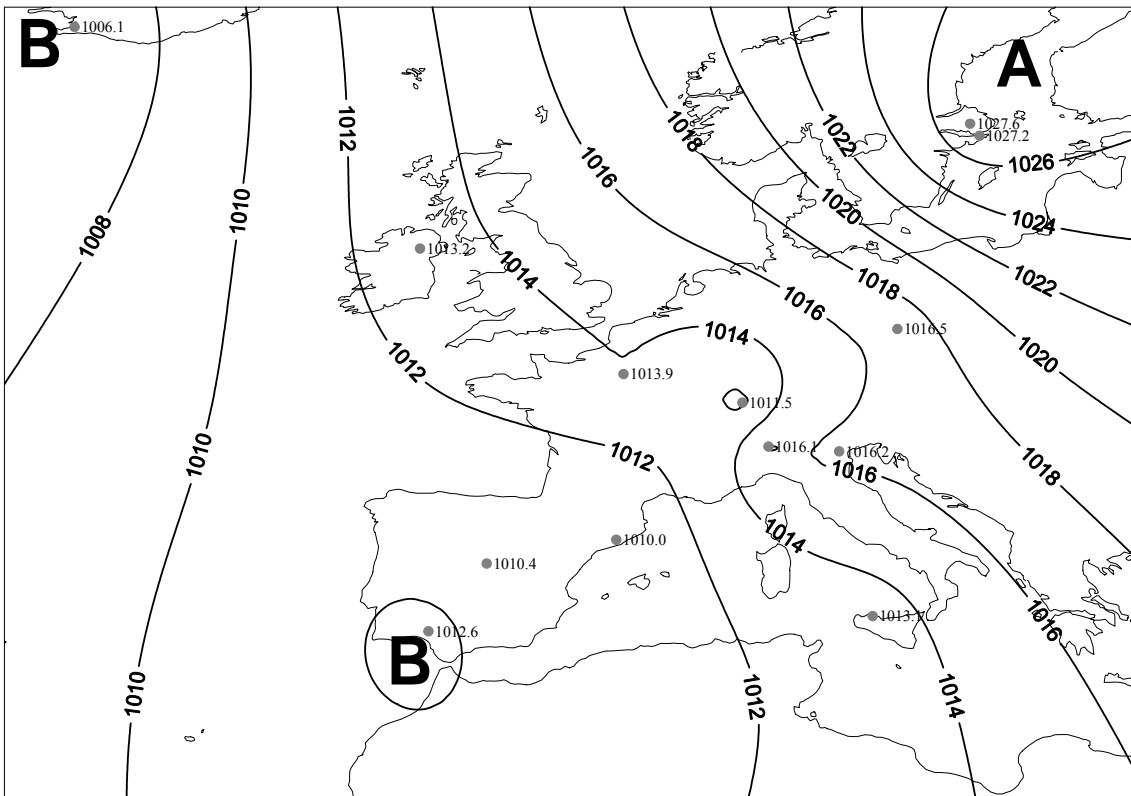
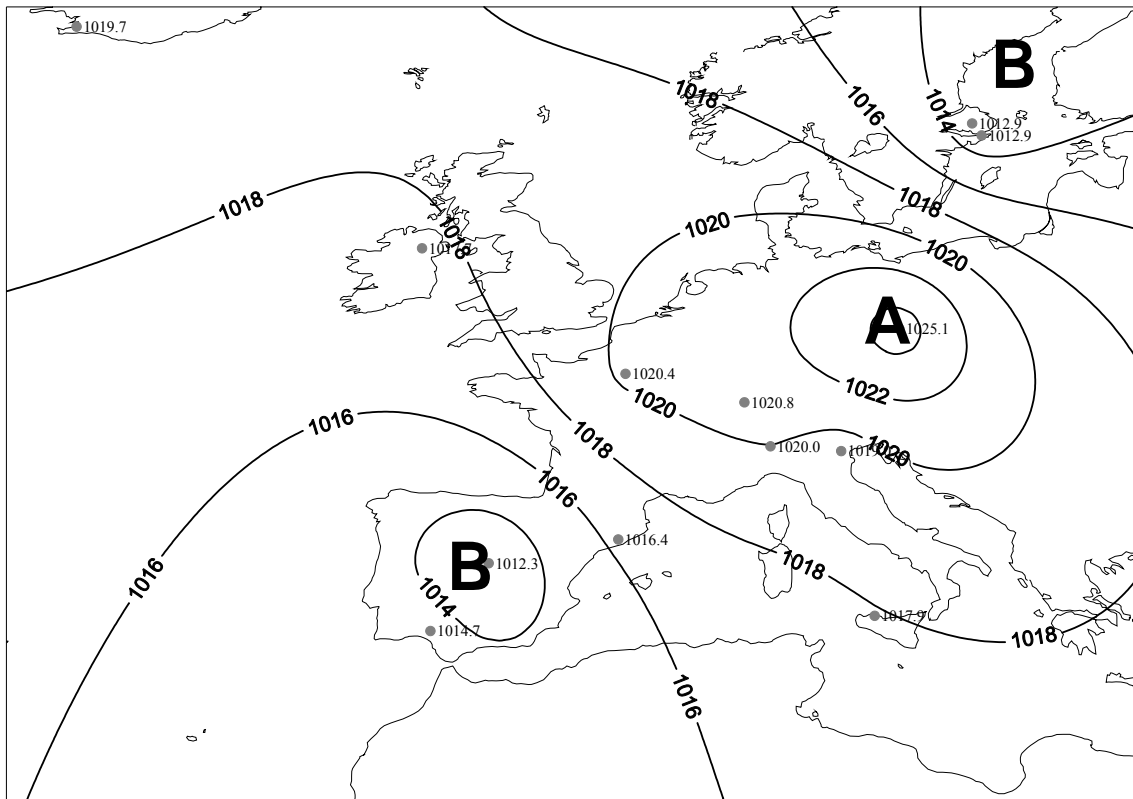


Figura 4.9. Tipos de tiempo (TPs) asociados a inundaciones obtenidos a partir de un análisis en conglomerado jerárquico del campo de SLP diaria de los episodios meteorológicos de inundación en Catalunya para el periodo 1840–1870. Isóbaras dibujadas cada 2 hPa.

TP3 (SLP) - PERIODO 1840-1870



TP4 (SLP) - PERIODO 1840-1870

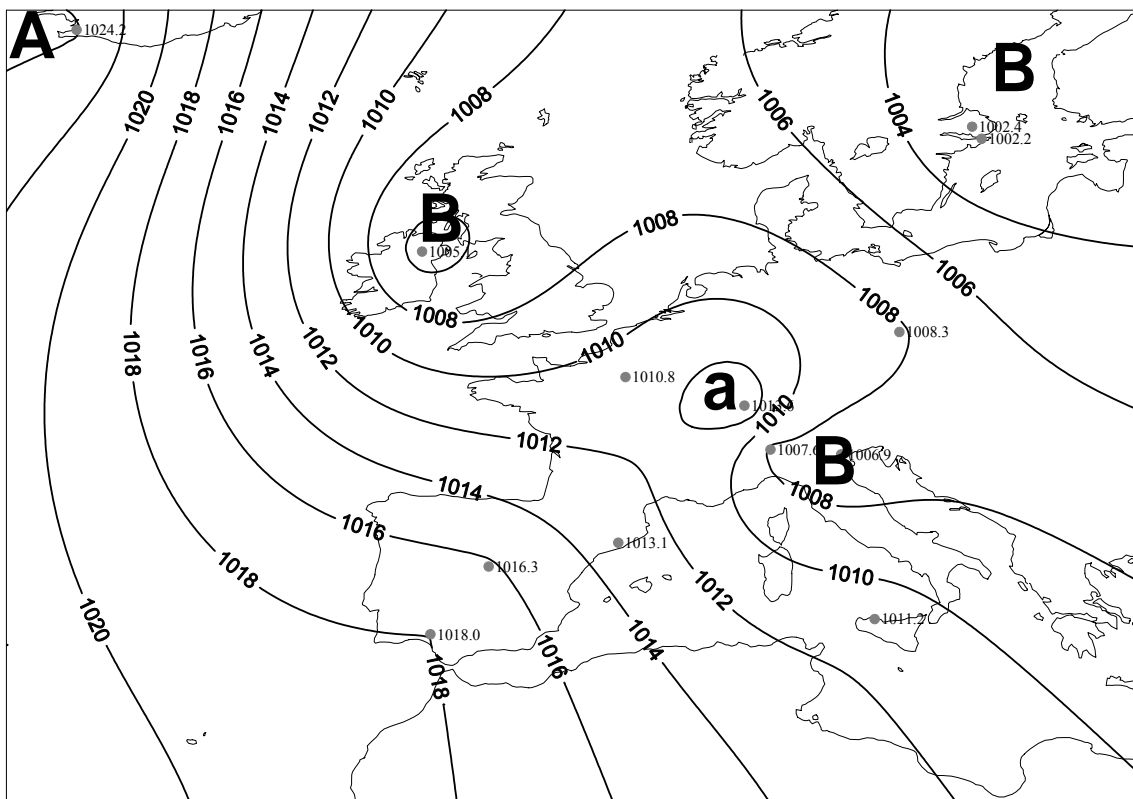
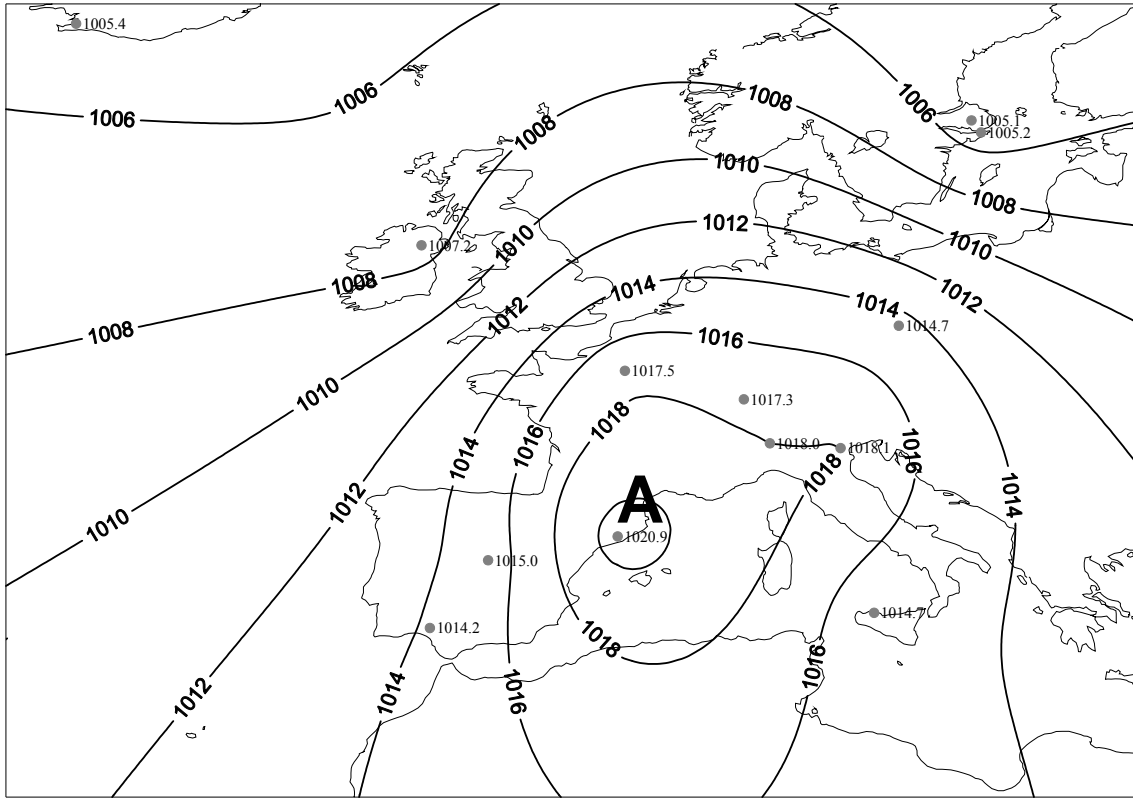


Figura 4.9 (cont.)

TP5 (SLP) - PERIODO 1840-1870



TP6 (SLP) - PERIODO 1840-1870

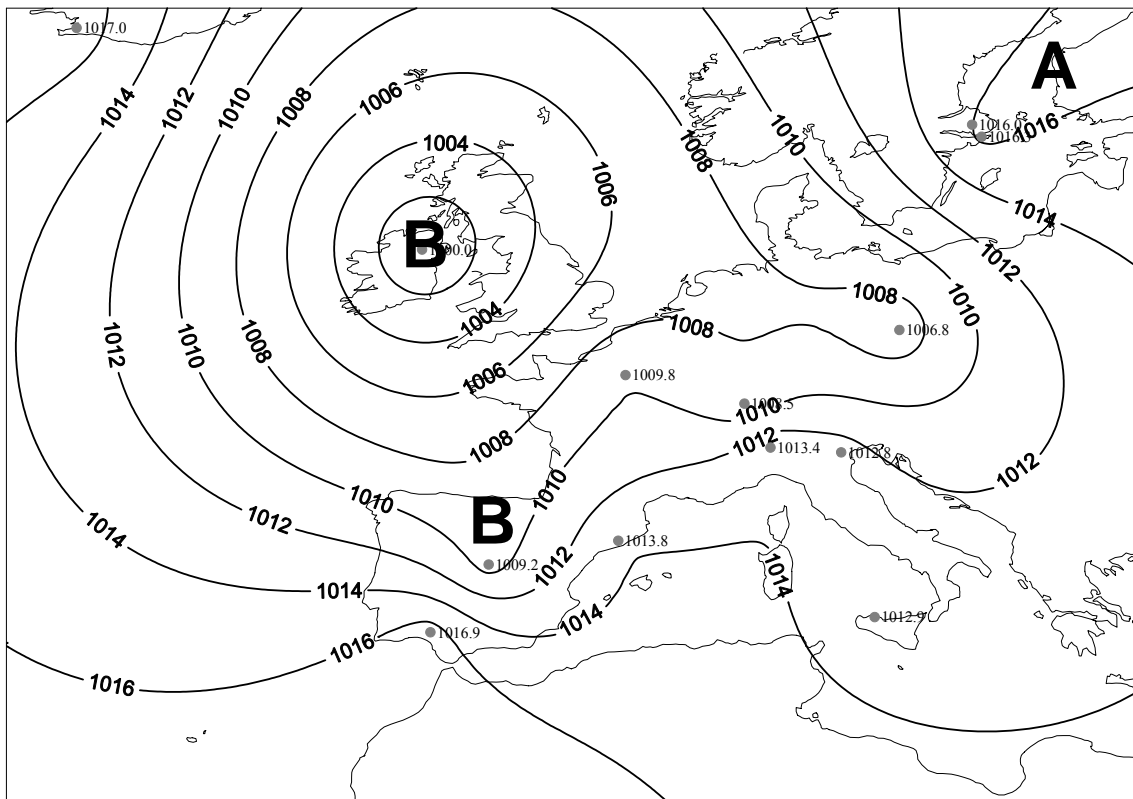


Figura 4.9 (cont.)

Los TPs encontrados por el ACJ que se ha aplicado tienen una elevada correspondencia con los TPs definidos en la técnica subjetiva. En comparación con los resultados obtenidos por tal técnica, la correspondencia con los TPs obtenidos por el ACJ es la siguiente: Los TP1 y TP2 engloban las situaciones de Tipo 1B y 1A, respectivamente, pero más suavizadas; el TP3 abarcaría situaciones de Tipo 6, si bien algunas de éste tipo podrían ser contempladas dentro del TP5; el TP4 sería una mezcla entre el Tipo 2 y el Tipo 3; el TP5 correspondería sobre todo al Tipo 5 y, finalmente, el TP6 engloba al Tipo 4.

El TP que se da con más frecuencia es el del flujo meridional (TP1), con un 54% de ocurrencia. Los TP1 y TP2 unidos contienen el 72% de todos los casos analizados y los dos encajan con el modelo conceptual sinóptico asociado a precipitaciones intensas e inundaciones en el Mediterráneo Occidental (Llasat y Puigcerver, 1992, 1994; Palmieri y Clericci, 1992; Jansà *et al.*, 1995, 1996) explicado en el Capítulo 1: flujo de vientos del S en superficie sobre Catalunya, con altas presiones en Centroeuropa y bajas presiones en el Atlántico. Es de destacar también que el conjunto de TPs con flujos meridionales sobre Catalunya, representan el 82% de todos los casos. Asimismo, el porcentaje de días con flujos de componente W/SW sobre Francia y Centroeuropa, y contemplado dentro de los TP4, TP5 y TP6, sería de un 23%, en coherencia con lo obtenido a través del análisis subjetivo. Así pues, la mayor diferencia con el análisis anterior es que el método objetivo subraya mucho más el papel de la circulación meridional sobre Catalunya.

En la Tabla 4.5 se encuentra la distribución estacional según el TP asociado a los episodios meteorológicos productores de inundaciones. Se puede observar que tanto el TP1 como el TP2 tuvieron lugar en todas las estaciones del año. El TP4 es el único TP que sólo se dio en una única estación, en otoño. Esta estación además es la única en la que todos los TPs tienen casos asociados y además suele ser la estación que concentra el mayor porcentaje de casos por TP, excepto el TP2 que tuvo la primavera como estación con más eventos y el TP6 que tuvo más casos en verano. Si se tiene en cuenta que la mayor anomalía estacional en comparación con el siglo XX, se presenta en primavera y que precisamente esta estación sólo registra inundaciones con flujo meridional (S, SE o SW), se puede concluir que el aumento de inundaciones en Catalunya en el periodo 1840–1870 estaría vinculado en gran parte con una elevada frecuencia de situaciones de flujo meridional en primavera.

Tipo	DEF	MAM	JJA	SON	Total
TP1	11,3%	14,5%	22,6%	51,6%	54%
TP2	25%	40%	10%	25%	18%
TP3	40%	20%	0%	40%	5%
TP4	0%	0%	0%	100%	5%
TP5	21,4%	0%	14,3%	64,3%	12%
TP6	0%	14,3%	57,1%	28,6%	6%

Tabla 4.5. Distribución estacional de los episodios meteorológicos asociados a inundaciones, según el tipo de tiempo al que corresponden, en Catalunya para el periodo 1840–1870.

Si se analiza la distribución de los episodios según su categoría y TP al que pertenecen (Tabla 4.6) se tiene que el TP1 concentra un 29% de días totales asociados a un episodio meteorológico CAT. Este es el valor máximo según categoría y TP. También, es el TP que contiene la gran mayoría de episodios CAT (el 52% de todos los días correspondientes a los episodios meteorológicos CAT). Todo esto, además, situándose en el TP que representa el mayor porcentaje de casos totales (54%). Si se

representa el campo medio de la SLP diaria para todos los días asociados a episodios CAT (Figura 4.10a) se tiene un patrón de SLP idéntico al definido por todos los episodios que pertenecen al TP1. Realizando lo mismo, pero para todos los episodios EXT, aunque también se obtiene un campo medio de la SLP diaria (Figura 4.10b) parecido al definido por el TP1, no es idéntico a éste. Este campo medio presenta una zona de altas presiones sobre Catalunya que aunque también comporta un flujo aéreo de componente sur sobre la zona, no es una situación tan favorable a la generación de precipitaciones intensas con posibilidad de inundaciones. Así pues en el periodo 1840–1870 se puede concluir que se produjo una elevada frecuencia de episodios meteorológicos CAT con un flujo de viento asociado del S. Esta situación es muy propensa a generar precipitaciones intensas e inundaciones en Catalunya (Capítulo 1).

Nº de días (porcentaje)	TP1	TP2	TP3	TP4	TP5	TP6
	Flujo S c A	Flujo S c B	Flujo SE	Flujo NW	Sit. Anticiclónica	Flujo SW
CAT 63(55%)	33(29%)	14(12%)	3(3%)	2(2%)	7(6%)	4(3%)
EXT 51(45%)	29(25%)	6(5%)	2(2%)	4(4%)	7(6%)	3(3%)
TOT 114(100%)	62(54%)	20(18%)	5(5%)	6(5%)	14(12%)	7(6%)

Tabla 4.6. Distribución de los episodios meteorológicos (días) asociados a inundaciones según su categoría y tipo de tiempo en Catalunya para el periodo 1840–1870. Los porcentajes están expresados respecto al total de casos (114 días). EXT se refiere a extraordinario, CAT, a catastrófico y TOT al número total de casos (EXT+CAT).

Finalmente, para poder analizar si durante el periodo 1840–1870 hubo algún tipo de anomalía en la circulación atmosférica o algún patrón que dominase durante los episodios de inundación analizados, se ha desarrollado un análisis en componentes principales (ACP), descomposición en valores propios o en funciones ortogonales empíricas (EOF) del campo diario de SLP de los 11.323 días que contiene tal periodo a partir de los datos de presión de las 13 series disponibles en Europa. Los valores propios obtenidos, con el porcentaje de variabilidad explicada por cada EOF están resumidos en la Tabla 4.7a. Las EOFs encontradas están suficientemente separadas las unas de las otras y se pueden considerar todas independientes según el criterio de North *et al.* (1982) (Tabla 4.7b). Este criterio consiste en calcular para cada EOF los siguientes dos parámetros (Ec. 4-1 y Ec. 4-2):

$$d = \lambda_i - \lambda_{i+1} \quad \text{Ec. 4-1}$$

donde, λ_i es el valor propio asociado a la EOF i -ésima.

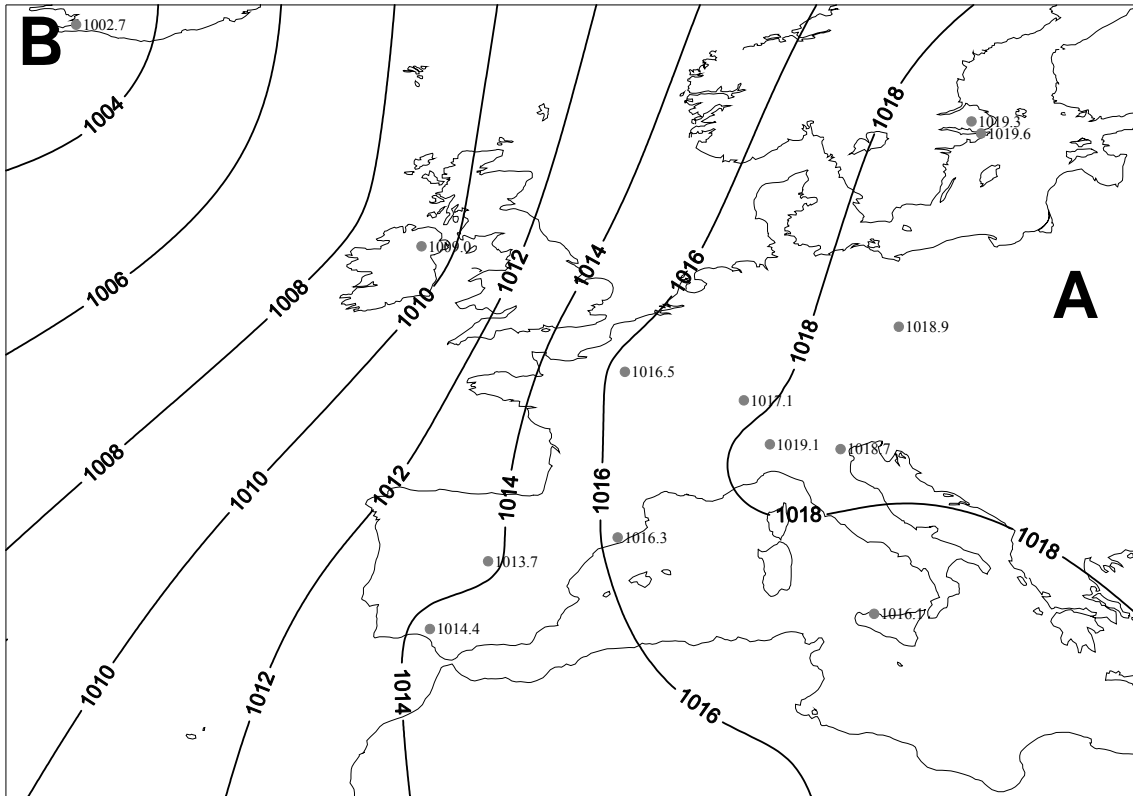
$$t_i = \sqrt{\frac{2}{N}} \cdot \lambda_i \quad \text{Ec. 4-2}$$

donde, N es el número de casos de estudio
 λ_i es el valor propio asociado a la EOF i -ésima.

Las EOFs estarán suficientemente separadas y se podrán considerar independientes si se cumple la condición expresada por la Ec. 4-3 con un nivel de confianza del 99%:

$$d > t_{i+1} \quad \text{Ec. 4-3}$$

a) Campo medio de SLP diaria para los episodios CAT (1840-1870)



b) Campo medio de SLP diaria para los episodios EXT (1840-1870)

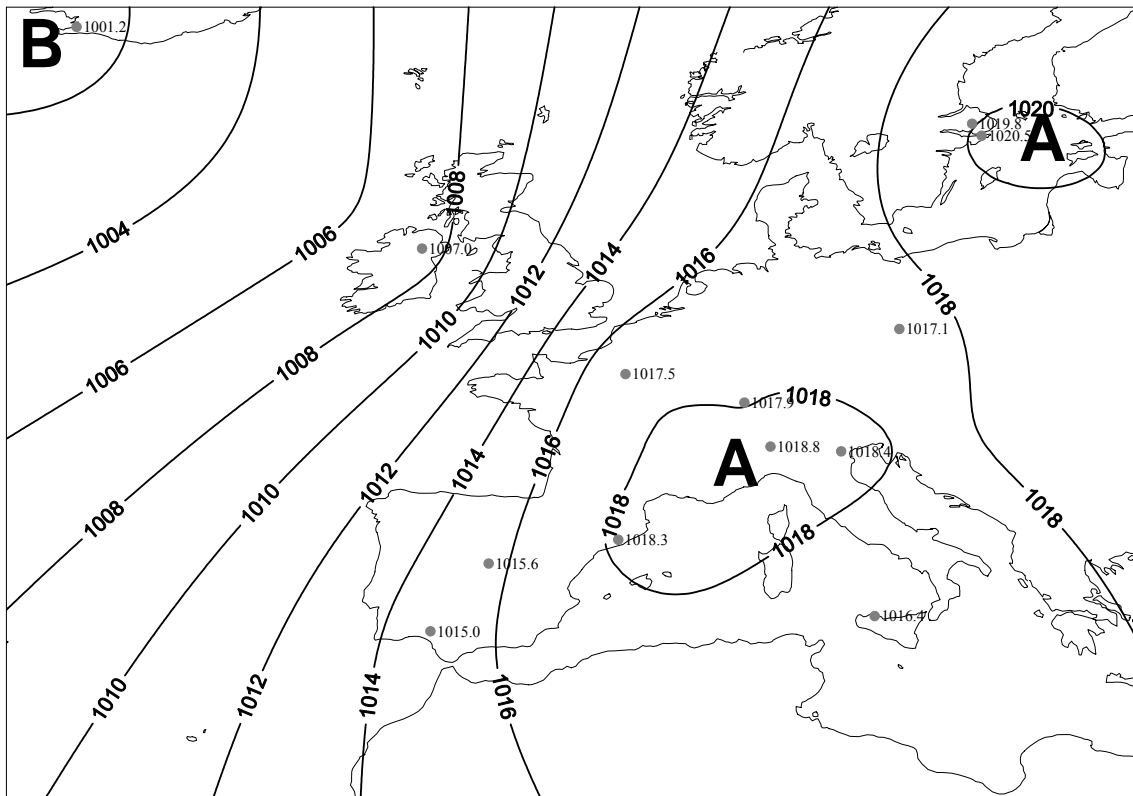


Figura 4.10. Reconstrucciones sinópticas de los campos medios de SLP diaria calculados para todos los días de los episodios meteorológicos catastróficos (a) y extraordinarios (b) en Catalunya (1840–1870).

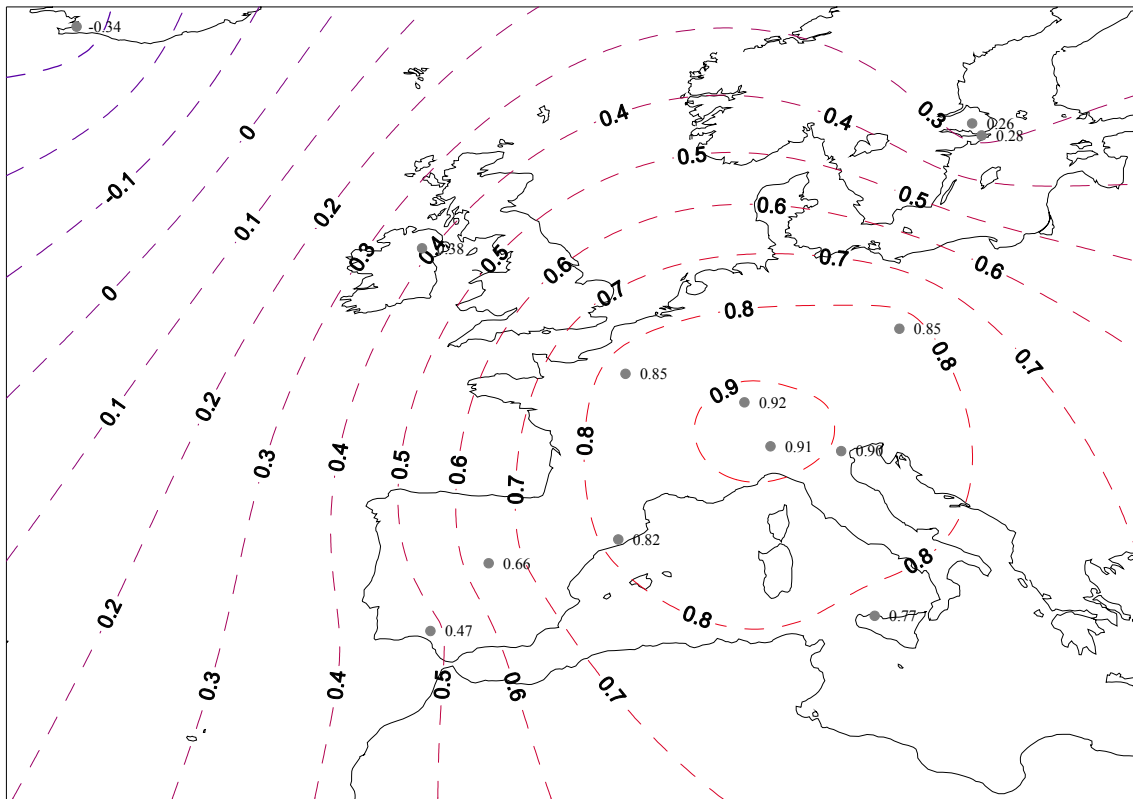
	a)			b)		
	Valor propio (λ_i)	Variabilidad explicada	Variabilidad acumulada	t_i	d	¿Sig. al 99%? → ¿ $d > t_i$?
EOF1	6,256	48,12	48,12	0,829	---	
EOF2	2,497	19,21	67,34	0,331	3,759	Sí
EOF3	1,345	10,35	77,68	0,178	1,152	Sí
EOF4	1,033	7,94	85,63	0,137	0,312	Sí
EOF5	0,605	4,66	90,28	0,080	0,428	Sí
EOF6	0,369	2,84	93,12	0,049	0,236	Sí
EOF7	0,292	2,24	95,36	0,039	0,077	Sí
EOF8	0,231	1,78	97,14	0,031	0,061	Sí
EOF9	0,179	1,38	98,52	0,024	0,052	Sí
EOF10	0,097	0,75	99,26	0,013	0,082	Sí
EOF11	0,068	0,53	99,79	0,009	0,029	Sí
EOF12	0,023	0,18	99,96	0,003	0,045	Sí
EOF13	0,005	0,04	100,00	0,001	0,018	Sí

Tabla 4.7. a) Valores propios y porcentaje de variabilidad explicada por cada una de las doce CPs del campo de SLP medio diario de los episodios de inundación producidos en el periodo 1840–1870 en Catalunya. Las cinco primeras CPs aparecen en negrita, ya que explican casi el 95% de la variabilidad total de la muestra. b) Resultados del test de North *et al.* (1982) de independencia de las CPs encontradas con un nivel de confianza del 99%.

En la Figura 4.11 aparecen representadas las primeras siete EOFs del campo diario de SLP del periodo 1840–1870. Se escogen sólo las siete primeras, porque son las que explican más del 95% de la variabilidad total de la muestra y porque las siguientes EOFs explican ya porcentajes de variabilidad muy pequeños y comprenden patrones de difícil interpretación. Según la circulación en superficie que definen los siete patrones obtenidos sobre Catalunya se pueden designar de la siguiente manera:

- i) EOF1: Circulación meridional (N-S) principal (~ 48% de la variabilidad)
- ii) EOF2: Circulación zonal (W-E) (~ 19%)
- iii) EOF3: Circulación SW-NE (~ 10%)
- iv) EOF4: Circulación meridional (N-S) secundaria (~ 8%)
- v) EOF5: Circulación NW-SE (~ 5%)
- vi) EOF6: Circulación ciclónica-anticiclónica sobre Catalunya (~ 3%)
- vii) EOF7: Circulación ciclónica-anticiclónica sobre la Península Ibérica (~ 2%)

EOF1 (SLP) - PERIODO 1840-1870



CP1 (SLP) PERIODO 1840-1870

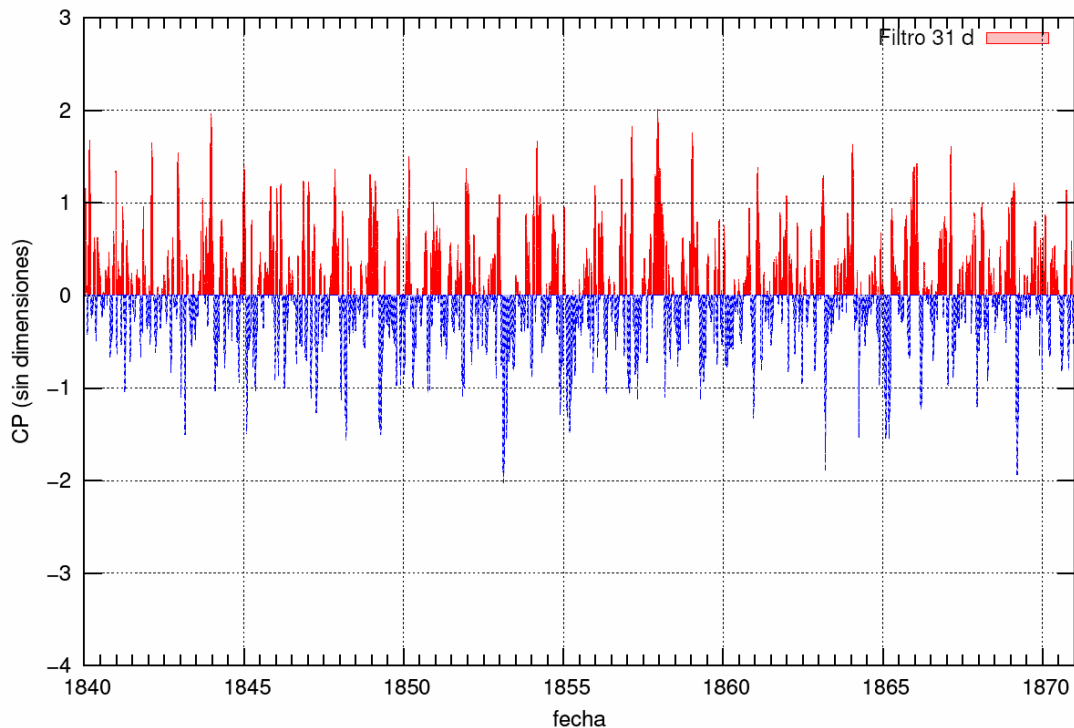
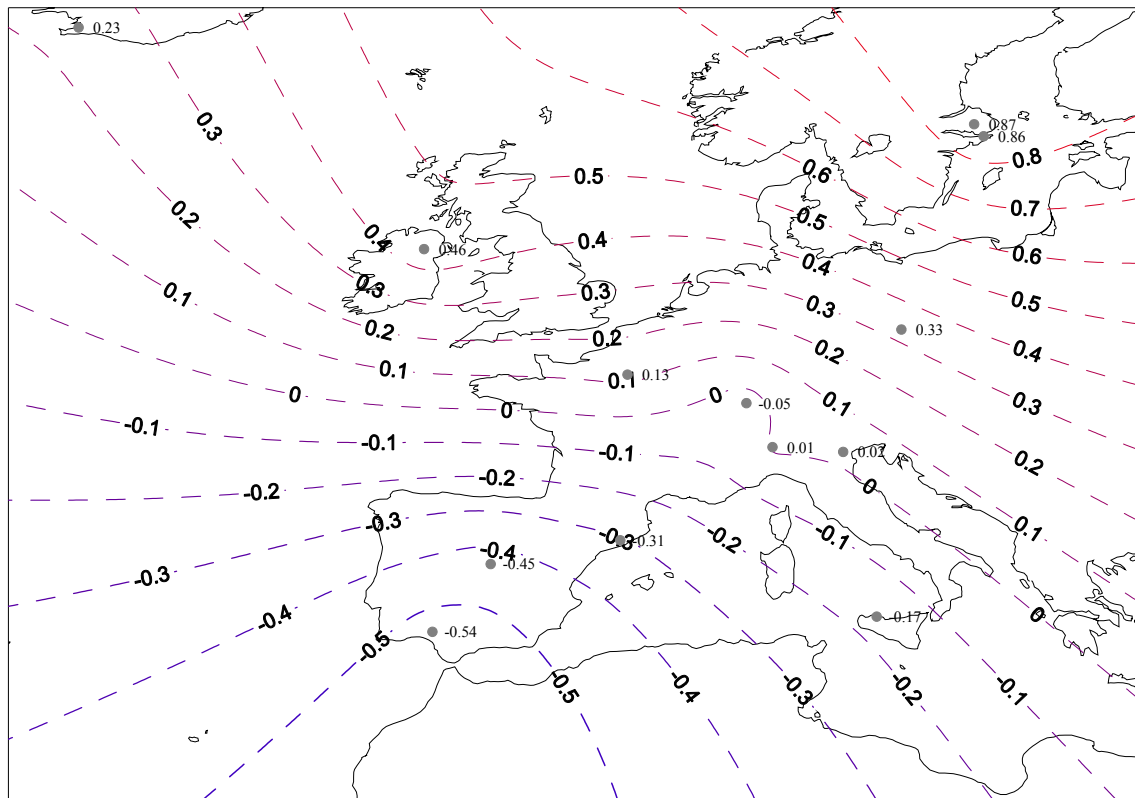


Figura 4.11. Representación de las primeras siete EOFs (patrones de SLP) encontrados a partir del análisis en componentes principales (ACP) del campo de SLP diario para el periodo 1840–1870 (imagen superior) y evolución temporal de las componentes principales (CPs) asociadas a cada EOF (imagen inferior). Las isolíneas están representadas cada 0,1 unidades estandarizadas.

EOF2 (SLP) - PERIODO 1840-1870



CP2 (SLP) PERIODO 1840-1870

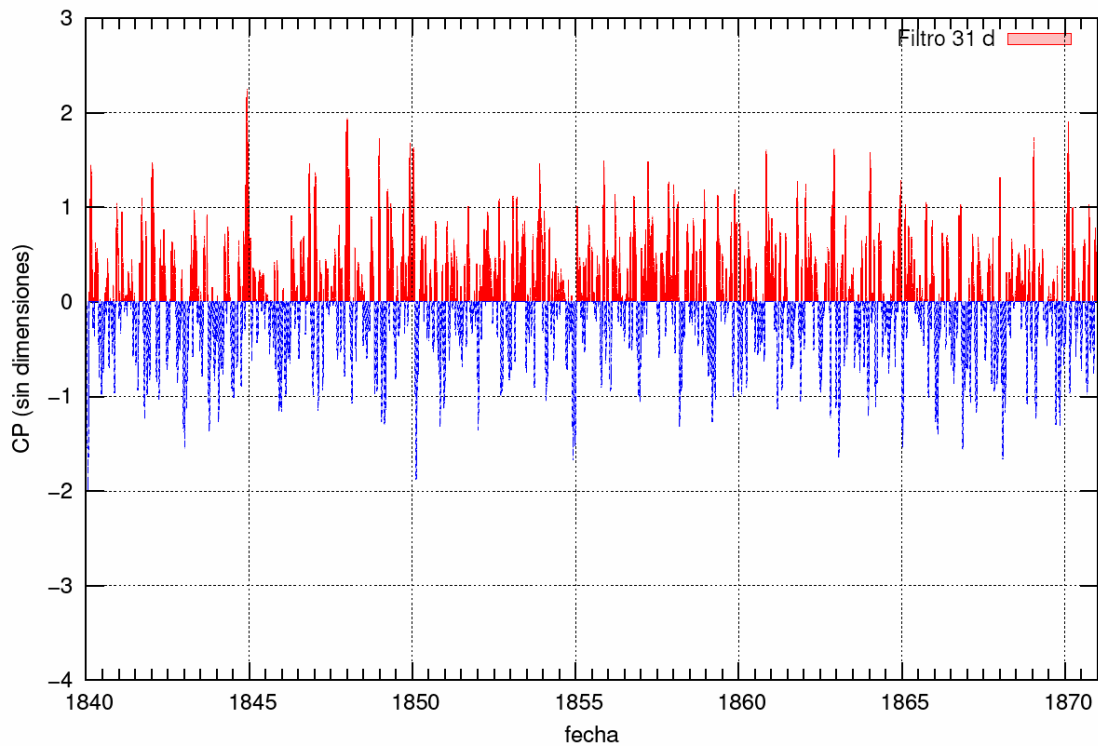
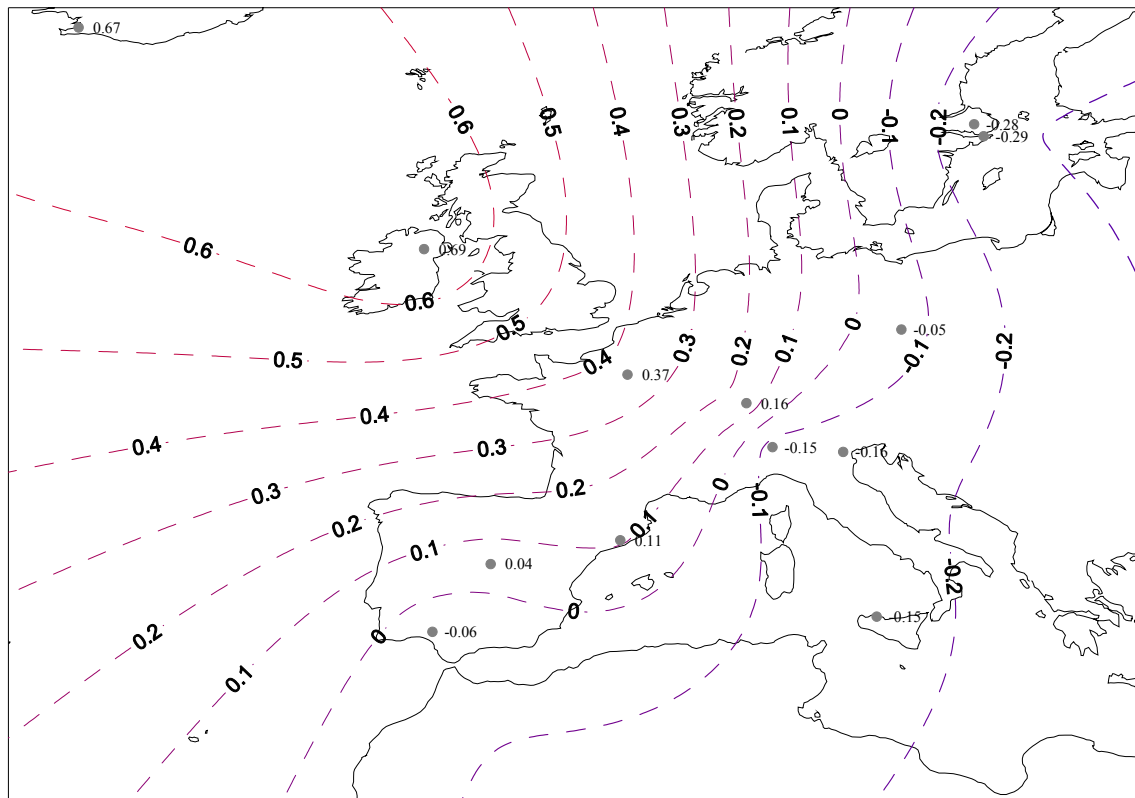


Figura 4.11 (cont.)

EOF3 (SLP) - PERIODO 1840-1870



CP3 (SLP) PERIODO 1840-1870

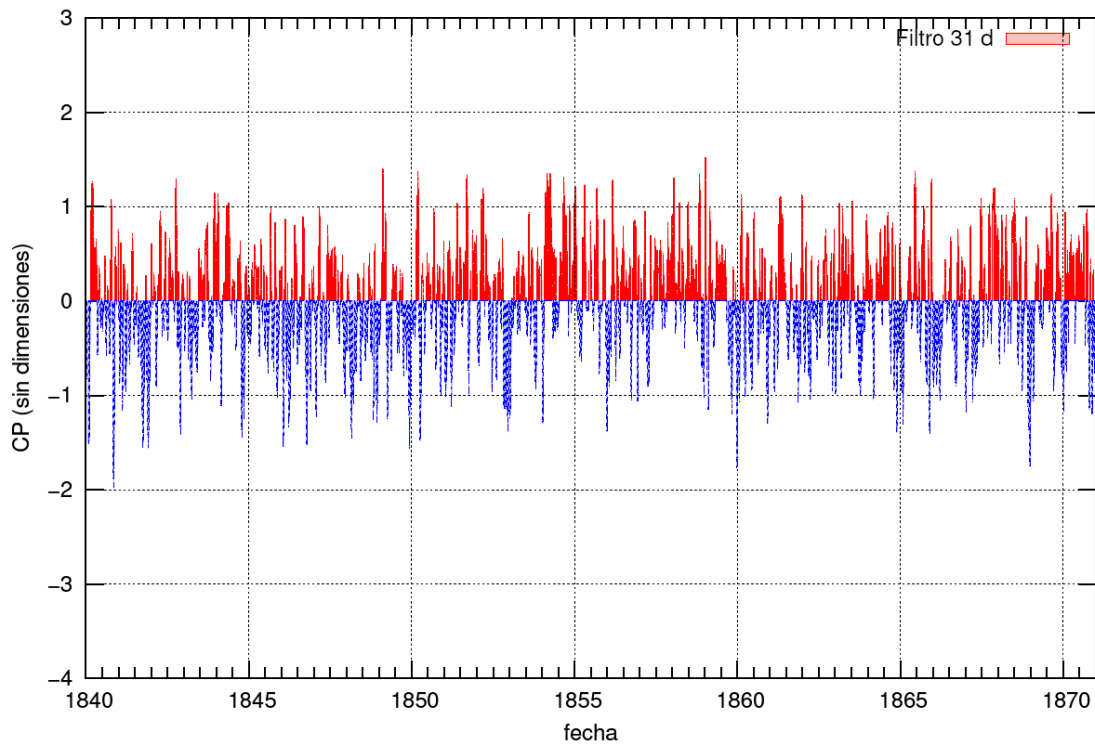
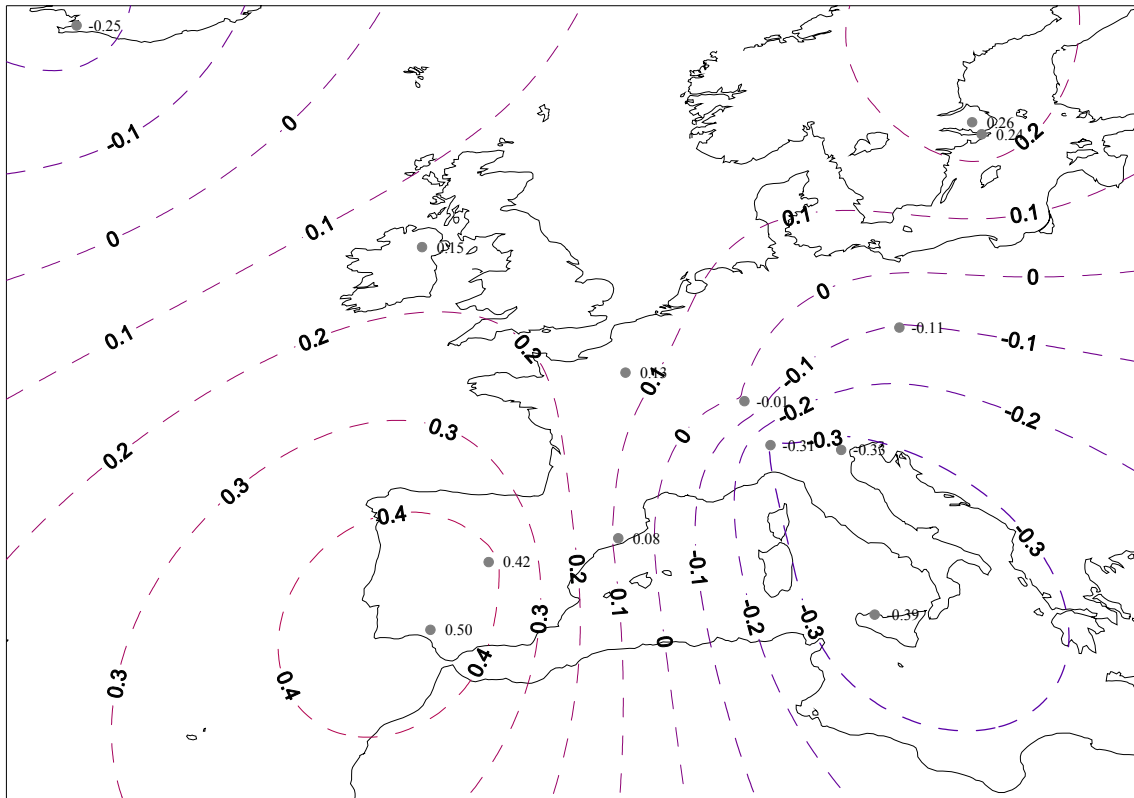


Figura 4.11 (cont.)

EOF4 (SLP) - PERIODO 1840-1870



CP4 (SLP) PERIODO 1840-1870

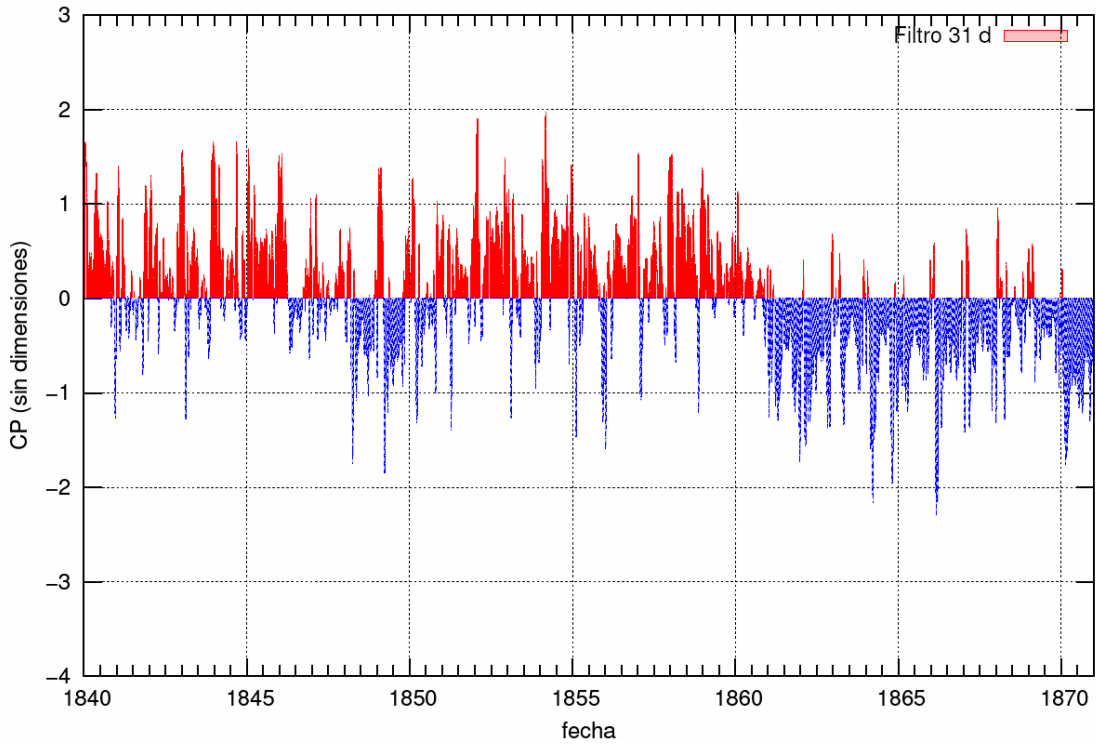
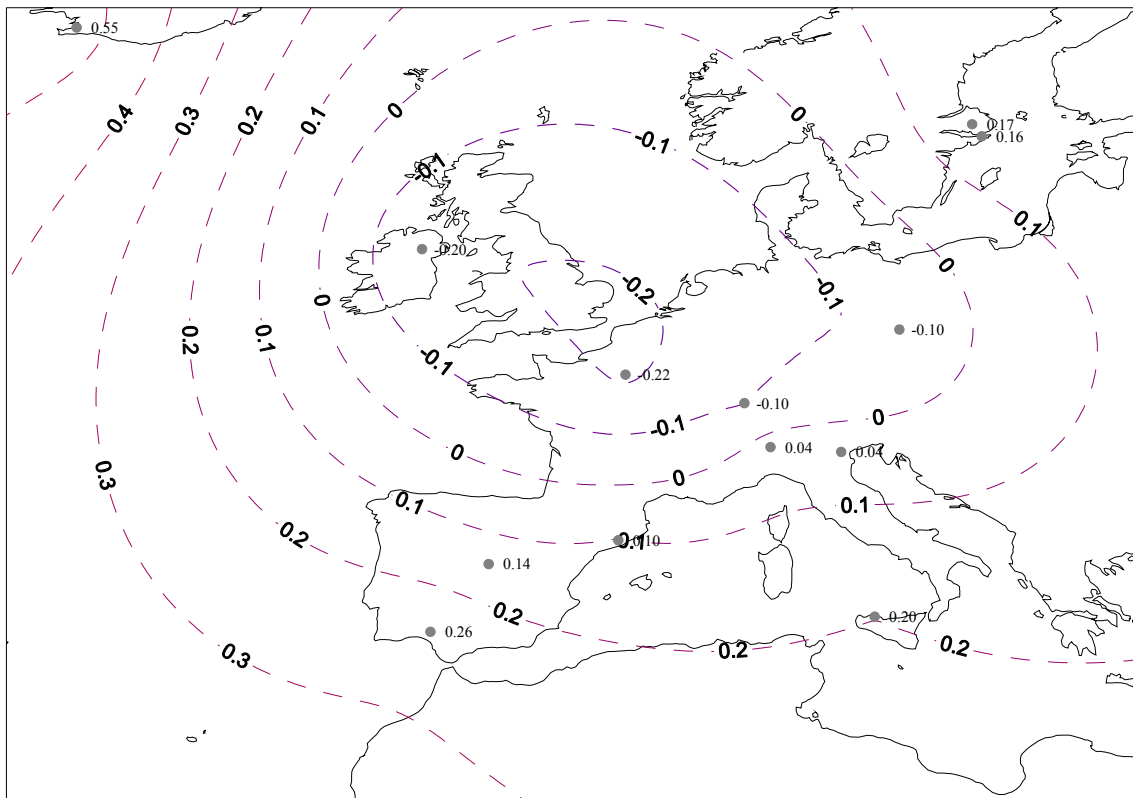


Figura 4.11 (cont.)

EOF5 (SLP) - PERIODO 1840-1870



CP5 (SLP) PERIODO 1840-1870

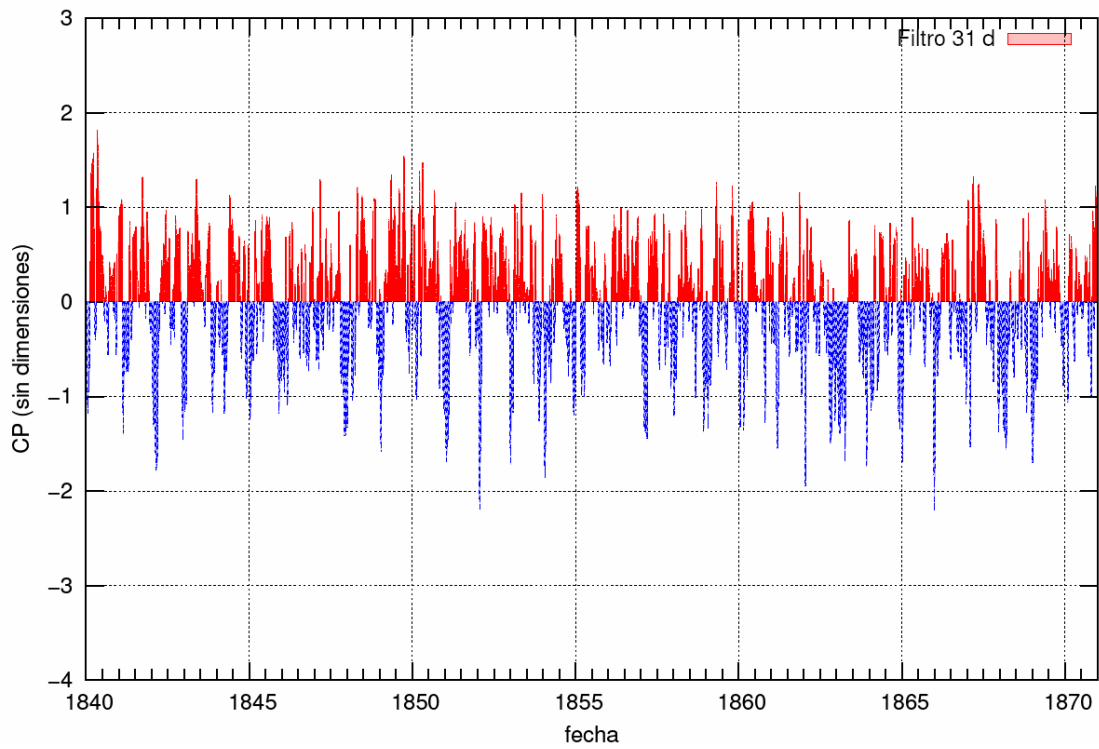
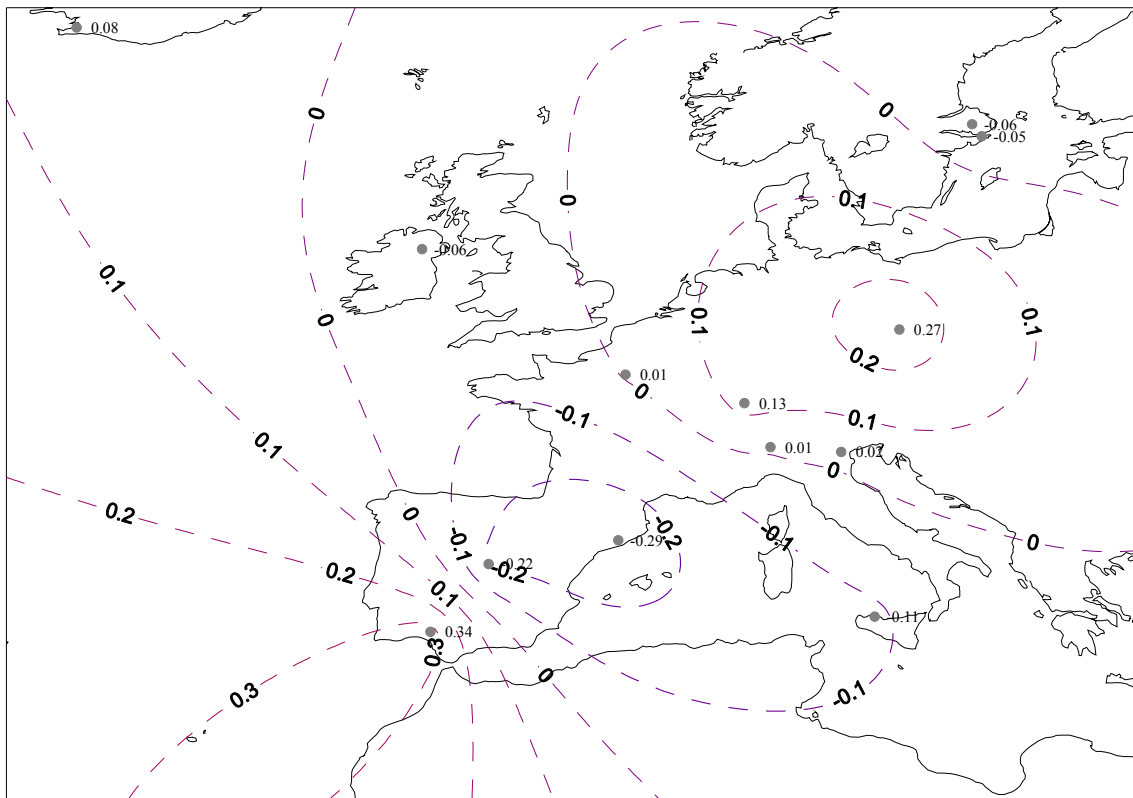


Figura 4.11 (cont.)

EOF6 (SLP) - PERIODO 1840-1870



CP6 (SLP) PERIODO 1840-1870

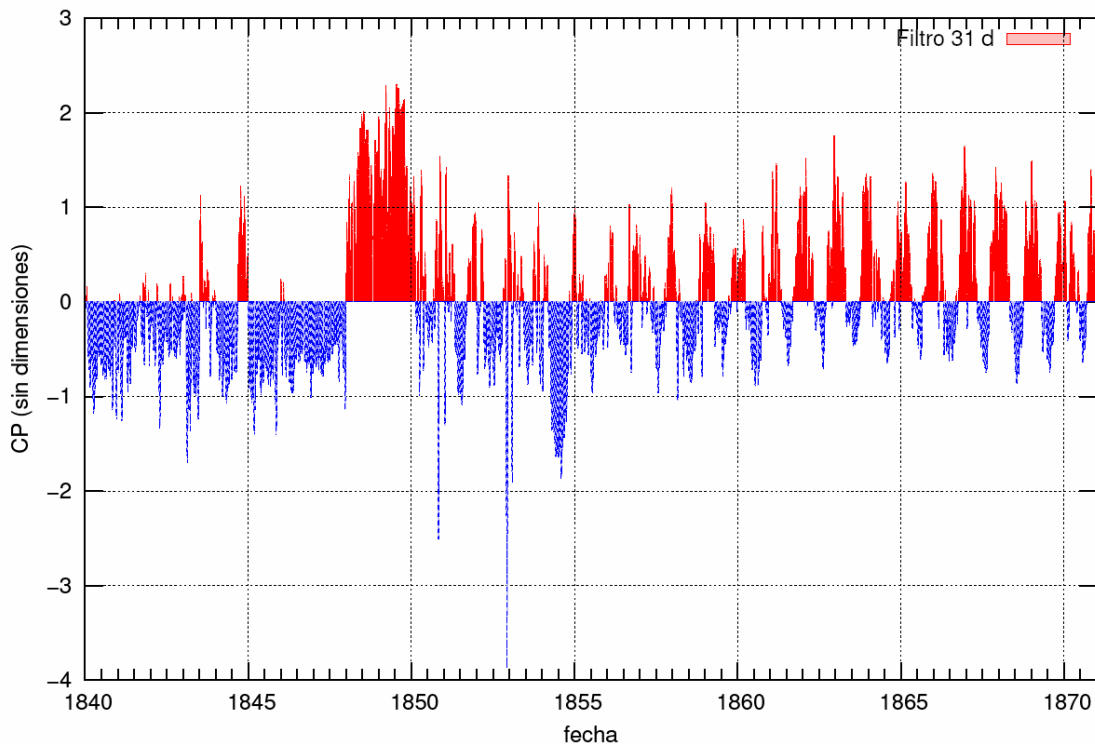
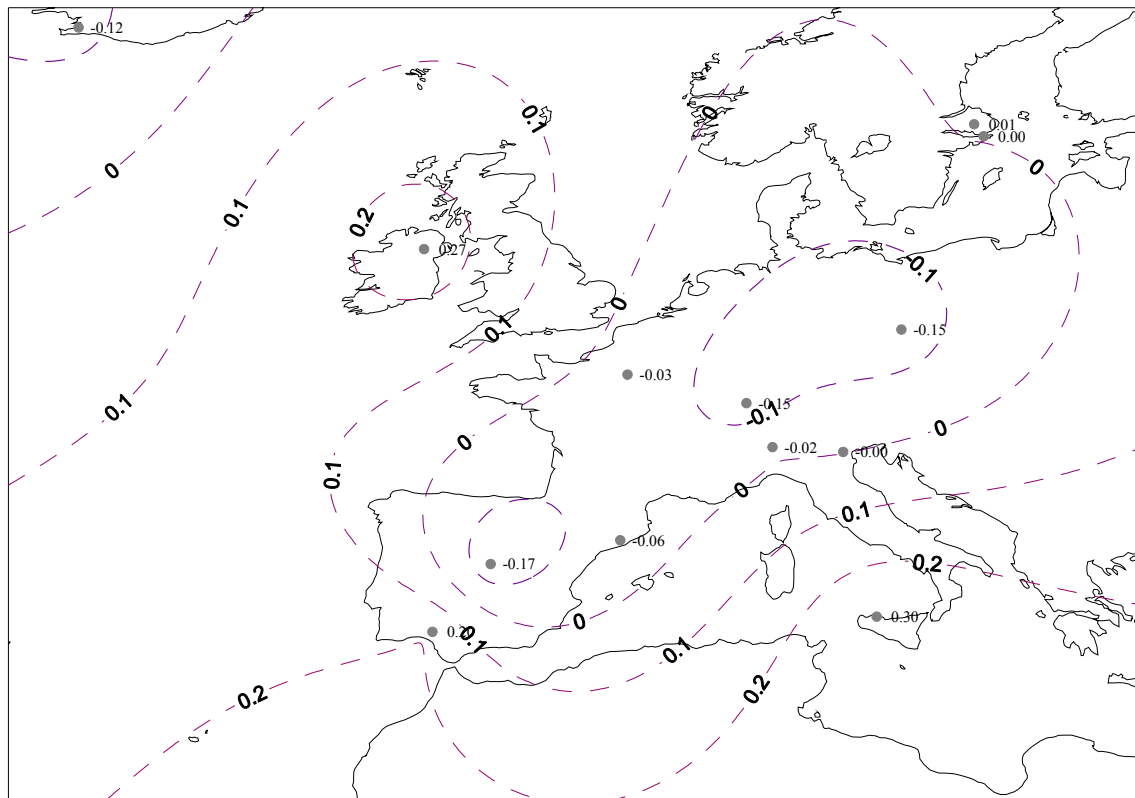


Figura 4.11 (cont.)

EOF7 (SLP) - PERIODO 1840-1870



CP7 (SLP) PERIODO 1840-1870

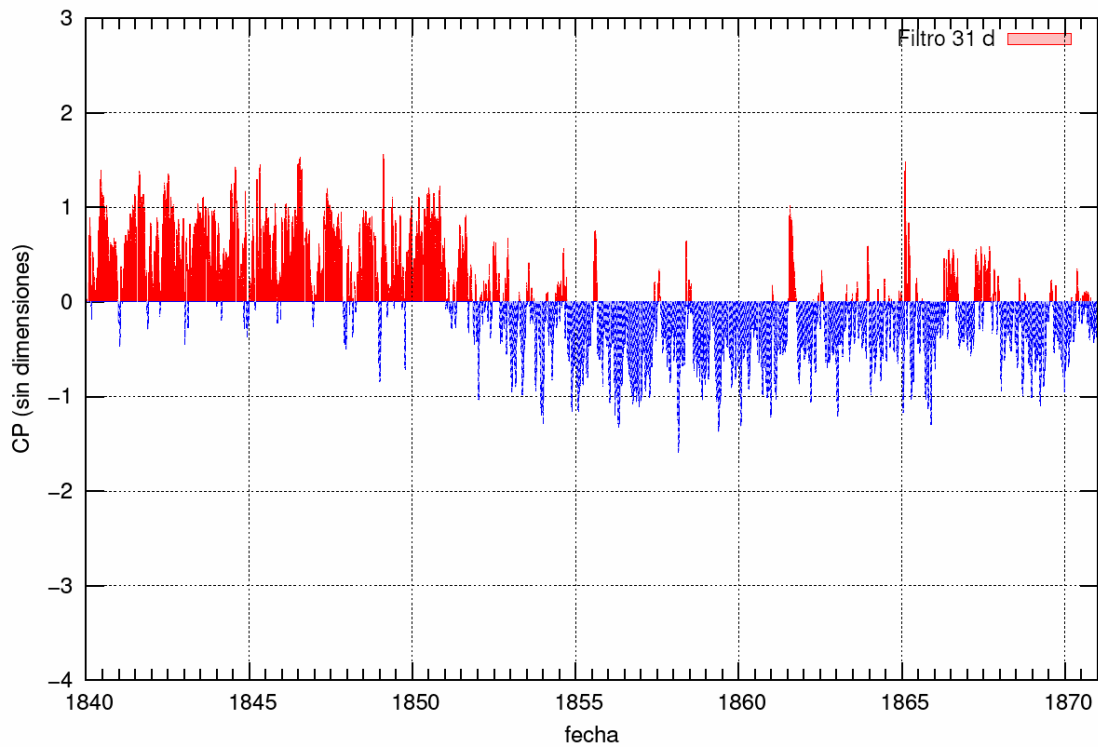


Figura 4.11 (cont.)

Así pues, para este periodo se obtiene que el patrón de circulación diaria mayoritario (EOF1) muestra una circulación meridional (48% de la variabilidad), que podría ampliarse teniendo en cuenta la contribución de las EOF3, EOF4 y EOF5, si bien habría que comprobar el sentido de la circulación. Analizando la evolución de las CPs dentro del periodo 1840–1870 (Figura 4.11) no se observa ningún predominio o tendencia en las tres principales EOFs identificadas, las cuales explican el 77% de la variabilidad del campo diario de SLP sobre Europa. Sólo se observan comportamientos anómalos en las CP4, CP6 y sobre todo en la CP7, pero estas CPs están asociadas a EOFs que explican porcentajes pequeños de variabilidad. Para poder obtener conclusiones significativas debería analizarse la evolución de las CPs para un periodo mucho más largo, lo que se deja para un trabajo futuro. Aún así, hay que tener en cuenta que el patrón medio climático de circulación en Europa es esencialmente zonal, lo que destaca la anomalía meridional registrada en este periodo.

Si se analizan los valores medios de las siete primeras CPs para los 114 días que forman los episodios meteorológicos de inundación definidos (Tabla 4.8), se obtiene un predominio de una de las dos fases de cada EOF para los días con inundaciones. Para las tres primeras EOFs domina la fase positiva del patrón de circulación mientras que para las cuatro EOFs restantes domina la fase negativa del patrón. Así pues tendríamos circulación del S (EOF1 y EOF4), del W (EOF2), del N (EOF3), del E (EOF5) y la presencia de una baja mesoescalar sobre Catalunya (EOF6), resultado en coherencia con los obtenidos mediante los métodos expuestos anteriormente.

CP	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	CP6	CP7
CAT	+0,551	+0,488	+0,183	-0,522	-0,235	-0,468	-0,298
EXT	+0,179	+0,378	+0,117	-0,445	+0,055	-0,245	-0,118
TOT	+0,385	+0,438	+0,154	-0,488	-0,106	-0,368	-0,217

Tabla 4.8. Valores medios de las seis primeras componentes principales (CPs) asociadas a los seis primeros patrones de circulación (EOFs) del campo medio de SLP en Europa para los días asociados a inundaciones en Catalunya durante el periodo 1840–1870. TOT se refiera a los 114 días pertenecientes a los episodios considerados, CAT a los 63 días pertenecientes a los episodios catastróficos y EXT a los 51 días pertenecientes a los episodios extraordinarios.

Si se analizan por separado los valores medios de las CPs para los días asociados a episodios CAT y EXT, se obtiene el mismo resultado que para el total de casos de inundación, excepto para la CP5. Para esta CP no parece existir un predominio de ninguna de las dos fases de la EOF5 asociada a los episodios EXT, ya que el valor medio de la CP5 es muy próximo a cero. Es de destacar que el valor medio obtenido para los episodios CAT es mayor en valor absoluto que el obtenido para los episodios EXT, lo que indica situaciones mucho más marcadas y excepcionales.

4.2.2 Comparación con el siglo XX

Se han realizado numerosas clasificaciones de TPs asociados a precipitación en la costa mediterránea española, la mayor parte de los cuales se refiere a la última parte del siglo XX. Merece especial atención el trabajo de Romero *et al.* (1999a) en el que se obtienen los patrones sinópticos asociados a los episodios de precipitación ocurridos en el periodo 1984–1993 en la costa mediterránea española. A partir de un análisis en conglomerados de 3.941 días de lluvia diaria significativa se identificaron 19 patrones sinópticos básicos, que se pueden resumir en cuatro escenarios generales: el primero, una perturbación a gran escala situada al W o NW de la Península Ibérica produciendo

un flujo húmedo del Atlántico que favorece el desarrollo de la precipitación en la mayor parte de la Andalucía Occidental (equivalente a los Tipo 4 y TP5 aquí obtenidos). El segundo ocurre con el paso de un frente frío por la Península asociado a un sistema de bajas presiones a mayor latitud (Tipo 3; TP4). Este escenario favorece el desarrollo de precipitaciones en el NE de España y en las zonas montañosas del interior de Andalucía. El tercer escenario, con pequeñas bajas relativas a 500 *hPa* sobre el Sur de España, produce un flujo de viento en niveles bajos del E-SE, cálido y húmedo, sobre Catalunya (Tipos 1, 6; TP1, TP2 y TP3). Finalmente, en el cuarto escenario, las perturbaciones en niveles altos y bajos se localizan al E de la Península Ibérica, en el área del Golfo de Génova, induciendo fuertes flujos con una pronunciada componente N sobre España. Este último escenario genera precipitaciones importantes en el NE de la Península y Baleares. Trece de los 19 patrones sinópticos encontrados en Romero *et al.* (1999a) afectan en mayor o menor medida a Catalunya.

Patrón atmosférico (%PT)*	Características sinópticas principales	Zona afectada en Catalunya	Correspondencia clasificación 1840-70	
			Técnica objetiva	Técnica subjetiva
AP3 (25,0)	Centro de baja presión localizado al W-NW de la Península Ibérica induciendo un flujo meridional.	Toda la región	TP1-TP2	Tipo 1
AP4 (15,2)	Flujos del SW asociados a bajas presiones en el NW de España.	Toda la región	TP6	Tipo 1
AP5 (17,2)	Bajas en niveles altos y bajos en el W-SW de la Península.	Pirineos	TP2	Tipo 4
AP7 (2,0)	Paso de un frente frío sobre la Península.	Toda la región	TP4-TP6	Tipo 3
AP8 (7,9)	Baja superficial frontal acentuada sobre el NE de España.	Toda la región	TP6	Tipo 4
AP9 (3,5)	Vientos del W al NW siguiendo el paso de un frente frío	Toda la región	TP4	Tipo 3
AP11 (0,0)	Bajas presiones relativas sobre el SE de la Península y bajas térmicas	Toda la región	---	---
AP13 (37,9)	DANA/COL sobre el S de España induciendo flujo de levante en niveles bajos.	Sur	TP3-TP5	Tipo 6
AP14 (19,6)	Ondas baroclina cortas sobre España, con flujo del E sobre la costa del NE.	Pirineos	TP3	Tipo 6
AP15 (32,0)	Ondas baroclina cortas sobre España, con flujo del SW sobre la costa E.	Pirineos	TP6	Tipo 1
AP16 (0,0)	Centro de bajas presiones sobre el N de Italia, con bajas relativas en el S de España.	Mitad Este	---	---
AP18 (4,7)	Flujo general del N por baja en el área del Golfo de Génova.	Mitad Este	TP4	Tipo 2
AP19 (11,5)	Flujo general del NE por baja en el E de las Baleares.	Mitad Este	---	---

Tabla 4.9. Patrones atmosféricos productores de precipitaciones diarias significativas en la zona de Catalunya para el periodo 1984–1993 (Adaptado de Romero *et al.*, 1999a). (*) %PT es el porcentaje de días de precipitación torrencial respecto al total de días con lluvia significativa que tiene el patrón sinóptico considerado. Las dos últimas columnas están las correspondencias con los tipos de tiempo encontrados para el periodo 1840–1870 por las técnicas subjetiva y objetiva.

En la Tabla 4.9 se encuentran resumidas las características principales de los 13 patrones sinópticos que afectan a Catalunya. También se encuentra la correspondencia con los TPs encontrados con las técnicas subjetiva y objetiva, así como el porcentaje de días de precipitación torrencial que tiene cada uno de los patrones sinópticos. Hay que comentar que para tres patrones sinópticos definidos por Romero *et al.* (1999a) no se ha podido encontrar ninguna similitud con los patrones obtenidos para el periodo

1840–1870: AP11, AP16 y AP19, probablemente porque no producen precipitaciones torrenciales sobre Catalunya. Es por ello que se ha comparado también con el trabajo de Romero *et al.* (1999b), que parte de un total de 449 eventos de precipitación torrencial y obtiene 8 patrones sinópticos. Estos patrones coinciden en esencia con los seis encontrados para las inundaciones del periodo 1840–1870 (si bien en este periodo no se dispone de datos diarios de geopotencial a 500 *hPa* y, por lo tanto, la identificación no puede ser tan detallada).

4.3 Serie de precipitación de la Ciudad de Barcelona (1786–2005)

En este apartado se analizan por un lado las características principales de la serie de precipitación de la Ciudad de Barcelona a escala mensual y diaria. También se realiza un estudio de la evolución temporal de la precipitación para identificar posibles tendencias a largo plazo en la precipitación anual y estacional ya que es una serie muy larga (220 años: 1786–2005). La precipitación diaria se analiza para un intervalo de tiempo más corto (1854–2005), ya que para el periodo anterior (1786–1853) no se disponen de datos a escala diaria. También se estudian las posibles tendencias en la precipitación extrema y en el número de días de precipitación, así como el número de días para diferentes umbrales de precipitación. Los resultados aquí encontrados serán útiles para completar los resultados y discusiones de apartados y capítulos posteriores.

4.3.1 Climatología

La Ciudad de Barcelona tiene una media anual de precipitación de 564,9 *mm* para el periodo 1786–2005. La distribución mensual media de la precipitación es bimodal, con dos máximos (septiembre y mayo) y mínimos (julio y febrero) de precipitación como se puede observar en la Figura 4.12. También es de destacar la gran variabilidad interanual que presenta la precipitación mensual, en que la desviación estándar mensual suele ser del orden de la media mensual en la gran mayoría de meses (Figura 4.12). Además, como se puede apreciar en la Tabla 4.10, once meses tienen un coeficiente de variación (CV) superior al 75% y los meses de febrero y julio (los dos meses más secos) tienen un CV superior al 100%.

En la Tabla 4.10 se encuentran los estadísticos principales de la precipitación mensual, estacional y anual (valor medio, desviación estándar, CV, sesgo, curtosis y valores máximo y mínimo). Septiembre es el mes más lluvioso (79,3 *mm*) y el único mes en el que siempre llueve (valor mínimo de 1,9 *mm* en 1945) mientras todos los demás meses tienen al menos un mes con un registro nulo de precipitación. Además es el mes con el registro más elevado de precipitación: 474,2 *mm* en el año 1852. El mes menos lluvioso es julio (24,8 *mm*) y es el mes que contiene un mayor número de años con precipitación nula (20 años), seguido de enero y febrero con 12 años.

La estación más lluviosa es el otoño y la más seca, el verano. Como valor máximo estacional se encuentra el otoño de 1987 con 563,0 *mm* (valor que coincide casi con la media anual de precipitación) y como valor mínimo estacional está el invierno de 1825 con 0,0 *mm*. Como valores anuales destacan los 1.024,5 *mm* caídos en el año 1951 y los

196,3 mm en el año 1817, año conocido en las fuentes documentales como *Lo Any de la Fam* (El Año de la Hambruna; Barriendos, 1994). Este valor es típico de las zonas semidesérticas de las provincias españolas de Almería y Murcia.

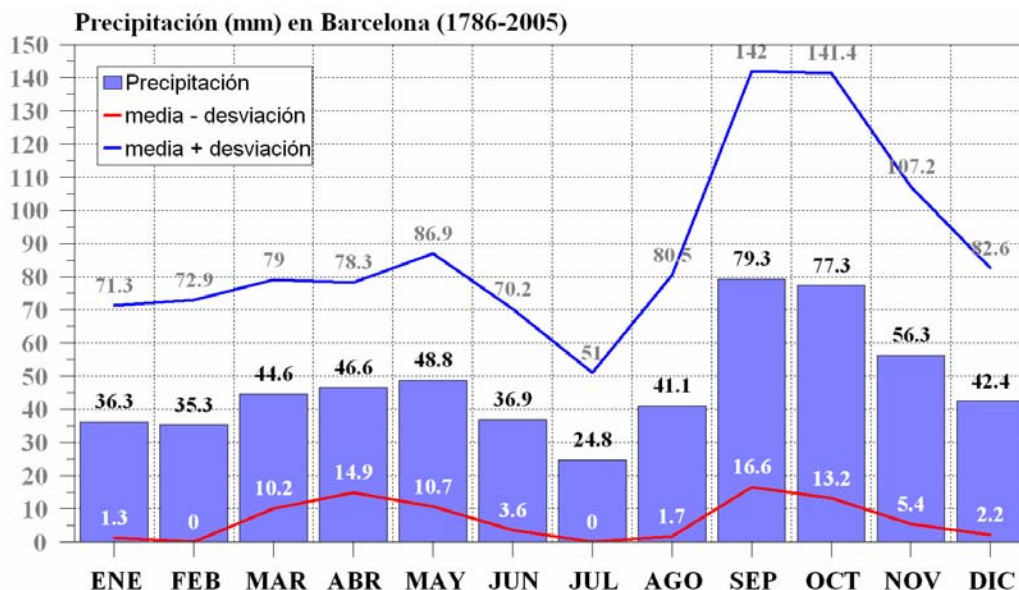


Figura 4.12. Distribución de la precipitación media anual a lo largo del año en la Ciudad de Barcelona (1786–2005).

Periodo	Media (mm)	Desviación (mm)	CV (%)	Sesgo (mm)	Curtosis (mm)	Máximo (Año)	Mínimo (Año o nº de años)
ENE	36,3	35,0	96,2	1,8	5,4	239,1 (1898)	0,0 (12 a)
FEB	35,3	37,6	106,4	2,2	7,1	242,2 (1944)	0,0 (12 a)
MAR	44,6	34,4	77,1	1,3	1,7	171,4 (1790)	0,0 (1905, 1957)
ABR	46,6	31,7	68,0	0,9	1,1	176,7 (1969)	0,0 (1817)
MAY	48,8	38,1	78,0	1,5	3,5	238,0 (1853)	0,0 (1787, 1795)
JUN	36,9	33,3	90,1	1,5	2,5	173,2 (1856)	0,0 (5 a)
JUL	24,8	26,2	105,5	1,6	4,1	161,0 (1932)	0,0 (20 a)
AGO	41,1	39,4	95,8	1,3	1,4	178,3 (1995)	0,0 (8 a)
SEP	79,3	62,7	79,0	2,4	9,4	474,2 (1852)	1,9 (1945)
OCT	77,3	64,1	83,0	2,0	5,8	411,3 (1987)	0,0 (1904)
NOV	56,3	50,9	90,4	1,9	6,3	356,3 (1983)	0,0 (8 a)
DIC	42,4	40,2	94,7	1,8	4,4	244,6 (1971)	0,0 (7 a)
DEF	113,8	70,4	61,9	1,2	2,3	420,6 (1944)	0,0 (1825)
MAM	139,0	64,2	46,2	0,5	-0,1	342,0 (1853)	15,8 (1893)
JJA	102,5	59,8	58,4	0,9	0,2	292,8 (1920)	4,5 (1791)
SON	213,1	101,4	47,6	1,0	0,8	563,0 (1987)	48,6 (1869)
ANUAL	564,9	161,4	28,6	0,4	0,3	1024,5 (1951)	196,3 (1817)

Tabla 4.10. Estadísticos básicos de la precipitación mensual, estacional y anual en la Ciudad de Barcelona (1786–2005).

Si se estudia como se reparte el total de precipitación por estaciones (Figura 4.13), el otoño es la estación que concentra el mayor porcentaje de precipitación acumulada (cerca del 40%) y el verano la que acumula el menor porcentaje (18%).

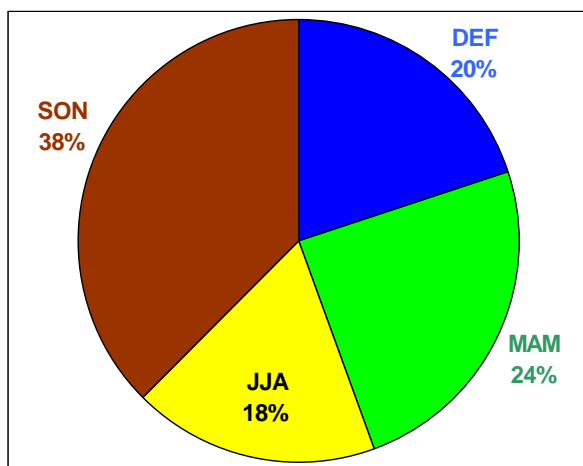


Figura 4.13. Porcentaje de la precipitación estacional respecto al total anual en la Ciudad de Barcelona (1786–2005).

4.3.2 Evolución temporal y anomalías

En la Figura 4.14 está representada la evolución de la precipitación anual en la Ciudad de Barcelona para el periodo 1787–2005. A priori no parece apreciarse tendencia alguna en tal evolución. Son de destacar los bajos valores registrados en las primeras dos décadas del siglo XIX y en general los elevados valores del periodo 1837–1857, dentro de la Oscilación Final de la PEH (Capítulo 3). También son de destacar los valores elevados producidos durante las décadas de los años 50 y 60 del siglo XX.

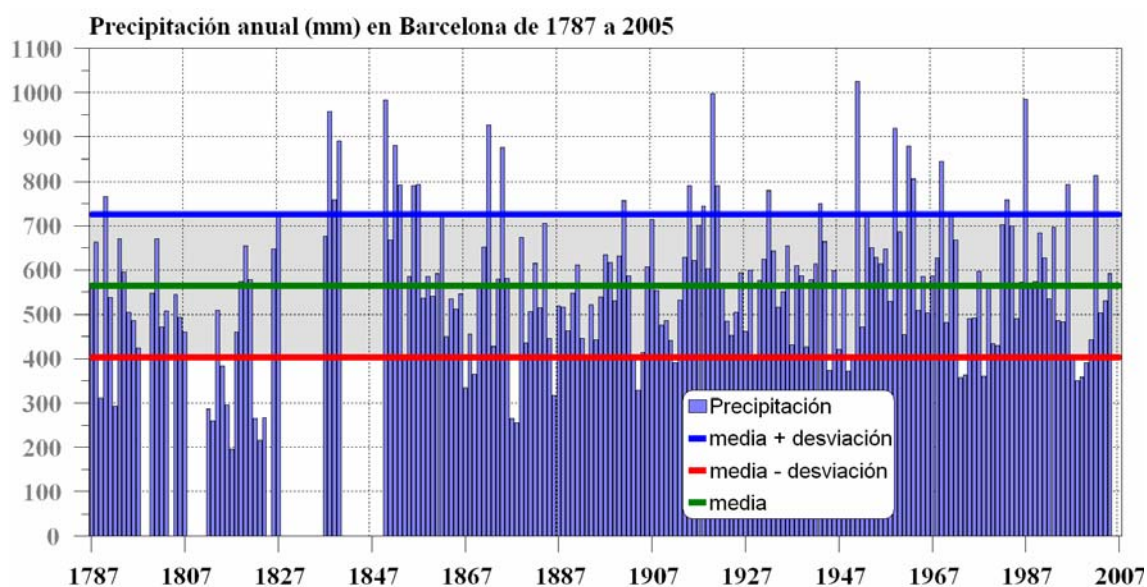


Figura 4.14. Evolución de la precipitación anual en la Ciudad de Barcelona (1787–2005). El valor medio y los umbrales de una desviación arriba y abajo de la media se han calculado para todo el periodo de datos.

Para poder interpretar mejor la evolución temporal de la precipitación anual, en la Figura 4.15 se presenta la evolución temporal de las anomalías anuales de precipitación (valor observado menos valor medio de todo el periodo) de la precipitación en la Ciudad de Barcelona de 1787 a 2005, así como las evoluciones suavizadas de tales anomalías con filtros gaussianos pasabajos de 11 y 31 años. A priori no parece observarse tampoco tendencia alguna en la evolución, aunque destacan las anomalías negativas (años secos) de las décadas 1811–1820 y 1821–1830, del periodo 1867–1886, así como la concentración de anomalías negativas en el periodo 1996–2005. También destacan las décadas 1951–1960 y 1961–1970 con una gran concentración de anomalías positivas o años húmedos (15 años).

