

UNIVERSIDAD DE GRANADA
INSTITUTO INTERUNIVERSITARIO DE INVESTIGACIÓN DEL
SISTEMA TIERRA EN ANDALUCÍA



FUENTES DE VARIABILIDAD EN LOS
AGENTES FORZADORES DE LA DINÁMICA
DE LOS ESTUARIOS ATLÁNTICOS EN
ANDALUCÍA

Doctoranda: Marta Egüén Sánchez

Directores: Miguel Ángel Losada Rodríguez

María José Polo Gómez

Granada, diciembre 2014

Editor: Universidad de Granada. Tesis Doctorales
Autor: Marta Egüén Sánchez
ISBN: 978-84-9125-018-0
URI: <http://hdl.handle.net/10481/39634>

El doctorando Marta Egüen Sánchez y los directores de la tesis Miguel Ángel Losada Rodríguez y María José Polo Gómez Garantizamos, al firmar esta tesis doctoral, que el trabajo ha sido realizado por el doctorando bajo la dirección de los directores de la tesis y hasta donde nuestro conocimiento alcanza, en la realización del trabajo, se han respetado los derechos de otros autores a ser citados, cuando se han utilizado sus resultados o publicaciones.

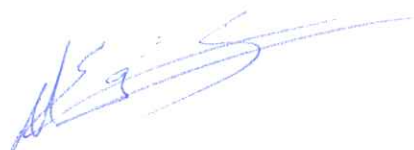
Granada, 6 de noviembre de 2014

Director/es de la Tesis



Fdo.: Miguel Ángel Losada Rodríguez
y María José Polo Gómez

Doctorando



Fdo.: Marta Egüen Sánchez

RESUMEN

Los estuarios constituyen zonas de transición entre condiciones terrestres y marinas. Las características de sus aguas dependen, por un lado, de forzamientos marinos con una componente cíclica siguiendo las diferentes escalas mareales, estacionales y anuales, y, por otro lado, sufren modificaciones forzadas por las diferentes descargas fluviales desde sus cuencas vertientes. A esto hay que unir forzamientos de tipo antrópico. Por lo tanto, el análisis de los procesos que ocurren en el estuario requiere, caracterizar tanto la dinámica de los agentes marítimos, como la de los aportes fluviales, con sus agentes forzadores.

El objetivo general de este trabajo es analizar las principales fuentes de incertidumbre en el pronóstico de los aportes fluviales en los estuarios andaluces, como primer paso en el desarrollo de un modelo estocástico basado en los forzamientos a escala regional. Para ello, se han seleccionado dos estuarios andaluces representativos de las condiciones de estos sistemas en la vertiente atlántica, pero con ciertas diferencias en sus escalas y sus sistemas de regulación de la red fluvial: el estuario del río Guadalquivir y el estuario del río Guadalete. En primer lugar se ha establecido si existe alguna escala temporal a la que la correlación precipitación-caudal fluvial a escala de la cuenca vertiente al estuario es suficientemente significativa bajo los niveles de regulación existentes. El segundo paso ha sido evaluar la influencia de la resolución espacial seleccionada para el modelado de la cuenca aportadora sobre el nivel de bondad de la simulación de las variables precipitación-caudal fluvial a escala regional. Y por último, identificar las relaciones entre las variables hidrológicas precipitación-caudal fluvial a escala regional y variables geofísicas seleccionadas representativas de estados atmosféricos a dicha escala regional y de estados de mar, con fines de pronóstico.

Tras el análisis de las relaciones precipitación-caudal a diferentes escalas, se obtuvo que la correlación aumenta significativamente bajo las condiciones de regulación a escala mensual, especialmente para las aportaciones recibidas por los embalses, incluso los que no son cabecera, con valores entre 0.7 y 0.8 en la cuenca del Guadalete. Esto permite plantear la hipótesis de trabajar con periodos de 28-30 días como unidad básica en el tratamiento de datos diarios hidrológicos en el estudio de su comportamiento en relación con otras variables geofísicas descriptoras de estados atmosféricos.

Se empleó varios tamaños de celda 30, 100 y 500 m, para evaluar el efecto que la resolución espacial tiene en la respuesta hidrológica de la cuenca ante la precipitación y en otras variables intermedias, concluyendo que un tamaño de 100 m para el caso de estudio (una subcuenca de cabecera del río Guadalete) es un tamaño óptimo logrando resultados similares a los obtenidos con 30 m y con tiempos de cálculo significativamente más bajos. Mientras que con 500 m, el modelo produce resultados mucho menos útiles para en el cálculo de hidrogramas de escorrentía necesarios para estudios de estimación de los recursos hídricos, con la única ventaja de reducir el tiempo de cálculo en gran medida.

En cuanto a las relaciones entre las variables hidrológicas precipitación-caudal fluvial a escala regional y variables geofísicas se ha obtenido que las variables hidrológicas terrestres, tales como la precipitación y la respuesta del caudal en la cuenca, siguen pautas de funcionamiento similares a variables de la superficie del agua del mar regional por el que transitan las borrascas que las provocan, por ejemplo la presión atmosférica a nivel del mar y la temperatura del agua de mar en la superficie, cuando se promedian en 28 días. Además se ha realizado un ajuste de una distribución mixta Normal y de Weibull a la señal de la presión atmosférica a nivel del mar cada 6 horas, obteniendo que es capaz de cuantificar adecuadamente la variabilidad anual, además de la variabilidad interanual, de periodo mayor al año, y la variación debida a covariables en términos de series de Fourier. Los valores simulados de la señal destacan la importancia del término de la variabilidad plurianual. Una vez más se pone de manifiesto la importancia de la escala de 28 días al obtener que la simulación a esta escala representa bien las pautas de la señal original. La escala de 28 días también ha resultado útil para la identificación de borrascas y sus características como precursoras de la precipitación y el caudal.

ÍNDICE

RESUMEN	ii
ÍNDICE.....	iv
Lista de Figuras.....	viii
Lista de Tablas	xii
Lista de símbolos	xiv
Índice de Acrónimos.....	xvi
CAPÍTULO 1: Introducción.....	1
1.1. Justificación del tema e hipótesis planteadas.....	1
1.2. Objetivos	3
1.3. Estructura de la tesis	4
CAPÍTULO 2: Caracterización de la variabilidad de los aportes fluviales a los estuarios atlánticos andaluces y sus agentes forzadores.....	6
2.1. Introducción	6
2.2. Área de estudio	8
2.2.1. Cuenca del río Guadalquivir	9
2.2.2. Cuenca del río Guadalete	12
2.3. Datos	15
2.4. Métodos	16
2.4.1. Evolución del nivel de regulación en las cuencas vertientes a los estuarios del Guadalquivir y del Guadalete	17
2.4.2. Obtención de las series de precipitación media diaria en las cuencas vertientes a los puntos estudiados.....	18
2.4.3. Relación precipitación-caudal fluvial en los estuarios del Guadalquivir y del Guadalete	19
2.5. Resultados	19
2.5.1. Estuario del Guadalquivir	19
2.5.2. Estuario del Guadalete	22
2.5.2.1 Análisis general.....	22
2.5.2.2 Tramo del río Majaceite Guadalcaçín y Hurones	25
2.5.2.3 Tramo del río Guadalete. Arcos, Bornos y Zahara	27
2.5.2.4 Tramo final del río Guadalete: régimen alterado vs. régimen natural.	29
2.6. Conclusiones.....	33