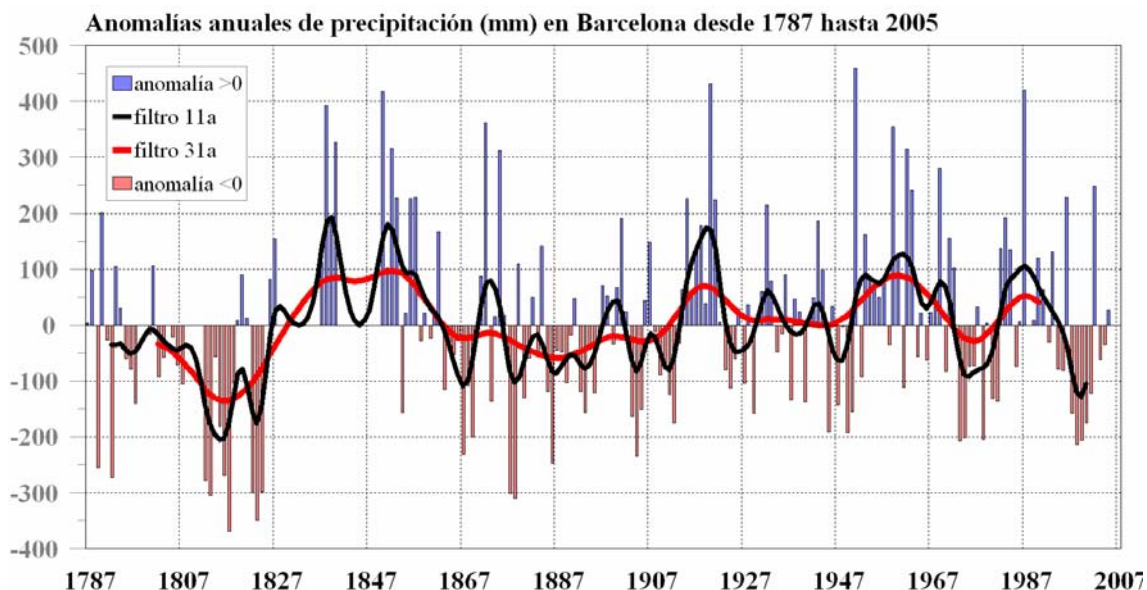


Figura 4.15. Evolución de las anomalías anuales de precipitación en la Ciudad de Barcelona (1787–2005). Las líneas continuas representan la evolución suavizada con filtros gaussianos pasabajos de 11 y 31 años.

En referencia a las anomalías estacionales (Figura 4.16) tampoco parece observarse a priori tendencia alguna en sus evoluciones temporales. De las evoluciones sólo destacan los bajos valores registrados durante los inviernos y otoños de 1787–1797 y 1812–1825, en los otoños de 1972–1986 y de las dos últimas décadas del siglo XIX. Destacan también los altos valores durante los inviernos de 1838–1843 y la acumulación de otoños y veranos secos al final de la serie (1996–2005). Este último hecho es preocupante desde el punto de vista hídrico ya que la estación seca (verano) se comporta aún más seca y la carestía de precipitación no es solucionada después por las lluvias de la estación húmeda (otoño), lo que comporta una situación de sequía grave. Aún así, la situación actual (~ 30 últimos años) no es destacable respecto a la variabilidad anterior de la precipitación para la Ciudad de Barcelona.

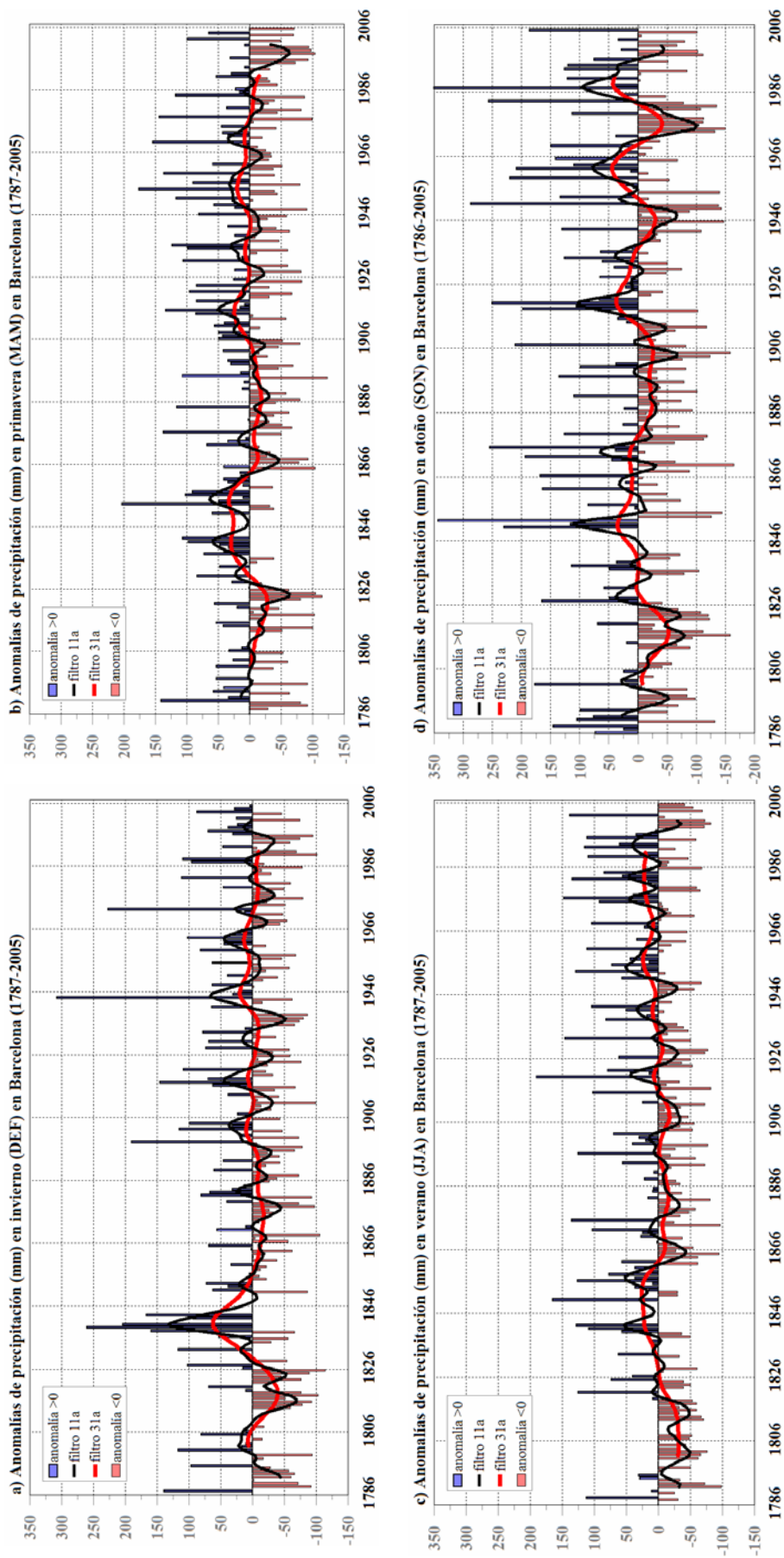


Figura 4.16. Evolución temporal de las anomalías de precipitación estacional en la Ciudad de Barcelona (1786–2005): a) invierno (DEF), b) primavera (MAM), c) verano (JJA) y d) otoño (SON).

4.3.3 Análisis de tendencias

Las posibles tendencias en la precipitación anual y estacional se han analizado a través del método de Monte Carlo (véase Apéndice C, para más información sobre este método). Los resultados de este análisis se muestran en la Tabla 4.11. La precipitación anual, como la de invierno, primavera y otoño no muestran ninguna tendencia lineal estadísticamente significativa. Por lo tanto la acumulación de años o estaciones secas observados en las gráficas de la evolución temporal de anomalías no es todavía estadísticamente significativa. En cambio la precipitación de verano sí que muestra un ligero aumento de $1,3 \text{ mm}$ en 10 años estadísticamente significativo. Este resultado es opuesto al indicado por las proyecciones de escenarios climáticos futuros para la zona mediterránea, para la que se prevé una disminución de la precipitación en verano (IPCC, 2007). Por lo tanto, lo único que se puede concluir en este aspecto es que los cambios previstos de disminución de la precipitación de verano aún no se están produciendo, sino todo lo contrario, está aumentando, aunque débilmente.

Periodo	Método Monte Carlo			
	$r \text{ (mm}\cdot\text{a}^{-1}\text{)}$	$T_{97,5} \text{ (mm}\cdot\text{a}^{-1}\text{)}$	$T_{2,5} \text{ (mm}\cdot\text{a}^{-1}\text{)}$	¿Sig. al 95%? → ¿ $r > T $?
DEF	+0,027	+0,152	-0,155	No
MAM	-0,016	+0,141	-0,142	No
JJA	+0,134	+0,129	-0,134	Sí
SON	+0,081	+0,222	-0,226	No
ANUAL	+0,305	+0,361	-0,369	No

Tabla 4.11. Resultados de la aplicación del método de Monte Carlo al estudio de las tendencias en la precipitación estacional y anual de la Ciudad de Barcelona (1786–2005).

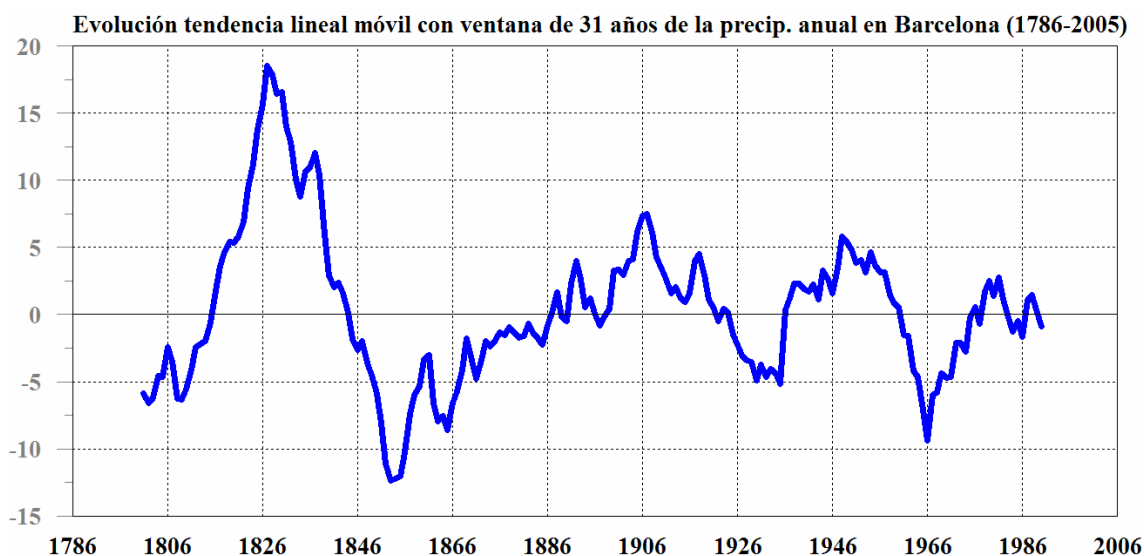


Figura 4.17. Evolución de la tendencia lineal móvil ($\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$) con ventana de 31 años para la serie de precipitación anual de la Ciudad de Barcelona (1786–2005).

En referencia a las tendencias recientes (últimos 30 años de la serie: 1986–2005), se ha calculado la evolución de la tendencia lineal móvil con una ventana de 31 años para toda la longitud de la serie (Figura 4.17). Se observa que la tendencia reciente no es destacable respecto a la variabilidad anterior de la muestra. Además tampoco es estadísticamente significativa aplicando el método de Monte Carlo (el valor observado $-9,7 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ cae dentro del intervalo de aleatoriedad dado por el método: $-12,3; +12,1 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$). La tendencia móvil que sí que destaca es la observada para el periodo 1812–1842 con un valor de $+18,5 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$. Este periodo coincide con el inicio de la

Oscilación Final de PEH y en el Capítulo 3 se ha podido observar que tal oscilación tuvo un gran impacto en la evolución del índice hídrico (*ih*) de la misma ciudad, dividiendo la muestra en dos submuestras con características estadísticas diferentes. También hay que comentar que tan importante tendencia es resultado de pasar de los años más secos de toda la serie a los más lluviosos de la misma.

4.3.4 Precipitación diaria (1854–2005)

En este apartado se presentan las características principales de la precipitación diaria en la Ciudad de Barcelona, pero para un periodo más corto que el de la precipitación a escala mensual, ya que los registros diarios para el periodo anterior a 1854 no se han conservado en las fuentes documentales que sirvieron para elaborar la serie de precipitación de la ciudad (véase Capítulo 2). Se analizan en detalle, para así poder estudiar la posible existencia de tendencias, las precipitaciones máximas diarias anuales, las máximas diarias anuales del mes de Septiembre (por ser el mes más lluvioso en Barcelona, véase Apartado 4.3.1, y el que tiene un mayor número de inundaciones, véase Capítulo 6) y los números de días anuales totales con precipitación apreciable ($\geq 0,1$ mm) y para diferentes umbrales de precipitación.

Periodo	Media (mm)	Desviación (mm)	CV (%)	Máximo (mm)	Fecha máximo
ENE	6,6	6,2	94,0	63,2	15/01/1945
FEB	6,7	7,5	111,6	143,2	24/02/1944
MAR	6,6	6,5	98,4	92,2	15/03/1931
ABR	6,4	6,2	97,0	63,8	11/04/1986
MAY	6,6	6,5	99,2	76,2	30/05/1959
JUN	6,9	7,5	108,9	112,0	16/06/1856
JUL	7,1	8,4	118,0	98,4	31/07/2002
AGO	9,1	10,2	112,2	133,2	24/08/1995
SEP	11,5	12,1	105,4	134,7	23/09/1993
OCT	10,5	11,9	113,2	175,1	03/10/1987
NOV	9,0	9,5	106,0	106,0	15/11/1900
DIC	7,3	7,0	95,8	91,6	14/12/1943
DEF	6,9	9,8	142,8	143,2	24/02/1944
MAM	6,5	9,0	138,9	92,2	15/03/1931
JJA	7,7	12,4	161,2	133,2	24/08/1995
SON	10,3	16,0	155,1	175,1	03/10/1987
ANUAL	7,8	12,3	156,8	175,1	03/10/1987

Tabla 4.12. Características principales de la precipitación diaria de la Ciudad de Barcelona (1854–2005). Los valores estadísticos se han calculado para el conjunto de días con precipitación apreciable ($\geq 0,1$ mm).

En la Tabla 4.12 se detallan los estadísticos básicos de la precipitación diaria por meses, estaciones y para el conjunto del año para la Ciudad de Barcelona de 1854 a 2005. El valor medio anual de la precipitación diaria es de 7,8 mm, siendo altamente variable de un año a otro, con un CV anual superior al 150%. A nivel mensual, la variabilidad también es elevada, aunque menor, con CVs cercanos o por encima del 100%. El mes con un mayor valor medio de precipitación diaria es septiembre (11,3 mm) coincidiendo con el hecho de que es el mes más lluvioso del año (véase Apartado 4.3.1). También es el mes con una mayor desviación estándar (12,1 mm), aunque julio es el mes con un mayor CV (118%). Exceptuando febrero, que es el mes menos lluvioso en Barcelona, todos los meses pertenecientes al denominado periodo “convectivo” de la precipitación en Catalunya (de mayo a noviembre; Llasat *et al.*, 2007) presentan los mayores CVs. Como en esta época del año el carácter convectivo de la precipitación es

dominante, se suelen producir episodios con precipitaciones de intensidad elevada, los cuales pueden acumular grandes cantidades diarias de precipitación en la ciudad. Por lo tanto, la media de estos meses sufre entonces una elevada dispersión.

La mayor precipitación diaria registrada en Barcelona es de 175,1 *mm*, la cual tuvo lugar el día 3 de Octubre de 1987 (dentro de uno de los episodios de inundación más importantes en la Costa Central de Catalunya de los últimos 20 años). Aunque la mayor precipitación diaria caída en Barcelona no se da en el mes de septiembre (el más lluvioso del año), este mes tiene también un registro elevado de días con precipitaciones diarias superiores a 100 *mm* (cinco, Tabla 4.13), siendo el segundo mes con un mayor número de casos después de octubre (seis casos). Exceptuando otra vez el mes de febrero, el resto de los 17 días con precipitación superior a 100 *mm* vuelven a caer dentro del denominado periodo “convectivo”.

Orden	Precipitación (mm)	Fecha	Orden	Precipitación (mm)	Fecha
1º	175,1	03/10/1987	10º	112,0	16/06/1856
2º	143,2	24/02/1944	11º	108,0	14/09/1862
3º	134,7	23/09/1993	12º	107,2	25/09/1953
4º	134,2	23/10/1916	13º	106,1	02/10/1951
5º	133,2	24/08/1995	14º	106,0	15/11/1900
6º	132,0	11/09/1875	15º	105,1	31/08/1975
7º	119,5	04/10/1872	16º	104,5	04/10/1987
8º	114,5	09/10/2002	17º	101,7	07/11/1983
9º	114,3	20/09/1910	--	--	--

Tabla 4.13. Lista de los días con precipitaciones superiores a 100 *mm* en la Ciudad de Barcelona para el periodo 1854–2005.

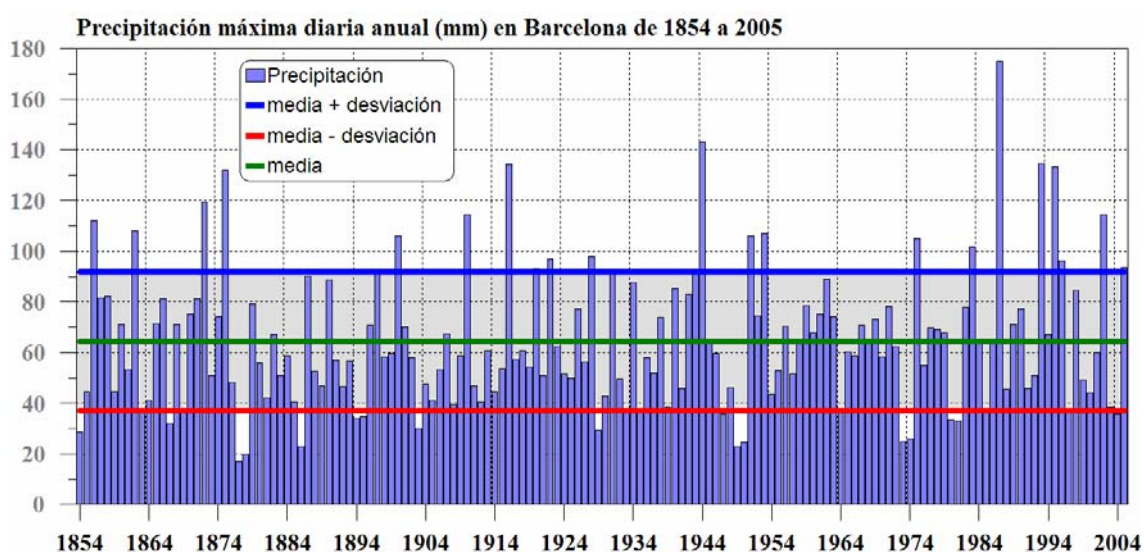


Figura 4.18. Evolución temporal de la precipitación máxima diaria anual en la Ciudad de Barcelona (1854–2005). El valor medio y los umbrales de una desviación arriba (línea gruesa horizontal azul) y abajo (línea gruesa horizontal roja) de la media se han calculado para todo el periodo de datos.

En la Figura 4.18 se encuentra la evolución temporal de la precipitación máxima diaria anual en la Ciudad de Barcelona de 1854 a 2005. A priori, no parece observarse ninguna tendencia en tal evolución y aunque de un año a otro el valor máximo de precipitación diaria parece ser muy variable, el CV de la muestra no es muy elevado (cercano al 43%). Sólo es de destacar que parece observarse un mayor número de valores que superan el valor medio más una desviación (línea azul gruesa horizontal superior en la Figura 4.18) en los últimos veinte años de la serie en comparación con

periodos de veinte años anteriores. Además en este mismo periodo es en el que se registra el máximo absoluto de la serie y además prácticamente no tiene ningún año que esté por debajo del valor medio menos una desviación (línea roja gruesa horizontal inferior en la Figura 4.18).

Por otro lado, en la Ciudad de Barcelona de 1854 a 2005 se han registrado 10.921 días con precipitación apreciable ($\geq 0,1$ mm) de un total de 55.493 días que tiene tal periodo, lo que representa un 20% del total de días y una media de casi 72 días de precipitación al año. La variabilidad en el número anual de días con precipitación apreciable es pequeña con un CV anual cercano al 20% (Tabla 4.14). En esa tabla además, están resumidos los estadísticos básicos del número de días con precipitación por meses, estaciones y total anual. En detalle, el año con un mayor número de días con precipitación fue 1951 con 107 días, siendo este año también el más lluvioso en la ciudad con 1024,5 mm (véase Tabla 4.10). Este hecho es pura coincidencia, ya que un mayor número anual de días con precipitación no implica una mayor precipitación anual. La correlación lineal entre el número anual de días con precipitación apreciable y la precipitación total anual para la Ciudad de Barcelona es de +0,53. El año con un menor número de días fue 1877 con 41 días, siendo el segundo año más seco en Barcelona durante el periodo 1854–2005 con 264 mm, sólo superado por el año posterior, 1878, con 255,0 mm y 50 días con precipitación apreciable.

Periodo	Media (días)	Desviación (días)	CV (%)	Máximo (días)	Año(s) máximo	Mínimo (días)	Año(s) mín. o nº de años
ENE	5,2	3,3	62,9	15	1941, 1979	0	10 a
FEB	5,5	3,3	61,1	16	1917	0	8 a
MAR	6,7	3,3	48,8	17	1959	0	1905, 1957
ABR	7,3	3,1	43,1	17	1918	1	1871
MAY	7,3	3,3	45,7	17	1910	1	1866
JUN	5,3	2,6	49,4	13	1933, 1953, 1988	0	1879, 2003
JUL	3,6	2,2	60,9	11	1960	0	13 a
AGO	4,7	2,8	58,5	13	1896, 2002	0	5 a
SEP	6,7	3,2	47,5	20	1939	1	1911
OCT	7,7	3,5	45,0	20	1951	0	1904
NOV	6,3	3,3	52,6	19	1898	0	7 a
DIC	5,6	3,3	58,0	14	1927, 1932	0	4 a
DEF	16,3	6,1	37,2	34	1917, 1963	3	1868
MAM	21,3	6,5	30,4	37	1918	9	1864
JJA	13,7	4,7	34,2	30	1896	4	1873, 1881
SON	20,7	6,1	29,3	36	1907, 1951	7	1978
ANUAL	71,9	13,8	19,2	107	1951	41	1877

Tabla 4.14. Características principales de los días con precipitación apreciable ($\geq 0,1$ mm) en la Ciudad de Barcelona (1854–2005).

El mes con un mayor número de días con precipitación apreciable es octubre (7,7) seguido por los meses de abril y mayo (7,3). Estos dos últimos meses y septiembre siempre han tenido al menos un día con precipitación apreciable. Para el resto de meses siempre ha habido algún año para el cual no ha habido ningún día con precipitación apreciable y para el mes de julio, este hecho ha sucedido en 13 ocasiones y 10 ocasiones en enero. De todos los registros mensuales destacan septiembre de 1939 y octubre de 1951 con 20 días. Las desviaciones estándares son similares para todos los meses, alrededor de 3 días, y con CVs parecidos alrededor del 50%. Destacan los meses de octubre con una desviación de 3,5 días y enero con un CV $\sim 63\%$. Por estaciones, la primavera es la que tiene un mayor número de días (21,3) y el verano, la que tiene un menor número (13,7).

En la Figura 4.19 se encuentra la evolución temporal del número anual de días con precipitación apreciable ($\geq 0,1 \text{ mm}$) en la Ciudad de Barcelona de 1854 a 2005. Hay que destacar los bajos valores en conjunto de las tres primeras décadas de la serie (1854–1883) durante las cuales hubo 14 años por debajo del valor medio menos una desviación (línea roja gruesa horizontal inferior de la Figura 4.19) y se registraron además del mínimo absoluto de la serie y los tres siguientes valores más bajos. También hay que comentar la concentración de valores elevados en el periodo 1944–1973, periodo en el cual se registra el máximo absoluto y el segundo mayor valor de toda la serie. Todo esto comporta que a priori sí que sea observable una tendencia al alza en el número total de días con precipitación apreciable en la ciudad.

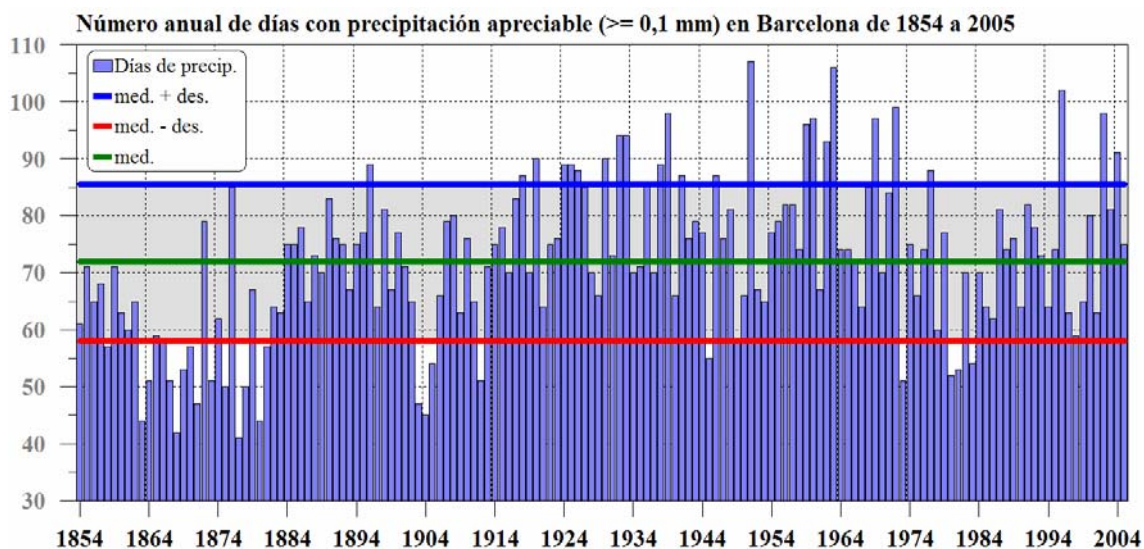


Figura 4.19. Evolución temporal del número anual de días con precipitación apreciable ($\geq 0,1 \text{ mm}$) en la Ciudad de Barcelona desde 1854 hasta 2005. El valor medio y los umbrales de una desviación arriba (línea gruesa horizontal azul) y abajo (línea gruesa roja horizontal) de la media se han calculado para todo el periodo de datos.

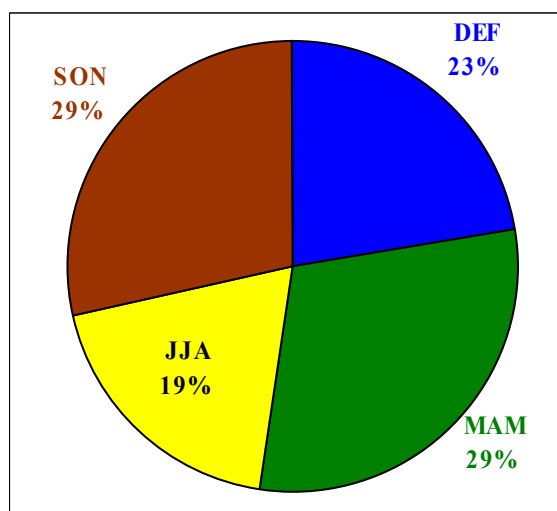


Figura 4.20. Distribución del número de días con precipitación apreciable ($\geq 0,1 \text{ mm}$) por estaciones en la Ciudad de Barcelona (1854–2005).

Analizando la distribución del número de días con precipitación apreciable por estaciones (Figura 4.20), se obtiene que se distribuye de igual manera entre el otoño (la estación más lluviosa) y la primavera (la segunda estación más lluviosa) con un 29%. La estación con un menor número de días con precipitación es el verano. Si se

comparan estos porcentajes con los del porcentaje de lluvia total acumulada a lo largo del año (Figura 4.13) se tiene que los días con precipitación en otoño son más efectivos que los de primavera, ya que con un mismo porcentaje de días, otoño acumula el 38% de la precipitación total frente al 24% de la primavera. Para invierno y verano también se obtiene un porcentaje de precipitación acumulada menor que el porcentaje que les corresponde de días con precipitación, aunque la diferencia es mucho menor a la que existe para la primavera.

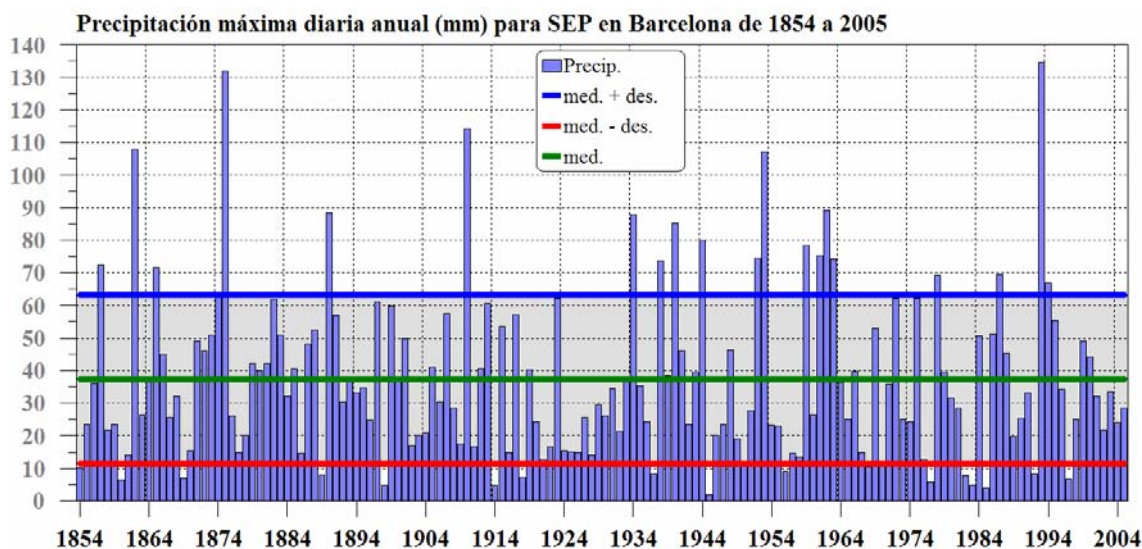


Figura 4.21. Evolución temporal de la precipitación máxima diaria anual para el mes de Septiembre en la Ciudad de Barcelona (1854–2005). El valor medio y los umbrales de una desviación arriba (línea gruesa horizontal azul) y abajo (línea gruesa horizontal roja) de la media se han calculado para todo el periodo de datos.

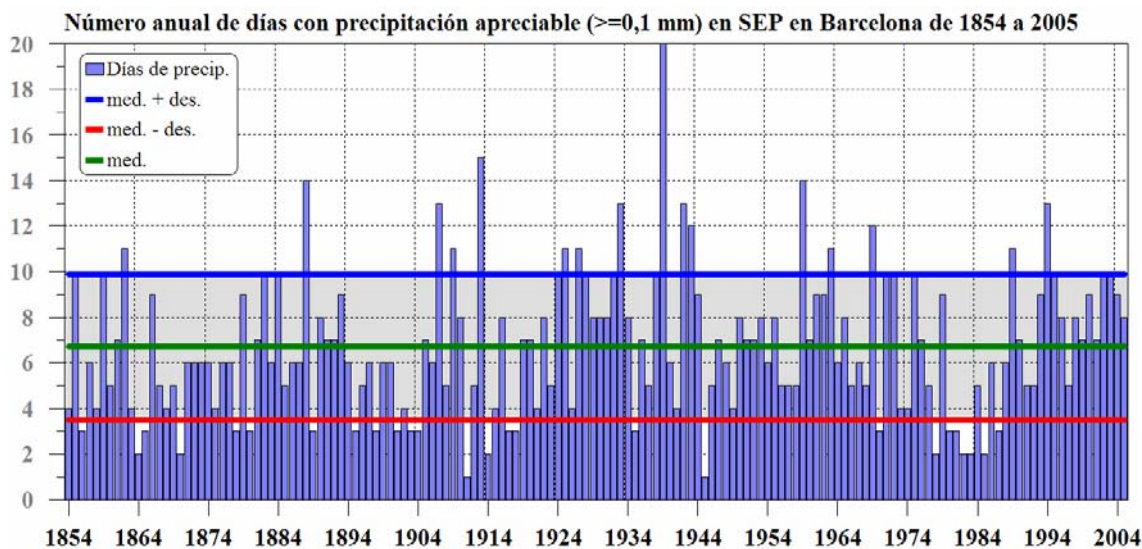


Figura 4.22. Evolución temporal del número anual de días con precipitación apreciable ($\geq 0,1$ mm) en el mes de Septiembre en la Ciudad de Barcelona (1854–2005). El valor medio y los umbrales de una desviación arriba (línea gruesa horizontal azul) y abajo (línea gruesa horizontal roja) de la media se han calculado para todo el periodo de datos.

Centrándose sólo en el mes de septiembre, se tiene que la evolución temporal de la precipitación máxima diaria (Figura 4.21) presenta una variabilidad interanual elevada con un CV $\sim 69\%$. A priori, no parece observarse ninguna tendencia en tal evolución. Hay que destacar la década 1924–1933 en la que todos los años tuvieron valores por debajo de la media. Por otro lado, la evolución temporal del número anual de días con

precipitación apreciable ($\geq 0,1 \text{ mm}$) en el mes de septiembre (Figura 4.22) es bastante similar a la del número total anual de días con precipitación apreciable y tampoco parece observarse a priori ninguna tendencia. Destacan el periodo 1854–1883, con muchos años por debajo del valor medio y el periodo 1924–1953, con muchos años por encima del valor medio y con el máximo absoluto de la serie.

Se han escogido como umbrales de precipitación para estudiar posibles tendencias los de 10, 20, 30, 45 y 60 mm en un día. Para estos umbrales se estudia el número de días que caen entre umbrales consecutivos: 0,1–10 mm ; 10–20 mm ; 20–30 mm ; 30–45 mm ; 45–60 mm ; $> 60 \text{ mm}$. Se han escogido estos valores porque son los que corresponden aproximadamente al valor medio de la precipitación diaria (7,8 mm), el valor medio más una desviación (20,1 mm), ídem más dos desviaciones (32,4 mm), ídem más tres desviaciones (44,7 mm) e ídem más cuatro desviaciones (57,0 mm). De todos los intervalos considerados, sólo para la evolución temporal del número de días del primer intervalo (0,1–10 mm) es observable a priori una tendencia al alza en su evolución temporal (Figura 4.23).

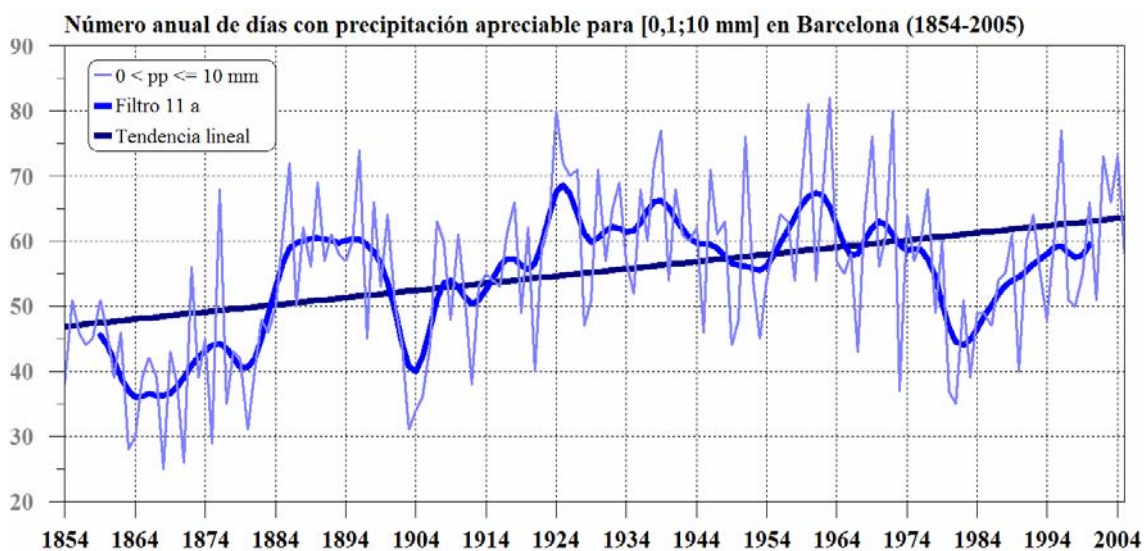


Figura 4.23. Evolución temporal de los días anuales con precipitación apreciable para el intervalo [0,1;10 mm] en la Ciudad de Barcelona (1854–2005). Con líneas más gruesas aparecen la tendencia lineal y la evolución suavizada con un filtro gaussiano pasabajos de 11 años. (*pp*) precipitación.

En la Tabla 4.15 se encuentran los resultados de la aplicación de la técnica de Monte Carlo para analizar la posible existencia de tendencias lineales en las evoluciones temporales descritas anteriormente. De todas las evoluciones analizadas sólo presentan una tendencia lineal estadísticamente significativa (nivel de confianza del 95%) el número anual de días con precipitación apreciable ($\geq 0,1 \text{ mm}$) y el número anual de días con precipitación entre 0,1 y 10 mm . Ambas variables presentan un aumento de 1,1 días en 10 años. Es de destacar que la precipitación extrema (máxima diaria como el número de días con precipitación superior a 60 mm) no presenta tendencia alguna. Si se baja el nivel de confianza al 90% dos variables más presentan tendencia, aunque es prácticamente nula: +0,1 días en 10 años para el número de días con precipitación en el mes de septiembre y +0,7 días en 100 años para los días con precipitación entre 20 y 30 mm .

Serie	r	$T_{97,5}$	$T_{2,5}$	¿Sig al 95%? → ¿ $r > T $?
Máx. diaria anual	+0,06 $mm \cdot a^{-1}$	+0,10 $mm \cdot a^{-1}$	-0,10 $mm \cdot a^{-1}$	No
Nº días anual precip.	+0,11 $ev \cdot a^{-1}$	+0,05 $ev \cdot a^{-1}$	-0,05 $ev \cdot a^{-1}$	Sí
Máx. diaria anual SEP	-0,01 $mm \cdot a^{-1}$	+0,09 $mm \cdot a^{-1}$	-0,09 $mm \cdot a^{-1}$	No
Nº días anual precip. SEP	+0,01 $ev \cdot a$	+0,01 $ev \cdot a^{-1}$	-0,01 $ev \cdot a^{-1}$	No*
0 mm < Nº días ≤ 10 mm	+0,11 $ev \cdot a^{-1}$	+0,05 $ev \cdot a^{-1}$	-0,05 $ev \cdot a^{-1}$	Sí
10 mm < Nº días ≤ 20 mm	-5·10 ⁻³ $ev \cdot a^{-1}$	+0,011 $ev \cdot a^{-1}$	-0,011 $ev \cdot a^{-1}$	No
20 mm < Nº días ≤ 30 mm	+7·10 ⁻³ $ev \cdot a^{-1}$	+0,007 $ev \cdot a^{-1}$	-0,007 $ev \cdot a^{-1}$	No*
30 mm < Nº días ≤ 45 mm	+4·10 ⁻⁴ $ev \cdot a^{-1}$	+0,006 $ev \cdot a^{-1}$	-0,006 $ev \cdot a^{-1}$	No
45 mm < Nº días ≤ 60 mm	-1·10 ⁻⁴ $ev \cdot a^{-1}$	+0,003 $ev \cdot a^{-1}$	-0,003 $ev \cdot a^{-1}$	No
Nº días anual > 60 mm	+2·10 ⁻³ $ev \cdot a^{-1}$	+0,003 $ev \cdot a^{-1}$	-0,003 $ev \cdot a^{-1}$	No

Tabla 4.15. Resultados de la aplicación del método de Monte Carlo al estudio de las tendencias en la precipitación máxima diaria anual, anual del mes de septiembre, a los números de días anuales con precipitación apreciable, ídem en Septiembre y para intervalos con diferentes umbrales de precipitación (10, 20, 30, 45 y 60 mm). (*) Indica aquellos casos en que la tendencia es estadísticamente significativa con un nivel de confianza del 90%. (ev) Abreviatura para eventos o nº de eventos.

Visto el aumento estadísticamente significativo experimentado por las precipitaciones diarias de menor cuantía (< 10 mm), a continuación se divide el intervalo considerado [0,1;10 mm] en tres subintervalos de estudio: [0,1;1 mm], (1,5 mm] y (5,10 mm] para así analizar si el aumento en el número de días del intervalo 0,1–10 mm es debido únicamente a un aumento en los días de menor precipitación (< 1 mm) o no. La evolución temporal del número de días entre 0,1 y 1 mm muestra a priori una tendencia al alza (Figura 4.24) que no es observable en la evolución temporal de los otros dos subintervalos.

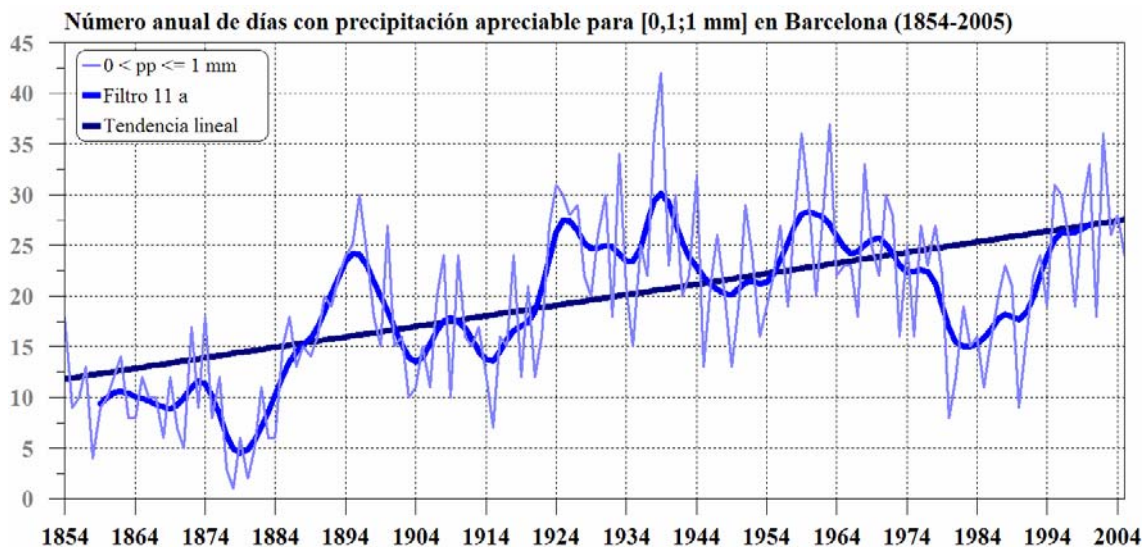


Figura 4.24. Evolución temporal de los días anuales con precipitación apreciable para el intervalo [0,1;1 mm] en la Ciudad de Barcelona (1854–2005). Con líneas más gruesas aparecen la tendencia lineal y la evolución suavizada con un filtro gaussiano pasabajos de 11 años. (pp) precipitación.

Del análisis de las tendencias en el número de días para los tres subintervalos de precipitación considerados en la Tabla 4.16, se deduce que el aumento estadísticamente significativo encontrado para los días con precipitación entre 0,1 y 10 mm es sólo debido al aumento experimentado en los días con un menor valor de precipitación (entre 0,1 y 1 mm), ya que es para el único subintervalo considerado que la tendencia lineal es estadísticamente significativa. También se le puede atribuir al aumento de los días con precipitaciones inferiores a 1 mm, el aumento del número anual total de días con

precipitación apreciable en la Ciudad de Barcelona. Aún así, dicho aumento podría estar relacionado bien con un aumento real de los días con precipitación apreciable o bien con una disminución en el umbral de medición. Resultados parecidos se han encontrado para otras localidades mediterráneas españolas aunque para un periodo de estudio mucho menor, 1951–1995 (Alpert *et al.*, 2002). Aunque ese estudio, contiene otros resultados no coincidentes con los obtenidos para Barcelona, como por ejemplo el aumento que encuentran estadísticamente significativo para los días con precipitaciones extremas ($> 64 \text{ mm}$) para la costa mediterránea española y norte de Italia (en cambio sí que coinciden con los resultados para Israel y Chipre, en el que el aumento no es significativo). Aunque el estudio de Alpert *et al.* (2002) se ha desarrollado en base a un número elevado de estaciones (285, repartidas por España, Italia, Chipre e Israel) y no con una única estación como aquí, es posible que la tendencia encontrada deje de ser estadísticamente significativa para la costa mediterránea española si se considerara un periodo de más de 150 años como el considerado para la Ciudad de Barcelona. En cambio para el norte Italia continúa siendo significativa tal tendencia según un estudio de Brunetti *et al.* (1999) para series que engloban el periodo 1880–1996. En este sentido, en el trabajo de Altava-Ortiz (2006) se analizaron series pluviométricas diarias largas en varias regiones de la costa Mediterránea Occidental con una longitud de las series superior a los 50 años. Se encontraron resultados parecidos a los obtenidos para la Ciudad de Barcelona en la serie diaria de València (1935–2005) la cual presenta unas características pluviométricas similares a las de Barcelona. En cambio para la serie diaria de Palma de Mallorca, más corta (1955–2005), no se encontró tendencia alguna estadísticamente significativa para los días de precipitaciones débiles, pero sí que se encuentra una tendencia significativa de aumento en los valores mayores de precipitación, aunque la longitud de esta serie es similar a la longitud utilizada por el estudio de Alpert *et al.* (2002).

Serie	r	$T_{97,5}$	$T_{2,5}$	¿Sig. al 95%? → ¿ $r > T $?
$0 \text{ mm} < \text{N}^\circ \text{ días} \leq 1 \text{ mm}$	$+0,10 \text{ ev}\cdot\text{a}^{-1}$	$+0,03 \text{ ev}\cdot\text{a}^{-1}$	$-0,03 \text{ ev}\cdot\text{a}^{-1}$	Sí
$1 \text{ mm} < \text{N}^\circ \text{ días} \leq 5 \text{ mm}$	$-3\cdot 10^{-4} \text{ ev}\cdot\text{a}^{-1}$	$+0,022 \text{ ev}\cdot\text{a}^{-1}$	$-0,022 \text{ ev}\cdot\text{a}^{-1}$	No
$5 \text{ mm} < \text{N}^\circ \text{ días} \leq 10 \text{ mm}$	$-0,006 \text{ ev}\cdot\text{a}^{-1}$	$+0,014 \text{ ev}\cdot\text{a}^{-1}$	$-0,014 \text{ ev}\cdot\text{a}^{-1}$	No

Tabla 4.16. Resultado de la aplicación de la técnica de Monte Carlo al estudio de las tendencias en el número de días con precipitación apreciable para diferentes intervalos de precipitación pequeña: de 0,1 a 1 mm, de 1 a 5 mm y de 5 a 10 mm. (ev) Abreviatura para eventos o n° de eventos.

4.4 Síntesis

En este capítulo se han analizado las series instrumentales antiguas de SLP diaria y precipitación presentadas en el Capítulo 2. Por un lado se han presentado las reconstrucciones sinópticas (representación del campo de SLP diario a nivel de Europa) y por el otro se ha descrito las características principales y se ha analizado en detalle la evolución temporal de la serie de precipitación de la Ciudad de Barcelona (1786–2005).

Con las reconstrucciones sinópticas, se han identificado los TPs asociados a inundaciones para gran parte de la Oscilación Final de la PEH (~ 1840–1870). Durante este periodo se produjeron 108 inundaciones en Catalunya, asociadas a 64 episodios meteorológicos extremos, que abarcaron un total de 114 días. Tras realizar un ACJ sobre las reconstrucciones sinópticas de tales días, se han obtenido seis tipos de tiempo básicos: Flujo Meridional con altas presiones (~ 54%), Flujo Meridional con bajas

presiones (~ 18%), Flujo del SE (~ 5%), Flujo del NW (~ 5%), Situación anticiclónica (~ 12%) y Flujo del SW (~ 6%). Estos patrones son similares a los obtenidos mediante el análisis subjetivo así como el estudio de las EOFs del campo medio de SLP diaria en Europa para tal periodo. Asimismo se hallan dentro de los TPs usualmente asociados a inundaciones en Catalunya (Llasat y Puigcerver, 1994; Romero *et al.*, 1999a,b).

El análisis de la evolución de las CPs para todo el periodo 1840–1870 (11.323 días) comparado con el valor de las CPs correspondientes a los días asociados a inundaciones, indica la predominancia de situaciones meridionales de componente sur para esta última muestra, siendo más acusada en el caso de episodios CAT. Si además se atiende a la preponderancia anómala de inundaciones en primavera para el periodo 1840-1870, unida a que éstas se produjeron casi siempre bajo circulación meridional, se obtiene una de las claves de la anomalía (este tipo de circulación no es usual en primavera). Este factor sería agravado por el deshielo favorecido por la finalización de la PEH. Tal efecto se uniría a las precipitaciones extremas, produciéndose importantes caudales en los ríos con una gran fuerza destructora de las avenidas resultantes.

La serie de precipitación de Barcelona es de gran interés para el estudio del clima, ya que es la serie instrumental más antigua de España y del Mediterráneo Occidental: a resolución mensual abarca el periodo 1786–2005 y a resolución diaria el periodo 1854–2005. Esta serie no muestra tendencia alguna a escala anual y estacional, excepto para el verano, aunque es poco importante. Hay que destacar que la situación actual (últimos 30 años de la serie) tampoco destaca en comparación con la variabilidad anterior. A escala diaria no se ha encontrado tampoco ninguna tendencia estadísticamente significativa. Sólo presentan tendencia significativa el número total de días con precipitación más débil (≤ 1 mm), los cuales han aumentado. Aún así, dicho aumento podría estar relacionado bien con un aumento real de los días con precipitación apreciable o bien con una disminución en el umbral de medición.

5 Evolución de la precipitación en el siglo XX

Uno de los puntos de más interés en los estudios medioambientales que se están llevando a cabo en la actualidad es la evolución futura de los recursos hídricos y su disponibilidad para el consumo humano (Dooge y Kuusisto, 1998; IPCC, 2001, 2007). Entre los factores que hay que tener en cuenta está el impacto potencial que el calentamiento global actual y/o la variabilidad natural pueden tener sobre la precipitación. A diferencia de la temperatura, para la cual se predice un incremento global, la precipitación está muy afectada por la integración entre los procesos de gran escala, sinópticos, mesoescalares e incluso microescalares. Por lo tanto, los cambios previstos en la precipitación como respuesta a cualquier alteración del clima (sea natural o antropogénica) pueden variar altamente de una región a otra (Ganoulis *et al.*, 1998; Omar Abel, 1998; Barriendos *et al.*, 1998; Barriendos y Llasat, 2003; Benito *et al.*, 2003; IPCC, 2007).

En la región Mediterránea y, en particular, en España, la precipitación se espera que decrezca en las próximas décadas, sobre todo en el Sur y durante el verano. No está tan claro, sin embargo, si un decrecimiento similar se ha observado durante el siglo XX. Así pues, es muy importante estudiar las tendencias regionales durante el siglo pasado para poder evaluar los cambios futuros y entender también la variabilidad de la precipitación y su relación con los patrones de gran escala (véase Capítulo 7). En el capítulo anterior se ha visto que la serie de precipitación más larga de Catalunya (Barcelona, 1786–2005) no presenta ninguna tendencia estadísticamente significativa (excepto una leve tendencia al aumento en la precipitación de verano, resultado contrapuesto al que se espera que pase durante las próximas décadas en el Mediterráneo según el IPCC, 2007). Tampoco son destacables en la precipitación de la Ciudad de Barcelona los últimos 30 años de la serie en comparación con la variabilidad pasada de la muestra. Por otro lado la evolución de los extremos hídricos desde el siglo XIV no muestra tendencia alguna en Catalunya en las inundaciones CAT, aunque sí que existe un aumento en las inundaciones EXT, pero que está relacionado con el incremento de la vulnerabilidad de la zona por la urbanización y ocupación de zonas inundables. Tampoco son destacables los últimos 30 años en la evolución de los extremos hídricos (Capítulo 3).

Muchos estudios han analizado las tendencias recientes y la variabilidad interanual y estacional de la precipitación en España (Esteban-Parra *et al.*, 1998; Romero *et al.*, 1998; Rodríguez-Puebla *et al.*, 1998; 2001; Serrano *et al.*, 1999; Rocha, 1999; García *et al.*, 2002; Muñoz-Díaz y Rodrigo, 2004; Paredes *et al.*, 2006, entre otros). La gran mayoría de ellos se basan en un gran número de estaciones, pero la longitud temporal de las series analizadas suele ser inferior a los 40–50 años. Por consiguiente, en muchos de estos estudios sólo se ha evaluado la variabilidad reciente de la precipitación sin poder compararla con la variabilidad pasada. La conclusión principal de todos ellos es un decrecimiento de la precipitación anual en las regiones del Sur y un aumento en las del Norte, así como un descenso general de los valores primaverales. No obstante, todos estos resultados pueden variar mucho dependiendo del periodo de estudio, la escala temporal analizada (anual o estacional), el número de estaciones consideradas en cada estudio y la técnica de análisis utilizada para definir series regionales. Todos estos factores afectan, sobre todo, al signo y significatividad de la tendencia observada.

La gran mayoría de estudios llevados a cabo sobre regionalización de la precipitación en España (Esteban-Parra *et al.*, 1998; Rodríguez-Puebla *et al.*, 1998, 2001; Muñoz-Díaz y Rodrigo, 2004; entre otros) se han basado en técnicas de construcción de series regionales según criterios estadísticos (análisis en componentes principales o análisis en conglomerados). En estos trabajos se analiza básicamente la variabilidad de la precipitación regional en zonas estadísticamente homogéneas. Las series regionales así construidas sólo abarcan una parte de las cuencas hidrológicas y no su totalidad, como sería necesario para evaluar los recursos hídricos en las diferentes cuencas.

Así pues, en este capítulo se realiza un análisis de las series de precipitación areales de las principales cuencas hidrográficas españolas calculadas a partir de las series de precipitación mensual más largas de la AEMET (106 series presentadas en el Capítulo 2) agrupándolas según la regionalización propuesta por el MMA (1998) con el objetivo de comparar la variabilidad y la evolución de la precipitación en España con estudios previos (citados anteriormente). El estudio que aquí se presenta se ha realizado con una técnica más representativa de la precipitación regional desde un punto de vista hidrológico (cálculo de la precipitación areal de toda una cuenca) que el análisis realizado a partir de series puntuales o la construcción de series regionales de precipitación según criterios estadísticos (análisis en componentes principales o análisis en conglomerados). Hay que comentar también, que en este capítulo se ha ampliado la zona de estudio a todo el Estado Español para tener una visión espacialmente más amplia de la evolución de la precipitación para los últimos cien años. El objetivo principal de este capítulo es identificar anomalías de precipitación extensas y estudiar las posibles tendencias teniendo en cuenta la máxima cobertura espacial y temporal posible.

5.1 Regionalización pluviométrica de España

Se ha regionalizado la precipitación en España según los trabajos del *Libro Blanco del Agua en España* (MMA, 1998), en el que se definen siete regiones pluviométricas, a partir del ACJ de la precipitación areal (véase apartado 5.2 para su cálculo) de las 16 cuencas hidrográficas principales de España. En ese trabajo se definen cinco grandes regiones peninsulares, una región mixta y una insular: Noroeste (NW), Norte (N), Noreste (NE), Centro Norte (CN), Centro Sur (CS), Levante (LEV) y Canarias (CAN). Esta regionalización se realizó a partir de más de 5.000 estaciones pluviométricas que la AEMET tiene distribuidas por todo el Estado Español y para el periodo de años hidrológicos (de octubre a septiembre) 1940/41–1995/96 (Figura 5.1).

Un análisis posterior en detalle de cada una de las regiones definidas en MMA (1998) muestra que la inclusión de las Balears en la región NE no es una solución idónea, ya que las series individuales localizadas en las Balears presentan una baja correlación con la serie areal representativa de la toda la región NE (entre +0,38 y +0,48); por lo tanto se ha decidido dividir definitivamente a España en ocho regiones pluviométricas: Noroeste (NW), Norte (N), Noreste (NE), Balears (BAL), Centro Norte (CN), Centro Sur (CS), Levante (LEV) y Canarias (CAN) (Figura 5.2).

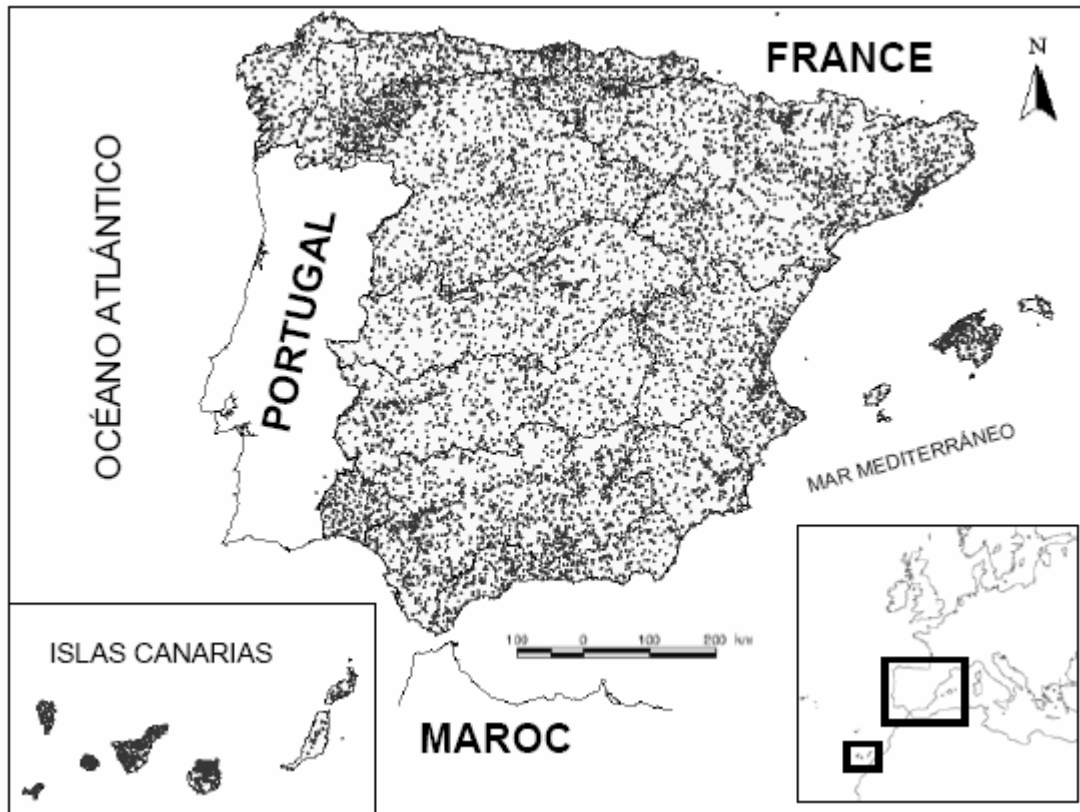


Figura 5.1. Localización de las más de 5.000 estaciones de la AEMET que se utilizaron para la elaboración de la regionalización pluviométrica de España (MMA, 1998 modificado).

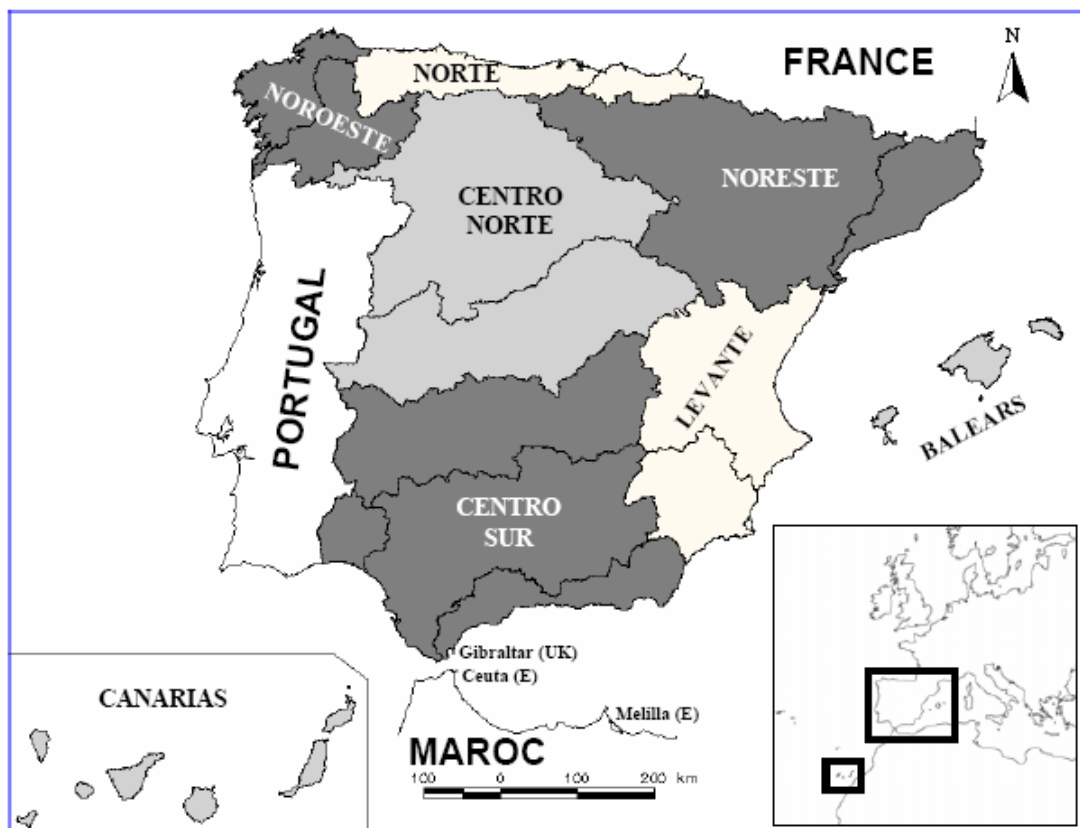


Figura 5.2. Regionalización de las grandes cuencas hidrográficas de España (MMA, 1998 modificado).

5.2 Obtención de la precipitación areal y rellenado de lagunas

Se define como precipitación areal la precipitación promediada sobre el área de toda una región o cuenca. El cálculo de la precipitación areal se basa en los siguientes pasos: división de toda la región en celdas regulares; cálculo de la precipitación correspondiente a cada celda ponderada por el inverso de la distancia al cuadrado utilizando los datos de los cuatro pluviómetros más cercanos a la celda de estimación y, finalmente, cálculo de la media areal de cada región utilizando las celdas pertenecientes a cada cuenca. La precipitación areal presenta la ventaja de ser más representativa de una región que la precipitación en un punto de la misma o la precipitación media de todas las series puntuales de una región o cuenca, siempre y cuando se disponga de un número considerable de series para cada región.

El procedimiento seguido para la obtención de las series de precipitación areal de cada región ha consistido primeramente en el completado de 106 series individuales de precipitación de la AEMET (véase Capítulo 2) a partir del método de la correlación múltiple (CORMUL) implementado por el Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX. Se ha escogido este método, porque en comparación con otros métodos de completado es el que consigue rellenar el máximo número de lagunas con el mínimo error posible en series de precipitación (Barrera Escoda, 2004). Este método consiste, para el caso bivariado, en el establecimiento de una ecuación de regresión, a través de la cual se puede expresar la dependencia de los datos de la serie incompleta como una función lineal de los datos de dos series completas que sirven de referencia (Ec. 5-1):

$$z_{ij} = a_1 \cdot z_{ij}^{(1)} + a_2 \cdot z_{ij}^{(2)} + \varepsilon_{ij} \quad \text{Ec. 5-1}$$

donde, z_{ij} es el valor normalizado de la precipitación del año i -ésimo y mes j -ésimo.

(1) y (2) son los superíndices que hacen referencia a los datos de las dos estaciones que se utilizan en el proceso de completado.

a_1 y a_2 son los coeficientes de la regresión parcial que se pueden expresar en función de los coeficientes de correlación simple r_1 , r_2 y r_{12} (Ec. 5-2) al añadir la condición de error cuadrático mínimo:

$$a_1 = \left(\frac{r_1 - r_2 \cdot r_{12}}{1 - r_{12}^2} \right) \quad \text{Ec. 5-2}$$

$$a_2 = \left(\frac{r_2 - r_1 \cdot r_{12}}{1 - r_{12}^2} \right)$$

ε_{ij} es un ruido que se supone, habitualmente en la mayoría de casos, independiente y normalmente distribuido, de media 0 y desviación típica S_ε (ruido blanco), cuya expresión es la Ec. 5-3:

$$S_\varepsilon^2 = s^2 \cdot (1 - (R_{12})^2) \quad \text{Ec. 5-3}$$

donde, s es la desviación típica de la serie incompleta.
 R_{12} es el coeficiente de correlación múltiple entre los valores normalizados de las estaciones 1 y 2 con la serie incompleta y cuya expresión es la Ec. 5-4:

$$R_{12} = \sqrt{\frac{r_1^2 + r_2^2 - 2 \cdot r_{12} \cdot r_1 \cdot r_2}{1 - r_{12}^2}} \quad \text{Ec. 5-4}$$

con valores comprendidos entre cero y uno.

Las estaciones utilizadas para el ajuste de la regresión se escogen teniendo en cuenta su correlación y disponibilidad de datos, eligiendo siempre aquel par de estaciones que proporcione el completado más satisfactorio. Por lo tanto, todos los huecos no se completan siempre con las dos mismas series de referencia. El criterio de la elección se basa en la formación de la llamada matriz de priorización para cada estación a completar, función de los coeficientes de correlación múltiple entre las series normalizadas y del número de datos comunes entre las tres estaciones (la pareja que se utiliza de referencia y la serie incompleta que se quiere rellenar). En general, se tiene que los términos de la matriz de priorización para la estación a completar k y para el par de estaciones de referencia m y n , se expresan de la siguiente manera (Ec. 5-5):

$$P_{mn}^k = R_{mn}^k \cdot \left(\frac{N_{mnk}}{12 \cdot N} \right)^a \quad \text{Ec. 5-5}$$

donde, P_{mn}^k es el elemento (m,n) de la matriz de priorización correspondiente a la estación a completar k .

R_{mn}^k es el coeficiente de correlación múltiple entre los valores normalizados de la estación k y las estaciones m y n de referencia

N_{mnk} es el número de datos mensuales comunes en las tres estaciones m , n y k .

N es el número de años de la serie incompleta.

a es el exponente de priorización. Tal exponente suele ser un dato que se introduce para ponderar la importancia que tiene en el completado el número de datos comunes entre las tres estaciones, aunque se puede determinar experimentalmente bajo el criterio de generar series con mínimo error cuadrático.

En principio se escogerá para cada estación k la pareja de referencia con un mayor valor de priorización (coeficiente de correlación múltiple entre ellas, véase Ec. 5-4), pero la posible ausencia de valores en el mes de completado en esas estaciones n y m , origina que se tengan que elegir sucesivas parejas de estaciones con coeficientes de correlación múltiples decrecientes hasta un valor mínimo, llamado umbral de priorización. La elección de este valor depende del tipo de variable que se esté completando. Para el caso de la precipitación en el que las correlaciones individuales entre series suelen ser bajas, normalmente inferiores a +0,8 (Rodríguez *et al.*, 1999), el valor más idóneo para tal umbral es entre +0,6 y +0,8 (Barrera Escoda, 2004).

Como la ecuación de regresión (Ec. 5-1) se calcula con valores normalizados, para obtener la serie pluviométrica no normalizada es necesario aplicar la ecuación Ec. 5-6:

$$x_{ij} = \bar{x}_j + s_j \cdot z_{ij}$$

Ec. 5-6

donde, x_{ij} y z_{ij} son los valores completos y valores normalizados correspondientes al mes j -ésimo del año i -ésimo de la estación que se ha completado, respectivamente.

\bar{x}_j y s_j son el valor medio y la desviación estándar del mes j -ésimo.

Este método está implementado en el programario propio del CEDEX llamado CHAC (*Cálculo Hidrometeorológico de Aportaciones y Crecidas*; <http://hercules.cedex.es/chac/>, consultado el 21/07/2008).

Para el periodo común a las 106 series de precipitación de la AEMET, 1897/98–1997/98, se ha aplicado este método con un umbral de priorización de +0,6. Aunque no se han podido completar los 33.092 huecos existentes para tal periodo, el porcentaje de completado obtenido ha sido elevado, rellenándose el 81% de los huecos iniciales para tal periodo. Los datos sin completar al final (6.200) representan el 5% de los datos totales del periodo de estudio (128.472).

Una vez acabados los pasos anteriores se han calculado las precipitaciones areales anuales y mensuales de cada una de las ocho regiones definidas (Apartado 5.1). Para el cálculo de las series areales se ha dividido toda la zona de estudio en celdas regulares de 50 km x 50 km.

5.3 Análisis de los resultados

En este apartado se presenta el análisis de las series areales, obtenidas anteriormente, centrándose en su variabilidad temporal y la posible existencia de tendencias, comparando estos resultados con los obtenidos en estudios previos realizados por otros autores.

5.3.1 Análisis de la variabilidad

El ciclo anual (de octubre a septiembre) de las series temporales areales obtenidas se muestra en la Figura 5.3. El máximo valor se registra en la región NW, donde también se observa la mayor dispersión y variabilidad interanual. Por otro lado, los valores mínimos se registran en las regiones LEV y CAN. Todas las series tienen los meses de verano como los más secos del año. En cambio, los meses más lluviosos no coinciden en todas las regiones. Las regiones NW, N, CN, CS, BAL y CAN tienen una distribución anual unimodal, siendo los meses de invierno los más lluviosos del año en las regiones NW, N y CS; los meses de otoño en la región BAL y entre el otoño y el invierno en las regiones CN y CAN. Las regiones NE y LEV presentan una distribución bimodal con los meses más lluviosos en otoño y primavera.

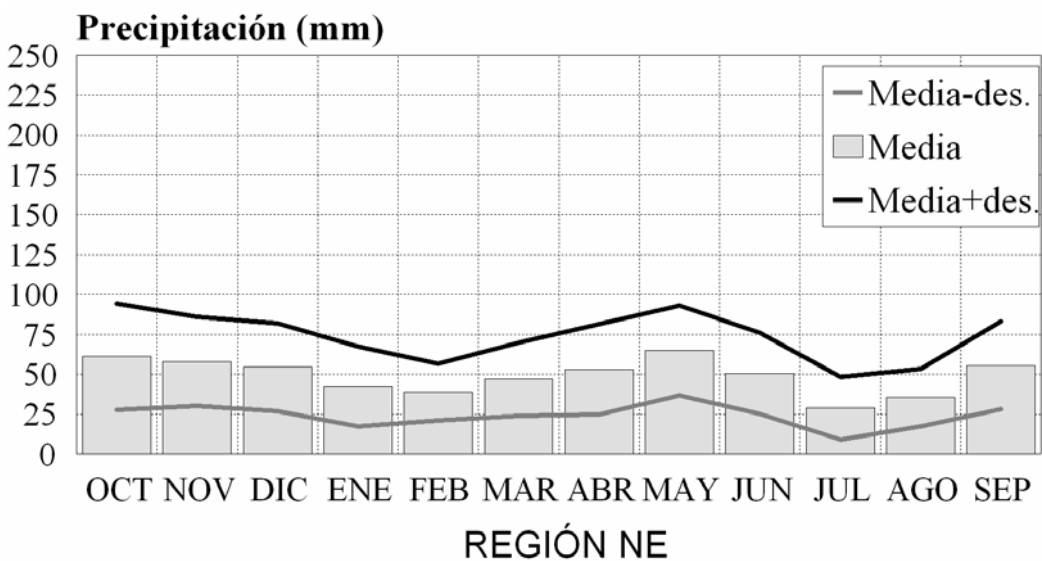
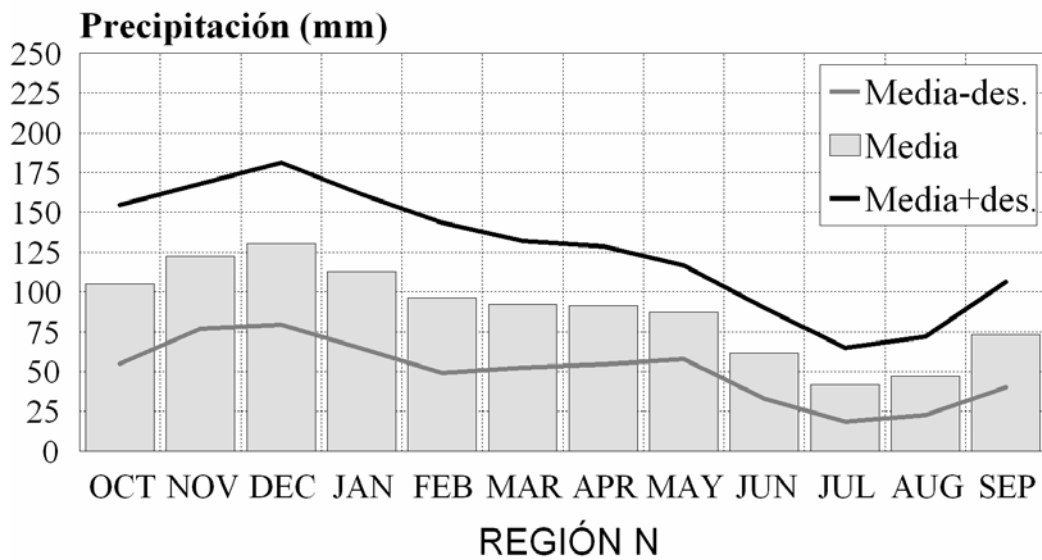
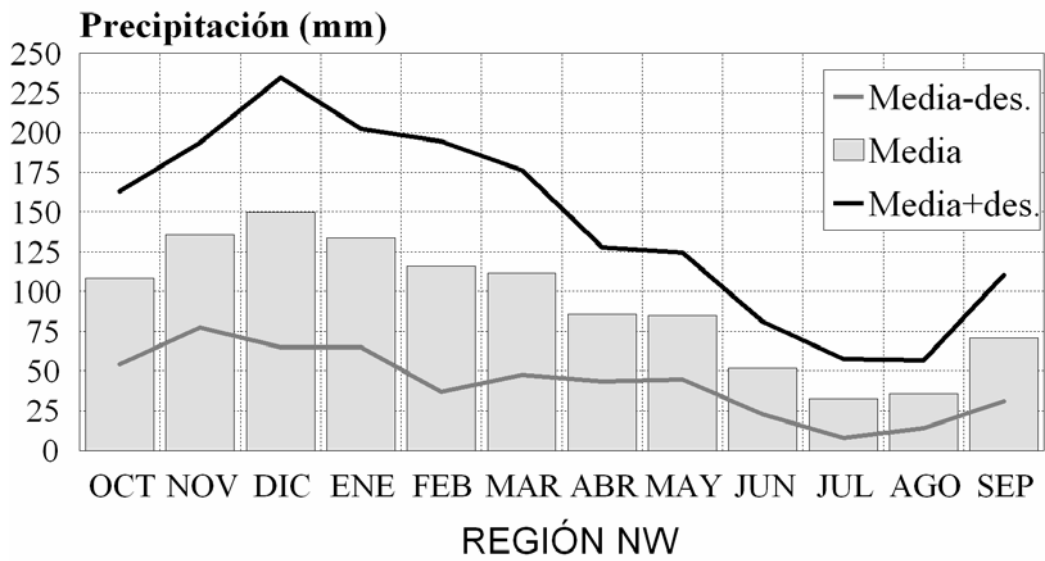


Figura 5.3. Ciclo anual medio de la precipitación areal de cada una de las ocho regiones en las que se ha dividido a España.

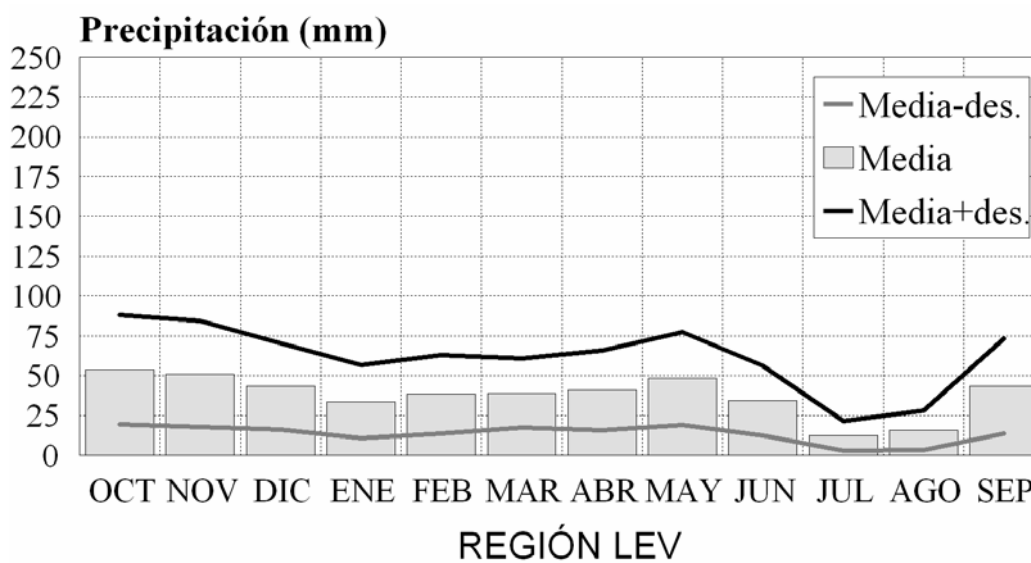
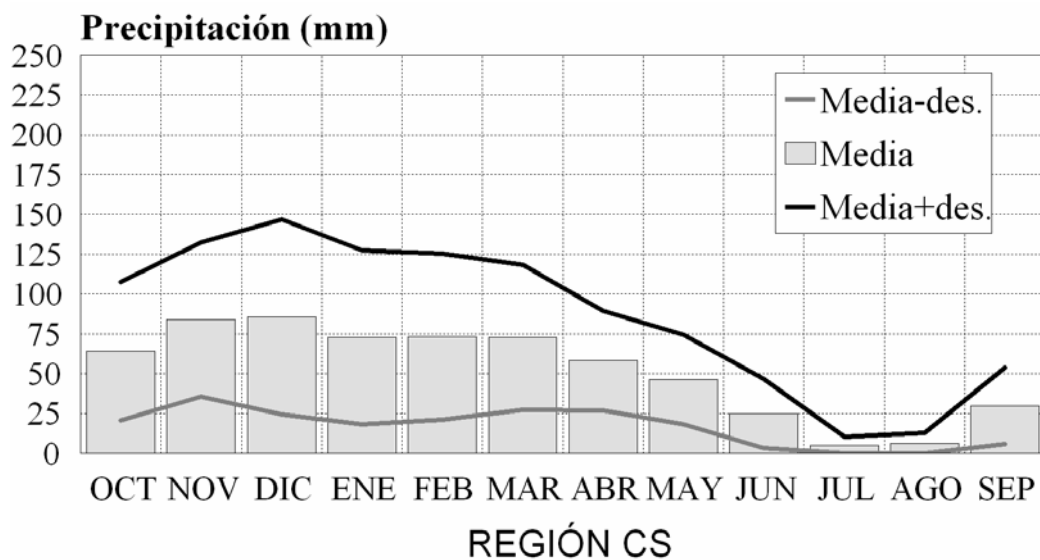
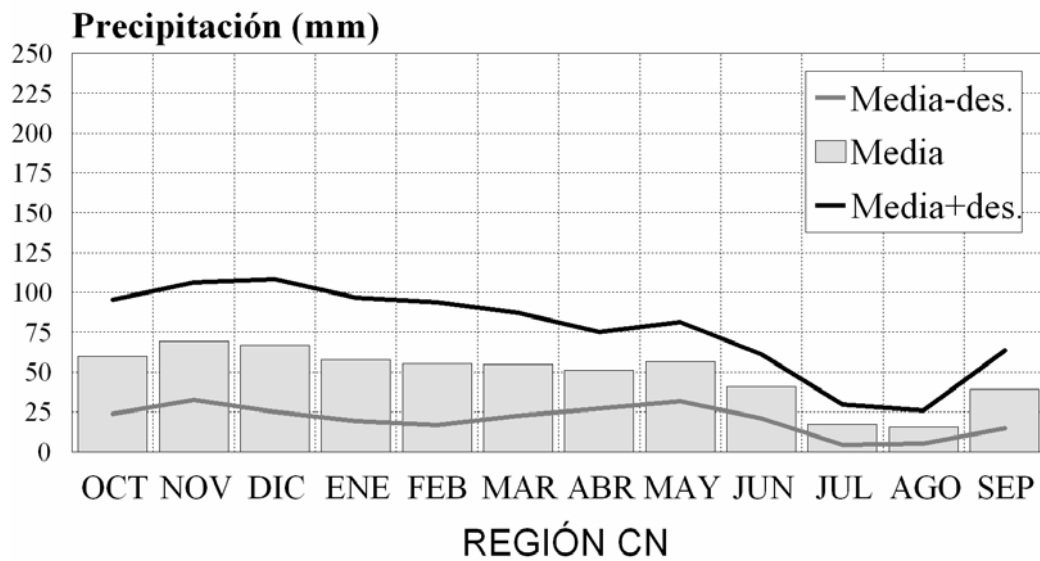


Figura 5.3 (cont.)

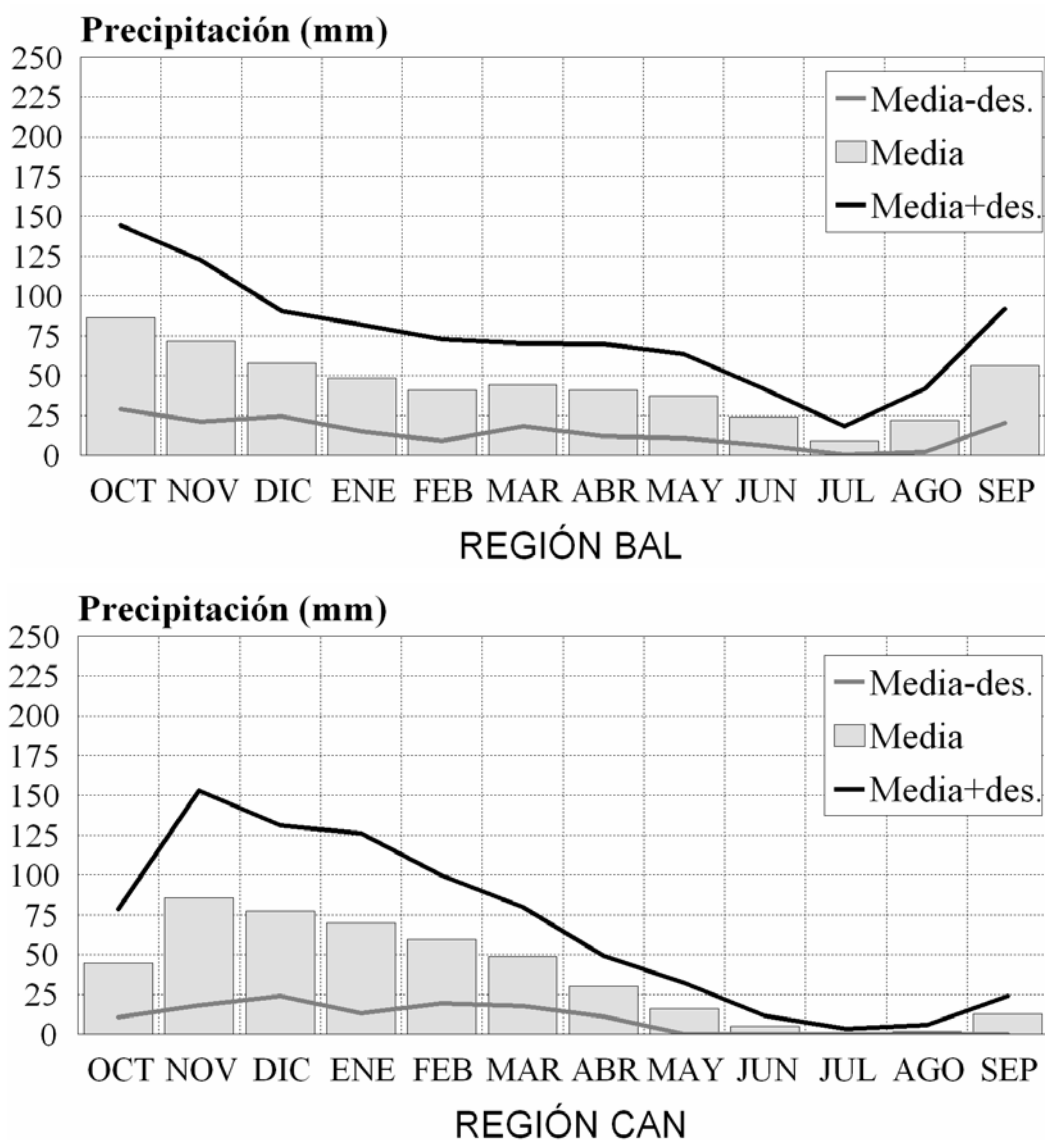


Figura 5.3 (cont.)

La variabilidad interanual para cada una de las ocho series de precipitación areal se muestra en la Figura 5.4, donde están representadas gráficamente las evoluciones temporales de las anomalías absolutas anuales de precipitación (la diferencia entre el valor registrado de precipitación anual y el valor medio anual). Se presenta también la evolución temporal suavizada de las anomalías absolutas con filtros gaussianos pasabajos de 11 años (Štípanek, 2003) para así mostrar la variabilidad de la precipitación a una escala temporal mayor. Todas las series presentan una considerable variabilidad tanto a escalas anuales como decadales. Los mayores índices de variación se observan para las regiones NW y N. A priori, no parece evidente la existencia de tendencia alguna a largo plazo en ninguna región, aunque entre 1977 y 1998 se observa una inusual concentración de años secos en la gran mayoría de regiones. Por otro lado, las series de las regiones del Norte (NW, N y NE) presentan un periodo muy seco en las dos primeras décadas del periodo de estudio, que condicionará la tendencia total de estas series. Además, con la comparación gráfica de las evoluciones, parte de esta variación de baja frecuencia o a largo plazo, parece ser coherente espacialmente para algunos periodos. Para evaluar objetivamente este hecho, se han calculado los

coeficientes de correlación lineal a escala anual de la precipitación areal entre las diferentes series (Tabla 5.1).

	NW	N	NE	CN	CS	LEV	BAL	CAN
NW		+0,69	+0,39	+0,62	+0,44	<i>-0,05</i>	<i>-0,12</i>	<i>+0,09</i>
N	0,00		+0,59	+0,50	+0,29	<i>-0,02</i>	<i>-0,00</i>	<i>+0,06</i>
NE	0,00	0,00		+0,45	+0,38	+0,40	+0,29	<i>+0,05</i>
CN	0,00	0,00	0,00		+0,84	+0,32	<i>+0,02</i>	+0,31
CS	0,00	0,00	0,00	0,00		+0,41	<i>+0,10</i>	+0,41
LEV	<i>0,63</i>	<i>0,87</i>	0,00	0,00	0,00		+0,46	<i>+0,12</i>
BAL	<i>0,25</i>	<i>0,96</i>	0,00	<i>0,88</i>	<i>0,31</i>	0,00		<i>-0,08</i>
CAN	<i>0,38</i>	<i>0,54</i>	<i>0,61</i>	0,00	0,00	<i>0,24</i>	<i>0,41</i>	

Tabla 5.1. Coeficientes de correlación lineal de Pearson (diagonal superior) y sus significancias estadísticas (diagonal inferior) entre las series temporales de precipitación areal anual de cada región: NW (Noroeste), N (Norte), NE (Noreste), CN (Centro Norte), CS (Centro Sur), LEV (Levante), BAL (Balears) y CAN (Canarias). Las correlaciones apreciables aparecen en negrita y las no significativas con un nivel de confianza del 95% (p -valor $> 0,05$) aparecen en negrita cursiva. Las significancias estadísticas han sido calculadas siguiendo el algoritmo de programación de Press *et al.* (1992), para detalles de este algoritmo véase el apéndice B.2.

Las correlaciones entre las diferentes series areales (Tabla 5.1) presentan valores consistentes con la compleja orografía de España y el heterogéneo carácter de la precipitación. Las regiones CN y CS y las regiones N y NW son casos especiales, con correlaciones entre ellas superiores a +0,70. La alta correlación encontrada entre las regiones CN y CS, con un valor de +0,85 y un nivel de confianza cercano al 100% es debido a que ambas regiones ocupan sendas partes de la Meseta (la plataforma continental Ibérica), contienen rasgos topográficos similares y responden de manera similar a los flujos aéreos del W y del SW productores de precipitaciones en esas regiones (Martín-Vide y Olcina-Cantos, 2001). En el caso de las regiones N y NW, caracterizadas por las débiles pero persistentes precipitaciones asociadas a las perturbaciones atlánticas, la correlación es próxima a +0,70, pero con un nivel de confianza también cercano al 100%. En la zona mediterránea, por otro lado, la cual está caracterizada por precipitaciones extremas locales o puntuales, las correlaciones son mucho más bajas en relación con las otras regiones. La ausencia de correlación entre la región CAN y todas las otras es debida a la localización geográfica de esta región, muy lejos de las otras regiones y situada cerca de la zona tropical. La región BAL también muestra bajas correlaciones con las otras regiones, principalmente debidas a su carácter insular. Hay que comentar también que todas las correlaciones o bien son positivas o bien cercanas a cero, lo que significa que no se da una ocurrencia simultánea de periodos secos y húmedos en diferentes regiones a escala anual.