CAPÍTULO 3: Influencia del tamaño de celda en el modelado hidrológico distribuido de base física de cara a la valoración de valores extremos para la gestión de recursos hídricos.....	36
Resumen.....	36
3.1. Introducción	36
3.2. Métodos	38
3.2.1. Zona de estudio.....	38
3.2.1.1 Modelo distribuido y datos de entrada empleados.....	39
3.2.2. Redimensionamiento de los mapas	41
3.2.3. Evaluación de las estimaciones del modelo.....	41
3.3. Resultados y discusión	42
3.4. Conclusiones.....	47
CAPÍTULO 4: Variabilidad de la presión a nivel del mar y fenómenos correlacionados	50
Resumen.....	50
4.1. Introducción	50
4.1.1. Circulación atmosférica clima y meteorología.....	50
4.1.2. Los ciclos plesitocénicos: glaciaciones y periodos interpluviales.....	51
4.1.3. La estabilización climática holocénica: escalas milenarias, seculares y decadales... ..	52
4.1.4. Anomalías y teleconexiones.....	52
4.1.5. Los índices de teleconexión: variables y escalas de trabajo	52
4.1.6. La circulación atmosférica en las latitudes medias del Hemisferio Norte	54
4.1.7. La variable presión atmosférica a nivel del mar: análisis espectral	55
4.2. Objetivos generales de este capítulo	56
4.3. Bases de datos astronómicas, atmosférica, hidrológica y oceanográfica.....	56
4.4. Comportamiento estadístico de la señal de presión atmosférica cada seis horas y simulación	60
4.4.1. Distribución de variables geofísicas no estacionarias	60
4.4.2. Distribución anual	61
4.4.3. Variación interanual	64
4.5. Análisis de la variabilidad temporal de la presión atmosférica promediada en 28 días..	65
4.5.1. Evolución anual media de la presión media a 28 días y variabilidad plurianual.....	67
4.5.2. Análisis de la anomalía de la presión media atmosférica a 28 días	67
4.5.3. Índice regional de variabilidad plurianual de la presión media mensual.....	69

4.5.4. Curva anual de la presión atmosférica en el litoral español y uruguayo	70
4.6. Oscilaciones de la anomalía de presiones y tránsito de borrascas	71
4.6.1. Análisis del tipo de borrascas en años secos y años húmedos	75
4.7. Comportamiento de la media a los 28 días de otras variables geofísicas	77
4.7.1. Número de manchas solares.....	77
4.7.2. Temperatura superficial del agua de mar	79
4.7.3. Precipitación en las cuencas atlánticas andaluzas	80
4.7.4. Caudal.....	83
4.8. Análisis conjunto de las variables terrestres, atmosféricas y marinas.....	85
4.9. Conclusiones y futuras líneas de trabajo	87
CAPÍTULO 5: Conclusiones y futuras líneas de investigación.....	88
5.1. Futuras líneas de trabajo.....	89
ANEJO A : Ajuste de la presión mensual a funciones de distribución teóricas	92
REFERENCIAS.....	94

Lista de Figuras

Figura 2.1 Coeficientes de correlación de la presión en tierra medida en diferentes estaciones de Andalucía con la presión medida en el Golfo de Cádiz (izquierda) y en el Mar Mediterráneo (derecha).....	7
Figura 2.2 Situación geográfica (izquierda) y límites de las cuencas de los ríos Guadalquivir (línea roja) y Guadalete (línea verde) (derecha).....	9
Figura 2.3 Relieve	9
Figura 2.4 Precipitación anual media (mm) en la cuenca del Guadalquivir (1945-2010) y percentiles seleccionados en su función de distribución (líneas rojas punteadas).....	10
Figura 2.5 Precipitación media anual (mm) a lo largo de la cuenca del Guadalquivir calculada para el periodo 1945-2010.	10
Figura 2.6 Ubicación de los embalses en la cuenca vertiente al estuario del Guadalquivir	11
Figura 2.7 Distribución de los usos de suelo en la cuenca (a) y usos de suelo agrícola (b) (Contreras, 2012).....	12
Figura 2.8 Topografía de la Demarcación Guadalete-Barbate (fuente: Modelo Digital de Elevaciones de Andalucía, 30x30m).	13
Figura 2.9 Precipitación anual media (mm) en la cuenca del Guadalete (1985-2009) y percentiles seleccionados en su función de distribución (líneas rojas punteadas).....	13
Figura 2.10 Precipitación media anual (mm) a lo largo de la cuenca del Guadalete calculada para el periodo 1985-2009.	14
Figura 2.11 Ubicación de los embalses de la cuenca del Guadalete: 1, Zahara; 2, Bornos; 3, Arcos; 4, Hurones; 5, Guadalcaén.	14
Figura 2.12 Distribución de los usos de suelo en la cuenca	15
Figura 2.13 Estaciones meteorológicas seleccionadas en las cuencas bajo estudio; Guadalquivir, izquierda, y Guadalete (derecha).....	15
Figura 2.14 Localización de puntos de control del caudal en las cuencas de estudio (puntos de aforo o embalses).....	16
Figura 2.15 Ubicación y capacidad de almacenamiento de los embalses existentes en la cuenca vertiente al estuario en 1937, 1969, 1990 y 2009, con un nivel de regulación del 6, 50, 75 and 100% respecto al nivel actual, respectivamente (Contreras y Polo, 2011; Egüen et al., 2012).	20
Figura 2.16 Descarga media diaria de agua fluvial desde Alcalá del Río al estuario (1931-2010) junto con el caudal medio diario medido en el punto de aforo del río Guadaira (1971-2010).	21
Figura 2.17 Matrices de correlación entre Q_d en cada punto de control y P_d en su cuenca vertiente para los periodos analizados con registros suficientes de precipitación 1950-1969, 1969-1990 y 1990-2010	22
Figura 2.18 Matriz de correlación entre desembalses (Q_{di}) y aportaciones (Q_{ai}) en los embalses y precipitación media en su cuenca vertiente (P_i) a escala diaria, mensual y anual ($i=1..5$, según numeración en la Tabla 4, 1-Zahara, 2-Bornos, 3-Arcos, 4-Hurones, 5-Guadalcaén; P_3 no se muestra por no ser significativamente diferente a P_2).	23
Figura 2.19 Matriz de correlación entre desembalses y aportaciones a los embalses y precipitación en su cuenca vertiente, datos diarios, con 1 día de desfase en el caudal. Matriz de correlación entre desembalses (Q_{di}) y aportaciones (Q_{ai}) en los embalses a escala diaria desfasados 1 día con respecto a la precipitación media diaria en su cuenca vertiente (P_i) ($i=1..5$, según numeración en la Tabla 4, 1-Zahara, 2-Bornos, 3-Arcos, 4-Hurones, 5-Guadalcaén; P_3 no se muestra por no ser significativamente diferente a P_2).	25

Figura 2.20 Aportaciones y desembalses en Guadalcaacín y Hurones. En verde, percentil 99 de los valores de Guadalcaacín.	26
Figura 2.21 Aportaciones y desembalses en Arcos y Bornos.	28
Figura 2.22 Aportes y desembalses en Bornos y Zahara.	28
Figura 2.23 Caudal medio diario observado (régimen alterado) en el tramo final del río Guadalete aguas abajo de la confluencia de los dos cauces principales para los cuatro periodos identificados en el nivel de regulación con respecto al nivel actual (1959-1967; 1967-1970; 1970-1991; 1991-2014)..	29
Figura 2.24 Caudal medio diario restituído (régimen natural) en el tramo final del río Guadalete aguas abajo de la confluencia de los dos cauces principales para el periodo de estudio (1959-2014).....	30
Figura 2.25 Régimen natural, caudales restituídos (azul) y simulados (rojo).....	30
Figura 2.26 Caudal medio diario restituído (azul) y simulado (rojo) en el tramo final del río Guadalete aguas abajo de la confluencia de los dos cauces principales para periodos seleccionados durante 1959-2014. Periodo seco (parte superior), periodo húmedo (centro), y periodo medio (parte inferior) referidos al régimen de precipitación media en la cuenca.....	31
Figura 2.27 Detalle del periodo 4 (nivel de regulación actual): caudal medio diario observado (regimen alterado; línea roja) y restituído (regimen natural; línea azul) en el tramo final del río Guadalete aguas abajo de la confluencia de los dos cauces principales.....	31
Figura 3.1 (a) Localización de la cuenca de Zahara en España; (b) MDE con estaciones meteorológicas; (c) Litología (d) cubierta del suelo.	39
Figura 3.2 Precipitación distribuida acumulada (2003–2006) en mm y red de drenaje para tamaños de celda de: (a) 30-m, (b) 100-m, y (c) 500-m.	43
Figura 3.3 (a) Volumen mensual observado y simulado para cada tamaño de celda, y (b) precipitación mensual para el período 2003–2006.	44
Figura 3.4 (a) Escorrentía anual observada y simulada durante el periodo de estudio, y (b) Escorrentía total observada y simulada.....	46
Figura 4.1 Espectro de la variación climática de los últimos 500000 años. Curva construida a partir de los registros isotópicos de dos núcleos del océano Índico, por Imbrie e Imbrie (1979).	51
- Figura 4.2 Media móvil de tres meses del índice NAO estandarizado usando el periodo de 1981 a 2010 (Fuente: Climate Prediction Center)	53
Figura 4.3 Análisis espectral de la señal de presión en el Golfo de Cádiz.	55
Figura 4.4 Mapa desarrollado a partir de los datos de ERA-Interim	57
Figura 4.5 Mapa localización de la red REDEXT de Puertos del Estado.....	57
Figura 4.6 Duración de los registros de presión disponibles en cada uno de los elementos de la red REDEXT.....	57
Figura 4.7 Localización de las estaciones meteorológicas con datos de presión atmosférica media diaria	58
Figura 4.8 Evolución del número de manchas solares a escala diaria (periodo: 20/11/1818-31/12/2013) (arriba) y mensual (Periodo: Enero 1749-Diciembre 2013) (abajo).....	59
Figura 4.9 Comparación temperatura superficial del agua de REDXT y de ERA-Interim en el Golfo de Cádiz.	59
Figura 4.10 Mínimo BIC obtenido para diferentes órdenes de aproximación de las series de Fourier, para orden 1 a 4.....	62
Figura 4.11 Distribución empírica de la presión atmosférica a nivel del mar (área coloreada) y ajuste de la función de densidad mixta a lo largo del año de los datos de presión (líneas rojas).....	63
Figura 4.12 Distribución de los parámetros del modelo a lo largo del año.....	63