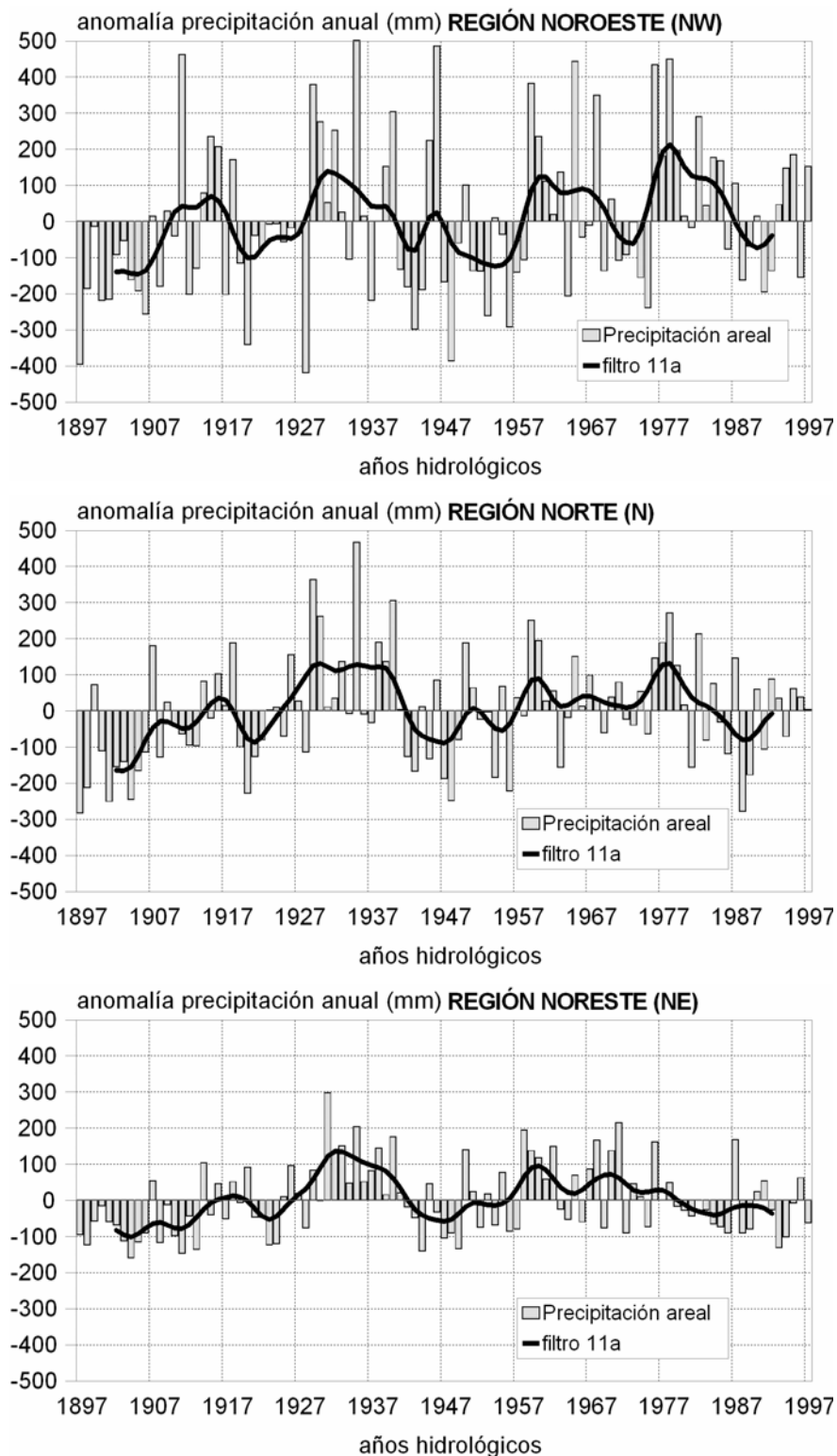


Figura 5.4. Evolución de las anomalías absolutas anuales (valor anual menos valor medio anual) de precipitación para el periodo 1897–1998 y para cada región. Las evoluciones suavizadas usando un filtro pasabajos gaussiano de 11 años también están representadas.

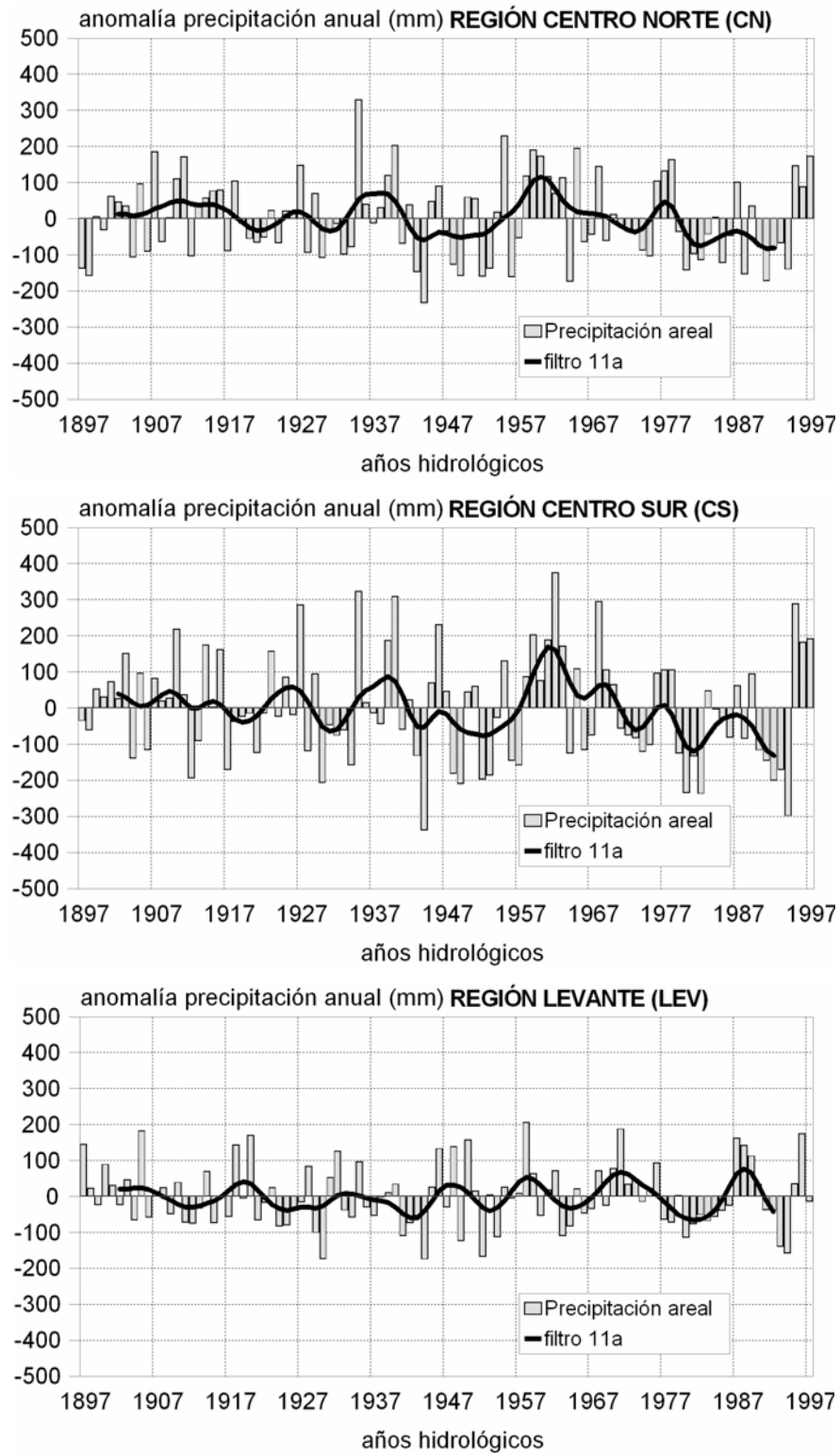


Figura 5.4 (cont.)

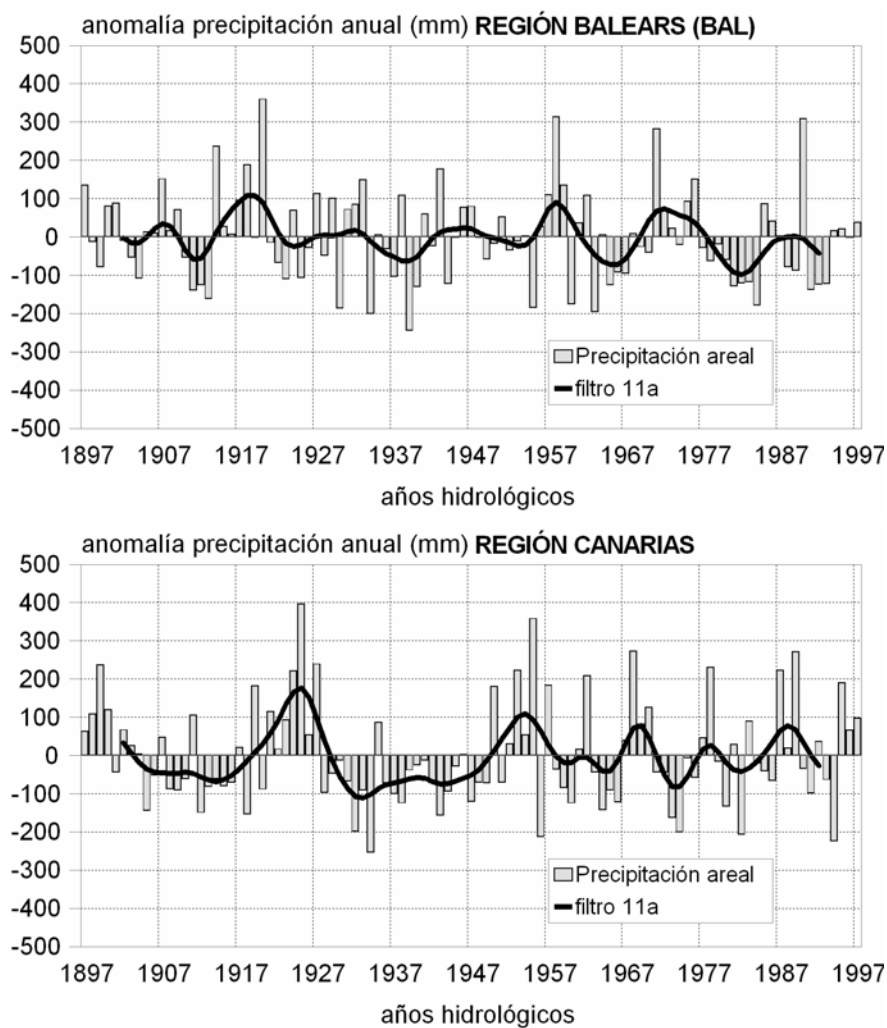


Figura 5.4 (cont.)

Con el motivo de encontrar anomalías de precipitación comunes (especialmente amplias) durante el pasado siglo (Figura 5.5) y poder relacionarlas con anomalías a larga escala en los patrones atmosféricos de circulación (Capítulo 7), se han dividido las regiones en dos grupos. El primer grupo incluye las regiones norteñas (NW, N y NE), mientras el otro grupo incluye el resto de regiones peninsulares (LEV, CN y CS). Las dos regiones insulares (BAL y CAN) no se han tenido en cuenta en el análisis de anomalías comunes. Para definir las anomalías comunes, se han tenido en cuenta los valores de precipitación mensual estandarizados para todo el periodo 1897–1998 y se han considerado valores anómalos aquellos que se desviaban respecto al valor medio de todo el periodo en más de $\pm 0,4$ desviaciones estándares. Este umbral se ha escogido en base al trabajo de Llasat y Quintas (2004). Un valor más alto no permite definir anomalías comunes apreciables y uno más bajo, produce muchísimas de ellas.

Las anomalías comunes a un grupo de regiones dadas se definen como la media aritmética de todos los valores estandarizados de precipitación en cada región, siempre y cuando todos los valores de cada región sean del mismo signo, y se considera que tiene valor nulo, cuando en alguna de las regiones los valores son de signo opuesto.

Analizando la Figura 5.5 se obtiene que no es observable ningún desplazamiento estacional en los dos grupos de regiones definidos. Además de esto, diferentes periodos anómalos pueden ser identificados para cada grupo de regiones:

1) Regiones del Norte (NW, N y NE):

- Periodo 1898–1912 muy seco, especialmente en verano. Este periodo es consistente con el periodo seco 1880–1920 encontrado por Esteban-Parra *et al.* (1998) para la costa cantábrica, a partir del análisis de valores anuales.
- Periodo 1989–98 seco entre enero y marzo, y entre junio y julio.
- Anomalía positiva entre octubre y diciembre para el mismo periodo (1989–98). Este hecho comporta una compensación estacional cuando se estudia el mismo periodo con valores anuales.

2) Regiones centrales y del Sur (LEV, CN y CS):

- Meses entre enero y agosto muy secos para el periodo 1898–1911, con la excepción del mes de marzo, el cual es muy húmedo. Este patrón continuó solamente para el mes de agosto hasta 1927. Este periodo es consistente con el periodo seco 1893–1930 encontrado por Esteban-Parra *et al.* (1998) para Andalucía y el Interior de la Península, a partir del análisis de valores anuales.
- Veranos secos (sólo julio) entre 1946 y 1968.
- Marzos cada vez más secos para el periodo 1977–97 consistente con Paredes *et al.* (2006).
- Finales de otoño muy húmedos para el periodo 1982–98.

Estos resultados coinciden también con los encontrados por Llasat y Quintas (2004) a partir de nueve series representativas de las regiones aquí estudiadas, pero utilizando 120 años de datos. También es importante comentar el comportamiento anómalo de la precipitación en el final del periodo de estudio (1989–1998), durante el cual la primera mitad del año es muy seca, mientras gran parte de la segunda mitad del año es húmeda. El impacto de este tipo de anomalía en la disponibilidad de recursos hídricos no es el mismo para todas las partes de España. Una disminución o ausencia importante de las lluvias de invierno en las zonas interiores del Sur conlleva a unas condiciones de sequía más severas que las que se producirían en las regiones del Norte (Rodríguez y Llasat, 1996). Tal y como puede ser visto en los ciclos anuales medios de precipitación que hay en la Figura 5.3, la distribución anual de la precipitación en la región NE tiene una naturaleza bimodal, con máximos en otoño y primavera, mientras en la región CS sólo existe una única estación lluviosa y situada precisamente en invierno.

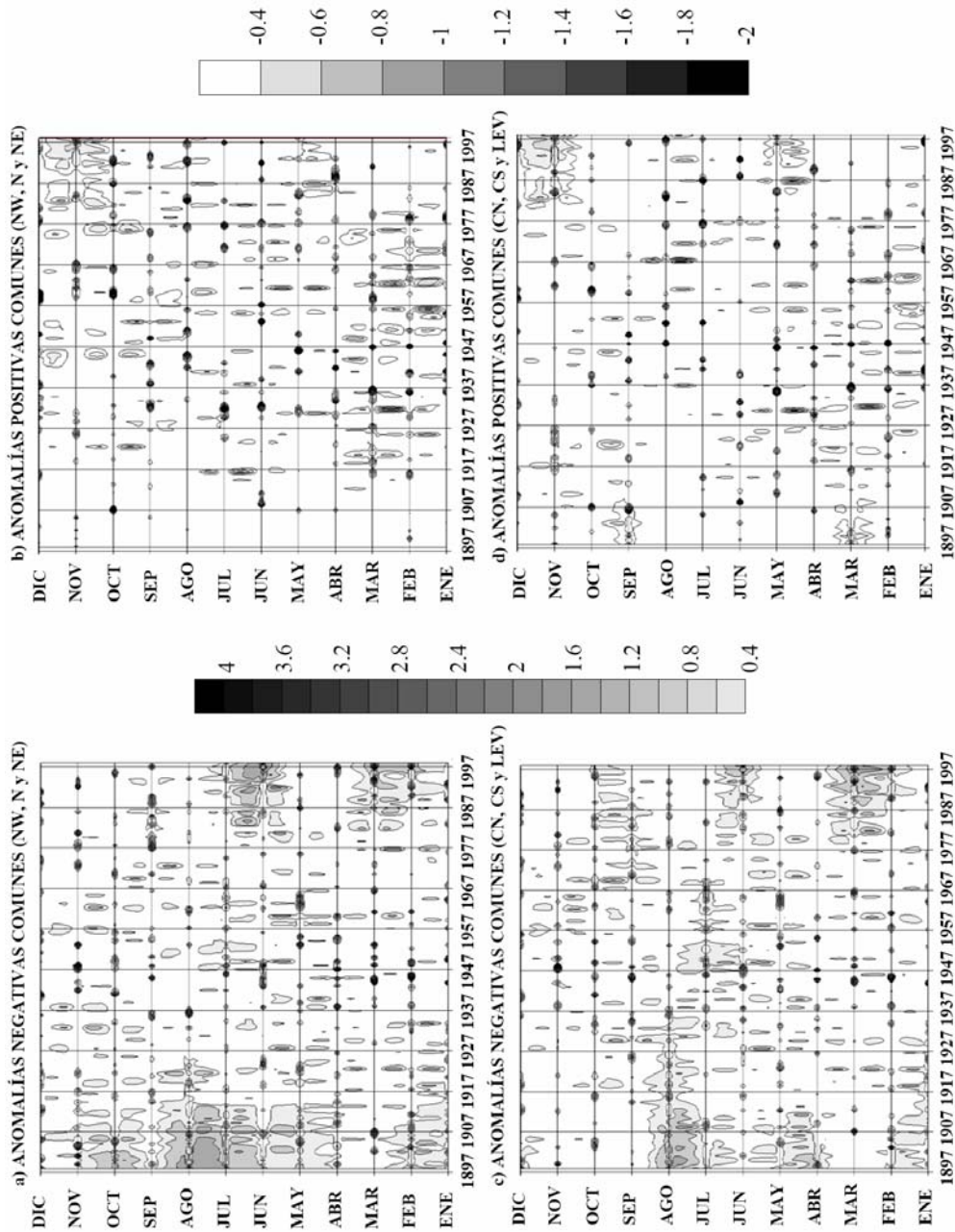


Figura 5.5. Evolución temporal de las anomalías comunes de precipitación según grupos de regiones: a) anomalías negativas para Noroeste (NW), Norte (N), Noreste (NE); b) anomalías positivas para NW, N y NE; c) anomalías negativas para Centro Norte (CN), Centro Sur (CS) y Levante (LEV); d) anomalías positivas para CN, CS y LEV. Las isolíneas están representadas cada 0,2 desviaciones estándares.

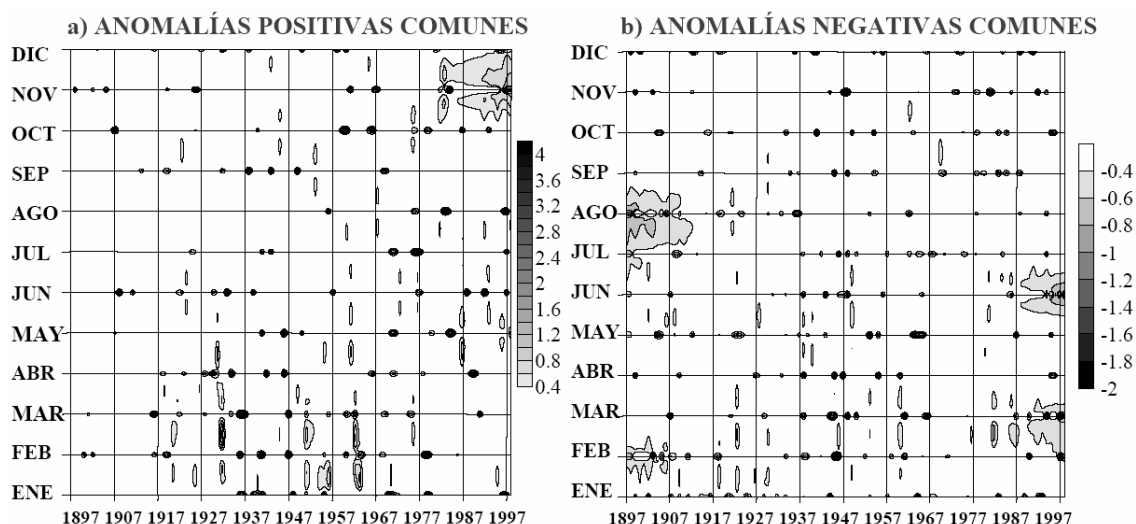


Figura 5.6. Anomalías de precipitación positivas (a) y negativas (b) para todas las regiones excepto las Balears y Canarias, que no han sido incluidas. Las isólineas están representadas cada 0,4 desviaciones estándares.

Las tres sequías más graves que ha padecido España (1940–96) son las de 1941–45, 1980–83 y 1991–95 (MMA, 1998). Estos periodos se obtuvieron a partir del análisis de más de 5.000 estaciones (Figura 5.1) y son también detectables cuando se trabaja con las series areales aquí calculadas para el periodo 1897–1998. Aunque la sequía del periodo 1991–1995 afectó a gran parte de España, en particular en la región CS, la precipitación se redujo en un casi 30% en relación a la media del periodo 1940–96. Los datos de caudal de los ríos de esa zona también confirmaron una reducción significativa en sus aportes medios, cercana al 70% en el periodo 1990–95 (MMA, 1998). En la Figura 5.6 se representan las anomalías de precipitación comunes en toda España, excepto las Canarias y las Balears. Las mayores anomalías negativas están concentradas en el principio (invierno y verano) y en el final de las series (invierno y primavera), las cuales están asociadas a las sequías 1898–1907 y 1990–95. La sequía de 1941–45 (MMA, 1998) no queda registrada cuando se considera el conjunto de España (Figura 5.6). Esto es debido a que el periodo seco 1898–1907 en el inicio del periodo de estudio es mucho más seco que el periodo 1941–1945 y por lo tanto le quita importancia a este último. El estudio de Romero *et al.* (1998), por otro lado, encontró que el periodo 1979–83 fue seco en el área mediterránea, pero este periodo correspondió a una sequía más leve, la cual es inapreciable cuando se analizan series de mayor longitud. Los periodos 1979–83 y 1990–95 formarían parte de hecho de un único período con inviernos secos, tal y como se concluyó en el análisis de las series hidrológicas llevadas a cabo por el MMA (1998). Hacia finales del siglo XX, no obstante, se registra un aumento en la precipitación otoñal, que llega casi a compensar el periodo seco de los meses precedentes. Este hecho comporta un incremento en los valores extremos mensuales.

Otro aspecto que hay que destacar es el hecho de que el periodo anómalo seco 1898–1907 en las regiones del norte y especialmente en la región NE, donde se encuentra Catalunya, coincide con un periodo anómalo de gran ocurrencia de inundaciones CAT en Catalunya (1897–1909; Capítulo 3). Este hecho comporta que este periodo sea muy anómalo, ya que a la acusada menor cantidad de precipitación registrada en ese periodo se le sumó una elevada irregularidad en la distribución de las mismas durante el año. Por lo tanto, gran parte de las precipitaciones se registraron

durante ese periodo en unos pocos eventos de precipitaciones intensas o torrenciales que, además, produjeron importantes inundaciones.

5.3.2 Análisis de tendencias

En relación al análisis de tendencias se han obtenido diferentes resultados dependiendo de la región. Ninguna tendencia a largo plazo es evidente durante el periodo 1897–1998, excepto para la región NW, la cual muestra una tendencia positiva (Figura 5.4) confirmada por la significatividad del cálculo de su tendencia lineal ($+1,50 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$). A escala estacional, por otro lado, sólo se han encontrado dos tendencias estadísticamente significativas: un descenso de $-0,51 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ para la región CS en primavera y otro descenso de $-0,28 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ para la región BAL en verano. Además de todo esto, la Figura 5.7 muestra la evolución estacional de las tendencias lineales móviles de la precipitación areal con una ventana de 31 años calculada por regresión lineal y para las dos estaciones más lluviosas en cada región. La gran mayoría de regiones tienen el invierno seguido por el otoño como las dos estaciones más lluviosas, excepto las regiones mediterráneas (NE, LEV y BAL), las cuales tienen el otoño seguido de la primavera, como las dos más lluviosas. En tales evoluciones, se pueden identificar cambios multidecadales en la pendiente de la regresión lineal, particularmente durante el otoño. Este hecho enfatiza la no estacionaridad de la tendencia en la precipitación, la cual puede cambiar de signo dependiendo del periodo considerado. En detalle se tiene que el otoño, la única estación que es lluviosa en todas las regiones, muestra una tendencia positiva clara en la primera parte del periodo considerado (1897–1947), principalmente debida a la anomalía negativa detectada hacia el inicio de las series en la gran mayoría de regiones. Esta tendencia positiva decrece y alcanza valores negativos muy importantes ($-5,0 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ en la región NW) hasta la década de los años 50 del siglo XX, cuando la tendencia vuelve a crecer otra vez, alcanzándose el valor de $+4,0 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ en la región NW. Mientras todas las series en otoño acaban con una tendencia positiva para el periodo 1968–98, el resto de tendencias estacionales son negativas para ese mismo periodo.

Debido a que la evolución de la tendencia móvil con ventana de 31 años de las series areales muestra no estacionaridad (Figura 5.7), se ha decidido dividir el periodo completo de estudio (1897–1998) en dos mitades para evaluar la significancia estadística de cada una de ellas: 1897–1940 y 1940–96 (Tabla 5.2, desde la columna 2ª a la 5ª). Sólo se han encontrado tendencias estadísticamente significativas para la primera mitad en las regiones norteñas (NW, N y NE) con valores superiores a $+5,0 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$, probablemente debido a las dos décadas iniciales que fueron muy secas. La región N es la que muestra una tendencia significativa mayor para el periodo 1897–1940, con un valor de $+7,9 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$. Todos estos resultados revelan otra vez la considerable importancia que tienen la longitud de las series y el año de inicio a la hora de analizar las tendencias a largo plazo. Por ejemplo, si las dos décadas iniciales no se consideran para la región NW, la tendencia encontrada estadísticamente significativa para todo el periodo de estudio se convierte en una tendencia no significativa. Finalmente, se analiza también la significatividad de las posibles tendencias para los últimos 30 años del periodo estudiado (1968–97; Tabla 5.2, dos últimas columnas). Ninguna tendencia es estadísticamente significativa para los últimos 30 años considerados, excepto para la región NE ($\sim -4,0 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$), o distinguible de las tendencias a corto plazo anteriores observadas durante los últimos años. Incluso cuando una tendencia seca reciente es

observada (región CS), la tendencia no sobresale respecto a la variabilidad en las tendencias anteriores (Figura 5.7). Estos últimos resultados muestran que las predicciones que apuntan a una reducción en la precipitación por los modelos IPCC-ARS para gran parte de España (IPCC, 2007) aún no son detectables.

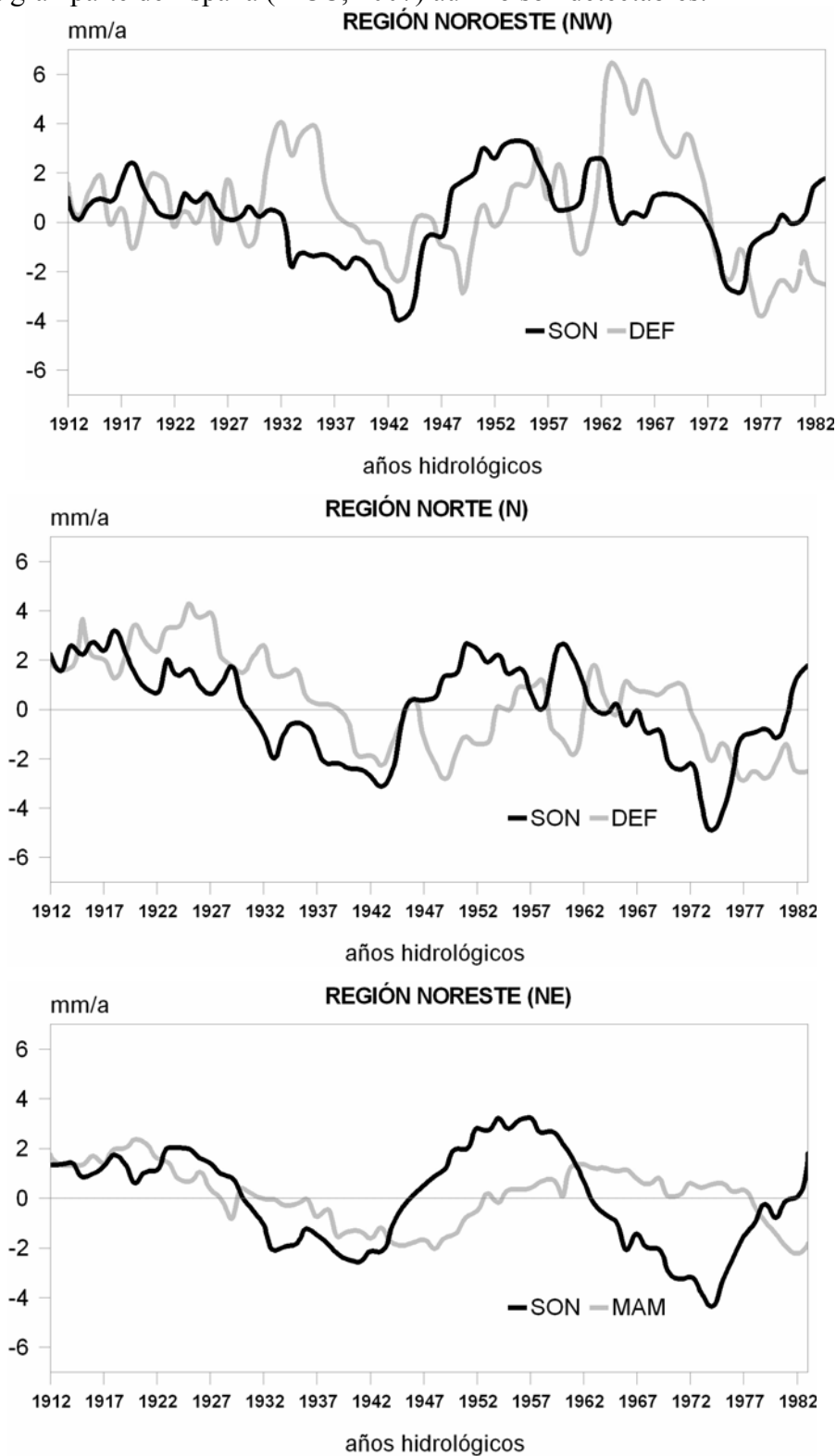


Figura 5.7. Evolución de las tendencias lineales estacionales con una media móvil de 31 años para cada una de las regiones en el periodo 1897–1998 y para las dos estaciones más lluviosas en cada una de ellas. El año en el eje de abscisas representa el año hidrológico central de los periodos de 31 años considerados.

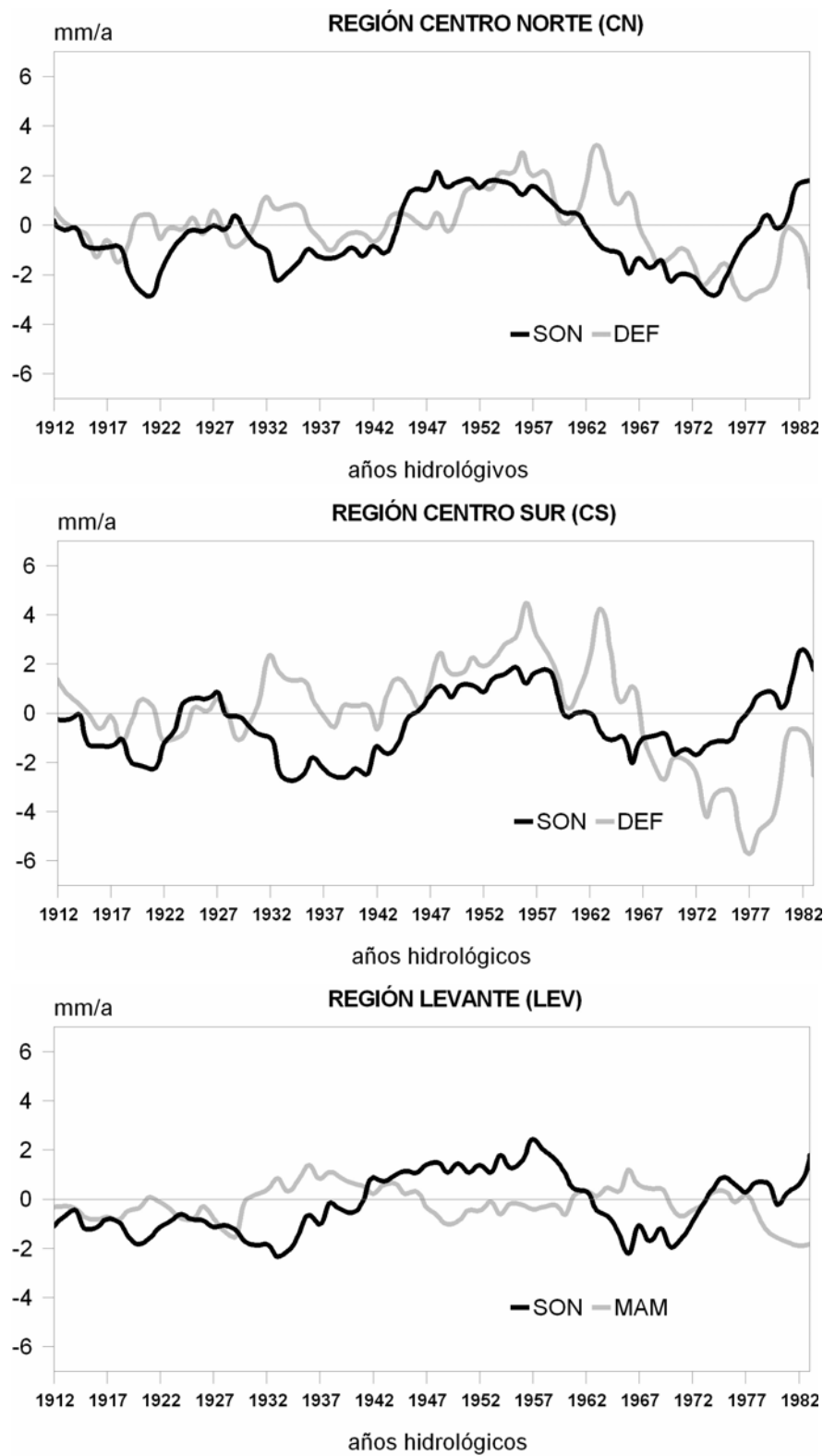


Figura 5.7 (cont.)

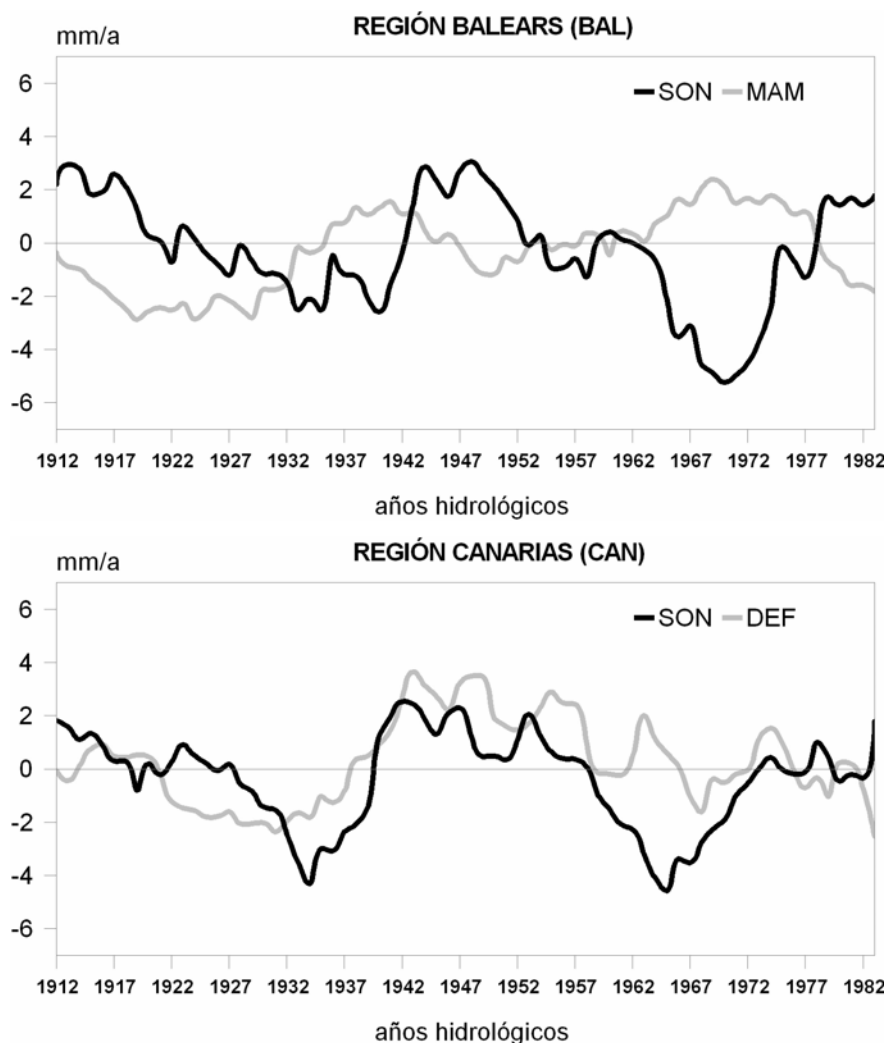


Figura 5.7 (cont.)

Aunque para la región NE (en la que se encuentra Catalunya) se ha obtenido una disminución reciente estadísticamente significativa de la precipitación, no es destacable respecto a la variabilidad anterior y, por lo tanto, no puede ser utilizada para justificar posibles comportamientos anómalos en la precipitación o en los extremos hídricos recientes (últimos 30 años).

Región	1897-1998		1897-1940		1940-1996		1968-1997	
	T (mm·a ⁻¹)	¿Sig. 95%?	T (mm·a ⁻¹)	¿Sig. 95%?	T (mm·a ⁻¹)	¿Sig. 95%?	T (mm·a ⁻¹)	¿Sig. 95%?
NW	+1,50	Sig.	+6,78	Sig.	+2,18	NS	-1,77	NS
N	+0,92	NS	+7,90	Sig.	+0,46	NS	-2,30	NS
NE	+0,49	NS	+5,49	Sig.	-0,55	NS	-3,93	Sig.
CN	-0,19	NS	+1,60	NS	-0,84	NS	-0,31	NS
CS	-0,40	NS	+0,91	NS	-1,44	NS	-1,39	NS
LEV	-0,08	NS	-1,00	NS	+0,00	NS	-1,48	NS
BAL	-0,39	NS	-1,55	NS	-0,82	NS	-2,39	NS
CAN	+0,02	NS	-2,00	NS	+0,49	NS	+0,18	NS

Tabla 5.2. Resumen del análisis de tendencias de Monte Carlo aplicado a cada serie areal anual y para diferentes periodos: 1897-1998, 1897-1940, 1940-1996 y 1968-1997.

Los resultados obtenidos en el análisis de tendencias no confirman las conclusiones obtenidas en otros estudios anteriores los cuales indican una reducción reciente en la precipitación de la costa mediterránea española (NE, LEV y BAL) como Alpert *et al.* (2002) y Esteban-Parra *et al.* (1998). Sólo es observable y estadísticamente significativa en el presente estudio, con una mayor longitud de medidas (respecto al trabajo de Alpert *et al.*, 2002) y un mayor número de series (respecto al trabajo de Esteban-Parra *et al.*, 1998) una disminución reciente de la precipitación de $-4,0 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ para la región NE durante el periodo 1968–97. Aunque, tal tendencia es comparable y, por lo tanto no destacable, respecto al rango de variabilidad que presentan las tendencias a corto plazo anteriores.

5.4 Síntesis

A partir de las 106 estaciones de precipitación mensual más largas y disponibles de la AEMET se ha calculado para casi todo el siglo XX (periodo 1897–1998) la precipitación media areal para las ocho regiones pluviométricas en las que se pueden agrupar las principales cuencas hidrográficas del Estado Español. Estas regiones fueron definidas en MMA (1998) a partir del análisis de 5.000 estaciones pluviométricas para el periodo 1940–1996. Para obtener las series temporales de precipitación areal, se han rellenado primero las lagunas de datos utilizando el método de la correlación múltiple (CORMUL, véase Apartado 5.2). Las series areales se han utilizado para caracterizar la evolución de la precipitación regional durante el siglo XX en España.

Los periodos comunes más secos en el conjunto del Estado Español del siglo XX (a excepción de las Islas Canarias y las Balears) son 1898–1911 y 1989–1998. En este último periodo sólo es muy seco durante la primera mitad de cada uno de los años que lo integran. Las anomalías negativas más grandes se concentran al inicio de las series areales (sobre todo en invierno y verano) y al final de las mismas (sobre todo para el invierno y la primavera), relacionadas directamente con las sequías de 1898–1907 y 1990–1995. Es más complicado poder encontrar periodos húmedos comunes a todas las regiones, ya que los periodos de precipitaciones extremas responden a factores más locales que los periodos de sequía. No obstante, la anomalía positiva más extensa pertenece a la segunda mitad del año del periodo 1989–1998.

En general, no se observa en ninguna de las regiones ninguna tendencia a largo plazo o desplazamiento estacional de la precipitación estadísticamente significativos. Teniendo en cuenta la totalidad del periodo de estudio (1897–1998) sólo se encuentran tendencias estadísticamente significativas para la primavera en la región CS ($-0,51 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$) y la región BAL presenta una tendencia de $-0,28 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ para el verano. La tendencia anual más grande se observa para la región NW con un aumento estadísticamente significativo de $+1,50 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$. Cuando se considera sólo la primera mitad del periodo de estudio (1897–1940), la situación cambia completamente, encontrándose tendencias significativas por encima de $+5,0 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ en las regiones NW, N y NE, asociadas mayoritariamente a la anomalía negativa de las dos primeras décadas de las series. Sin embargo, para el periodo 1940–1996 ninguna tendencia es significativa. Este hecho refleja la importancia de la variabilidad de la muestra de datos en la tendencia de la precipitación, la cual puede cambiar de signo dependiendo del periodo considerado. En relación con las tendencias recientes o a corto plazo (últimos 30 años de las series), tampoco se encuentra ninguna tendencia estadísticamente

significativa ni ninguna de las tendencias observadas sobresalen de las tendencias anteriores a corto plazo (30 años) para los últimos años. Sólo presenta una tendencia reciente estadísticamente significativa la región NE ($\sim -4.0 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$), aunque es comparable a las tendencias a corto plazo anteriores.

Los resultados aquí encontrados, obtenidos con un número elevado de estaciones y para un periodo temporal largo (100 años), muestran que las predicciones que apuntan a una reducción en la precipitación por los modelos IPCC-ARS para gran parte de España (IPCC, 2007) aún no son detectables.

6 Relación inundaciones y precipitación

Las inundaciones son una compleja situación de riesgo hidrometeorológico, ya que tanto la meteorología como la hidrología, juegan un papel importante en su génesis. Las precipitaciones intensas, los periodos largos de precipitación o el deshielo de la nieve de las montañas son factores necesarios, pero no suficientes para que se produzcan. Otras condiciones son también importantes, como la precipitación previa, las características del terreno o de la escorrentía superficial. Además, tal fenómeno natural interactúa también con las actividades humanas: usos del suelo y su evolución, infraestructuras civiles e hidráulicas, las cuales pueden tener efectos muy variados en el patrón natural de respuesta de las inundaciones. A pesar de todo esto, la precipitación es el factor principal necesario para la generación de las inundaciones.

Una cuestión de interés general desde el punto de vista de la hidrología y de la gestión de los riesgos es establecer umbrales de precipitación diaria a partir de los cuales se pueden producir inundaciones. Las diferentes características geomorfológicas de las cuencas provocan que no respondan todas de la misma manera. Como se ha visto en el Capítulo 1 la gran mayoría de las cuencas de Catalunya son pequeñas y muchas de ellas tienen una gran pendiente. Este hecho provoca que tengan un elevado grado de torrencialidad y que las inundaciones que se produzcan sean súbitas y normalmente con una elevada fuerza del flujo de agua. Estas cuencas son de respuesta rápida a las precipitaciones intensas que suelen producirse de mayo a noviembre en Catalunya (Llasat *et al.*, 2007). Teniendo en cuenta este hecho, es interesante estudiar la evolución de las inundaciones y las precipitaciones extremas en aquellas localidades que tengan largos registros de ambas variables. La existencia de series de inundaciones largas en Catalunya es elevada, aunque el número de series largas de precipitación es más bien escaso (Capítulo 2). Sólo para la Ciudad de Barcelona se cumple las dos condiciones anteriores: serie larga de inundaciones (1351–2005) y de precipitación diaria (1854–2005).

En este capítulo se analiza con detalle la serie de inundaciones de la Ciudad de Barcelona, centrándose en las inundaciones súbitas (*flash-floods*), y su relación con la evolución de la precipitación diaria máxima anual. Se realiza este análisis sólo para la Ciudad de Barcelona, ya que es la única localidad catalana para la cual se dispone de una serie de precipitación diaria muy larga (más de 150 años). Para las otras localidades de Catalunya, que contienen información de inundaciones, las series diarias de precipitación tienen longitudes temporales muy inferiores y no es posible un análisis tan exhaustivo.

Primero, se presentan las características geomorfológicas generales del Pla de Barcelona y la evolución urbanística histórica de la ciudad, para así poder entender con detalle la evolución de las inundaciones y la ocurrencia de las mismas. Finalmente, se estudia la evolución de la precipitación extrema diaria para relacionarla con la evolución de las inundaciones y para encontrar un umbral de precipitación diaria a partir del cual se puedan producir inundaciones. Toda la información contenida en este capítulo fue en gran parte elaborada y desarrollada en los trabajos de Barrera *et al.* (2005, 2006).

6.1 Geografía del Pla de Barcelona y su evolución histórica

La Ciudad de Barcelona está situada en una llanura cuaternaria (Pla de Barcelona) entre dos ríos, el Llobregat hacia el SW y el Besòs hacia el NE (Figura 6.1). La llanura está delimitada por la costa y la Serra de Collserola (formación paleozoica), con máximas altitudes ligeramente superiores a los 500 m (Tibidabo, 512 m), y con un área de 120 km². Otros cerros destacados de la Serra de Collserola, de E a W, son: Sant Pere Màrtir (399 m), Turó d'en Cors (384 m), Turó de la Margarola (422 m) y el Turó de Roquetes (310 m). Existen además, estribaciones de esta sierra que se acercan al litoral y sirven para definir la cuencas hidrográficas existentes entre los ríos Besòs y Llobregat, de W a E: Turó de La Peira (138 m), Turó de La Rovira o Muntanya Pelada o Turó de Can Baró (261 m), Turó del Carmel o Turó d'en Mora (267 m), Turó de La Creueta o Falcó (249 m), El Putxet (181 m) y Monterols (121 m). La localización de todas estas colinas se encuentra en la Figura 6.1. También existen una serie de pequeños relieves (exceptuando Montjuïc) de materiales terciarios cercanos a línea costera, hoy totalmente urbanizados, los cuales favorecían originalmente la presencia de bahías y promontorios con una configuración que recordaría a la actual Costa Brava (Girona). Así pues, de W a E, se encuentran los del término municipal de l'Hospitalet de Llobregat: Torrassa, Planes, Can Serra y Sant Feliu. Después, ya en el término municipal de la Ciudad de Barcelona: Montjuïc (189 m.), La Vinyeta (Pl. Espanya), Turó dels Ollers (Carrers Escudillers/Nou St. Francesc), Turó de les Falzies (Llotja), Mont Tàber (recinto romano), Punta del Convent (Parc de la Ciutadella) y el Turó del Cogoll (St. Pere de les Puel·les).

Doce torrentes o rieras principales, con una gran pendiente hacia el mar, cruzan el llano en paralelo. Además de estos doce torrentes, en el NE del Pla de Barcelona se encuentran tres cursos más que son afluentes del Río Besòs y hacia el SW, cuatro cursos más, afluentes del Llobregat. Su localización y nombres se puede observar en la Figura 6.1. Cuando se producen precipitaciones intensas o largos periodos lluviosos cerca o sobre la ciudad misma, estos torrentes pueden llegar a desbordarse y producir daños importantes. También pueden producir inundaciones, corrimientos de tierra y la aparición de lagunas temporales. Actualmente, muchos de estos cursos de agua están canalizados bajo tierra e interconectados entre sí formando parte de la red de drenaje y alcantarillado de la Ciudad de Barcelona. Además, la red de drenaje de la ciudad se ha ido mejorando durante los últimos años con la construcción de depósitos pluviales subterráneos, los cuales laminan la crecida de los torrentes. Como consecuencia de este hecho, los efectos de las precipitaciones intensas sobre la ciudad no son los mismos que había o se producían en el pasado.

Además de todo lo anterior, hay que destacar que numerosas lagunas y zonas de marismas existían en la franja costera de la ciudad. En los episodios de fuertes precipitaciones en la ciudad, gran cantidad de agua puede llegar a acumularse en las zonas donde antaño existían tales lagunas. De W a E destacaban:

- i) *Estany de Port*, entre el Río Llobregat y Montjuïc. Esta laguna estaba al lado de una pequeña bahía que se utilizó como puerto natural en época romana y altomedieval.
- ii) *Cagalell*, entre Montjuïc y el Mont Tàber. Se comenta su existencia el año 1104. La progresión de la línea costera por la aportación de sedimentos transportados por los torrentes, hace que haya un Cagalell Vell en la época romana y un Cagalell Nou, más adelantado hacia el mar colmatando la bahía, en la época altomedieval.
- iii) *Llacuna Llavinerà*. Ubicada entre el recinto romano y el puerto de Jaume I por el sector del actual Carrer Argenteria. Es mencionada el siglo XI. En los siglos XIII–XIV restan sólo pequeños pozos de agua: Pou de l'Estany, Pou de la Figuera, Basses de Bassea.
- iv) *Banyols*. Pequeño grupo de pequeños estanques situados en el actual Passeig Lluís Companys y que son mencionados en el año 1005.
- v) *La Llacuna o Llantana*, en Sant Martí de Provençals, mencionada ya en el año 1057. El entorno se conocía como Prat de les Febres por la proliferación de insectos y la presencia de infecciones de difícil erradicación.
- vi) *Gorg*, en el margen izquierdo del Río Besòs, mencionada en el siglo XI y situada a poniente de la Ciudad de Badalona.

En cualquier localidad, la relación entre la ocupación humana y las condiciones ambientales es la responsable de las configuraciones definitivas de la población y de sus infraestructuras. Así pues, la evolución de la Ciudad de Barcelona se puede dividir en siete etapas diferentes, teniendo en cuenta el riesgo de inundación al que estaban expuestas sus construcciones:

- a) 200 aC–1250 AD: Las condiciones naturales se mantienen prácticamente durante todo este periodo. El Mont Tàber (16 m) es utilizado para la ocupación humana, en un lugar sin riesgo de inundación. *Barcino*, el nombre en latín de la Ciudad de Barcelona, era en esta época una pequeña ciudad rodeada de lagunas litorales alimentadas por pequeños torrentes o rieras que bajaban de la Serra de Collserola. Es un periodo sin riesgo de inundaciones para *Barcino* y, por lo tanto, las inundaciones que se producen en los torrentes y rieras del Pla de Barcelona no son registradas en esta época. (Figura 6.1).

- b) 1250–1350: Durante esta época se experimentaron los primeros riesgos de inundación ocupándose las zonas que se inundaban temporalmente y las lagunas litorales. Se diseñó un perímetro amurallado con una función militar, pero que también se utilizaba para gestionar las inundaciones, ya que se desviaban los flujos de agua de los torrentes fuera de los barrios urbanizados. Desafortunadamente, durante este periodo no hay disponibles fuentes documentales sistemáticas. (Figura 6.2a).

- c) 1350–1550: En esta época tuvo lugar un importante crecimiento urbano y se construyó un tercer perímetro amurallado. Este perímetro era el responsable de derivar los flujos de agua que bajaban por la rieras hacia los fosos, salvaguardando a la ciudad de las inundaciones. En esta época se empiezan a registrar en las fuentes documentales los eventos de inundación, aunque la gran mayoría de los daños se producen en las murallas o en la desembocadura de los fosos de la muralla, cerca de las lagunas litorales. Aunque con una tecnología limitada, la muralla se mostraba como un instrumento muy útil para la mitigación de los impactos causados por los desbordamientos de las rieras y torrentes del Pla de Barcelona en el sector urbanizado de la ciudad. También hay que destacar que hacia mediados del s. XIV la Riera de Magòria fue desviada hacia la Riera de Sants o Torrent d'en Rabassa para así mitigar las inundaciones que se producían en el sector occidental de la ciudad. (Figura 6.2b).

- d) 1550–1750: La presencia de piratas turcos en las costas del Mar Mediterráneo constituyó un factor negativo para la gestión de las situaciones de inundación en esta época. La defensa de la ciudad a través de galeras se mostró insuficiente para controlar los ataques de los piratas. Por este motivo se construyó una muralla en la franja litoral de la ciudad, quedando completamente cerrada por un perímetro amurallado. Este hecho comportó que se dieran dos situaciones distintas en la ciudad teniendo en cuenta los efectos producidos por las inundaciones: los episodios de lluvias prolongadas que producían avenidas eran fácilmente gestionados por las murallas que desviaban los flujos de agua hacia los fosos. Pero en cambio, los episodios de lluvias torrenciales sobre la ciudad provocaban inundaciones súbitas y presentaban grandes problemas. El hecho de tener un perímetro amurallado produjo un efecto nuevo de presa dentro de la ciudad por la incapacidad de drenaje del agua de lluvia hacia el mar. (Figura 6.2c).

- e) 1750–1850: En esta época sólo hubieron cambios importantes en la zona oriental de la ciudad, con la construcción de una nueva fortaleza y el desvío de los torrentes de esa zona (Torrent de l'Olla, del Pecat, d'en Mariner, del Notari y de Milans) hacia el Torrent del Bogatell. Las últimas lagunas litorales desaparecieron durante este periodo. Aun así, los procesos fluviales no cambiaron en relación al periodo anterior. (Figura 6.2d).

- f) 1850–1900: Se derribó la muralla de la ciudad y con ella desapareció la tradicional protección que ofrecía a la ciudad. Durante este corto periodo de tiempo, Barcelona experimentó un retorno a las condiciones naturales con uno de los niveles más altos de densidad de población de su historia. Además, este hecho coincidió con un periodo de elevada ocurrencia de inundaciones en toda Catalunya. Muchos torrentes y rieras del Pla de Barcelona, en los episodios de lluvias torrenciales o de precipitaciones prolongadas, volvieron a recuperar sus antiguos cauces dentro o cerca de la ciudad. Esto comportó un grave problema a la ciudad, ya que la población no tenía una percepción de riesgo de inundaciones en el interior de la misma después de unos 400 años de protección por la muralla. (Figura 6.2e).
- g) 1900–siglo XXI: El programa de desarrollo de la red de alcantarillado de la ciudad de 1891 llevó a un nuevo periodo en la gestión del riesgo de inundaciones. Siguiendo diferentes pasos (Programas de redes de drenaje de 1952, 1969, 1988, 1997 y 2004), un nuevo sistema de drenaje subterráneo se organizó, incluyendo estaciones de bombeo de agua, depósitos pluviales y sistema de alertas, para gestionar los episodios de inundación que afectan a las actividades humanas más vulnerables. Dentro de este periodo, hay que destacar la importancia de los últimos 20 años, durante el cual se han diseñado la gran mayoría de las nuevas infraestructuras. Entre ellas, destacan ocho depósitos pluviales subterráneos con una capacidad total de 380.800 m³. El primero de ellos entró en servicio en el año 1999 en la zona de L'Escola Industrial y el mayor de ellos se encuentra en la Zona Universitària, enfrente de la Facultat de Física, con una capacidad total de 105.500 m³. Así pues, el actual sistema de drenaje de la ciudad ha sido diseñado para prevenir inundaciones producidas por precipitaciones con un periodo retorno de 10 años y en algunos puntos críticos de la ciudad para las producidas por precipitaciones de 50 años de periodo de retorno (Malgrat y Verdejo, 2004). Actualmente hay en construcción dos depósitos más de 1.600 y 3.800 m³ de capacidad total y una treintena más están planificados para los próximos años con capacidades totales de 500 a 190.000 m³. Todas estas obras, cuando se ejecuten y se acaben, comportarán una capacidad de almacenamiento de aguas pluviales superior a 1.150.000 m³ a añadir a la capacidad actual. (Figura 6.2f).

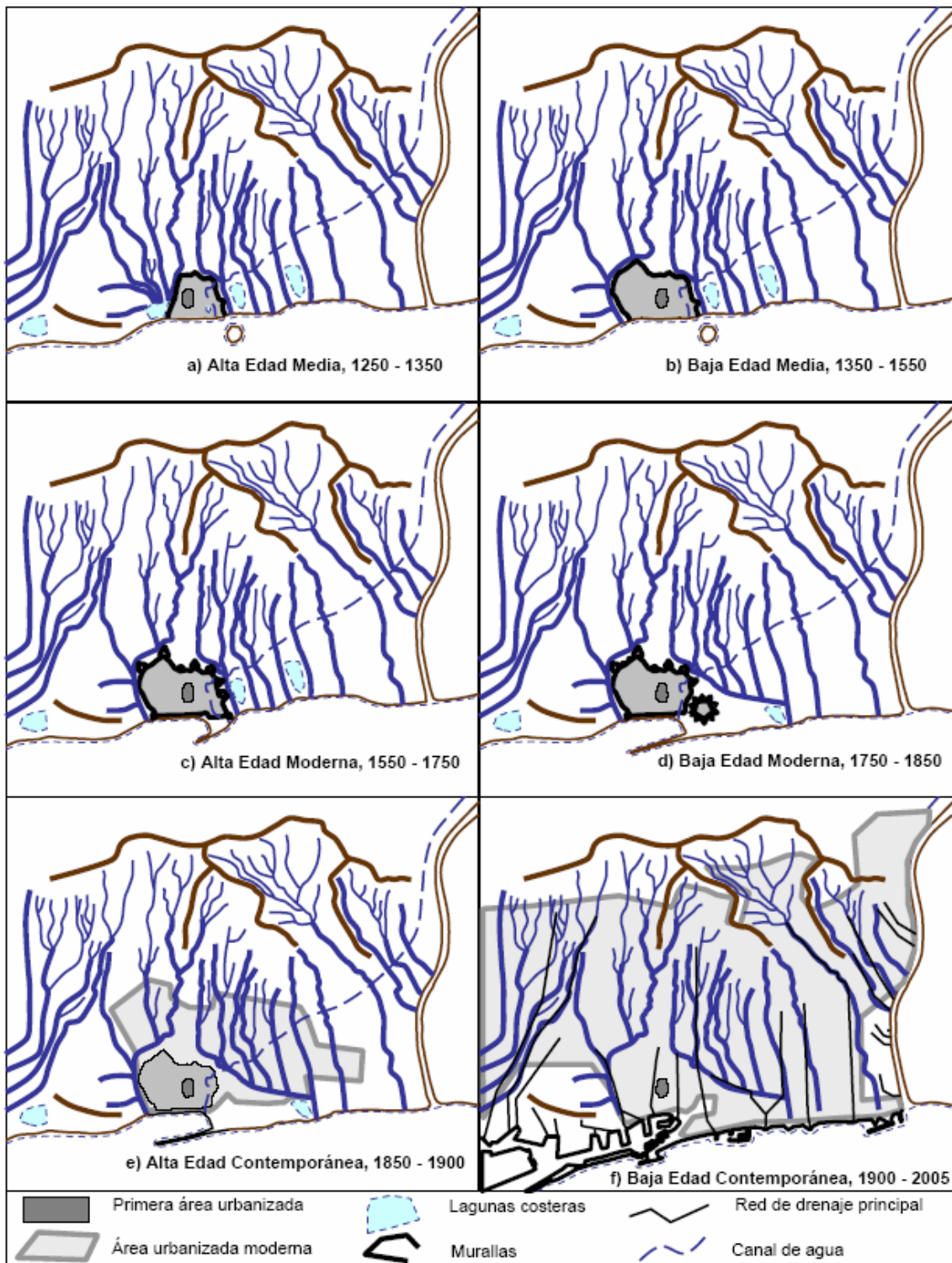


Figura 6.2. Evolución histórica de la urbanización de la Ciudad de Barcelona desde el siglo XIII hasta el presente: a) 1250–1350; b) 1350–1550; c) 1550–1750; d) 1750–1850; e) 1850–1900; f) 1900–2005 (Adaptada de Barrera *et al.*, 2006)

6.2 Historia de las inundaciones en el Pla de Barcelona: ocurrencia e impactos

La investigación y la identificación de las inundaciones en el Pla de Barcelona se han basado en los siguientes datos disponibles:

- i) Desde el s. XIV hasta 1853: Sólo se ha considerado la información procedente de fuentes documentales relacionadas con los impactos producidos por las inundaciones y las descripciones de los eventos (inicio, final, duración, tipo de precipitación...). En este periodo, 35 eventos de inundación han sido identificados, cuatro de ellos fueron EXT y 31 CAT (Tabla 6.1).
- ii) De 1854 a 1900: Se ha utilizado la serie de precipitación diaria de Barcelona para identificar la posibilidad de inundaciones. Se ha impuesto el umbral de 50 mm/día para buscar sistemáticamente eventos de inundación en la ciudad, en periódicos locales y archivos. Este valor coincide con la precipitación media mensual y tiene una frecuencia media de 1,16 casos por año. En total se han analizado 53 días. El 40% de estos días registraron inundaciones: 6 CAT y 15 EXT (Tabla 6.1).
- iii) De 1901 a 2005: Además de los criterios seguidos para el periodo 1854–1900, todas las inundaciones registradas en Catalunya entre 1901 y 2005 (Llasat *et al.*, 2003b; Barnolas Viladés, 2004; Barnolas y Llasat, 2007a) y que afectaron regiones cercanas a Barcelona, han sido analizadas en la prensa para buscar su posible impacto en la ciudad. Este análisis dual ha corroborado que todos los episodios de inundación en la Ciudad de Barcelona se han producido en días en los que se han registrado más de 50 mm en 24 h. Por otro lado, es importante remarcar que no todos los días con precipitaciones superiores a los 50 mm registraron inundaciones. En este periodo se registraron 123 días con 50 mm o más. El 24% de estos días registraron una inundación en la Ciudad de Barcelona y 26 de ellos tuvieron inundaciones EXT (Tabla 6.1). La diferencia entre los porcentajes de este periodo en relación al periodo 1854–1900 son debidos seguramente a la mejora del sistema de drenaje de la Ciudad de Barcelona durante el siglo XX. Por ejemplo, sólo se produjeron pequeños problemas para uno de los últimos eventos de precipitaciones intensas en la ciudad (13–14 de octubre de 2005), a pesar de que se registraron 147 mm en 24 h con intensidades 5-minutales máximas de 122 mm·h⁻¹. Para más información de este episodio véase Barrera *et al.* (2007).

Periodo	Nº de inuns.	EXT	CAT	FLASH	Nº días con ≥ 50 mm	
					TOTAL	INUN.
1351–1853	35	4	31	18	---	---
1854–1900	21	15	6	13	53	21 (40%)
1901–2005	29	26	3	23	123	29 (24%)
TOTAL	85	45	40	54	176	50 (28%)

Tabla 6.1. Resumen del número de inundaciones identificadas para cada uno de los diferentes periodos en base a la información disponible: EXT es el número de inundaciones extraordinarias; CAT, ídem para las catastróficas y FLASH, ídem para las inundaciones súbitas. Las dos últimas columnas representan el número de días con una precipitación diaria ≥ 50 mm (col. izquierda) y el número de esos días en los que se registra una inundación en la Ciudad de Barcelona (col. derecha).

Considerando las características geomorfológicas de la ciudad y de la región que la envuelve, además de toda la información anterior, se ha identificado una inundación como súbita (*flash-flood*) cuando ésta era producida por un evento de precipitación intensa y de corta duración, según describían los observadores en el momento de producirse. Por otro lado, para el periodo en el que hay información instrumental disponible (1854–2005), se han considerado súbitas las inundaciones producidas por eventos de precipitación intensa cuya duración haya sido menor a 6 h y la lluvia diaria acumulada haya sido superior a 50 mm.

Con todos estos criterios, la reconstrucción histórica de la cronología de inundaciones desde 1351 (> 655 años) ha permitido identificar, para la Ciudad de Barcelona, 40 inundaciones CAT (47%) y 45 EXT (53%). El 64% de las inundaciones identificadas podrían ser consideradas como inundaciones súbitas (Tabla 6.1). La distribución estacional de las inundaciones (Figura 6.3a) muestra que el otoño, seguido por el verano, es la estación con el mayor número de inundaciones, y septiembre (29 casos), seguido de octubre (20 casos), es el mes con el mayor registro (Figura 6.3b). Septiembre también muestra el número más grande de inundaciones súbitas, con un 34% del total mensual.

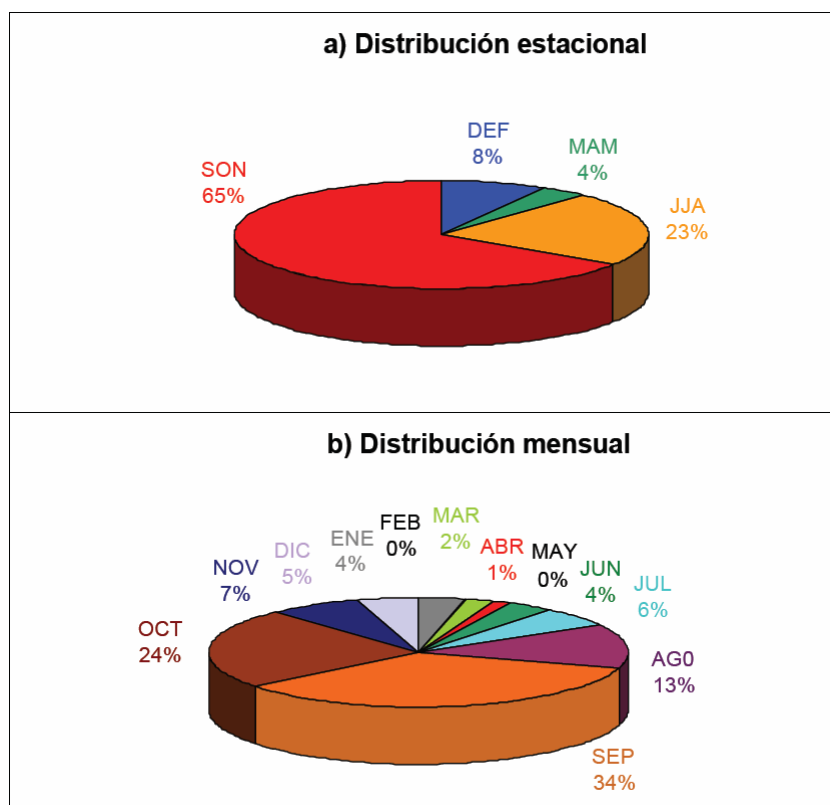


Figura 6.3. Distribución de las inundaciones: (a) estacional y (b) mensual (Adaptada de Barrera *et al.*, 2006).

La Figura 6.4 muestra el número de inundaciones producidas desde 1351 hasta 2005 por periodos de 50 años. También se incluye el número de inundaciones súbitas. Esta figura da información de la evolución de la ocurrencia de inundaciones en relación a la climatología y sobre la evolución de la vulnerabilidad. Este tipo de variabilidad también se puede observar para toda Catalunya (Barriendos y Martín-Vide, 1998; Barriendos y Llasat, 2003; Capítulo 3) y algunas oscilaciones climáticas también se pueden observar en la Edad Moderna: periodos de incremento en la frecuencia de inundaciones (por

ejemplo, 1601–1650, 1751–1800, 1851–1900), frente otros periodos con una ocurrencia de inundaciones mucho menor (1651–1750). Además de esto, la evolución de la ocurrencia de inundaciones muestra un incremento importante de los eventos EXT junto a un incremento en las inundaciones súbitas para los últimos 150 años considerados.

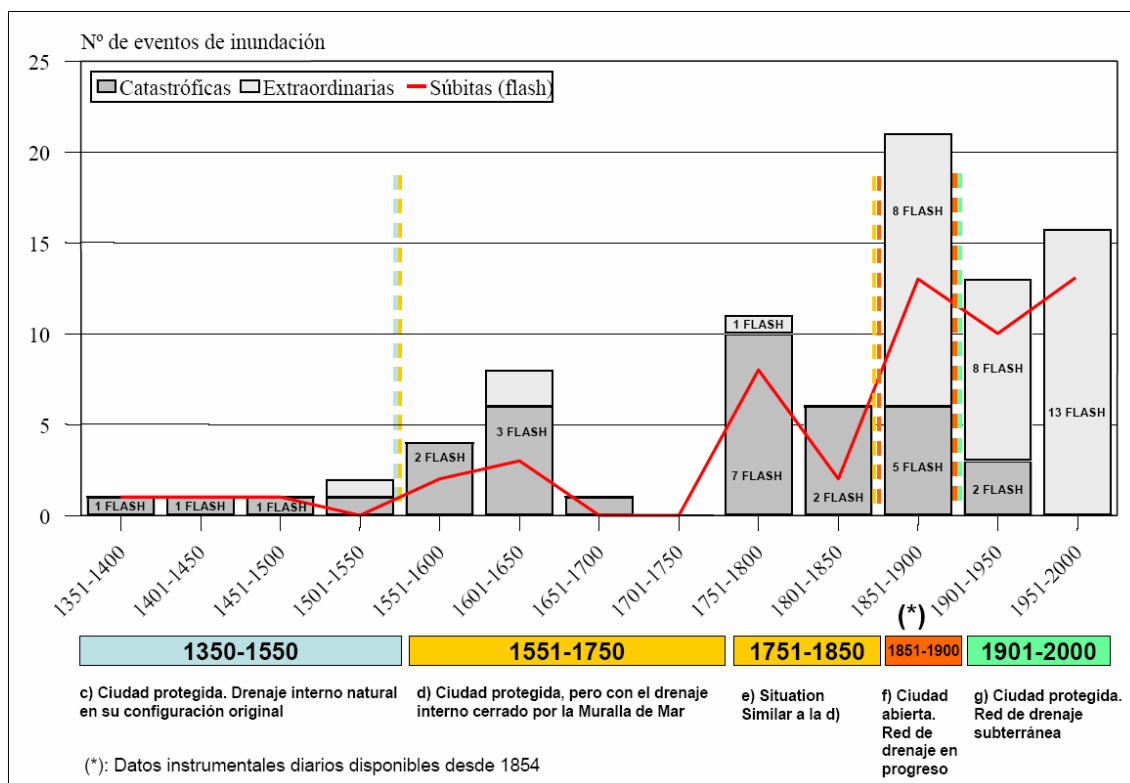


Figura 6.4. Distribución de las inundaciones en el Pla de Barcelona por periodos de 50 años desde 1351 hasta 2000.

Después de cinco siglos con una relativamente baja vulnerabilidad, en los que sólo los eventos extremos afectaban a la ciudad, pero provocando daños externos solamente en la muralla, la Ciudad de Barcelona experimentó un corto periodo de 50 años (1851–1900) con un incremento abrupto de la vulnerabilidad (Figura 6.4) y de los eventos EXT. De hecho, fue una decisión colectiva en la que se prefirió la destrucción rápida y completa de la muralla de la ciudad antes de que fuese llevada a cabo la planificación y la construcción de una red pertinente para varios servicios, incluyendo el drenaje de las aguas pluviales. El aumento de los eventos EXT, prácticamente desconocidos durante las Edades Media y Moderna, fue simplemente el resultado de un cambio abrupto en las condiciones medioambientales: una ciudad industrial del siglo XIX fue llevada a padecer el comportamiento natural de las crecidas de los torrentes y rieras del Pla de Barcelona como 2000 años atrás, pero con una población muchísimo más superior y en una época en la que los episodios de precipitación extrema en toda Catalunya aumentaron (Final de la PEH, Capítulo 3 y Capítulo 4).

A parte de todo lo anterior, hay que comentar también la evolución del umbral de percepción por parte de la sociedad. Los pocos eventos registrados en las fuentes documentales durante la Edad Media podrían estar asociados a un umbral de percepción más elevado (probablemente sólo los eventos más catastróficos son descritos en los archivos documentales). Este tipo de información es similar a la información histórica censurada tratada por los hidrólogos, ya que sólo se tiene constancia, para el periodo anterior a los datos instrumentales, de aquellas inundaciones que sobrepasaban el

umbral de percepción (Francés, 1995). Este umbral está asociado a aquellos desbordamientos producidos en la ciudad que podrían perturbar los quehaceres diarios de la gente y producir algunos daños y, además, estarían asociados a diferentes umbrales de precipitación debido a los cambios producidos en la vulnerabilidad de la ciudad durante su historia, explicados anteriormente. En este trabajo no es posible asignar un valor de caudal asociado al umbral de percepción como se realiza en los trabajos de Francés *et al.* (1994), Lang *et al.* (1999, 2000), Barriandos *et al.* (2003b) y Payrastre (2005). Esto es debido a que el desbordamiento de los torrentes y rieras del Pla de Barcelona se producen en combinación con las inundaciones producidas por la precipitación in situ. Además, desde el siglo XX no es posible distinguir si las inundaciones son producidas por la lluvia in situ o por el desbordamiento de los torrentes y rieras que atraviesan la ciudad, ya que todas ellas están canalizadas, interconectadas entre sí y cubiertas por calles. Por otro lado, los Ríos Besòs y Llobregat se encuentran fuera de la ciudad y sus desbordamientos normalmente afectan los alrededores de la ciudad, pero no la misma ciudad. Aunque, durante algunos episodios CAT, como el de Septiembre de 1962, las inundaciones producidas por los Ríos Besòs y Llobregat pueden ser simultáneas a las producidas en la ciudad, pero no son la causa de éstas últimas.

6.3 Evolución de la precipitación en la Ciudad de Barcelona

Teniendo en cuenta los resultados del Capítulo 4, en los que se ha analizado la precipitación diaria en la Ciudad de Barcelona se puede afirmar que el incremento observado en las inundaciones EXT y la disminución de las inundaciones CAT en la ciudad no pueden estar relacionadas a un incremento en la precipitación extrema en la misma ciudad, ya que ni la evolución de la precipitación máxima anual ni el número de días con precipitaciones extremas no presentan tendencia alguna estadísticamente significativa (Tabla 4.12). Sólo existe una tendencia positiva estadísticamente significativa para el número de días con precipitación $\leq 1 \text{ mm}$ (Tabla 4.13 y Figura 4.21). Estas precipitaciones, dado el bajo valor acumulado, no pueden provocar inundación alguna.

Así pues, los cambios observados en las inundaciones en la Ciudad de Barcelona hay que relacionarlos directamente con el cambio producido en las condiciones de drenaje de la ciudad (menor ocurrencia de inundaciones CAT) y con un aumento de la vulnerabilidad (incremento en el impacto social y económico de las inundaciones).

6.4 Estudio comparativo de impactos

En este apartado se presenta un ejemplo de episodio de inundaciones súbitas para cada uno de los periodos de la evolución histórica de la ciudad (véase apartado 6.1). Se exponen, a modo de ejemplo, los testimonios documentales de cada inundación, mostrando los diferentes aspectos meteorológicos e impactos de cada uno de ellos.

6.4.1 La Baja Edad Media: La inundación súbita catastrófica del 5 de septiembre de 1389

Los testigos contemporáneos de esa época muestran que la muralla actuó como un elemento de protección frente a las inundaciones de los torrentes y rieras del Pla de Barcelona, ya que desviaba los flujos de agua hacia el mar por los fosos del perímetro amurallado. Pero, en las zonas donde la muralla interceptaba los lechos fluviales de los torrentes y rieras, la fuerza de las aguas solía ser muy importante y las edificaciones cercanas a estas zonas llegaban a sufrir daños de consideración, con las consiguientes perturbaciones en la vida cotidiana de la ciudad.

Hacia el mediodía del 5 de septiembre de 1389 se produjo una tormenta con lluvia torrencial de unas tres horas de duración que fue suficiente para hacer bajar con gran fuerza los torrentes y rieras del Pla de Barcelona y derruir edificaciones cercanas a la muralla de la ciudad, tanto en intramuros como extramuros. Numerosas casas colapsaron (Carrers Orbs y Xuclà) y la muralla quedó destruida en el sector nororiental de Ciutat Vella. El Monestir de Sant Pere, situado en esa misma zona, quedó parcialmente demolido (Figura 6.5a). El mayor impacto de este tipo de eventos en una sociedad preindustrial como la de esa época se producía fuera de la ciudad amurallada: las acequias y canales de riego, que alimentaban los molinos de agua, se quedaban sin servicio durante unas dos semanas. Este fue el caso del Rec Comtal, que quedó bloqueado por los sedimentos, por lo que la ciudad no pudo producir harina y la escasez y la hambruna aparecieron temporalmente. En este evento también hubo una destrucción general de frutales y viñedos en los campos de cultivo que rodeaban la ciudad amurallada y gran parte del Pla de Barcelona.

Probablemente, la inundación súbita que se produjo en este evento fue debida a un episodio pluviométrico de corta duración y de gran intensidad, producido por células convectivas aisladas o una multicélula de limitada extensión horizontal, ya que no hay ninguna evidencia histórica de inundaciones en otras cuencas de la región como en la del Llobregat. Según la clasificación propuesta por Llasat (2001) en base a las características convectivas de los episodios de precipitación, este evento podría ser considerado como un evento del Tipo 1. Los eventos de este tipo son de corta duración (menos de 3 *h* e incluso menos de 1 *h*) y con una intensidad de precipitación muy elevada (máximas intensidades por encima de los 180 $mm \cdot h^{-1}$) llegándose a acumular precipitaciones cercanas a los 100 *mm*. Son eventos muy convectivos para los cuales más del 75% de la precipitación acumulada se produce con una intensidad superior a los 35 $mm \cdot h^{-1}$ (Llasat, 2001). Además, requieren que exista una considerable inestabilidad atmosférica local y normalmente están producidos por células convectivas aisladas o multicélulas de limitada extensión horizontal (Rigo y Llasat, 2004) que pueden producir tormentas. Estos eventos suelen producir en Catalunya inundaciones súbitas en las cuencas pequeñas cercanas al litoral, con una gran pendiente y con una extensión inferior a 50 km^2 . El máximo caudal instantáneo de la crecida es casi simultáneo al máximo de intensidad de precipitación. Aunque el caudal máximo de la crecida no es muy elevado, el incremento del nivel de las aguas llegar a ser considerable, debido a la estrechez de estos cursos fluviales, a su elevada pendiente o bien a que forman parte de la trama urbanística de muchas poblaciones.

6.4.2 La Alta Edad Moderna: La inundación súbita catastrófica del 28 de octubre de 1591

El evento que se produjo el 28 de octubre de 1591 es un ejemplo típico de precipitaciones torrenciales que suelen afectar el interior de la provincia de Barcelona y la Serra de Collserola. Ocurrió de noche y duró unas cuantas horas. Los torrentes y rieras del Pla de Barcelona bajaron con mucha fuerza desbordándose e impactando contra la muralla de la ciudad. El sector urbanizado de la ciudad no padeció daños de consideración, pero varias instalaciones de la muralla quedaron destruidas por la fuerza de las aguas: dos baluartes (Drassanes y Llevant), dos puentes (Pont de Jonqueres y de l'Àngel) y un portal (Portal de l'Àngel) (Figura 6.5b).

Las autoridades municipales de aquella época consideraban estos daños aceptables, porque no producían muertes ni otros daños a las actividades productivas de la ciudad, como en el caso del episodio de 1389, explicado anteriormente. Durante este evento, en el Río Besòs también se produjo una inundación catastrófica. Por lo tanto, este episodio fue probablemente un evento de precipitaciones intensas durante más de seis horas afectando una extensa zona ($< 2000 \text{ km}^2$) y altamente convectivo. Según la clasificación de Llasat (2001) sería probablemente un episodio del Tipo 2a. Los eventos de este tipo suelen durar menos de 24 h y la máxima precipitación normalmente se registra en menos de 6 h, llegándose a acumular cantidades cercanas a los 200 mm. Son eventos muy convectivos y pueden producir inundaciones súbitas CAT en los ríos de la zona prelitoral de Catalunya con cuencas de extensión modesta (50–2000 km^2), simultáneamente con el máximo de intensidad de la precipitación, así como en las cuencas pequeñas litorales.

6.4.3 La Baja Edad Moderna: La inundación súbita catastrófica del 8 de abril de 1794

Este evento sólo produjo daños cerca de la nueva fortaleza que se había construido en la Ciutadella. La inundación súbita fue producida por un diluvio que duró unas dos horas durante el mediodía del 8 de abril de 1794. El principal canal de agua que abastecía la ciudad (El Rec Comtal) contribuyó a inundar en mayor medida el sector oriental de la ciudad amurallada, ya que trajo consigo un mayor caudal debido a la avenida del Río Besòs, de donde se extraía el agua para el canal. Sin apenas pendiente hacia el mar, el agua que llegó a ese sector quedó estancada, inundando una amplia y densa zona urbana (Barri de Sant Pere). Algunos muros del Monastir de Sant Pere colapsaron (Figura 6.5c). Probablemente, este evento fue del Tipo 1 según la clasificación de Llasat (2001).

6.4.4 La Alta Edad Contemporánea: La inundación súbita catastrófica del 14 de septiembre de 1862

Este episodio es un ejemplo de un evento extremo sin protección. Afortunadamente, las aguas no tuvieron la suficiente energía para destruir completamente infraestructuras y edificios, pero en la parte baja de la ciudad, la inundación fue de una magnitud desconocida en los siglos anteriores. Dos edificios se derrumbaron parcialmente y un

punto colapsó (Pont de Malla) y se produjeron tres víctimas mortales al ser arrastradas por las aguas, en la parte alta de la antigua ciudad amurallada. Las crónicas de la época describen a la ciudad como un mar con tan sólo la zona del Mont Tàber, donde estaba situada la ciudad romana, libre de la inundación (el nivel de las aguas alcanzó los 78 cm en el interior de la ciudad) (Figura 6.5d).

La inundación fue producida por una lluvia torrencial que descargó unos 68 mm en menos de dos horas durante la mañana del 14 de septiembre de 1862, entre las 9 y las 11 horas. Al día siguiente, 15 de septiembre, se registró una inundación catastrófica en el Río Besòs. Este evento podría ser clasificado como de Tipo 1 en la Ciudad de Barcelona, aunque podría pertenecer a un sistema organizado que pudo producir inundaciones del Tipo 2 en otras partes de la región según la clasificación de Llasat (2001).

6.4.5 La Baja Edad Contemporánea: La inundación súbita extraordinaria del 21 de septiembre de 1995 y la ordinaria del 31 de julio del 2002

Estos dos episodios son dos ejemplos de la eficiencia de las infraestructuras de drenaje en la reducción y mitigación de los impactos de las precipitaciones intensas o/y cuantiosas en la ciudad.

El episodio de septiembre de 1995 convirtió en ríos muchas calles de la ciudad (1 persona murió arrastrada por la fuerza de las aguas en el Carrer Casanova, además numerosos coches y contenedores de la basura fueron también arrastrados por las aguas). La parte baja de Ciutat Vella y l'Esquerra de l'Eixample, donde existían lagunas litorales en el pasado, se inundó completamente (el nivel de las aguas alcanzó los 75 cm en el Barri de Sant Antoni). Todo esto, debido a una intensa precipitación de unos 80 mm en 30 min, entre las 20:00 y las 20:30 UTC. La intensidad máxima 5-minutal fue de $235,2 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, con acumulaciones totales de precipitación cercanas a los 100 mm en una hora. También hay que destacar que un centenar de edificios de la ciudad padecieron inundaciones en sus bajos. Este evento puede ser clasificado como del Tipo 1 según la clasificación de Llasat (2001). Este episodio es un típico caso de inundación súbita producida por una repentina tormenta que los modelos meteorológicos de mesoescala no son capaces de predecir con exactitud. Además, este evento estimuló la construcción de depósitos pluviales subterráneos en varios puntos de la ciudad para proveer un mejor drenaje. El episodio del 21 de septiembre de 1995 también afectó a otras zonas de Catalunya y, especialmente a la comarca del Maresme, donde un puente colapsó en Mataró (Pont de la Nacional II) por la fuerza de las aguas de la Riera de Sant Simó.

El evento de julio del 2002 sólo causó pequeños problemas localizados en la ciudad, a pesar de que más de 115 mm se registraron en menos de 4 h y la intensidad máxima 5-minutal fuese de $132,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Esta inundación súbita fue producida por una tormenta que se desarrolló dentro de un sistema convectivo de mesoescala que afectó a toda la Costa Central de Catalunya. Aunque en la Ciudad de Barcelona sólo se registró una inundación ordinaria, en el norte de la ciudad y en la comarca del Maresme se produjeron importantes daños, que hacen que se pueda considerar a la inundación como CAT en esas zonas. Más de 200 mm se registraron en 14 h en esa región. Este evento podría ser clasificado como del Tipo 2a según la clasificación de Llasat (2001).

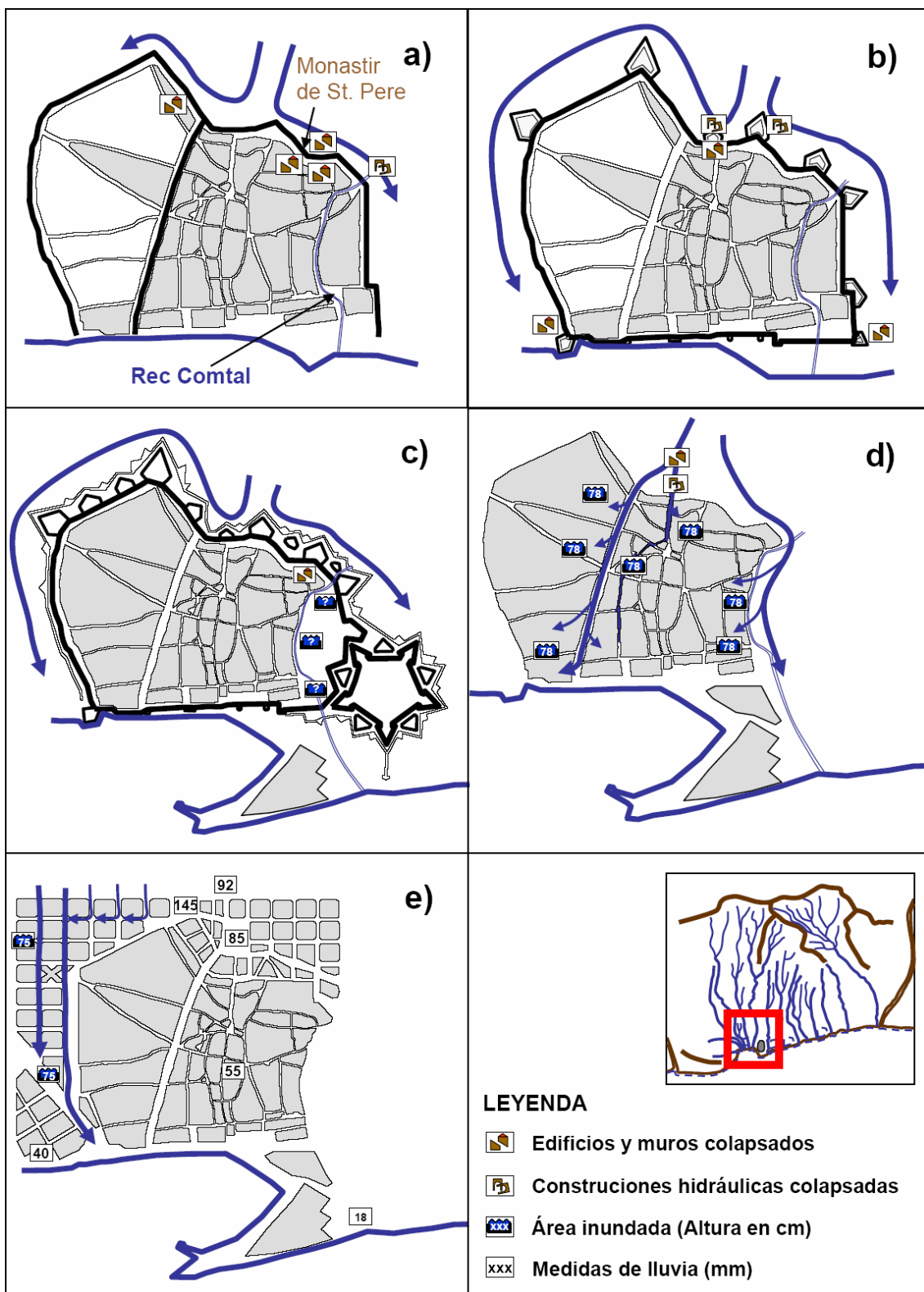


Figura 6.5. Esquema de los impactos y daños producidos por diferentes inundaciones súbitas en el centro de la Ciudad de Barcelona (Ciutat Vella y alrededores): a) 7 de septiembre de 1389, b) 28 de octubre de 1591, c) 8 de abril de 1794, d) 14 de septiembre de 1862 y e) 21 de septiembre de 1995.

Los dos eventos aquí presentados (septiembre de 1995 y julio de 2002) hubieran producido daños CAT sin una buena red de drenaje y los depósitos pluviales subterráneos, respectivamente. Como dato a reseñar, los depósitos pluviales subterráneos llegaron a retener y laminar 750.000 m^3 de agua de lluvia en el evento del 31 de julio de 2002.

6.5 Síntesis

El análisis de la evolución de la ocurrencia de inundaciones (85 eventos) en la Ciudad de Barcelona desde el siglo XIV hasta el 2005, junto con el de la evolución de la precipitación extrema en la misma ciudad desde 1854, ha permitido concluir que la ausencia de tendencia en la serie de precipitación no puede explicar el número creciente de eventos de inundación, especialmente los EXT, durante los últimos 150 años de la serie. Así pues, la tendencia observada en el número de inundaciones documentadas puede ser atribuida a la evolución del umbral de percepción y a cambios en la vulnerabilidad, así como a las condiciones urbanísticas desde mediados del siglo XIX. El aumento observado durante la segunda mitad del siglo XIX estuvo relacionado por un lado con la destrucción de la muralla de la ciudad, la cual la protegía de los desbordamientos de los torrentes y rieras del Pla de Barcelona y, por otro lado, a un deficiente sistema de drenaje. El aumento observado durante la última parte del siglo XX estuvo relacionado por un lado con un mayor impacto de las inundaciones (aumentaron los daños y la percepción social) y, por otro lado a la ocupación urbana de zonas inundables. Por lo tanto, los cambios urbanísticos de la ciudad son el factor principal que determina que los impactos de las inundaciones súbitas hayan cambiado con el tiempo. Como consecuencia de esto, el número de inundaciones CAT ha disminuido y el de EXT ha aumentado. Además el desarrollo de una buena red de drenaje, como en el caso de la Ciudad de Barcelona, contribuye a una gran mitigación de los impactos producidos por las inundaciones súbitas y es un buen ejemplo a seguir para otras ciudades con la misma problemática que Barcelona.