Figura 4.13 Ajuste de la curva anual (línea azul) a los datos observados (puntos verdes) promediados en 28 días, y límites de confianza del 5% y 95% (líneas rojas).....	64
Figura 4.14 Presión (media móvil de 28 días). Azul: datos observados. Verde: modelo sin variación interanual. Rojo: modelo con variación interanual mediante introducción de la covariable (NAO) .64	
Figura 4.15 Detalle de la Figura 4.14. Azul: datos observados. Verde: modelo sin variación interanual. Rojo: modelo con variación interanual mediante introducción de la covariable (NAO).	65
Figura 4.16 Datos de presión media a nivel del mar (azul) y suavizado mediante filtro de paso bajo de 28 días.....	66
Figura 4.17. Curvas anuales de presión media a 28 (azul); curva media de los 34 años (negro)	67
Figura 4.18 Anomalía de presión en el Golfo de Cádiz	68
Figura 4.19 Análisis de frecuencias de la anomalía de presión	69
Figura 4.20 Índice de presión atmosférica en el Golfo de Cádiz.	69
Figura 4.21 Análisis espectral del índice de presión	70
Figura 4.22 Curva media de presión anual para varias localizaciones del litoral de la península Ibérica. .	70
Figura 4.23 Curva media de presión anual para una localización de la costa de Uruguay	71
Figura 4.24 Ejemplo de borrasca de tipo 1, entre el 17/12/1997 y el 20/12/1997, con una duración de 3.25 días, en el Golfo de Cádiz.....	72
Figura 4.25 Ejemplo de borrasca de tipo 1, entre el 17/12/1997 y el 20/12/1997, con una duración de 3.25 días.....	72
Figura 4.26 Número de borrascas al año, duración media de las borrascas en cada año, valor mínimo alcanzado en cada borrasca promediado anualmente y amplitud media para cada año de la borrasca, calculado con referencia a la curva media de presión anual.....	73
Figura 4.27 Número de borrascas al año, duración media de las borrascas en cada año, valor mínimo alcanzado en cada borrasca promediado anualmente y amplitud media para cada año de la borrasca, calculado con referencia a la curva media de presión anual.....	74
Figura 4.28 Función de distribución empírica de la duración (izquierda) y de la amplitud (derecha) de las borrascas, total, para invierno y para verano, y ajuste de la total a una distribución teórica	75
Figura 4.29 Distribución especial de los tipos de borrascas	76
Figura 4.30 Porcentaje del tipo de borrascas que se dan en el periodo seco, 1992-1995	76
Figura 4.31 Análisis espectral del número de manchas solares, detalle de las frecuencias menores a un año (arriba) y detalle de las frecuencias próximas al mes (abajo).....	77
Figura 4.32 Curva media anual del número de manchas solares	78
Figura 4.33 Índice anual del número de manchas solares y análisis espectral del mismo.....	78
Figura 4.34 Análisis espectral de la temperatura superficial del agua, detalle de las frecuencias menores a un año (arriba) y detalle de las frecuencias próximas al mes (abajo).....	79
Figura 4.35 Curva media anual de la temperatura superficial del agua.....	80
Figura 4.36 Índice anual de temperatura y análisis espectral del mismo.	80
Figura 4.37 Análisis espectral de la precipitación en la estación de Sevilla, detalle de las frecuencias menores a un año (arriba) y detalle de las frecuencias próximas al mes (abajo).....	81
Figura 4.38 Análisis espectral de la precipitación en la estación de Jerez, detalle de las frecuencias menores a un año (arriba) y detalle de las frecuencias próximas al mes (abajo).....	81
Figura 4.39 Curva media anual de precipitación acumulada cada 28 días, en las estaciones de Sevilla y Jerez.....	82
Figura 4.40 Anomalía anual de precipitación y análisis espectral de la misma.....	83
Figura 4.41 Análisis espectral del caudal del río Guadalete, detalle de las frecuencias menores a un año (arriba) y detalle de las frecuencias próximas al mes (abajo).....	84

Figura 4.42 Curva media anual del caudal del río Guadalete.	84
Figura 4.43 Índice anual del caudal y análisis espectral del mismo.	85
Figura A.1. Ajuste datos intradiarios	92
Figura A.2. Ajuste mensual a funciones teó	93

Lista de Tablas

Tabla 2.1 Año de construcción, capacidad, área vertiente, precipitación y caudal medio en los embalses de la cuenca vertiente aguas arriba del estuario (Contreras, 2012).....	17
Tabla 2.2. Capacidad de almacenamiento acumulada en la cuenca vertiente al estuario del Guadalquivir al final de cada periodo considerado.....	20
Tabla 2.3 Distribución del caudal medio diario desde la presa de Alcalá del Río para percentiles seleccionados durante los cuatro periodos asociados a niveles crecientes de regulación en la cuenca vertiente al estuario del río Guadalquivir; en paréntesis, la reducción equivalente sobre el valor del periodo inicial.	21
Tabla 2.4 Año de construcción, capacidad y área vertiente de los embalses de la cuenca aguas arriba del estuario del Guadalete, y almacenamiento acumulado en la cuenca.	23
Tabla 2.5 Aportaciones y desembalses en Guadalquivir.	26
Tabla 2.6 Aportaciones y desembalses en Bornos.	29
Tabla 2.7	32
Tabla 3.1 Número total de celdas, celdas de cauce (valor absoluto y porcentaje), área de la cuenca y su variación con el aumento de tamaño de celda, y la pendiente media calculada y extremos máximo (Max) y mínimo (Min) para 30 m, 100 m, y 500 m de tamaño de celda	43
Tabla 3.2 Diferencias en los valores de la precipitación media anual a escala de cuenca entre distintos tamaños de celda.....	44
Tabla 3.3 Diferencias en la precipitación, escorrentía directa, infiltración y percolación media a escala de la cuenca, y fracción de la precipitación correspondiente (entre paréntesis), para el período 2003-2006 entre los diferentes tamaños de celda.	45
Tabla 3.4 Factores calibrados para la conductividad hidráulica superficial y subsuperficial, F_{KS1} y F_{KS2} , respectivamente, y valores medios, máximos, y mínimos para 30 m, 100 m, y 500 m tamaños de celda.	47
Tabla 4.1 Resumen de la base de datos y fuente de la información	60
Tabla 4.2 Valores medio, máximo y mínimo de los parámetros del modelo	62
Tabla 4.3 Datos en borrasca y anticiclón y precipitación asociada	86
Tabla 4.4 Datos en tramo de presión descendente y ascendente y precipitación asociada	86

Lista de símbolos

F_{KS1}	Factor de calibración de conductividad hidráulica saturada superficial
F_{KS2}	Factor de calibración de conductividad hidráulica saturada subsuperficial
k_{s1}	Conductividad hidráulica saturada superficial
k_{s1}	Conductividad hidráulica saturada subsuperficial
P_d	Precipitación media diaria
Q_d	Caudal medio diario

Índice de Acrónimos

AEMET	Agencia Estatal de Meteorología
AO	Arctic Oscillation
BIC	Bayesian Information Criterion
CAP	Consejería de Agricultura y Pesca de la Junta de Andalucía
CHG	Confederación Hidrográfica del Guadalquivir
CLIMA	Subsistema de Información de Climatología Ambiental de la Consejería de Medio Ambiente
CMAOT	Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio
CPC/NOAA	Climate Prediction Center del <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
DMA	Directiva Marco del Agua
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecast
ENSO	El Niño-Southern Oscillation
GDFA	Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales
GDFH	Grupo de Dinámica fluvial e Hidrología
LLF	Log-Likelihood Function
MAPA	Ministerio de Agricultura y Pesca y Alimentación
MDE	Modelo Digital de Elevaciones
NAO	North Atlantic Oscillation
NGDC	National Geophysical Data Center
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NPO	North Pacific Oscillation
PG	Proyecto Guadalfeo
QBO	Quasi-Biennial Oscillation
RIA	Red de Información Agroclimática
RMSE	Error cuadrático medio
RMSE _O	Error cuadrático medio de las series observadas
RMSE _S	Error cuadrático medio de las series simuladas
ROEA	Red Oficial de Estaciones de Aforo
SAIH	Sistema Automático de Información Hidrológica
SERN	Red del Servicio de Evaluación de los Recursos Naturales
SO	Southern Oscillation
WeMO	Western Mediterranean Oscillation
WiMMed	Watershed Integrated Management for Mediterranean Watersheds

CAPÍTULO 1: Introducción

1.1. Justificación del tema e hipótesis planteadas

Fuentes de variabilidad en los agentes forzadores de la dinámica de los estuarios atlánticos en Andalucía

Los estuarios son zonas de transición entre el medio fluvial y el marino, que se caracterizan por ser terrenos llanos inundables, con suelos de fango y arena, prácticamente impermeables, a los que contribuyen diversos cauces fluviales, en una sucesión de morfologías específicas de estos entornos singulares entre tierra y mar. Sus gradientes de salinidad y los procesos de mezcla del agua dulce y salada (*e.g.* Dyer, 1997; Allen et al., 1980; Loder y Reichard, 1981), junto con los intercambios de agua, sedimentos, nutrientes y energía procedentes de la cuenca hidrográfica aguas arriba, el mar y la atmósfera, dotan a estos sistemas dinámicos de una gran riqueza biológica y un papel clave en los ciclos biogeoquímicos a escala local, regional y global, que requiere enfoques específicos para estudiarlos y monitorizarlos (Díez-Minguito et al., 2011, 2013, 2014; Etcheber et al., 2011; Navarro et al., 2011; Ruiz et al., 2013; Contreras y Polo, 2012).

Su localización singular y sus características hicieron de los estuarios puerta de las civilizaciones sucesivas hacia el exterior. Los estuarios atlánticos andaluces fueron camino de mercaderes, diplomáticos y gobernantes, puerta hacia el Nuevo Mundo en el siglo XV y vías de comercio exterior durante los siglos posteriores. La actividad humana, encauzando, profundizando, urbanizando y construyendo infraestructuras asociadas al desarrollo, ha venido modificando directamente la morfología de los estuarios y, con ello, la dinámica de intercambio con el mar y la tierra. Asimismo, aguas arriba, la expansión y la intensificación de la agricultura han venido de la mano de la construcción de embalses, primero, para acopiar agua durante los periodos húmedos y laminar avenidas con fines de protección frente a inundaciones, y segundo, del desarrollo de la tecnología del riego que ha aumentado la productividad unitaria del agua hasta límites insospechados. La creación de embalses ha permitido detraer caudal fluvial para abastecer los cultivos y su evolución hacia productos más competitivos y, asimismo, ha supuesto la aparición de una red de atrape de sedimentos muy eficaz; a la par, han permitido la generación hidroeléctrica de energía, tercer pilar junto con suelo y agua para el desarrollo socioeconómico regional. Los estuarios andaluces, al igual que en otras partes desarrolladas del planeta, sufren hoy en día un desequilibrio alarmante en los flujos de agua dulce y sedimentos (Millimann et al., 2008), han visto ocupadas sus llanuras de inundación y sus llanos mareales, modificados sus gradientes salinos, y sufren episodios de turbidez persistente que deterioran la calidad de sus aguas y limitan la posibilidad de desarrollo de un ecosistema estable y diverso. Estos problemas se agudizan bajo un contexto de subida del nivel medio del mar, asociado al periodo actual de calentamiento global, y posible incremento de la torrencialidad del régimen de precipitación en la zona terrestre y la ocurrencia y magnitud de temporales en la costa.

En este escenario, se requiere una gestión sostenible de los aportes fluviales desde la cuenca hidrográfica, basada en establecer un régimen de caudal fluvial que permitiera al sistema del estuario absorber y compensar los desequilibrios puntuales, y considerar estos procesos como una parte más a conservar y proteger como requiere la Directiva Marco del Agua (Consejo Europeo, 2000). Por otra parte, el pronóstico de evolución de estos sistemas bajo los escenarios futuros que se asocian a la variabilidad climática a escala global y regional demanda un análisis previo de la relación entre los agentes forzadores (clima marítimo-terrestre, acción del hombre, ecosistemas) y las variables de estado representativas de los procesos involucrados en dicha evolución, para poder estudiar y proponer actuaciones de adaptación compatibles con el equilibrio dinámico de estos sistemas, sostenibles en el tiempo ecológica y económicamente. El estudio científico *Propuesta metodológica para diagnosticar y pronosticar las consecuencias de las actuaciones humanas en el estuario del Guadalquivir* (Ruiz y Losada, 2010) puso de manifiesto las causas generadoras del desequilibrio actual del estuario y planteó las bases metodológicas para analizar las posibles actuaciones previstas en un contexto basado en el conocimiento científico actual; como continuación, la necesidad de disponer de un modelo de pronóstico con base estocástica asociado a la ocurrencia individual y conjunta de los agentes climáticos marítimo-terrestres se planteó como futura línea de trabajo.

En las últimas décadas se han utilizado diversos índices de teleconexión para definir la variabilidad espacial del clima a escala regional y global (Feldstein, 2000, 2003; Luo et al., 2011; Yuan et al.; 2011). La evolución temporal de estos índices debería poder proporcionar información del sistema climático a escalas superiores y, entre otros, de la circulación atmosférica y sus patrones cíclicos estacionales, anuales, decadales, seculares e incluso milenarios. Su estudio permite acotar la variabilidad natural del clima y otros procesos a escala planetaria, con el fin de poder pronosticar su evolución futura y, en su caso, la de otros índices regionales asociados a procesos en la superficie terrestre de interés directo e indirecto para la gestión ambiental y la evaluación de soluciones sostenibles. Estudios recientes muestran la aplicación de este enfoque, como el realizado por Trigo et al. (2014) que han relacionado de forma significativa la variación del índice NAO (*North Atlantic Oscillation*) durante el siglo XX con el régimen de precipitación y caudal en diversos ríos de la Península Ibérica (Duero, Tajo y Guadiana).