Por otro lado hay que destacar que todas las inundaciones producidas en la Ciudad de Barcelona tuvieron lugar en días en los que había llovido más de 50 mm . Por lo tanto, puede utilizarse este valor como un umbral a partir del cual pueden producirse inundaciones. Además este valor será útil tenerlo en cuenta cuando se quieran comparar por ejemplo las salidas de precipitación de un modelo meteorológico a escala regional con las inundaciones observadas en una zona (Capítulo 8 y Capítulo 9).

7 Índices de circulación

Los índices de circulación evalúan y reflejan los diferentes patrones de la circulación atmosférica, los cuales explican gran parte de la variabilidad del movimiento general e intensidad de los centros de acción (altas y bajas presiones). La investigación de las relaciones entre esos índices y la precipitación es importante para poder entender mejor la variabilidad climática y para el desarrollo de métodos de *downscaling* o redimensionamiento empíricos basados en esos índices (Goodess y Jones, 2002) si bien no todos los cambios en la precipitación pueden ser explicados a partir de cambios en la circulación atmosférica (Schär *et al.*, 1996; Widmann y Schär, 1997; Frei *et al.*, 1998; Buishand y Brandsma, 1999; ACCORD, 2000). La importancia del desarrollo de técnicas de *downscaling* está en el hecho de poder establecer primero una relación empírica entre variables de la circulación atmosférica y variables meteorológicas a escala local (temperatura y precipitación, básicamente), para después proyectar a una escala menor las previsiones de los Modelos de Circulación General (MCGs). Así pues, estas técnicas permiten realizar un análisis de impacto de tales previsiones a escala regional o subregional. Ejemplos de esto son los trabajos de Hewitson y Crane (1996), Goodess y Palutikof (1998), Wilby *et al.* (1998) y Goodess (2000) entre otros. Lo que se suele estudiar en ese tipo de trabajos son las relaciones existentes entre la circulación a larga escala (definida en base a los índices y patrones de circulación) y el clima a escala regional o subregional (precipitación diaria o mensual) para después aplicar tales relaciones a las salidas numéricas de los MCGs. Inherente a cualquier aproximación empírica de *downscaling* que se realiza, hay dos suposiciones. Una de ellas es que las relaciones encontradas serán invariantes (es decir, no cambiarán en un clima futuro más cálido) y la otra que los cambios en la precipitación son dirigidos en gran parte por cambios en la circulación. Entonces, si la consistencia de las relaciones entre los patrones de circulación y variables más locales en superficie es alta (explicando un porcentaje significativo de la varianza y además es verificable), las simulaciones perturbadas de los MCGs pueden ser útiles para investigar cambios en la frecuencia y la intensidad de los episodios de precipitación como respuesta al calentamiento global (von Storch *et al.*, 1993; Hewitson y Crane, 1996; Schubert y Henderson-Sellers, 1997; Goodess y Jones, 2002).

Del conjunto de índices de circulación que hay definidos, en este capítulo se presta atención a uno de ellos, para el que ya existen estudios sobre su posible relación con la precipitación y la ocurrencia de inundaciones. El índice de circulación escogido está relacionado con la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). También se realiza una revisión de los resultados encontrados hasta el momento, tanto a nivel español como catalán, a partir del análisis de la correlación entre la NAO y las series de precipitación areales definidas en el Capítulo 5, así como para la serie larga de precipitación de la Ciudad de Barcelona que contiene 220 años de datos. En este capítulo como en el Capítulo 5 se amplía la zona de estudio a España para tener una visión más amplia espacialmente, así como para determinar relaciones con una gran cobertura espacial.

7.1 La Oscilación del Atlántico Norte (NAO)

Asociada a fluctuaciones de los vientos superficiales del Oeste (*westerlies*) que penetran en Europa desde el Atlántico, la NAO (*North Atlantic Oscillation*, Oscilación del Atlántico Norte) caracteriza una oscilación meridional de la masa atmosférica con centros de acción situados cerca de la Baja de Islandia y el Anticiclón de las Azores (van Loon y Rogers, 1978). Es el único modo de oscilación presente en todos los meses del año (Barnston y Livezey, 1987), aunque es más pronunciado, en cuanto a amplitud y radio de acción, durante el invierno (Dic–Feb), explicando más de un tercio de la varianza total de la presión superficial a nivel del mar (SLP) en el Atlántico Norte (Marshall y Kushnir, 1997). La NAO ejerce su influencia sobre una extensa zona que abarca, por lo menos, las latitudes limitadas por Groenlandia y el Ecuador, y las longitudes comprendidas entre Norteamérica y Siberia. Por lo tanto, juega un papel importante en la variabilidad interanual de Europa y del Norte de África (por ejemplo, Ward *et al.*, 1999; Marshall *et al.*, 2001; Trigo *et al.*, 2002).

La NAO fue estudiada como tal por primera vez por Walker (1924), aunque indirectamente se conocía de su existencia desde el siglo XVIII. El misionero Hans Egede Saabye hizo la siguiente observación en su diario cuando estuvo en Groenlandia durante los años 1770–78: “En Groenlandia, todos los inviernos son severos, aunque no del todo semejantes. Los daneses han notado que cuando el invierno era severo en Dinamarca, el invierno en Groenlandia no era tan severo o a su manera era suave, y lo opuesto en el caso contrario”. Crantz en su libro *Historie von Gronland* publicado en 1765 también escribe sobre el comportamiento opuesto de los inviernos en Groenlandia y Dinamarca. Hann (1890) ilustró esta oscilación utilizando 42 años de datos de temperatura media mensual de Jakobshavn en la costa oeste de Groenlandia y Viena (Austria). Como la influencia de la NAO es altamente regional se puede definir un índice simple (NAOI) que sirve para evaluar tal oscilación a partir de la diferencia de las anomalías estandarizadas de presión entre dos estaciones, una en Islandia y la otra en el SW de Europa (Hurrell y van Loon, 1997). El primer NAOI fue definido por Walker y Bliss (1932) a partir de una combinación lineal de medidas de temperatura y SLP de diferentes estaciones meteorológicas ubicadas a ambos lados del Océano Atlántico. Posteriormente fue simplificado por Rogers (1984), quien reconstruyó el NAOI desde 1894 basándose en las anomalías de SLP de Ponda Delgada (Azores) y Akureyry (Islandia). Hurrell (1995) extendió la serie 30 años más basándose en la SLP de Lisboa (Portugal) y Stykkisholmur/Reykjavík (Islandia) desde 1864. Este último índice se designará a partir de aquí y en adelante como NAOI-UCAR. Más recientemente se han llevado a cabo varias nuevas reconstrucciones del NAOI con el fin de alargar al máximo las reconstrucciones ya existentes:

- i) a partir de registros instrumentales antiguos, Jones *et al.* (1997) y Vinther *et al.* (2003a) calculan el índice con los registros de la SLP media mensual de Gibraltar y Reykjavík (Islandia) a resolución mensual para el periodo 1821–2002 y estacional para el invierno (Dic–Mar) para 1824–1998 (Osborn *et al.*, 1999). El periodo de referencia utilizado para definir el índice es el de 1951–1980 (Jones *et al.*, 1997). Este índice se designará a partir de aquí y en adelante como NAOI-CRU.

- ii) a partir de datos documentales históricos, Luterbacher *et al.* (1999 y 2002a) calculan el NAOI a resolución mensual para el periodo 1658–2001 y a resolución estacional (invierno: DEF; primavera: MAM; verano: JJA y otoño: SON) para 1500–1658. Los valores del índice desde 1864 se basan en los definidos por Hurrell (1995), NAOI-UCAR. Este índice se designará a partir de aquí y en adelante como NAOI-Luter. Por otra parte Rodrigo *et al.* (2001) hace lo mismo, pero para el periodo de diciembre a marzo desde 1501 hasta el 2000.
- iii) a partir de datos proxy o multi-proxy, Glueck y Stockton (2001) calculan el índice para el periodo 1429–1983; Cook *et al.* (2002), para el periodo 1400–2001 y Vinther *et al.* (2003b), para el periodo 1245–1970. Todos los índices se calculan para el periodo invernal. Estos índices se designarán a partir de aquí y en adelante como NAOI-Glue, NAOI-Cook y NAOI-Vint, respectivamente.

A parte de las reconstrucciones comentadas anteriormente, también se han desarrollado otros índices de la NAO a partir de técnicas más objetivas. Estas técnicas se basan en el ACP de mallas de datos de SLP hemisféricos. Los tipos de índices basados en estas técnicas tienen el inconveniente de que el intervalo temporal que cubren es mucho menor que las reconstrucciones realizadas a partir de estaciones fijas, pero representan de una manera más óptima el patrón espacial asociado a la NAO. Los índices basados en estaciones puntuales sólo pueden captar adecuadamente la variabilidad de la NAO para algunas partes del año, ya que los centros de acción que gobiernan la NAO cambian de posición a lo largo del año (Hurrell y van Loon, 1997; Portis *et al.*, 2001; Hurrell *et al.*, 2003). Además las mediciones de la SLP por estaciones puntuales están significativamente afectadas por fenómenos meteorológicos transitorios y de pequeña escala; los cuales no están relacionados con la NAO y por consiguiente contienen ruido (Trenberth, 1984). Un índice que se suele utilizar para definir la NAO a partir de técnicas objetivas, es el elaborado a partir de la serie temporal de la CP asociada a la primera EOF de las anomalías de presión estacionales (de diciembre a marzo) sobre el sector Atlántico (20°–80°N, 90°W–40°E; Hurrell, 1995). Este índice se designará a partir de aquí y en adelante como NAOI-PC. El NAOI-PC es un índice que tiene como gran ventaja el poder ofrecer una representación más óptima de todo el patrón espacial de la NAO (Hurrell *et al.*, 2003).

Algunas de estas reconstrucciones están disponibles libremente en Internet y se van actualizando a través de las direcciones de la CRU (*Climatic Research Unit*, Universidad de East Anglia, R.U.) y de la CGD (*Climate and Global Dynamics Division*, NCAR-National Center for Atmospheric Research, EE.UU.):

- <http://www.cru.uea.ac.uk/ftpdata/> (NAOI-CRU)¹⁹
- http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/projpages/nao_update.htm (NAOI-CRU)¹⁹
- <http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.html> (NAOI-UCAR, NAOI-PC)¹⁹

¹⁹ Todas estas direcciones han sido consultadas por última vez el 21/07/2008.

Todos los índices de la NAO presentados hasta el momento no son estrictamente iguales entre sí, como se puede observar para algunos de ellos en las Figura 7.1 y Figura 7.2. Por ejemplo, la localización de los valores más extremos no se sitúa en los mismos inviernos, así como tampoco es igual la amplitud de los valores, mucho mayor para el NAOI-UCAR que para los otros dos índices instrumentales. Si se estudian las correlaciones entre algunos de los índices que están definidos y para el periodo común de datos entre pares de índices (Tabla 7.1), se encuentra que todos los índices basados en datos instrumentales están altamente correlacionados entre sí, como era de esperar. Por el contrario, las correlaciones entre los índices definidos a partir de datos proxy o multi-proxy y los índices definidos a partir de datos instrumentales son menores, aunque con un coeficiente elevado de correlación para los índices NAOI-Luter y NAOI-Cook. En cambio, para el NAOI-Glue, las correlaciones son mucho más bajas (inferiores a +0,5). También son bajas para el NAOI-Vint, aunque ligeramente superiores a +0,5. Cabe destacar también, la baja correlación existente entre los diferentes índices de origen proxy o multi-proxy, destacando las casi nulas correlaciones entre el NAOI-Luter y el NAOI-Glue y entre el NAOI-Vint y el NAOI-Glue (inferiores a +0,15), cuyas correlaciones son estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 90%.

	NAOIs basados en datos instrumentales o mallas de datos hemisféricos			NAOIs basados en datos proxy o multi-proxy			
	CRU	UCAR	PC	Vint.	Cook	Luter.	Glue.
CRU	---	+0,95**	+0,86**	+0,51**	+0,77**	+0,85**	+0,36**
UCAR		---	+0,92**	+0,50**	+0,79**	+0,89**	+0,49**
PC			---	+0,52**	+0,76**	+0,83**	+0,41**
Vint.				---	+0,25**	+0,37**	+0,09*
Cook					---	+0,48**	+0,27**
Luter.						---	+0,10**
Glue.							---

Tabla 7.1. Correlaciones entre los diferentes índices de la NAO presentados en el presente capítulo. Las correlaciones se han calculado para el periodo común de datos entre pares de índices. (*) Correlación estadísticamente significativa con un nivel de confianza del 90%. () Ídem con un nivel de confianza del 95%. Las significancias estadísticas han sido calculadas siguiendo el algoritmo de programación de Press *et al.* (1992), para detalles de este algoritmo véase el apéndice B.2.**

Los desacuerdos existentes entre los diferentes índices y sobre todo para el periodo anterior a los años 20 del siglo XIX (cuando sólo se disponen de reconstrucciones a partir de datos proxy o multi-proxy, periodo preinstrumental) y reflejado en las bajas correlaciones existentes entre ellos (Tabla 7.1), ya han sido estudiados y comentados en algunos trabajos (Schmutz *et al.*, 2000; Cullen *et al.*, 2001). Este hecho es uno de los grandes inconvenientes que tiene el uso de los índices reconstruidos de esta manera. En detalle, el trabajo de Schmutz *et al.* (2000) cuestiona la fiabilidad de diferentes reconstrucciones de la NAO (NAOI-Luter, NAOI-Glue y NAOI-Cook) para el periodo preinstrumental y sugiere cómo mejorarlas a partir de una combinación lineal de las reconstrucciones existentes. Se concluye en ese trabajo, que los índices preinstrumentales estudiados presentan una evolución inconsistente con la variabilidad a escalas anual y decadal para el periodo anterior al siglo XX. Se concluye también que la reconstrucción de Luterbacher *et al.* (1999) (NAOI-Luter) es la reconstrucción más realista y fiable y, por lo tanto, se recomienda utilizar este índice para analizar a largo plazo la variabilidad de la NAO desde escala mensual hasta decadal. Se defiende finalmente, en ese trabajo, el uso de un índice combinado a partir de los existentes. La combinación de índices que proponen se basa en una regresión multilínea entre los índices reconstruidos y el índice NAOI-CRU para el periodo 1901–1980.

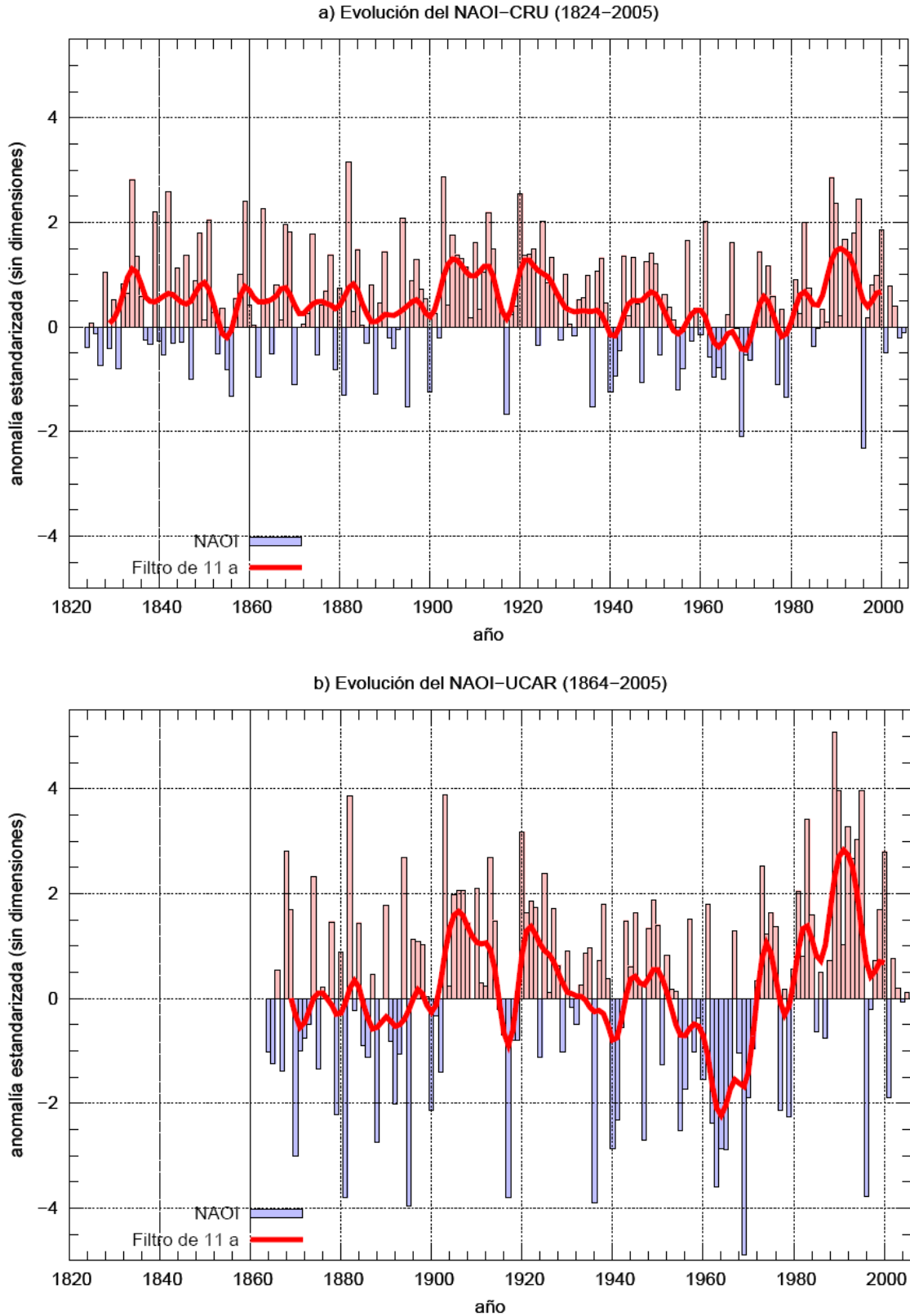


Figura 7.1. Reconstrucciones instrumentales de índices de la NAO (periodo Dic-Mar) a partir de estaciones meteorológicas definidas por: a) Jones *et al.* (1997), NAOI-CRU (1824-2005) y b) Hurrell (1995), NAOI-UCAR (1864-2005) y a partir de mallas de datos hemisféricos: c) NAOI-PC (1899-2005). Filtro usado (línea roja): filtro gaussiano pasabajos de 11 años.

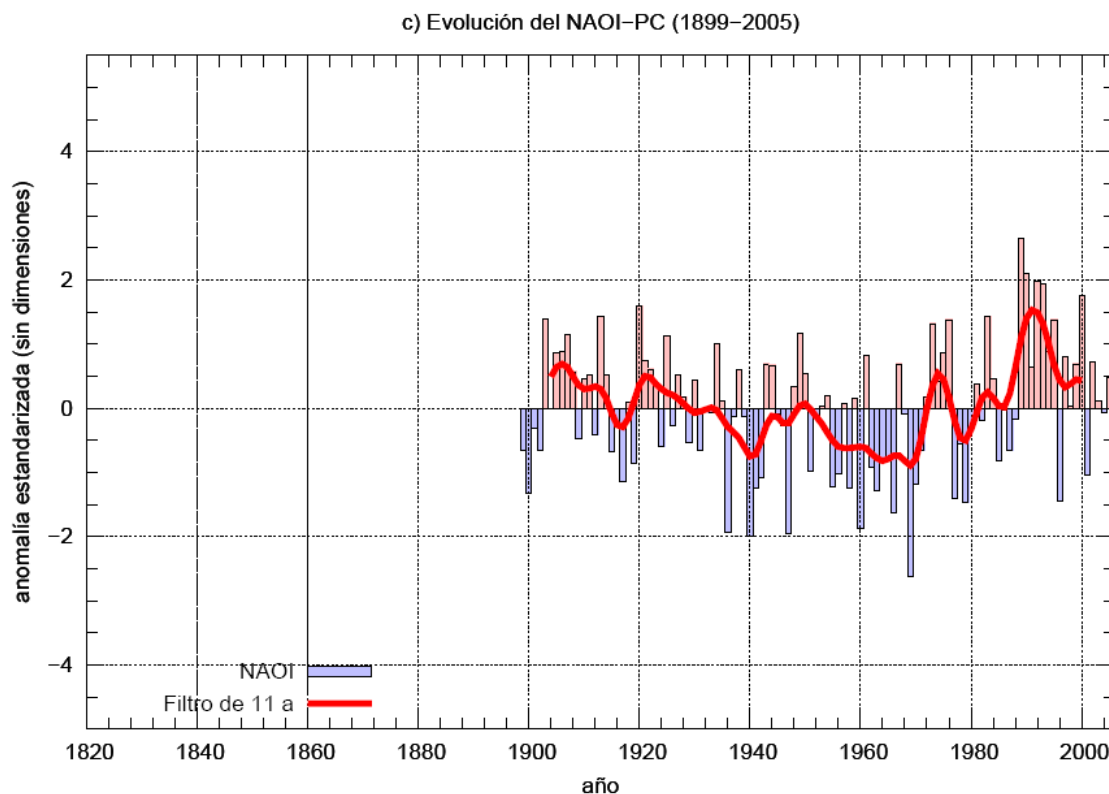


Figura 7.1. (cont.)

Por lo tanto, siguiendo las recomendaciones de Schmutz *et al.* (2000), para el estudio de las correlaciones entre la NAO y las inundaciones (véase apartado 7.2) se usará por un lado el índice NAOI-Luter y por otro lado una combinación lineal de las diferentes reconstrucciones de la NAO que se han recopilado (Tabla 7.1). Así pues, el índice que se ha reconstruido se ha elaborado a partir de una regresión multilínea entre los índices NAOI-Luter, NAOI-Cook, NAOI-Vint y NAOI-Glue, y el NAOI-CRU que se ha ajustado para el periodo máximo de solapamiento entre todos los índices (1824–1970). El índice final calculado tiene como expresión la Ec. 7-1. Esta expresión explica un 81% de la variabilidad del NAOI-CRU y se llamará de aquí en adelante NAOI-rec.

$$\text{NAOI-rec} = 0,467 + 0,112 \cdot \text{NAOI-Vint} + 0,450 \cdot \text{NAOI-Cook} + 0,052 \cdot \text{NAOI-Glue} + 0,707 \cdot \text{NAOI-Luter} \quad \text{Ec. 7-1}$$

El índice construido que se utilizará al final es, por una parte el obtenido a partir de la Ec. 7-1 para el periodo 1500–1823, que es el intervalo temporal máximo de solapamiento entre los cuatro índices de referencia para la época preinstrumental, y por otro lado, para el periodo 1824–2005, el índice reconstruido es igual al NAOI-CRU.

El resumen estadístico de la regresión multilínea llevada a cabo para definir el NAOI-rec (Ec. 7-1) se encuentra en la Tabla 7.2, en la que se puede comprobar el buen ajuste existente entre el NAOI-rec y el NAOI-CRU con una correlación lineal de +0,9. Además, en la Figura 7.3, se encuentra una comparativa entre el NAOI-CRU y el índice reconstruido de la NAO (NAOI-rec) en el que se puede observar la gran concordancia entre ellos para el periodo instrumental de máximo solapamiento (1824–1970) entre los índices que intervienen en la Ec. 7-1.

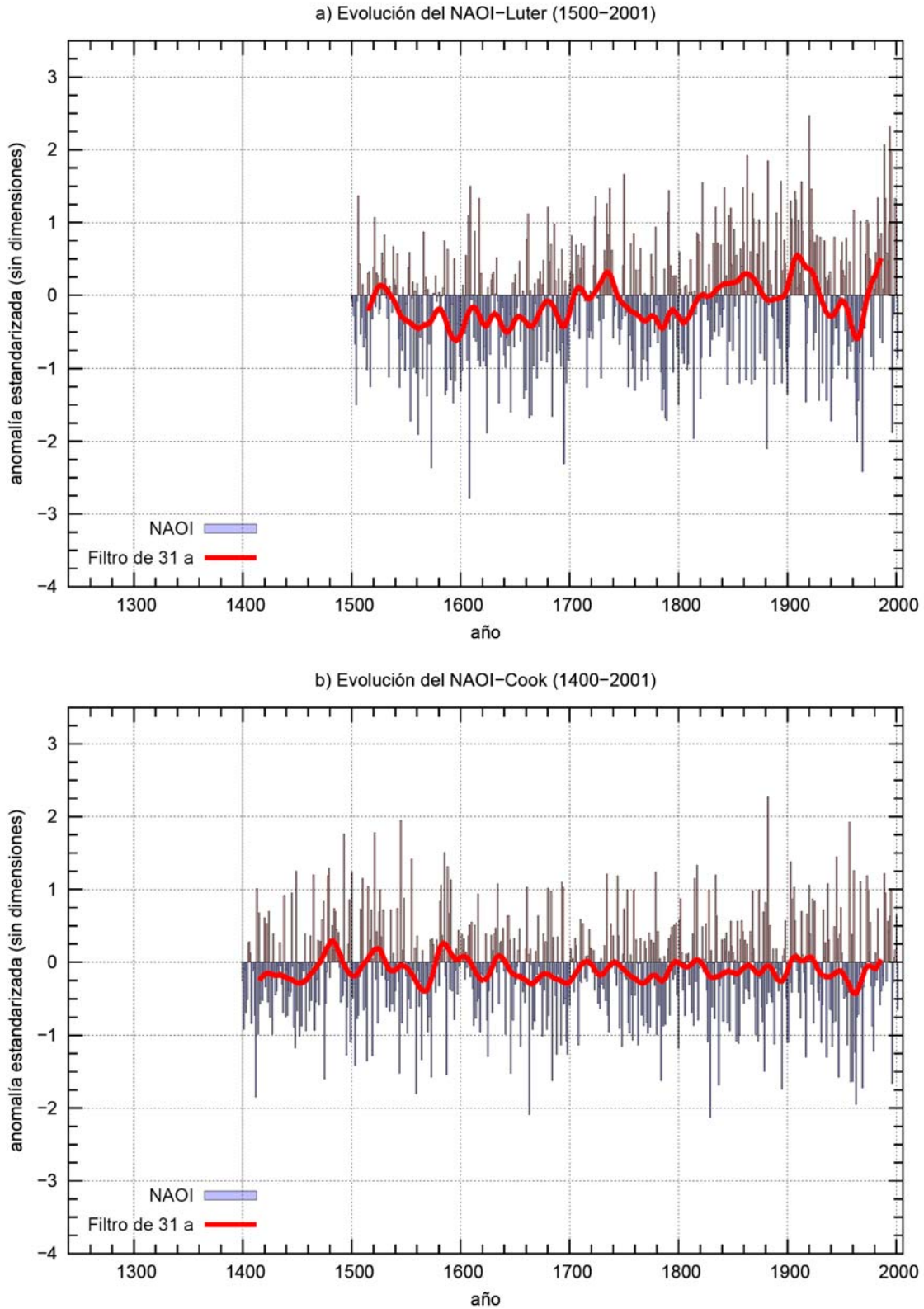


Figura 7.2. Reconstrucciones proxy o multi-proxy de índices de la NAO definidas por: a) Luterbacher *et al.* (2002a), NAOI-Luter (1500-2001); b) Cook *et al.* (2002), NAOI-Cook (1400-2001); c) Vinther *et al.* (2003b), NAOI-Vint (1245-1970); y d) Glueck y Stockton (2001), NAOI-Glue (1430-1984). Filtro usado (línea roja): filtro gaussiano pasabajos de 31 años.

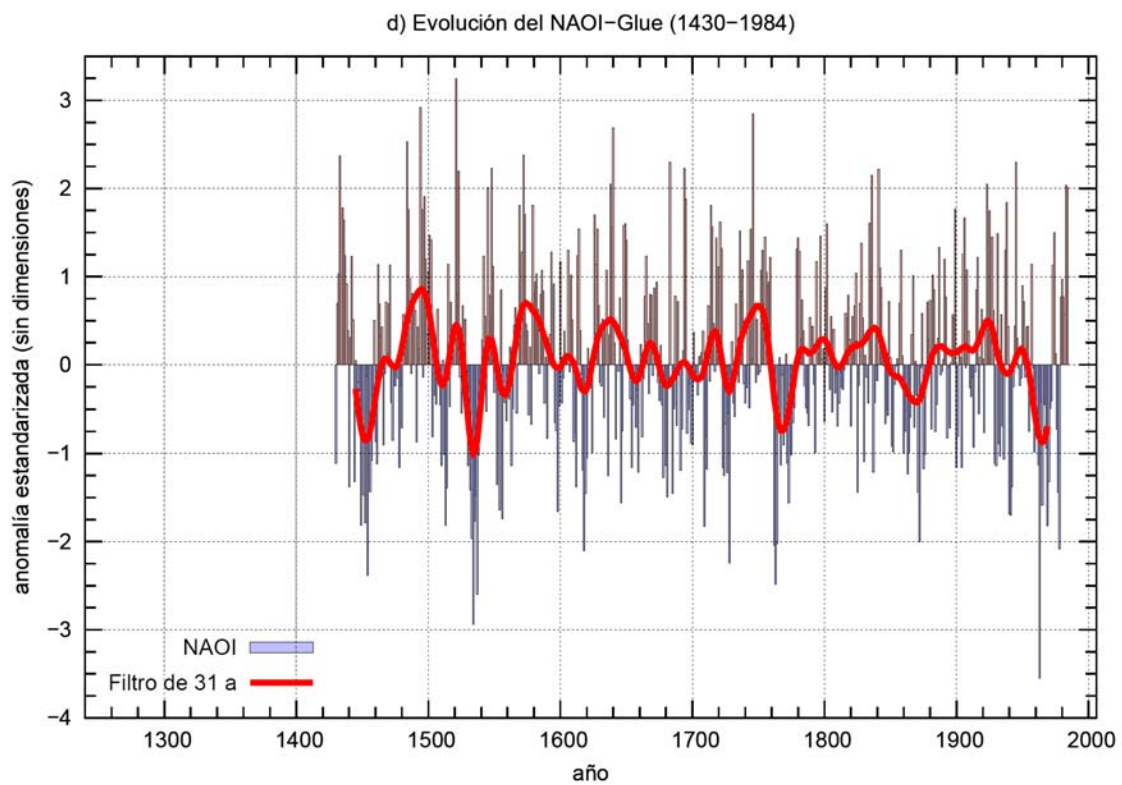
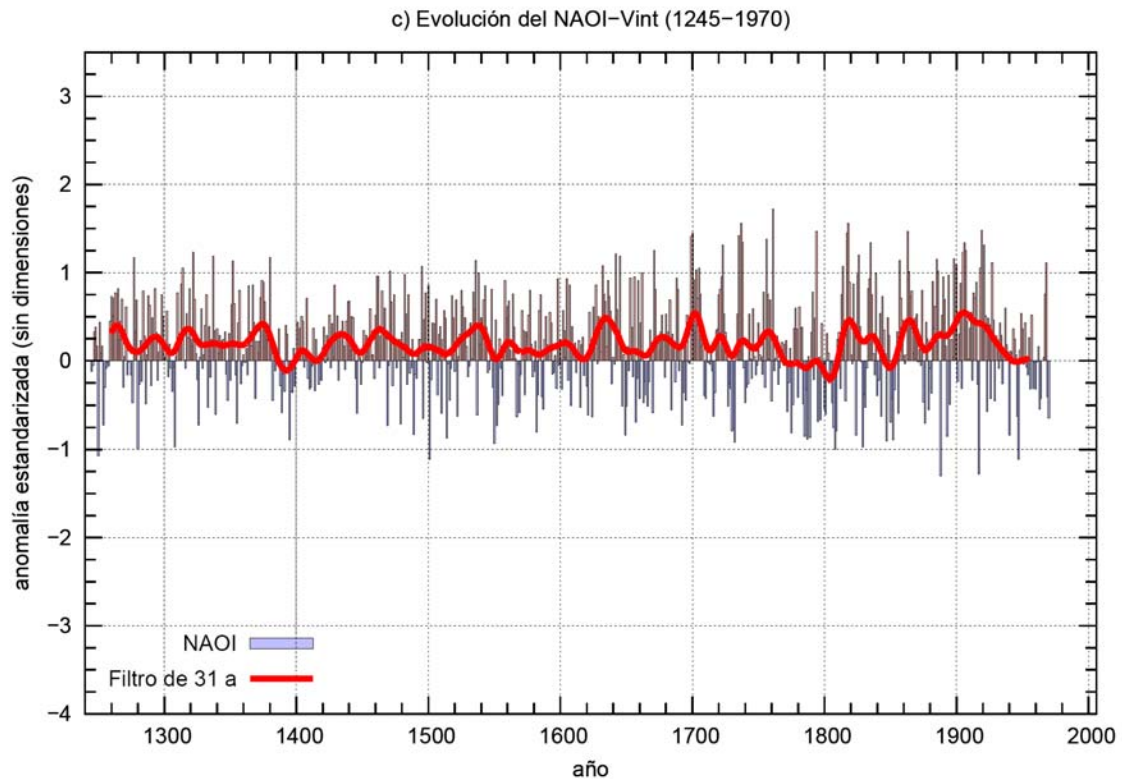


Figura 7.2. (cont.)

r	r^2	Error estándar de la estimación	Sig.
0,900	0,809	0,4896	0,000

Tabla 7.2. Resumen estadístico de la regresión multilínea calculada para definir el NAOI-rec para el periodo 1824–1970.

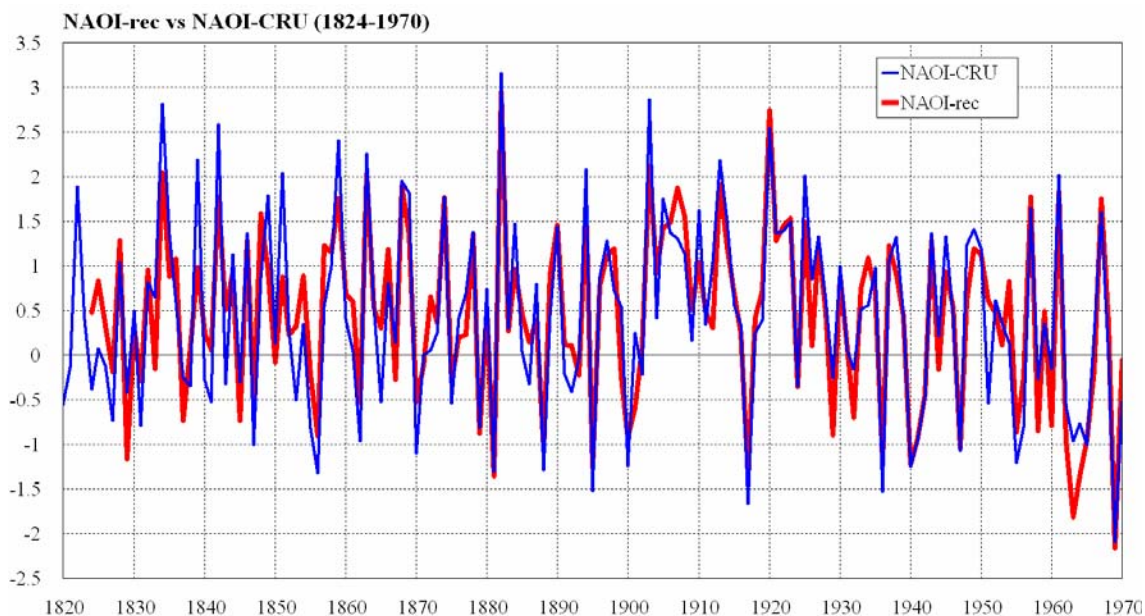


Figura 7.3. Comparativa entre el NAOI-CRU y el NAOI-rec de invierno (DEF) para el periodo 1824–1970, el periodo instrumental común con datos para todos los índices utilizados en la elaboración del NAOI-rec.

En la Figura 7.4 está representada la reconstrucción del NAOI que se ha creado a partir de la combinación de las reconstrucciones existentes disponibles (NAOI-Luter, NAOI-Cook, NAOI-Vint y NAOI-Glue). La evolución temporal del índice muestra un predominio de los valores positivos, claramente observable en la evolución suavizada del índice con un filtro gaussiano pasabajos de 31 años, el cual siempre está por encima del cero, exceptuando algunos pequeños periodos, como en la década de los años 60 del siglo XX.

Una vez presentados todos los NAOIs que hay definidos, hay que saber cómo interpretar lo que significa tener un valor positivo y alto del índice o un valor negativo y bajo de éste. Los valores positivos del NAOI indican una anomalía de presión negativa sobre la Baja de Islandia y una positiva en la zona del Anticiclón Subtropical, mientras que los índices negativos reflejan un patrón de anomalías opuesto. Ambas fases de la NAO están asociadas a cambios en la intensidad y localización de la corriente en chorro (*jet stream*) y de la trayectoria de los ciclones (*storm track*) y a variaciones en el transporte zonal y meridional de calor y humedad (Hurrell, 1995). Así pues, durante la fase positiva de la NAO se observan condiciones más cálidas que las normales en el centro (Wibig y Glowicki, 2002) y Norte de Europa y unas condiciones más húmedas sobre Escandinavia y Escocia, mientras el Sur de Europa y el Norte de África tienden a unas condiciones más secas (Marshall *et al.*, 2001). Durante la fase negativa, las anomalías de temperatura y precipitación son las inversas. En las Figura 7.5 y Figura 7.6 se esquematiza la configuración general del campo de SLP y los efectos que

ocasiona sobre el clima del Hemisferio Norte según la NAO esté en su fase positiva o negativa.

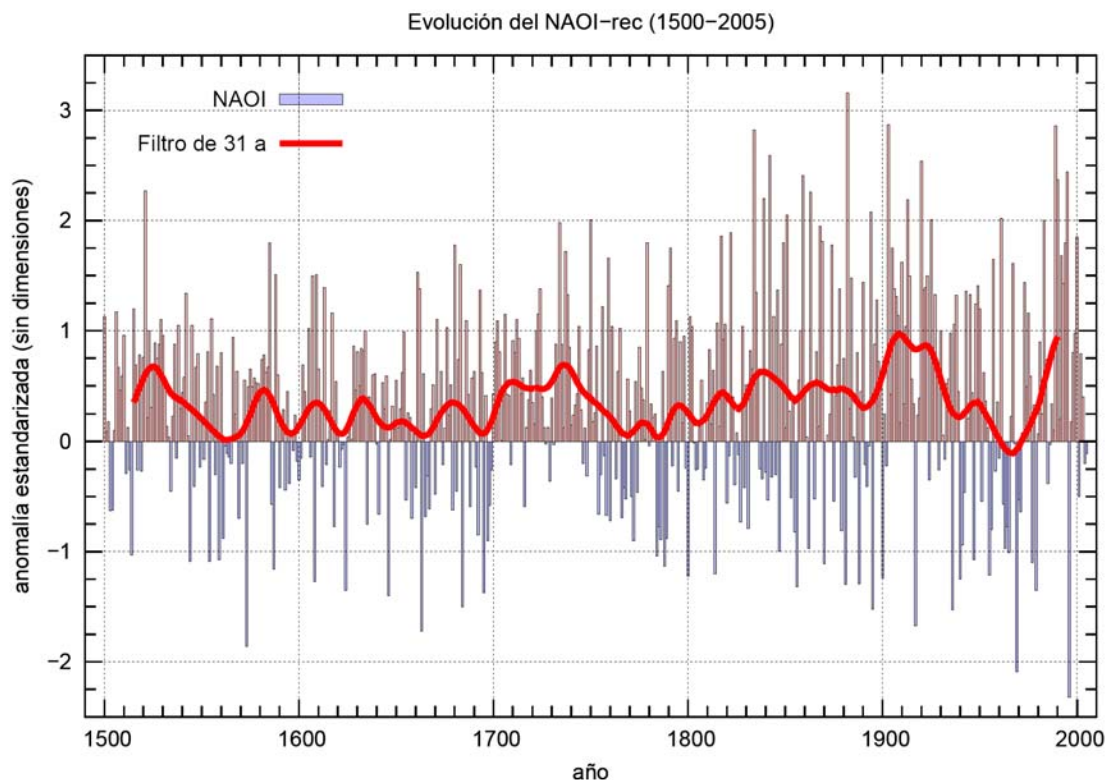


Figura 7.4. Reconstrucción del NAOI (1500–2005) para el invierno (DEF) realizada a partir de los índices NAOI-Luter (Luterbacher *et al.*, 2002a), NAOI-Vint (Vinther *et al.*, 2003b), NAOI-Cook (Cook *et al.*, 2002) y NAOI-Glue (Glueck y Stockton, 2001). Filtro usado (línea roja): filtro gaussiano pasabajos de 31 años. (Elaboración propia).

Los efectos de la NAO se manifiestan sobre una gran cantidad de variables meteorológicas y oceanográficas, abarcando un amplio espectro de frecuencias. A escalas de tiempo cortas la NAO genera anomalías de gran amplitud en la velocidad del viento y en los flujos de calor sensible y calor latente en gran parte del Atlántico Norte extratropical (Hurrell, 1995), afectando por tanto a la temperatura superficial del océano (Deser y Blackmon, 1993). Cabe destacar también su relación con los cambios en el recorrido e intensidad de la trayectoria de los ciclones (*storm track*), en los patrones de evaporación (E) y precipitación (P), en el transporte de corriente en el Mar del Labrador y en la extensión de la superficie helada del océano Ártico o de la capa de nieve sobre Eurasia (Hurrell, 1995; Entekhabi, 1999; Hurrell *et al.* 2003). Así pues, las fluctuaciones de la NAO parecen estar sincronizadas con las variaciones interdecadales en la intensidad de las corrientes de las aguas profundas e intermedias del Mar del Labrador y del mar entre Groenlandia, Islandia y Noruega (Dickson *et al.*, 1996). Estos cambios a su vez afectan a la intensidad y al carácter de la Corriente Termohalina del Atlántico (THC) y al flujo horizontal de las capas de agua superiores del océano alterando el transporte de calor oceánico hacia el Polo Norte y la distribución de la SST.

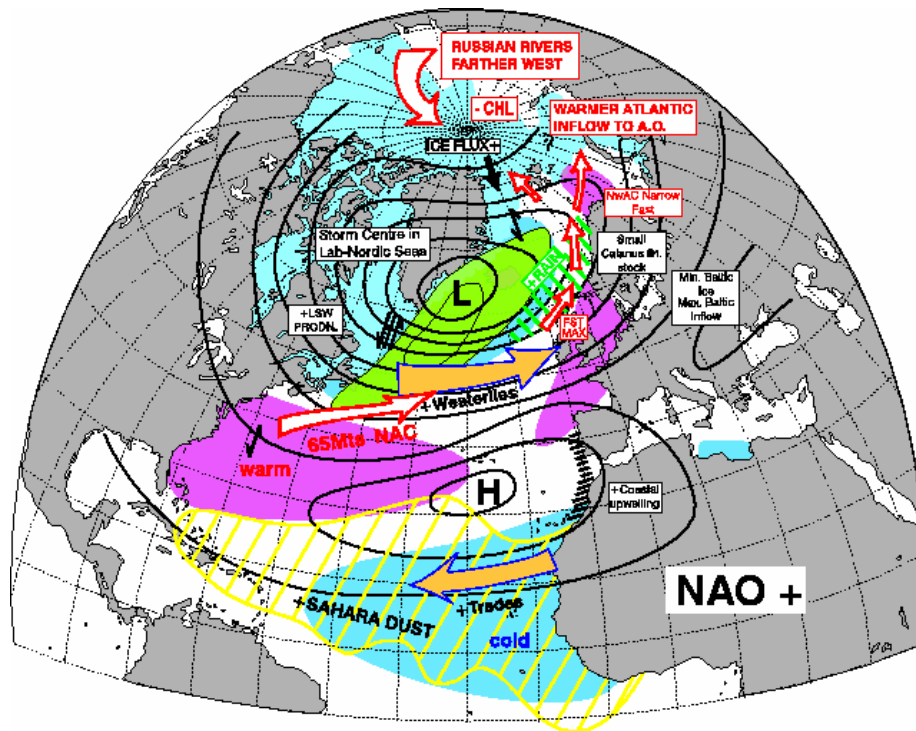


Figura 7.5. Esquema tipo de la fase positiva de la NAO (<http://www.met.rdg.ac.uk/cag/NAO/>).

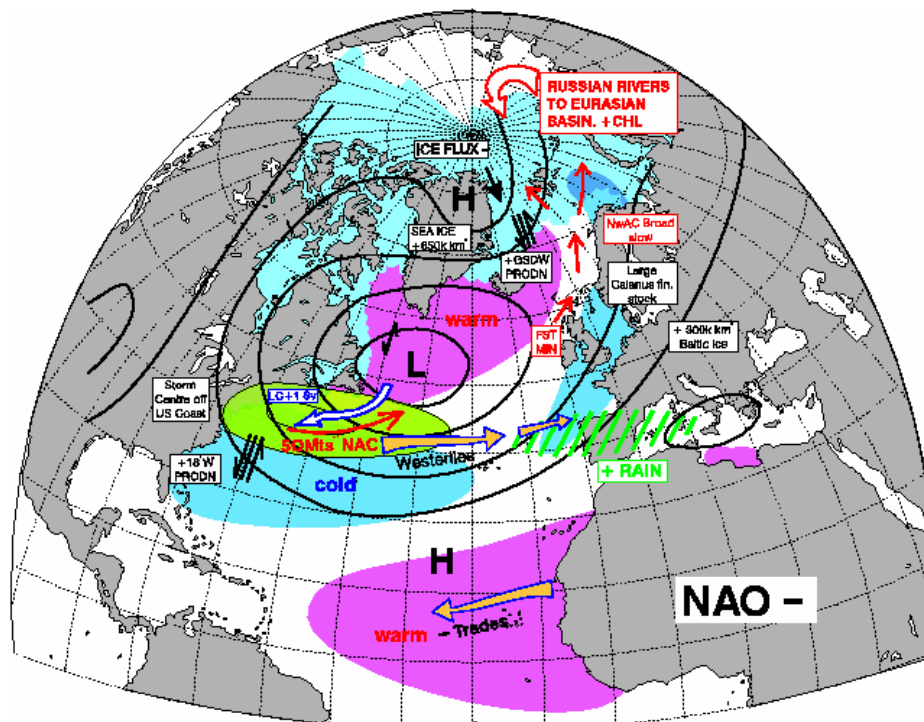


Figura 7.6. Esquema tipo de la fase negativa de la NAO (<http://www.met.rdg.ac.uk/cag/NAO/>).

Los efectos de la NAO también se manifiestan en diferentes aspectos socioeconómicos. Los cambios significativos que puede producir la NAO en la precipitación y la temperatura en invierno (véase apartado 7.1.3) tienen el potencial de afectar a la economía (Hurrell *et al.*, 2003). Prueba de ello, son los costes económicos en el Norte de Europa por el aumento en la protección de las zonas costeras y del rediseño de las plataformas petrolíferas del Mar del Norte para hacer frente al aumento significativo en las olas del mar producido por la NAO (Kushnir *et al.*, 1997) o por la

alteración del turismo asociado al cambio en las condiciones de la nieve en los Alpes y los países mediterráneos de la orilla norte. Algunos estudios han sugerido también que la probabilidad de que los grandes huracanes lleguen a las costas de los EE.UU. depende de la fase en la que se encuentra la NAO (por ejemplo, Elsner y Kocher, 2000; Elsner *et al.*, 2000). Cullen y de Menocal (2000) estudiaron la conexión entre la NAO y el caudal de los ríos Éufrates y Tigris. El caudal de estos ríos marca que haya problemas de abastecimiento y agua para el riego en Oriente Medio. Descensos en la precipitación asociados a la tendencia a largo plazo del NAOI han tenido efectos catastróficos en las cosechas de esa región y han contribuido a disputas de alto nivel político sobre el almacenamiento y gestión del agua de los ríos Éufrates y Trigris entre Turquía, donde caen la gran mayoría de las precipitaciones y Siria, vecino ribereño situado aguas abajo. Por otro lado también se han llevado a cabo estudios sobre cómo las anomalías de precipitación debidas a la NAO influyen en el agua almacenada en los embalses y en la producción hidroeléctrica, como Trigo *et al.* (2004) para las cuencas del Duero, Tajo y Guadiana en España. En ese trabajo se concluye que un 25% del descenso en la producción hidroeléctrica de enero a marzo está asociada con inviernos en que la NAO está en su fase positiva ($NAOI > 0,5$ de diciembre a febrero) y un 30% en el aumento de la producción está asociado con inviernos en que la NAO está en su fase negativa ($NAOI < -0,5$ de diciembre a febrero).

7.1.1 Variabilidad y fluctuaciones de la NAO

El estudio de la NAO en los últimos años del siglo XX se vio estimulado, particularmente como consecuencia de las tendencias observadas en los inviernos de las últimas tres décadas del siglo XX (Osborn *et al.*, 1999): una tendencia hacia la fase positiva de la NAO y una tendencia hacia un calentamiento en las temperaturas en superficie del Hemisferio Norte (Hurrell, 1996). En la evolución anual del NAOI-CRU (Figura 7.7) destaca el predominio de los valores positivos frente a los negativos, debido al predominio habitual de las altas presiones en el sur del Atlántico Norte (Anticiclón de las Azores) y de las bajas presiones en la zona norte del mismo (Baja de Islandia). Hay que destacar que el NAOI aumentó en los últimos 20 años del siglo XX desde los bajos valores registrados en los años 50 y 60 del siglo XX, alcanzando uno de sus máximos históricos en el invierno de 1988/89. Dentro del aumento de los últimos 20 años, sin embargo, destaca el invierno 1995/96, cuando se registró el mínimo histórico del índice. Además hay que destacar el cambio brusco de ese invierno respecto al anterior: Invierno 1994/95 con un valor elevado positivo del NAOI y al invierno siguiente (1995/96) con un valor negativo muy bajo. Un cambio tan brusco de un año a otro, no había sido observado antes tan intensamente. Para los últimos diez años (1996–2005) la tendencia general del índice ha sido de disminución.

Superpuestas a la tendencia positiva de las dos últimas décadas del siglo XX, también se manifiestan fluctuaciones a escala decenal e interdecenal. En términos generales, el comportamiento de la NAO durante el siglo XX puede resumirse en el siguiente esquema de Marshall y Kushnir (1997):

- i) Periodo 1901–1930: NAO positiva con índices muy elevados, excepto entre 1916 y 1919. Intensificación de los vientos del W sobre Europa y anomalías positivas en la temperatura superficial.

- ii) De principios de los años 40 a principios de los 70: tendencia decreciente del NAOI. Anomalía negativa de la temperatura superficial en Europa (van Loon y Rogers, 1978).
- iii) Desde 1980 hasta 1996: fase muy positiva de la NAO con máximos en 1983, 1989 y 1995, contribuyendo al aumento de las temperaturas superficiales en el Hemisferio Norte registrado en los últimos 20 años del siglo XX (Wallace *et al.*, 1995; Hurrell, 1996).
- iv) Desde 1996: decrecimiento del índice, con la consecución del invierno con el valor de NAOI más bajo de toda la época instrumental.

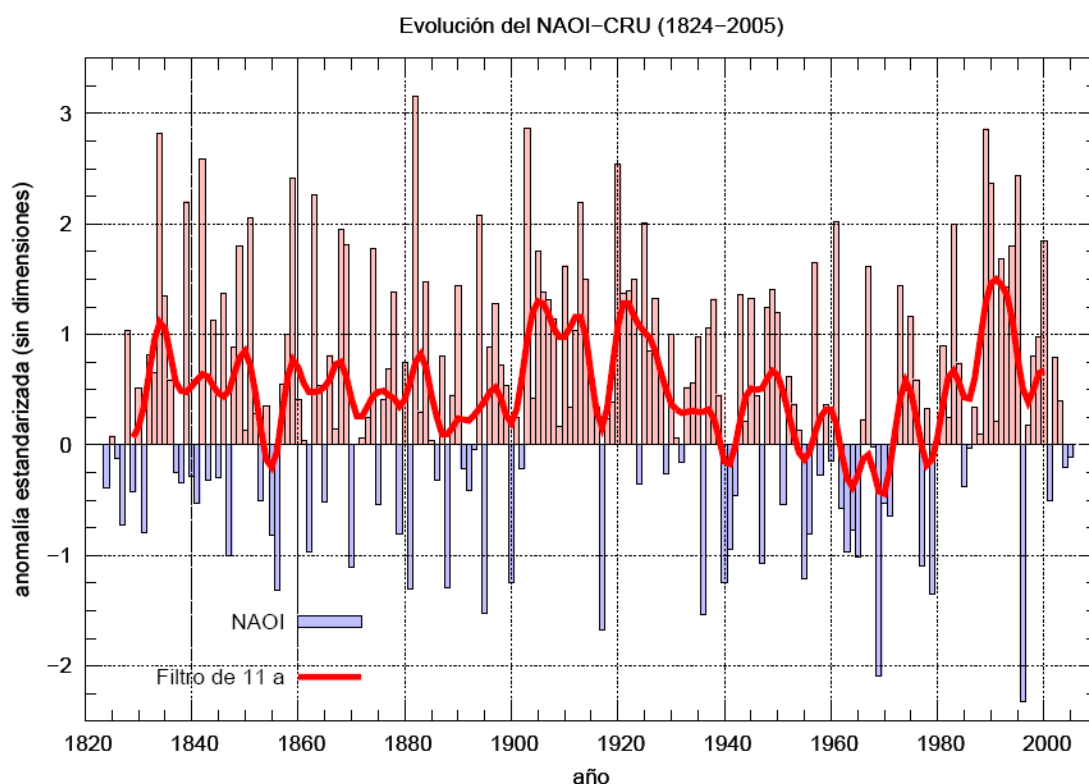


Figura 7.7. Evolución anual y suavizada (filtro gaussiano pasabajos de 11 años) del NAOI-CRU de diciembre a marzo para el periodo 1824-2005.

7.1.2 Mecanismos que influyen en la NAO

Aunque la NAO es obviamente un modo de la variabilidad interna de la atmósfera, existe alguna evidencia de que factores externos, como son los aerosoles volcánicos, las influencias antrópicas sobre la composición atmosférica y las variaciones en la actividad solar, pueden influir en su fase y amplitud. Además, se está discutiendo que las interacciones entre la atmósfera y la superficie terrestre subyacente, o entre la troposfera y la estratosfera, pueden comportar una componente de baja frecuencia a la variabilidad de la NAO. Actualmente no existe un consenso sobre el papel relativo que tiene cada uno de estos procesos en la variabilidad de la NAO, especialmente cuando se estudia a escalas temporales largas (interdecadales). Considerando el impacto significativo que la NAO ejerce sobre el clima del Hemisferio Norte, la comprensión de los mecanismos

que controlan y afectan a la NAO es un objetivo de vital importancia a la hora de analizar la variabilidad climática y el calentamiento global actual (Hurrell *et al.*, 2003).

Los MCGs proporcionan una fuerte evidencia que la estructura básica de la NAO proviene de la dinámica interna y no-lineal de la atmósfera. La estructura y amplitud espacial observada de las anomalías de la NAO son bien simuladas por los MCGs forzados por los ciclos anuales climáticos de todos los forzamientos externos a la atmósfera, como son la insolación, la SST, la superficie helada oceánica, la cobertura de nieve y la humedad superficial del suelo, así como la composición de los gases traza fijos atmosféricos (por ejemplo: Barnett, 1985; James y James, 1992; Kitoh *et al.*, 1996; Osborn *et al.*, 1999).

Los mecanismos que pueden influir en el estado detallado de la NAO son diferentes y en Hurrell *et al.* (2003) se proponen tres mecanismos principales. Dentro de la propia atmósfera, los cambios en la magnitud y localización del calentamiento producido en la zona tropical influyen en la circulación sobre el Atlántico Norte y, en particular, sobre la NAO. La convención tropical es sensible a la distribución de la SST subyacente, la cual exhibe mucha más persistencia que la variabilidad de la SST en latitudes medias de la Tierra. Este hecho podría conducir, por lo tanto, a una cierta predictabilidad del fenómeno de la NAO. Una segunda posibilidad serían las interacciones con la baja estratosfera. Este mecanismo es importante porque podría explicar también cómo los cambios en la composición atmosférica influyen en la NAO. Por ejemplo, los cambios en la concentración de ozono y GEIs, así como en los niveles de la radiación solar saliente, afectan el balance radiativo de la estratosfera que, a su vez, modula la magnitud del vórtice polar invernal. Dada que la escala temporal de la variabilidad de la circulación estratosférica es relativamente larga (las anomalías persisten durante semanas), el acoplamiento dinámico entre la estratosfera y la troposfera a través de interacciones del flujo de onda medio podría contribuir útilmente en la habilidad de predicción de la NAO en invierno. Una tercera posibilidad es que el estado de la NAO esté influenciado por variaciones en el intercambio de calor entre la atmósfera y el océano, hielo marino o/y sistemas terrestres.

7.1.3 Relación NAO-precipitación

Los cambios en la circulación sobre el Atlántico Norte van asociados a pronunciados desplazamientos en la trayectoria de los ciclones (*storm track*) y de la actividad sinóptica asociada, afectando al transporte de la humedad atmosférica en esta zona y, por tanto, a la distribución de la precipitación (Hurrell, 1995; Marshall y Kushnir, 1997; Ulbrich *et al.*, 1999). El análisis de la correlación NAO-humedad (Hurrell, 1995) demuestra que durante las épocas de NAO muy positiva, el eje del transporte máximo de humedad se desplaza hacia una orientación SW-NE extendiéndose mucho más hacia el NE sobre el Norte de Europa y Escandinavia, mientras que en determinadas zonas del Sur de Europa, Mediterráneo y Norte de África el transporte de humedad sufre una reducción significativa.

Las divergencias en el transporte de la humedad determinan el exceso de precipitación sobre evaporación (E-P). Durante los inviernos de elevado NAOI la precipitación supera a la evaporación en la mayor parte de la superficie de Groenlandia, mientras que el Mediterráneo y las regiones del centro y sur de Europa registran

condiciones mucho más secas ($E > P$). Esta tendencia se viene observando en las dos últimas décadas del siglo XX y es consistente con la evolución a baja frecuencia de la NAO (Hurrell, 1995). De hecho, durante los dos máximos del NAOI registrados en 1989 y en 1995 (Jones *et al.*, 1997) las zonas de Europa al norte de los 45°N tuvieron un invierno más templado y lluvioso, especialmente en las regiones de orografía muy pronunciada, afectadas por el continuo flujo de los *westerlies* (vientos del W). Al mismo tiempo, el área del Mediterráneo Occidental, y en especial el Sur de España, Portugal, Marruecos y Argelia, sufrieron severas sequías. En el año siguiente (1995) la oscilación se invirtió de forma drástica, suponiendo el cambio más pronunciado de la NAO registrado hasta el momento entre dos inviernos consecutivos, como se puede apreciar en la Figura 7.7. La respuesta climática resulta inmediata y, a la vez que cesa la sequía en la zona Mediterránea, el norte del continente europeo registra el invierno más frío y seco de la última década del siglo XX.

Estudios más recientes están empezando a analizar la variabilidad de la relación entre la NAO y la precipitación en Europa (Knippertz *et al.*, 2003), así como también en las temperaturas (Jacobeit *et al.*, 2001; Slonosky *et al.*, 2001; Slonosky y Yiou, 2002). Se estudia el hecho de que la influencia que ejerce la NAO sobre la precipitación en el continente europeo no es constante en el tiempo, habiendo periodos en los que el signo de la correlación entre la precipitación y la NAO llega a ser opuesto al del periodo anterior, sobre todo en primavera (Knippertz *et al.*, 2003), cuando la relación NAO-precipitación, aunque es significativa, es mucho más leve que en invierno. Sin embargo, estos cambios de signo de una década a otra podrían ser debidos también al “ruido” inherente a cualquier señal climática.

7.1.4 NAO y precipitación en España

Este subapartado trata sobre los estudios previos que analizan la influencia que la NAO puede ejercer sobre la precipitación en España, para más tarde presentar una revisión de la correlación entre la precipitación y la NAO para el conjunto de España a partir de las series más largas disponibles de la AEMET.

7.1.4.1 Estudios de la relación NAO-precipitación en la Península Ibérica

La posición e intensidad del anticiclón de las Azores es un factor determinante para la precipitación en la Península Ibérica, especialmente en las zonas del sur y del interior, donde los periodos secos coinciden con valores altos de la SLP media de su núcleo o con un desplazamiento hacia el Este de su posición media. Las correlaciones máximas entre la NAO y la precipitación en la Península Ibérica tienen lugar durante el invierno, cuando el anticiclón de las Azores se halla al SE de Ponta Delgada, resultando una posición óptima para controlar la precipitación en el Sur y Oeste peninsulares (Capel Molina, 1981; Rodó *et al.*, 1997; Esteban-Parra *et al.*, 1998). Así pues, estudios previos obtienen correlaciones NAO-precipitación para el invierno inferiores a $-0,55$ en el SW de la Península en el periodo 1950–1986 a partir de 28 series mensuales de precipitación en España y Portugal (Zorita *et al.*, 1992), de $-0,59$ para el S de España en el periodo 1949–1998 a partir de 56 series hispano-portuguesas (Rodríguez-Puebla *et*

al., 2001), de $-0,67$ para Sevilla en el periodo 1910–1994 a partir de 17 series de España (Rodó *et al.*, 1997), de $-0,67$ para la zona de Andalucía e interior de la Península en el periodo 1919–1984 a partir de 40 series españolas (Esteban-Parra *et al.*, 1998), de $-0,69$ para Munera (Albacete) en el periodo 1958–1997 a partir de 18 series hispano-portuguesas (Goodess y Jones, 2002), de $-0,69$ para Madrid y $-0,64$ para Lisboa de diciembre a marzo con 130 años de datos (Hurrell y van Loon, 1997) y de hasta $-0,85$ para el invierno en el S y Centro de Portugal en el periodo 1946–1990 a partir de 15 series portuguesas (Ulbrich *et al.*, 1999). Además, la NAO es la mayor fuente de variabilidad interanual de la precipitación en la mitad occidental de la Península Ibérica (Rodríguez-Puebla *et al.*, 2001). Con más detalle, otros estudios realizados a resolución mensual a partir de 41 series españolas en el periodo 1900–1994 (Martín-Vide y Fernández Belmonte, 2001) obtienen que de octubre a marzo existe una buena correlación entre la NAO y la precipitación en el centro y SW de la Península Ibérica (valores entre $-0,7$ y $-0,5$), en abril y mayo la correlación es mucho menor, pero significativa para la misma zona (valores entre $-0,5$ y $-0,3$), de junio a agosto es nula para toda la Península y, finalmente, septiembre es un mes de transición entre el periodo de clara influencia de la NAO y el verano, en que no existe tal relación. La correlación NAO-precipitación más elevada que encuentran en valor absoluto es para la estación de San Fernando (Cádiz) con un valor $-0,71$ para el mes de febrero, seguida de Sevilla con $-0,7$ para el mes de marzo. Otros valores a destacar son los $-0,69$ de Ciudad Real en diciembre y los $-0,67$ de San Fernando en enero.

En las costas cantábrica y mediterránea, las correlaciones NAO-precipitación no son tan importantes como en el Centro y Sur peninsulares. Los valores obtenidos por estudios previos son de $-0,42$ para el Cantábrico y $-0,31$ para el Mediterráneo (Esteban-Parra *et al.*, 1998). Aunque, especialmente durante el periodo seco registrado entre 1940 y 1960 en ambas zonas (Esteban-Parra *et al.*, 1998; Romero *et al.*, 1998; Barrera y Llasat, 2004), en que la posición media del anticiclón de las Azores se había desplazado hacia el Este, y durante los años 80 del siglo XX, coincidieron un aumento en la SLP media en las Azores y un notable descenso de la precipitación en las costas cantábrica y mediterránea (Esteban-Parra *et al.*, 1998). Las menores correlaciones para estas zonas en comparación con las del Centro y Sur de la Península, son debidas a que las costas cantábrica y mediterránea se ven fuertemente influenciadas por la Cordillera Cantábrica y por situaciones atmosféricas procedentes del Este, respectivamente, lo cual atenúa y modifica los efectos de la NAO. Por otro lado, otros estudios (Rodó *et al.*, 1997; Martín-Vide *et al.*, 1999; Martín-Vide y Fernández Belmonte, 2001) son más contundentes a la hora de desvincular los efectos de la NAO sobre la precipitación en la costa norte y en la mitad este peninsular. Rodó *et al.* (1997) encuentran una ligera influencia de la Oscilación Austral de El Niño (ENSO, *El Niño Southern Oscillation*) para la costa mediterránea valenciana, con correlaciones máximas ENSO-precipitación en primavera de $+0,33$ en València y $+0,32$ en Alacant en el periodo 1910–1994 y que son de mayor magnitud en valor absoluto, que las encontradas para la NAO en esas dos mismas ciudades. En cambio, analizando las correlaciones ENSO-precipitación dividiendo ese periodo en dos semiperiodos se pasa de correlaciones no significativas en el periodo 1910–1952 a correlaciones de $+0,45$ y $+0,46$, respectivamente, en el periodo 1953–1994 para esas dos mismas ciudades. Por otra parte, Esteban-Parra *et al.* (1998) sugieren la existencia de una conexión entre la evolución de la precipitación en la costa mediterránea peninsular y la SLP media del Mediterráneo. Ese estudio revela que las anomalías negativas de SLP registradas desde 1880 a 1900 y desde 1930 a 1970 en la latitud 40°N sobre el Mar Mediterráneo coincidieron con periodos muy húmedos

en el Mediterráneo Occidental, y las anomalías positivas de SLP registradas entre 1900–1930 y 1970–1980 se corresponden con periodos secos iniciados en las décadas de los años 10, 20 y 70 del siglo XX. Existe además un comportamiento climático diferente en las tres regiones o subcuencas en que se puede dividir la cuenca mediterránea (Occidental, Central y Oriental). A menudo se registra un fenómeno o efecto meteorológico en una zona del Mediterráneo y en otra zona se registra el efecto o fenómeno inverso. Este hecho motivó el estudio de Conte *et al.* (1989), quienes identificaron y definieron la Oscilación Mediterránea (MO), la cual ha sido recientemente redefinida por Palutikof (2003). La MO define un dipolo entre ambos extremos del Mediterráneo, el cual produce patrones meteorológicos opuestamente diferenciados W-E (Maheras *et al.*, 1999; Xoplaki *et al.*, 2003; Schiano *et al.*, 2005). Otros estudios han trabajado recientemente en la identificación y definición de una nueva oscilación, relacionada con el Mediterráneo y llamada Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO, *Western Mediterranean Oscillation*; Martín-Vide y López-Bustins, 2006; López-Bustins, 2007), cuya influencia se restringe a la cuenca occidental del Mediterráneo. La WeMO define un dipolo compuesto, en su fase positiva por el anticiclón de las Azores y la depresión de Liguria (NW Italia).

A parte de todo lo comentado anteriormente, durante los últimos años se está considerando la posibilidad que (y que no sea “ruido”) la relación entre la NAO y la precipitación no sea estacionaria en la Península Ibérica, es decir que sea variable con el tiempo (Rodó *et al.*, 1997; Goodess y Jones, 2002 y Trigo *et al.*, 2004). En esos estudios se concluye, mayoritariamente, que la relación de la NAO con la lluvia se ha intensificado para las últimas décadas del siglo XX, encontrándose correlaciones NAO-precipitación en el mes de diciembre de $-0,83$ ($-0,69$ para Dic–Feb) para la cuenca del Guadiana en el periodo 1973–1998, cuando ésta es de $-0,40$ en diciembre ($-0,46$ para Dic–Feb) en el periodo 1948–1972 (Trigo *et al.*, 2004). Para el centro y sur de la Península Ibérica se obtienen correlaciones en invierno de $-0,79$ en el periodo 1978–1997, mientras en el periodo 1958–1977 es de $-0,66$ (Goodess y Jones, 2002). En cambio, el estudio de Rodó *et al.* (1997) concluye que la relación NAO-precipitación se ha mantenido constante durante el periodo 1910–1994, ya que se encuentran correlaciones similares NAO-precipitación para los dos subperiodos 1910–1952 y 1953–1994 en que se divide el periodo total de estudio. Como se ha observado en el Capítulo 5 con las tendencias en las series de precipitación areal, la longitud y elección del periodo de estudio afecta considerablemente en los resultados obtenidos y en su significatividad, siendo aconsejable estudiar un periodo temporal lo más largo posible.

Por otro lado, también se han llevado a cabo estudios sobre la correlación SST-lluvia y SST-NAO, como el de Zorita *et al.* (1992), donde se estudia la relación entre las anomalías de SST y SLP en la región del Atlántico Norte, y la precipitación de la Península Ibérica. Los autores concluyeron que la actividad baroclina, relacionada con la NAO, es el mecanismo desencadenante de gran parte de las anomalías térmicas de la superficie del Atlántico, ejerciendo a su vez una notable influencia sobre el régimen de precipitación peninsular. De esta forma, puede decirse que existe una relación indirecta (no causal) entre las anomalías de la SST y la precipitación, la cual se produce en virtud del forzamiento provocado por el estado de la atmósfera a gran escala.

7.1.4.2 Revisión de la relación NAO-precipitación (1897–1998)

En este subapartado se revisa la relación existente entre la NAO y la precipitación en España. Esta revisión se realiza para las ocho series regionales de precipitación areal que se han definido en el Capítulo 5 a partir de las series de precipitación más largas disponibles de la AEMET. Aunque existen muchos trabajos en los que se ha estudiado la correlación entre la precipitación y la NAO para España (Zorita *et al.*, 1992; Rodó *et al.*, 1997; Esteban-Parra *et al.*, 1998; Martín-Vide *et al.*, 1999; Martín-Vide y Fernández Belmonte, 2001; Rodríguez-Puebla *et al.*, 2001; Goodess y Jones, 2002; Trigo *et al.*, 2004), la revisión que se lleva a cabo a continuación presenta la novedad o el valor añadido que se ha realizado con un número mayor de series que abarcan un intervalo temporal amplio. Estas series han permitido definir series largas y representativas de toda una región (series areales), a diferencia de los estudios previos que se realizaron sobre series individuales y de una longitud temporal menor. El hecho de realizar el estudio con series areales permite filtrar los efectos o fenómenos de carácter local, que son los que dominan analizando series individuales como en los estudios previos al presente trabajo (véase Capítulo 5 para más detalles). El procedimiento seguido para realizar la revisión de la correlación NAO-precipitación se muestra a continuación desglosado en diferentes subapartados.

7.1.4.2.1 Análisis de los resultados

Los resultados del estudio de la correlación entre el NAOI y la precipitación areal de las ocho regiones pluviométricas en las que se puede dividir a España (Figura 5.2), muestran que las correlaciones entre el NAOI y la precipitación areal a escala mensual (Tabla 7.3) son, en valor absoluto, inferiores a 0,70 y negativas para todas las regiones. Las correlaciones más grandes se observan para los meses de diciembre y enero en las regiones NE, LEV, CN y CS, siendo esta última región la que presenta unas mayores correlaciones para casi todos los meses del año. Las correlaciones más bajas se registran durante el verano debido al carácter predominantemente convectivo de la precipitación en esta estación del año (Llasat, 2001; Llasat *et al.*, 2007). La precipitación en verano está producida principalmente por procesos mesoescalares y microescalares y no por procesos de escala sinóptica y hemisférica relacionados con la NAO. También es de destacar la disparidad de comportamiento entre regiones, fruto de la gran variabilidad espacial de la precipitación en España. Las regiones NW, N, CAN y BAL son las que están menos influenciadas por la NAO, ya que en ninguno de los meses del año se llega a correlaciones superiores a 0,50 en valor absoluto y la gran mayoría de ellas está por debajo de 0,40 en valor absoluto. La región CAN está ubicada en una zona subtropical y desligada, en parte, de la circulación del W que gobierna la dinámica meteorológica en la Europa Occidental. La región BAL es una región insular, situada en medio del Mediterráneo Occidental, y su precipitación está fuertemente influenciada por los ciclones mediterráneos. En las regiones NW y N, la existencia cerca de la costa de un gran sistema montañoso como es la Cordillera Cantábrica (con picos superiores a los 2.000 m), orientado en sentido W-E (paralelo a la costa), favorece que las masas de aire marítimo ártico y polar que penetran con frecuencia de septiembre a mayo por el N o NW de la Península Ibérica (Capel Molina, 1981) puedan precipitar al entrar en contacto con la barrera orográfica que presenta tal cordillera. Este proceso no se ve afectado por la presencia de un Anticiclón de la Azores fuerte. Por lo tanto, en esas dos

regiones, pueden producirse precipitaciones en ambas fases de la NAO, explicando así las bajas correlaciones obtenidas para las regiones N y NW.

Aunque las regiones NE y LEV son regiones de influencia mediterránea, entre ellas se observan comportamientos algo diferentes: las correlaciones para la región NE suelen ser ligeramente superiores que para LEV, excepto marzo y septiembre. Destaca la gran diferencia del mes de octubre ($-0,42$ para NE y $-0,10$ y no significativa para LEV). En esta diferencia influyen el que la región NE sea mucho más extensa e incluya zonas de clara influencia atlántica, y el elevado grado de torrencialidad de la precipitación mediterránea, pudiéndose duplicar en tan sólo 24 h la lluvia media mensual. Los episodios meteorológicos extremos que producen este tipo de lluvias intensas, en numerosas ocasiones están vinculados a procesos de ciclogénesis mediterránea (Llasat y Puigcerver, 1992, 1994; Jansà *et al.*, 1996; Jansà, 1997; Campins *et al.*, 2006), en los que la influencia de la circulación general es poco importante. La mejor correlación NAO-precipitación registrada para la región NE, respecto a LEV, y sobre todo en el mes de octubre, apunta a una mayor influencia de la NAO en su fase negativa, con presencia de una vaguada a 500 hPa sobre la Península Ibérica que aportaría un flujo del SW en niveles altos sobre la región, con entrada de un flujo cálido y húmedo del SE en niveles bajos (Llasat, 1987; Ramis *et al.*, 1994; Llasat *et al.*, 1996, 2003a). Esta configuración es una de las que suele producir precipitaciones significativas en la región NE (Romero *et al.*, 1999a).

Finalmente, en resumen, se puede afirmar con un nivel de confianza superior al 99% que diciembre y enero son los meses en los que existe una relación directa entre la NAO y la precipitación, aunque leve en las regiones NW, BAL, N y CAN (correlaciones situadas entre $-0,25$ y $-0,5$), modesta para las regiones NE, LEV y CN (correlaciones entre $-0,5$ y $-0,6$) y notable para la región CS (correlaciones entre $-0,6$ y $-0,7$). Por el contrario, se puede afirmar con un nivel de confianza del 95%, que en los meses de julio y agosto la precipitación no presenta ningún tipo de relación directa con la NAO, ya que todas las correlaciones no son significativas.

Región	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
NW	-0,32	-0,11	-0,15	-0,30	-0,31	-0,38	-0,20	-0,28	-0,24	-0,20	-0,19	-0,15
N	-0,39	-0,21	-0,34	-0,45	-0,43	-0,44	-0,13	-0,47	-0,23	-0,16	-0,18	-0,18
NE	-0,42	-0,45	-0,60	-0,60	-0,47	-0,39	-0,31	-0,44	-0,24	-0,06	-0,08	-0,24
LEV	-0,10	-0,40	-0,58	-0,59	-0,39	-0,47	-0,26	-0,41	-0,19	-0,09	-0,06	-0,33
BAL	+0,01	-0,28	-0,36	-0,26	-0,32	-0,38	-0,19	-0,30	-0,19	-0,10	-0,12	-0,21
CN	-0,61	-0,43	-0,51	-0,59	-0,50	-0,55	-0,34	-0,54	-0,27	-0,11	-0,07	-0,28
CS	-0,64	-0,56	-0,65	-0,67	-0,58	-0,64	-0,38	-0,54	-0,17	-0,05	-0,19	-0,33
CAN	-0,45	-0,43	-0,46	-0,50	-0,42	-0,33	-0,20	-0,26	-0,02	-0,06	+0,05	-0,26

Tabla 7.3. Coeficientes de correlación lineal de Pearson entre el NAOI mensual y la precipitación areal mensual de cada región (1897–1998). Las correlaciones apreciables aparecen en negrita y las correlaciones no significativas a un nivel de confianza del 95% ($p < 0,05$) aparecen en cursiva-negrita.

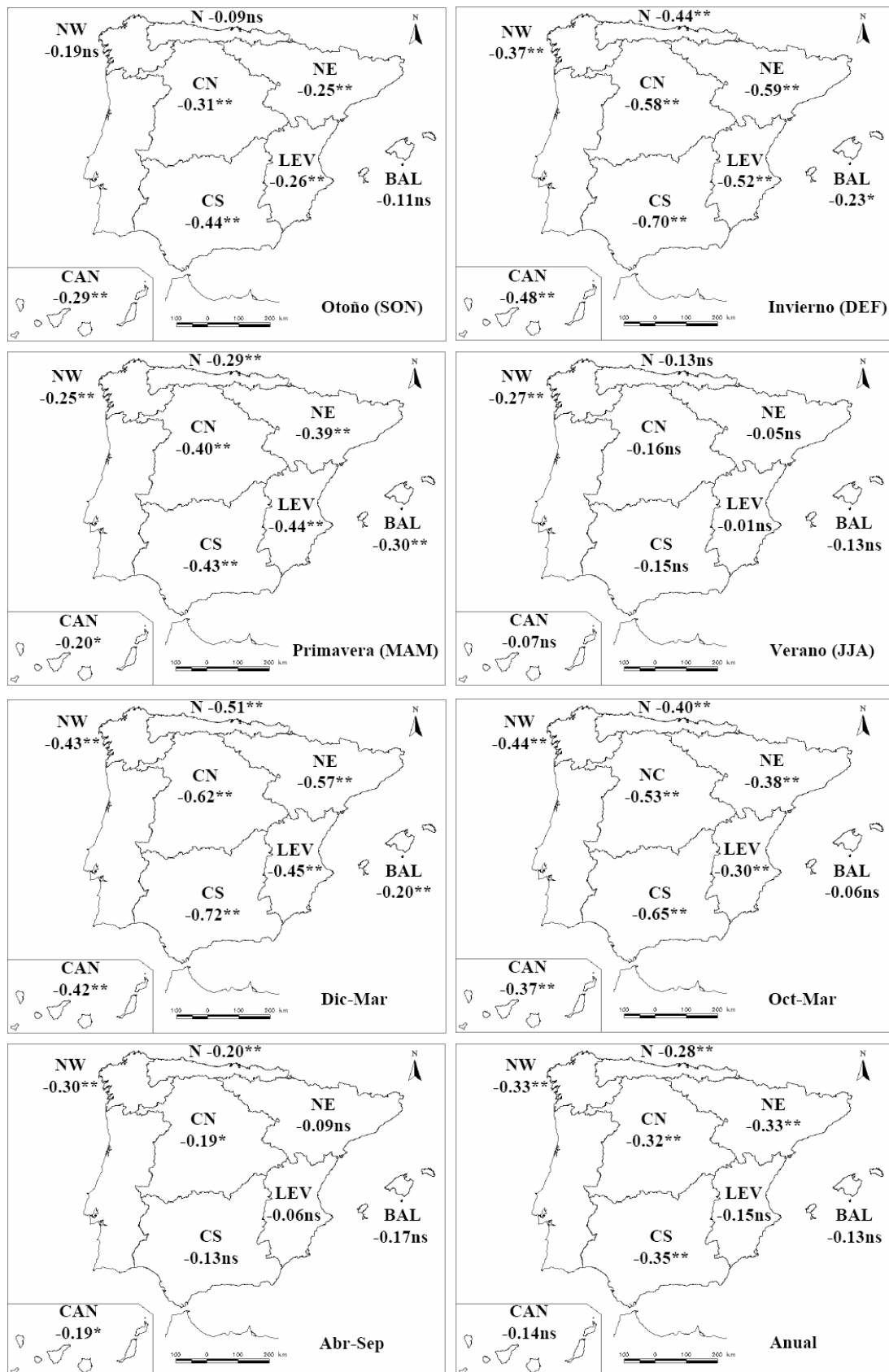


Figura 7.8. Correlaciones estacionales, semianuales y anual entre el NAOI y las precipitaciones areales de cada región para el periodo 1897–1998. (*) Correlación significativa con un nivel de confianza del 90%. (**) Ídem, con un nivel de confianza del 95% y (ns) no significativa.

Las correlaciones estacionales entre el NAOI y la precipitación areal (Figura 7.8) son modestas y negativas para todas las regiones, excepto para el verano, en que no son significativas. Para el invierno se obtienen valores altos para la región CS ($-0,7$) y notables (por debajo de $-0,5$) para las regiones NE, E y CN. En primavera las correlaciones están entorno a los $-0,4$ para gran parte de la España peninsular, y en otoño sólo se observa este valor para la región CS. La baja correlación que muestra la región BAL en todas las estaciones del año revela la fuerte influencia que ejerce el Mar Mediterráneo en esta parte del país (Martín-Vide y López-Bustins, 2006). Cuando se analizan los resultados para el periodo de diciembre a marzo, se obtiene una figura similar a la obtenida para el invierno, aunque con unos valores de correlación ligeramente superiores para la gran mayoría de regiones.

Por otro lado, con las correlaciones semianuales, parte fría (Oct–Mar) y cálida (Abr–Sep) del año, obtenidas se puede concluir que la NAO ejerce una influencia sobre la precipitación de octubre a marzo, notable en las regiones CN y CS ($-0,53$ y $-0,65$), pero más débil en las otras regiones (superiores a $-0,45$), excepto en la región BAL que no es significativa y prácticamente nula. La influencia que ejerce de abril a septiembre es casi nula y no significativa en la gran mayoría de las regiones, excepto en las regiones NW y N, donde es débil ($-0,30$ y $-0,20$).

Finalmente, las correlaciones anuales entre el NAOI y la precipitación areal son bajas o muy bajas (superiores a $-0,35$). En las regiones LEV, BAL y CAN no son significativas y además con valores muy bajos. Entonces, se puede concluir que la NAO no presenta apenas influencia en el valor anual de la precipitación en España y esta influencia es inexistente en las regiones LEV, BAL y CAN. Este resultado es esperado dado que durante gran parte del año la correlación NAO-precipitación es débil (primavera) o casi nula (verano).

En resumen, todos los resultados presentados en este subapartado concuerdan con los obtenidos en trabajos previos sobre correlaciones NAO-precipitación en España (ya citados anteriormente), aunque con algún matiz. En general las correlaciones NAO-precipitación obtenidas son ligeramente superiores para las regiones del Sur peninsular, así como para la zona NE, en la cual se encuentra Catalunya.

7.1.4.3 NAO y precipitación en Barcelona (1786–2005)

En este subapartado se analiza la relación entre la NAO y la precipitación de la Ciudad de Barcelona, localidad que tiene la serie de precipitación más antigua del estado español (para más detalles véase Capítulo 2). La Ciudad de Barcelona pertenece a la región pluviométrica NE, definida en el apartado 7.1.4.2, aunque su situación geográfica, al lado del Mar Mediterráneo, hace que el régimen de precipitaciones esté altamente influenciado por éste y que por lo tanto el comportamiento de la precipitación no sea similar al de la precipitación areal de la zona NE. Este hecho queda corroborado si se analizan las correlaciones estacionales, semianuales y anuales entre la precipitación en la Ciudad de Barcelona y la precipitación areal de la zona NE (Tabla 7.4). Los valores de correlación calculados entre ambas series son modestos (entre $+0,4$ y $+0,6$) para las diferentes escalas temporales consideradas.

	DEF	MAM	JJA	SON	DEFM	Oct-Mar	Abr-Sep	Anual
Correlación	+0,54	+0,62	+0,54	+0,58	+0,53	+0,43	+0,52	+0,47

Tabla 7.4. Correlaciones estacionales, semianuales y anuales entre la precipitación areal de la zona NE y la precipitación en la Ciudad de Barcelona (1897–1998). Todas las correlaciones son estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95%.

La correlación NAO-precipitación se estudia a partir de dos índices de la NAO, el NAOI-CRU, que es el índice instrumental más largo de los tres que se han expuesto en el apartado 7.1 y el NAOI-Luter, que es el único de los no instrumentales que está definido a escala mensual. En la Tabla 7.5 se muestran las correlaciones mensuales entre la NAO y la precipitación en Barcelona. Las correlaciones son más elevadas cuando la comparación se realiza con el NAOI-CRU. De los resultados se puede deducir que la influencia que ejerce la NAO sobre la precipitación en la Ciudad de Barcelona es débil para los meses de invierno (correlaciones alrededor de $-0,30$) y prácticamente inexistente para los meses de verano y gran parte del otoño (con correlaciones, en general, superiores a $-0,20$ y no significativas). El mes que presenta una mayor correlación es el de noviembre y el que menos el de junio, seguido por el de agosto.

NAOI	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
CRU*	-0,33	-0,31	-0,26	-0,17	-0,34	<i>-0,03</i>	<i>-0,06</i>	-0,23	<i>-0,14</i>	<i>-0,14</i>	-0,39	-0,25
Luter [^]	-0,21	-0,24	-0,16	<i>-0,08</i>	<i>-0,04</i>	<i>-0,02</i>	<i>+0,12</i>	<i>-0,04</i>	<i>-0,06</i>	<i>+0,03</i>	-0,21	-0,15

Tabla 7.5. Correlaciones mensuales entre la NAO y la precipitación en Barcelona. Las correlaciones no significativas a un nivel de confianza del 95% ($p < 0,05$) aparecen en cursiva-negrita. (*) Correlaciones calculadas para el periodo 1821–2005. (^) Correlaciones calculadas para el periodo 1786–2001.

Por otro lado, en la Tabla 7.6 se muestran diferentes correlaciones a escala estacional, semianual y anual entre la NAO y la precipitación en Barcelona. Se puede volver a observar la muy débil correlación existente para el invierno tanto para el periodo Dic–Feb, como para el periodo Dic–Mar. Para el verano tal correlación no es significativa y es prácticamente nula para la primavera y el verano. Tanto para la parte fría del año (Oct–Mar) como para la cálida (Abr–Sep) la correlación es también prácticamente nula. A nivel anual también es inexistente tal relación o influencia. Todos estos resultados son los esperados, ya que el clima de la Ciudad de Barcelona está totalmente influenciado por el Mar Mediterráneo, así como por la orografía de la región en la que está situada Barcelona, donde los efectos locales producidos por ella son muy importantes, contrarrestando y alterando los efectos de la circulación del W que se da a gran escala, la cual evalúa la NAO. Además el Mediterráneo, como se ha comentado en apartados anteriores, favorece procesos de ciclogénesis que no están gobernados por la dinámica general de gran escala.

NAOI	DEF	MAM	JJA	SON	DEFM	Oct-Mar	Abr-Sep	Anual
CRU (1824-2005)	-0,20	-0,16	<i>-0,07</i>	-0,17	-0,20	<i>-0,13</i>	<i>-0,12</i>	<i>-0,12</i>
Luter (1786-2001)	-0,16	<i>+0,04</i>	<i>-0,09</i>	<i>-0,08</i>	-0,13	<i>-0,07</i>	<i>+0,02</i>	<i>+0,03</i>

Tabla 7.6. Correlaciones estacionales, semianuales y anual entre la NAO y la precipitación en la Ciudad de Barcelona. Las correlaciones no significativas a un nivel de confianza del 95% aparecen en cursiva-negrita.

7.1.4.4 Evolución de la relación NAO-precipitación

En este apartado se aborda una revisión de la evolución de la relación entre la NAO y la precipitación a nivel de toda España y para la Ciudad de Barcelona. La no estacionaridad de la correlación NAO-precipitación en España ya ha sido estudiada en diferentes trabajos comentados con anterioridad (Rodó *et al.*, 1997; Goodess y Jones, 2002; Trigo *et al.*, 2004), pero en este apartado se realiza con más estaciones y para un periodo temporal más amplio, así como para la serie pluviométrica más larga disponible de toda España (Barcelona).

Para realizar este tipo de estudio se ha analizado la evolución de la correlación entre la NAO y la precipitación con ventanas móviles de 31 años para el periodo 1897–1998 con las series areales regionales de España (definidas en el Capítulo 5) y los periodos 1824–2005 y 1786–2001 para la serie de precipitación de Barcelona (presentada en el Capítulo 2). Se han estudiado las correlaciones para las estaciones en las que la NAO presenta una mayor influencia en gran parte de España: invierno (DEF) e invierno extendido (Dic-Mar).

7.1.4.4.1 Series Aerales (1897–1998)

En la Figura 7.9 se muestran los resultados de las correlaciones móviles con ventana de 31 años entre la NAO y la precipitación areal por regiones españolas para los periodos de diciembre a febrero (invierno) y de diciembre a marzo (invierno extendido). Hay que destacar que para la mayoría de regiones la correlación no se ha mantenido constante con el tiempo y que se ha hecho más apreciable para los últimos años de las series. Son de destacar los altos valores obtenidos para los últimos trentenios móviles para las regiones CN, NE y CS con valores inferiores a $-0,7$ para las dos primeras regiones y a $-0,8$ para la última región. De estas tres regiones hay que destacar la región NE en la que los valores para los últimos trentenios móviles son altamente superiores al valor obtenido para todo el periodo de estudio (1897–1998; $r = -0,59$). Por otro lado, las regiones que presentan un mayor cambio en la evolución de la correlación entre la NAO y la precipitación con ventana móvil de 31 años son las regiones insulares (BAL y CAN). En la región CAN, se pasa de correlaciones móviles no significativas, en el primer cuarto de la serie, a correlaciones apreciables y estadísticamente significativas para la segunda mitad de la serie. La región BAL, en cambio, es la única región para la cual las correlaciones móviles no son estadísticamente significativas para todo el periodo de estudio, 1897–1998. Este resultado es de esperar, ya que es la región que presentaba unas correlaciones más bajas con la NAO en el estudio previo que se ha realizado para todo el periodo.

A modo de resumen de la información contenida en las gráficas mostradas en la Figura 7.9, se presentan en la Tabla 7.7 los valores de las correlaciones móviles NAO-precipitación areal con ventana de 31 años, para el primer trentenio móvil (1898–1928), el último (1978–1998) y el de mayor correlación móvil. Todas las correlaciones del último trentenio móvil son superiores a las encontradas para el periodo completo (1897–1998).