En el análisis a escala anual y plurianual, es preciso acotar de forma previa el impacto de la tendencia de la regulación ejercida por los embalses para poder establecer estas relaciones con eficacia (Batalla et al., 2004; Boix-Fayosa et al., 2007). Por otra parte, en numerosas ocasiones no se cuenta con registros bajo régimen no alterado o las series de caudal disponible son cortas y/o de escasa calidad; el modelado hidrológico se hace imprescindible para restituir las series de caudal bajo régimen natural, pero en regiones mediterráneas donde la caracterización espacial de la precipitación es la principal fuente de incertidumbre y error en los cálculos la escala de cálculo puede inducir una variabilidad adicional artificial o matizar la original en la serie de caudal generada (Kuo et al., 1999; Vázquez et al., 2002; Egüen et al., 2012).

En esta tesis se explora el comportamiento de unos índices regionales, en concreto relacionados con la presión atmosférica al nivel del mar, que derivados de los anteriores permitan establecer relaciones significativas con el régimen de precipitación y de caudal de los ríos ibéricos, y con el comportamiento del nivel medio del mar. Estas relaciones permitirían, en última instancia, desarrollar un modelo de pronóstico multivariado de los agentes forzadores de la dinámica de un estuario, previa identificación de la influencia humana en la señal registrada de caudal fluvial, asociada al nivel de regulación existente.

La Península Ibérica presenta una serie de estuarios en su vertiente atlántica asociados a los grandes ríos que la atraviesan y la nutren. De ellos, los estuarios andaluces son los más susceptibles a los cambios posibles del régimen de temperatura y presión, y a la subida del nivel medio del mar, por su situación singular entre el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo, que configura un clima típicamente mediterráneo pero con una influencia atlántica a medida que se avanza al oeste del Estrecho de Gibraltar. La predominancia de usos agrícolas y la existencia de una amplia red de embalses son características compartidas por los estuarios del río Guadalete y el río Guadalquivir, dos de los estuarios atlánticos andaluces más relevantes; sin embargo, sus diferentes dimensiones, gradientes climáticos y características de la red de regulación justifica su elección como entornos donde analizar las cuestiones planteadas.

1.2. Objetivos

Con dichos antecedentes, bajo las hipótesis adoptadas se plantea como objetivo general de este trabajo analizar las principales fuentes de incertidumbre en el pronóstico de los aportes fluviales en los estuarios andaluces, como primer paso en el desarrollo de un modelo estocástico basado en los forzamientos a escala regional. Para ello, se han seleccionado dos estuarios andaluces representativos de las condiciones de estos sistemas en la vertiente atlántica, pero con ciertas diferencias en sus escalas y sus sistemas de regulación de la red fluvial: el estuario del río Guadalquivir y el estuario del río Guadalete. Este objetivo general se concreta en los siguientes objetivos específicos:

- Establecer si existe alguna escala temporal a la que la correlación precipitación-caudal fluvial a escala de la cuenca vertiente al estuario es suficientemente significativa bajo los niveles de regulación existentes.
- Evaluar la influencia de la resolución espacial seleccionada para el modelado de la cuenca aportadora sobre el nivel de bondad de la simulación de las variables precipitación-caudal fluvial a escala regional.
- Identificar las relaciones entre las variables hidrológicas precipitación-caudal fluvial a escala regional y variables geofísicas seleccionadas representativas de estados atmosféricos a dicha escala regional y de estados de mar, con fines de pronóstico.

1.3. Estructura de la tesis

El núcleo del trabajo presentado se estructura en tres partes diferenciadas: en primer lugar, en el Capítulo 2 se dedica a establecer el impacto de la regulación de los embalses sobre el caudal fluvial aportado a un estuario y su relación con la precipitación generadora; para ello, se realiza una breve descripción de los sistemas seleccionados para el estudio, haciendo hincapié en los aspectos relativos al régimen de los aportes fluviales a cada estuario y su relación con la evolución del nivel de regulación y almacenamiento en la red de embalses en sus cuencas vertientes respectivas, diferenciando en el análisis distintos periodos según el desarrollo de la capacidad de almacenamiento de la red y comparando con el régimen natural en uno de los casos estudiados. A continuación, el Capítulo 3 muestra la influencia de la resolución espacial en el modelado hidrológico, como fuente adicional de incertidumbre de especial incidencia a la hora de reproducir el régimen natural en una cuenca regulada; en particular, se cuantifica el grado de error en la estimación de la precipitación a escala de cuenca y el régimen de caudal asociado en función de distintos tamaños de celda en el modelo digital de elevaciones sobre el que se construye el modelo hidrológico. Por último, el Capítulo 4 se analiza la posible conexión entre manifestaciones regionales de variables geofísicas y sus escalas temporales como primer paso para desarrollar modelos de pronóstico conjunto basados en sus funciones de distribución marginales y conjuntas, que permiten establecer la relación entre variables descriptoras de estados atmosféricos y otras variables de superficie; para ello, a partir de los resultados previos, se analiza la relación entre la precipitación y el caudal fluvial generado a escala de cuenca en los sistemas seleccionados, promediados en 28 días, y la presión atmosférica a nivel del mar y la temperatura del agua del mar en superficie, como variables representativas de los estados forzadores de la generación de caudales a escala regional y local.

Cada uno de estos capítulos incluye unas conclusiones parciales. Los Capítulos 5 y 6 recogen, respectivamente, unas conclusiones globales y posibles líneas futuras de trabajo a partir de las mismas, y las referencias citadas a lo largo del trabajo. Finalmente una serie de Anexos incorporan aspectos adicionales sobre funciones y modelos utilizados en parte de los cálculos realizados, que completan la información incluida en cada capítulo.

CAPÍTULO 2: Caracterización de la variabilidad de los aportes fluviales a los estuarios atlánticos andaluces y sus agentes forzadores

2.1. Introducción

Los estuarios constituyen zonas de transición entre condiciones terrestres y marinas. Las características de sus aguas dependen, por un lado, de forzamientos marinos con una componente cíclica siguiendo las diferentes escalas mareales, estacionales y anuales, y, por otro lado, sufren modificaciones forzadas por las diferentes descargas fluviales desde sus cuencas vertientes. A esto hay que unir forzamientos de tipo antrópico, al ser zonas donde coexisten usos agrícolas, de acuicultura, zonas recreativas, vías de navegación, etc., estando sometidos a demandas y retornos significativos. Estos forzamientos, cíclicos y no cíclicos, naturales y antrópicos, generan gradientes de salinidad, temperatura, sedimentos y otras variables de estado, indicadores de la calidad del agua que afecta al equilibrio natural de sus procesos físicos, químicos y biológicos (Dyer, 1997; Hardisty, 2007). Por lo tanto, el análisis de los procesos que ocurren en el estuario requiere, caracterizar tanto la dinámica de los agentes marítimos, como la de los aportes fluviales, con sus agentes forzadores, y un diseño de monitorización adecuado a esta variabilidad (Navarro et al., 2011; Contreras y Polo, 2012; Díez-Minguito et al., 2012b).

La mezcla de agua dulce y salada confiere a un estuario su carácter natural de transición entre ambos ambientes; su gradiente salino entre la costa y el límite de penetración de la onda de marea aguas arriba en el cauce depende del régimen fluvial y del régimen mareal y sus variaciones a distintas escalas temporales (Pritchard, 1952; Díez-Minguito et al., 2013). La precipitación, con su variabilidad, es un agente forzador atmosférico clave como variable de entrada al sistema hidrológico cuya respuesta es el caudal de agua dulce resultante en las cuencas aportadoras a un estuario. Cuando el sistema fluvial se encuentra regulado, el caudal de agua dulce se ve disminuido significativamente por esta acción del hombre y se modifican las condiciones del gradiente salino en el estuario y, con este, las condiciones de mezcla o estratificación, el intervalo de localización del máximo de turbidez, y otras características determinantes de la morfología y la biodiversidad de estos sistemas de transición.