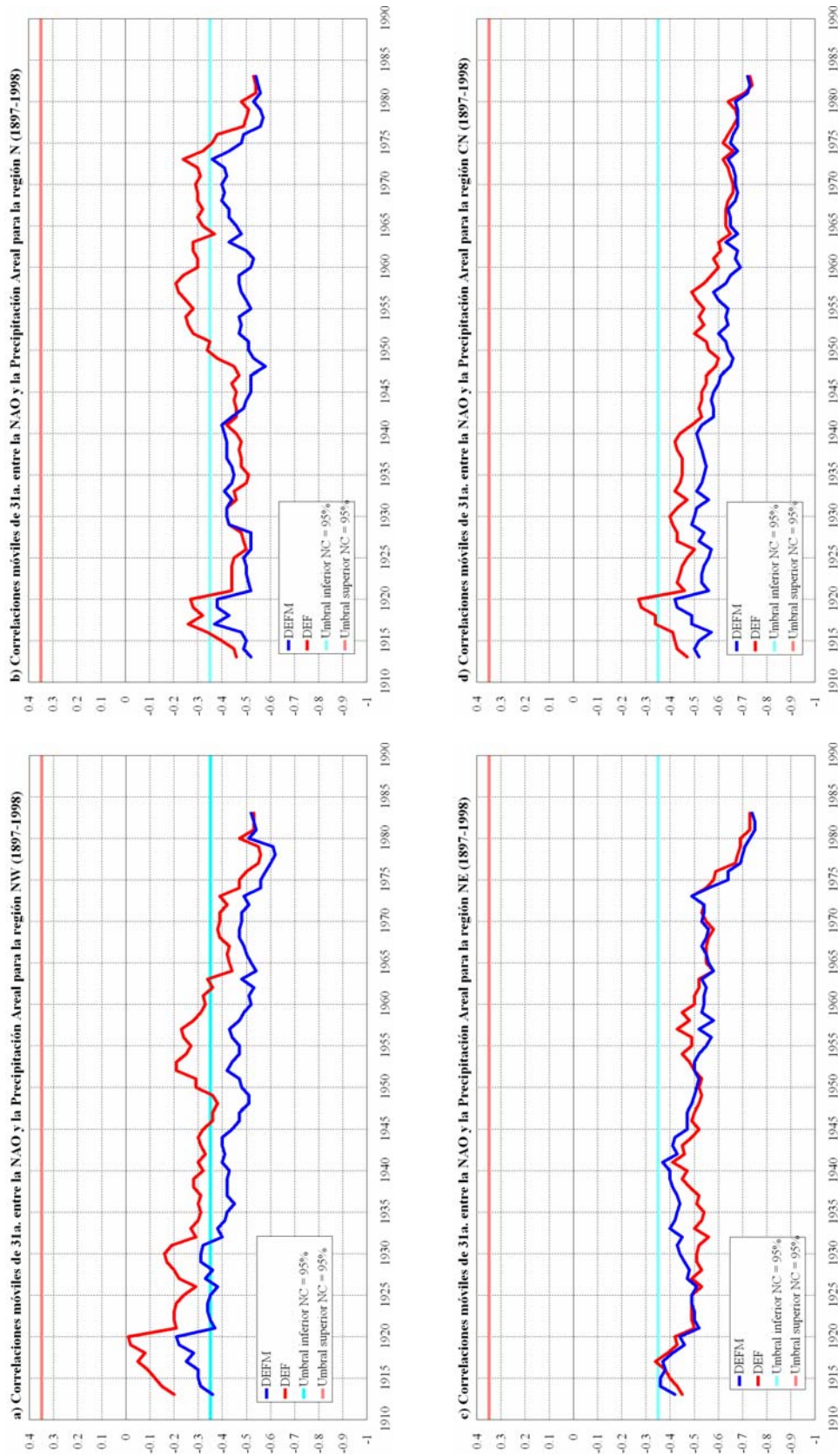


Figura 7.9. Evolución de la correlación móvil con ventana de 31 años entre la NAO y la precipitación areal por regiones para el periodo 1897–1998 de diciembre a febrero (línea roja) y de diciembre a marzo (línea azul): a) Región NW, b) Región N, c) Región NE, d) Región CN.

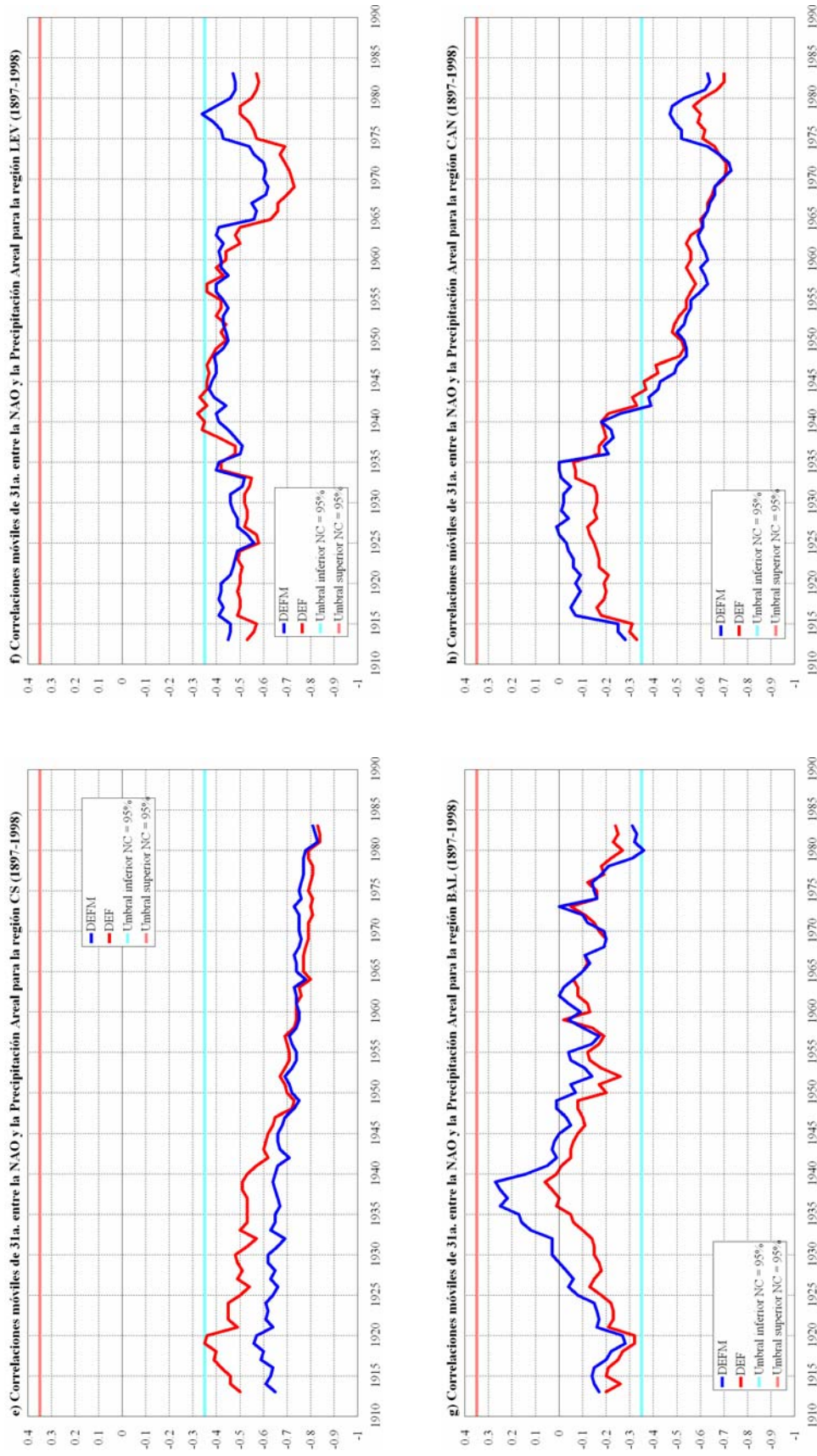


Figura 7.9. (cont.): e) Región CS, f) Región LEV, g) Región BAL y h) Región CAN.

Región	Periodo	1 ^{er} trentenio (1898–1928)	Últ. trentenio 1978–1998	Mayor correlación (trentenio)
NW	DEF	-0,20ns	-0,53**	-0,56** (1963–1993)
	Dic-Mar	-0,36**	-0,52**	-0,62** (1963–1993)
N	DEF	-0,46**	-0,53**	-0,54** (1966–1996)
	Dic-Mar	-0,52**	-0,54**	-0,58** (1933–1963)
NE	DEF	-0,45**	-0,73**	-0,73** (1967–1997)
	Dic-Mar	-0,42**	-0,74**	-0,75** (1966–1996)
CN	DEF	-0,47**	-0,73**	-0,74** (1967–1997)
	Dic-Mar	-0,52**	-0,72**	-0,73** (1967–1997)
CS	DEF	-0,50**	-0,83**	-0,84** (1966–1996)
	Dic-Mar	-0,65**	-0,81**	-0,83** (1966–1996)
LEV	DEF	-0,53**	-0,57**	-0,73** (1954–1984)
	Dic-Mar	-0,45**	-0,47**	-0,62** (1954–1984)
BAL	DEF	-0,20ns	-0,24ns	-0,32* (1904–1934)
	Dic-Mar	-0,17ns	-0,31*	-0,36** (1965–1995)
CAN	DEF	-0,33*	-0,70**	-0,71** (1956–1986)
	Dic-Mar	-0,28ns	-0,63**	-0,73** (1956–1986)

Tabla 7.7. Resumen de las correlaciones móviles con ventana de 31 años NAO-precipitación areal para cada región. (*) Correlaciones estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 90%. () Ídem con un nivel de confianza del 95%. (ns) Correlaciones no significativas.**

Una vez comprobada que la correlación entre la NAO y la precipitación en España ha sido variable con el tiempo, hay que analizar si esta variación es estadísticamente significativa. Para poder realizar este análisis se ha dividido el periodo de estudio (1897–1998) en dos periodos de 51 años, se ha calculado la correlación entre la NAO y la precipitación areal de cada región y se ha aplicado un test estadístico para estudiar la significancia estadística entre dos correlaciones. El test aplicado consiste en los siguientes pasos:

- i) Transformación de los coeficientes de correlación calculados a través de la Ec. 7-2:

$$z_i = \frac{1}{2} \ln \left[\frac{1+r_i}{1-r_i} \right] \quad \text{Ec. 7-2}$$

donde, r_i es el coeficiente de correlación calculado.

- ii) Cálculo del estadístico Z a través de la Ec. 7-3:

$$Z = \frac{z_1 - z_2}{\sqrt{\frac{1}{N_1 - 3} + \frac{1}{N_2 - 3}}} \quad \text{Ec. 7-3}$$

donde, z_1 y z_2 son los coeficientes de correlación transformados y para los que se quiere calcular la significancia estadística de su diferencia. N_1 y N_2 son el número de datos que se han utilizado para calcular cada una de las correlaciones asumiendo autocorrelación nula.

- iii) Finalmente, la diferencia de correlación entre las dos muestras de datos es estadísticamente significativa si el estadístico Z (Ec. 7-3) cumple la relación expresada en la Ec. 7-4:

$$|Z| > Z_c$$

Ec. 7-4

donde, Z_c es un valor crítico que depende del número de datos de la muestra. Para una muestra de datos superior a 30 tiene como valor los expresados en la Tabla 7.8 según varios niveles de confianza.

Nivel de confianza	90%	95%	99%
Z_c	1,645	1,960	2,576

Tabla 7.8. Valores críticos del estadístico Z para el cálculo de la significancia estadística en la diferencia de dos correlaciones para muestras de datos con $N > 30$.

Antes de aplicar el test que se acaba de definir, hay que comprobar que tanto la NAO como la precipitación areal no presentan autocorrelación (Tabla 7.9), ya que si existe autocorrelación entre los datos, los valores que tomaría el estadístico Z (Ec. 7-3) serían distintos al no tener todos los grados de libertad del sistema (número de datos). Las autocorrelaciones se han calculado sólo para el mes de invierno (DEF) y para el periodo Dic-Mar, porque son los dos periodos en los que se ha visto que es más fuerte la correlación NAO-precipitación y para los periodos 1898-1998, 1898-1948, 1948-1998. Todas las autocorrelaciones evaluadas para el invierno (DEF) resultan ser casi nulas y todas ellas estadísticamente no significativas. Por lo tanto la Ec. 7-3 se puede aplicar tal y como se ha definido con anterioridad a la hora de calcular las diferencias de correlaciones NAO-precipitación para los periodos 1898-1948 y 1948-1998, ya que ninguna de las series tratadas presenta autocorrelación.

Serie	DEF			DIC-MAR		
	1898-1948	1948-1998	1898-1998	1898-1948	1948-1998	1898-1998
NAOI	-0,01ns	+0,21ns	+0,16ns	+0,10ns	+0,18ns	+0,15ns
N	-0,05ns	+0,16ns	+0,08ns	+0,07ns	+0,14ns	+0,10ns
NW	-0,17ns	+0,12ns	-0,01ns	+0,00ns	+0,15ns	+0,07ns
NE	-0,01ns	+0,12ns	+0,08ns	+0,09ns	+0,00ns	+0,04ns
CN	-0,05ns	+0,12ns	+0,06ns	+0,04ns	+0,13ns	+0,09ns
CS	-0,04ns	+0,14ns	+0,10ns	-0,02ns	+0,16ns	+0,09ns
LEV	+0,12ns	+0,04ns	+0,06ns	+0,03ns	-0,08ns	-0,05ns
BAL	+0,06ns	-0,02ns	+0,02ns	-0,07ns	+0,10ns	+0,01ns
CAN	+0,01ns	+0,11ns	+0,10ns	-0,02ns	+0,04ns	+0,05ns

Tabla 7.9. Estudio de los coeficientes de autocorrelación para el NAOI y la precipitación areal de cada una de las ocho regiones pluviométricas de España.

En la Figura 7.10 se representan los mapas de correlación entre la NAO y la precipitación areal de invierno (DEF) y de Diciembre a Marzo de cada una de las regiones pluviométricas de España para los semiperiodos 1898-1948 y 1948-1998. Centrándose sólo en la estación del invierno (DEF) se tiene que la significancia estadística de la diferencia de correlación entre los dos periodos (Tabla 7.10a) es sólo estadísticamente significativa para las regiones CN, CS y CAN. Para las regiones CS y CAN con un nivel de confianza del 95% y para la región CN con uno del 90%. La no estacionaridad de la correlación NAO-precipitación en las zonas CS y CN ya había sido analizada y comentada en los trabajos previos de Goodess y Jones (2002) y Trigo *et al.* (2004), aunque para un intervalo temporal y número de estaciones de partida inferiores. En cambio, las diferencias observadas en todas las demás regiones no son estadísticamente significativas. Por otro lado, para el periodo de Diciembre a Marzo, las conclusiones son parecidas a las del invierno, pero con algún matiz (Tabla 7.10b). Las diferencias entre las correlaciones de cada semiperiodo vuelven a ser estadísticamente significativas para las regiones CN y CAN, con un nivel de confianza del 90% y del

95%, respectivamente, pero para la región CS deja de ser significativa la diferencia. En cambio para la región NE, la diferencia pasa a ser significativa con un nivel de confianza del 95%. Para las demás regiones las diferencias tampoco son significativas.

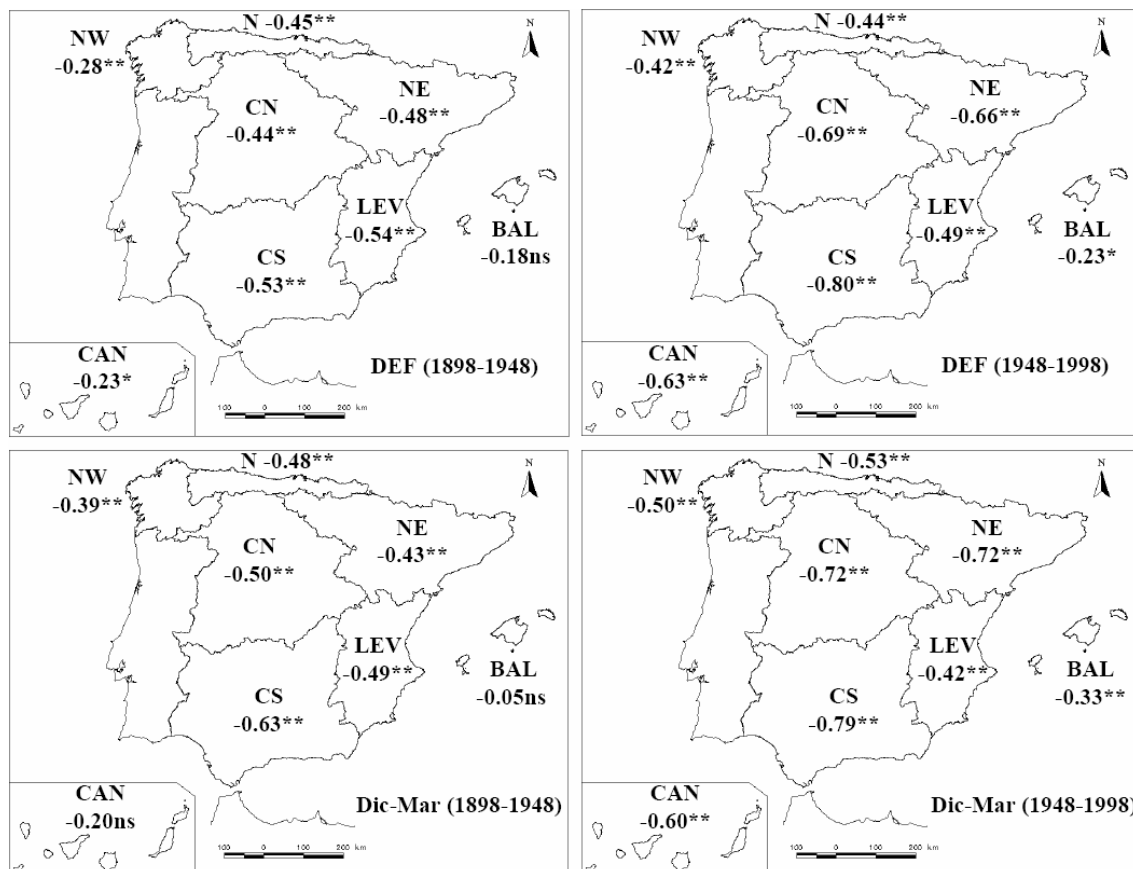


Figura 7.10. Mapa de correlaciones entre la NAO y la precipitación areal según regiones para: a) invierno (DEF) y periodo 1898–1948, b) invierno (DEF) y periodo 1948–1998, c) Dic-Mar y periodo 1898–1948, d) Dic-Mar y periodo 1948–1998. (*) Correlaciones estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 90%. (**) Ídem con un nivel de confianza del 95%. (ns) Correlaciones no significativas.

De los resultados expuestos en este subapartado hay que destacar que para la segunda mitad del siglo XX se ha encontrado un elevado valor para la correlación NAO-precipitación en invierno para la región CS de $-0,8$. Esta correlación es más grande que las obtenidas en trabajos previos realizados a partir de series individuales en la misma región (CS): $-0,67$ en Rodó *et al.* (1997) para el periodo 1953–1994 y en Esteban-Parra *et al.* (1998) para 1919–1984; $-0,69$ en Trigo *et al.* (2004) para 1973–1998 y $-0,79$ en Goodess and Jones (2002) para 1958–1997. Por lo tanto es el valor de correlación NAO-precipitación más grande que nunca se haya encontrado para una región española. También es de destacar la elevada correlación que se obtenido para la región NE de diciembre a Marzo para el periodo 1948–1998.

a) Región	r_1	r_2	Z	¿Sig? → ¿ Z > Z _c ?
NW	-0,28	-0,42	0,7839	ns
N	-0,45	-0,44	-0,0611	ns
NE	-0,48	-0,66	1,3219	ns
CN	-0,44	-0,69	1,8407	90%
CS	-0,53	-0,80	2,4910	95%
LEV	-0,54	-0,49	-0,3336	ns
BAL	-0,18	-0,23	0,2558	ns
CAN	-0,23	-0,63	2,4849	95%
b) Región	r_1	r_2	Z	¿Sig? → ¿ Z > Z _c ?
NW	-0,39	-0,50	0,6736	ns
N	-0,48	-0,53	0,3290	ns
NE	-0,43	-0,72	2,1935	95%
CN	-0,50	-0,72	1,7555	90%
CS	-0,63	-0,79	1,6167	ns
LEV	-0,49	-0,42	-0,4329	ns
BAL	-0,05	-0,33	1,4344	ns
CAN	-0,20	-0,60	2,4025	95%

Tabla 7.10. Estudio de la significancia estadística de la diferencia entre las correlaciones calculadas entre la NAO y la precipitación areal regional en España entre los periodos 1898–1948 (1) y 1948–1998 (2) para: a) el intervalo temporal de diciembre a febrero y b) el intervalo temporal de diciembre a marzo. (ns) No significativo.

7.1.4.4.2 Precipitación de la Ciudad de Barcelona (1786–2005)

En la Figura 7.11 se muestran los resultados de las correlaciones móviles con ventana de 31 años entre la NAO y la precipitación en la Ciudad de Barcelona para el invierno y el periodo de diciembre a marzo desde 1786 a 2005. La evolución para cada uno de los dos índices utilizados es similar. En ella se puede observar que la relación no se ha mantenido constante con el tiempo y que ha sufrido variaciones considerables, siendo algunos cambios muy marcados con periodos en los que el signo de la relación llega a ser positivo, aun así la gran mayoría de las correlaciones no son estadísticamente significativas, sobre todo para la primera mitad de la serie. Se observa, de igual manera que se observaba para la precipitación areal de la región pluviométrica NE (donde se encuentra la Ciudad de Barcelona), que la relación entre la NAO y la precipitación se ha intensificado para los últimos años de la serie, llegándose a correlaciones móviles cercanas a $-0,50$ para el final de la serie.

Igual que se ha realizado para las series areales, se calcula en este apartado la significancia estadística de la diferencia de correlaciones entre dos semiperiodos a partir del estadístico Z (Ec. 7-3). Los semiperiodos estudiados son 1786–1893 y 1893–2001 para el NAOI-Luter y 1824–1914 y 1915–2005 para el NAOI-CRU. En la Tabla 7.11 se presentan los resultados del estudio de significancia estadística de la diferencia de correlaciones entre ambos semiperiodos. Se observa que, tanto para el invierno, como para el periodo Dic–Mar, se pasa de una correlación estadísticamente no significativa en el primer semiperiodo a una correlación muy leve, aunque significativa con un nivel de confianza del 95% para el segundo semiperiodo y para los dos NAOIs utilizados. Al analizar los valores del estadístico Z (Tabla 7.11) se concluye que la diferencia observada no es estadísticamente significativa con un nivel de confianza del 95%, con

lo cual el cambio observado entre ambos periodos, así como el observado en las correlaciones móviles de 31 años es muy probablemente fruto del azar.

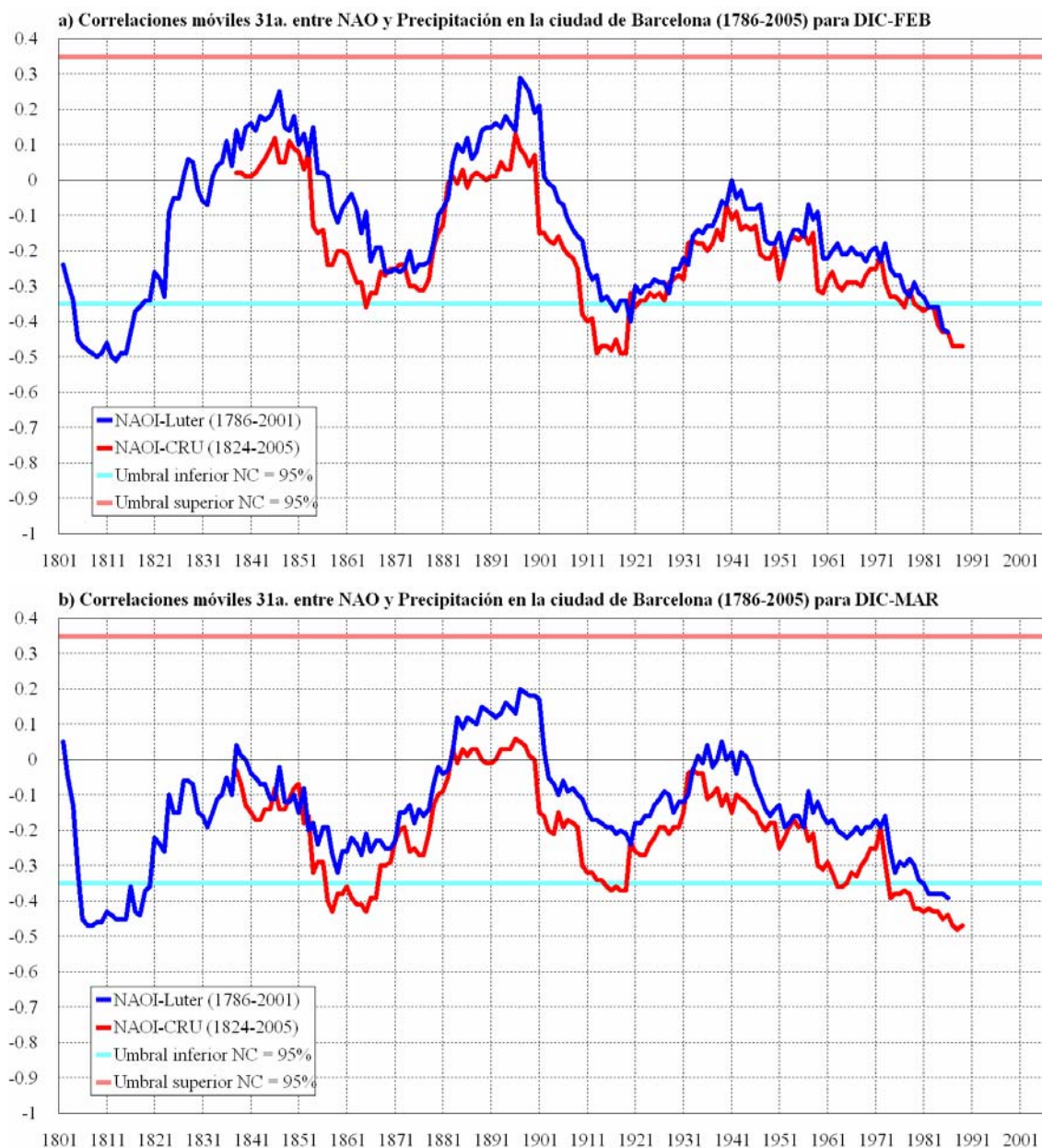


Figura 7.11. Evolución de la correlación móvil con ventana de 31 años entre la NAO y la precipitación en la Ciudad de Barcelona de diciembre a marzo: a) para el periodo 1801–2001 con el NAOI-Luter y b) para el periodo 1824–2005 con el NAOI-CRU.

NAOI	Estación	r_1	r_2	Z	¿Sig? → ¿ Z > Z_c ?
CRU	DEF	-0,06ns	-0,33**	1,3852	ns
Luter.	DEF	-0,06ns	-0,23**	0,8530	ns
CRU	Dic-Mar	-0,10ns	-0,31**	1,0788	ns
Luter.	Dic-Mar	+0,00ns	-0,20**	0,9932	ns

Tabla 7.11. Estudio de la significancia estadística de la diferencia entre las correlaciones calculadas entre la NAO y la precipitación en invierno (DEF) y de Dic-Mar en la Ciudad de Barcelona para los semiperiodos 1786–1893 (1) y 1893–2001 (2) para el NAOI-Luter y 1824–1914 (1) y 1915–2005 (2) para el NAOI-CRU. (**) Correlación estadísticamente significativa con un nivel de confianza del 95%. (ns) Correlación no significativa.

7.2 Relación entre circulación atmosférica e inundaciones

Existen evidencias de que la circulación a gran escala podría modular y estar altamente relacionada con la ocurrencia de inundaciones en gran parte de Europa. Por ejemplo, durante los ss. XVI–XVII un incremento considerable de las inundaciones en Centroeuropa se produjo durante periodos de fase negativa de la NAO (Jacobeit *et al.*, 2003). En otras zonas de España, como por ejemplo la Cuenca del Guadalquivir, se observa una buena relación entre los periodos con un mayor número de crecidas extremas y los periodos con NAO en fase negativa (Benito *et al.*, 2005). Este resultado es esperable ya que la Cuenca del Guadalquivir está en la región CS, para la que se han obtenido los valores más altos de correlación NAO-precipitación (Apartado 7.1.4.2.1) y NAO-caudal (Trigo *et al.*, 2003). También se ha observado que existe una relación directa NAO-inundaciones en determinados periodos en la Cuenca del Tajo (Benito *et al.*, 2003) y en la Cuenca del Guadiana (Ortega y Garzón, 2004). La primera cuenca pertenece a la región CN, para la que también se ha obtenido un valor elevado de correlación NAO-precipitación y la segunda a la región CS, la más correlacionada con la NAO en España.

Teniendo en cuenta las evidencias descritas más arriba, aunque en la región NE (Catalunya forma parte de esta región) no es tan importante la relación NAO-precipitación como en las regiones CS y CN, se estudian en este apartado las posibles correlaciones existentes entre los índices de inundaciones para Catalunya y el Maresme (definidos en el Capítulo 3) y el índice de la NAO (NAOI).

Para analizar la relación de la NAO con las inundaciones se han utilizado como índices de la NAO, el definido por la Ec. 7-1 (NAOI-rec) y el NAOI-Luter. El NAOI-rec cubre el periodo 1500–2005 y el NAOI-Luter, el periodo 1500–2001. Para las inundaciones se han escogido sólo las CAT, ya que al ser las inundaciones producidas por los episodios meteorológicos más extremos, son las inundaciones para las que los cambios en la vulnerabilidad de una zona son menos importantes. Por lo tanto su variabilidad no se ve tan influenciada por la vulnerabilidad.

NAOI	Filtro	Índice de inundaciones CAT				
		Anual	SON	DEF	MAM	JJA
Rec. (1500–2005)	Ninguno	–0,02ns	+0,00ns	–0,01ns	–0,02ns	+0,05ns
Luter. (1500–2001)	Ninguno	+0,04ns	+0,07ns	+0,01ns	–0,01ns	+0,03ns
Rec. (1500–2005)	31 <i>a</i>	–0,01ns	–0,11**	+0,16**	+0,02ns	+0,05ns
Luter. (1500–2001)	31 <i>a</i>	+0,02ns	+0,01ns	+0,20**	–0,07*	–0,00ns

Tabla 7.12. Correlaciones entre la NAO y las inundaciones catastróficas en Catalunya (1500–2005). () Correlación estadísticamente significativa con un nivel de confianza del 95%. (*) Ídem con un nivel de confianza del 90%. (ns) Correlación no significativa.**

Analizando los resultados de la Tabla 7.12 se concluye que la NAO no ejerce ningún tipo de influencia directa sobre la ocurrencia de inundaciones en Catalunya, ya que todas las correlaciones estudiadas son prácticamente nulas y además no son estadísticamente significativas. Sólo se encuentran correlaciones estadísticamente significativas para las inundaciones de invierno cuando se estudian con los valores de las series suavizados con un filtro gaussiano pasabajos con ventana temporal de 31 años. De todas formas, la magnitud de la correlación es muy débil. Hay que destacar que la correlación en invierno es de signo contrario al encontrado para la precipitación, aunque su bajo valor no permite concluir nada.

Analizando resultados similares, pero para las inundaciones de la Cuenca del Maresme (Tabla 7.13) se obtiene también que no existe ningún tipo de relación entre la NAO y las inundaciones en esa zona, ya que ninguna de las correlaciones estudiadas no son estadísticamente significativas y en algún caso de que sí que lo son, la correlación es muy débil. En cambio, si se analizan las correlaciones para los valores suavizados con un filtro gaussiano pasabajos con una ventana temporal de 31 años, las correlaciones aumentan y llegan a ser entre débiles y modestas para la primavera y el invierno. Con lo que se puede afirmar que existe una débil relación entre la NAO y la ocurrencia de inundaciones en El Maresme a escala trentenal.

NAOI	Filtro	Índice de inundaciones				
		Anual	SON	DEF	MAM	JJA
Rec. (1666–2005)	Ninguno	+0,04ns	+0,09ns	+0,07ns	+0,01ns	+0,03ns
Luter. (1666–2001)	Ninguno	+0,04ns	+0,09*	+0,03ns	+0,00ns	+0,04ns
Rec. (1666–2005)	31 <i>a</i>	-0,06ns	-0,33**	+0,34**	+0,40**	+0,00ns
Luter. (1666–2001)	31 <i>a</i>	+0,02ns	-0,21**	+0,29**	+0,37**	+0,04ns

Tabla 7.13. Correlaciones entre la NAO y las inundaciones catastróficas en la Cuenca del Maresme (1666–2005). () Correlación estadísticamente significativa con un nivel de confianza del 95%. (*) Ídem con un nivel de confianza del 90%. (ns) Correlación no significativa.**

7.3 Síntesis

A partir de las series areales de precipitación calculadas para el conjunto de España en el Capítulo 5, se ha evaluado la relación existente entre la NAO y la precipitación por un lado (a modo de revisión de los resultados obtenidos hasta el momento por otros trabajos a partir de otras técnicas: Zorita *et al.*, 1992; Rodó *et al.*, 1997; Esteban-Parra *et al.*, 1998; Rodríguez-Puebla *et al.*, 2001; Goodess y Jones, 2002; Trigo *et al.*, 2004) a partir de un mayor número de series con una cobertura temporal más amplia. Por otro lado se ha evaluado la relación que puede haber entre la NAO y las inundaciones en Catalunya (series creadas en el Capítulo 3).

La relación entre la precipitación areal y la NAO se ha realizado con el NAOI-CRU, por ser el NAOI más largo definido a partir de datos instrumentales. En cambio la relación NAO-inundaciones se ha realizado con dos reconstrucciones del NAOI: el NAOI-Luter (Luterbacher *et al.*, 2002a) y un índice elaborado en esta capítulo a partir de una regresión multilineal de las reconstrucciones disponibles hasta el momento (NAOI-rec).

En referencia a la precipitación regional en España, su correlación con la NAO a escalas mensual y anual es modesta y negativa para todas las regiones. Pero cuando se consideran valores estacionales, existen altas correlaciones de $-0,7$ durante el invierno y para la región CS y valores por debajo de $-0,5$ en las regiones NE, E y CN. Catalunya, que se encuentra en la región NE también muestra cierta influencia de la NAO en la precipitación que se produce en invierno. No obstante, estas correlaciones no se han mantenido estacionarias con el tiempo, ya que las correlaciones móviles con ventanas de 31 años para todo el periodo de estudio (1897–1998) han variado considerablemente. Si se considera el segundo semiperiodo de las series areales (1940–1996), las correlaciones aumentan, acercándose a $-0,8$ durante el invierno en la región CS. Este

valor es más grande que el obtenido por casi todos los anteriores trabajos relacionados con la NAO y la precipitación en España (Zorita *et al.*, 1992; Rodó *et al.*, 1997; Esteban-Parra *et al.*, 1998; Rodríguez-Puebla *et al.*, 2001; Goodess y Jones, 2002; Trigo *et al.*, 2004) y además la diferencia de correlación respecto al semiperiodo anterior (1897–1940) es estadísticamente significativa.

En referencia a la relación entre la NAO y las inundaciones CAT en Catalunya y en la Cuenca del Maresme, no parece existir relación directa alguna, ya que las correlaciones obtenidas son prácticamente nulas y además no son estadísticamente significativas. Así pues, para Catalunya no se ha obtenido la relación existente que sí se encuentra para otras zonas de España como las cuencas del Guadalquivir (Benito *et al.*, 2005), la del Tajo (Benito *et al.*, 2004) y la del Guadiana (Ortega y Garzón, 2004) u otras zonas de Europa (Jacobeit *et al.*, 2003).

8 Modelización de la precipitación y los extremos hídricos en los últimos 30 años

Como se ha visto en el Capítulo 3, las características espacio-temporales de los extremos hídricos no parecen haber experimentado variaciones destacables en comparación con su variabilidad pasada en Catalunya desde el siglo XIV. Sólo hemos podido detectar un aumento de las inundaciones EXT, relacionado básicamente con el incremento de la vulnerabilidad en la zona (aumento de la urbanización y ocupación de zonas inundables). Tampoco es destacable la variabilidad de los extremos hídricos en los últimos 30 años en comparación con la variabilidad anterior. En particular nuestros resultados indican que en el pasado hubo periodos anómalos con una ocurrencia de inundaciones y sequías mayor que la actual.

Aunque los extremos hídricos todavía no han cambiado, en un futuro podrían hacerlo a consecuencia del incremento de la temperatura global del planeta (IPCC, 2007). El calentamiento global actual con el tiempo podría provocar un cambio en la distribución de probabilidad de la precipitación. Los eventos extremos, en particular, son muy sensibles a pequeños cambios en el estado medio del clima. Así pues, bajo un escenario de cambio climático podrían registrarse en Catalunya sequías más prolongadas y episodios más frecuentes de precipitaciones torrenciales.

Los MCGs (Modelos de Circulación General) son una buena herramienta para simular el clima global y su posible alteración futura debida al incremento de los GEIs. Estos modelos resuelven las ecuaciones de pronóstico de la atmósfera (los modelos acoplados resuelven también las del océano e incluso la cubierta de hielo) sobre una malla que cubre toda la Tierra para obtener una trayectoria del clima global compatible con los forzamientos externos y las condiciones iniciales suministradas. Las ecuaciones que gobiernan estos modelos están discretizadas para ser resueltas por un ordenador sobre una malla discreta. Su resolución espacial es suficiente para reproducir las principales características de gran escala del clima tales como la corriente en chorro (*jet stream*) o la trayectoria de las depresiones (*storm tracks*), pero fallan a la hora de simular ciertos aspectos de los climas regionales. Hay dos razones principales por las cuales fallan: los procesos de pequeña escala y la inadecuada representación de las características regionales, principalmente la orografía. La malla gruesa que suelen utilizar los MCGs ($\geq 100 \text{ km}$) no es capaz de resolver los procesos físicos de pequeña escala, como son los relacionados con la formación de nubes, la precipitación o los fenómenos turbulentos. Todos estos procesos por lo tanto están parametrizados en los MCGs. Esto quiere decir que los procesos de escala menor a la resuelta por el modelo se incorporan mediante relaciones empíricas (parametrizaciones) con variables resueltas explícitamente. Estas parametrizaciones se suelen ajustar a partir de resultados experimentales. Así pues, aunque los MCGs dan información de interés a la escala espacial que resuelven, la información obtenida para una región en un punto de malla del modelo no debe ser interpretada como información local (von Storch *et al.* 1993). En vez de esto, la información local debe ser interpretada como la interacción de los patrones de gran escala obtenidos por los MCGs con las características locales tales como la orografía y las características de la superficie. El término *downscaling* o redimensionamiento se refiere a la combinación a partir de diferentes técnicas (bien estadísticas o dinámicas) de las salidas de los MCGs con las características locales

(orografía y superficie) de una zona para obtener información sobre los climas regionales. Cualquier evaluación del impacto del Cambio Climático sobre una región concreta requiere el uso combinado de los MCGs y una técnica de downscaling (véase Apartado 8.2).

En este capítulo se explica cómo hemos modelizado la evolución de la precipitación y de los extremos hídricos recientes en Catalunya (1971–2000) a partir de la técnica del downscaling o redimensionamiento dinámico con el modelo mesoescalar MM5. El objetivo principal es evaluar la habilidad del MM5 para reproducir las características espacio-temporales y la variabilidad interanual de la precipitación en Catalunya, así como la variabilidad de los extremos hídricos. También se evalúa si la simulación es capaz de reproducir los TPs (tipos de tiempo) asociados a episodios de inundación. La posibilidad de modelizar los extremos hídricos a escala regional será útil para la generación de escenarios climáticos regionalizados futuros, los cuales servirán para evaluar la evolución de la frecuencia de los extremos hídricos así como de los recursos hídricos en el futuro.

Con el fin de conseguir los objetivos antes descritos, el trabajo desarrollado se distribuye de la siguiente manera: primero se explican brevemente las características principales del modelo MM5 (Apartado 8.1), para pasar luego a explicar en qué consiste la técnica del downscaling o redimensionamiento dinámico (Apartado 8.2). Posteriormente, se describe cómo se ha aplicado esta técnica con el MM5 (diseño de la simulación, Apartado 8.3), anidando y forzando el modelo a las condiciones de contorno de los Reanálisis del ERA40 (condiciones observadas). Luego se analizan los principales resultados obtenidos para el periodo 1971–2000 con la simulación del MM5, centrándonos en la distribución espacial de la precipitación, ciclos estacional y anual medios y evolución de las anomalías y de los valores extremos (Apartado 8.4). Finalmente se analizan los episodios de inundación acaecidos en los últimos 30 años (1971–2000) en Catalunya, se definen los TPs asociados a estos eventos a partir de la simulación con el MM5 obtenida y se comparan con los obtenidos a partir de los Reanálisis del ERA40 (Apartado 8.5).

8.1 El Modelo Mesoescalar MM5

El MM5²⁰ es uno de los modelos numéricos de predicción a corto plazo más ampliamente extendidos entre la comunidad internacional de modelización atmosférica. Se trata de la quinta generación del llamado *Mesoscale Model*, proyecto de colaboración entre la *Pennsylvania State University* (PSU) y el *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) de los EE.UU. (Grell *et al.*, 1994; Dudhia *et al.*, 2004). Algunos aspectos interesantes del modelo son:

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

²⁰ Más información sobre el modelo MM5 se puede encontrar en la página web de la comunidad de usuarios de este modelo: <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/mm5-home.html> (consultado el 21/07/2008).

- ii) Formulación de una dinámica no hidrostática, la cual permite que el modelo pueda ser empleado para representar movimientos verticales con dimensiones de muy pocos kilómetros.
- iii) Adaptación informática para múltiples plataformas y para su ejecución en modo multitarea sobre ordenadores de memoria compartida o distribuida, lo cual permite reducir considerablemente el tiempo de cálculo.
- iv) Inicialización automática con diferentes fuentes de análisis meteorológicos y observaciones, incluyendo capacidad de asimilación 4-dimensional de datos (*4D-var*).
- v) Asimilación variacional de datos convencionales y de satélite durante la predicción.
- vi) Incorporación de los más modernos y realistas esquemas de parametrización de los procesos físicos relacionados con la radiación atmosférica, microfísica de nubes y precipitación, convección por cúmulos, turbulencia, y flujos de energía y momento (o cantidad de movimiento) en la superficie terrestre.

En España y Portugal existen al menos una treintena de grupos que desarrollan su actividad, sea de investigación básica o de diseño de aplicaciones con el MM5. En el año 2003 se creó la Red Ibérica para la investigación y desarrollo de aplicaciones en base al modelo atmosférico MM5 (REN2002-10018-E/CLI)²¹, red temática del Ministerio de Educación y Ciencia y coordinada por el *Grup de Meteorologia* de la *Universitat de les Illes Balears*, la cual intenta aglutinar a todos los grupos de investigación relacionados con el uso del MM5 en España y Portugal, para el intercambio de información y experiencias.

El modelo mesoescalar MM5 está diseñado principalmente para el análisis de eventos meteorológicos y la predicción a corto plazo mediante su anidamiento a las salidas de los modelos globales (GFS, ECMWF, DWD, UKMO...). En general está diseñado para simulaciones cortas (días) y ha mostrado ser un modelo que resuelve con un elevado grado de acierto una gran variedad de procesos meteorológicos de mesoescala, como líneas de convergencia en superficie, fronteras térmicas y de humedad, mesobajas... Todos estos elementos juegan un papel primordial en el desarrollo de sistemas de precipitación intensa o torrencial en el Mediterráneo Occidental, como pueden ser los sistemas convectivos de mesoescala o las líneas de turbonada. La bondad del modelo para resolver todos estos fenómenos viene avalada por numerosos trabajos de investigación que han utilizado el MM5 para analizar episodios extremos de precipitación e inundaciones en Catalunya y el Mediterráneo Occidental. En este sentido destacan los estudios sobre el episodio de inundaciones CAT de Montserrat (provincia de Barcelona) en junio del 2000 (Mariani *et al.*, 2005) o el temporal de lluvias torrenciales y fuerte viento de noviembre del 2001 en las Baleares y Argelia (Arreola *et al.*, 2003), dos de los episodios más importantes acaecidos en los últimos 10 años (1999–2008) en la zona. Si el MM5 es un buen modelo para simulaciones cortas (días), en un principio creemos también que será un modelo apropiado para integraciones largas (años).

²¹ Más información sobre la Red Ibérica del MM5 se puede encontrar en la siguiente dirección: <http://redibericamm5.uib.es/> (consultado el 21/07/2008).

Debido a que el modelo MM5 no está inicialmente preparado para simulaciones largas, son necesarias una serie de modificaciones en el código fuente de los diferentes módulos que forman el modelo. Estas modificaciones se han realizado siguiendo los comentarios de Fernández (2004).

8.2 La técnica del downscaling o redimensionamiento dinámico

El downscaling o redimensionamiento es el nombre que recibe el procedimiento de reducir la escala espacial o aumentar la resolución espacial de un conjunto de datos a través de técnicas estadísticas o dinámicas. La aproximación estadística se basa en el establecimiento de relaciones empíricas entre los patrones de gran escala y variables locales a partir de diferentes técnicas como son las correlaciones canónicas, los análogos y las redes neuronales. La aproximación dinámica consiste en el uso de un modelo físico en una región concreta, la cual se pasa a detallar más abajo.

La técnica del downscaling dinámico consiste en aumentar la resolución espacial de un MCG mediante un modelo físico que resuelva las ecuaciones de pronóstico sobre una malla con una resolución mayor que la utilizada por los MCGs. Debido a limitaciones computacionales no es posible realizar una simulación de un MCG a la resolución necesaria para obtener salidas a escala regional. Aumentar la resolución espacial de las simulaciones globales de los MCG requiere resolver más ecuaciones para explicar los fenómenos que aparecen a escalas regionales y cuyas parametrizaciones son regionalmente dependientes. La aproximación más utilizada para desarrollar la técnica del downscaling dinámico es el uso de un modelo regional climático (MRC) anidado a un MCG. A diferencia de los MCGs, que se integran para todo el globo y, por lo tanto, las condiciones de contorno empleadas son las de superficie, los MRCs se integran para una región concreta y las condiciones de contorno para todo el entorno 3D de esa región deben ser suministradas a cada paso de tiempo bien por un MCG o por datos de reanálisis. Estos modelos anidados permiten una incorporación más fina de la orografía y de las características de la superficie del dominio de integración. Las parametrizaciones usadas por estos modelos están también adaptadas a las escalas menores que resuelven.

Las resoluciones espaciales más altas de los MCGs están entorno a los 100 km. Con esta resolución los MCGs no son capaces de reproducir los fenómenos de escala inferior, que son los que condicionan las características del clima a escala regional y local. En la Figura 8.1 se muestra la diferencia entre la distribución tierra-mar de un modelo global y la realidad (Figura 8.1a). También se muestran las diferencias en la orografía, la precipitación y extensión vertical de la nubosidad provocadas por una situación de flujo del N o del NW sobre la Península Ibérica en un transecto Norte-Sur (A-B; Figura 8.1b). En esta figura se ve cómo la línea de costa vista por los modelos globales es muy aproximada y amplias zonas de tierra son consideradas como mar o viceversa. En el corte vertical se puede apreciar cómo el modelo global suaviza la orografía de la Península Ibérica aproximándola a un trapecio y no es capaz de diferenciar la Cordillera Cantábrica y el Sistema Central. La consecuencia directa de esto es que ante una entrada de flujo del NW, el modelo produce menos precipitación, pero con mayor extensión que la observada, ya que los efectos del forzamiento

oroográfico de la Cordillera Cantábrica y del Sistema Central no son reproducidos ni tampoco el efecto de sombra a sotavento de estos sistemas montañosos. Los modelos de área limitada se utilizan para poder tener en cuenta los efectos de pequeña escala producidos por la orografía y las características de la superficie. En este capítulo se explica la utilización de un modelo de mesoescala para llevar a cabo integraciones largas, con el fin de encontrar estructuras y patrones de circulación atmosférica y precipitación a escala regional consistentes con los patrones globales o sinópticos obtenidos a partir de los MCGs o Reanálisis.

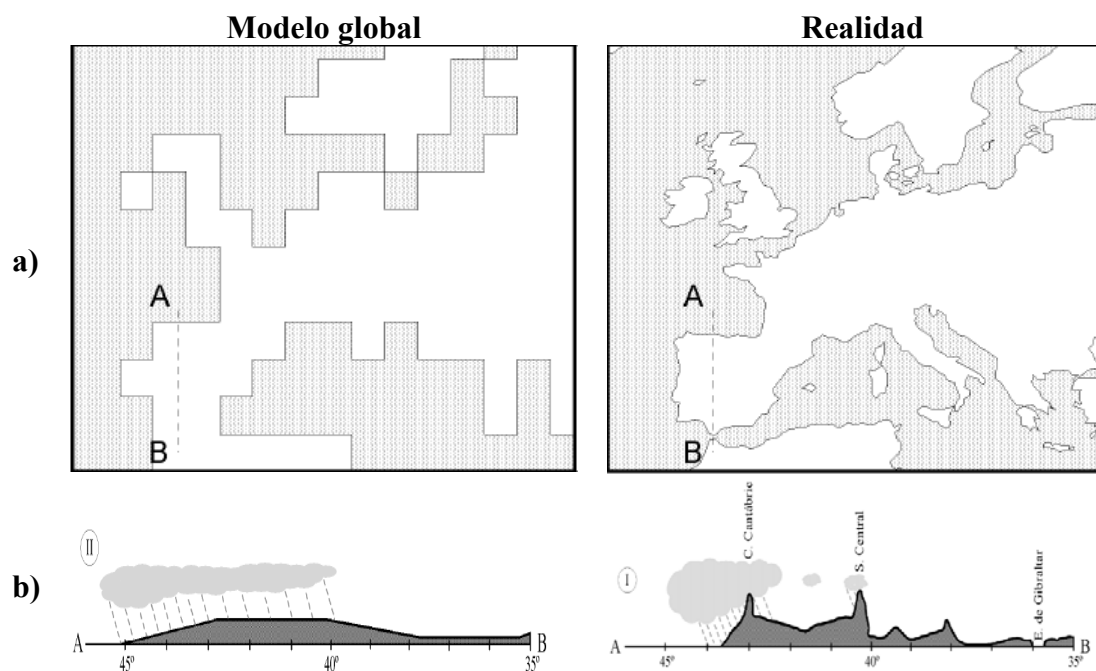


Figura 8.1. Diferencias observadas entre un modelo global típico y la realidad para: (a) la distribución tierra-mar y (b) un perfil transversal Norte-Sur de la Península Ibérica siguiendo el transecto A-B (señalizado en los mapas superiores) en el que se representa además el reparto de la precipitación asociada a una entrada de vientos del NW sobre la Península Ibérica. (Fuente: Fundación para la Investigación del Clima, <http://www.ficlima.org/fic/escenarios.pdf>; consultado el 21/07/2008).

8.3 Diseño de la simulación

Se ha desarrollado una simulación con el modelo MM5 anidado a los Reanálisis del ERA40²² del ECMWF (condiciones observadas, Uppala *et al.*, 2005) con una resolución espacial horizontal de 2,5° x 2,5° y disponibles cada 6 h (00, 06, 12 y 18 UTC). La simulación (MM5+ERA40) se ha realizado para el periodo 1971–2000. Los campos mínimos que se necesitan como condiciones de contorno de un MCG para realizar una simulación con el MM5 son los siguientes:

- i) Superficie: SLP, temperatura a 2 m, punto de rocío a 2 m, velocidad del viento a 10 m (U, V) y grosor de nieve (SD).

²² Los datos del ERA40 pueden descargarse gratuitamente desde cualquier PC con una IP de un país perteneciente al ECMWF en la siguiente dirección de Internet: http://data.ecmwf.int/data/d/era40_daily (consultado el 21/07/2008).

- ii) Altura: Geopotencial (Z), temperatura, humedad relativa y velocidad del viento (U, V) a 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 200, 150, 100 hPa .
- iii) Suelo: Temperatura y humedad relativa a 4 niveles.

El ERA40 también contiene campos de datos en los niveles de 775, 600, 250, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1 hPa que pueden ser utilizados con el MM5. En la simulación MM5+ERA40 desarrollada se han considerado además los campos de datos meteorológicos para los niveles de 775, 600 y 250 hPa .

La simulación se ha realizado a partir de tres dominios anidados unidireccionalmente, con resoluciones horizontales de 135, 45 y 15 km y 23 niveles verticales (Figura 8.2). La extensión de los dominios se ha escogido la mínima posible, para optimizar al máximo el tiempo de cálculo de la simulación y el espacio ocupado en disco por los ficheros de salida de la integración. Por el mismo motivo se ha escogido un conjunto de parametrizaciones sencillas (Tabla 8.1) guiándonos por el estudio de sensibilidad del MM5 a diferentes parametrizaciones del MM5 el cual está enfocado a simulaciones largas (Fernández *et al.*, 2007). Hay que tener en cuenta que la selección del mejor conjunto de parametrizaciones en simulaciones largas (años o décadas) no es tan clara como para las simulaciones cortas (días) de episodios meteorológicos concretos (Fernández, 2004). Para optimizar el espacio en disco ocupado por los ficheros de salida de la integración, los campos obtenidos se han guardado cada 24 horas para el dominio de 135 km , cada 12 horas para el de 45 km y cada 6 horas para el de 15 km . Por el mismo motivo se ha dividido la simulación del MM5+ERA40 en seis integraciones de 5 años de longitud temporal (1971–1975, 1976–1980, 1981–1985, 1986–1990, 1991–1995 y 1996–2000) inicializando cada una de estas seis integraciones con las condiciones iniciales del ERA40 del 1 de Enero a las 00 UTC del primer año de cada integración. No se ha utilizado ningún periodo previo de transición para obtener un relajamiento o equilibrio del modelo (*spin up*) ya que el MM5 se ha anidado a las condiciones de un reanálisis (condiciones observadas).

Al primer dominio o dominio madre (135 km) se le ha aplicado un *nudging* dinámico durante toda la simulación. El *nudging* dinámico es una técnica que consiste en forzar la simulación a seguir las condiciones de contorno suministradas por el ERA40 en todos los puntos del dominio de integración cada 6 h . De esta manera se asegura que la simulación obtenida sea consistente con los patrones de gran escala presentes en el modelo global y que además se conserve la masa (continuidad de masa) durante toda la simulación (Salathé *et al.*, en prensa). En el modelo MM5 se fuerzan a seguir las condiciones de contorno (*nudging*) los campos de temperatura, humedad relativa y velocidad del viento. El coeficiente de relajación que se suele utilizar es del orden de $10^{-4} s^{-1}$. A los dominios segundo (45 km) y tercero (15 km) no se les ha aplicado *nudging*, para que así el modelo de mesoescala pueda reproducir libremente los fenómenos de pequeña escala en esos dos dominios y sea realmente efectiva la técnica de *downscaling* dinámico.

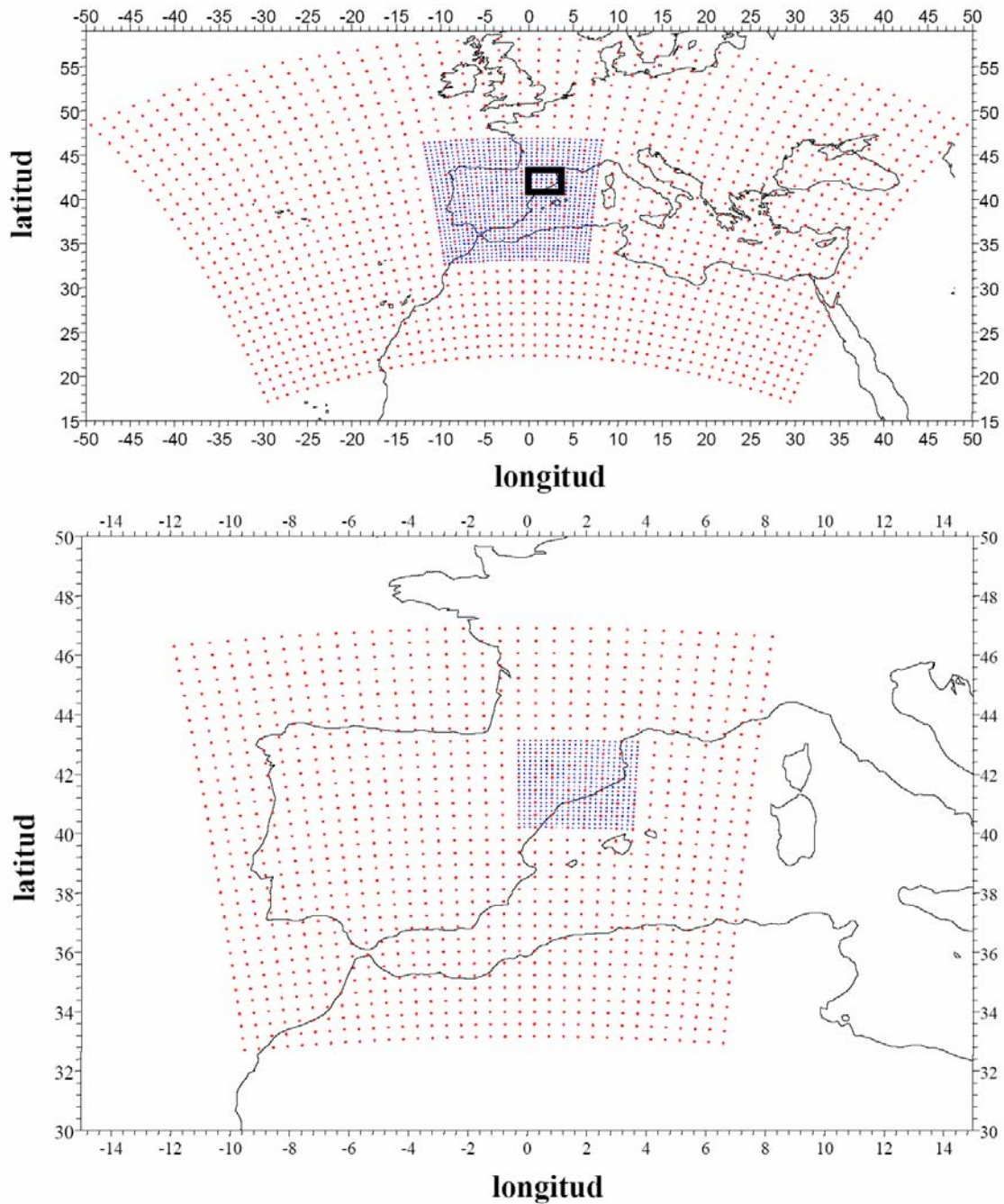


Figura 8.2. Dominios de la simulación MM5+ERA40 para el periodo 1971–2000.

Esquema	Parametrización	Referencia
Microfísica	Hielo simple (<i>Simple Ice</i>)	Dudhia (1989)
Convección	Grell	Grell (1993), Grell <i>et al.</i> (1994)
Radiación	Con Nubes (<i>Cloud</i>)	Dudhia (1989), Grell <i>et al.</i> (1994)
Capa límite	MRF	Hong y Pam (1996)
Suelo	Modelo 5-capas	Dudhia (1996)

Tabla 8.1. Parametrizaciones del MM5 utilizadas en la simulación MM5+ERA40 de 1971–2000.

8.4 Análisis de la simulación

El análisis de los resultados de la simulación MM5+ERA40 que se ha llevado a cabo para el periodo 1971–2000 se ha centrado sólo en la precipitación: distribución espacial, ciclos estacional y anual medios, evolución de las anomalías y de los valores extremos. Para evaluar la bondad de los resultados se han utilizado los siguientes datos de observaciones:

- i) Malla de datos de 1 *km* x 1 *km* calculada a partir de 1.100 estaciones pluviométricas de la AEMET que cubren toda Catalunya, la provincia de Castelló y la parte oriental de Aragón (datos de Altava-Ortiz, comunicación personal, Capítulo 1).
- ii) La serie de inundaciones CAT de Catalunya (Capítulo 3).

La comparación entre la distribución del campo de precipitación (anual, semianual y estacional) obtenido para los dominios de 45 y 15 *km* y el observado (de Figura 8.3 a Figura 8.6) muestra una distribución consistente con la observada. Las características principales del patrón espacial de la precipitación media en Catalunya están bien resueltas: valores máximos en los Pirineos y la zona NE y valores mínimos en la zona de la Depressió Central (Lleida). En referencia a los valores obtenidos en las simulaciones, estos son muy dependientes de la escala temporal que se analice. A escala anual y semianual, los valores obtenidos por el modelo son parecidos a los observados. Para la primavera y el invierno en cambio el modelo produce mucha más precipitación que la observada mientras que en verano y otoño sucede lo contrario. La simulación presenta las mayores diferencias con respecto a las observaciones en verano y otoño, cuando los procesos convectivos dominan el régimen de la precipitación en Catalunya (Llasat *et al.*, 2007). Estas diferencias consisten en que la simulación no reproduce los valores máximos observados en el verano en la zona de las comarcas de La Garrotxa y El Ripollès (N de la provincia de Girona), aunque sí que están bien localizados esos máximos. La simulación tampoco es capaz de reproducir los máximos en la zona prelitoral de la provincia de Tarragona en otoño, sobre todo el que se observa en el Massís del Port (SW Tarragona).

Los resultados obtenidos a resolución espacial de 15 *km* reproducen mejor el máximo pluviométrico observado en la zona NE de Catalunya que los obtenidos a 45 *km*, tanto en referencia a los valores obtenidos como a la localización de los mismos. En esta zona es donde se encuentran las cabeceras de las cuencas que abastecen al área metropolitana de la Ciudad de Barcelona (Ríos Ter y Llobregat), de manera que esta zona es muy importante para realizar estudios sobre la disponibilidad de los recursos hídricos.

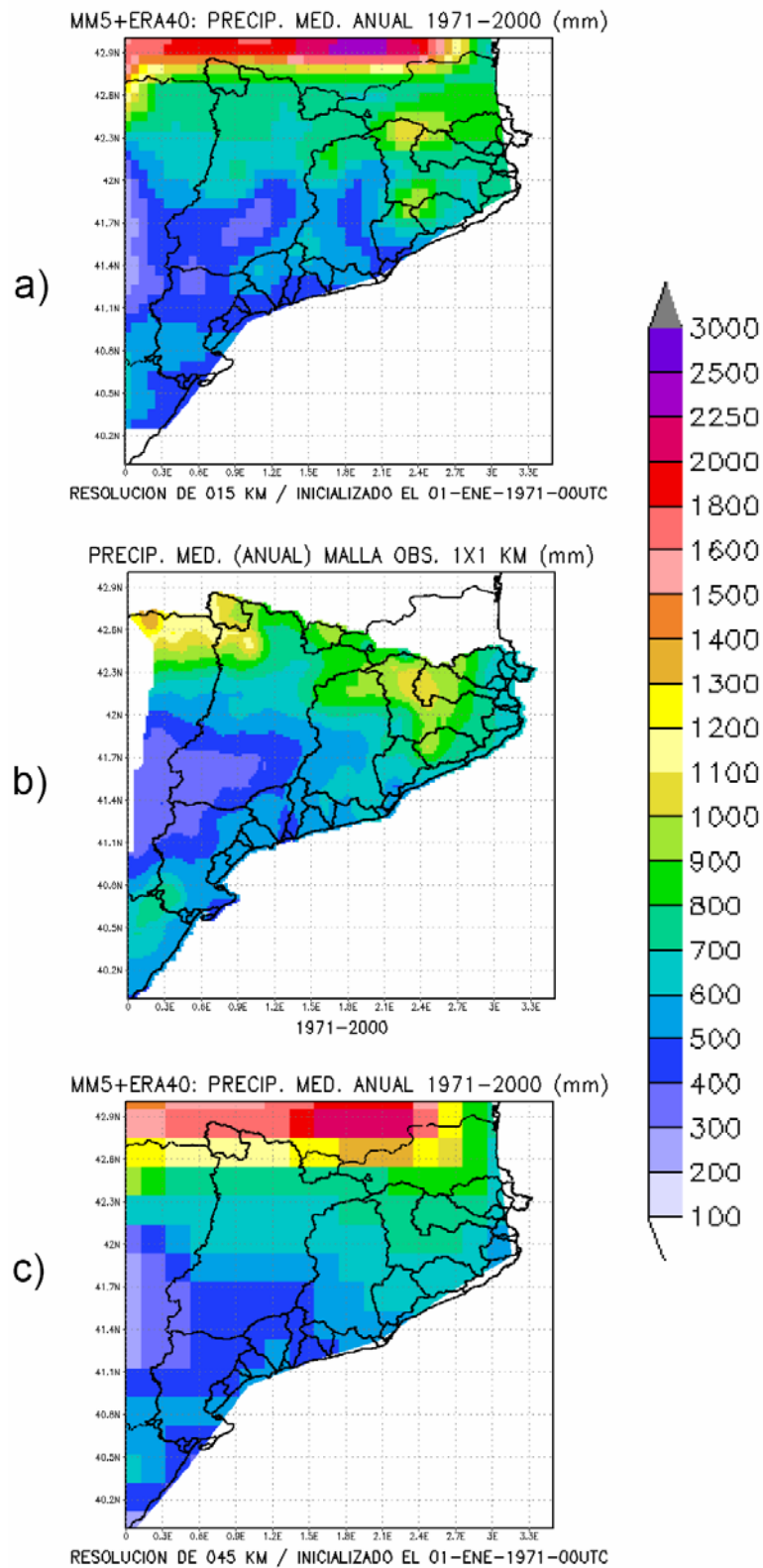


Figura 8.3. Comparación para el periodo 1971-2000 entre las distribuciones de precipitación anual de la simulación MM5+ERA40 para los dominios de 15 km (a), 45 km (c) y de una malla de observaciones de 1 km x 1 km (b).

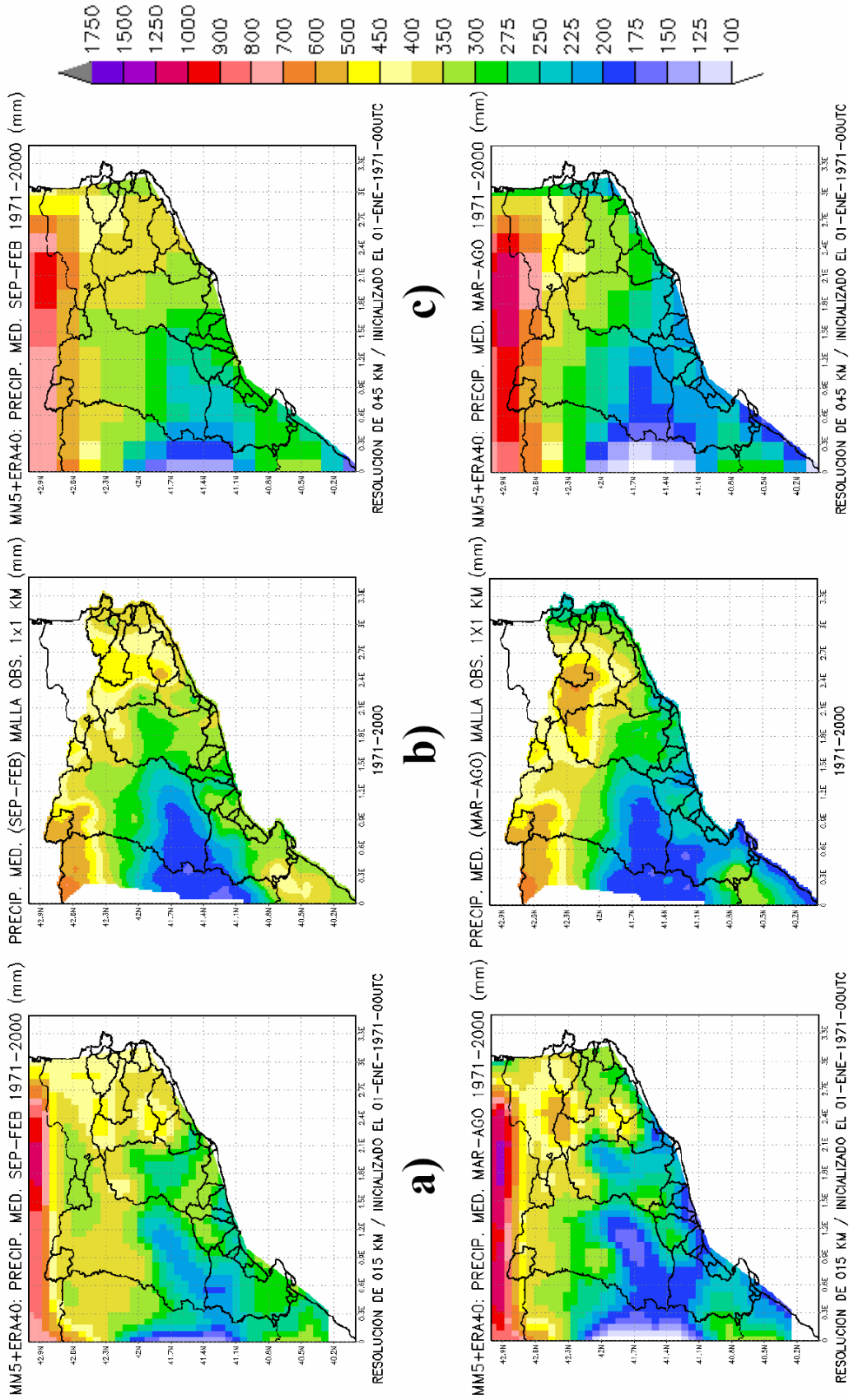


Figura 8.4. Comparación para el periodo 1971-2000 entre las distribuciones de precipitación semianual (SEP-FEB, fila superior y MAR-AGO, fila inferior) de la simulación MM5+ERA40 para los dominios de 15 km (a), 45 km (c) y de una malla de observaciones de 1 km x 1 km (b).

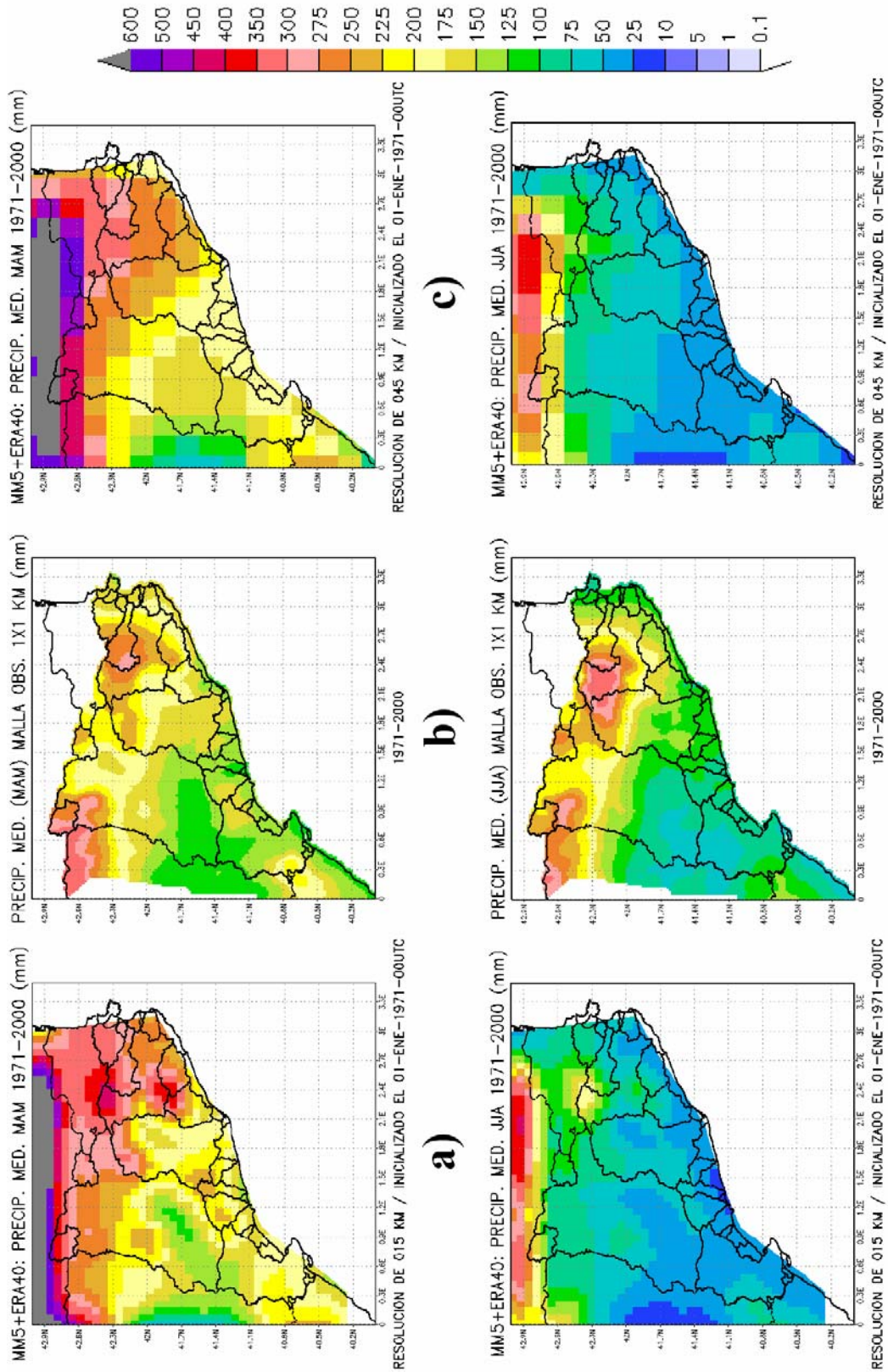


Figura 8.5. Comparación para el periodo 1971-2000 entre las distribuciones de precipitación estacional (primavera, fila superior y verano, fila inferior) de la simulación MMS+ERA40 para los dominios de 15 km (a), 45 km (b) y de una malla de observaciones de 1 km x 1 km (c).

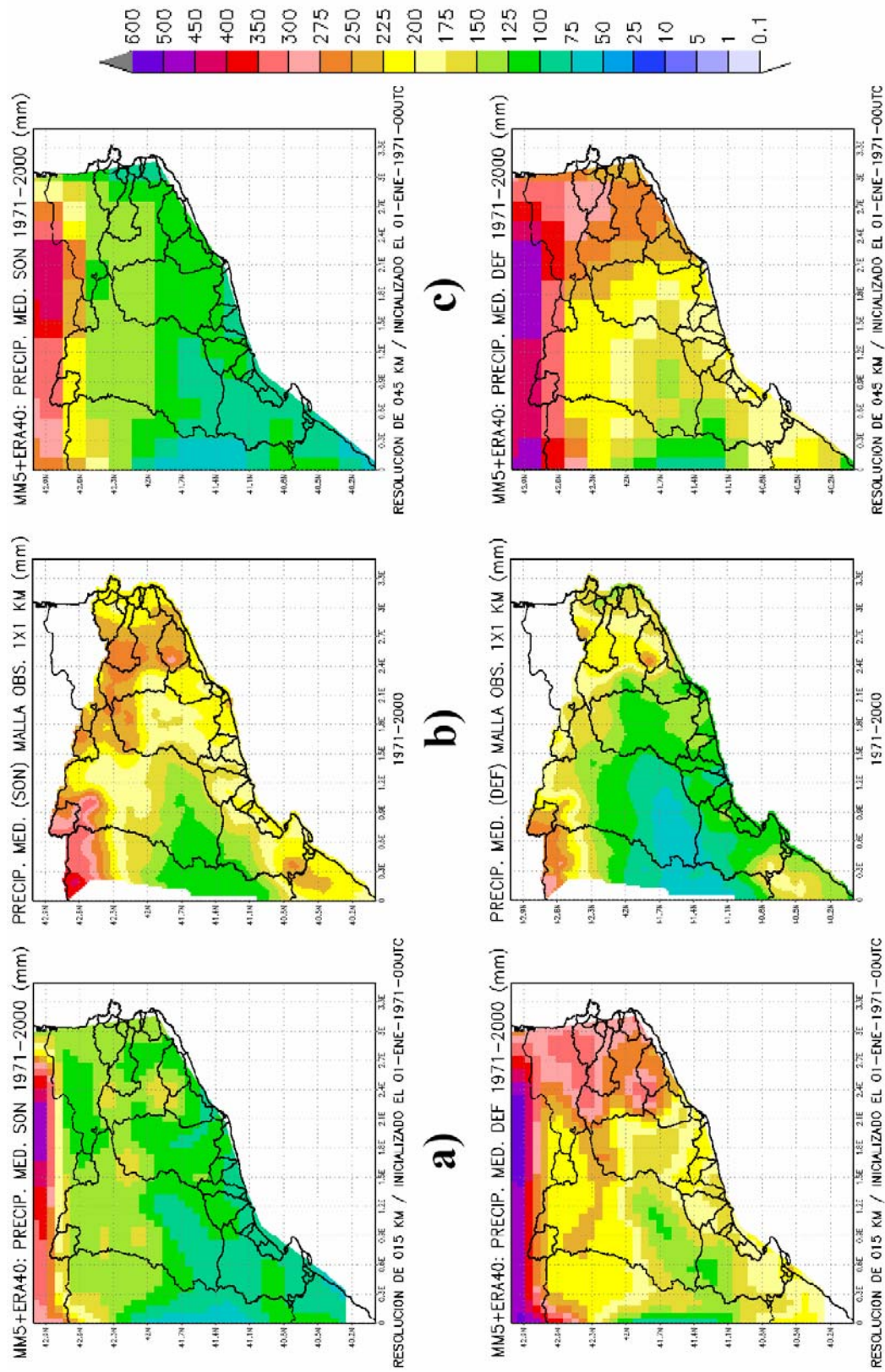


Figura 8.6 .Comparación para el periodo 1971-2000 entre las distribuciones de precipitación estacional (otoño, fila superior e invierno, fila inferior) de la simulación MMS+ERA40 para los dominios de 15 km (a), 45 km (c) y de una malla de observaciones de 1 km x 1 km (b).

En referencia a las características temporales de la precipitación (ciclos anual y estacional medios y las anomalías), se ha escogido para evaluar la bondad de la simulación representar Catalunya como un todo. Así pues, se han calculado los ciclos medios anual y estacional observados promediando todos los puntos de la malla de observaciones pluviométricas que caen dentro de Catalunya. Para la simulación se han calculado los ciclos anual y estacional medios de la misma manera. Los puntos de malla que se han considerado para realizar los promedios son los que caen en el polígono definido por los meridianos 0° – $3,5^{\circ}$ E y los paralelos $40,5^{\circ}$ – 43° N.

En la Figura 8.7 se representa el ciclo medio anual obtenido por la simulación del MM5+ERA40. Dos aspectos importantes a destacar son la diferencia mínima entre los resultados obtenidos para los dos dominios de integración (15 y 45 km) y que el ciclo anual está incorrectamente simulado. Se obtienen en la simulación valores muy bajos para los meses de otoño y verano, llegando ser más de un 50% inferiores en los meses de agosto y septiembre. En cambio para los meses de invierno y primavera sucede todo lo contrario, con un valor superior al 50% en comparación con el observado en febrero. Para el ciclo medio de la precipitación estacional (Figura 8.8) se obtienen los mismos resultados que los descritos para el ciclo medio anual. También se encuentra en la simulación una precipitación mayor que la observada en primavera e invierno, superior al 40% del valor observado. En cambio sucede todo lo contrario en otoño y verano. Además la primavera es la estación más lluviosa en la simulación mientras que en las observaciones es el otoño.

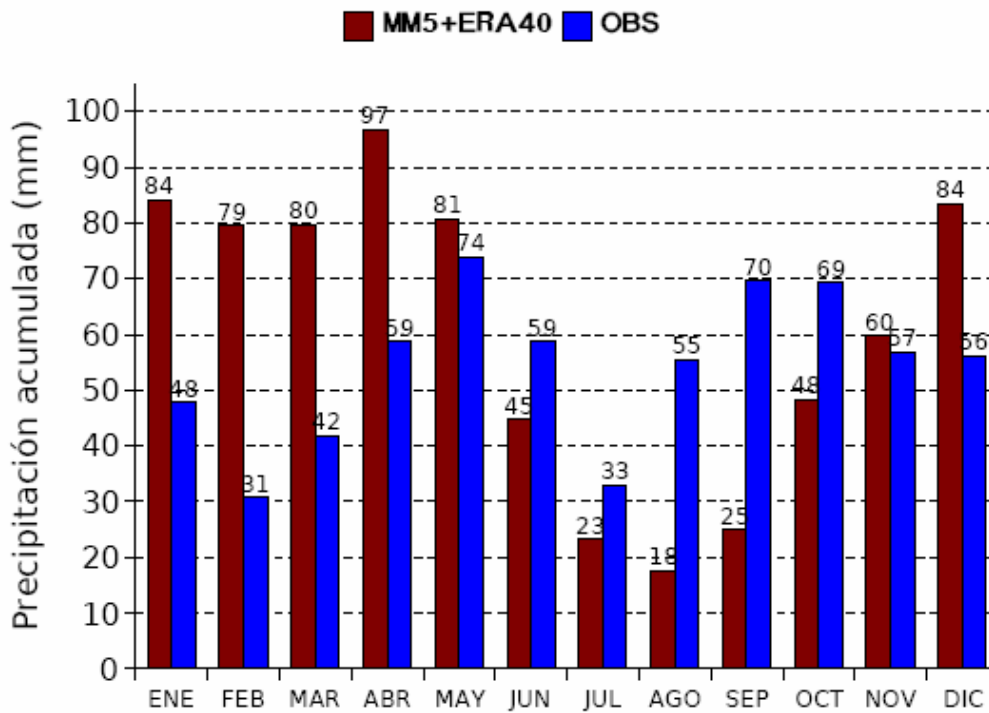
En relación a las anomalías de precipitación, se han calculado como el porcentaje de variación respecto al valor medio de la precipitación para todo el periodo simulado (1971–2000) según la Ec. 8-1.

$$a = 100 \frac{(pp - \overline{pp})}{\overline{pp}} \quad \text{Ec. 8-1}$$

donde, a es la anomalía de precipitación anual.
 pp es la precipitación anual.
 \overline{pp} es la media aritmética de la precipitación anual para todo el periodo de estudio.

En la Figura 8.9 se muestra la evolución de las anomalías de precipitación anual media para el conjunto de Catalunya obtenidas con la simulación MM5+ERA40 para los dominios de 15 km (Figura 8.9a) y 45 km (Figura 8.9b). En cada una de estas figuras se presenta además la evolución de las anomalías obtenidas a partir de la malla de observaciones. El resultado más destacable es que la simulación reproduce razonablemente bien la evolución de las anomalías medias de precipitación anual, es decir la variabilidad interanual de la precipitación. En particular el modelo parece capturar la disminución de precipitación en la década de los años 80 del siglo XX y en el periodo 1995–2000 en comparación con el periodo más lluvioso 1970–1980. La correlación entre las observaciones y los datos obtenidos a partir del modelo es estadísticamente significativa, con un valor de +0,60 para la salida del dominio de integración de 15 km y +0,61 para el de 45 km. Nuevamente, a penas existen diferencias entre las salidas del dominio de 45 km y el de 15 km.

a) Comparación ciclo anual precip. med. en Catalunya
MM5+ERA40 a 15 km vs OBS (1971-2000)



b) Comparación ciclo anual precip. med. en Catalunya
MM5+ERA40 a 45 km vs OBS (1971-2000)

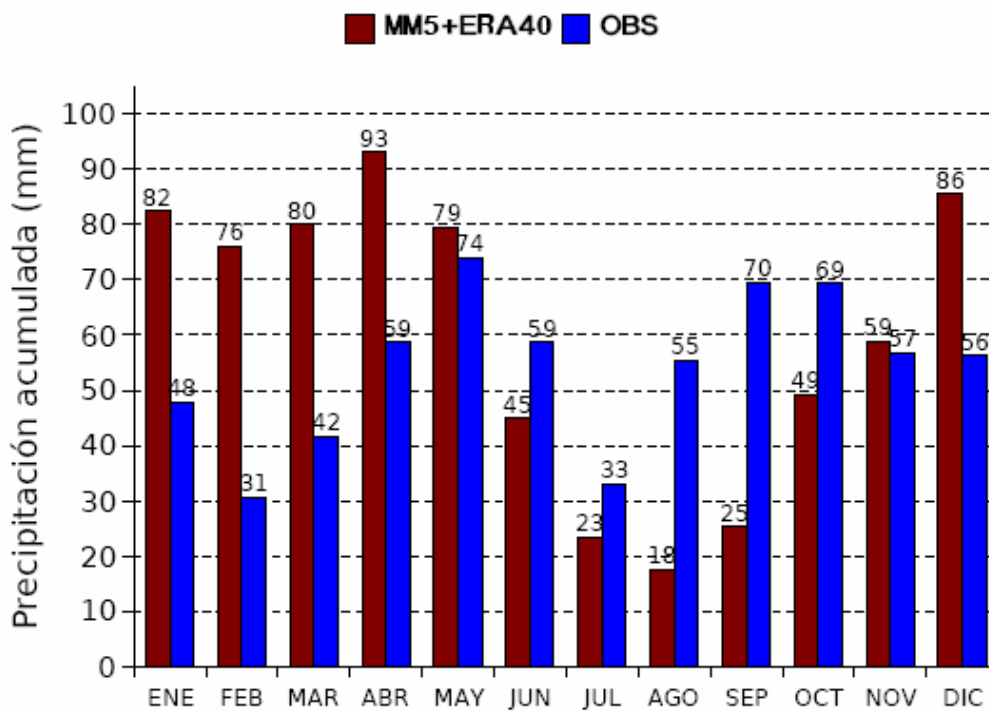
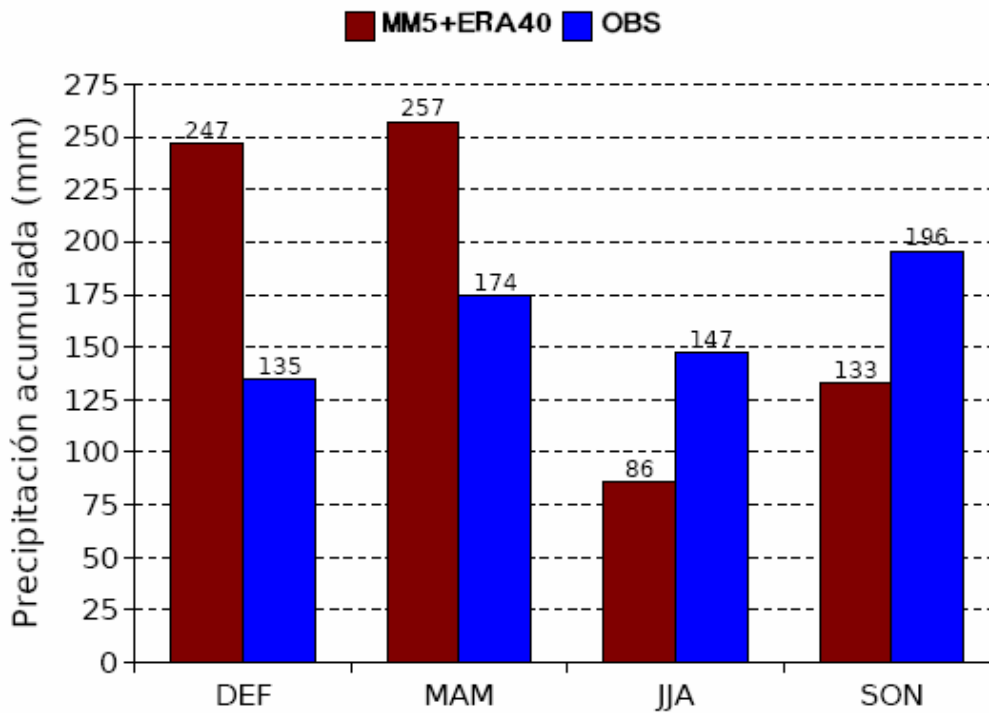


Figura 8.7. Comparación con la malla de observaciones del ciclo anual medio de la precipitación obtenido por la simulación MM5+ERA40 para los dominios de 45 km (a) y 15 km (b) para el periodo 1971-2000.

a) Comparación ciclo estacional precip. med. en Catalunya
MM5+ERA40 a 15 km vs OBS (1971-2000)



b) Comparación ciclo estacional precip. med. en Catalunya
MM5+ERA40 a 45 km vs OBS (1971-2000)

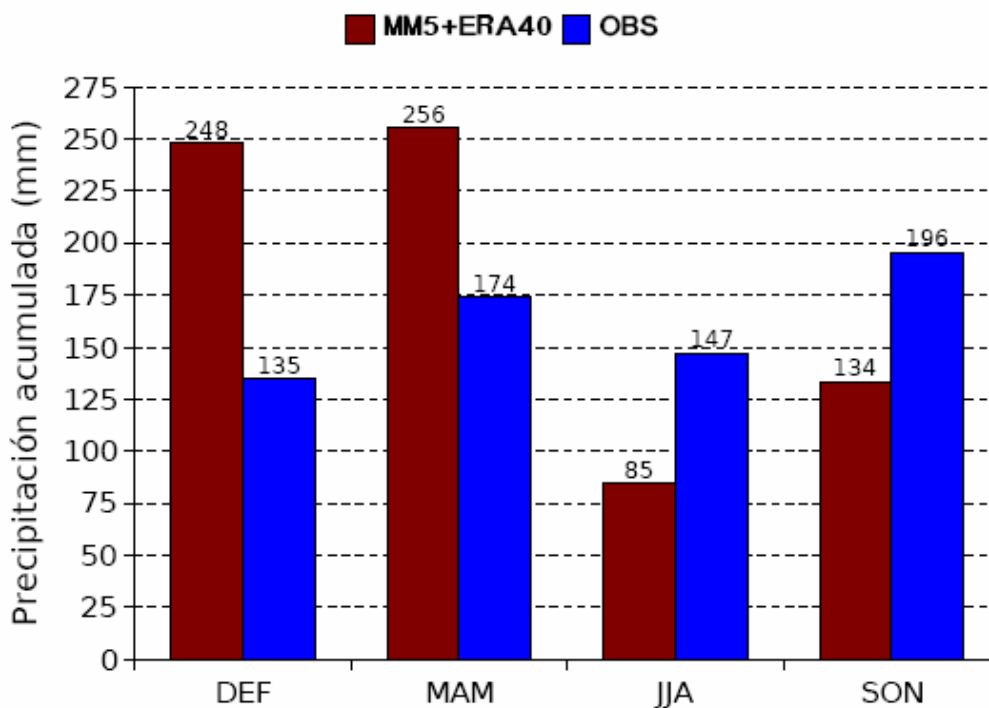


Figura 8.8. Comparación con la malla de observaciones del ciclo estacional medio de la precipitación obtenido por la simulación MM5+ERA40 para los dominios de 45 km (a) y 15 km (b) para el periodo 1971–2000.