Las cuencas atlánticas andaluzas se encuentran sometidas a un clima típicamente mediterráneo con marcada influencia de la zona atlántica, con variabilidad temporal en la ocurrencia de precipitación, con una marcada estacionalidad, dándose una estación seca de escasas o nulas precipitaciones y otra húmeda con lluvias de carácter torrencial. Además, existe una variabilidad interanual, de forma que puede llegar a variar la precipitación total año a año, ocurriendo años secos, años medios y años húmedos en ciclos de diversa duración. A esta variabilidad temporal hay que sumar la variabilidad espacial en la distribución de la precipitación en estas cuencas. Por lo general, las borrascas que llegan a las cuencas atlánticas andaluzas tienen una mayor influencia marina atlántica que mediterránea (Figura 2.1). Son

borrascas, en su mayoría, que avanzan con dirección oeste-este atravesando el océano atlántico de manera que las masas de aire asociadas circulan cargadas de humedad. Estas borrascas llegan a tierra y penetran por el valle de los ríos dejando precipitaciones que alcanzan los máximos en las cumbres más altas que delimitan las cuencas vertientes. Así, la distribución espacial de la lluvia es tal que los valores máximos se dan en zonas de topografía accidentada y los valores mínimos en zonas de planicie.

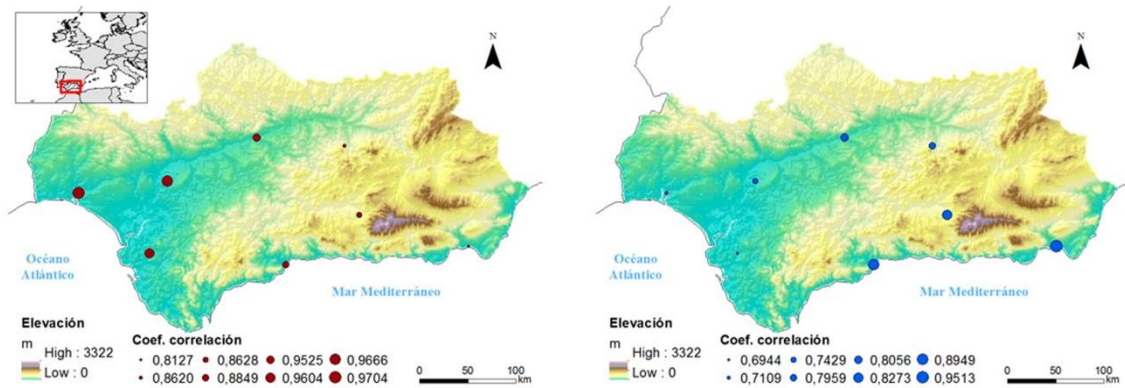


Figura 2.1 Coeficientes de correlación de la presión en tierra medida en diferentes estaciones de Andalucía con la presión medida en el Golfo de Cádiz (izquierda) y en el Mar Mediterráneo (derecha).

Dada la variabilidad temporal en la precipitación, los ríos de climas mediterráneos presentan, en régimen natural, una marcada estacionalidad que puede ir desfasada a distintas escalas temporales con respecto a la precipitación por la naturaleza de los procesos implicados en el ciclo hidrológico (infiltración, percolación, escorrentía, fusión de nieve...). No obstante, en las últimas décadas, el comportamiento de los ríos se ha ido modificando desde un régimen natural, debido exclusivamente a forzamientos atmosféricos, hacia un comportamiento más antrópico debido a un incremento paulatino del nivel de regulación de estos sistemas hídricos. Este cambio ha sido consecuencia de la evolución de los usos del suelo que implica, por un lado, el desarrollo urbano y, por otro, el cambio en las prácticas agrícolas dando lugar a cada vez más superficie de cultivos de regadío en detrimento de los de secano. Esto conlleva a una mayor demanda de los recursos hídricos que, junto a la variabilidad espaciotemporal de la precipitación, justifica el creciente nivel de regulación de las cuencas mediante la construcción de embalses. Éstos permiten gestionar el recurso ante la no coincidencia temporal de los periodos de mayor demanda y mayor disponibilidad a lo largo del año, así como para disponer de un sistema de reserva como prevención ante la ocurrencia de sequías. Igualmente, ante eventos extremos de precipitación, la regulación mediante embalses tiene un papel importante como prevención de inundaciones. No obstante, los efectos de la disminución del caudal anual aguas abajo de las presas por el consumo abastecido y del cambio en su régimen estacional, junto con el atrape de sedimentos y la retención de nutrientes y contaminantes, tienen un impacto sobre la morfología, la calidad del agua y los ecosistemas tanto en tramos fluviales como en los estuarios (Ligon et al., 1995; Fergus, 1997; Boix-Fayos, 2007; Ouyang et al., 2011; Ruiz et al. 2013).

El río Guadalquivir es un claro ejemplo de sistema que cumple todas estas características. Es una cuenca atlántica andaluza, la de mayor tamaño en Andalucía y una de las mayores de España, con una alta estacionalidad en el régimen de precipitaciones, con un sistema hidrológico altamente regulado y con un estuario cuya calidad de las aguas se está viendo comprometida por los factores ambientales y por los usos antrópicos de los recursos recursos (Bhat y Blomquist, 2004; Contreras y Polo, 2011); en el ámbito territorial de la Demarcación del Guadalquivir se han clasificado 431 masas de agua superficiales, de las que 122 se identificaron provisionalmente como muy modificadas, según los criterios establecidos por la Directiva Marco del Agua ([DMA 2000/60/CE](#)), en su mayoría embalses y encauzamientos en los ríos o zonas modificadas bajo embalses, que incluyen las 11 masas de agua de transición de la cuenca hidrográfica (<http://www.chguadalquivir.es/opencms/portalchg/laDemarcacion/guadalquivir/descripcion/recursosHidraulicos/carMasAguSuperficiales/>; <http://www.chguadalquivir.es/opencms/portalchg/marcoLegal/planHidrologicoCuenca/>).

En resumen, las respuestas de los estuarios están determinadas por los agentes meteorológicos terrestres y marinos (precipitación, descargas fluviales, viento, oleaje, mareas) así como determinados factores antrópicos (regulación de los caudales), y están por tanto sujetas a la variabilidad intrínseca de las manifestaciones de los mismos. El objeto de este primer capítulo es el estudio del régimen de descargas hacia los estuarios atlánticos andaluces frente a la precipitación y su dinámica, especialmente de los regímenes extremos (bajo y de avenida) teniendo en cuenta tanto los forzamientos climáticos-atmosféricos como los antrópicos. En concreto se centra en los estuarios de los ríos Guadalquivir y Guadalete, contiguos y ambos pertenecientes a la vertiente atlántica de Andalucía pero con una cuenca aportadora diferente en superficie y nivel de regulación. El Guadalquivir es el río principal de Andalucía, con una amplia red de embalses aguas arriba del estuario (casi todos en afluentes) que ha disminuido el régimen del caudal anual que lleva al estuario desde los años 30 del siglo pasado hasta hoy, ejemplo de impacto fundamental de la actividad humana sobre el aporte de agua dulce al estuario. El Guadalete se genera en una cuenca colindante con similares características en cuanto a geomorfología y clima con aforos en cabecera en régimen natural, pero con mucha menor superficie y nivel de regulación, lo cual facilita el estudio de la relación precipitación-caudal por la representatividad de las zonas de cabecera en el contexto del conjunto de la cuenca.

2.2. Área de estudio

Las cuencas del río Guadalquivir y del río Guadalete se sitúan en el sur de la Península Ibérica, ambas pertenecientes a la vertiente atlántica andaluza (Figura 2.2), con un clima típicamente mediterráneo. A continuación se describen las principales características de cada una de ellas.

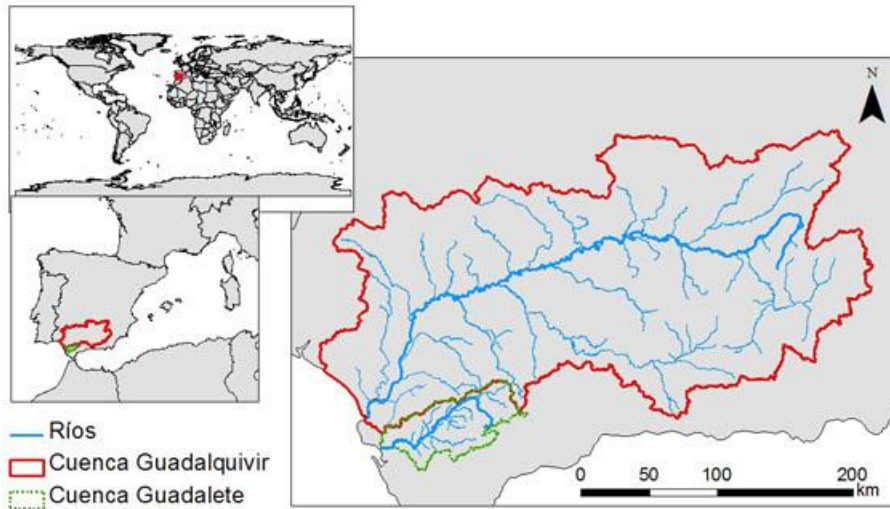


Figura 2.2 Situación geográfica (izquierda) y límites de las cuencas de los ríos Guadalquivir (línea roja) y Guadalete (línea verde) (derecha).

2.2.1. Cuenca del río Guadalquivir

La cuenca del Guadalquivir, cuya superficie aproximada es de 57000 km², se encuentra al sur de la Península Ibérica; es el principal río de Andalucía y el quinto por orden de longitud de la Península Ibérica con 657 km. Su cuenca está delimitada al norte por Sierra Morena, al sur por Sierra Nevada y las cordilleras Béticas, al este por la Sierra de Cazorla y al oeste por el océano Atlántico. En cuanto al relieve, el área montañosa que bordea la cuenca tiene altitudes que van desde los 1000 m hasta los 3480 m de Sierra Nevada, contrastando fuertemente con el valle del Guadalquivir de escasa elevación, que va desde los 0 m de la costa a los 400m del principio del valle (Figura 2.3).

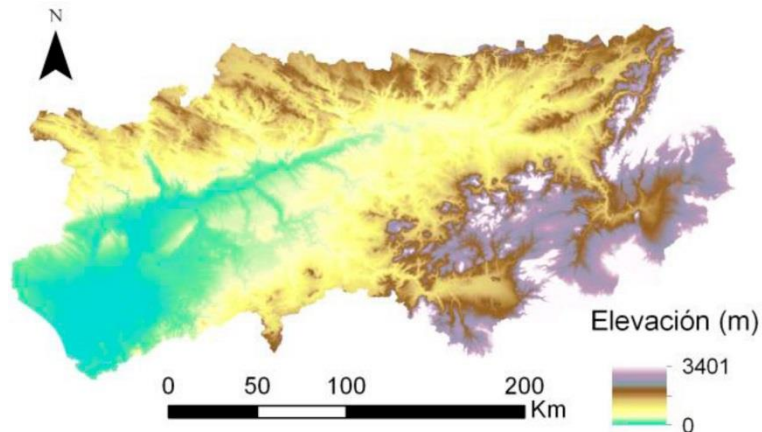


Figura 2.3 Relieve

En cuanto al clima, se puede considerar un entorno templado-cálido, con una temperatura media es de 16.8°C y gradientes asociados a la diferencia entre las cadenas montañosas, el valle central y la costa. La precipitación anual puede variar entre 200 mm y 900 mm, con una precipitación media de 450 mm (Figura 2.4). Dentro del año se distribuyen las lluvias en una estación seca y una estación húmeda; así las precipitaciones máximas se dan en los meses de otoño-invierno, con medias superiores a 50 mm mensuales, para los meses de noviembre a

enero, y los meses más secos van de junio a agosto, con precipitaciones medias menores de 15 mm mensuales.

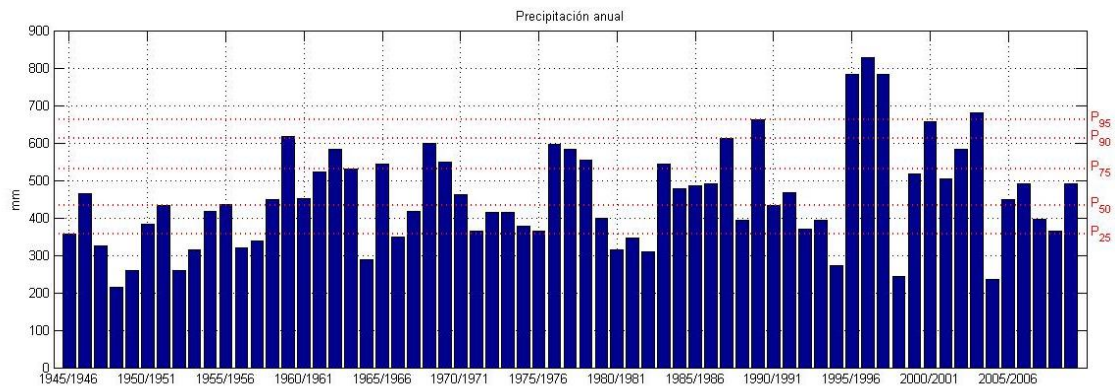


Figura 2.4 Precipitación anual media (mm) en la cuenca del Guadalquivir (1945-2010) y percentiles seleccionados en su función de distribución (líneas rojas punteadas).

Espacialmente, existe heterogeneidad en la distribución de las precipitaciones en la cuenca. Las masas de aire penetran por el amplio valle del Guadalquivir que canaliza hacia el interior de la región los vientos del O y SO. Los valores máximos de precipitación se dan en la mitad occidental de Sierra Morena, Sierra de Aracena y Sierra de Cazorla y Segura, con precipitaciones medias mayores de 700 mm anuales. Valores medios se dan en el resto de Sierra Morena y el valle del Guadalquivir, con precipitaciones medias entre 400 y 700 mm anuales. La configuración del relieve propicia la aparición de un área muy continentalizada en el interior de la cuenca, donde tanto las influencias atlánticas como mediterráneas se ven obstaculizadas. Estas áreas son las depresiones y altiplanos interiores de las cadenas Béticas y, en general, todo el surco intrabético (Confederación hidrográfica del Guadalquivir), que adoptan un clima semiárido o incluso árido, y en las que se registra el clima más seco de toda la cuenca, con precipitaciones medias menores de 400 mm anuales (Figura 2.5).

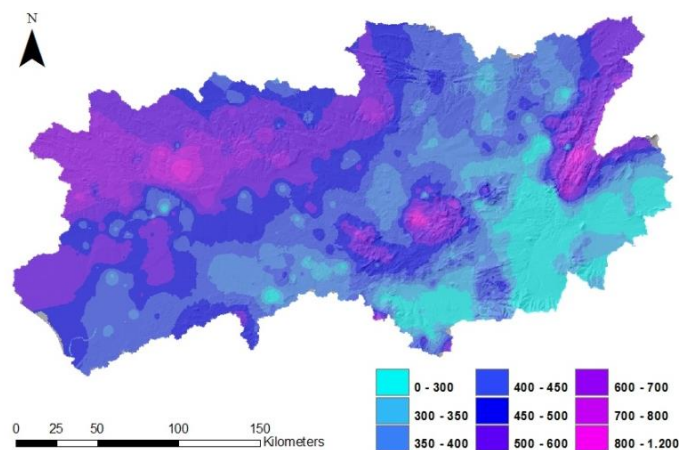


Figura 2.5 Precipitación media anual (mm) a lo largo de la cuenca del Guadalquivir calculada para el periodo 1945-2010.

Esta cuenca se encuentra altamente regulada por una red de embalses que comenzó en 1930 con la puesta en funcionamiento de la presa de Alcalá del Río. Esta presa, que es la última aguas abajo en el cauce principal con un área vertiente de aproximadamente 47000 km² (83 % del total de la cuenca del Guadalquivir), supone el principal aporte de agua al estuario (Contreras, 2012) (Figura 2.6), con un flujo permanente de valor medio del orden de 10 m³·s⁻¹ y variaciones asociadas a pulsos por avenidas o descargas para riego en la época estival. Ante la ocurrencia de precipitaciones se producen descargas mayores en forma de pulsos de uno a varios días del orden de 100 m³·s⁻¹, que en algunos casos extremos pueden alcanzar valores del orden de 1000 m³·s⁻¹. Esta presa bloquea la propagación de la onda de marea aguas arriba del estuario (Díez-Minguito et al., 2011).