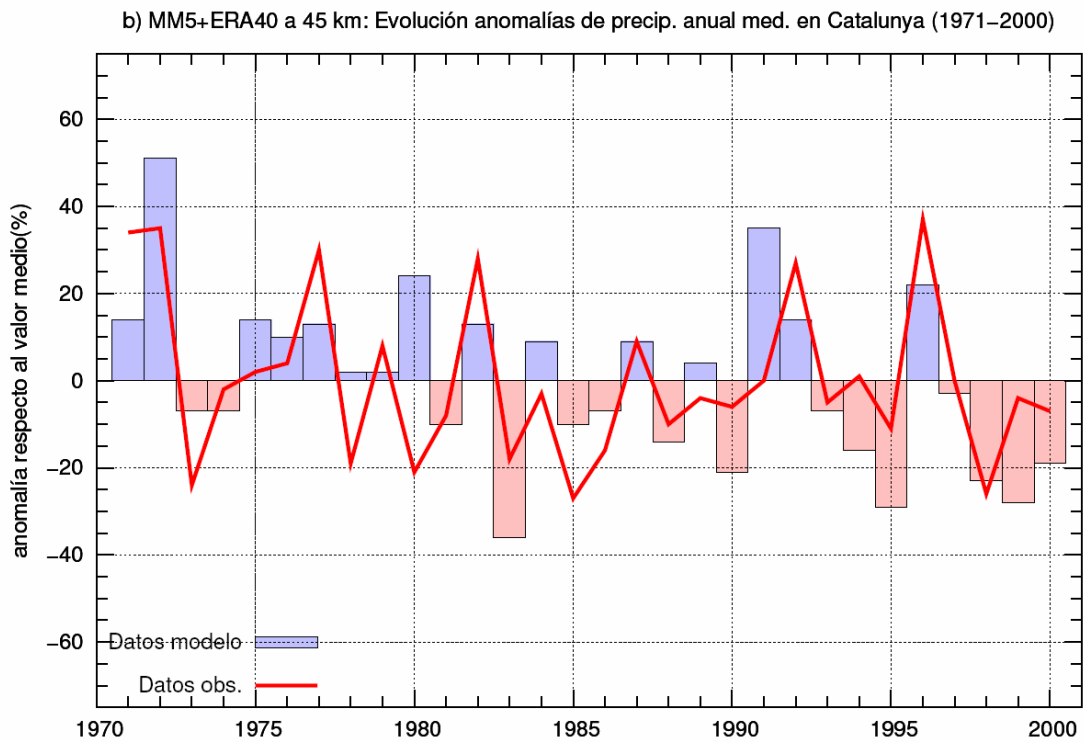
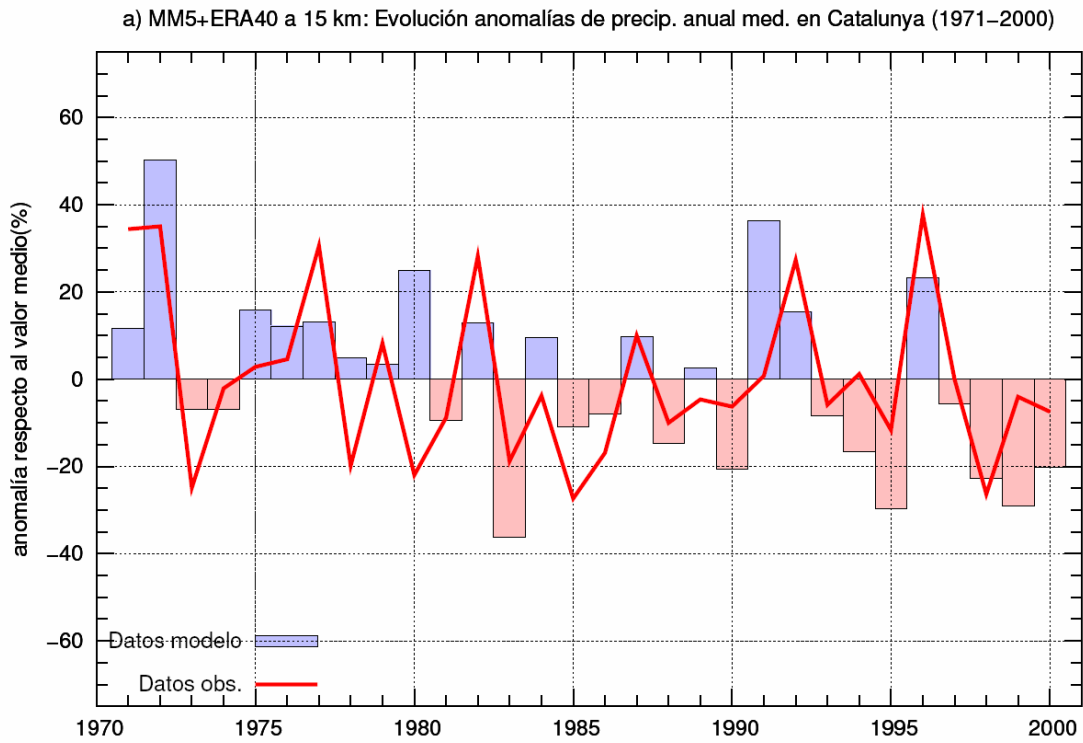


Figura 8.9. Evolución de las anomalías medias anuales de la precipitación obtenida por la simulación MM5+ERA40 (barras azules y rojas) y de la precipitación media anual en Catalunya a partir de 1.100 observatorios (línea roja) para el periodo 1971–2000.

Para averiguar si la integración simula correctamente la evolución de los extremos hídricos y, en especial las inundaciones CAT, en Catalunya se debe realizar la comparación con una variable derivada de las precipitaciones extremas. En el Capítulo 6, se analizó la relación entre las inundaciones producidas en la Ciudad de Barcelona y la precipitación diaria en la misma ciudad. Se encontró el valor de 50 *mm* como el umbral de precipitación diaria a partir del cual se habían producido inundaciones en la Ciudad de Barcelona. Así pues, se ha calculado la anomalía anual del número total de días simulados con precipitación superior a 50 *mm* como variable a comparar con las inundaciones CAT. Esta variable se ha calculado sólo para los puntos de malla de los dominios de 15 y 45 *km* de la integración MM5+ERA40 que se encuentran en la zona de Catalunya.

En la Figura 8.10 se presenta la comparación entre anomalías medias anuales del número total de días con precipitación superior a 50 *mm* (*AND+50*) obtenidas de la simulación MM5+ERA40 y el índice de inundaciones CAT de Catalunya para el periodo 1971–2000. Los valores que se representan se han suavizado con una media móvil de cinco años para poder apreciar mejor la evolución de ambas variables. La comparación entre ambas variables ofrece resultados razonables. En particular la simulación reproduce las variaciones decadales observadas en las inundaciones CAT. El modelo muestra un máximo de episodios extremos de precipitación a principios de los años 80 del siglo XX consistente con una mayor frecuencia de inundaciones CAT, así como una menor frecuencia de episodios extremos coincidente con una menor ocurrencia de inundaciones CAT en el periodo 1985–2000. Además, la correlación entre los valores simulados y los observados es estadísticamente significativa y alcanza un valor de +0,64 para el dominio de 15 *km* y de +0,62 para el de 45 *km*. Tampoco aquí son apreciables diferencias destacables entre la evolución de las *AND+50* del dominio de 15 *km* y el de 45 *km*.

Dado que a penas existen diferencias apreciables entre la evolución media de las anomalías de precipitación anual calculadas en los dos dominios de integración, no es necesario realizar simulaciones con una resolución por debajo de los 45 *km* si se quiere sólo analizar tal evolución y se disponen de pocos recursos informáticos (poca CPU o/y poco espacio en disco). Lo mismo se puede concluir para el estudio de los ciclos medios anual y estacional de la precipitación, así como la evolución de la precipitación extrema para toda Catalunya. En cambio, a raíz de los resultados aquí encontrados, sí que son necesarias simulaciones a 15 *km* o a mayor resolución si se quiere estudiar la distribución espacial de la precipitación, ya que por resoluciones superiores a 15 *km* no se resuelve correctamente por la simulación el máximo pluviométrico de la zona NE de Catalunya. Esta zona como se ha dicho anteriormente es muy importante para la evaluación de los recursos hídricos de la zona, ya que es donde se encuentran las cabeceras de los ríos que abastecen el área metropolitana de la Ciudad de Barcelona.

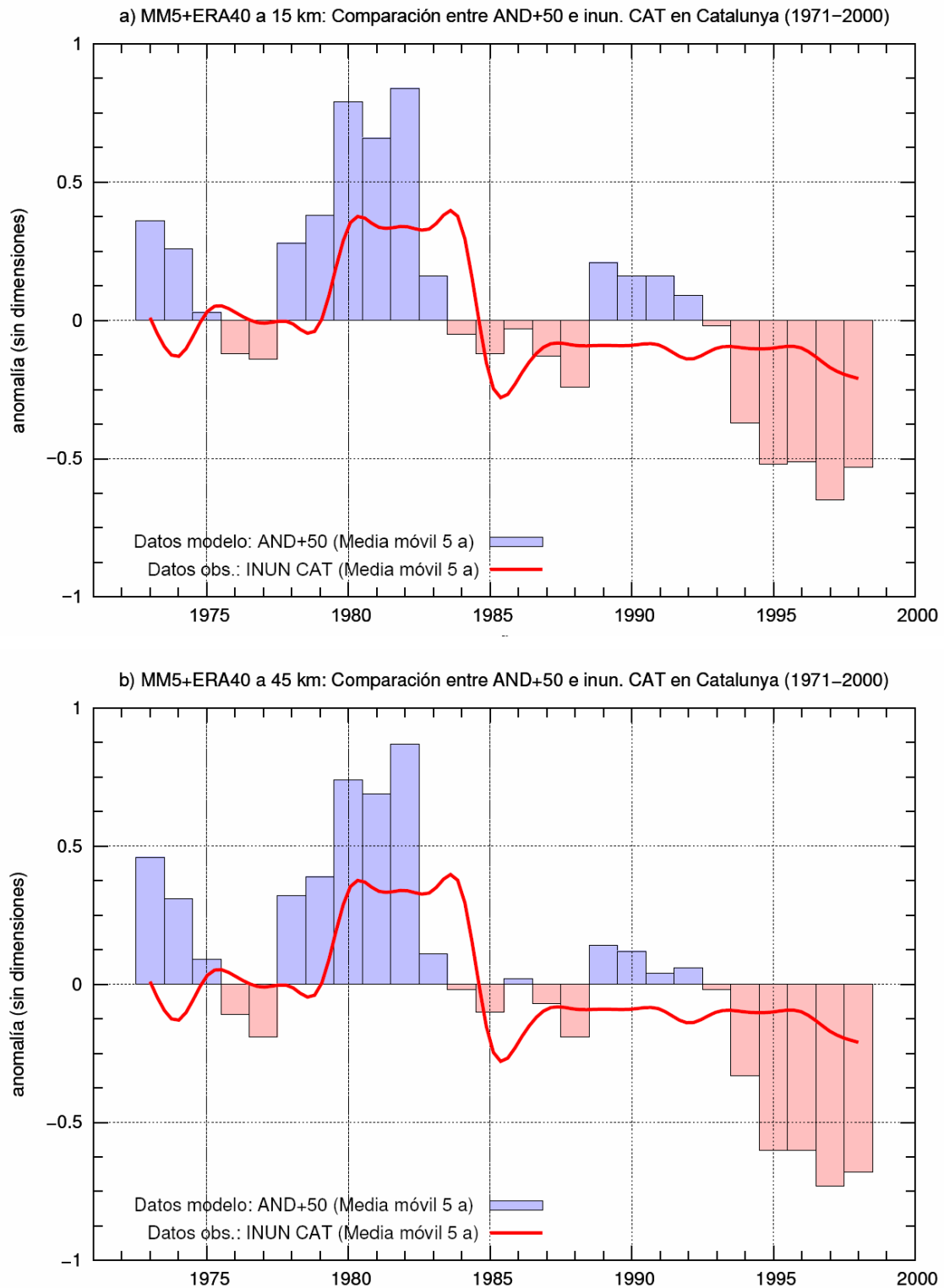


Figura 8.10. Comparación entre las anomalías medias anuales del número de días con precipitación superior a 50 mm (AND+50) obtenidos con la simulación MM5+ERA40 para los dominios de integración de 15 km (a) y 45 km (b) y el índice de inundaciones catastróficas de Catalunya (1971–2000). Valores suavizados con una media móvil de 5 años.

8.5 Estudio de las inundaciones del periodo 1971–2000

En este apartado se analizan los episodios de inundaciones recientes (1971–2000) en Catalunya a partir de un ACJ (Análisis en Conglomerados Jerárquico) de los campos de SLP del dominio de 135 km de la simulación MM5+ERA40 a las 00 UTC. El objetivo es identificar los TPs asociados a inundaciones. Después se comparan los TPs encontrados para el periodo 1971–2000 con los obtenidos para el mismo periodo con los datos de los Reanálisis del ERA40 (condiciones observadas) para comprobar la habilidad del modelo MM5 para reproducir los TPs observados. Finalmente, se evalúa si la simulación MM5+ERA40 es capaz de reproducir la distribución estacional y anual de eventos de precipitación extrema a partir de la identificación de los días simulados con precipitación superior a 50 mm.

La identificación de los episodios de inundación para el periodo 1971–2000 se ha basado en los datos de las cronologías de inundaciones principales y secundarias de Catalunya (Capítulo 2), en los datos de Llasat (1987), Barriendos y Pomés (1993), Martín-Vide y Llasat (2000), Barnolas Viladés (2004), Barnolas y Llasat (2007a,b) y en el trabajo desarrollado en este capítulo. Con toda esta información se han documentado un total de 500 inundaciones producidas en 236 localidades catalanas (Figura 8.11) durante el periodo 1971–2000.

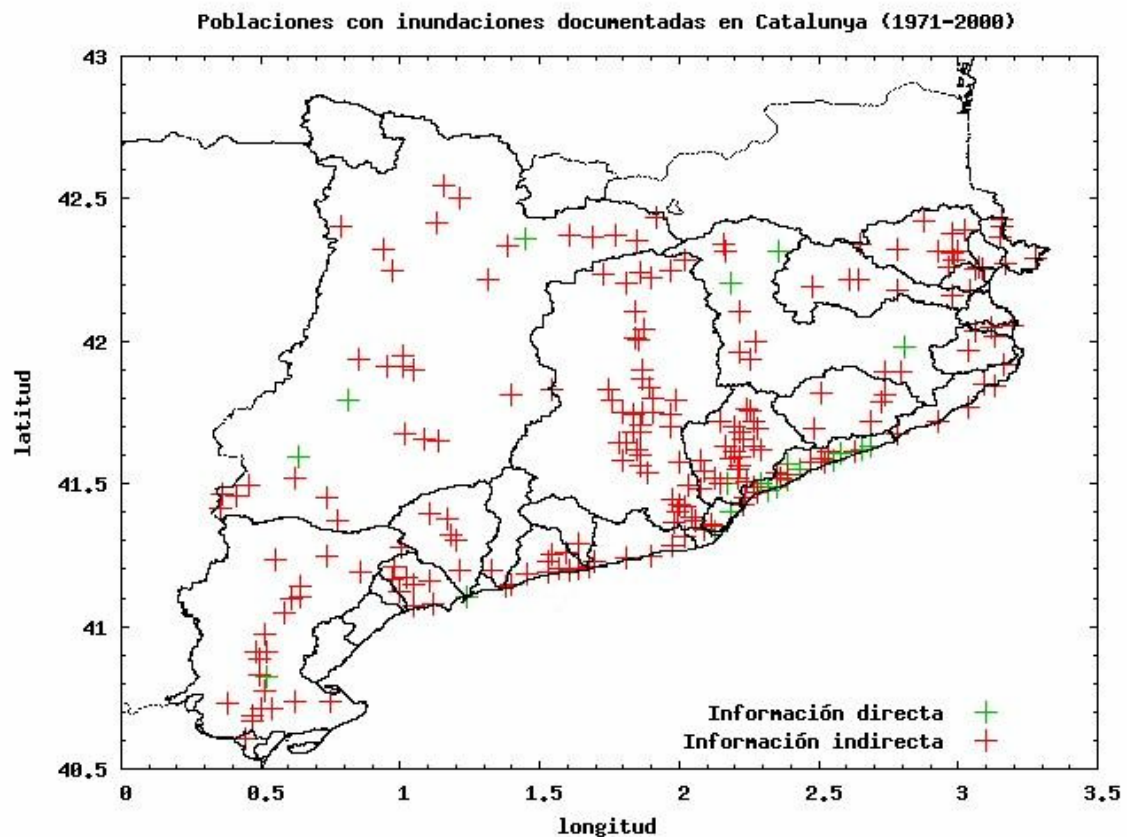


Figura 8.11. Localización de los 236 puntos de información sobre inundaciones en Catalunya durante el periodo 1971–2000.

La distribución temporal estacional y anual de las 500 inundaciones identificadas durante el periodo 1971–2000 se muestra en las Figura 8.12 y Figura 8.13, respectivamente. Otoño es la estación del año con un mayor porcentaje de inundaciones (69%), seguido de lejos por el verano (16%). El mismo comportamiento se observa para

las inundaciones CAT y EXT por separado, aunque en el caso de las inundaciones CAT la hegemonía del otoño aun es más marcada (81%). Por meses, octubre es el mes con un mayor número de inundaciones (24%), seguido por septiembre (23%). En abril no se produjo ninguna inundación durante el periodo 1971–2000 y en julio y marzo se registraron sólo el 1% del total de inundaciones. Para las inundaciones EXT la distribución es parecida a la total, exceptuando que la gran mayoría de inundaciones se produce en el mes de septiembre (25%) seguido de octubre (23%). En cambio, la distribución anual de las inundaciones CAT es bastante distinta a las de las TOT y EXT, siendo el mes de noviembre el que presenta un mayor porcentaje de inundaciones (36%) seguido de octubre (33%).

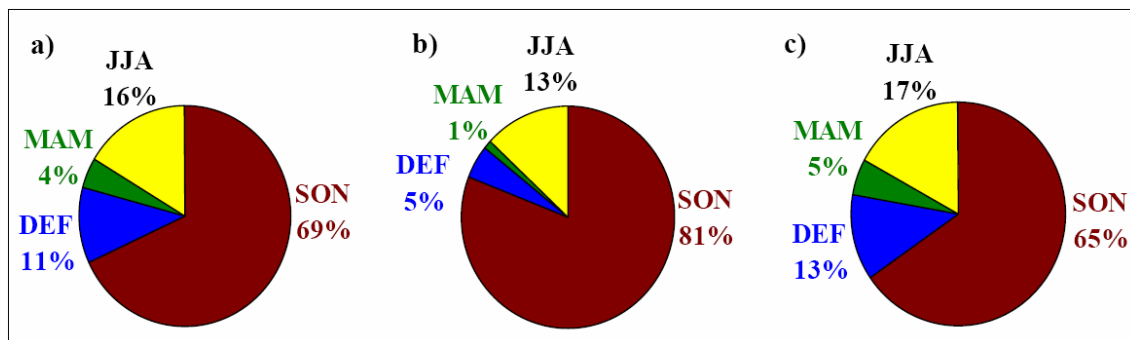


Figura 8.12. Distribución estacional de las 500 inundaciones identificadas en el periodo 1971–2000 en Catalunya: a) total, b) catastróficas y c) extraordinarias.

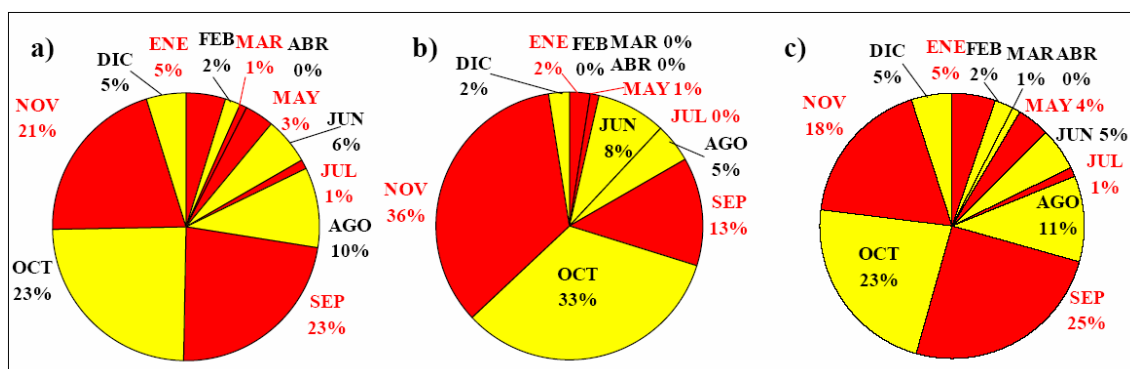


Figura 8.13. Distribución anual de las 500 inundaciones identificadas en el 1971–2000 en Catalunya: a) total, b) catastróficas y c) extraordinarias.

Las 500 inundaciones identificadas en el periodo 1971–2000 se han agrupado en episodios meteorológicos siguiendo, por un lado, el mismo criterio que se utilizó en el Capítulo 4 para el estudio de las inundaciones durante el periodo anómalo 1840–1870 y por otro lado utilizando los episodios definidos en los trabajos previos de Martín-Vide y Llasat (2000), Barnolas Viladés (2004) y Barnolas y Llasat (2007a,b). Ocho inundaciones de las 500 documentadas no se han podido asignar a ningún episodio meteorológico porque no se conoce la fecha exacta de la inundación (sólo el año y el mes de ocurrencia). En total se han definido 99 episodios meteorológicos (Tabla 8.2). Este valor comporta una media de 3,3 episodios de inundación por año. También en valor medio, cada uno de estos episodios meteorológicos ha producido 0,9 inundaciones CAT y 4,1 inundaciones EXT. El 80% de los episodios producidos en el periodo 1971–2000 fueron de carácter EXT y el 20% CAT. La duración de la gran mayoría de los episodios meteorológicos identificados es de tan sólo un día (duración media de 1,6 días por episodio). Destaca por su duración el episodio CAT del 28/09/1987 al 05/10/1987, con ocho días de duración, el cual produjo acumulaciones de precipitación superiores a los 400 mm en el Aeropuerto de Barcelona durante todo el episodio. El

episodio que produjo un mayor impacto (mayor número de inundaciones) fue el episodio CAT del 06/11/1982 al 09/11/1982, el cual produjo 39 inundaciones EXT y 17 CAT (56 inundaciones en total). Durante este episodio se registraron más de 500 mm en el observatorio pirenaico de La Molina (Girona).

N	Inicio	Final	EXT	CAT	Ct	N	Inicio	Final	EXT	CAT	Ct
1	20/09/1971	23/09/1971	17	7	C	51	04/08/1990	04/08/1990	1	0	E
2	04/12/1971	06/12/1971	5	2	C	52	06/08/1990	07/08/1990	1	0	E
3	03/09/1972	04/09/1972	11	1	C	53	04/09/1990	04/09/1990	1	0	E
4	02/09/1973	02/09/1973	1	0	E	54	09/05/1991	09/05/1991	2	0	E
5	07/09/1973	08/09/1973	7	1	C	55	25/09/1991	25/09/1991	4	0	E
6	22/09/1973	22/09/1973	1	0	E	56	01/12/1991	03/12/1991	2	0	E
7	17/09/1974	17/09/1974	3	1	C	57	10/06/1992	10/06/1992	1	0	E
8	16/08/1975	16/08/1975	1	0	E	58	16/06/1992	16/06/1992	2	0	E
9	25/08/1975	25/08/1975	1	0	E	59	22/06/1992	22/06/1992	6	0	E
10	31/08/1975	31/08/1975	5	0	E	60	26/09/1992	26/09/1992	3	0	E
11	02/09/1975	02/09/1975	1	0	E	61	18/05/1993	18/05/1993	1	0	E
12	26/08/1976	26/08/1976	1	0	E	62	24/08/1993	24/08/1993	1	0	E
13	28/08/1976	28/08/1976	2	0	E	63	26/08/1993	26/08/1993	6	0	E
14	06/01/1977	07/01/1977	6	2	C	64	11/09/1993	11/09/1993	1	0	E
15	17/05/1978	18/05/1978	6	0	E	65	30/09/1993	30/09/1993	4	0	E
16	23/05/1977	23/05/1977	0	1	C	66	13/09/1993	14/09/1993	1	0	E
17	22/06/1977	22/06/1977	2	0	E	67	17/09/1993	17/09/1993	3	0	E
18	18/10/1977	18/10/1977	2	2	E	68	20/09/1994	23/09/1994	2	0	E
19	08/07/1978	08/07/1978	1	0	E	69	09/10/1994	11/10/1994	28	18	C
20	23/08/1978	23/08/1978	1	0	E	70	18/10/1994	18/10/1994	1	0	E
21	04/09/1978	04/09/1978	6	0	E	71	04/11/1994	04/11/1994	2	5	C
22	19/01/1979	20/01/1979	3	0	E	72	24/08/1995	24/08/1995	3	0	E
23	04/10/1979	04/10/1979	6	0	E	73	21/09/1995	21/09/1995	2	1	C
24	21/08/1981	21/08/1981	1	0	E	74	22/01/1996	23/01/1996	1	0	E
25	03/09/1981	03/09/1981	3	0	E	75	29/01/1996	30/01/1996	3	0	E
26	16/01/1982	16/01/1982	3	0	E	76	02/09/1996	03/09/1996	4	0	E
27	16/02/1982	17/02/1982	9	0	E	77	17/09/1996	17/09/1996	1	0	E
28	27/03/1982	27/03/1982	1	0	E	78	12/10/1996	14/10/1996	0	1	C
29	23/07/1982	23/07/1982	1	0	E	79	17/11/1996	18/11/1996	1	0	E
30	01/08/1982	01/08/1982	1	0	E	80	05/12/1996	05/12/1996	1	0	E
31	04/08/1982	04/08/1982	1	4	C	81	22/01/1997	25/01/1997	6	0	E
32	06/11/1982	09/11/1982	39	18	C	82	07/11/1997	07/11/1997	2	0	E
33	04/10/1983	04/10/1983	1	0	E	83	26/11/1997	26/11/1997	1	0	E
34	06/11/1983	08/11/1983	6	0	E	84	18/12/1997	19/12/1997	8	0	E
35	15/11/1983	15/11/1983	2	0	E	85	18/08/1998	18/08/1998	3	0	E
36	09/11/1984	09/11/1984	4	0	E	86	28/08/1998	28/08/1998	1	0	E
37	01/03/1986	01/03/1986	4	0	E	87	15/06/1999	15/06/1999	1	0	E
38	25/09/1986	25/09/1986	1	0	E	88	11/08/1999	11/08/1999	2	0	E
39	02/10/1986	02/10/1986	2	0	E	89	03/09/1999	03/09/1999	1	0	E
40	13/10/1986	14/10/1986	3	1	C	90	07/09/1999	07/09/1999	1	0	E
41	28/09/1987	05/10/1987	29	3	C	91	14/09/1999	15/09/1999	20	0	E
42	04/12/1987	04/12/1987	3	0	E	92	26/09/1999	26/09/1999	1	0	E
43	27/05/1988	27/05/1988	1	0	E	93	12/11/1999	13/11/1999	6	1	C
44	10/11/1988	12/11/1988	10	3	C	94	09/06/2000	10/06/2000	5	7	C
45	28/06/1989	28/06/1989	2	0	E	95	10/07/2000	10/07/2000	3	0	E
46	05/08/1989	05/08/1989	5	0	E	96	04/08/2000	04/08/2000	4	0	E
47	31/08/1989	31/08/1989	2	0	E	97	19/09/2000	19/09/2000	3	0	E
48	28/10/1989	28/10/1989	3	0	E	98	20/10/2000	24/10/2000	17	3	C
49	16/11/1989	16/11/1989	0	2	C	99	22/12/2000	24/12/2000	2	0	E
50	22/05/1990	23/05/1990	6	0	E						

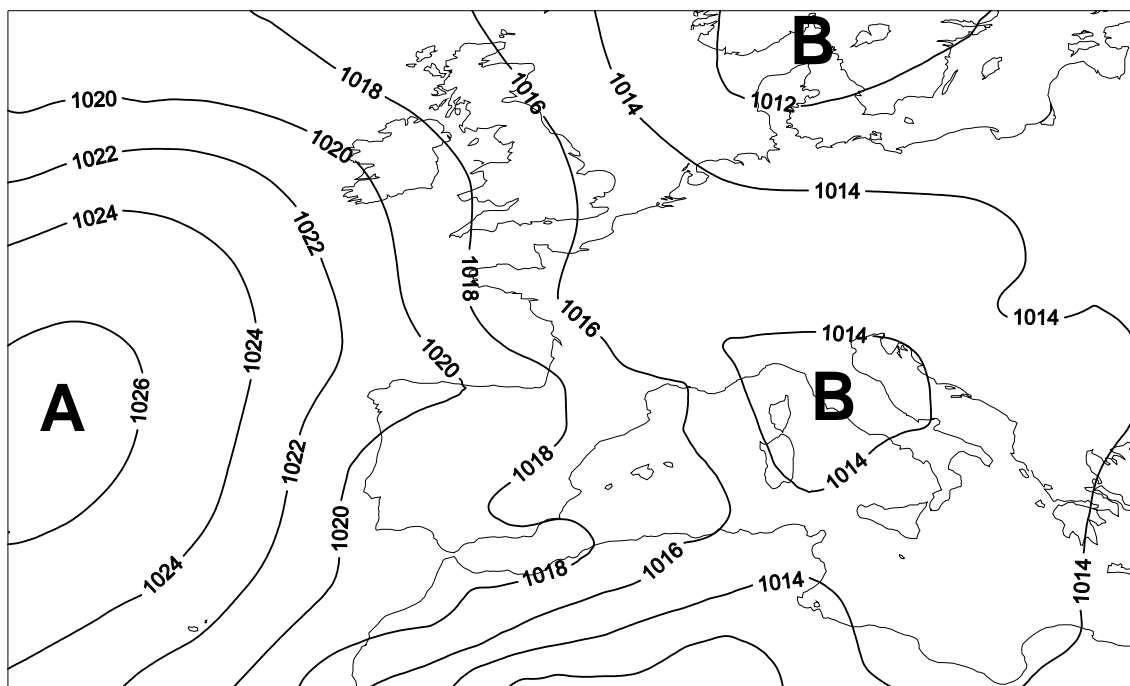
Tabla 8.2. Listado de los episodios meteorológicos asociados a inundaciones en Catalunya (1971–2000). (Ct) es la categoría del episodio meteorológico: Catastrófico (C) si se registró al menos una inundación catastrófica y extraordinario (E) si no se registró ninguna inundación catastrófica y al menos se produjo una única inundación extraordinaria. En negrita están señalizados los episodios catastróficos con un mayor impacto (> 9 EXT ó > 5 CAT).

Los 99 episodios de inundación definidos representan en total 154 días a analizar, para los cuales se han extraído los campos de SLP a las 00 UTC del dominio de 135 km de la simulación MM5+ERA40. A estos campos se les ha aplicado un ACJ para definir los TPs principales asociados a las 500 inundaciones documentadas en el periodo 1971–2000. El ACJ se ha aplicado de la misma manera que para analizar las inundaciones del periodo anómalo 1840–1870 (Capítulo 4). En la Figura 8.14 aparecen representados el campo medio de SLP diario de los seis TPs asociados a todos los episodios de inundación del periodo 1971–2000 en Catalunya. Se han buscado sólo seis grupos, porque es el mismo número que se obtuvo para el periodo anómalo 1840–1870. Los seis TPs que se han obtenido se pueden designar de la siguiente manera, según el flujo de viento geostrofico asociado al campo de SLP (entre paréntesis se encuentra el porcentaje de casos de cada TP):

- i) TP1: Flujo del N o NW (~ 24%)
- ii) TP2: Flujo del SE (~ 6%)
- iii) TP3: Flujo meridional con baja en Galicia (~ 26%)
- iv) TP4: Flujo de levante (~ 13%)
- v) TP5: Pantano barométrico o bajas relativas (~ 11%)
- vi) TP6: Flujo meridional con baja en Islandia (~ 19%)

Al igual que en el caso del periodo anómalo 1840–1870 el TP que se da con más frecuencia (26%) es el caracterizado por un flujo de vientos del S en superficie sobre Catalunya (TP3), con altas presiones en Centroeuropa y bajas presiones en el Atlántico. El TP6 es muy parecido al TP3, con la diferencia que la baja en vez de estar situada en Galicia está cerca de Islandia. El TP3 representa el 27% del total de casos y el TP6 el 19%. Los tipos de tiempo TP3 y TP6 (46% del total de casos), además, concuerdan con el modelo conceptual asociado a precipitaciones intensas e inundaciones en el Mediterráneo Occidental (Llasat y Puigcerver, 1992, 1994; Palmieri y Clericci, 1992; Jansà *et al.*, 1995, 1996) explicado en el Capítulo 1. Hay que destacar que en el periodo 1971–2000 no hay un dominio claro de un TP sobre los otros, ya que tanto el TP3 como los TP1 y TP6 tienen una frecuencia de ocurrencia similar.

TP1 (SLP) - PERIODO 1971-2000



TP2 (SLP) - PERIODO 1971-2000

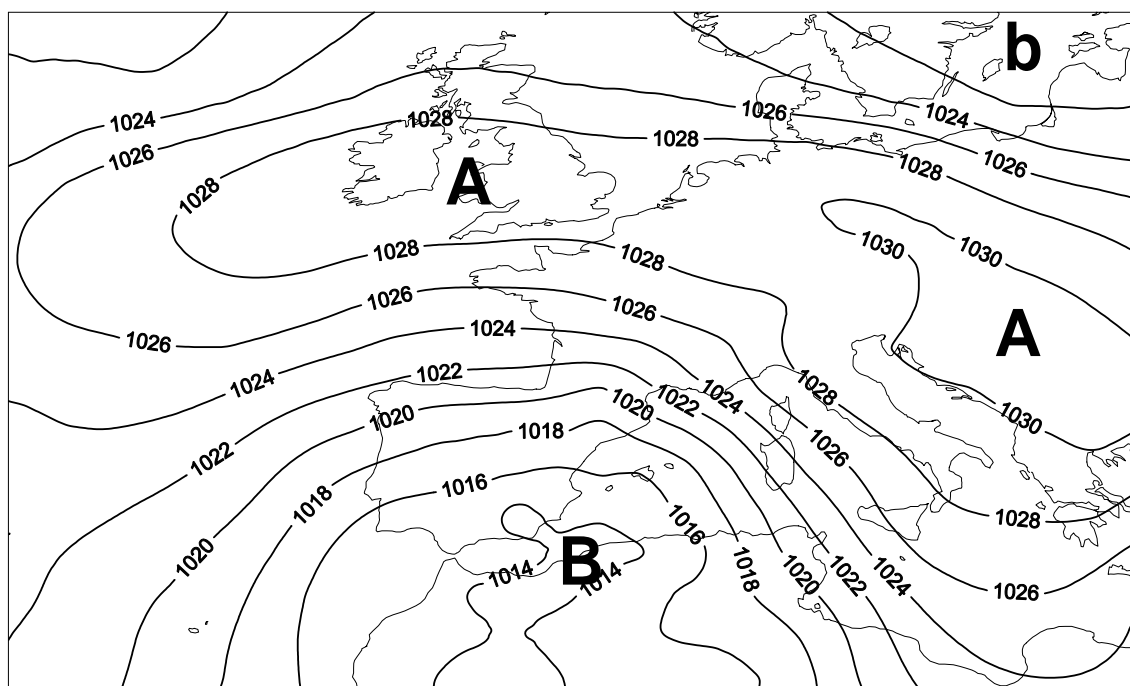
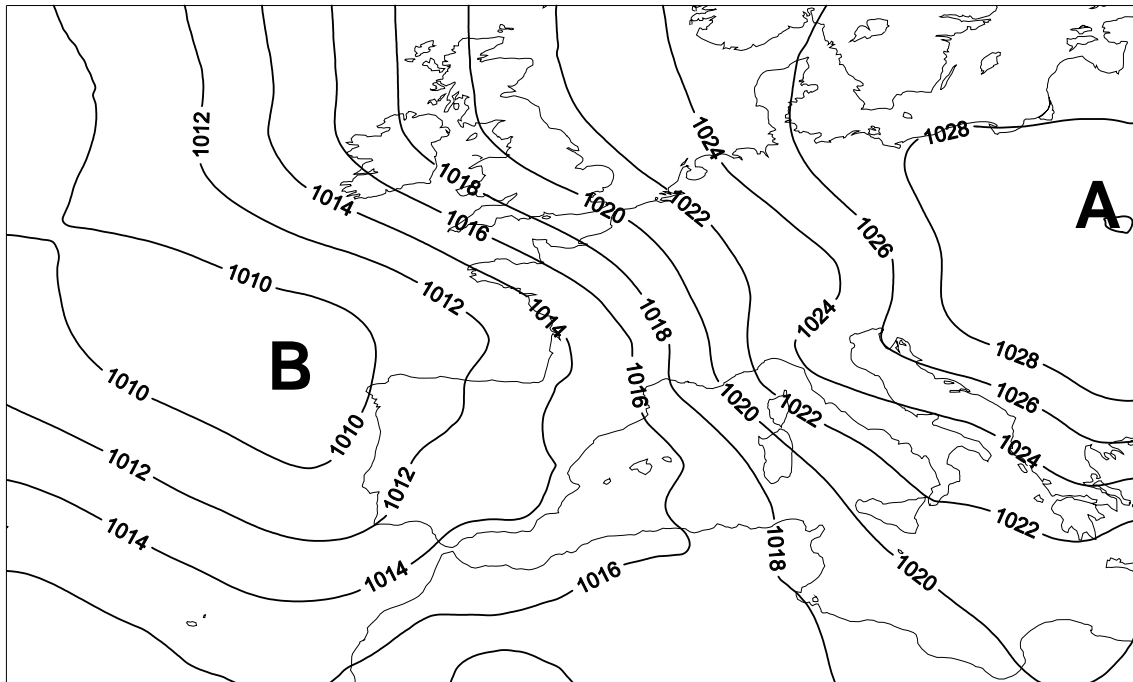


Figura 8.14. Tipos de tiempo asociados a inundaciones durante el periodo 1971–2000 obtenidos a partir de un ACJ del campo de SLP a las 00 UTC de la simulación MM5+ERA40 a 135 km. Las isóbaras están representadas cada 2 hPa.

TP3 (SLP) - PERIODO 1971-2000



TP4 (SLP) - PERIODO 1971-2000

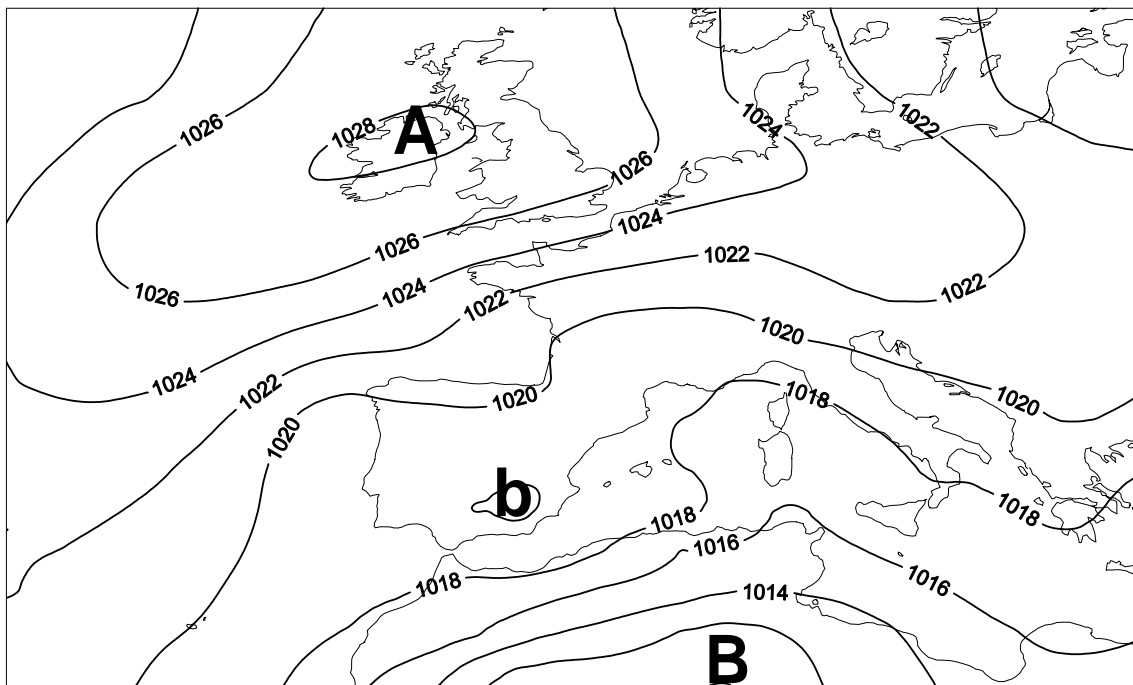
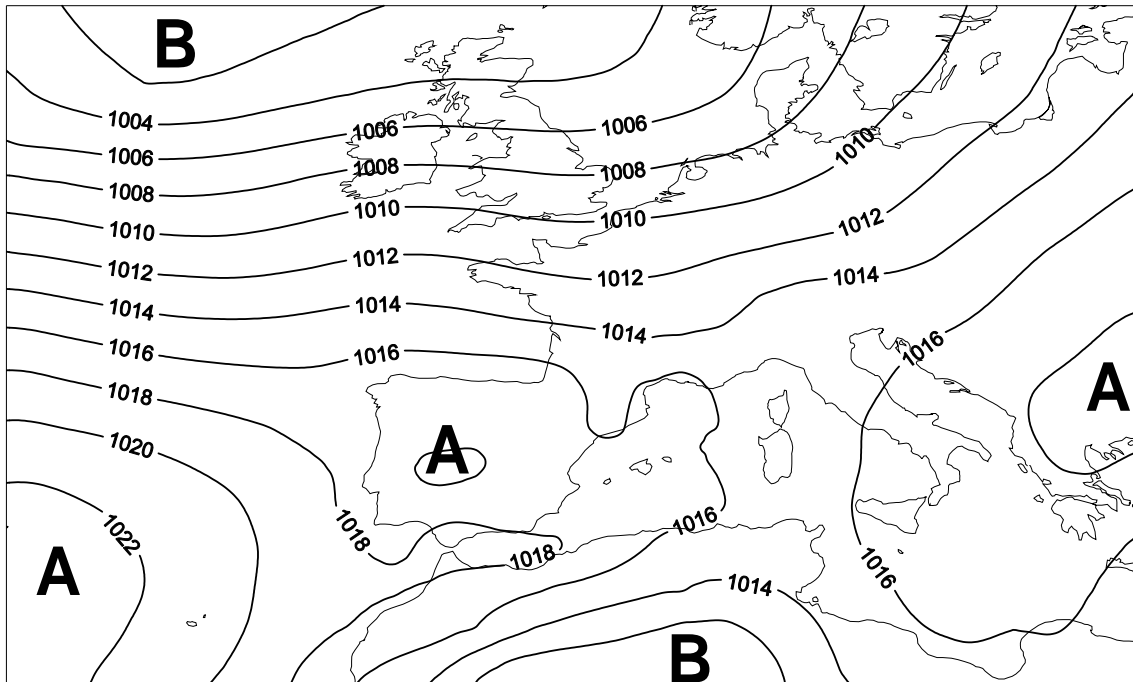


Figura 8.14. (cont.)

TP5 (SLP) - PERIODO 1971-2000



TP6 (SLP) - PERIODO 1971-2000

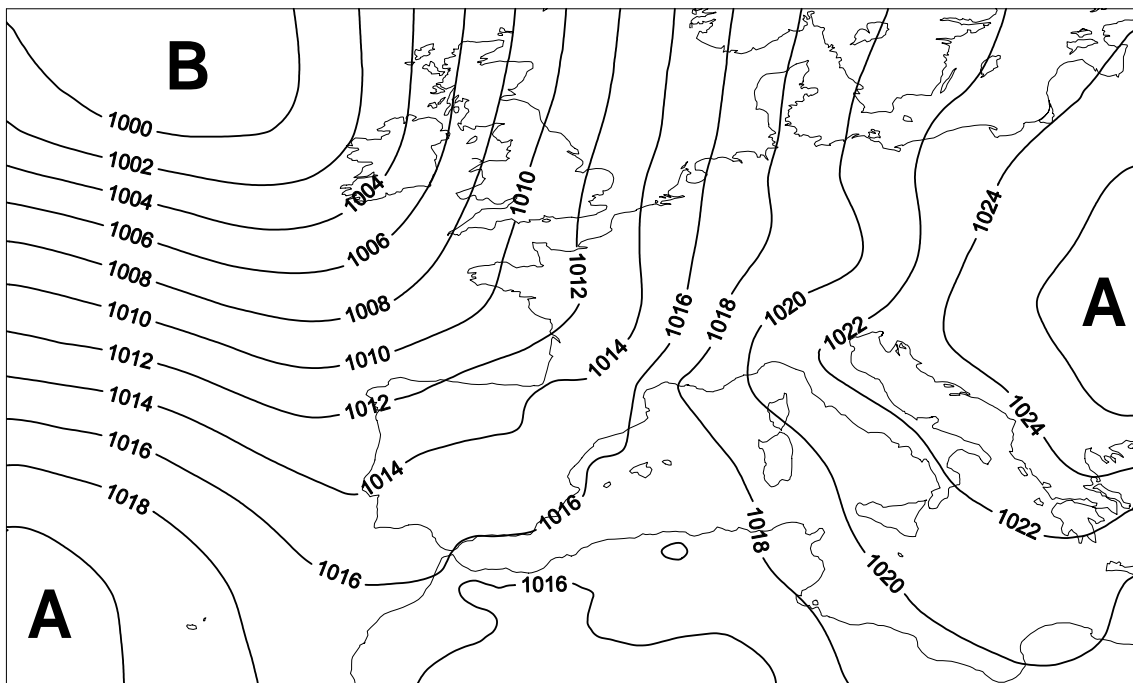
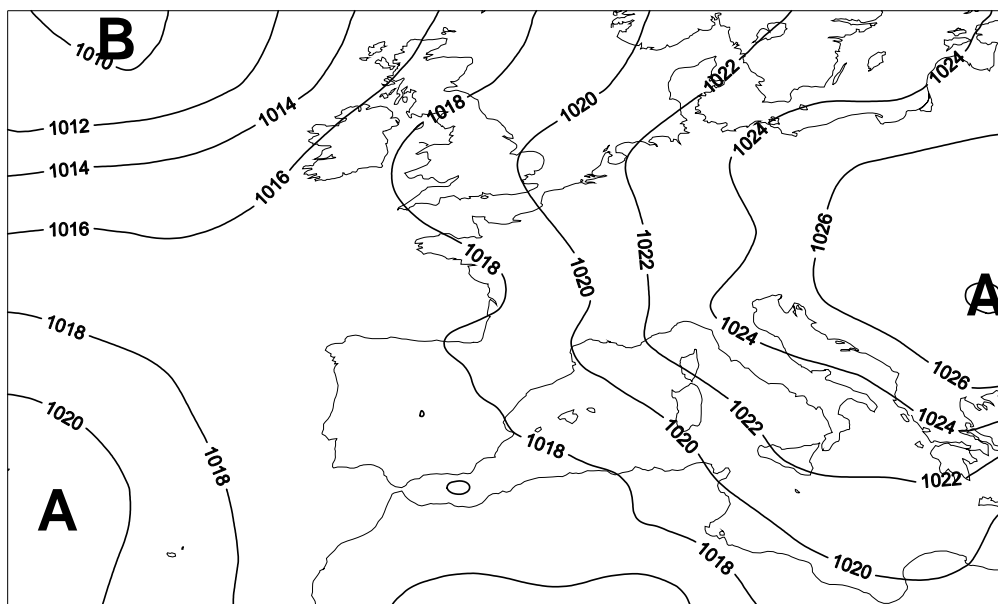


Figura 8.14. (cont.)

a) MM5+ERA40: Campo medio de SLP diario para episodios CAT (1971-2000)



b) MM5+ERA40: Campo medio de SLP diario para episodios EXT (1971-2000)

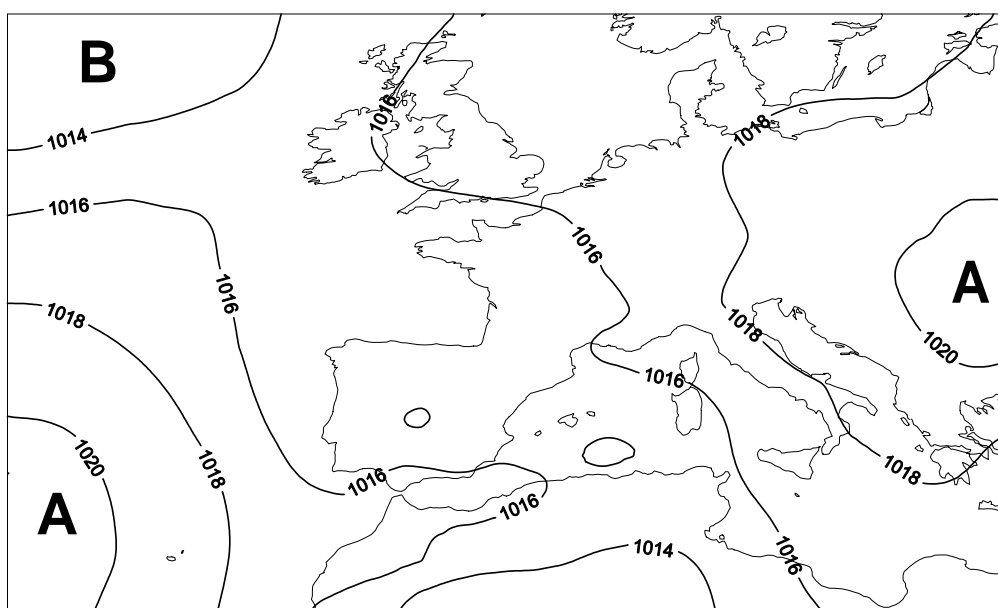


Figura 8.15. Campos medios de SLP diaria de la simulación MM5+ERA40 calculados para todos los días de los episodios meteorológicos catastróficos (a) y extraordinarios (b) en Catalunya (1971–2000). Las isóbaras están representadas cada 2 hPa.

Nº días (porcentaje)	TP1	TP2	TP3	TP4	TP5	TP6
	Flujo N-NW	Flujo SE	Flujo S c B en GAL	Flujo E	Pantano bar. o B relativa	Flujo S c B en ISL
CAT 51(33%)	3(2%)	6(4%)	16(10%)	7(5%)	4(3%)	15(10%)
EXT 103(67%)	34(22%)	3(2%)	25(16%)	13(8%)	13(8%)	15(10%)
TOT 154(100%)	37(24%)	9(6%)	41(26%)	20(13%)	17(11%)	30(20%)

Tabla 8.3. Distribución de los episodios meteorológicos (días) asociados a inundaciones según su categoría y tipo de tiempo en Catalunya para el periodo 1971–2000 a partir de la simulación MM5+ERA40. Los porcentajes están expresados respecto al total de casos (154 días). EXT se refiere a extraordinario, CAT, a catastrófico y TOT al número total de casos (EXT+CAT).

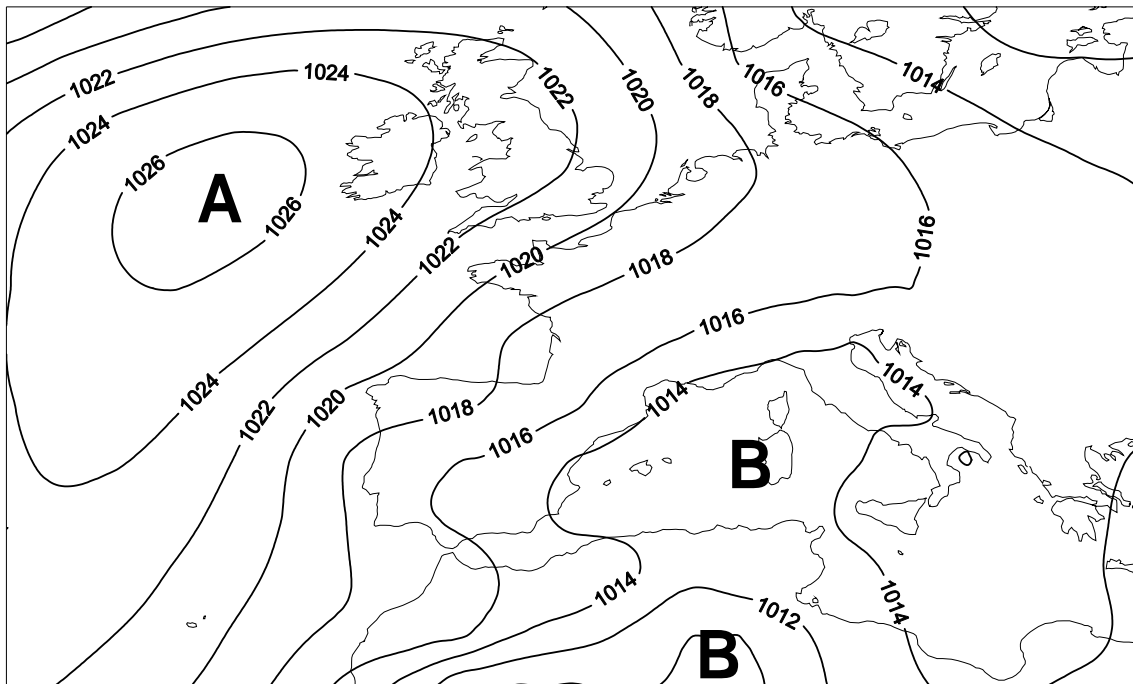
Si se analiza la distribución de los episodios de inundación según la categoría y el TP al que pertenecen (Tabla 8.3) se tiene que el TP3 concentra un 16% de días totales asociados a un episodio meteorológico CAT, siendo el TP que contiene la gran mayoría de episodios CAT (el 31% de todos los días correspondientes a los episodios CAT). Además, este TP es el que representa el mayor porcentaje de casos totales (26%). Si se representa el campo medio de la SLP diaria para todos los días asociados a episodios CAT (Figura 8.15a) se tiene un patrón de SLP muy parecido al TP3. Realizando lo mismo, pero para todos los episodios EXT, se obtiene un campo medio de la SLP diaria (Figura 8.15b) parecido al definido por el TP5 (Pantano barométrico). En este caso no existe correspondencia entre el TP en el que hay más episodios EXT y el campo medio que definen todos los episodios EXT.

Para comprobar la habilidad de la simulación MM5+ERA40 para reproducir los TPs asociados a inundaciones se han extraído los campos de SLP de los Reanálisis del ERA40 (condiciones observadas) para los 154 días identificados. Se ha aplicado un ACJ sobre estos campos de igual manera que se ha realizado para la simulación MM5+ERA40. Los TPs obtenidos para el ERA40 (Figura 8.16) son similares a los obtenidos por la simulación (Figura 8.14). En la Figura 8.16 se ha alterado el orden de los TPs obtenidos, para que así sea más fácil la comparación visual con los TPs obtenidos a partir de la simulación. Los TPs obtenidos se pueden designar de la siguiente manera, según el flujo de viento geostrófico asociado al campo de SLP que definen sobre Catalunya (entre paréntesis el porcentaje de casos de cada TP):

- i) TP1_ERA40: Flujo del SE (~ 7%)
- ii) TP2_ERA40: Flujo de E-NE (~ 9%)
- iii) TP3_ERA40: Flujo del N-NE (~ 16%)
- iv) TP4_ERA40: Baja relativa o pantano barométrico (~ 18%)
- v) TP5_ERA40: Flujo meridional con baja en Islandia (~ 34%)
- vi) TP6_ERA40: Flujo meridional con baja en Galicia (~ 16%)

Para poder evaluar la similitud entre los TPs obtenidos se ha analizado por un lado la correlación espacial entre los TPs obtenidos con la simulación MM5+ERA40 y los obtenidos directamente con los datos Reanálisis ERA40 (Tabla 8.4). Cinco de los TPs observados tienen un TP análogo muy claro en la simulación con una correlación superior a 0,86. La excepción es el TP5 para el que se obtiene una correlación con su TP equivalente (TP4_ERA40) de +0,74. Así pues la simulación MM5+ERA40 reproduce correctamente los TPs asociados a inundaciones en Catalunya. Sin embargo la distribución de episodios de inundación según TP observado y categoría (Tabla 8.5) no es la misma que la obtenida en la Tabla 8.3 para la simulación. Para comprobar la habilidad de la simulación en reproducir el TP asociado a cada inundación, se ha analizado el porcentaje de días en común entre TPs análogos (Tabla 8.4).

TP3_ERA40 (SLP) - PERIODO 1971-2000



TP1_ERA40 (SLP) - PERIODO 1971-2000

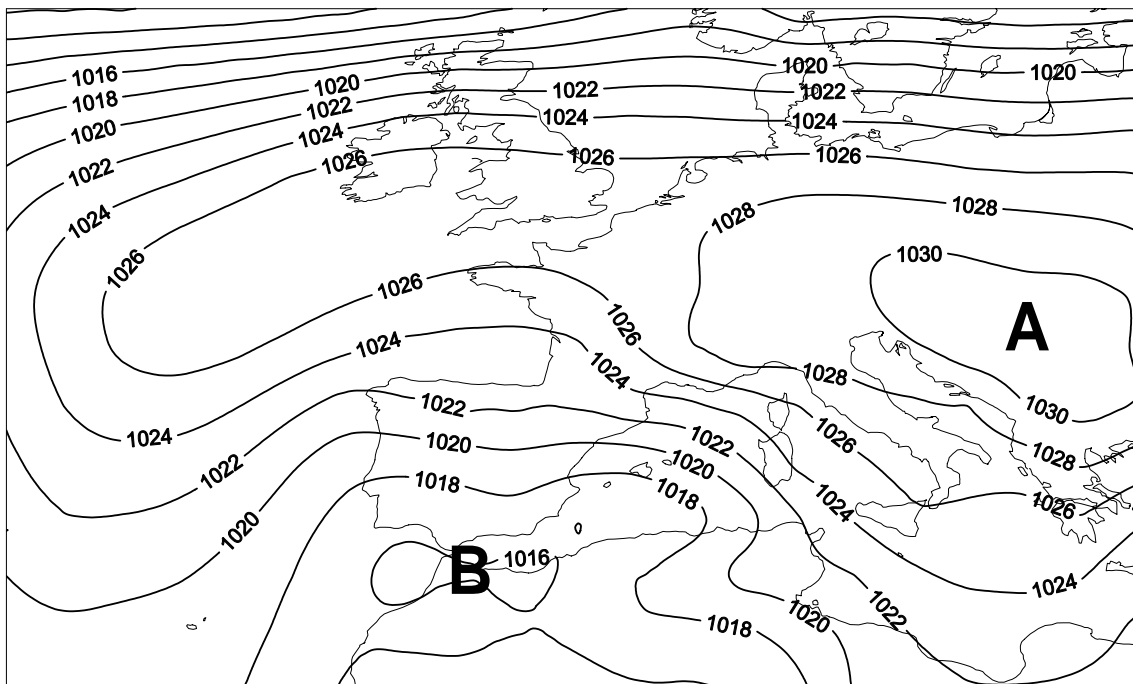
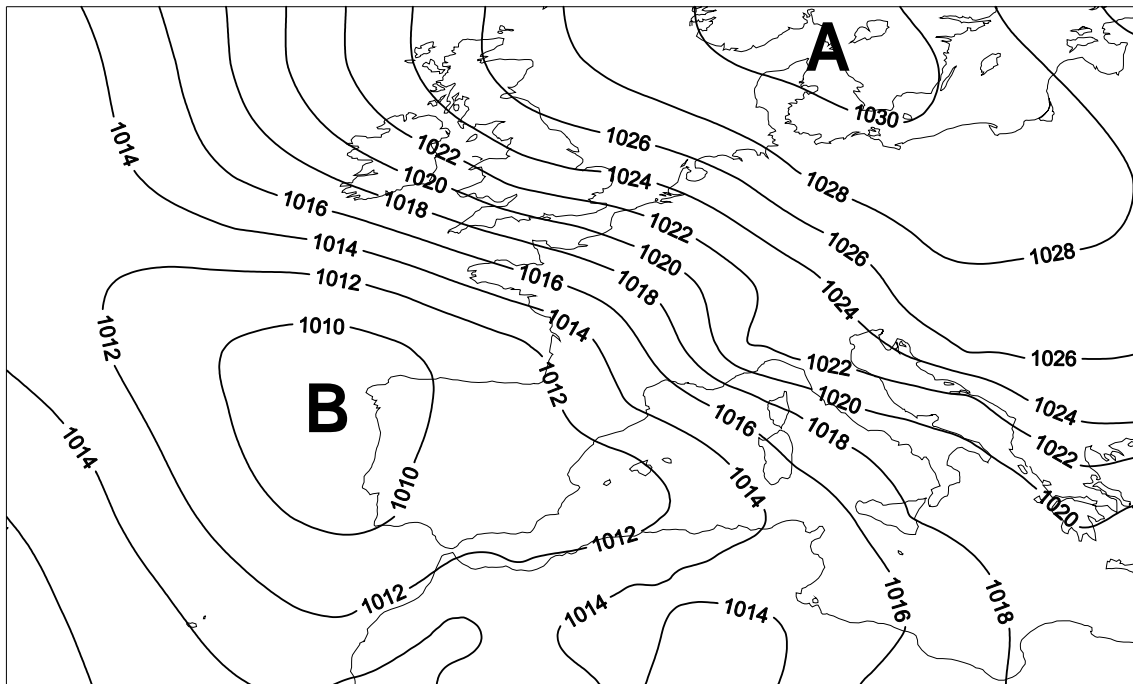


Figura 8.16. Tipos de tiempo asociados a inundaciones durante el periodo 1971–2000 en Catalunya obtenidos a partir de un ACJ de la salida del campo de SLP a las 00 UTC de los Reanálisis del ERA40 (condiciones observadas). Las isóbaras están representadas cada 2 hPa. El orden de los tipos de tiempo se ha alterado para que sea más fácil la comparación con los tipos encontrados para la simulación MM5+ERA40.

TP6_ERA40 (SLP) - PERIODO 1971-2000



TP2_ERA40 (SLP) - PERIODO 1971-2000

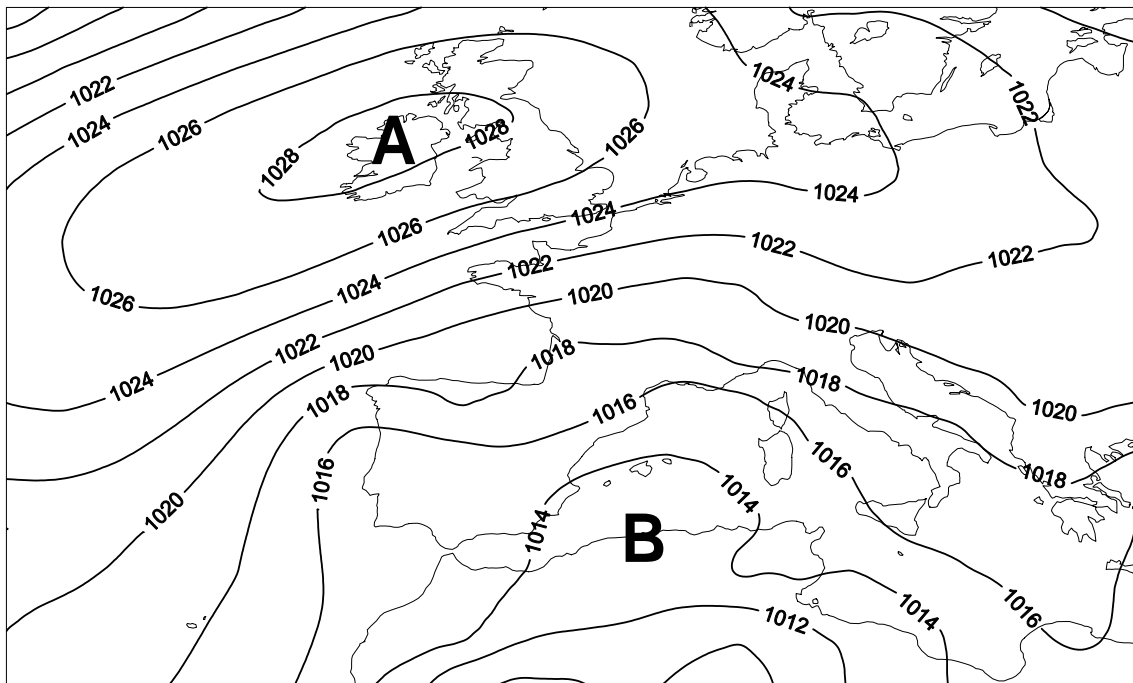
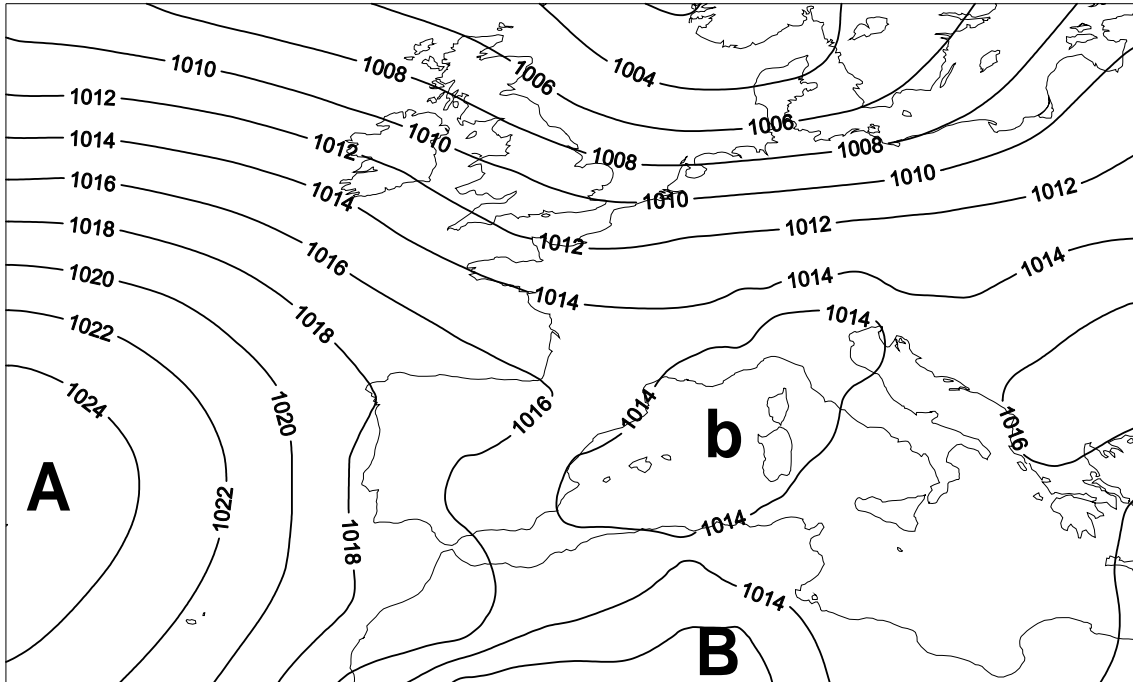


Figura 8.16. (cont.)

TP4_ERA40 (SLP) - PERIODO 1971-2000



TP5_ERA40 (SLP) - PERIODO 1971-2000

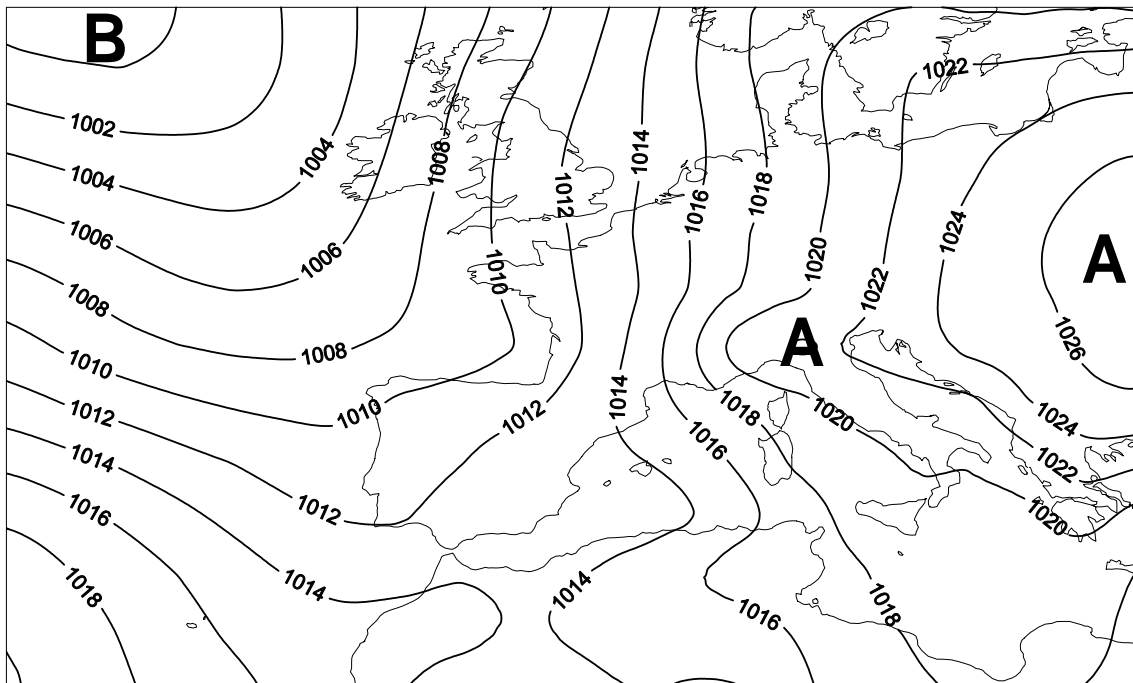


Figura 8.16. (cont.)

TPs		r
TP1	TP3_ERA40	+0,86
TP2	TP1_ERA40	+0,94
TP3	TP2_ERA40	+0,92
TP4	TP6_ERA40	+0,96
TP5	TP4_ERA40	+0,74
TP6	TP5_ERA40	+0,97

Tabla 8.4. Correlaciones entre los tipos de tiempo análogos asociados a inundaciones en Catalunya para el periodo 1971–2000 en Catalunya obtenidos a partir de la simulación MM5+ERA40 (TPi) y los obtenidos a partir de los Reanálisis del ERA40 (TPi_ERA40).

Nº días (porcentaje)	TP3_ERA40	TP1_ERA40	TP6_ERA40	TP2_ERA40	TP4_ERA40	TP5_ERA40
	Flujo N-NE	Flujo SE	Flujo S c B en GAL	Flujo E-NE	B relativa o pantano bar.	Flujo S c B en ISL
CAT 51(33%)	4(3%)	9(6%)	6(4%)	4(3%)	2(1%)	26(17%)
EXT 103(67%)	20(13%)	1(1%)	19(12%)	10(6%)	26(17%)	27(17%)
TOT 154(100%)	24(16%)	10(7%)	25(16%)	14(9%)	28(18%)	53(34%)

Tabla 8.5. Distribución de los episodios meteorológicos (días) asociados a inundaciones según su categoría y tipo de tiempo en Catalunya para el periodo 1971–2000 a partir de los Reanálisis del ERA40. Los porcentajes están expresados respecto al total de casos (154 días). EXT se refiere a extraordinario, CAT, a catastrófico y TOT al número total de casos (EXT+CAT).

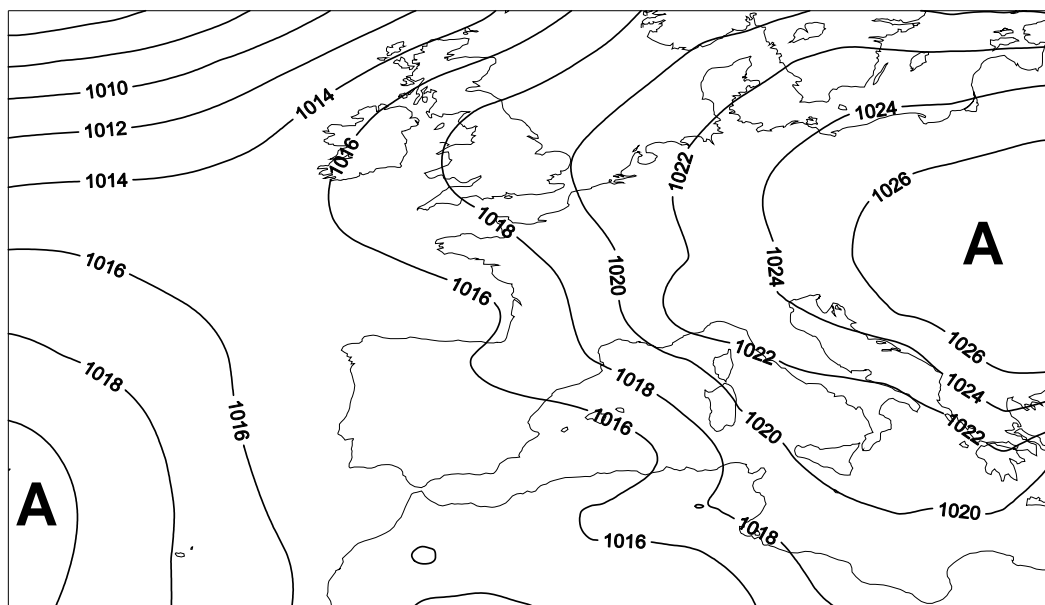
La coincidencia entre ambas clasificaciones de TPs, es decir el porcentaje de días que se han clasificado de igual manera a partir de la simulación MM5+ER40 o a partir de los Reanálisis del ERA40 es del 58% (89 días). En la Tabla 8.6 se encuentra el porcentaje de coincidencia detallado entre ambas clasificaciones según TP análogos (aquellos que guardan una mayor correlación entre pares de TPs). Estos porcentajes muestran que la gran mayoría de días se han clasificado de igual manera, pero existe un porcentaje elevado de casos (42%, 65 días) que no se clasifican de igual manera. Por TPs el que presenta una mayor coincidencia es el TP4 o TP2_ERA40 (86%). Destaca el que todos los episodios CAT correspondientes a los TP4 y TP5 (o TP2_ERA40 y TP4_ERA40) se han clasificado de igual manera, si bien, este último TP es aquél para el cual el porcentaje de coincidencia de casos totales es más bajo.

Porcentaje coincidencia (Nº casos coincidentes)	TP1 vs TP3_ERA40 (r = +0,86)	TP2 vs TP1_ERA40 (r = +0,94)	TP3 vs TP6_ERA40 (r = +0,92)	TP4 vs TP2_ERA40 (r = +0,96)	TP5 vs TP4_ERA40 (r = +0,74)	TP6 vs TP5_ERA40 (r = +0,97)
	Flujo del sector N	Flujo SE	Flujo S c B en GAL	Flujo E-NE	Pantano bar. o B relativa	Flujo S c B en ISL
CAT	25% (1/4)	56% (5/9)	83% (5/6)	100% (4/4)	100% (2/2)	58% (15/26)
EXT	80% (16/20)	0% (0/1)	68% (13/19)	80% (8/10)	35% (9/26)	41% (11/27)
TOT	71% (17/24)	50% (5/10)	72% (18/25)	86% (12/14)	39% (11/28)	49% (26/53)

Tabla 8.6. Correspondencias entre los tipos de tiempo obtenidos a partir de la simulación MM5+ERA40 y los obtenidos a partir de los Reanálisis del ERA40 para los 154 días asociados a episodios de inundaciones en Catalunya (1971–2000).

De todos los casos que no se han clasificado igual (65 casos), 29 de ellos sólo presentan diferencias mínimas, ya que estos días han sido asignados a TPs que si bien no son iguales, presentan bastantes características en común entre ellos.

a) ERA40: Campo medio de SLP diaria para los episodios CAT (1971-2000)



b) ERA40: Campo medio de SLP diaria para los episodios EXT (1971-2000)

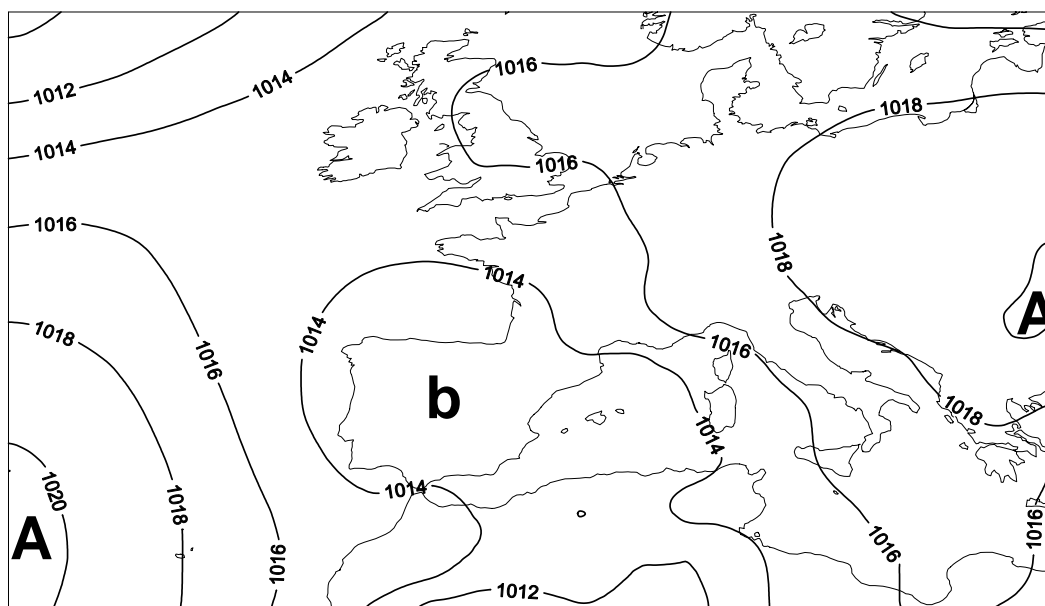


Figura 8.17. Campos medios de SLP diaria de los Reanálisis del ERA40 calculados para todos los días de los episodios meteorológicos catastróficos (a) y extraordinarios (b) en Catalunya (1971-2000). Las isóbaras están representadas cada 2 hPa.

Todos estos resultados muestran, que aunque se haya realizado la simulación MM5+ERA40 anidada y ajustada a las condiciones de contorno del ERA40, la simulación del campo de SLP no es del todo coincidente con el reanálisis. Estas diferencias son las causantes de que se hayan clasificado de diferente manera 29 días con inundaciones. Se puede concluir que en un 77% de los casos la simulación reproduce aceptablemente los campos de SLP para los episodios meteorológicos asociados a inundaciones. Para el 23% restante la simulación no los reproduce correctamente.

Con el ACJ aplicado a los datos Reanálisis ERA40 se obtiene como TP más frecuente el TP5_ERA40 caracterizado por un flujo de viento en superficie de

componente meridional sobre Catalunya. Esta configuración, como ya se ha visto anteriormente, es la más propensa para la generación de precipitaciones intensas e inundaciones en la zona (Capítulo 1). También el conjunto de episodios CAT presenta el campo medio de SLP (Figura 8.17a) con una configuración de isóbaras parecida a la definida por dicho TP. En cambio, para el total de episodios EXT, el campo medio de SLP obtenido es diferente (Figura 8.17b) con una configuración de isóbaras parecida a la del TP4_ERA40, la cual no es tan propensa para la generación de precipitaciones intensas en Catalunya.

Finalmente, en relación a cómo son simulados los días con precipitaciones extremas ($> 50 \text{ mm}$) en la simulación MM5+ERA40 durante el periodo 1971–2000 presentamos las Figura 8.18 y Figura 8.19. En cada una de ellas se compara las distribuciones estacional y anual de los días simulados con más de 50 mm y las correspondientes a los días observados con inundaciones. Dado que los ciclos medios estacional y anual de la precipitación no están correctamente simulados por la simulación MM5+ERA40 (Figura 8.7 y Figura 8.8), no es de extrañar que las distribuciones estacional y anual de los días con precipitación extrema tampoco coincida con la observada. Así, la simulación produce un exceso de días con precipitaciones extremas en invierno (40%, repartidos en partes iguales para diciembre, enero y febrero) y primavera (36%, también repartidos en partes iguales entre marzo, abril y mayo). Estas épocas son las que registran un menor número de inundaciones en Catalunya (16% y 8%, respectivamente). En cambio durante el otoño y el verano la simulación produce muy pocos eventos. Estas dos épocas del año son las que contienen el mayor número de días con inundación en Catalunya para el periodo de estudio, ya que se registran un poco más de las tres cuartas partes del total de inundaciones entre ambas estaciones (51% y 25%, respectivamente). Septiembre es el mes para el cual la simulación produce el menor porcentaje de días con precipitaciones extremas, mientras que es el mes con un mayor número de días con inundaciones observadas (24%).

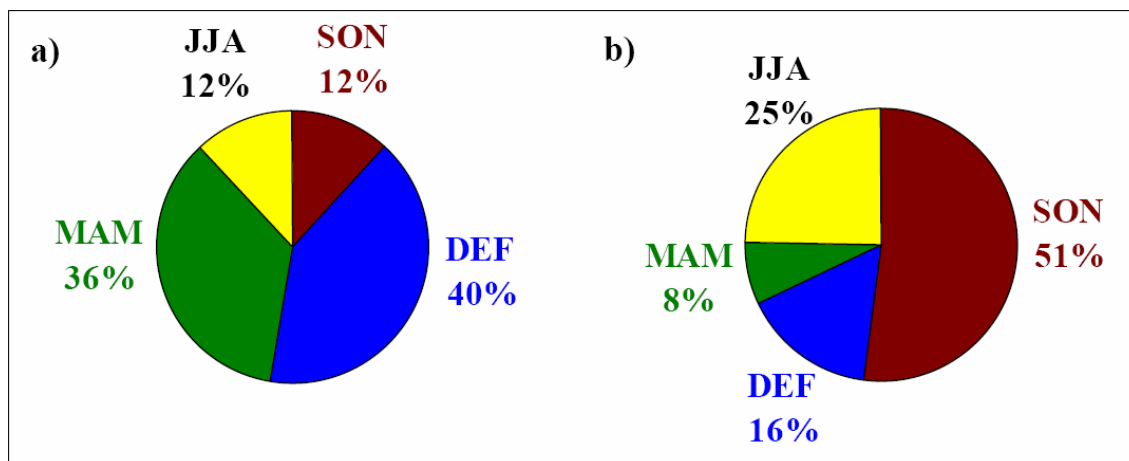


Figura 8.18. Comparación entre la distribución estacional de los días con precipitación superior a 50 mm en la simulación MM5+ERA40 a 15 km (a) y la de inundaciones observadas (b) en Catalunya durante el periodo 1971–2000.

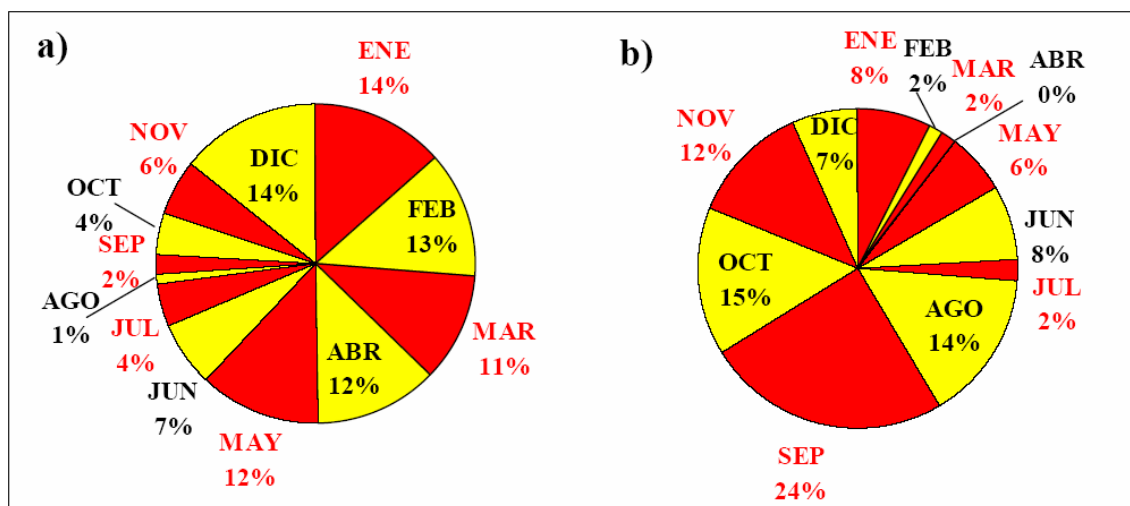


Figura 8.19. Comparación entre la distribución anual de los días con precipitación superior a 50 mm en la simulación MM5+ERA40 a 15 km (a) y la de inundaciones observadas (b) en Catalunya durante el periodo 1971–2000.

8.6 Síntesis

En este capítulo se ha desarrollado una simulación de 30 años con el modelo mesoescalar MM5 anidado y ajustado a las condiciones de contorno de los reanálisis del ERA40 con el fin de estudiar la evolución de la precipitación y de los extremos hídricos recientes (1971–2000) en Catalunya. La simulación se ha desarrollado con tres dominios anidados unidireccionalmente con una resolución horizontal de 135, 45 y 15 km y una resolución vertical de 23 niveles. Durante toda la integración se ha forzado al primer dominio a relajarse hacia los campos de variables suministrados por el ERA40 cada 6 horas (nudging dinámico).

El campo de precipitación medio a escala anual y semianual está bien reproducido por la simulación: valores máximos en los Pirineos y la zona NE y valores mínimos en la zona de la Depressió Central (Lleida). A escala estacional los resultados ya no son tan buenos, si bien el patrón espacial general para la primavera, el verano y el invierno está reproducido correctamente. El patrón del otoño, en cambio, no está bien simulado (no se reproducen los máximos observados en la zona prelitoral de las provincias de Barcelona y Tarragona). Tampoco reproduce bien la simulación los ciclos medios anual y estacional de la precipitación para el conjunto de Catalunya, ya que la estación más lluviosa según las observaciones (otoño) es la segunda más seca en la simulación después del verano. La simulación muestra la primavera como la estación más lluviosa seguida del invierno, que es la estación más seca seguida del verano según las observaciones. En cambio, la simulación reproduce razonablemente bien la evolución de las anomalías medias de precipitación anual, es decir la variabilidad interanual de la precipitación. En particular el modelo parece capturar la disminución de precipitación en la década de los años 80 del siglo XX y en el periodo 1995–2000 en comparación con el periodo más lluvioso 1970–1980. El modelo también reproduce las variaciones decadales observadas en las inundaciones CAT si se comparan éstas con los días con precipitaciones extremas (> 50 mm) en la simulación. La simulación muestra un máximo de episodios extremos de precipitación a principios de los años 80 del siglo XX consistente con una mayor frecuencia de inundaciones CAT, así como una menor

frecuencia de episodios extremos coincidente con una menor ocurrencia de inundaciones CAT en el periodo 1985–2000.

Las diferencias entre los resultados obtenidos con resolución de 45 y 15 *km* sólo son apreciables al comparar la distribución espacial de los campos medios de precipitación. El dominio a 15 *km* es capaz solamente de reproducir el máximo pluviométrico de la zona NE de Catalunya, donde se encuentran las cabeceras de las cuencas que abastecen al área metropolitana de Barcelona. Para la evolución de las anomalías así como la de los extremos hídricos (precipitaciones extremas) se obtienen prácticamente los mismos resultados para el dominio de 15 *km* como para el de 45 *km*. Por lo tanto, si se quiere tan sólo analizar la evolución media de las anomalías de precipitación en Catalunya y se disponen de pocos recursos informáticos (poca CPU o/y poco espacio en disco) no es necesario realizar simulaciones con una resolución de los dominios por debajo de los 45 *km*.

El análisis de todos los episodios de inundación acaecidos en Catalunya durante el periodo 1971–2000 ha comportado la identificación de 500 inundaciones, las cuales se pueden agrupar en 99 episodios meteorológicos de inundación. El ACJ (Análisis en Conglomerados Jerárquico) sobre la salida del campo de SLP para el dominio de integración de 135 *km* ha mostrado que la simulación obtenida es capaz de reproducir correctamente la mayoría de los TPs asociados a los episodios de inundaciones. Sin embargo sólo es capaz de reproducir el TP que se dio durante un episodio de inundación concreto en el 58% de los casos. Asimismo, la distribución del número de días con precipitaciones extremas no se corresponde bien con la distribución de las inundaciones CAT observadas en Catalunya durante el periodo 1971–2000. En gran parte este desacuerdo se debe a que el ciclo estacional no está bien reproducido por la simulación MM5+ERA40.

A raíz de los resultados encontrados en esta sección, se puede concluir que el modelo mesoescalar o de área limitada MM5 es una herramienta útil para desarrollar simulaciones largas (años) del clima en Catalunya a partir de la técnica del downscaling o redimensionamiento dinámico, la cual consiste en anidar el MM5 a las condiciones de contorno de un MCG. Pensamos que esta técnica tendría que ser útil en un principio para desarrollar escenarios climáticos regionalizados (pasados o futuros) con el fin de estudiar las variaciones de precipitación y de precipitación extrema en Catalunya.

9 Modelización de la precipitación y de los extremos hídricos en los últimos 500 años

Las tendencias recientes de precipitación que se han estudiado en el Capítulo 5 han mostrado ser comparables a las pasadas, no destacando respecto a la variabilidad anterior. Además, los datos sugieren que en el pasado se produjeron periodos muy anómalos, con una gran ocurrencia de inundaciones y sequías, sin que parezca existir una relación directa entre el forzamiento solar y la evolución de las inundaciones CAT en Catalunya (Capítulo 3). En el capítulo anterior se ha mostrado que el MM5 anidado a las condiciones de contorno de los Reanálisis del ERA40 (condiciones observadas) para el periodo 1971–2000 reproduce aceptablemente la distribución espacial y la evolución temporal de la precipitación en Catalunya. En este capítulo se analiza una simulación mucho más larga (casi 500 años) con el MM5 anidado a una simulación climática del modelo acoplado atmósfera-océano ECHO-G para el periodo 1500–1990.

El test que se realizó en el Capítulo 3 para estudiar la relación entre el forzamiento solar y las inundaciones (correlación lineal) es muy sencillo y simplista, porque el efecto no tiene por qué ser directo y lineal. Las inundaciones podrían ser una respuesta indirecta al forzamiento solar o el resultado de procesos de retroalimentación químicos en la estratosfera que podrían amplificar y modular la respuesta e incluso llegar a modificar la escala temporal de esa respuesta (Shindell *et al.*, 2001, 2003; Jones y Mann, 2004). Por otro lado existe el problema de la compleja relación entre la temperatura y la precipitación. Mientras la primera responde de manera directa a los forzamientos solares, la precipitación depende también de la circulación atmosférica y su respuesta a estos forzamientos es compleja y regionalmente dependiente. Además del forzamiento solar, existen otros forzamientos como las erupciones volcánicas y los aerosoles que pueden alterar los efectos del forzamiento solar. Las simulaciones climáticas incorporan estos forzamientos externos naturales para reproducir el clima pasado y así analizar si alguna de las oscilaciones pasadas en la precipitación y los extremos hídricos pudo haber sido una respuesta a cambios en el forzamiento radiativo (solar). Como los extremos hídricos son regionalmente dependientes, como se ha visto en Capítulo 3, la técnica utilizada es una simulación climática anidada con un modelo regional (véase Capítulo 8) para investigar cambios en el clima regional.

Durante la última década se han llevado a cabo numerosas simulaciones del clima del último milenio (~ 1000–2000 AD: Crowley y Kin, 1996; Cubasch *et al.*, 1997; Free y Robock, 1999; Crowley, 2000; Shindell *et al.*, 2001, 2003; Bertrand *et al.*, 2002; Bauer *et al.*, 2003; González-Rouco *et al.*, 2003, 2006). Estas simulaciones son capaces de reproducir de una manera correcta la variabilidad climática pasada a gran escala y explicar los factores principales que produjeron los cambios en el clima en siglos pasados. Todo ello a pesar de las limitaciones de los modelos climáticos en reproducir explícitamente los procesos convectivos de escala menor a la del modelo y de las incertidumbres en las reconstrucciones de los principales forzamientos externos del clima (actividad solar, volcánica y concentraciones de GEIs). Los resultados de estas simulaciones indican que los forzamientos solar y volcánico son los que han jugado un papel predominante entre todos los factores responsables de la variabilidad climática en el pasado. Sin embargo, estos dos forzamientos no pueden explicar por sí solos el calentamiento global actual. Sólo las influencias antrópicas (principalmente, el aumento

en la concentración de los GEIs) son capaces de explicar el aumento en las temperaturas globales a finales del siglo XX (Jones y Mann, 2004; IPCC, 2007).

En este capítulo se analiza una simulación del periodo 1500–1990 con el modelo de mesoescala MM5 anidado a una simulación climática con el modelo ECHO-G (Zorita *et al.*, 2004; González-Rouco *et al.*, 2006) que se realizó dentro del proyecto CICYT RAMSHES (REN2002-04584-C04/CLI) del Ministerio de Educación y Ciencia de España. Con esta simulación se pretende responder a las siguientes cuestiones relacionadas con la precipitación y los extremos hídricos:

- i) ¿Es realista el rango de variabilidad de precipitación que presenta la simulación climática comparado con el observado?
- ii) ¿Puede reproducir la simulación climática alguna de las anomalías observadas, lo cual indicaría que fueron una respuesta al forzamiento externo?

Primero se explica brevemente cómo es el modelo ECHO-G y qué tipo de forzamientos externos se incluyeron en la simulación climática de casi 500 años, para pasar después a describir cómo se realizó la simulación regional con el MM5 anidado a las condiciones de contorno del ECHO-G. Finalmente se pasa a detallar el análisis de la simulación centrándonos en el ciclo estacional y anual medios, distribución espacial y evolución de las anomalías de la precipitación así como de los extremos hídricos. Los resultados se han tratado considerando Catalunya como un todo.

9.1 El modelo ECHO-G

El ECHO-G (*The Hamburg Atmosphere-Ocean Coupled Circulation Model*; Legutke y Voss, 1999) es un modelo climático global acoplado atmósfera-océano del Instituto Max Planck de Hamburg (Alemania). Sus componentes son el modelo atmosférico de circulación general ECHAM4 (Roeckner *et al.*, 1996) y el modelo oceánico de Hamburg de ecuaciones primitivas en su versión global, HOPE-G (Legutke y Voss, 1999). El modelo oceánico además incluye un modelo termodinámico de capa de hielo con cubierta de nieve.

Para el presente estudio, se ha utilizado una integración climática del ECHO-G de unos 500 años (1500–1990; Zorita *et al.*, 2004; González-Rouco *et al.*, 2006) con las salidas disponibles cada seis horas. En esta simulación el ECHAM4 (Roeckner *et al.*, 1996) tiene una resolución espectral de T30 ($\sim 3,75^\circ \times 3,75^\circ$) y 19 niveles verticales desde la superficie a 10 hPa. El modelo oceánico HOPE-G (Legutke y Voss, 1999) tiene una resolución espectral de T42 ($\sim 2,8^\circ \times 2,8^\circ$ en latitudes medias y $\sim 0,5^\circ \times 0,5^\circ$ en el ecuador) y 20 niveles en la vertical. El acoplamiento atmósfera-océano se realizó con el programario OASIS (Terry *et al.*, 1998). La simulación se realizó incorporando los principales forzamientos externos conocidos (actividad solar, erupciones volcánicas y concentración de GEIs: CO₂, CH₄ y N₂O). Los forzamientos externos proceden de las estimaciones disponibles a partir de datos proxy (Figura 9.1). Los forzamientos solar y volcánico se introducen a través de variaciones en la constante solar (Figura 9.1a), según Crowley (2000). Las bajadas muy pronunciadas y puntuales que se observan en la evolución temporal de la constante solar (Figura 9.1a) son debidas a las erupciones volcánicas. La evolución en la concentración de GEIs (Figura 9.1b para el CO₂, Figura

9.1c para el CH₄ y Figura 9.1d para el N₂O) y se basa en las estimaciones de Etheridge *et al.* (1996) y Blunier *et al.* (1995).

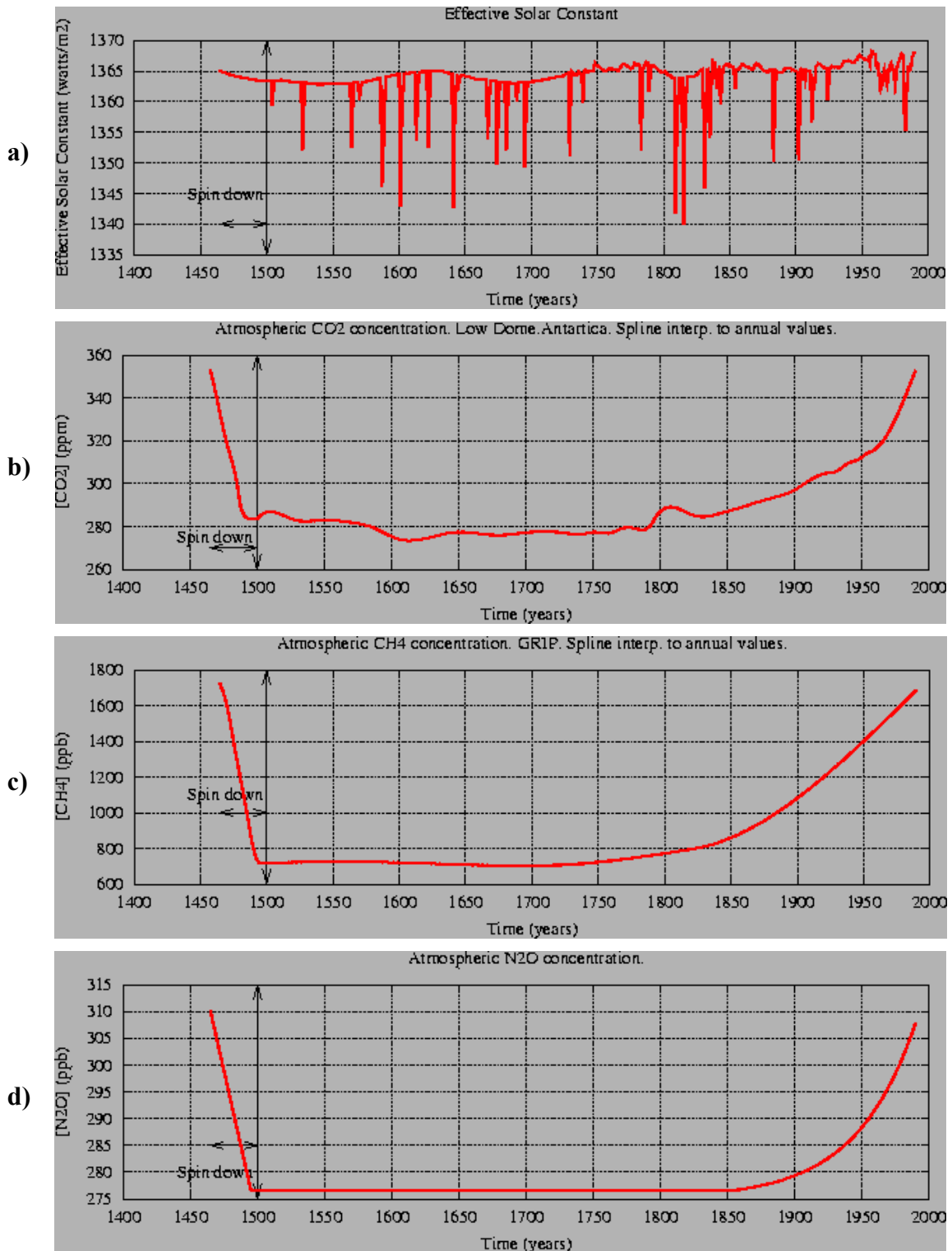


Figura 9.1. Forzamientos externos principales incorporados en la simulación climática del ECHO-G (1500–1990, González-Rouco *et al.*, 2006): a) Constante solar efectiva (actividad solar y volcánica), b) Concentración de CO₂, c) Concentración de metano (CH₄) y d) Concentración de N₂O.

Algunas particularidades de los forzamientos considerados en la simulación del ECHO-G son los siguientes:

- i) La concentración de N_2O se mantiene constante (276,668 *ppb*) para la época preindustrial (hasta 1866 AD) y luego varía de acuerdo con las concentraciones registradas.
- ii) En la práctica, el efecto de los aerosoles volcánicos está incluido en los valores anuales globales del espesor óptico, el cual influye en el forzamiento radiativo de onda corta (Sato *et al.*, 1993).

La integración se inició con los datos de una simulación climática de control de 1000 años realizada también con el ECHO-G y con los forzamientos externos constantes fijados a los valores del clima presente (Ec. 9-1).

$$S = 1365 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}, [\text{CO}_2] = 353 \text{ ppm}, [\text{CH}_4] = 1720 \text{ ppb}, [\text{N}_2\text{O}] = 310 \text{ ppb} \quad \text{Ec. 9-1}$$

donde, S es la constante solar
 $[x]$ es la concentración del gas x

La simulación empieza con las condiciones del clima actual en el año ficticio de 1465 AD, para que de esta manera se estabilice la simulación a los valores observados. Los primeros 35 años se consideran un *spin-down time*, es decir un periodo de transición o relajación, para que la simulación se estabilice y alcance un estado consistente con los forzamientos del año 1500 AD (año inicial de la simulación del ECHO-G considerada). Durante los últimos años del periodo de transición (1494–1499) los forzamientos externos se mantienen constantes y fijados a los valores estimados para el año 1500 AD (Ec. 9-2). Este procedimiento es necesario ya que no existen condiciones iniciales consistentes de las variables meteorológicas para iniciar la simulación climática en el año 1500 AD.

$$S = 1363,47 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}, [\text{CO}_2] = 283 \text{ ppm}, [\text{CH}_4] = 716 \text{ ppb}, [\text{N}_2\text{O}] = 276,69 \text{ ppb} \quad \text{Ec. 9-2}$$

9.2 Diseño de la simulación

La simulación regional con el MM5 anidada a la simulación climática forzada con el modelo global acoplado atmósfera-océano ECHO-G (MM5+ECHOG) se realizó con dos dominios anidados unidireccionalmente (*one-way nesting*) con 135 y 45 *km* de resolución espacial horizontal y 23 niveles de resolución vertical (Figura 9.2). Las parametrizaciones escogidas para la realización de la simulación MM5+ECHOG se presentan en la Tabla 9.1. Se escogieron estas parametrizaciones por ser aquéllas con las que se reproducían mejor y, con un menor coste computacional, las características espacio-temporales de la precipitación y la temperatura en la Península Ibérica a partir de un estudio de sensibilidad del modelo MM5 en simulaciones largas (Fernández *et al.*, 2007). Además, se aplicó nudging dinámico al primer dominio o dominio madre de 135 *km* de resolución horizontal mientras que al segundo dominio de 45 *km* de resolución no se le aplicó nudging para la simulación MM5+ECHOG. El nudging dinámico es una técnica que consiste en forzar la simulación a seguir las condiciones de contorno en todos los puntos del dominio en cuestión, en este caso las del ECHO-G cada 6 *h*. De esta manera se asegura la conservación de masa durante toda la simulación y que la simulación obtenida sea consistente con los patrones de gran escala presentes en el ECHO-G (Salathé *et al.*, en prensa). Los campos de temperatura, humedad relativa y

velocidad del viento son los que en el modelo MM5 se fuerzan a seguir las condiciones de contorno (nudging). El coeficiente de relajación que se suele utilizar es del orden de $10^{-4} s^{-1}$. Al segundo dominio (45 km) no se le aplicó nudging, para que así el modelo de mesoescala pueda reproducir libremente los fenómenos de pequeña escala en ese dominio y sea realmente efectiva la técnica de downscaling dinámico con el MM5.

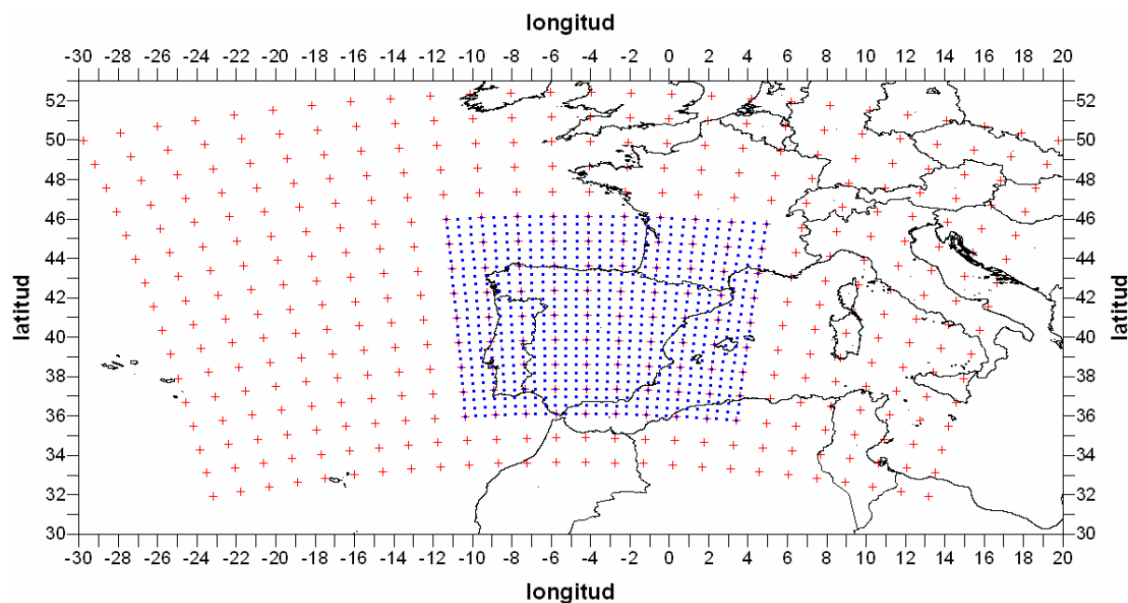


Figura 9.2. Dominios de integración (135 y 45 km de resolución horizontal, cruces rojas y bolitas azules, respectivamente) de la simulación MM5+ECHOG (1502–1989) del proyecto RAMSHES.

Esquema	Parametrización	Referencias
Microfísica	Hielo simple (<i>Simple Ice</i>)	Dudhia (1989)
Convección	Grell	Grell (1993), Grell <i>et al.</i> (1994)
Radiación	RRTM	Mlawer <i>et al.</i> (1997)
Capa límite	MRF	Hong y Pam (1996)
Suelo	Modelo 5-capas	Dudhia (1996)

Tabla 9.1. Parametrizaciones del MM5 utilizadas en la simulación del proyecto RAMSHES (MM5+ECHOG).

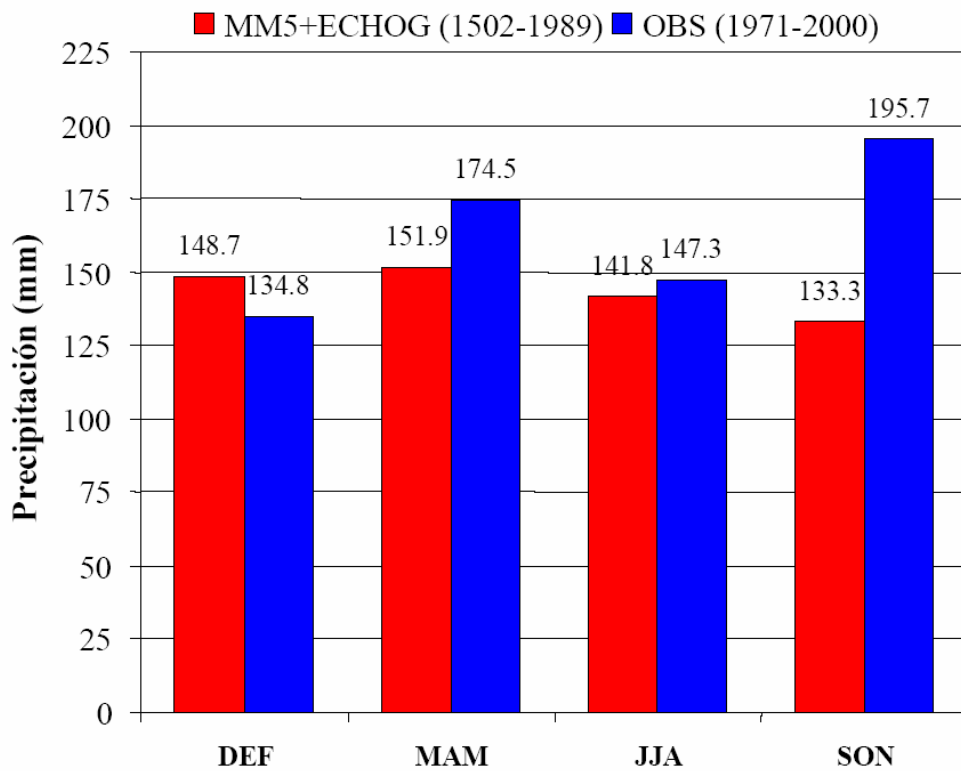
Por limitaciones de la CPU y la gran duración de la simulación, no se pudo aumentar la resolución espacial de la simulación MM5+ECHOG a 15 km para toda la Península Ibérica como hubiera sido deseable. No obstante, como se ha visto en el Capítulo 8 no existen diferencias apreciables entre los resultados de la simulación MM5+ERA40 del dominio de 45 km y los del de 15 km por lo se refiere a la evolución temporal de las anomalías anuales de precipitación media sobre Catalunya. Así pues, en principio no cabe esperar mejores resultados de anomalías de precipitación si se hubiese desarrollado la simulación MM5+ECHOG con una resolución de 15 km. Por otro lado, por motivos de espacio en disco, las salidas de la integración MM5+ECHOG se guardaron cada 12 h para el dominio de 135 km y cada 6 h para el de 45 km. El conjunto de parametrizaciones utilizadas en la simulación MM5+ECHOG es similar a las de la simulación MM5+ERA40 del Capítulo 8. Sólo difieren en el esquema de radiación utilizado: RRTM (Mlawer *et al.*, 1997) para la simulación MM5+ECHOG y Esquema con Nubes o *Cloud* (Dudhia, 1989; Grell *et al.*, 1994) para la simulación MM5+ERA40.

9.3 Análisis de la simulación

En este apartado se analiza solamente el campo de precipitación obtenido con la integración realizada con el MM5 anidado a las condiciones de contorno del modelo climático ECHO-G (MM5+ECHOG) de 488 años (1502–1989). En la Figura 9.3 se presenta la comparación del ciclo estacional (Figura 9.3a) y anual (Figura 9.3b) medios de la precipitación en Catalunya entre el obtenido en la simulación MM5+ECHOG y el obtenido con una malla de observaciones de 1 *km* x 1 *km* (Altava-Ortiz, comunicación personal; Capítulo 1) que cubre toda la zona de estudio. Para calcular los ciclos medios estacional y anual se han utilizado todos los puntos de malla que caen dentro del polígono definido por los meridianos 0°–3,5°E y los paralelos 40,5°–43°N. En la comparación se puede observar que tanto el ciclo estacional como anual medios de la precipitación están incorrectamente resueltos por la simulación. Para el ciclo estacional se obtiene con la simulación que el otoño es la estación más seca del año, cuando las observaciones muestran todo lo contrario, siendo el invierno la estación más seca. Para el ciclo anual hay que destacar las notables diferencias que se observan para los meses de otoño y primavera. Estas diferencias son cercanas a los 30 *mm* en el valor medio de los meses de septiembre y octubre entre los valores medios obtenidos en la simulación y con la malla de datos observados. Septiembre, que es el mes más lluvioso según las observaciones, es el mes más seco según la simulación. En la simulación se obtiene como mes más lluvioso abril. Estos resultados coinciden con los encontrados para la simulación MM5+ERA40 (Capítulo 8), aunque para los meses de invierno se observan menores diferencias para la simulación MM5+ECHOG en referencia a la simulación MM5+ERA40 entre valores medios observados y simulados.

La comparación entre la distribución espacial de la precipitación en Catalunya obtenida en la simulación MM5+ECHOG y la observada en esta zona muestra unos resultados consistentes con los obtenidos en el Capítulo 8 durante el periodo 1971–2000 con la simulación MM5+ERA40. En la Figura 9.4 se muestran sólo, a modo de ejemplo, la comparación para la precipitación estacional de otoño (Figura 9.4a) y anual (Figura 9.4b). Las características espaciales generales de la precipitación están razonablemente bien simuladas: valores máximos en los Pirineos y la zona NE y valores mínimos en la zona de la Depressió Central (Lleida). En cambio, existe una sobreestimación de la precipitación en los Pirineos, más importante durante la primavera, llegando a ser superior a los 200 *mm* (no mostrada). El otoño es la peor estación simulada, ya que la simulación no reproduce correctamente el máximo de precipitación observado en la zona Prelitoral de las provincias de Barcelona y Tarragona. Además es la estación en la cual la simulación produce menos precipitación al contrario de lo observado (Figura 9.3a). Esta estación es muy importante desde el punto de vista de los recursos hídricos en la zona, ya que es la estación más lluviosa en gran parte de Catalunya y, en el caso de producirse pocas precipitaciones o precipitaciones inferiores a las habituales, suele dar lugar a una situación de sequía hidrológica.

a) Comparación ciclo estacional de la precip. med. en Catalunya



b) Comparación ciclo anual de la precip. med. en Catalunya

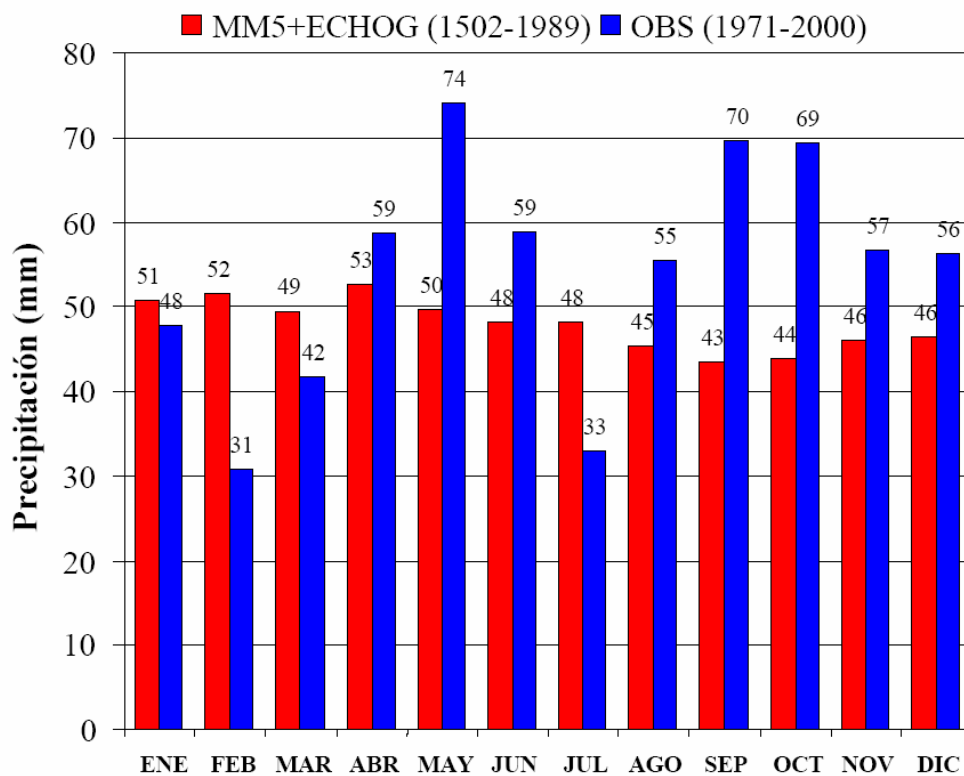


Figura 9.3. Comparación de los ciclos estacional (a) y anual (b) de la precipitación media sobre Catalunya obtenidos por la simulación del MM5+ECHOG (barras rojas) con el obtenido a partir de una malla de datos pluviométricos de 1 km x 1 km (barras azules).

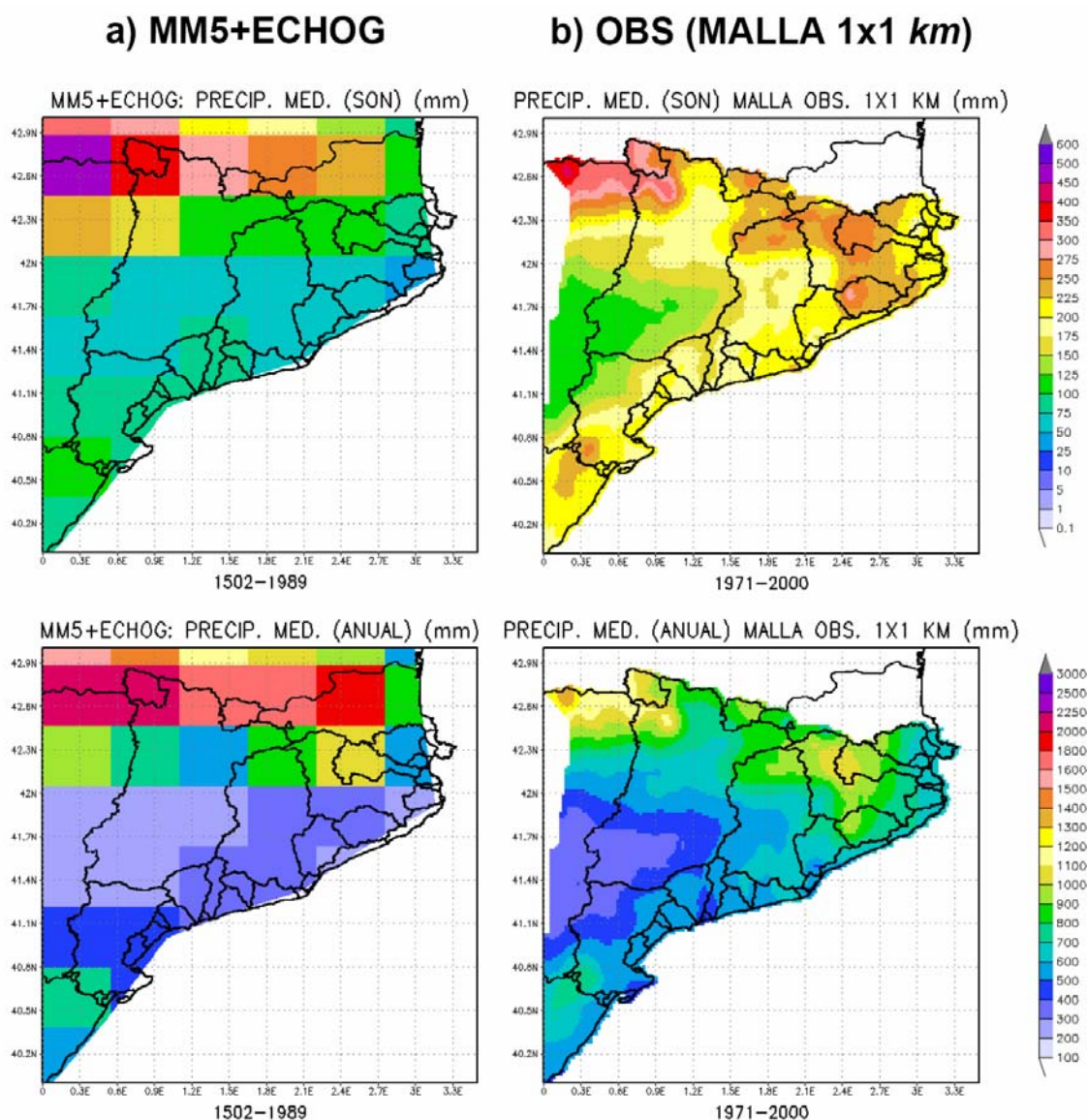


Figura 9.4. Comparación entre las distribuciones de precipitación de otoño y anual en la simulación MM5+ECHOG (a) para el dominio de 45 km para el periodo 1502–1989 y en una malla de observaciones de 1 km x1 km (b) para el periodo 1971–2000.

Para analizar la evolución de las anomalías de precipitación, se han calculado las anomalías anuales de precipitación media (APA) obtenidas con la simulación MM5+ECHOG promediadas en los puntos de malla de la simulación que caen dentro de Catalunya. Los puntos de malla que se han considerado son aquéllos que caen en el polígono definido por los meridianos 0°–3,5°E y los paralelos 40,5°–43°N. En la Figura 9.5 se muestra la evolución de las APA obtenidas con la simulación MM5+ECHOG, la cual se compara con la evolución temporal de las APA de la Ciudad de Barcelona (1786–2005, Capítulo 2 y Capítulo 4) y la serie de precipitación areal de la región NE de España, de la cual forma parte Catalunya (1898–1997, Capítulo 5). Observando la Figura 9.5 sorprende la gran variabilidad multidecadal que produce la simulación MM5+ECHOG. Esta variabilidad es menor que la que presenta la serie anual de la Ciudad de Barcelona, pero del mismo orden o incluso mayor que la de la serie areal representativa de toda la zona NE de España. La evolución de la precipitación durante el siglo XX en el modelo es consistente con la evolución de la precipitación areal, ya que existe una gran coincidencia temporal entre las APA simuladas y observadas en toda la

zona (correlación lineal entre ambas series de +0,8 para el periodo 1898–1989). Por lo tanto, la evolución de las APA para Catalunya también está bien reproducidas cuando se anida el MM5 a una simulación con un modelo acoplado atmósfera-océano del clima pasado, en vez de anidarlo a las condiciones de contorno de los Reanálisis del ERA40 (condiciones observadas, Capítulo 8). No obstante, no son coincidentes los valores de anomalía. La consistencia de la simulación con la evolución de la precipitación en la Ciudad de Barcelona para los últimos 200 años de la serie es mucho menor que la observada para la precipitación areal de la zona NE de la Península Ibérica. Aun así, el rango de variabilidad producido por la simulación es comparable al observado, con lo que queda contestada la primera pregunta que se había planteado en la introducción del presente capítulo.

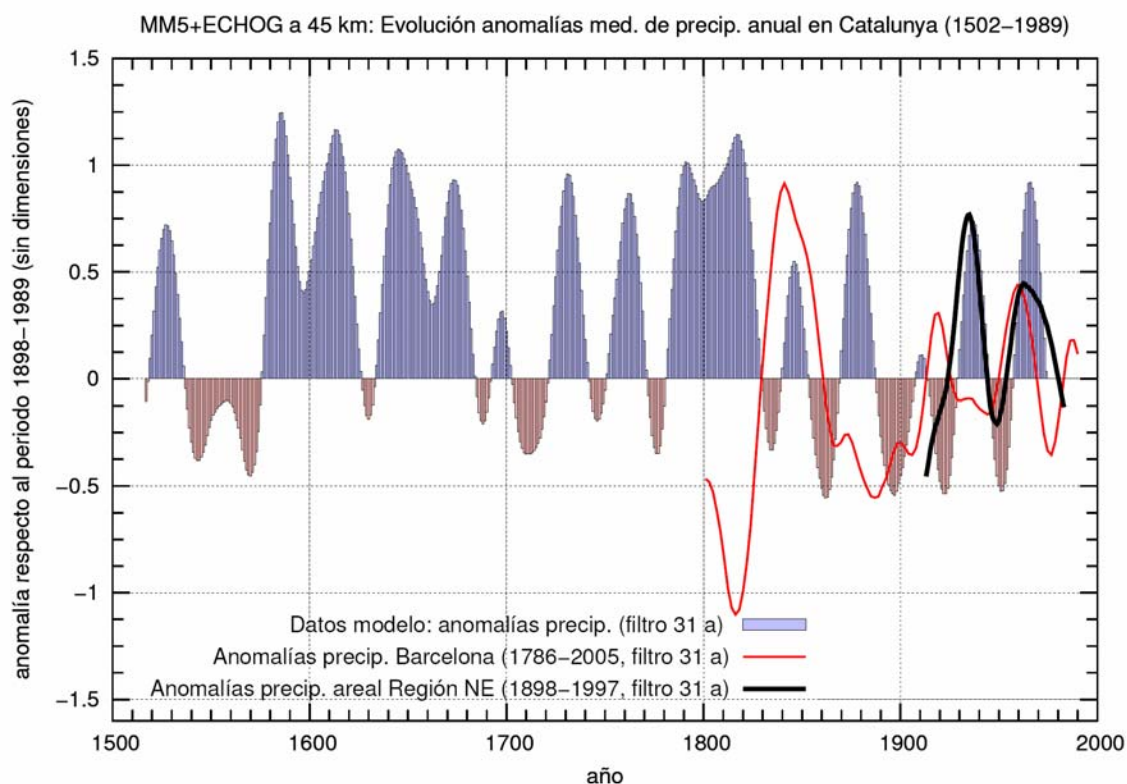


Figura 9.5. Evolución de las anomalías medias anuales de precipitación en Catalunya (valores promediados a partir de los puntos de malla de la simulación MM5+ECHOG sobre Catalunya) para el periodo 1502–1989. En línea roja continua están las anomalías de la precipitación anual en la Ciudad de Barcelona (1786–2005) y en línea negra continua las de la precipitación areal de la región NE de España (1898–1997). Las anomalías se han calculado utilizando como periodo de referencia 1898–1989 (periodo común para las tres series representadas). Valores suavizados con un filtro gaussiano pasabajos de 31 años.

La evolución de la precipitación modelizada no presenta tendencia alguna estadísticamente significativa. La tendencia lineal de $-0,15 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ que presenta la precipitación modelizada para todo el periodo de estudio (1502–1989) cae dentro de los límites de aleatoriedad calculados a partir del Método de Monte Carlo (véase Apéndice C): $(-0,18; +0,19 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1})$. Este resultado que ofrece el modelo para el conjunto de Catalunya no es consistente con el encontrado para la serie reconstruida de índices hídricos de la Ciudad de Barcelona (Capítulo 3), la cual abarca un periodo similar al de la simulación (1521–2005). Tal índice muestra un aumento estadísticamente significativo de la precipitación a partir de mediados del siglo XIX, mientras que las APA simuladas no muestran ningún aumento ni disminución. Al disponer sólo de un

punto de observación no se puede concluir si los resultados del modelo son del todo inconsistentes, aunque la serie de precipitación areal de la zona NE de España (Capítulo 5) tampoco muestra tendencia alguna de la precipitación para el siglo XX, así como la de precipitación anual en la Ciudad de Barcelona desde el siglo XVIII.

Como se ha podido ver en el Capítulo 3 las inundaciones CAT son las de mayor impacto y suelen estar relacionadas con los episodios meteorológicos más extremos. Así pues, a priori las inundaciones CAT deberían estar relacionadas con las variaciones o forzamientos climáticos más fuertes. El índice de inundaciones CAT en Catalunya para los últimos 700 años construido en Capítulo 3 se ha comparado con una variable del modelo derivada a partir de los extremos de precipitación, en especial de las precipitaciones extremas. En el Capítulo 6, el análisis de la relación entre las inundaciones producidas en el Ciudad de Barcelona y la precipitación diaria en la misma ciudad (1854–2005) permitió definir el valor de 50 mm como el umbral de precipitación diaria a partir del cual se habían producido inundaciones en Barcelona (ninguna inundación se produjo si llovió menos de 50 mm). Así, se ha calculado el promedio anual del número total de días con precipitación superior a 50 mm como variable del modelo a comparar con el índice de inundaciones CAT. Esta variable se ha calculado sólo para los puntos de malla del dominio pequeño (45 km) de la integración MM5+ECHOG que se encuentran en la zona de Catalunya. Luego se han calculado las anomalías de esta variable tomando como periodo de referencia 1901–1989.

En la Figura 9.6 se muestra la comparación entre las anomalías medias anuales del número total de días con precipitación superior a 50 mm (*AND+50*) en la simulación MM5+ECHOG y el índice de inundaciones CAT de Catalunya para el periodo 1502–1989. La comparación entre ambas series muestra una coincidencia para la Oscilación inicial de la PEH (~ 1590–1620; Capítulo 3), pero en cambio poca coincidencia con la Oscilación Maldà (~ 1760–1800, Barriendos y Llasat, 2003; Capítulo 3) y la Oscilación Final de la PEH (~ 1840–1870, Llasat *et al.*, 2005; Capítulo 3). Por otra parte, es interesante la coincidencia de un periodo centenal (~ 1630–1730) con una baja frecuencia de inundaciones tanto en la simulación como en las observaciones. Finalmente, hay que comentar también los elevados valores de las *AND+50* obtenidos para gran parte del siglo XIX por el modelo, sobre todo en el periodo 1840–1870 (Final de la PEH). Este resultado parece corroborar la gran ocurrencia de episodios extremos de precipitación en esa época que comportaron una elevada ocurrencia de inundaciones en Catalunya durante el periodo de transición entre la PEH y el periodo cálido actual (Capítulo 4).

Con la comparación aquí realizada se contesta a la segunda pregunta que se había formulado en la introducción de este capítulo: La evolución de las anomalías de inundación desde finales del siglo XVI hasta mediados del siglo XVIII podría ser consecuencia de los forzamientos externos naturales del clima (actividad solar y erupciones volcánicas). Este periodo coincide con un periodo de elevada actividad volcánica (Figura 9.1a), mientras que los valores en la concentración de GEIs (CO₂, CH₄ y N₂O) se mantienen prácticamente constantes durante todo este periodo (1590–1730; Figura 9.1b, Figura 9.1c y Figura 9.1d, respectivamente). Durante la anomalía Inicial de la PEH (máximo en el índice de inundaciones CAT y *AND+50*), se observa una mayor actividad solar mientras que en el periodo centenal 1630–1730 con una baja ocurrencia de inundaciones CAT se observa una menor actividad solar (Figura 9.1a). En cambio, las anomalías Maldà y Final de la PEH no parecen ser respuesta de

los forzamientos externos, ya que no existe una correspondencia entre la evolución de las *AND+50* simuladas y la evolución del índice de inundaciones CAT. Durante esos dos periodos existió una mayor actividad solar igual que sucedió durante la anomalía Inicial de la PEH (Figura 9.1a). La diferencia principal está que para estas dos anomalías, pero sobre todo para la segunda, los valores en las concentraciones de GEIs empiezan a aumentar de una manera apreciable. Por el contrario, durante la anomalía de 1590–1620 los valores en la concentración de GEIs se mantienen prácticamente constantes.

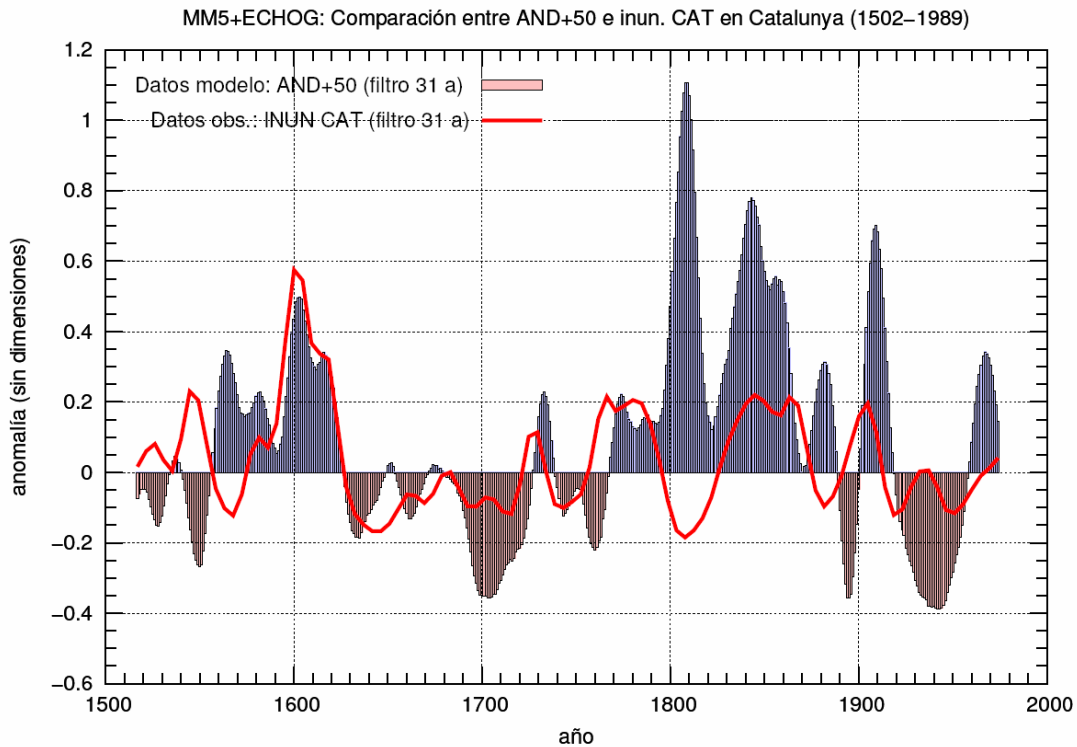


Figura 9.6. Comparación entre las anomalías medias anuales del número total de días con precipitación superior a 50 mm (*AND+50*; valores promediados a partir de los puntos de malla de la simulación MM5+ECHOG sobre Catalunya) y el índice de inundaciones catastróficas (CAT) de Catalunya para el periodo 1502–1989. Valores suavizados con un filtro gaussiano pasabajos de 31 años.

9.4 Síntesis

En el contexto del proyecto CICYT RAMSHES se llevó a cabo una simulación del MM5 para el periodo 1502–1989, anidada y forzada a las condiciones de contorno de una simulación del clima pasado con forzamientos externos (actividad solar y volcánica, concentraciones de GEIs) para toda la Península Ibérica y Balears. La simulación MM5+ECHOG se desarrolló con dos dominios anidados unidireccionalmente, con una resolución espacial horizontal de 135 y 45 km y una resolución vertical de 23 niveles.

En este capítulo se ha analizado la simulación MM5+ECHOG, centrándose sólo en el campo de precipitación. La simulación produce un rango de variabilidad multidecadal consistente con el rango de variabilidad mostrado por las observaciones (precipitación areal de la zona NE de España y de la Ciudad de Barcelona) para los últimos 100–200 años del periodo de estudio y además ha mostrado ser consistente su evolución con la

observada para toda la zona NE de la Península Ibérica. La simulación MM5+ECHOG también ha mostrado ser útil para analizar la evolución de los extremos hídricos pasados en Catalunya, ya que puede reproducir, en parte, la evolución de las inundaciones CAT desde finales del siglo XVI hasta principios del siglo XVIII. No obstante, sería necesaria una simulación no forzada del clima pasado para acabar de completar la discusión y encontrar si en ausencia de forzamientos externos, la variabilidad interna multidecadal en el modelo es fundamentalmente diferente (frecuencia o/y amplitud).

La resolución con la que se ha desarrollado la simulación MM5+ECHOG no es adecuada para reproducir la distribución espacial del campo medio de la precipitación en Catalunya, ya que, aunque se simula razonablemente bien el patrón espacial general, los valores obtenidos son distantes a los observados, llegando a alcanzar diferencias superiores a los 200 mm. Tampoco están bien resueltos por la simulación el ciclo anual y estacional medios de la precipitación, aunque estos ciclos tampoco estaban bien resueltos en la simulación MM5+ERA40 (1971–2000). Así pues, para estos campos, la simulación aquí desarrollada no es útil. Habría que mejorar algunos aspectos del diseño de la simulación, como serían los dominios de integración, agrandándolos para que el modelo resuelva una mayor zona geográfica. El tamaño de los dominios influye considerablemente en la simulación de muchos campos meteorológicos y en especial el de la precipitación (Sairouni *et al.*, 2007). También sería necesario probar parametrizaciones más complejas (pero con un mayor coste computacional y espacio de disco) para intentar obtener mejores resultados en los campos anteriormente citados.

Finalmente, a raíz de todos los resultados aquí expuestos, se puede afirmar que la técnica del downscaling o redimensionamiento dinámico con el modelo MM5 anidado a un MCG ofrece un gran potencial para la elaboración de escenarios climáticos regionalizados bien sea pasados o futuros.

10 Conclusiones y trabajo futuro

En este capítulo se resumen las principales resultados que se han obtenido en la presente tesis doctoral así como el trabajo futuro que queda por desarrollar y que deja abierto la propia tesis.

10.1 Conclusiones

En la presente tesis sobre la evolución de los extremos hídricos y la precipitación en Catalunya se pueden distinguir dos tipos de resultados y conclusiones principales: por un lado la construcción de una base de datos amplia y avances metodológicos (pautas para que el trabajo aquí desarrollado pueda ser reproducido en otra zona) y por otro lado responder a una serie de cuestiones desde un punto de vista climático.

La base de datos que se ha construido en la presente tesis consta de la siguiente información:

i) Datos históricos o de origen documental

- Cronologías de inundación de doce localidades catalanas, distinguiéndose entre inundaciones EXT (desbordamientos con leves daños o sin daños) y CAT (desbordamientos con daños graves o destrucción total) para el periodo 1301–2005: Camprodon, Ripoll, Girona, Calella, Arenys de Mar, Mataró, Barcelona, Delta del Llobregat, La Seu d’Urgell, Balaguer, Lleida y Tortosa. Para Barcelona, además, se han distinguido las inundaciones entre súbitas (*flash-floods*) y no súbitas .
- Cronologías de inundaciones adicionales y no completas de otras diez localidades de Catalunya: Pobla de Lillet, Pineda, Sant Pol, Canet, Argentona, Vilassar de Mar, Premià de Mar, El Masnou, Montcada y Tarragona.
- Cronologías de inundación adicionales y no completas de nueve localidades del resto de España: Palma de Mallorca, València, Alzira, Murcia, Lorca, Zamora, Bilbo, Toledo y Sevilla.
- Cronologías de inundaciones adicionales y no completas de dos localidades francesas y dos italianas procedentes del proyecto SPHERE: Grenoble (2), Lissandria y Roma.
- Cronologías de inundaciones regionales para Catalunya, España, Francia e Italia.
- La serie de índices hídricos (combinación de inundaciones y rogativas pro lluvia) de la Ciudad de Barcelona para el periodo 1521–1850, así como una reconstrucción de este índice hasta el 2005 y una reconstrucción del SPI 6-mensual para el periodo 1521–1850.
- Reconstrucción del NAOI de invierno para el periodo 1500–1820 a partir de las reconstrucciones de Glueck y Stockton (2001), Luterbacher *et al.* (2002a), Cook *et al.* (2002) y Vinther *et al.* (2003b).
- Para algunos periodos de estudio como 1840–1870 (Capítulo 4) y 1971–2000 (Capítulo 8) se han utilizado datos de más localidades, pero

cuya información es de procedencia indirecta y no continua (prensa básicamente).

ii) Datos instrumentales antiguos

- Catorce series antiguas de presión barométrica repartidas por toda Europa para el periodo 1780–1880: Cádiz-San Fernando, Madrid, Barcelona, Palermo, Milan, Pádoa, Paris, Basel, Bern, Praha, Armagh, Stockholm, Uppsala y Reykjavík.
- La serie de precipitación de la Ciudad de Barcelona a escala mensual para 1786–2005 y a escala diaria para 1854–2005.

iii) Datos instrumentales modernos

- Las series de precipitación más largas disponibles procedentes de la AEMET para el periodo 1897–1998 (106 series en total) para el conjunto de España. Los huecos de datos en las series originales se han rellenado previamente a través del método de la correlación múltiple y se han corregido posibles errores. Estas series se han utilizado para tener una visión espacialmente más amplia de la precipitación durante el siglo XX.
- Series areales de ocho regiones pluviométricas españolas que se han construido a partir de las 106 series largas de precipitación de la AEMET para el periodo 1897–1998. La definición de las regiones procede del estudio desarrollado por el MMA (1998) en base a 5.000 estaciones pluviométricas para el periodo 1940–1996 a partir de las cuencas hidrográficas principales españolas: NW (Cuenca Galicia Costa y Cuenca del Miño-Sil), N (Cuenca del Cantábrico y Cuencas Internas de Euskadi), NE (Cuenca del Ebro y CIC), CN (Cuenca del Duero y Cuenca del Tajo), CS (Cuenca del Guadiana, Cuenca del Guadalquivir y Cuenca Sur), LEV (Cuenca del Júcar y Cuenca del Segura), BAL (Illes Balears) y CAN (Islas Canarias).

iv) Datos modelizados

- Simulación regional con el modelo meteorológico mesoescalar MM5 anidado y forzado a las condiciones de contorno de los reanálisis del ERA40 del ECMWF (desarrollada en la presente tesis) para el periodo 1971–2000 a través de tres dominios anidados unidireccionalmente con resoluciones horizontales de 135, 45 y 15 km y 23 niveles verticales. Salidas disponibles cada 24 h para el primer dominio, cada 12 h para el segundo y cada 6 h para el tercero. Esta simulación se ha utilizado para evaluar la evolución de los extremos hídricos y de la precipitación para el periodo 1971–2000.
- Simulación regional con el MM5 anidado y forzado al modelo acoplado atmósfera-océano de circulación general ECHO-G (desarrollada en el proyecto CICYT RAMSHES) a través de dos dominios anidados unidireccionalmente con resoluciones horizontales de 135 y 45 km y 23 niveles verticales para el periodo 1502–1989. Salidas disponibles cada 12 h para el primer dominio y cada 6 h para el segundo. Esta simulación se ha utilizado para evaluar la evolución de los extremos hídricos y de la precipitación en el periodo 1502–1989.

Los avances metodológicos que presenta esta tesis son los siguientes:

- i) Propuesta de tratamiento de los datos procedentes de fuentes documentales sobre la ocurrencia de inundaciones para la generación de cronologías de inundaciones y series regionales de inundaciones. También propuesta de tratamiento de las rogativas pro lluvia para la generación de series de índices hídricos (combinación de inundaciones y rogativas pro lluvia).
- ii) Criterios para la definición de umbrales de anomalías para las series de extremos hídricos y de precipitación, así como para la identificación de anomalías comunes en series de precipitación.
- iii) Utilización de una técnica Monte Carlo para el estudio de la significatividad de las posibles tendencias presentes en series de extremos hídricos y precipitación.
- iv) Utilización del índice pluviométrico SPI para caracterizar la evolución de los periodos húmedos y secos a largo plazo y relacionarlo con los índices hídricos (combinación de cronologías de inundación y rogativas pro lluvia) definidos a partir de fuentes documentales.
- v) Utilización del método de la correlación múltiple (CORMUL) para el completado de lagunas en series de precipitación.
- vi) Cálculo de la precipitación areal de una región para la definición de series de precipitación regionales representativas.
- vii) Utilización del umbral de precipitación diaria de 50 mm para la identificación de inundaciones, sobre todo súbitas.
- viii) Propuesta de diseño de simulaciones largas (años) a partir del modelo meteorológico MM5 anidado a las condiciones de contorno de un MCG: resoluciones, dominios y esquema de parametrización.

En referencia a las cuestiones formuladas en los objetivos de la presente tesis doctoral, los principales hallazgos de esta tesis son los siguientes:

1) ¿Cómo han evolucionado los extremos hídricos en Catalunya en los últimos 500 años? ¿Podemos detectar cambios pasados o recientes en la intensidad y frecuencia de estos extremos?

Sí se pueden identificar cambios en la magnitud y frecuencia de los extremos hídricos. En detalle, el análisis de las cronologías de inundaciones en Catalunya para el periodo 1301–2005 ha permitido concluir que no existe tendencia alguna en las series de inundaciones CAT, que al ser las producidas por los episodios meteorológicos más extremos no dependen tanto de los cambios en la vulnerabilidad de una zona. Por el contrario, las inundaciones EXT presentan una tendencia significativa al aumento en los últimos 150 años de la serie. Este incremento es debido en gran parte al aumento observado en las cuencas litorales de la zona, cuyo valor duplica el observado en las cuencas situadas en el interior de la región. El incremento en las inundaciones EXT coincide con un periodo de gran desarrollo urbanístico en gran parte del litoral catalán,

así como en otras zonas costeras de España y del Mediterráneo Occidental. Este gran aumento de la urbanización, fruto de la gran presión sociodemográfica ejercida sobre la costa mediterránea occidental, ha implicado la ocupación de zonas con riesgo de inundación. De esta manera se han incrementado las infraestructuras expuestas a las inundaciones y, por lo tanto, se ha amplificado considerablemente el impacto social y económico (daños causados) de las inundaciones (Valarie y Cœur, 2004). En consecuencia, el incremento observado en el total de inundaciones no es debido a la variabilidad natural, sino al incremento de la vulnerabilidad en las zonas costeras de Catalunya.

2) ¿Qué periodos anómalos se pueden identificar en la evolución de las inundaciones en Catalunya?

La identificación de los periodos anómalos se ha realizado para la serie regional de inundaciones CAT de Catalunya (el tipo de inundaciones que presenta una menor influencia ante cambios en la vulnerabilidad). Se han obtenido siete periodos anómalos u oscilaciones: 1324–1334, 1541–1553, 1590–1623, 1725–1730, 1760–1791, 1832–1871, 1897–1909 a partir de la serie de inundaciones CAT de Catalunya con un filtro gaussiano de 31 años. Algunas de las oscilaciones aquí detectadas tienen correspondencia con periodos de elevada variabilidad climática en otras zonas de España, Europa e incluso en otras partes del mundo (Inicio de la PEH, Oscilación Maldà y Final de la PEH). No obstante no todos los periodos anómalos se producen de forma simultánea en otras series regionales de inundación de España, Francia e Italia (las correlaciones para todo el periodo temporal son muy débiles y no significativas). Así pues, las anomalías identificadas son altamente localizadas espacialmente.

¿Puede decirse que la situación actual (últimos 30 años) es anómala en comparación con la variabilidad anterior?

La situación actual (últimos 30 años: ~1981–2005) no es anómala, ya que no es destacable respecto a la variabilidad anterior presentada por la evolución de los extremos hídricos. En el pasado hubo periodos que sí fueron anómalos, en los cuales hubo una mayor variabilidad de inundaciones CAT (gran ocurrencia de inundaciones) y un mayor registro de sequías.

3) ¿Cómo ha evolucionado la precipitación en Catalunya en los últimos 500 años a partir de los índices hídricos (combinación de inundaciones y rogativas pro lluvia)?

Este tipo de análisis sólo se ha podido realizar para la Ciudad de Barcelona, la única localidad de Catalunya para la cual se pueden definir índices hídricos (combinación de inundaciones y rogativas pro lluvia) a escala mensual. Este análisis sugiere que en la Ciudad de Barcelona la ocurrencia de periodos secos en el pasado, sobre todo en los ss. XVI–XVII, fue mucho mayor que la observada para los ss. XIX–XX. También sugiere que la ocurrencia de periodos húmedos durante los ss. XVI–XVII fue menor que la ocurrencia observada durante los ss. XIX–XX.

Por otro lado, el análisis de la precipitación en Catalunya a largo plazo (>100 años) a partir de datos instrumentales sólo es posible realizarlo a través de la serie de precipitación de la Ciudad de Barcelona (1786–2005), que es la serie más antigua

disponible del Mediterráneo Occidental. El análisis de esta serie ha permitido afirmar que no existe tendencia alguna en la precipitación anual y estacional. Sólo existe una tendencia estadísticamente significativa para la precipitación de verano, la cual es de $+0,13 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$. Este resultado parece inconsistente al que presentan las proyecciones de escenarios futuros para la zona mediterránea (IPCC, 2007). En todo caso la disminución prevista por estas proyecciones aún no es detectable. La evolución temporal de la precipitación máxima diaria anual y máxima diaria de septiembre (mes más lluvioso en Barcelona) no presenta tampoco tendencia alguna que sea estadísticamente significativa. Sí que la presenta el número total de días con precipitación apreciable. Los días con menor precipitación son los que han aumentado significativamente (de 0,1 a 1 mm). Aún así, dicho aumento podría estar relacionado bien con un aumento real de los días con precipitación apreciable o bien con una disminución en el umbral de medición.

¿Se pueden relacionar los índices hídricos con la precipitación o algún índice pluviométrico?

Sí se puede establecer una relación entre índices hídricos (*ih*) documentales e índices pluviométricos. Para la serie de índices hídricos de la Ciudad de Barcelona existe una relación directa apreciable entre los *ih* y el índice pluviométrico definido por el SPI 6-mensual a escala anual (coeficiente de correlación lineal de +0,64). Para la precipitación anual, la relación es más modesta ($r = +0,55$).

Además, la relación existente entre los *ih* y el SPI 6-mensual ha permitido reconstruir el SPI 6-mensual de la Ciudad de Barcelona hasta los inicios del siglo XVI. Esta reconstrucción muestra una diferencia notoria entre la variabilidad en la época documental (época con sólo registros documentales) y la época instrumental (1786–2005), siendo mayor en la época documental que en la instrumental. También es de destacar que la evolución anual del SPI 6-mensual (precipitación) para la Ciudad de Barcelona presenta una tendencia creciente a muy largo plazo, estadísticamente significativa.

4) ¿Qué tipos de tiempo o patrones de SLP están relacionados con los extremos hídricos y cuál es su distribución durante los periodos anómalos en Catalunya?

Con las series de SLP diaria antiguas (trece), se han realizado reconstrucciones sinópticas del campo medio diario de SLP en Europa. Estas reconstrucciones se han utilizado para analizar un periodo de alta variabilidad climática en el pasado en Catalunya: 1840–1870. Durante este periodo se produjeron 108 inundaciones (56 CAT y 52 EXT) identificadas a partir de 26 localidades repartidas por toda Catalunya. El número de inundaciones identificadas representa un promedio de casi cuatro inundaciones por año. Estas inundaciones están asociadas a 64 episodios meteorológicos diferentes (promedio de 2 por año). A partir de dos técnicas se han clasificado los episodios meteorológicos en tipos de tiempo (TPs) o patrones de SLP: una subjetiva y la otra a partir de un ACJ de las reconstrucciones sinópticas de todos los días en que hubo inundaciones. También se ha aplicado un ACP sobre el campo de SLP diaria en Europa para todo el periodo a partir de trece series de presión con el fin de encontrar los patrones espaciales (EOFs) durante ese periodo.

Los TPs encontrados por la técnica del ACJ son: TP1-Flujo meridional con altas presiones (~ 54%), TP2-Flujo meridional con bajas presiones (~ 18%), TP3-Flujo del

SE (~ 5%), TP4-Flujo del NW (~ 5%), TP5-Situación anticiclónica (~ 12%) y TP6-Flujo del SW (~ 6%). Estos TPs tienen una alta correspondencia con los TPs obtenidos por otros autores para la zona Mediterránea durante el siglo XX. Estos patrones son similares a los obtenidos mediante el análisis subjetivo así como el estudio de las EOFs del campo medio de SLP diaria en Europa para tal periodo. Asimismo se hallan dentro de los TPs usualmente asociados a inundaciones en Catalunya (Llasat y Puigcerver, 1994; Romero *et al.*, 1999a,b).

El ACP aplicado ha permitido definir siete EOFs principales (> 95 % de la variabilidad total) del campo de SLP diario en Europa. Ninguna CP asociada a cada EOF presenta comportamiento anómalo alguno que sea significativo. El análisis de la evolución de las CPs para todo el periodo 1840–1870 (11.323 días) comparado con el valor de las CPs correspondientes a los días asociados a inundaciones (114 días), indica la predominancia de situaciones meridionales de componente sur para esta última muestra, siendo más acusada en el caso de episodios CAT.

El TP predominante durante el periodo 1840–1870 fue una situación de flujo meridional sobre Catalunya. Este TP obedece a la configuración más propensa para la generación de precipitaciones intensas en Catalunya: flujo de componente meridional, procedente del mar mediterráneo, cálido y con una gran cantidad de vapor de agua, que se ve obligado a ascender por forzamiento orográfico o dinámico. Hay que destacar que el 29% de días totales que están asociados a un episodio meteorológico CAT, pertenecen al TP1. Así durante este periodo se dio una elevada frecuencia de episodios CAT asociados al patrón más propenso en generar precipitaciones intensas en Catalunya. Si además se atiende a la preponderancia anómala de inundaciones en primavera para el periodo 1840–1870, unida a que éstas se produjeron casi siempre bajo circulación meridional, se obtiene una de las claves de la anomalía (este tipo de circulación no es usual en primavera). Este factor sería agravado por el deshielo favorecido por la finalización de la PEH. En esa época se acumulaba una mayor cantidad de nieve en cotas medias y altas del Pirineo en comparación con la actualidad. El deshielo de toda esa gran cantidad de nieve se uniría a las precipitaciones extremas, con lo que los caudales de los ríos serían considerables y con un gran poder de destrucción de infraestructuras, produciéndose por lo tanto un mayor registro de inundaciones CAT.

5) ¿Se puede establecer una relación entre precipitación diaria e inundaciones en Catalunya? ¿Se ve afectada esta relación por el aumento de la vulnerabilidad?

Sí que se puede establecer una relación entre precipitación e inundaciones y la relación no se ve afectada por el aumento de la vulnerabilidad. Este tipo de análisis sólo es posible desarrollarlo en Catalunya para la Ciudad de Barcelona, ya que dispone de sendas series largas de inundaciones y precipitación diaria. El análisis de la evolución de la ocurrencia de inundaciones (85 eventos) en la Ciudad de Barcelona desde el siglo XIV hasta el 2005 junto con el de la evolución de la precipitación extrema en la misma ciudad desde 1854 ha permitido comprobar que todas las inundaciones producidas en la Ciudad de Barcelona tuvieron lugar en días con una precipitación en 24 h superior a 50 mm. Este análisis además también ha permitido concluir que la ausencia de tendencia en la serie de precipitación no puede explicar el número creciente de eventos de inundación, especialmente los EXT, durante los últimos 150 años de la serie. Así pues, la tendencia observada en el número de inundaciones documentadas puede ser atribuida

a la evolución del umbral de percepción y a cambios en la vulnerabilidad, así como a las condiciones urbanísticas desde mediados del siglo XIX. El aumento observado durante la segunda mitad del siglo XIX está relacionado por un lado con la destrucción de la muralla de la ciudad, la cual la protegía de los desbordamientos de los torrentes y rieras del Pla de Barcelona y, por otro lado, a un deficiente sistema de drenaje. El aumento observado durante la última parte del siglo XX está relacionado por un lado con un mayor impacto de las inundaciones (aumentaron los daños y la percepción social) y, por otro lado a la ocupación urbana de zonas inundables. Por lo tanto, los cambios urbanísticos de la ciudad son el factor principal que determina que los impactos de las inundaciones súbitas hayan cambiado con el tiempo. Como consecuencia de esto, el número de inundaciones CAT ha disminuido y el de EXT ha aumentado. Además el desarrollo de una buena red de drenaje, como en el caso de la ciudad de Barcelona, contribuye a una gran mitigación de los impactos producidos por las inundaciones súbitas.

Por otro lado y debido a que la gran mayoría de inundaciones producidas en el Pla de Barcelona son súbitas, el análisis llevado a cabo aquí ha permitido progresar en la definición general de las inundaciones súbitas o repentinas en el Mediterráneo Occidental, para las cuales no existe ninguna definición establecida exhaustiva. Una primera propuesta sería que son inundaciones que suceden en poco tiempo, producidas por eventos de precipitaciones intensas que duran menos de seis horas y acumulan más de 50 mm en tal periodo. Sin embargo son necesarios más estudios para otras zonas de la costa mediterránea.

6) ¿Cómo ha evolucionado la precipitación regional durante el siglo XX en toda España?

Con las series regionales de precipitación areal construidas en esta tesis se ha analizado la evolución de la precipitación regional en España durante el siglo XX, la cual muestra la existencia de dos periodos comunes secos principales: 1898–1911 y los primeros meses del año para 1989–1998. Las anomalías negativas más importantes se concentran en el inicio de las series (invierno y verano) y al final de las mismas (invierno y primavera), asociadas a las sequías de 1898–1907 y 1990–1995. Periodos comunes de precipitaciones máximas son más difíciles de encontrar, ya que se producen en respuesta a factores más locales. La anomalía positiva común más extendida se encuentra durante la segunda mitad del año del periodo 1989–1998. En general no se observan tendencias importantes ni desplazamientos estacionales en la precipitación. Sólo se encuentran tendencias estadísticamente significativas para la primavera en la región CS (de $-0,51 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$) y en verano para las BAL (de $-0,28 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$). A escala anual, la precipitación en la región NW ha aumentado significativamente con un valor de $+1,50 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$. Cuando se considera sólo la primera mitad del periodo de estudio (1898–1948), la situación cambia completamente y se obtienen tendencias significativas para las regiones NW, N y NE, asociadas a la anomalía negativa existente en las dos primeras décadas de las series. Sin embargo, para la segunda mitad (1948–1998) no se encuentra tendencia alguna. Este hecho constata la importancia de la variabilidad de la muestra en la detección de tendencias en la precipitación, las cuales dependen del periodo y longitud temporal de las series consideradas.

Con los resultados aquí expuestos se concluye que la disminución en la precipitación anual prevista por las simulaciones IPCC-ARS para la Península Ibérica a consecuencia

del incremento de los GEIs (IPCC, 2007) aún no es detectable para el conjunto de España. Sólo es detectable para la primavera en la región CS y para el verano en la región BAL.

¿Puede calificarse de anómala la situación actual?

La situación actual no puede calificarse como anómala en relación con las tendencias recientes (últimos 30 años de la serie: 1968–1997) ya que no se observa ninguna tendencia significativa ni tampoco destaca la tendencia a corto plazo reciente sobre las tendencias a corto plazo anteriores. Sólo la región NE presenta una disminución de la precipitación estadísticamente significativa (de $\sim -4,0 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$), aunque comparable al rango de variabilidad de las tendencias a corto plazo anteriores.

En relación al comportamiento de la precipitación, sí que se observa un comportamiento anómalo para el periodo 1989–1998, consistente en una primera mitad del año seca o muy seca, seguida de una segunda mitad del año húmeda. Este hecho comporta un estrés hídrico considerable a los cultivos y bosques en todas las regiones. No obstante, el hecho de acabar el análisis en 1998, no permite evaluar si este comportamiento se ha mantenido durante los últimos diez años (1999–2008).

7) ¿Presenta alguna periodicidad la serie de inundaciones de Catalunya?

La identificación de los periodos anómalos se ha realizado para la serie regional de inundaciones CAT de Catalunya, por ser las que están menos influenciadas por cambios en la vulnerabilidad. El análisis espectral de esta serie presenta un gran problema de ruido, que hace difícil la interpretación de las periodicidades encontradas. Los principales periodos encontrados son de 2,18; 58,8; 2,57; 4,99 y 78,9 años. Ninguno de los periodos encontrados coincide con periodos de fenómenos conocidos como la Oscilación Casi-Bienal estratosférica (QBO) o los ciclos solares. En todo caso los ciclos identificados de 2,18 años y 78,9 años se aproximarían a la Oscilación Casi-Bienal y al Ciclo de Gleissberg, tal como ya se encontró con una serie más corta y no actualizada en Barriendos *et al.* (1998).

¿Existe una relación directa entre las inundaciones y la actividad solar?

No existe relación directa entre las inundaciones y la actividad solar en Catalunya. Aunque algunos de los periodos anómalos identificados en la serie de inundaciones CAT de Catalunya coinciden con periodos de máxima o mínima actividad solar, la correlación entre las inundaciones CAT y la actividad solar es muy débil y no significativa ($-0,09$). Por lo tanto, se puede concluir que no existe una relación directa entre ambas variables.

8) ¿Qué relación tiene la NAO con la precipitación regional en España?

Con las ochos series de precipitación areal construidas para el conjunto de España se ha estudiado la relación con la NAO. Las correlaciones a escala mensual y anual entre ambas variables son modestas y negativas para el conjunto de España. A escala estacional se obtiene una correlación elevada de $-0,7$ durante el invierno en la región CS, y valores por debajo de $-0,5$ en las regiones NE, LEV y CN. Durante el periodo de estudio tales correlaciones no se han mantenido estacionarias y si se estudian para el

periodo 1940–1996, los valores aumentan en todas las regiones alcanzándose un valor de $-0,8$ durante el invierno en la región CS. Este valor es más alto que el encontrado para esta región en trabajos anteriores basados en datos de estaciones puntuales o en técnicas de regionalización de la precipitación según criterios estadísticos (Zorita *et al.*, 1992; Rodó *et al.*, 1997; Esteban-Parra *et al.*, 1998; Rodríguez-Puebla *et al.*, 2001; Trigo *et al.*, 2004). Además la diferencia de correlación del periodo 1940–1996 con el periodo anterior (1898–1940) es estadísticamente significativa para la región CS.

9) ¿Existe una relación directa entre la NAO y la ocurrencia de inundaciones en Catalunya?

No parece existir relación directa alguna entre la NAO y las inundaciones CAT, ya que la correlación obtenida entre ambas variables para el periodo 1500–2005 a partir de dos reconstrucciones de la NAO es prácticamente nula.

10) ¿Es posible modelizar las características espacio-temporales y la variabilidad interanual de los extremos hídricos en Catalunya con un modelo meteorológico de mesoescala?

Sí que es posible. La modelización se ha realizado a través del modelo mesoescalar MM5 como herramienta de downscaling o redimensionamiento dinámico para estudiar la evolución y ocurrencia de los extremos hídricos y de la precipitación en Catalunya. Esta técnica consiste en anidar y forzar el MM5 (modelo de escala limitada) a las condiciones de contorno de un MGC.

La simulación del MM5 anidado y forzado a los Reanálisis del ERA40 del ECMWF para el periodo 1971–2000 con tres dominios anidados unidireccionalmente (135, 45 y 15 *km* de resolución horizontal y 23 niveles verticales) ha mostrado la importancia de la resolución espacial de los dominios de integración para reproducir la distribución espacial de la precipitación en Catalunya (patrones espaciales generales, localización de los máximos y mínimos pluviométricos...), sobre todo en la detección del máximo pluviométrico observado en la zona NE. En cambio, no se han encontrado diferencias significativas en la evolución temporal media de la precipitación y de los extremos hídricos entre las salidas a diferentes resoluciones (15 y 45 *km*) para todo el territorio de Catalunya. La simulación reproduce correctamente los patrones espaciales de precipitación: valores máximos en los Pirineos y la zona NE y valores mínimos en la zona de la Depressió Central (Lleida). También reproduce satisfactoriamente la evolución de las anomalías y la evolución de los extremos hídricos en comparación con la precipitación diaria extrema (> 50 *mm*). En particular el modelo parece capturar la disminución de precipitación en la década de los años 80 del siglo XX y en el periodo 1995–2000 en comparación con el periodo más lluvioso 1970–1980. La simulación también muestra un máximo de episodios extremos de precipitación a principios de los años 80 del siglo XX consistente con una mayor frecuencia de inundaciones CAT, así como una menor frecuencia de episodios extremos coincidente con una menor ocurrencia de inundaciones CAT en el periodo 1985–2000. Por otro lado, esta simulación permite definir TPs asociados a los episodios causantes de inundaciones consistentes con los obtenidos durante el periodo 1971–2000 a partir de los Reanálisis del ERA40 (condiciones observadas). Los ciclos medios de precipitación estacional y anual no están bien reproducidos, ya que la estación más lluviosa según las observaciones (otoño) es la segunda más seca en la simulación después del verano.

Tampoco están bien reproducidos por la simulación la distribución espacial de la precipitación media de otoño e invierno, y la distribución estacional de los eventos con precipitación extrema ($> 50 \text{ mm}$) en comparación con los valores observados.

La simulación del MM5 anidado y forzado a un modelo acoplado atmósfera-océano (ECHO-G, simulación forzada del clima actual con la actividad solar y volcánica y la concentración de GEIs) con dos dominios anidados unidireccionalmente (135 y 45 km de resolución espacial y 23 niveles verticales) para el periodo 1502–1989 produce un rango de variabilidad multidecadal consistente con el rango de variabilidad mostrado por las observaciones (precipitación areal de la zona NE de España y de Barcelona) para los últimos 100–200 años del periodo de estudio. También es capaz de reproducir la evolución de las anomalías anuales de precipitación en comparación con las observadas para toda la zona NE de la Península Ibérica para el periodo 1898–1989. Esta simulación también reproduce en parte la evolución de las inundaciones CAT en Catalunya desde finales del siglo XVI hasta principios del siglo XVIII. No obstante, sería necesaria una simulación no forzada del clima pasado para acabar de completar la discusión y encontrar si en ausencia de forzamientos externos, la variabilidad interna multidecadal en el modelo es fundamentalmente diferente (frecuencia o/y amplitud).

A raíz de los resultados expuestos, la técnica del downscaling o redimensionamiento dinámico a través del MM5 es una técnica válida para la generación de escenarios climáticos regionalizados (pasados o futuros) en Catalunya en lo que se refiere a la distribución espacial de la precipitación a escala anual y semianual, así como la evolución temporal a escala anual de la precipitación y de los extremos hídricos. No lo será, en cambio, para modelizar los ciclos anual y estacional medios, la distribución de eventos extremos, así como la precipitación estacional. Para poder solucionar estos desacuerdos habría que mejorar algunos aspectos del diseño de la simulación, como serían los dominios de integración. Habría que agrandándolos para que el modelo pueda resolver una mayor zona geográfica. El tamaño de los dominios influye considerablemente en la simulación de muchos campos meteorológicos y en especial el de la precipitación (Sairouni *et al.*, 2007). También sería necesario probar parametrizaciones más complejas, pero esto implica un mayor coste computacional y espacio de disco, no siempre disponible.

10.2 Trabajo futuro

El trabajo futuro a desarrollar se puede dividir en cinco bloques diferentes coincidentes con el trabajo desarrollado del Capítulo 3 al Capítulo 8. Estos cinco bloques se pasan a detallar a continuación:

1) Información documental y proxy

Numerosas reconstrucciones de diferentes variables meteorológicas (precipitación, SLP y geopotencial) se han estado desarrollando durante la elaboración de la presente tesis a partir de datos procedentes tanto de archivos documentales como proxies naturales (dendrocronologías, sedimentos marinos, testigos de hielo, corales...) y se han hecho públicas recientemente. Estaría bien utilizar toda esta información para detallar o puntualizar los resultados obtenidos en el análisis de las series de cronologías de inundaciones de Catalunya y la serie de índices hídricos de la Ciudad de Barcelona.

Sería interesante también estudiar las relaciones entre los índices de inundaciones e hídricos tratados en esta tesis con esas reconstrucciones. Las reconstrucciones más importantes a tener en cuenta serían:

- i) La malla de SLP y geopotencial a 500 *hPa* para Europa definida por Luterbacher *et al.* (2002b) para el periodo 1500–1999.
- ii) La malla de precipitación estacional de 0,5° x 0,5° en Europa (30°W–40°E y 30–71°N) definida por Pauling *et al.* (2006) para el periodo 1500–2000.
- iii) La recopilación de dendrocronologías actualmente en curso llevada a cabo por el proyecto DENDRODB²³ con más de 136 series para la zona Mediterránea para los ss. XV–XX.

También sería interesante explorar la posible relación entre el registro de erupciones volcánicas a nivel mundial, aunque sus efectos duran como máximo sólo tres años, y las inundaciones CAT en Catalunya.

2) Datos instrumentales antiguos

Durante el desarrollo de la presente tesis se han estado llevando a cabo diferentes proyectos e iniciativas de ámbito europeo destinadas a la recuperación de datos instrumentales antiguos y cuyos resultados se han ido haciendo públicos recientemente. Este es el caso del proyecto de la Unión Europea EMULATE (Ansell *et al.*, 2006) en el que se construyó una malla de datos diarios de SLP para el periodo 1850–2003 para Europa y el Océano Atlántico Norte. Todos estos datos o al menos el máximo número de ellos deberían utilizarse para desarrollar de nuevo el estudio de los TPs o patrones de SLP asociados a inundaciones del periodo anómalo 1840–1870 y corroborar los resultados obtenidos en la presente tesis, pero con una mayor cantidad de información. También sería útil esta base de datos para realizar un ACP del campo medio de SLP diaria para el periodo 1850–2003 y poder así comprobar si la circulación atmosférica en superficie durante gran parte del Final de la PEH tuvo realmente un comportamiento anómalo.

3) Series areales de precipitación

Las series regionales de precipitación definidas en el Capítulo 5, habría que actualizarlas hasta el presente, alargando las series de 1998 hasta por lo menos 2008. De esta manera se podrá evaluar lo que ha pasado durante los últimos 10 años y, sobre todo, comprobar si el comportamiento anómalo de la precipitación observado para el periodo 1989–1998 (final de las series) ha persistido durante por lo menos el periodo 1999–2008. El hecho de que exista un déficit importante de la precipitación durante la primera mitad del año y una importante abundancia de la misma durante la segunda mitad del año en el mismo periodo, provoca en la vegetación (cultivos y bosques) un gran estrés hídrico. La persistencia en el tiempo de esta situación conllevaría a tener malas cosechas y un elevado riesgo de incendios forestales en verano. Por otro lado, la actualización de las series areales permitiría tener una mejor evaluación de las tendencias recientes, y sobre todo evaluar la magnitud del último periodo de sequía que

²³ Más información sobre esta base de datos se puede encontrar en Internet: <http://servpal.cerege.fr> (consultado el 21/07/2008).

se ha registrado en Catalunya (2005–2007). Este periodo en principio ha sido el periodo más seco en Catalunya de los últimos 50–70 años (Altava-Ortiz *et al.*, en prensa). En referencia a la relación entre la NAO y la precipitación, la actualización de las series areales también permitiría evaluar si la creciente correlación observada entre la NAO y la precipitación (Capítulo 7) se mantiene.

4) Relación entre inundaciones y precipitación

Extensión del estudio realizado para la Ciudad de Barcelona a otras localidades del ámbito mediterráneo con registros documentales de inundaciones y series diarias largas de precipitación como podrían ser las ciudades de València, Palma de Mallorca, Murcia, Marsella... De este modo se podría corroborar el umbral de precipitación diaria a partir del cual pueden producirse inundaciones (sobre todo súbitas) encontrado para la Ciudad de Barcelona, así como avanzar en una definición general de las inundaciones súbitas en el Mediterráneo Occidental.

5) Índices de circulación

El estudio realizado sobre la relación entre la NAO y la precipitación (Capítulo 7) habría que extenderlo a otros índices de circulación que durante el desarrollo de la presente tesis han sido definidos y que parecen tener una relación importante con la precipitación sobre todo en el área mediterránea como la WeMO (*Western Mediterranean Oscillation*, Oscilación del Mediterráneo Occidental; Martín-Vide y López-Bustins, 2006; López-Bustins, 2007).

6) Modelos meteorológicos de mesoescala

Sería necesaria una redefinición de los dominios de integración de las simulaciones regionales a largo plazo desarrolladas con el MM5 aumentando el área cubierta por cada uno de ellos, en especial los dominios de 45 y 15 km para la obtención de mejores resultados sobre Catalunya. El tamaño de los dominios influye considerablemente en el resultado de muchos campos meteorológicos y en especial el de la precipitación (Sairouni *et al.*, 2007). También habría que desarrollar las simulaciones en grandes supercomputadores o granjas de PCs. De este modo se podrían probar esquemas de parametrizaciones más complejas que podrían aportar mejores resultados, pero que en contrapartida requieren un elevado tiempo de cálculo y una gran capacidad de disco.

Otra tarea a realizar sería la generación de escenarios climáticos regionalizados futuros a altas resoluciones (≤ 15 km) a partir del MM5 anidado y forzado a las condiciones de contorno de un MGC, como por el ejemplo el Modelo ECHAM5 (Roeckner *et al.*, 2003). Éste es un modelo conjunto del ECMWF y del Max-Planck Institut für Meteorologie de Hamburg (Alemania), su código es libre, así como el acceso a tal modelo y a las simulaciones climáticas desarrolladas con el ECHAM5 para el cuarto informe del IPCC (2007). Estas simulaciones serían útiles para evaluar a escala regional y local los impactos del aumento de los GEIs, sobre todo poniendo especial énfasis en la evolución y ocurrencia futuras de los extremos hídricos, las cuales se podrían poner en perspectiva con los resultados obtenidos en la presente tesis doctoral.

Finalmente, el modelo MM5 quedó cerrado definitivamente a finales del año 2004, con lo que desde entonces no tiene ninguna gran actualización ni mejora. Los grupos de investigación que trabajaban en él se unieron a otro proyecto de desarrollo de un nuevo modelo mesoescalar que en parte es una continuación del proyecto que dio origen al MM5. Este nuevo modelo es el WRF²⁴ (*Weather Research Forecasting Model*; Skamarock *et al.*, 2005), el cual está en pleno desarrollo actualmente. Por lo tanto, sería muy aconsejable utilizar este modelo para repetir el estudio realizado con el MM5 y poder comprobar si el modelo WRF mejora los resultados conseguidos con el MM5.

²⁴ Más información sobre el modelo WRF se puede encontrar en la página web de la comunidad de usuarios de este modelo: <http://www.wrf-model.org/> (consultado el 21/07/2008).

APÉNDICES

En este capítulo se recopilan una serie de apéndices sobre puntualizaciones y explicaciones de diferentes métodos de análisis estadístico y de datos meteorológicos y climáticos, que se han utilizado ampliamente en la presente tesis doctoral. Tales explicaciones no tenían cabida en ninguno de los capítulos anteriores y por eso se incluyen en esta parte.

A Estadísticos básicos

Se entiende por estadísticos básicos los parámetros que definen las características generales de una serie de datos y su posible distribución:

- i) valor medio de los datos: media aritmética
- ii) dispersión: desviación estándar
- iii) variabilidad de los datos: coeficiente de variación
- iv) simetría de los datos respecto al valor medio: coeficiente de asimetría o sesgo
- v) apuntamiento de las frecuencias: curtosis

Las expresiones de cada uno de los estadísticos básicos son las siguientes:

- Media aritmética:

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N x_i \quad \text{Ec. A-1}$$

donde, N es la longitud temporal de la serie
 x_i , el valor i -ésimo de la serie.

- Desviación estándar:

$$\sigma = \left[\frac{1}{N-1} \cdot \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \quad \text{Ec. A-2}$$

donde, N es la longitud temporal
 x_i , el valor i -ésimo
 \bar{x} , la media aritmética de la serie.

- Coeficiente de variación:

$$CV = \frac{\sigma}{\bar{x}} \quad \text{Ec. A-3}$$

donde, σ es la desviación estándar
 \bar{x} , la media aritmética de la serie.

Este coeficiente se suele expresar en porcentaje (%).

- Coeficiente de asimetría o sesgo:

$$c_s = \frac{N}{(N-1)(N-2)} \cdot \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i - \bar{x}}{\sigma} \right)^3 \quad \text{Ec. A-4}$$

donde, N es la longitud temporal
 x_i , el valor i -ésimo
 \bar{x} , la media aritmética
 σ , la desviación estándar.

- Curtosis:

$$c_k = \left[\frac{N(N+1)}{(N-1)(N-2)(N-3)} \cdot \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i - \bar{x}}{\sigma} \right)^4 \right] - \frac{3(N-1)^2}{(N-2)(N-3)} \quad \text{Ec. A-5}$$

donde, N es la longitud temporal
 x_i , el valor i -ésimo
 \bar{x} , la media aritmética
 σ , la desviación estándar.

Todas las expresiones anteriores exigen que la serie de datos contenga un número mínimo de éstos. Para poder calcular la media aritmética, la desviación estándar y el coeficiente de variación se requiere que la serie contenga un mínimo de dos datos, para el sesgo se requieren un mínimo de tres datos y para la curtosis un mínimo de cuatro datos.

De todos los estadísticos anteriores, el más importante para evaluar la variabilidad de los datos de una serie temporal es el coeficiente de variación. Una serie presenta más variabilidad cuanto más grande sea su desviación estándar en relación a su media aritmética, con lo que series que presenten coeficientes de variación superiores a 0,5 pueden considerarse series con una elevada variabilidad.

B Correlación entre series de datos

La correlación entre series de datos es una medida del grado de relación que guardan entre ellos y una herramienta estadística para comprobar si, a priori, un conjunto de datos mantienen algún tipo de dependencia directa. La manera más sencilla de estimar el grado de dependencia (correlación) entre series de datos es preguntarse si entre ellos existe la posibilidad que dependan linealmente unos de los otros. Diferentes coeficientes evalúan la correlación lineal entre series de datos, siendo el coeficiente de correlación lineal de Pearson el más ampliamente utilizado. En este apéndice se presenta la expresión para calcular tal coeficiente y cómo hay que proceder para calcular la significatividad estadística de tal coeficiente (Press *et al.*, 1992).

B.1 Coeficiente de correlación lineal de Pearson

El coeficiente de correlación lineal de Pearson tiene como expresión matemática la siguiente:

$$r = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_i (y_i - \bar{y})^2}} = \frac{N \left(\sum_{i=1}^N x_i \cdot y_i \right) - \left(\sum_{i=1}^N x_i \right) \left(\sum_{i=1}^N y_i \right)}{\sqrt{\left[N \sum_{i=1}^N x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^N x_i \right)^2 \right] \left[N \sum_{i=1}^N y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^N y_i \right)^2 \right]}} \quad \text{Ec. B-1}$$

donde, las x_i 's y las y_i 's son los datos correspondientes, respectivamente, a cada una de las series de las que se quiere calcular su correlación.
 \bar{x} e \bar{y} son los valores medios de cada una de las series de las que se quiere calcular su correlación.
 N , el número total de datos.

El valor del coeficiente varía entre -1 y $+1$. Cuando el coeficiente r toma el valor de $+1$, es el momento denominado de correlación completa positiva, cuando los puntos de las dos series de datos describen una perfecta línea recta con pendiente positiva, con x e y aumentando conjuntamente. El valor $+1$ es independiente de la magnitud de la pendiente de la recta. En cambio, si los puntos de datos describen una perfecta línea recta con pendiente negativa, con y decreciendo cuando x aumenta, el coeficiente r toma entonces el valor de -1 , momento denominado de correlación completa negativa. Un valor de r cercano a cero indica que las variables x e y no están correlacionadas linealmente.

B.2 Significancia estadística

El coeficiente de Pearson (Ec. B-1) tiene el inconveniente que es un estadístico pobre para decidir si la correlación observada es estadísticamente significativa, o/y si una correlación observada es significativamente más fuerte que otra. El motivo es que en el cálculo del coeficiente se ignora la distribución individual de x e y , por lo tanto no hay una manera universal de evaluar sus distribuciones en el caso de que las dos variables no estén correlacionadas (la hipótesis nula).

Para poder evaluar la significancia estadística de una correlación hay que tener en cuenta lo siguiente: Si la hipótesis nula es que x e y no estén correlacionados, si cada una de sus distribuciones tienen los momentos suficientemente convergentes (los extremos de las distribuciones tienden a cero rápidamente) y si el número de datos de la muestra (N) es elevado (típicamente $N > 500$), entonces r presenta una distribución aproximadamente normal o gaussiana, con:

$$\left. \begin{aligned} \text{media} &= 0 \\ \text{desviación estándar} &= \frac{1}{\sqrt{N}} \end{aligned} \right\} \quad \text{Ec. B-2}$$

En este caso la significancia de la correlación, esto es, la probabilidad que $|r|$ fuera más grande que su valor observado en la hipótesis nula, es:

$$p = \text{ferc} \left(\frac{|r| \sqrt{N}}{\sqrt{2}} \right) \tag{Ec. B-3}$$

donde, p es la probabilidad.
 $\text{ferc}(x)$, la función error complementaria.
 r , el coeficiente de correlación lineal de Pearson.
 N , el número de datos comunes entre las dos series de datos.

Un valor pequeño de la $\text{ferc}(x)$ indica que las dos distribuciones están estadísticamente correlacionadas.

Existen otros tests estadísticos que se pueden realizar usando el coeficiente r además del presentado en la Ec. B-2, pero en la gran mayoría de casos, no obstante, estos tests sólo son válidos bajo ciertos tipos de hipótesis muy especiales, particularmente para aquellas distribuciones de x e y que conjuntamente forman una distribución alrededor de sus valores medios del tipo binomial o gaussiana bidimensional, con una densidad de probabilidad tal como:

$$p(x, y) dx dy = cte. \exp \left(-0,5 (a_{11}x^2 - 2a_{12}xy + a_{22}y^2) \right) dx dy \tag{Ec. B-4}$$

donde, a_{11} , a_{12} y a_{22} son constantes arbitrarias.

Para este tipo de distribución el coeficiente r tiene como expresión la siguiente:

$$r = \frac{a_{12}}{\sqrt{a_{11}a_{22}}} \tag{Ec. B-5}$$

Dejando de lado las expresiones anteriores (Ec. B-4 y Ec. B-5), cuando las dos muestras contengan un número de datos no muy elevado, esto es $N < 500$, la función error complementaria, $\text{ferc}(x)$, ya no es una buena manera de calcular la significancia estadística de la correlación. Entonces se tiene que recurrir al siguiente estadístico:

$$t = r \sqrt{\frac{N-2}{1-r^2}} \tag{Ec. B-6}$$

que está distribuido en la hipótesis nula (caso de no correlación) como la distribución t de Student con $v = N - 2$ grados de libertad, cuyo nivel de significación bilateral viene dado por $1 - A(t|v)$, siendo esta última función, la función de probabilidad de la distribución t de Student:

$$A(t | v) = 1 - I_{\frac{v}{v+t^2}} \left(\frac{v}{2}, \frac{1}{2} \right) = \frac{1}{v^{1/2} B \left(\frac{1}{2}, \frac{v}{2} \right)} \int_{-t}^t dx \left(1 + \frac{x^2}{v} \right)^{-\frac{v+1}{2}} \tag{Ec. B-7}$$

donde, v son los grados de libertad.
 $B(a,b)$ es la función beta (véase Ec. B-8).
 $I_x(a,b)$, la función beta incompleta (véase Ec. B-9).

La expresión para la función beta, $B(a,b)$, es la siguiente:

$$B(a,b) = \int_0^1 dt t^{a-1} (1-t)^{b-1} \quad \text{Ec. B-8}$$

Por otro lado, la función para la función beta incompleta es la siguiente:

$$I_x(a,b) = \frac{1}{B(a,b)} \int_0^x dt t^{a-1} (1-t)^{b-1} \quad \text{Ec. B-9}$$

con $(a,b > 0)$, como los valores límite $I_0(a,b) = 0$ y $I_1(a,b) = 1$ y la cual cumple la siguiente relación de simetría:

$$I_x(a,b) = 1 - I_{1-x}(b,a) \quad \text{Ec. B-10}$$

La función de probabilidad de la distribución t de Student (Ec. B-7) tiene como valores límite: $A(0 | \nu) = 0$ y $A(\infty | \nu) = 1$. A medida que N crece, las funciones $A(t|\nu)$ y $\text{ferc}(x)$ tienden a parecerse asintóticamente, por lo tanto, no se comete un error muy grande si se calcula la significancia estadística a partir de la Ec. B-7, aún cuando la suposición de binormalidad no esté bien consolidada.

Una vez calculada la significancia estadística se tiene que la correlación encontrada será estadísticamente significativa si se cumple que la significancia estadística sea inferior a un valor umbral dado, que está relacionado con el nivel de confianza que se quiera exigir. La condición es:

$$SE < 1 - \frac{NC}{100} \quad \text{Ec. B-11}$$

donde, SE es la significancia estadística.
 NC , el nivel de confianza en tanto por ciento.

Los valores umbrales habituales que se suelen utilizar para la significancia estadística son 0,1; 0,05 y 0,01 correspondientes a niveles de confianza del 90, 95 y 99 %, respectivamente.

Programar las expresiones que se han presentado anteriormente para calcular la correlación y su significancia estadística entre series de datos es sencillo en FORTRAN 77 con la ayuda del *Numerical Recipes in FORTRAN* de Press *et al.* (1992).

C Análisis de Tendencias

El cálculo de tendencias de una serie de valores es siempre un tema espinoso cuando se quiere llevar a cabo. Dado que no se sabe de antemano cuál es el patrón de cambio o cuál es la naturaleza del posible cambio, se aconseja el uso de múltiples tests para evaluarla (WMO, 2000). Aunque, con esta solución no se acaban todos los problemas, ya que el uso de los tests más utilizados a menudo (por ejemplo, los tests de Mann-Kendall o Spearman) lleva a resultados opuestos, en los que es imposible discernir si existe tendencia o no (Llasat y Quintas, 2004). Así pues, en este apartado se presenta un método basado en una técnica Monte Carlo, de fácil aplicación y entendimiento. Este método se utiliza para evaluar la posible existencia de una tendencia lineal en una serie

de datos y a partir de una técnica de Monte Carlo (Livezey y Chen, 1983; Kunkel *et al.*, 1999; Liebmann *et al.*, 2004) se analiza su significancia estadística. Esta técnica consiste en los siguientes pasos:

- i) Cálculo de la tendencia lineal de la serie original a través de un ajuste lineal de los datos (mínimos cuadrados o regresión lineal).
- ii) Generación de 10.000 permutaciones aleatorias de la serie original.
- iii) Cálculo de las tendencias lineales para cada una de las 10.000 series generadas.
- iv) Cálculo de los percentiles 97,5 y 2,5 para las 10.000 tendencias lineales calculadas.
- v) Si la primera tendencia lineal calculada (la tendencia lineal de la serie original) fuera más grande que el percentil 97,5 para valores positivos o más pequeña que el percentil 2,5 para valores negativos, entonces la tendencia lineal encontrada para la serie original sería estadísticamente significativa con un nivel de confianza del 95%. En caso contrario la serie original no tendría una tendencia lineal estadísticamente significativa y se puede descartar la hipótesis nula de que la serie no tiene tendencia.

La técnica de Monte Carlo es de fácil aplicación a cualquier serie de datos temporales, como es el caso de series de variables meteorológicas o climáticas. Además es un método de una gran robustez estadística y sencillez de interpretación.

D Análisis espectral

El análisis espectral es una técnica matemática que se utiliza para estudiar si un conjunto de datos presenta una periodicidad o periodicidades determinadas. Existen muchos métodos para realizar el análisis espectral de un conjunto de datos y cada uno de ellos tiene como finalidad encontrar periodos de alta o baja frecuencia. Para el análisis climático las periodicidades más interesantes son las de baja frecuencia, por ello el método de análisis espectral más idóneo es el de máxima entropía (Rodríguez *et al.*, 1999), conocido como MESA (*Maximum Entropy Spectral Analysis*). Para aplicar este método es necesario decidir el valor de dos parámetros: M y Δv . El parámetro M está relacionado con la longitud de la muestra de datos. El valor apropiado para este parámetro se sitúa entre 10% y 30% de la longitud de la serie. Escogiendo un 30% se encuentran picos de frecuencia más estrechos y mejor discriminados entre ellos que con un 10% (Figura D.1). El otro parámetro está relacionado con la resolución en el incremento de frecuencias que va a barrer el método, y por lo tanto, con el número de frecuencias que se van a calcular.

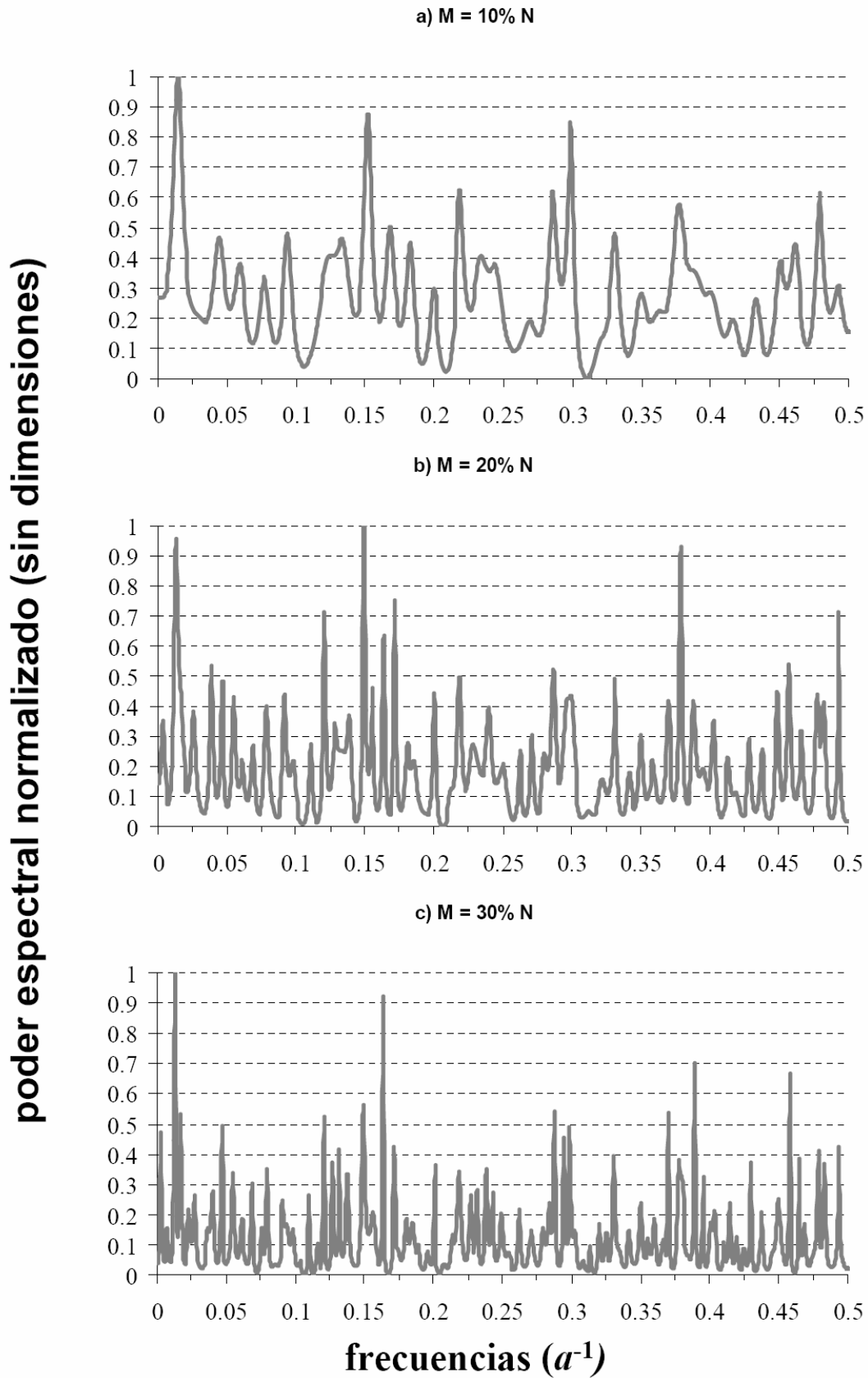


Figura D.1. Diferentes resultados del método MESA aplicados para una misma serie de datos climáticos, pero con diferentes valores del parámetro M : a) $M=10\%$ de N , b) $M=20\%$ de N , c) $M=30\%$ de N , donde la variable N es la longitud de la serie de datos.

Bibliografía

- ACCORD. (2000): *Atmospheric Circulation Classification and Regional Downscaling. Final report to the European Commission (DXII)*, Bruselas, Bélgica, 20 pp. (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/projects/accord/contents.htm>; consultado el 21/07/2008)²⁴.
- Alonso-Sarría, F., F. López-Bermúdez y C. Conesa-García (2002): “Synoptic conditions producing extreme rainfall events along the Mediterranean Coast of the Iberian Peninsula”. En Bull, L.J. y M.J. Kirby (eds.): *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, pp. 351–372.
- Alpert P., T. Ben-gai, A. Baharad, Y. Benjamini, D. Yekutieli, M. Colacino, L. Diodato, C. Ramis, V. Homar, R. Romero, S. Michaelides y A. Manes (2002): “The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values”, *Geophysical Research Letters*, 29, 1536.
- Altava-Ortiz, V. (2006): *Anàlisi dels canvis pluviomètrics en els segles XIX i XX a la Mediterrània Occidental i Central. La seua relació amb el Canvi Climàtic*. Treball per a l’obtenció del Diploma d’Estudis Avançats (DEA). Programa de doctorat d’Astronomia i Meteorologia (Bienni 2004–2006). DAM/250201-07/0606. Publicación interna, 113 pp.
- Altava-Ortiz, V., A. Barrera-Escoda y M.C. Llasat (en prensa): “Drought in Catalonia: monitoring, classifying and reconstruction of drought records”. En *Proceedings of the 3rd International Workshop on Hydrological extremes: Analyses and images of hydrological extremes in Mediterranean environment*. Cosenza (Italia) 10–12th July 2008. AMHY-FRIEND group, Università degli studi della Calabria, Cosenza, Italia.
- Ansell, T., P.D. Jones, R.J. Allan, D. Lister, D.E. Parker, M. Brunet, A. Moberg, J. Jacobeit, P. Brohan, N. A. Rayner, E. Aguilar, H. Alexandersson, M. Barriendos, T. Brandsma, N.J. Cox, P.M. Della-Marta, A. Drebs, D. Founda, F. Gerstengarbe, K. Hickey, T. Jónsson, J. Luterbacher, Ø. Nordli, H. Oesterle, M. Petrakis, A. Philipp, M.J. Rodwell, O. Saladie, J. Sigro, V. Slonosky, L. Srnec, V. Swail, A.M. García-Suárez, H. Tuomenvirta, X. Wang, H. Wanner, P. Werner, D. Wheeler y E. Xoplaki (2006): “Daily mean sea level pressure reconstructions for the European–North Atlantic Region for the period 1850–2003”. *Journal of Climate*, 19(12), pp. 2717–2742.
- Arreola, J.L., V. Homar, R. Romero, C. Ramis y S. Alonso (2003): “Multiscale numerical study of the 10-12 November 2001 strong cyclogenesis event in the western Mediterranean”. En Jansà, A. y R. Romero (eds.): *Proceedings of the 4th EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms*, Alcúdia (Spain), 2-4 October 2002, CD-Rom, sec. 1, num. 30.
- Barnett, T.P. (1985): “Variations in near-global sea level pressure”. *Journal of Atmospheric Sciences*, 42, pp. 478–501.
- Barnolas Viladés, M. (2004): *Desarrollo de un sistema ACCESS/SIG en el ámbito de las ciencias de la atmósfera: Estudio de las inundaciones en Catalunya, 1901–2000*. Trabajo para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados (DEA). Programa de doctorado de Astronomía y Meteorología (Bienio 2002–2004). DAM/250201-05/0409.

²⁴ La fecha que aparece al lado de todas las direcciones de Internet, es la fecha en la que se consultó por última vez tal dirección.

- Barnolas, M. y M.C. Llasat (2007a): "A flood geodatabase and its climatological applications: The case of Catalonia for the last century". *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 7, pp. 271–281. (<http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/7/271/2007/nhess-7-271-2007.pdf>; consultado el 21/07/2008)
- Barnolas, M. y M.C. Llasat (2007b): *Metodología para el estudio de las inundaciones históricas en España e implementación de un SIG en las cuencas del Ter, Segre y Llobregat*. Monografías del Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX, M-90. Ministerio de Fomento y Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, España, 244 pp.
- Barnston, A.G. y R.E. Livezey (1987): "Classification, seasonality and persistence of low frequency atmospheric circulation patterns". *Monthly Weather Review*, 115, pp. 1083–1126.
- Barrera Escoda, A. (2004): *Técnicas de completado de series mensuales y aplicación al estudio de la influencia de la NAO en la distribución de la precipitación en España*. Trabajo para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados (DEA). Programa de doctorado de Astronomía y Meteorología (Bienio 2002–2004). DAM/250999-15/0406. Publicación interna, 96 pp. (<http://master.am.ub.es/~tbarrera/Publicaciones/barrera-dea.pdf>; consultado el 21/07/2008)
- Barrera, A. y M.C. Llasat (2004): "Evolución regional de la precipitación en España en los últimos 100 años". *Ingeniería Civil*, 135, pp. 105–113.
- Barrera A., M. Barriendos, M.C. Llasat y T. Rigo (2002): "Bases de datos diarios de presión a partir de registros meteorológicos antiguos. Primera aplicación a casos de inundaciones catastróficas en el litoral mediterráneo español". En Cuadrat, J.M., S.M. Vicente y M.A. Saz (eds.): *VII Reunión Nacional de Climatología: La información climática como herramienta de gestión ambiental*. Universidad de Zaragoza, Zaragoza, pp. 73–81.
- Barrera, A., M. Barriendos, M.C. Llasat y T. Rigo (2003): "Classification of weather types for strong rainfalls producing flood events during the end of the Little Ice Age (AD 1840–1870) in Catalonia. First approach from meteorological old instrumental records". En V.R. Thorndycraft, G. Benito, M. Barriendos y M.C. Llasat (eds.): *Palaeofloods, Historical Floods & Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment* (Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, Spain, 16–19th October, 2002), CSIC, Madrid, pp. 281–287.
- Barrera, A., M. Barriendos y M.C. Llasat (2005): "Extreme flash floods in Barcelona County". *Advances in Geosciences*, 2, pp. 111–116. (<http://www.adv-geosci.net/2/111/2005/adgeo-2-111-2005.pdf>; consultado el 21/07/2008).
- Barrera, A., M.C. Llasat y M. Barriendos (2006): "Estimation of the extreme flash flood evolution in Barcelona County from 1351 to 2005", *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, pp. 519–528. (<http://www.copernicus.org/EGU/nhess/6/nhess-6-505.pdf>; consultado el 21/07/2008).
- Barrera, A., V. Altava-Ortiz, M.C. Llasat y M. Barnolas (2007): "Heavy rain prediction using deterministic and probabilistic models. The flash flood cases of 11–13th October 2005 in Catalonia (NE Spain)". *Advances in Geosciences* 12, pp 121–126. (<http://www.adv-geosci.net/12/121/2007/adgeo-12-121-2007.pdf>; consultado el 21/07/2008).
- Barriendos, M. (1994): *El clima histórico de Catalunya. Aproximación a sus características generales (ss. XV–XIX)*. Tesis doctoral. Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Universidad de Barcelona, Barcelona, España. No publicada, 500 pp.

- Barriendos, M. (1998): “Consideraciones sobre el ambiente urbano durante la Revolución Industrial en la Barcelona de los siglos XVIII–XIX”. En Fernández, F., E. Galán y R. Cañada, (eds.): *Clima y ambiente urbano en ciudades ibéricas e iberoamericanas*. Editorial Parteluz, Madrid, pp. 399–410.
- Barriendos, M. (2005a): “Variabilidad climática y riesgos naturales en perspectiva histórica. El caso de Catalunya en los siglos XVIII–XIX”. *Revista de Historia Moderna*, 23, pp. 11–34.
- Barriendos, M. (2005b): “Climate and Culture in Spain. Religious responses to extreme climatic events in the Hispanic Kingdoms (16th–19th centuries)”. En Behringer, W., H. Lehmann y C. Pfister (eds.): *Kulturelle Konsequenzen der “Kleinen Eiszeit” – Cultural Consequences of the “Little Ice Age”*. Editorial Vandenhoeck & Ruprecht, Göttingen, Alemania, pp. 379–414.
- Barriendos, M. y M. C. Llasat (2003): “The case of the ‘Maldá’ Anomaly in the Western Mediterranean basin (AD 1760–1800): An example of a strong climatic variability. *Climatic Change*, 61, pp. 191–216.
- Barriendos, M. y J. Martín-Vide (1997): “Meteorological hazards in Barcelona as from historical records (from the 14th to the 19th century): Initial results concerning their plurisecular climatic pattern”. En Martín-Vide, J. (ed.): *Advances in Historical Climatology in Spain*, Oikos-Tau, Barcelona, pp. 133–156.
- Barriendos, M. y J. Martín-Vide (1998): “Secular Climatic Oscillations as Indicated by Catastrophic Floods in the Spanish Mediterranean Coastal Area (14th–19th Centuries)”. *Climatic Change*, 38, pp. 473–491.
- Barriendos, M. y J. Pomés (1993): *L'aigua a Mataró. Inundacions i recursos hídrics (Segles XVIII–XX)*. Caixa d'Estalvis Laietana, Mataró, 278 pp.
- Barriendos, M. y F.S. Rodrigo (2006): “Study of historical flood events on Spanish rivers using documentary data”. *Special issue on Historical Hydrology, Hydrological Sciences Journal-Journal des Sciences Hydrologiques*, 51(5), pp. 765–783.
- Barriendos, M., M.C. Llasat y R. Rodríguez (1998): “Frequency of heavy rains and floods in Northeast Spain since the 15th century”. *Proceedings of the Second International Conference on Climate and Water*. Espoo, Finlandia, pp. 391–399.
- Barriendos, M., J. Martín-Vide, J.C. Peña y R. Rodríguez (2002): “Daily meteorological observations in Cádiz – San Fernando. Analysis of the documentary sources and the instrumental data content (1786–1996)”. *Climatic Change*, 53, pp. 151–170.
- Barriendos, M., M.C. Llasat, A. Barrera y T. Rigo (2003a): “The study of flood events from documentary sources. Methodological guidelines for historical sources identification and flood characterization in the Iberian peninsula”. En V.R. Thorndycraft, G. Benito, M. Barriendos y M.C. Llasat (eds.): *Palaeofloods, Historical Floods & Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment* (Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, Spain, 16–19th October, 2002), CSIC, Madrid, pp. 87–92.
- Barriendos, M., D. Cœur, M. Lang, M.C. Llasat, R. Naulet, F. Lemaitre y A. Barrera (2003b): “Stationarity analysis of historical flood in France and Spain (14th–20th centuries)”. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, pp. 583–592. (<http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/3/583/2003/nhess-3-583-2003.pdf>; consultado el 21/07/2008).
- Basnett, T.A. y D.E. Parker (1997): *Development of the Global Mean Sea Level Pressure Data Set GMSLP2*. Climatic Research Technical Note No. 79. Hadley Centre, Meteorological Office, Bracknell, 16 pp. plus Appendices.

- Bauer, E., M. Claussen, V. Brokin y A. Huenerbein (2003): "Assessing climate forcings of the Earth system for the past millennium". *Geophysical Research Letters*, 30(6), 1276, doi:10.1029/2002GL016639.
- Benito, G., M.J. Machado y A. Pérez-González (1996): "Climate Change and Flood Sensitivity in Spain". En Branson J., A.G. Brown y K.J. Gregory (eds.): *Global Continental Changes: the Context of Palaeohydrology*. Geological Society, Special Publication 115, Londres, pp. 85–98.
- Benito, G., A. Díez-Herrero y M. Fernández de Villalta (2003): "Magnitude and Frequency of flooding in the Tagus Basin (central Spain) over the last millennium". *Climatic Change*, 58, pp. 171–192.
- Benito, G., A. Díez-Herrero y M. Fernández de Villalta (2004): "Flood response to solar activity in the Tagus Basin (Central Spain) over the last millennium. Response to J.M. Vaquero 'Solar Signal in the Number of Floods Recorded for the Tagus River over the Last Millennium' ". *Climatic Change*, 66, pp. 27–28.
- Benito, G., M. Barriendos, M.C. Llasat, M. Machado, V. Thorndycraft, A. Jiménez Álvarez, T. Estrela, A. Díez Herrero y Y. Enzel (2005): "Impactos sobre los riesgos naturales de origen climático. Riesgo de crecidas fluviales". En Moreno Rodríguez, J.M. (ed.): *Evaluación preliminar general de los impactos en España por efecto del Cambio Climático*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, España, pp. 527–547. (http://www.mma.es/secciones/cambio_climatico/areas_tematicas/impactos_cc/pdf/evaluacion_preliminar_impactos_completo_2.pdf; consultado el 21/07/2008).
- Bentabol, H. (1900): *Las aguas de España y Portugal*. Vda. e Hijos de M. Tello, Madrid, 2ª ed.
- Berga, L. (1995): "La problemática de las inundaciones en Catalunya". En Berga, L. (ed.): *El agua en Catalunya*, Barcelona, pp. 237–256.
- Bergström, H. y A. Moberg (2002): "Daily Air Temperature and Pressure Series for Uppsala (1722–1998)". *Climatic Change*, 53, pp. 213–252.
- Bertrand, C., M.F. Loutre, M. Crucifix y A. Berger (2002): "Climate of the last millennium: A sensitivity study". *Tellus A*, 54, pp. 221–244.
- Bjerknes, J. (1964): "Atlantic air-sea interaction". En *Advances in Geophysics*, Academic Press, pp. 1–82.
- Blunier, T., J.A. Chappellaz, J. Schwander, B. Stauffer y D. Raynaud (1995): "Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch". *Nature*, 374, pp. 46–49.
- Boniček, J. y P. Hedja (2005): "The winter NAO pattern changes in association with solar and geomagnetic activity". *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 67, pp. 17–32.
- Bradley, R.S. y P.D. Jones (1993): "Little Ice Age summer temperature variations: Their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene*, 3, pp. 367–376.
- Braun, H., M. Christl, S. Rahmstorf, A. Ganopolski, A. Mangini, C. Kubatzki, K. Roth y B. Kromer (2005): "Possible solar origin of the 1,470-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model". *Nature*, 438, pp. 208–211.
- Brázdil, R., F. Samaj y S. Valovic (1985): "Variation of spatial annual precipitation sums in Central Europe in the period 1881–1980". *Journal of Climatology*, 5, pp. 617–631.
- Brázdil, R., R. Glaser, C. Pfister, J.M. Antoine, M. Barriendos, D. Camuffo, M. Deutsch, S. Enzi, E. Guidoboni y F.S. Rodrigo (1999): "Flood events of selected rivers of Europe in the Sixteenth Century". *Climatic Change*, 43, pp. 239–285.

- Brázdil, R., H. Valášek y J. Macková (2003): "Climate in the Czech Lands during the 1780s in the light of daily weather records of Parson Karel Bernard Hein of Hodonice (south-western Moravia): comparison of documentary and instrumental data". *Climate Change*, 60, pp. 297–327.
- Brázdil R., C. Pfister, H. Wanner, H. von Storch y J. Luterbacher (2005): "Historical climatology in Europe– the state of the art". *Climatic Change*, 70, pp. 363–430.
- Brohan, P., J.J. Kennedy, I. Haris, S.F.B. Tett y P.D. Jones (2006): "Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850". *Journal of Geophysical Research*, 111, D12106.
- Brunetti, M., L. Buffoni, M. Magueri y T. Nanni (1999): "Precipitation intensity in northern Italy". *International Journal of Climatology*, 20, pp. 1017–1031.
- Buishand, T.A. (1982): "Some methods for testing the homogeneity of rainfall records". *Journal of Hydrology*, 58, pp. 11–27.
- Buishand, T.A. y T. Brandsma (1999): "Dependence of precipitation on temperature at Florence and Livorno (Italy)". *Climate Research*, 12, pp. 53–63.
- Burgueño, A. (1986): *Distribución de la intensidad de lluvia y de su duración en Barcelona*. Tesis Doctoral. Departamento de Física de la Tierra y del Cosmos. Facultad de Físicas, Universitat de Barcelona, Barcelona, España. Publicación interna.
- Burgueño, A., C. Serra y X. Lana (2004): "Monthly and annual statistical distributions of daily rainfall at the Fabra Observatory (Barcelona, NE Spain) for the years 1917–1999". *Theoretical and Applied Climatology*, 77(1-2), pp. 57–75.
- Buzzi, A., M. Fantini, P. Malguzzi y F. Nerozzi (1994): "Validation of a limited area model in cases of Mediterranean cyclogenesis: surface fields and precipitation scores". *Meteorology and Atmospheric Physics*, 53, 137–153.
- Buzzi, A., y L. Foschini (2000): "Mesoscale meteorological features associated with heavy precipitation in the southern Alpine region". *Meteorology and Atmospheric Physics*, 72, pp. 131–146
- Campins, J., A. Jansà y A. Genovés (2006): "Three-dimensional structure of Western Mediterranean cyclones". *International Journal of Climatology*, 26, pp. 323–343.
- Camuffo, D. y S. Enzi (1996): "The analysis of two bi-millennial series: Tiber and Po river floods". En Jones, P.D., R.S. Bradley y J. Jouzel (eds.): *Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years*, pp. 433–450.
- Capel Molina, J.J. (1981): *Los climas de España*. Ed. Oikos-Tau, Barcelona, 429 pp.
- Carmona González, P. y J. M. Ruiz Pérez (2000): "Las inundaciones de los ríos Júcar y Turia". *Serie Geográfica*, 9, pp. 49–69.
- Carrillo Vila, M. (2002): *Les Rierades del Maresme. La Riera d'Arenys*. Treball de final de curs de l'assignatura Climatologia de Situacions de Risc, Facultat de Geografia, Universitat de Barcelona. No Publicado.
- Casassas i Simó, Lluís (1984): "El Barcelonès. La hidrologia del pla de Barcelona". *Gran geografia comarcal de Catalunya*, 8, Enciclopèdia Catalana, pp. 16–20.
- CEDEX-Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (2003): *Módulo de estadística aplicada a la Hidrología*. Apuntes del Máster de Hidrología Superficial. Publicación interna. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, España, 140 pp.
- Champion, M. (1864): *Les inondations en France depuis le VIe siècle jusqu'à nos jours*. Dunod, Paris, 6 vols.
- Cocheo, C. y D. Camuffo (2002): "Corrections of systematic errors and data homogenisation in the Padova series (1725–today)". *Climatic Change*, 53, pp. 77–100.

- Cœur, D. (2003): “Genesis of a public policy for flood management in France : the case of the Grenoble valley (XVIIth-XIXth centuries)”. En Thorndycraft, V.R., G. Benito, M. Barriendos y M.C. Llasat (eds.): *Palaeofloods, Historical Floods & Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment* (Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, Spain, 16–19th October, 2002), CSIC, Madrid, pp. 373–378.
- Cœur, D. y M. Lang, (2000): “L’information historique des inondations: L’histoire ne donne-t-elle que des leçons?”. *La Houille Blanche* 2, pp. 79–84.
- Cœur, D. y M. Lang (2002): “L’enquête en archives et la connaissance des inondations”. In *Avalanches et risques. Regards croisés d’ingénieurs et d’historiens, Actes du séminaire du programme Histoval* (Grenoble, 16 September 1999), Cemagref-Université Pierre Mendès France (CRHIPA/HESOP), Grenoble, MSH-Alpes, pp. 133–144.
- Conte M., S. Giuffrida, S. Tedesco (1989): “The Mediterranean Oscillation: Impact on precipitation and hydrology in Italy”. *Proceedings of the Conference on Climate and Water*, Publications of Academy of Finland, Vol. 1, pp. 121–137.
- Cook, E.R., R.D. D’Arrigo y M.E. Mann (2002): “A well-verified, multiproxy reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index since AD 1400”. *Journal of Climate*, 15, pp. 1754–1764.
- Crowley, T.J. (2000): “Causes of Climate Change over the past 1000 years”. *Science*, 289, pp. 270–277.
- Crowley, T.J. y K.-Y. Kin (1996): “Comparison of proxy records of climate change and solar forcing”. *Geophysical Research Letters*, 23, pp. 359–362.
- Crowley, T.J. y T. Lowery (2000): “How Warm Was the Medieval Warm Period?”. *Ambio*, 29, pp. 51–54.
- CSS-Consorcio de Compensación de Seguros (2004): *Pérdidas por terremotos e inundaciones en España durante el periodo 1987–2002 y su estimación para los próximos 30 años (2004–2033)*. Ministerio de Economía y Hacienda, Madrid, 126 pp.
- CSS-Consorcio de Compensación de Seguros (2005): *Estadística. Riesgos extraordinarios. Serie 1971–2004*. Ministerio de Economía y Hacienda, Madrid, 151 pp.
- Cubasch U., R. Voss, G.C. Hegerl, J. Waszkewitz y T.J. Crowley (1997): “Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean-atmosphere general circulation model”. *Climate Dynamics*, 13, pp. 757–767.
- Cullen, H. y P.B. de Menocal (2000): “North Atlantic influence on Tigris-Euphrates streamflow”. *International Journal of Climatology*, 20, pp. 853–863.
- Cullen, H.M., R.D. D’Arrigo, E.R. Cook y M.E. Mann (2001): “Multiproxy reconstructions of the North Atlantic Oscillation”. *Paleoceanography*, 16(1), pp. 27–39.
- Davis, R.E. y L.S. Kalkstein (1990): “Development of an automated spatial synoptic climatological classification”. *International Journal of Climatology*, 10, pp. 769–794.

- De Castro, M., J. Martín-Vide, S. Alonso, J. Abaurrea, J. Asín, M. Barriendos, M. Brunet, J. Creus, E. Galán, M.A. Gaertner, C. Gallardo, J.C. González-Hidalgo, J.A. Guijarro, Y. Luna, A.D. Pozo-Vázquez, J. Quereda, F.S. Rodrigo, C. Rodríguez-Puebla, A. Rosell-Moré, C. Almarza y E. Zurita (2005): “El clima de España: Pasado, presente y escenarios de clima para el siglo XXI”. En Moreno Rodríguez, J.M. (ed.): *Evaluación preliminar general de los impactos en España por efecto del Cambio Climático*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, España, pp. 1–64. (http://www.mma.es/secciones/cambio_climatico/areas_tematicas/impactos_cc/pdf/01_el_clima_de_espana_2.pdf; consultado el 21/07/2008).
- Deser, C. y M.L. Blackmon (1993): “Surface Climate Variations over the North Atlantic Ocean during winter: 1900–1989”. *Journal of Climate*, 6, pp. 1743–1753.
- Dickson, R.R., J. Lazier, J. Meinke, P. Rhines y J. Swift (1996): “Long term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic”. *Prog. Oceanography*, 38, pp. 241–295.
- Diodato, N. (2006): “A 425-year precipitation history from documentary weather anomalies and climate records at Palermo: Astronomical Observatory (Sicily, Italy)”. *PAGES News*, 14/1, pp. 34–35. (http://www.pages.unibe.ch/products/newsletters/NL2006_1low_res.pdf; consultado el 21/07/2008).
- Dolz, J. (1993): “The problem of floods in Spain”. *Report of the US-Spanish joint workshop on Natural Hazards*. NSF-UPC, Barcelona.
- Dooge, J. y E. Kuusisto (1998): *Report of The Second International Conference on Climate and Water*, Espoo, Finlandia.
- Doswell III, C.A., C. Ramis, R. Romero y S. Alonso (1998): “A diagnostic study of three heavy precipitation episodes in the Western Mediterranean region”. *Weather Forecasting*, 13, pp. 102–124.
- Duband D. (2003): “Extreme rainfalls and flood events in autumn during 19th and 20th centuries in Southern Europe basins influenced by Mediterranean meteorological conditions”. En Thorndycraft, V.R., G. Benito, M. Barriendos y M.C. Llasat (eds.): *Palaeofloods, Historical Floods & Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment* (Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, Spain, 16–19th October, 2002), CSIC, Madrid, pp. 313–317.
- Ducrocq, V., D. Ricard, J.P. Lafore, y F. Orain (2002): “Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France: On the importance of the initial humidity field”. *Weather and Forecasting*, 17, pp. 1236–1256.
- Dudhia, J. (1989): “Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46, pp. 3077–3107.
- Dudhia, J. (1996): “A multi-layer soil temperature model for MM5”. En *Preprints of the Sixth PSU/NCAR Mesoscale Model Users’ Workshop* (Boulder, Colorado, EE.UU., 22–24 July 1996), pp. 49–50. (<http://www.mmm.ucar.edu/mm5/mm5v2/whatisnewinv2.html>; consultado el 21/07/2008).
- Dudhia, J., D. Gill, K. Manning, W. Wang y C. Bruyere (2004): PSU/NCAR Mesoscale modeling system. Tutorial Class Notes and User’s Guide: MM5 Modeling System Version 3. (<http://www.mmm.ucar.edu/mm5/documents/tutorial-v3-notes.html>; consultado el 21/07/2008).
- El-Kadi, A.K. y P.A. Smithson (1996): “An automated classification of pressure patterns over the British Isles. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 21, pp. 141–156.

- Entekhabi, D. (1999): "Winter-time extratropical climate predictability: land sources of North Atlantic Oscillation (NAO)". En *Centro di Ricerca in Monitoraggio Ambientale, III Workshop*. Savona, Italy. March 12th, 1999.
- Esteban, P., P.D. Jones, J. Martín-Vide y M. Mases (2005): "Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra, Pyrenees". *International Journal of Climatology*, 25, pp. 319–329.
- Esteban, P., J. Martín-Vide y M. Mases (2006): "Daily atmospheric circulation catalogue for western Europe using multivariate techniques". *International Journal of Climatology*, 26(11), pp. 1501–1515.
- Esteban-Parra, M.J., F.S. Rodrigo y Y. Castro-Díez (1998): "Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880–1992". *International Journal of Climatology*, 18, pp. 1557–1574.
- Etheridge D., L.P. Steele, R.L. Langenfelds, R.J. Francey, J.M. Barnola y V.I. Morgan (1996): "Natural and anthropogenic changes in atmospheric Co₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn". *Journal of Geophysical Research*, 101, pp. 4115–4128.
- FAO (2002): *Agua y cultivos. Logrando el uso óptimo del agua en la agricultura*. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, Italia. (<http://www.fao.org/DOCREP/005/Y3918S/Y3918S00.HTM>; consultado el 21/07/2008).
- Fernández Fernández, J. (2004): *Statistical and dynamical downscaling models applied to winter precipitation on the Cantabrian coast*. Tesis doctoral. Departamento de Física Aplicada II, Universidad del País Vasco-Eusko Herriko Unibertsitatea, Bilbo, 112 pp.
- Fernández Gómez, M. (1993): "Inundaciones en el País Vasco". *Obras Públicas. Revista del Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos*, 26, pp. 26–35. (http://hispania.cedex.es/documentacion/revistas/op/26/op26_3.htm; consultado el 21/07/2008).
- Fernández, C., M.A. Gaertner, C. Gallardo y M. Castro (1995): "Simulation of a long-lived meso- β scale convective system over the Mediterranean coast of Spain. Part I: Numerical predictability.
- Fernández, J., J.P. Montávez, J. Sáenz, J.F. González-Rouco y E. Zorita (2007): "Sensitivity of MM5 mesoscale model to physical parameterizations for regional climate studies: Monthly seasonal cycle". *Journal of Geophysical Research*, 112, D04101, doi:10.1029/2005JD006649.
- Font Tullot, I. (1988): *Historia del clima de España. Cambios climáticos y sus causas*. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid.
- Fontana Tarrats, J.M. (1976): *Historia del clima en Cataluña. Noticias antiguas, medievales y en especial de los siglos XV, XVI y XVII*. Obra inédita mecanografiada, Madrid, 248 pp.
- Fontana Tarrats, J.M. (1977a): *Entre el cardo y la rosa. Historia del clima en las Mesetas*. Obra inédita mecanografiada, Madrid, 269 pp.
- Fontana Tarrats, J.M. (1977b): *Historia del clima en el Finis Terrae gallego*. Obra inédita mecanografiada, Madrid, 127 pp.
- Fontana Tarrats, J.M. (1978): *Historia del clima en el litoral mediterráneo: Reino de Valencia más Provincia de Murcia*. Obra inédita mecanografiada, Xàbia, 206 pp.
- Fontana Tarrats, J.M., J. Miró-Granda y J.J. Vidal (1975): *El clima de Baleares, hoy y ayer: 1450–1700*. Obra inédita mecanografiada, Madrid, 104 pp.
- Francés, F. (1995): *Utilización de la información histórica en el análisis regional de avenidas*. Monografía CIMNE nº 27. Editorial CINME, València, España, 242 pp.

- Francés, F., J.D. Salas y D.C. Boes (1994): "Flood frequency analysis with systematic and historical or paleoflood data based on the two-parameter general extreme value models". *Water Resources Research*, 30(6), pp. 1653–1664.
- Free, M. y A. Robock (1999): "Global warming in the context of the Little Ice Age". *Journal of Geophysical Research*, 104, pp. 19057–19070.
- Frei, C., C. Schär, D. Lüthi y H.C. Davies (1998): "Heavy precipitation processes in a warmer climate". *Geophysical Research Letters*, 25, pp. 1431–1434.
- Ganoulis, J., M. Vafiadis y I. Patrikas (1998): "Influence of atmospheric circulation classification schemes on local precipitation under climate change". *Proceedings of the Second International Conference on Climate and Water*, Espoo, Finlandia, pp. 56–65.
- García, J.A., A. Serrano y M. De la Cruz Gallego (2002): "A spectral analysis of Iberian Peninsula monthly rainfall". *Theoretical and Applied Climatology*, 71, pp. 77–95.
- GIB-Govern de les Illes Balears (2003): *Pla Especial Risc Inundacions*. Direcció General d'Emergències, Conselleria d'Interior, Palma de Mallorca, 277 pp. (<http://www.voluntaris-dge.org/pdf/inunbal.pdf>; consultado el 21/07/2008).
- Gil, V.E., A. Genovés, M.A. Picornell y A. Jansà (2002): "Base de datos de ciclones a partir de análisis objetivos del CEPPM: Similitudes y diferencias entre el Mediterráneo occidental y oriental". *Revista de Climatología*, 2, pp. 21–28 (<http://www.geocities.com/reclim05/reclim02d.pdf>; consultado el 21/07/2008).
- Gil, V.E., A. Genovés, M.A. Picornell y A. Jansà (2003): "Automated database of cyclones from the ECMWF model: preliminary comparison between west and east Mediterranean basins". En Jansà, A. y R. Romero (eds.): *Proceedings of the 4th EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms*, Alcúdia (Spain), 2-4 October 2002, CD-Rom, sec. 1, num. 19.
- Glaser, R. (2001): *Klimageschichte Mitteleuropas: 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, Alemania, 227 pp.
- Glaser, R. y H. Stangl (2003): "Historical floods in the Dutch Rhine Delta". *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, pp. 605–613.
- Glaser, R. y H. Stangl (2004): "Climate and floods in Central Europe since AD 1000: Data, methods, results and consequences". *Surveys in Geophysics*, 25, pp. 485–510.
- Glueck, M.F. y C.W. Stockton, C.W. (2001): "Reconstruction of the North Atlantic Oscillation". *International Journal of Climatology*, 21, pp. 1453–1465.
- González-Rouco, F., H. von Storch y E. Zorita (2003): "Deep soil temperature as proxy for surface air-temperature in a coupled model simulation of the last thousand years". *Geophysical Research Letters*, 30(21), 2116, doi:10.1029/2003GL018264.
- González-Rouco, F., U. Schlese y E. Zorita (2006): *Simulating the climate of the last millenium with the AOGCM ECHO-G*, <http://chubasco.fis.ucm.es/~fi/simul.htm> (consultado el 21/07/2008).
- Goodess, C.M. (2000): *The construction of daily rainfall scenarios for Mediterranean sites using a circulation-type approach to downscaling*. Tesis Doctoral, University of East Anglia, Norwich (R.U.), 468 pp. (<http://www.cru.uea.ac.uk/~clareg/thesis.htm>; consultado el 21/07/2008).
- Goodess, C.M. y J.P. Palutikof (1998): "Development of daily rainfall scenarios for southeast Spain using a circulation-type approach to downscaling". *International Journal of Climatology*, 18, pp. 1051–1083.
- Goodess, C.M. y P.D. Jones (2002): "Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall". *International Journal of Climatology*, 22, pp. 1593–1615.

- Granados, Oriol (1984): “El Barcelonès. La història”. *Gran geografia comarcal de Catalunya*, 8, Enciclopèdia Catalana, pp. 40–48.
- Grell, G.A. (1993): “Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations”. *Monthly Weather Review*, 121, pp. 764–787.
- Grell, G.A., J. Dudhia y D.R. Stauffer (1994): *A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5)*. NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+STR, 117 pp.
- Griffies, S.M. y E. Tziperman (1995): “A linear termohaline oscillator driven by stochastic atmospheric forcing”. *Journal of Climate*, 8, pp. 2440–2453.
- Grimalt, M. (1992): *Geografia del risc a Mallorca. Les Inundacions*. Institut d’Estudis Baleàrics, Palma, Mallorca.
- Hann, J. (1890): “Zur Witterungsgeschichte von Nord-Grönland Westküste”. *Meteorologische Zeitschrift*, 7, pp. 109–110.
- Hasselmann, K. (1976): “Stochastic climate models. Part I: Theory”. *Tellus*, 28, pp. 473–485.
- Hewitson, B.C. y R.G. Crane (1996): “Climate downscaling: techniques and application”. *Climate Research*, 7, pp. 85–95.
- Hong, S.Y. y H.L. Pan (1996): “Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model”. *Monthly Weather Review*, 124, pp. 2322–2339.
- Houghton, J.T., L.G. Meiro Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenburg y K. Maskell (Eds.) (1996): *Climate Change 1995: The science of Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge (RU), 584 pp.
- Hurrell, J.W. (1995): “Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation”. *Science*, 269, pp. 676–679.
- Hurrell, J.W. (1996): “Influences of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature”. *Geophysical Research Letters*, 23, pp. 665–668.
- Hurrell, J.W. y H. van Loon (1997): “Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation”. *Climate Change*, 36, pp. 301–326.
- Hurrell, J.W., Y. Kushnir, M. Visbeck y G. Ottersen (2003): “An Overview of the North Atlantic Oscillation”. En Hurrell, J.W., Y. Kushnir, G. Ottersen y M. Visbeck (eds.): *The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 134, pp. 1–35.
- Huth, R. (1996): “Properties of the circulation classification scheme based on the rotated principal component analysis”. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 59, pp. 217–233.
- Huth, R. (2000): “A circulation classification scheme applicable in GCM studies”. *Theoretical and Applied Climatology*, 67, pp. 1–18.
- Huth, R., I. Nemešová y N. Klimperová (1993): “Weather categorization based on the average linkage clustering technique: an application to European Mid-latitudes”. *International Journal of Climatology*, 13, pp. 817–835.
- IPCC (1996): *Climate Change 1995: The science of Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, R.U., 339 pp.
- IPCC (2001): *Climate Change 2001: The scientific basis. Contribution of the Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, R.U., 881 pp.
- IPCC (2007): *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, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

- Jacobeit J., P. Jönsson, L. Bärring, C. Beck y M. Ekström (2001): "Zonal indices for Europe 1780–1995 and running correlations with temperature". *Climatic Change*, 48, pp. 219–241.
- Jacobeit, J., R. Glaser, J. Luterbacher y H. Wanner (2003): "Links between flood events in central Europe since AD 1500 and large-scale atmospheric circulation modes". *Geophysical Research Letters*, 30(4), 1172.
- James, I.N. y P.M. James (1992): "Spatial structure of ultra-low frequency variability of the flow in a simple atmospheric circulation model". *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 118, pp. 1211–1233.
- Jansà, A. 1997. "A general view about Mediterranean meteorology: Cyclones and hazardous weather. *Proceedings of the INM/WMO International Symposium on cyclones and hazardous weather in the Mediterranean held at Palma de Mallorca (Spain) 14–17th April*. INM, Palma de Mallorca, España, pp. 33–42.
- Jansà, A. (2002): "Advances in the MEDEX implementation". *Proceedings of the 4th EGS Plinius Conference held at Mallorca, Spain, October 2002*.
- Jansà, A., A. Genovés, J. Campins y M.A. Picornell (1995): "Mediterranean cyclones and Alpine heavy rain flood events". *MAP Newsletter*, 3, pp. 35–37.
- Jansà, A., A. Genovés, R. Riosalido, O. Carretero (1996): "Mesoscale cyclones vs heavy rain and MCS in the Western Mediterranean". *MAP Newsletter*, 5, pp. 24–25.
- Jansà, J.M. (1966): "Meteorología del Mediterráneo Occidental". *Tercer Ciclo de Conferencias, desarrollado en el Instituto Nacional de Meteorología durante el año 1964*. Servicio Meteorológico Nacional, Serie A, nº 43, pp. 1–35.
- Jones, P.D. y M.E. Mann (2004): "Climate Over Past Millennia". *Reviews of Geophysics*, 42(2), RG2002.
- Jones, P.D., T. Jönsson y D. Wheeler (1997): "Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland". *International Journal of Climatology*, 17, pp. 1433–1450.
- Jones, P.D., K.R. Briffa, T.P. Barnett y S.F.B. Tett (1998): "High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: Interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. *The Holocene*, 8, pp. 455–471.
- Jones, P.D., T.J. Osborn y K.R. Briffa (2001): "The evolution of climate over the last millennium". *Science*, 292, pp. 662–667.
- Kalkstein, L.S., M.C. Nichols, C.D. Barthel y J.S. Greene (1996): "A new spatial synoptic classification: application to air-mass analysis". *International Journal of Climatology*, 16, pp. 983–1004.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne y D. Joseph (1996): "The NCEP/NCAR 40-Year Project". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), pp. 437–471.
- Kassomenos, P. (2003): "Anatomy of synoptic types occurring over southern Greece during the second half of the twentieth century: Part I Summer and Winter". *Theoretical and Applied Climatology*, 75, pp. 65–77.
- Kington, J. (1988): *The climate of the 1780s over Europe*. Cambridge University Press, 166 pp.
- Kious, W.J. y R.I. Tilling (1996): *This Dynamic Earth: The Story of Plate Tectonics*. USGS-United States Geological Survey, General Interest Publication, Denver, Colorado, EE.UU, 76 pp.

- Kirov, B. y K. Georgieva (2002): “Long term variations and interrelations of ENSO, NAO and solar activity”. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, pp. 441–448.
- Kistler, R., W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, E. Kalnay, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. Van Den Dool, R. Jenne y M. Fiorino (2001): “The NCEP/NCAR 50-Year Project”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(2), pp. 247–268.
- Kitoh, A., H. Doide, K. Koderu, S. Yukimoto y A. Noda (1996): “Interannual variability in the stratospheric- tropospheric circulation in a coupled ocean-atmosphere GCM”. *Geophysical Research Letters*, 23, pp. 543–546.
- Knippertz, P., U. Ulbrich, F. Marques y J. Corte-Real (2003): “Decadal changes in the link between El Niño and springtime North Atlantic Oscillation and European-North african rainfall”. *International Journal of Climatology*, 23, pp. 1293–1311.
- Korderu, K., M. Chiba, H. Koide, A. Kitoh y Y. Nikaido (1996): “Interannual variability of winter stratosphere and troposphere in the Northern Hemisphere”. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 74(3), pp. 365–382.
- Kunkel, K.E., K. Andsager y D.R. Easterling (1999): “Long-term trends in extreme precipitation events over the conterminous United States and Canada”. *Journal of Climate*, 12, pp. 2515–2527.
- Kushnir, Y. (1994): “Interdecadal variations in North Atlantic Sea Surface Temperature and associated atmospheric conditions”. *Journal of Climate*, 7, pp. 141–157.
- Kushnir, Y., V.J. Cardone, J.G. Greenwood y M. Cane (1997): “On the recent increase in North Atlantic wave heights”. *Journal of Climate*, 10, pp. 2107–2113.
- Lana, X., C. Serra y A. Burgueño (2003): “Trends affecting pluviometric indices at the Fabra Observatory (Barcelona, NE Spain) from 1917 to 1999”. *International Journal of Climatology* 23(3), pp. 315–332.
- Lang, M. y D. Cœur (2002): Flood knowledge: history, hydraulics and hydrology. Case study on three French rivers, AFCRST Paris. *Colloque Franco-Chinois sur la protection et l'utilisation durable de la ressource en eau, Chinese-French Conference on water resources*, Shanghai/Suzhou, 6–9 November, pp. 96–102.
- Lang, M., D. Cœur, C. Lallement y R. Naulet (1998): “Valorisation de l'information historique pour la prédétermination du risque d'inondation: Application au bassin du Guiers”. *Ingénieries EAT*, 16, pp. 3–13.
- Lang, M., T. Ouarda y B. Bobée (1999): “Towards operational guidelines for over-threshold modelling”. *Journal of Hydrology*, 225, pp. 103–117.
- Lang, M., R. Naulet, S. Brochot y D. Cœur (2000): *Historique-Isere et torrents affluents. Utilisation de l'information historique pour une meilleure définition du risque d'inondation*. CEMAGREF, Lyon, Francia.
- Lang, M., R. Naulet, A. Recking, D. Cœur y C. Gigon (2001): “Étude de cas: l'analyse des pluies et crues extrêmes observées depuis 200 ans dans un bassin cévenol, l'Ardèche”. *Colloque SHF: Variations climatiques et hydrologie*. Paris, Francia, pp. 23–32.
- Latif, M. y T.P. Barnett (1996): “Decadal variability over the North Pacific and North America: Dynamics and predictability”. *Journal of Climate*, 9, pp. 2407–2423.
- Latif, M., A. Grötzner, M. Münnich, E. Maier-Reimer, S. Venzke y T. P. Barnett (1996): “Decadal climate variability: Dynamics and predictability”. *Global Environmental Change*, NATO, ASI series, vol. 1, Springer, pp. 264–292.
- LDEO (1997): *The North Atlantic Oscillation*. (<http://www.ldeo.columbia.edu/NAO/>; consultado el 21/07/2008).

- Legutke, S. y R. Voss (1999): *The Hamburg Atmosphere-Ocean Coupled Circulation Model ECHO-G*. DKRZ Technical Report No. 18. German Climate Computer Centre, Hamburg, Alemania, 62 pp. (<http://www.mad.zmaw.de/fileadmin/extern/documents/reports/ReportNo.18.pdf>), consultado el 21/07/2008).
- Liebmann, B., C.S. Vera, L.M.V. Carvalho, I.A. Camilloni, M.P. Hoerling, D. Allured, V.R. Barros, J. Báez y M. Bidegain (2004): "An observed trend in central South American precipitation". *Journal of Climate*, 17, pp. 4357–4367.
- Livezey, R.E. y W.Y. Chen (1983): "Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques". *Monthly Weather Review*, 111, pp. 46–59.
- Llasat, M.C. (1987): *Episodios de lluvias copiosas en Cataluña: Génesis, evolución y factores coadyuvantes*. Tesis Doctoral. Publicacions de la Universitat de Barcelona, 543 pp.
- Llasat, M.C. (2001): "An objective classification of rainfall events on the basis of their convective features: Application to rainfall intensity in the North-East of Spain". *International Journal of Climatology*, 21, pp. 1385–1400.
- Llasat, M.C. (2004): "La vulnérabilité en Catalogne et la perception sociale". *La Houille Blanche*, 6, pp. 71–75.
- Llasat, M.C. (2007): "L'aléa météorologique dans les situations d'inondations extraordinaires à échelle régionale au sud de l'Europe: de la période 1840–1870 jusqu'à l'événement de 1999". *La Houille Blanche*, 2/2007, pp. 38–43.
- Llasat, M.C. y M. Puigcerver (1992): "Pluies extrêmes en Catalogne. Influence orographique et caractéristiques synoptiques". *Hydrologie Continentale*, 7, pp. 99–115.
- Llasat, M.C. y M. Puigcerver (1994): "Meteorological factors associated with floods in the northeastern part of the Iberian peninsula". *Natural Hazards*, 9, pp. 81–93.
- Llasat, M. C. y L. Quintas (2004): "Stationarity of monthly rainfall series, since the middle of the 19th century. Application to the case of Peninsular Spain". *Natural Hazards*, 31, pp. 613–622.
- Llasat, M.C., C. Ramis y J. Barrantes (1996): "The meteorology of high-intensity rainfall events over the west mediterranean region". *Remote Sensing Reviews*, 14, pp. 51–90.
- Llasat, M.C., M. Barriendos y T. Rigo (2002): "L'analyse de la fréquence et de l'occurrence temporelle des fortes précipitations d'origine méditerranéenne causes des crues rares en Espagne et dans le sud de la France". *La Houille Blanche*, n° 6-7, pp. 139–144.
- Llasat, M. C., T. Rigo y M. Barriendos (2003a): "The 'Montserrat-2000' flash flood event: A comparison with the floods that have occurred in the northeastern Iberian Peninsula since the 14th century". *International Journal of Climatology*, 23, pp. 453–469, 2003.
- Llasat, M.C., M. Barriendos, A. Barrera, T. Rigo (2003b): "Climatological analysis of flood frequency in Ter, Llobregat and Segre basins from 14th to 20th centuries. In Thorndycraft, VR, Benito, G, Barriendos, M, Llasat, MC (eds). *Palaeofloods, Historical Floods & Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment* (Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, Spain, 16–19th October, 2002), CSIC, Madrid, pp. 275–280.
- Llasat, M.C., M. Barnolas, M. Ceperuelo, M. Llasat y M.A. Prat (2004): "Algunos aspectos del impacto social de las inundaciones en Cataluña". *Revista del Aficionado a la Meteorología*, 20. (<http://www.meteored.com/ram/numero20/inundaciones.asp>), consultado el 21/07/2008).

- Llasat, M.C., M. Barriendos, A. Barrera y T. Rigo (2005): "Floods in Catalonia (NE Spain) since the 14th Century. Climatological and meteorological aspects from historical documentary sources and old instrumental records". *Journal of Hydrology*, 313, pp. 32–47.
- Llasat, M.C., M. Ceperuelo y T. Rigo (2007): "Rainfall regionalization on the basis of the precipitation convective features using a raingauge network and weather radar observations". *Atmospheric Research*, 83, pp. 415–426.
- Llasat-Botija, M., M.C. Llasat y L. López (2007): "Natural hazards and the press in the West Mediterranean Region". *Advances in Geosciences*, 12, pp. 81–85.
- López Bustins, J.A. (2007): *L'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental i la precipitació als Països Catalans*. Tesis doctoral. Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional, Universitat de Barcelona, Barcelona, España, 400 pp. (<http://www.tesisenxarxa.net/TDX-0228108-121721/>; consultado el 21/07/2008).
- López Gómez, A. (1983): "Las lluvias catastróficas mediterráneas". *Estudios Geográficos*, 44(170-171), pp. 11–29.
- Lukianova, R. y G. Alekseev (2004): "Long-term correlation between NAO and solar activity". *Solar Physics*, 224, pp. 445–454.
- Luterbacher, J., C. Schmutz, D. Gyalistras, E. Xoplaki y H. Wanner (1999): "Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to AD 1675". *Geophysical Research Letters*, 26, pp. 2745–2748.
- Luterbacher, J., E. Xoplaki, D. Dietrich, P.D. Jones, T.D. Davies, D. Portis, J.F. González-Rouco, H. von Storch, D. Gyalistras, C. Casty y H. Wanner (2002a): "Extending North Atlantic Oscillation reconstructions back to 1500". *Atmospheric Science Letters*, 2, pp. 114–124.
- Luterbacher, J., E. Xoplaki, R. Rickli, D. Gyalistras, C. Schmutz, H. Wanner, D. Dietrich, J. Jacobeit y C. Beck (2002b): "Reconstruction of sea level pressure fields over the Eastern North Atlantic and Europe back to 1500". *Climate Dynamics*, 18, pp. 545–561.
- Luterbacher, J., E. Xoplaki, C. Casty, H. Wanner, A. Pauling, M. Küttel, T. Rutishauser, S. Brönnimann, E. Fischer, D. Fleitmann, F.J. González-Rouco, R. García-Herrera, M. Barriendos, F. Rodrigo, J.C. González-Hidalgo, M.A. Saz, L. Gimeno, P. Ribera, M. Brunet, H. Paeth, N. Rambu, T. Felis, J. Jacobeit, A. Dünkeloh, E. Zorita, J. Guiot, M. Türkeş, M.J. Alcoforado, R. Trigo, D. Wheeler, S. Tett, M.E. Mann, R. Touchan, D.T. Shindell, S. Silenzi, P. Montagna, D. Camuffo, A. Mariotti, T. Nanni, M. Brunetti, M. Maugeri, C. Zerefos, S. De Zolt, P. Lionello, M.F. Nunes, V. Rath, H. Beltrami, E. Garnier y E. Le Roy Ladurie (2006): "Mediterranean climate variability over the last Centuries: A review. En Lionello, P., P. Malanotte-Rizzoli, R. Boscolo (eds.): *The Mediterranean climate: An overview of the main characteristics and issues*, Editorial Elsevier, Amsterdam, Holanda, pp. 27–48.
- Maheras, P. (1988): "Changes in precipitation conditions in the Western Mediterranean over the last century". *International Journal of Climatology*, 8, pp. 179–189.
- Maheras, P. y F. Koliva-Machera (1990): "Temporal and spatial characteristics of annual precipitation over the Balkans in the twentieth century". *International Journal of Climatology*, 10, pp. 495–504.
- Maheras, P., C. Balafoutis y M. Dafiadis (1992): "Precipitation in the central Mediterranean during the last century". *Theoretical Applied Climatology*, 45, pp. 209–216.

- Maheras, P., E. Xoplaki, T. Davies, J. Martín-Vide, M. Barriendos y M.J. Alcoforado (1999): "Warm and cold monthly anomalies across the Mediterranean basin and their relation with circulation: 1960-1990. *International Journal of Climatology*, 19, pp. 1697–1715.
- Maheras, P., I. Patrikas, Th. Karacostas y Chr. Anagnostopoulou (2000): "Automatic classification of circulation types in Greece: methodology, description, frequency, variability and trend analysis". *Theoretical and Applied Climatology*, 67, pp. 205–223.
- Malgrat, P. y J. M. Verdejo (2004): "La planificación y gestión avanzada de sistemas de drenaje urbano, El caso de Barcelona. *Proceedings del 2º Congreso Internacional sobre gestión avanzada de sistemas de drenaje urbanos* (Barcelona, España, 25–26 Octubre 2004), III, pp. 1–21.
- Mann, M.E. (2002): "The Little Ice Age". En MacCracken, M.C. y J.S. Perry (eds.): *Encyclopedia of Global Environmental Change Volum 1: The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change*. Editorial John Wiley & Sons, Ltd., Chichester (RU), pp. 504–509.
- Mann, M.E. y P.D. Jones (2003): "Global Surface Temperatures over the Past Two Millennia". *Geophysical Research Letters*, 30(15), 1820.
- Mann, M. E., R. S. Bradley, and M. K. Hughes (1998): Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries, *Nature*, 392, pp. 779–787.
- Mann, M. E., R. S. Bradley, and M. K. Hughes (1999): Northern Hemisphere Temperatures During the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations. *Geophysical Research Letters*, 26, pp. 759–762.
- Mariani, S., M. Casaioli, C. Accadia, M.C. Llasat, F. Pasi, S. Davolio, M. Elementi, G. Ficca y R. Romero (2005): "A limited area model intercomparison on the "Montserrat-2000" flash-flood event using statistical and deterministic methods". *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, pp. 583–592.
- Marshall, J. y Y. Kushnir (1997): "Atlantic Climate Variability". En *Science Plan for NAO and Tropical Dipole*. (<http://geoid.mit.edu/accp/avehtml.html>; consultado el 01/06/2004), 39 pp.
- Marshall J., Y. Kushnir, D. Battisti, O. Chang, A. Czaja, R. Dickson, J. Hurrell, M. McCartney, R. Saravanan y M. Visbeck (2001): "North Atlantic climate variability: Phenomena, impacts and mechanisms". *International Journal of Climatology*, 21, pp. 1863–1898.
- Martín León, F. (2003): *Las gotas frías/DANAs. Ideas y conceptos básicos*. Nota técnica del STAP nº 38. Instituto Nacional de Meteorología, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, España.
- Martín-Vide, J y J.J. Olcina-Cantos (2001): *Climas y tiempos de España*. Historia y Geografía. Alianza Editorial, Madrid, 258 pp.
- Martín-Vide, J. (2001): "Limitations of an objective weather-typing system for the Iberian peninsula". *Weather*, 56, pp. 248–250.
- Martín-Vide, J., M. Barriendos (1995): "The use of rogation ceremony records in climatic reconstruction: A case study from Catalonia (Spain)". *Climatic Change*, 30, pp. 201–221.
- Martín-Vide, J. y D. Fernández Belmonte (2001): "El índice NAO y la precipitación mensual en la España peninsular". *Investigaciones Geográficas*, 26, pp. 41–58.
- Martín-Vide, J. y M.C. Llasat (2000): "Las precipitaciones torrenciales en Cataluña". *Serie Geográfica*, 9, pp. 17–26. (<http://dspace.uah.es/dspace/bitstream/10017/1100/1/Las%20Precipitaciones%20Torrenciales%20en%20Catalu%C3%B1a.pdf>; consultado el 21/07/2008).

- Martín-Vide, J. y J.A. López-Bustins (2006): “The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian peninsula”. *International Journal of Climatology*, 26, pp. 1455–1475.
- Martín-Vide, J., M. Barriendos, J.C. Peña, J.M. Raso, M.C. Llasat y R. Rodríguez, (1999): “Potencialidad del índice NAO en la previsión de episodios de alta pluviometría en España”. En *Gerencia de Riesgos*, Fundación Mapfre Estudios, no. 67, pp. 19–29.
- Maugeri, M., L. Buffoni y F. Chlistovsky (2002a): “Daily Milan temperature and pressure series (1763–1998): History of the observations and data and metadata recovery”. *Climatic Change*, 53, pp. 101–117.
- Maugeri, M., L. Buffoni, B. Delmonte y A. Fassina (2002b): “Daily Milan temperature and pressure series (1763–1998): completing and homogenising the data. *Climatic Change*, 53, pp. 119–149.
- Maurandi-Guirado, A. y Romero-Díaz, A. (2000): “Las inundaciones en la cuenca del Segura en las dos últimas décadas del siglo XX: Actuaciones de prevención”. *Serie Geográfica*, 9, pp. 93–120.
- McKee, T.B., N.J. Doesken y J. Kleist (1993): “The relationship of drought frequency and duration to time scales”. *Proceedings of the 8th Conference of Applied Climatology*, Anaheim (CA), EE.UU., 17-22 Enero 1993, pp. 179–184.
- Michalakes, J., S. Chen, J. Dudhia, L. Hart, J. Klemp, J. Middlecoff y W. Skamarock (2001): “Development of a Next Generation Regional Weather Research and Forecast Model”. En Zwiefelhofer, W. y N. Kreitz (eds.): *Developments in Teracomputing: Proceedings of the Ninth ECMWF Workshop on the Use of High Performance Computing in Meteorology*, 2001, pp. 269–276.
- Mlawer, E.J., S.J. Taubman, P.D. Brown, M.J. Iacono y S.A. Clough (1997): “Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave”. *Journal of Geophysical Research*, 102, pp. 16663–16682.
- MMA-Ministerio de Medio Ambiente (1998): *Libro Blanco del Agua en España*, Madrid, 855 pp.
- Moberg, A., H. Bergström, Josefin Ruiz Krigsman y O. Svanered (2002): “Daily air temperature and pressure series for Stockholm (1756–1998)”. *Climatic Change*, 53, pp. 171–212.
- Moberg, A. D.M. Sonechkin, K. Holmgren, N.M. Datsenko y W. Karlén (2005): “Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data”. *Nature*, 433(7026), pp. 613 – 617.
- Moliniari, R.L., D.A. Mayer, J.F. Festa y H.F. Bezdek (1997): “Multiyear variability in the near-surface temperature structure of the midlatitude western North Atlantic Ocean”. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 102, pp. 3267–3278.
- Morales Rodríguez, C.G. y Ortega Villazán, M.T. (2002): “Las Inundaciones en Castilla y León”. *Ería*, 59, pp. 305–332.
- Munich Re-Munich Reasurance Company (2006): *Annual review: Natural catastrophes 2005*. Topics Geo, Munich Reasurance Group, Múnich, Alemania, 56 pp. (http://www.munichre.com/publications/302-04772_en.pdf?rdm=47677; consultado el 21/07/2008).
- Muñoz-Díaz, D. y F.S. Rodrigo (2004): “Spatio-temporal patterns of seasonal rainfall in Spain 1912–2000 using cluster and principal component analysis comparison”. *Annales Geophysicae*, 22, pp. 1435–1448.
- North G.R., T.L. Bell, R.F. Cahalan y F.J. Moeng (1982): “Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions”. *Monthly Weather Review*, 110, pp. 699–706.

- Olcina Cantos, J. (2001): “Tipología de sequías en España”. *Ería*, 56, pp. 201–227. (http://dialnet.unirioja.es/servlet/fichero_articulo?articulo=34927&orden=53274; consultado el 21/07/2008).
- Olivé i Guilera, Jaume (1993): “Les rieres del pla de Barcelona a mitjan segle XIX”. *Proceedings del III Congrés d’història de Barcelona*, vol. 2, pp. 399–408.
- Ollero Ojeda, A., Ibasate González de Matauco, A. y Ormaetxea Arenaza, O. (2000): “Las inundaciones en la vertiente cantábrica del País Vasco en los últimos veinte años: Principales eventos, consecuencias territoriales y sistemas de prevención”. *Serie Geográfica*, 9, pp. 177–186.
- Omar Abel, L. (1998): “Invariability of the annual maximum of daily rainfall in a region under a rainfall climate change”. *Proceedings of the Second International Conference on Climate and Water*, Espoo, Finlandia, pp. 362–368.
- Ortega J.A. y Garzón (2004): “Influencia de la Oscilación del Atlántico Norte en las inundaciones del río Guadiana”. En Benito G. y A. Díez Herrero (eds.): *Riesgos naturales y antrópicos en Geomorfología*. SEG y CSIC, Madrid, España, pp. 117–126.
- Osborn T.J., K.R. Briffa, S.F.B. Tett, P.D. Jones y R.M. Trigo (1999): “Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model”. *Climate Dynamics*, 15, pp. 685–702.
- Osborn, T.J. y K.R. Briffa (2006): “The spatial extent of the 20th-Century Warmth in the context of the past 1200 years”. *Science*, 311, pp. 841–844.
- Palmieri, S. y R. Clericci (1992): *Caratteristiche Meteorologiche degli Eventi Estremi*. Gruppo Nazionale per la difesa dalle catastrofi idrogeologiche. Rapporto 89. CNR. Presidenza del Consiglio dei Ministri. Dipartimento della Protezione Civile. Génova, Italia, 542 pp.
- Palutikof, J.P. (2003): “Analysis of Mediterranean climate data: Measured and modelled. En Bolle, H.J. (ed.): *Mediterranean Climate-Variability and Trends*. Editorial Springer-Verlag, Berlín (Alemania), pp. 133–153.
- Paredes, D., R.M. Trigo, R. García-Herrera y I.F. Trigo (2006): “Understanding precipitation changes in Iberia in early Spring: Weather typing and storm-tracking approaches”. *Journal of Hydrometeorology*, 7, pp. 101–113.
- Pauling, A., J. Luterbacher, C. Casty y H. Wanner (2006): “Five hundred years of gridded high-resolution precipitation reconstructions over Europe and the connection to large-scale circulation”. *Climate Dynamics*, 26, pp. 387–405.
- Pavese, M.P., V. Banzon, M. Colacino, G.P. Gregori y M. Pasqua (1992): “Three historical data series on floods and anomalous climatic events in Italy”. En Bradley, R.S. y P.D. Jones (eds.): *Climate since A.D. 1500*. Routledge, pp. 155–170.
- Payastre, O. (2005): *Faisabilité et utilité du recueil de données historiques pour l’étude des crues extrêmes de petits cours d’eau. Étude du cas de quatre bassins versants affluents de l’Aude*. Tesis Doctoral, ENPC, París, Francia. Publicación interna.
- Perlwitz, J. y H.F. Graf (1995): “The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the Northern Hemisphere in winter”. *Journal of Climate*, 8, pp. 2281–2295.
- Pfister, C. (1999): *Wetternachhersage: 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen*. Verlag Paul Haupt, Berna.
- Pfister, C. (2001): “Klimawandel in der Geschichte Europas. Zur Entwicklung und zum Potenzial der historischen Klimatologie”. *Österreichische Zeitschrift für Geschichtswissenschaften*, 12, pp. 7–43.

- Pfister, C. (2005): “Weeping in the snow – The second period of Little Ice Age-type crises, 1570 to 1630. En: Behringer, W., H. Lehmann y C. Pfister (eds.): *Kulturelle Konsequenzen der Kleinen Eiszeit – Cultural Consequences of the Little Ice Age*. Göttingen, Alemania, pp. 31–85.
- Portis, D.H., J.E. Walsh, M. El Hamly y P.J. Lamb (2001): “Seasonality of the North Atlantic Oscillation”. *Journal of Climate*, 14, pp. 2069–2078.
- Presidenza del Consiglio dei Ministri (2002): *Descrizione dei principali eventi alluvionali del Piemonte, della Liguria e della Spagna Nord Orientale*. Programma INTERREG IIC. Gestione del territorio e prevenzione delle inondazioni. SystemCart s.r.l., Roma, Italia, 205 pp.
- Press, W.H., S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling, B.P. Flannery (1992): *Numerical Recipes in FORTRAN: The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press, Victoria, Australia.
- Quereda, J., E. Montón, J. Escrig, A. Gil, J. Olcina y A. Rico (2001): *Nuestro porvenir climático: ¿un escenario de aridez?* Publicacions de la Universitat Jaume I, Col·lecció Athenea, núm. 5. Castelló de la Plana, España, 224 pp.
- Ramis, C., M.C. Llasat, A. Genovés y A. Jansà (1994): “The October-1987 floods in Catalonia: synoptic and mesoscale mechanisms”. *Meteorological Applications*, 1, pp. 337–350.
- Ramis, C., R. Romero, V. Homar, S. Alonso y M. Alarcón (1998): “Diagnosis and numerical simulation of a torrential precipitation event in Catalonia (Spain)”. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 69(1), pp. 1–21.
- Reimer, P.J., M.G.L. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J.W. Beck, C. Bertrand, P.G. Blackwell, C.E. Buck, G. Burr, K.B. Cutler, P.E. Damon, R.L. Edwards, R.G. Fairbanks, M. Friedrich, T.P. Guilderson, K.A. Hughen, B. Kromer, F.G. McCormac, S. Manning, C. Bronk-Ramsey, R.W. Reimer, S. Remmele, J.R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F.W. Taylor, J. van der Plicht y C.E. Weyhenmeyer (2004): “IntCal04 Atmospheric radiocarbon age calibration, 26–0 ka BP”. *Radiocarbon*, 46, pp. 1029–1058.
- Riba i Arderiu, Oriol (1993): “Assaig sobre la geomorfologia medieval de la ciutat vella de Barcelona”. *Proceedings del III Congrés d’història de Barcelona*, vol. 1, pp. 171–176.
- Rico Sinobas, M. (c. 1850): *Fenómenos meteorológicos en la Península Ibérica desde el siglo IV hasta el XIX*. Real Academia de Medicina de Madrid, Manuscritos, 23-4-15.
- Rigo, T. y Llasat, M.C. (2004): “A methodology of convective structures using meteorological radar: Application to heavy rainfall events on the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula”. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4, pp. 59–68. (<http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/4/59/2004/nhess-4-59-2004.pdf>; consultado el 21/07/2008).
- Rigo, T., J. de Batlle y M.C. Llasat (2001): “Una comparación de episodios de inundaciones en Cataluña no otoñales (junio de 2000, septiembre de 1996 y enero de 1996)”. En Pérez-Cueva, A.J., E. López Baeza y J. Tamayo Carmona (eds.): *El Tiempo del Clima*. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC), Serie A nº 2, pp. 401–412.
- Rocha, A. (1999): “Low-frequency variability of seasonal rainfall over the Iberian Peninsula and ENSO”. *International Journal of Climatology*, 19, pp. 889–901.
- Rodó, X., E. Baert y F.A. Comín (1997): “Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation”. *Climate Dynamics*, 13(4), pp. 275–284.

- Rodrigo, F.S. (1994): *Cambio climático natural. La Pequeña Edad del Hielo en Andalucía. Reconstrucción del clima histórico a partir de fuentes documentales*. Tesis doctoral inédita, Departamento de Física Aplicada, Universidad de Granada.
- Rodrigo, F.S., M.J. Esteban-Parra, Y. Castro-Díez (1996): “Seasonal distribution of precipitation anomalies in Andalucía (southern Spain) during the 16th and 17th centuries: a preliminary analysis from documentary sources”. *Weather*, 51, pp. 210–219.
- Rodrigo, F.S., M.J. Esteban-Parra, D. Pozo-Vázquez, Y. Castro-Díez (1999): “A 500-year precipitation record in southern Spain”. *Internacional Journal of Climatology*, 19, pp. 1233–1253.
- Rodrigo, F.S., D. Pozo-Vázquez, M.J. Esteban-Parra y Y. Castro-Díez (2001): “A reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index back to AD 1501 using documentary data in southern Spain”. *Journal of Geophysical Research*, 106, pp. 14.805–14.818.
- Rodríguez, R y M.C. Llasat (1996): “Características de las series pluviométricas de Sevilla y Murcia”. En Marzol, M.V., P. Dorta y P. Valladares (eds): *Clima y agua. La gestión de un recurso escaso*. MEC-Gobierno de Canarias, Madrid, España, pp. 143–154.
- Rodríguez, R., M.C. Llasat y D. Wheeler (1999): “Analysis of the Barcelona precipitation series 1850–1991”. *International Journal of Climatology*, 19, pp. 787–801.
- Rodríguez, R., M. Barriendos, P.D. Jones, J. Martín-Vide y J.C. Peña (2001): “Long pressure series for Barcelona (Spain). Daily reconstruction and monthly homogenization”. *International Journal of Climatology*, 21, pp. 1693–1701.
- Rodríguez-Puebla, C., A. Encinas, S. Nieto y J. Garmendia (1998): “Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian peninsula”. *International Journal of Climatology*, 18, pp. 299–316.
- Rodríguez-Puebla, C., A.H. Encinas y J. Sáenz (2001): “Winter precipitation over the Iberian peninsula and its relationship to circulation indices”. *Hydrology and Earth System Sciences*, 5, pp. 233–244.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dümenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese y U. Schulzweida (1996): *The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate*. MPI Report No. 218, Max-Planck-Institute for Meteorology, Hamburg, Alemania.
- Roeckner, E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornbluh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida, A. Tompkins (2003): *The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I*. Max-Planck Institut für Meteorologie, Report No. 349, Hamburg, Alemania, (www.mpimet.mpg.de/fileadmin/publikationen/Reports/max_scirep_349.pdf; consultado el 21/07/2008).
- Rogers, J.C. (1984): “The association between the North Atlantic and the Southern oscillation in the Northern Hemisphere”. *Monthly Weather Review*, 112, pp. 1999–2015.
- Romero, R., J.A. Guijarro, C. Ramis y S. Alonso (1998): “A 30 year (1964–1993) daily rainfall data base for the Spanish Mediterranean regions: First exploratory study”. *International Journal of Climatology*, 18, pp. 541–560.
- Romero, R., G. Summer, C. Ramis y A. Genovés (1999a): “A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area”. *International Journal of Climatology*, 19, pp. 765–785.

- Romero, R., C. Ramis y J.A. Guijarro (1999b): "Daily rainfall patterns in the Spanish Mediterranean area: an objective classification". *International Journal of Climatology*, 19, pp. 95–112.
- Sairouni, A., J. Moré, J. Toda, J.R. Miró, M. Aran y J. Cunillera (2007): "Verificació dels models de mesoescala operatius al Servei Meteorològic de Catalunya". Nota d'Estudi del Servei Meteorològic de Catalunya núm. 70. METEOCAT, Departament de Medi Ambient i Habitatge, Generalitat de Catalunya, Barcelona, Espanya, 78 pp.
- Salathé, E.P., R. Steed, C.F. Mass y P. Zahn (en prensa): "A high-resolution climate model for the United States pacific northwest: Mesoscale feedbacks and local responses to climate change". *Journal of Climate*.
- Sanz Parera, Miquel (1988): *El pla de Barcelona: constitució i característiques físiques*. Els llibres de la Frontera, Col. Coneguem Catalunya, n. 25, Sant Cugat del Vallès.
- Sato, M., J.E. Hansen, M.P. McCormick y J.B. Pollack (1993): "Stratospheric aerosol optical depths, 1850–1990". *Journal of Geophysical Research*, 98, 22987.
- Schär, C., C. Frei, D. Lüthi y H.C. Davies (1996): "Surrogate climate-change scenarios for regional climate models". *Geophysical Research Letters*, 23, pp. 669–672.
- Schiano, M.E. S. Sparnocchia, C. Cappa y R. Bozzano (2005): "An analysis of the climate variability over the Mediterranean sea by means of the surface water vapour density". *International Journal of Climatology*, 25, pp. 1731–1748.
- Schmutz, C., J. Luterbacher, D. Gyalistras, E. Xoplaki, H. Wanner (2000): "Can we trust proxy-based NAO index reconstructions?". *Geophysical Research Letters*, 27(8), pp. 1135–1138.
- Schubert, S. y A. Henderson-Sellers (1997): "A statistical model to downscale local daily temperature extremes from synoptic-scale atmospheric circulation patterns in the Australian region". *Climate Dynamics*, 13, pp. 223–234.
- Serrano, A. V.I. Mateos y J.A. García (1999): "Trend Analysis of monthly precipitation over the Iberian Peninsula for the period 1921–1995". *Physics and Chemistry of the Earth B*, 24, pp. 85–90.
- Shindell, D.T., G.A. Schmidt, M.E. Mann, D. Rind y A. Waple (2001): "Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum". *Science*, 294, pp. 2149–2152.
- Shindell, D.T., G.A. Schmidt, R. Miller y M.E. Mann (2003): "Volcanic and solar forcing of climate change during preindustrial era". *Journal of Climate*, 24, pp. 4094–4107.
- Skamarock, W.C., J.B. Klemp, J. Dudhia, D.O. Gill, D.M. Barker, W. Wang y J.G. Powers (2005): *A description of the Advanced Research WRF Version 2*. NCAR Technical Notes no. 468+STR, Boulder, EE. UU., 88 pp. (http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v2.pdf; consultado el 21/07/2008).
- Slonosky V. y P.Yiou (2002): "Does the NAO index represent zonal flow? The influence of the NAO on North Atlantic surface temperature". *Climate Dynamics*, 19, pp. 17–30.
- Slonosky, V.C., P.D. Jones y T.D. Davies (2001): "Atmospheric circulation and surface temperatures in Europe from the 18th century to 1995". *International Journal of Climatology*, 21, pp. 63–75.
- Spellman, G. (2000): "The application of an objective weather-typing system to the Iberian peninsula". *Weather*, 55, pp. 375–385.
- SPSS (2005): *SPSS Base 14.0 User's Guide*. SPSS Inc., Chicago, EE.UU., 738 pp. (<http://www.wright.edu/cats/docs/docroom/spss/SPSS14/SPSS%20Base%20User's%20Guide%2014.0.pdf>; consultado el 25/04/2007).

- Štípanek, P. (2003): *AnClim. Software for time series analysis*. Department of Geography, Faculty of Natural Sciences, Masaryk University, Brno, República Checa. 1.47 MB. (<http://www.climahom.eu/AnClim.html>; consultado 21/07/2008).
- Sturm, K., R. Glaser, J. Jacobeit, M. Deutsch, R. Brázdil y C. Pfister (2001): "Floods in Central Europe since AD 1500 and their relation to the atmospheric circulation". *PGM*, 148 (6), pp. 18–27.
- Sutton, R.T. y M.R. Allen (1997): "Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate". *Nature*, 388, pp. 563–567.
- Taramasso, A., S. Gabellani, y A. Parodi (2005): "An operational flash-flood forecasting chain applied to the test cases of the EU project HYDROPTIMET". *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, pp. 703–710.
- Terray, L., S. Valcke y A. Piacentini (1998): *OASIS 2.2 Ocean Atmosphere Sea Ice Soil. User's guide and reference manual*. Technical report TR/CMGC/98-05, CERFACS, Toulouse, France. (http://www.cerfacs.fr/globc/software/oasis/doc_oasis2.2.ps; consultado el 21/07/2008).
- Timmermann, A., M. Latif, R. Voss y A. Grötzner (1998): "Northern Hemisphere interdecadal variability: a coupled air-sea mode". *Journal of Climate*, 11, pp. 1906–1931.
- Travesset Queraltó, Magí (1994): "La xarxa hidrogràfica del Pla de Barcelona entre la riera de Magòria i la riera d'Horta". *Finestrelles*, 6, pp. 57–70.
- Trenberth, K.E. (1984): "Signal versus noise in the Southern Oscillation". *Monthly Weather Review*, pp. 112, 326–332.
- Trigo R.M., T.J. Osborn y JM. Corte-Real (2002): "The North Atlantic Oscillation influence on Europe: Climate impacts and associated physical mechanisms". *Climate Research*, 20, pp. 9–17.
- Trigo, R.M., D. Pozo-Vázquez, T.J. Osborn, Y. Castro-Díez, S. Gámiz-Fortis y M.J. Esteban-Parra (2004): "North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula". *International Journal of Climatology*, 24, pp. 925–944.
- Ulbrich, U., M. Christoph, J.G. Pinto y J. Corte-Real (1999): "Dependence of winter precipitation over Portugal on NAO and baroclinic wave activity". *International Journal of Climatology*, 19, pp. 379–390.
- Uppala, S.M., P.W. Kållberg, A.J. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J.K. Gibson, J. Haseler, A. Hernández, G.A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R.P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M.A. Balmaseda, A.C.M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B.J. Hoskins, L. Isaksen, P.A.E.M. Janssen, R. Jenne, A.P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N.A. Rayner, R.W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K.E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo y J. Woollen (2005): "The ERA-40 re-analysis". *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, pp. 2961–3012.
- Valarie, P. y D. Cœur (2004): "Vulnerabilité de la région Languedoc-Roussillon aux crues méditerranéennes: Perspectives historiques et enjeux actuels". *La Houille Blanche*, 6, pp. 56–61.
- Vallejo Villalta, I. (2000): "Las inundaciones en la cuenca del Guadalquivir". *Serie Geográfica*, 9, pp. 133–150.
- Van Loon, H. y J.C. Rogers (1978): "The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: general description". *Monthly Weather Review*, 106, pp. 296–310.

- Vaquero, J.M. (2004): "Solar signal in the number of floods recorded for the Tagus river basin over the last millennium". *Climatic Change*, 66, pp. 23–26.
- Vicente-Serrano, S.M. y J.M. Cuadrat (2007): "North Atlantic Oscillation control of droughts in Northeast of Spain: evaluation since AD 1600". *Climatic Change*, 85, pp. 357–379.
- Vila, Pau (1974): *El Barcelonès i Barcelona ciutat*. Geografia de Catalunya, AEDOS, vol. 3, 497–608.
- Vines, R.G. (1985): "European rainfall patterns". *Journal of Climatology*, 5, pp. 607–616.
- Vinther, B.M., K.K. Andersen, A.W. Hansen, T. Schmith y P.D. Jones (2003a): "Improving the Gibraltar/Reykjavik NAO index". *Geophysical Research Letters* 30(23), 2222, DOI:10.1029/2003GL018220.
- Vinther, B.M., S.J. Johnsen, K.K. Andersen, H.B. Clausen y A.W. Hansen (2003b): "NAO signal recorded in the stable isotopes of Greenland ice cores". *Geophysical Research Letters*, 30(7), 1387, DOI:10.1029/2002GL016193.
- Von Neumann, J. (1941): "Distribution of the ratio of the mean square successive difference to the variance". *Annals of Mathematical Statistics*, 12, pp. 367–395.
- Von Storch, H., E. Zorita, U. Cubasch (1993): "Downscaling of global climate change estimates to regional scales: An application to Iberian rainfall in wintertime". *Journal of Climate*, 6, pp. 1161–1171.
- Walker, G.T. (1924): "Correlations in seasonal weather IX. A further study of world weather". *Memories of the Indian Meteorological Department*, 24, pp. 275–332.
- Walker, G.T. y E.W. Bliss (1932): "World Weather V". *Memories of the Royal Meteorological Society*, 4, pp. 53–84.
- Wallace, J.M., Y. Zhang y J.A. Renwick (1995): "Dynamic contribution to hemispheric mean temperature trends". *Science*, 270, pp. 780–783.
- Ward M.N., P.J. Lamb, D.H. Portis, M. El Hamly y R. Sebbari (1999): "Climate variability in Northern Africa: Understanding droughts in the Sahel and the Maghreb. En Navarra, A. (ed.): *Beyond El Niño - decadal and interdecadal climate variability*. Editorial Springer-Verlag, Berlín, Alemania.
- Watanabe, M. y M. Kimoto (1999): "Tropical-extratropical connection in the Atlantic atmosphere-ocean variability". *Geophysical Research Letters*, 119(15), pp. 2247–2250.
- Wibig J. y B. Glowicki (2002): "Trends of minimum and maximum temperature in Poland". *Climate Research*, 20, pp. 123–133.
- Widmann, M. y C. Schär (1997): "A principal component and long-term analysis of daily precipitation in Switzerland". *International Journal of Climatology*, 17, pp. 1333–1356.
- Wilby, R.L., T.M.L. Wigley, D. Conway, P.D. Jones, B.C. Hewitson, J. Main y D.S. Wilks (1998): "Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods". *Water Resources Research*, 34, pp. 2995–3008.
- WMO (1995) *The Twelfth World Meteorological Congress, the General Summary*, Paragraph 3.3.2.4.
- WMO (2000): *Detecting trends and others changes in hydrological data*. WCDMP-45, WMO/TD-No. 1013, Geneva, Switzerland, 157 pp.
- Xoplaki, E., J.F. González-Rouco, J. Luterbacher y H. Wanner (2003): Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Climate Dynamics*, 20, pp. 723–739.

- Zorita, E., K. Viacheslav y H. von Storch (1992): “The atmospheric circulation and Sea Surface Temperature in the North Atlantic area in winter: their interaction and relevance for Iberian precipitation”. *Journal of Climate*, 5, pp. 1097–1108.
- Zorita, E., H. von Storch, J.F. González-Rouco, J. Lutherbacher, U. Cubasch, S. Legutke, U. Schlese (2004): “Climate evolution in the last five centuries simulated by an atmosphere-ocean model: global temperatures, the North Atlantic Oscillation and the Late Maunder Minimum”. *Meteorologische Zeitschriften*, 13, pp. 271–289.