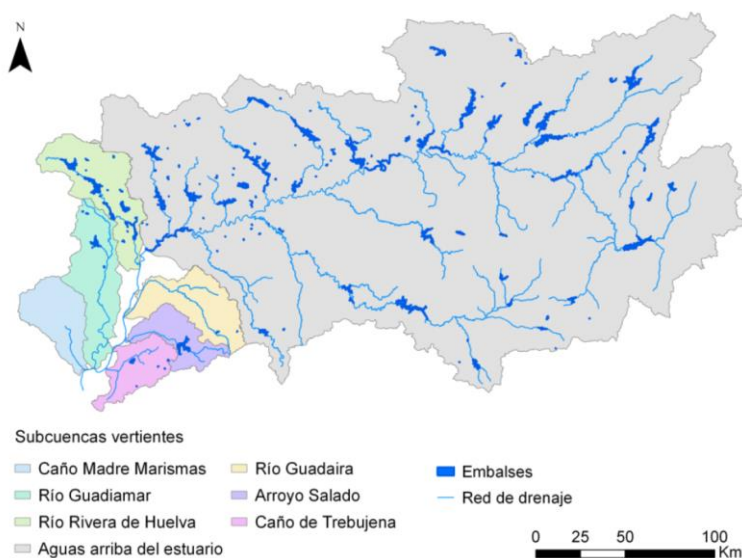


Figura 2.6 Ubicación de los embalses en la cuenca vertiente al estuario del Guadalquivir

Los usos de suelo predominantes en la cuenca del Guadalquivir son agrícolas, especialmente asociados al eje central del Valle del Guadalquivir, con una gran extensión dedicada a olivar, sobre todo en la parte este de la cuenca, cultivos herbáceos de secano en el suroeste y cultivos herbáceos de regadío en la Vega del Guadalquivir (Figura 2.7). La ocupación agrícola, con tendencia al regadío, se vio incrementada desde los años 50 del pasado siglo con la construcción de embalses; esto ha ido unido al proceso de urbanización sufrido. El estuario ocupa un área de aproximadamente 9500 km² y su significativa exposición atlántica genera una precipitación anual media de 530 mm, superior a la media de la cuenca hidrográfica. Además de los aportes desde la presa de Alcalá del Río (un 80% del caudal fluvial total) recibe aguas fluviales de las subcuencas que vierten aguas abajo de la misma, con caudal diario al menos un orden de magnitud inferior. En él predominan los cultivos herbáceos de secano, seguidos de olivar y cultivos de regadío, con presencia de arrozal. Las zonas húmedas intermareales del estuario fueron sufriendo una gran transformación hacia estos usos agrícolas y, más recientemente, zonas de acuicultura.

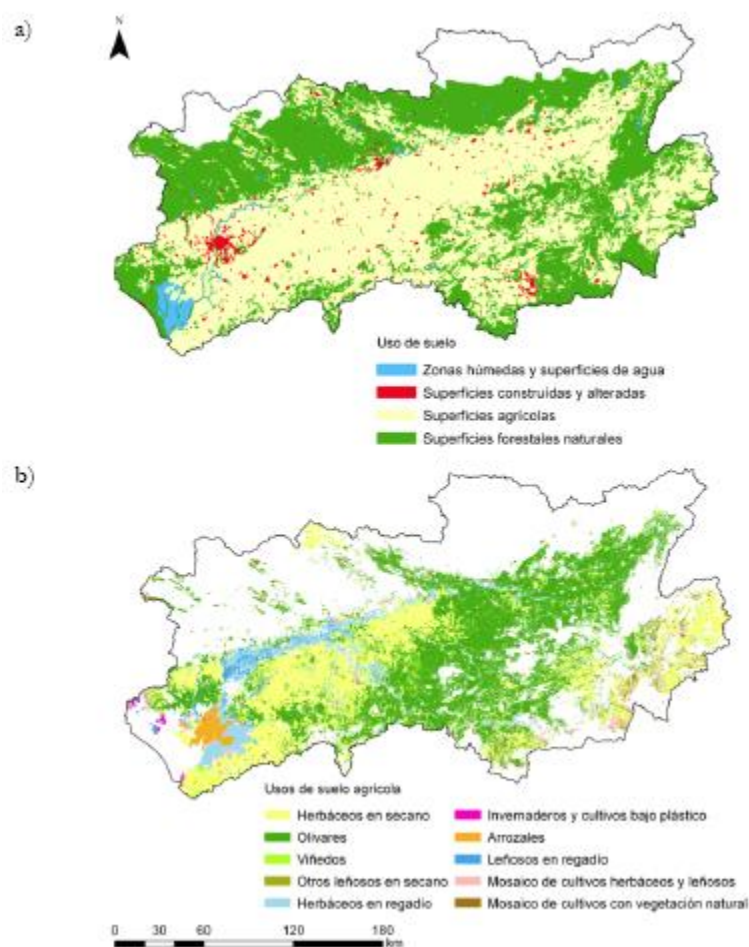


Figura 2.7 Distribución de los usos de suelo en la cuenca (a) y usos de suelo agrícola (b) (Contreras, 2012).

2.2.2. Cuenca del río Guadalete

El río Guadalete, con 157 km de longitud, nace en la Sierra de Grazalema y recibe aguas de una cuenca de 3677 km² con varios afluentes, de los que destacan el río Guadalporcún, el río Majaceite y el arroyo Salado. El sistema está regulado por diversos embalses: en el Guadalete propiamente dicho se encuentran los embalses de Zahara (cabecera), Bornos y Arcos, y en el Majaceite los embalses de Hurones y Guadalcaçín. La cuenca del Guadalete, con cotas entre 1643 y 0 m, presenta gradientes topográficos acusados (Figura 2.8) y presenta el punto con mayor pluviometría registrada en España; forma parte de la Demarcación Hidrográfica Guadalete-Barbate en el sistema de planificación hidrológica. El estuario y las zonas colindantes aguas arriba sufren inundaciones recurrentes desde la Antigüedad, cuyos daños se han visto agravados con la paulatina ocupación de las llanuras de inundación del cauce principal.

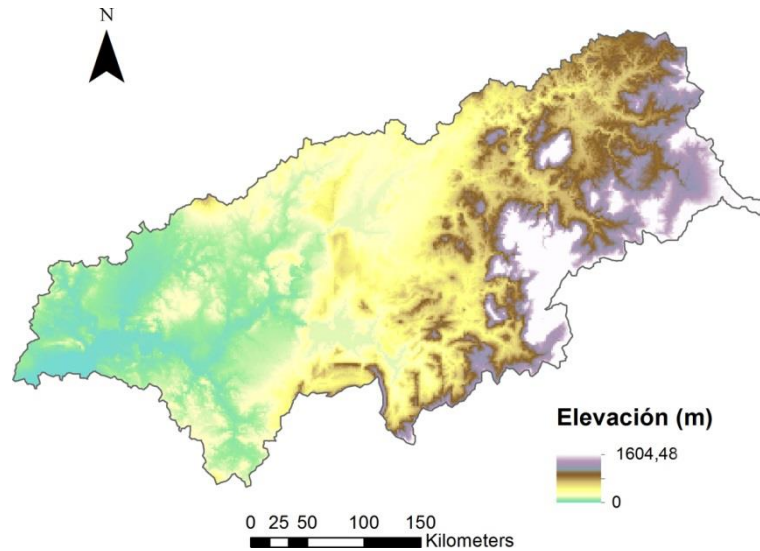


Figura 2.8 Topografía de la Demarcación Guadalete-Barbate (fuente: Modelo Digital de Elevaciones de Andalucía, 30x30m).

Con condiciones templado-cálidas, la cuenca presenta una temperatura media de 17.8 °C que descienden hasta 9.5 °C de media en las zonas de montaña. Su precipitación anual media es de 645 mm, y varía entre 345 y 1150 mm según se suceden ciclos secos y húmedos (Figura 9). La distribución espacial de la precipitación anual es muy heterogénea debido a los gradientes topográficos y su localización geográfica (Figura 2.10).

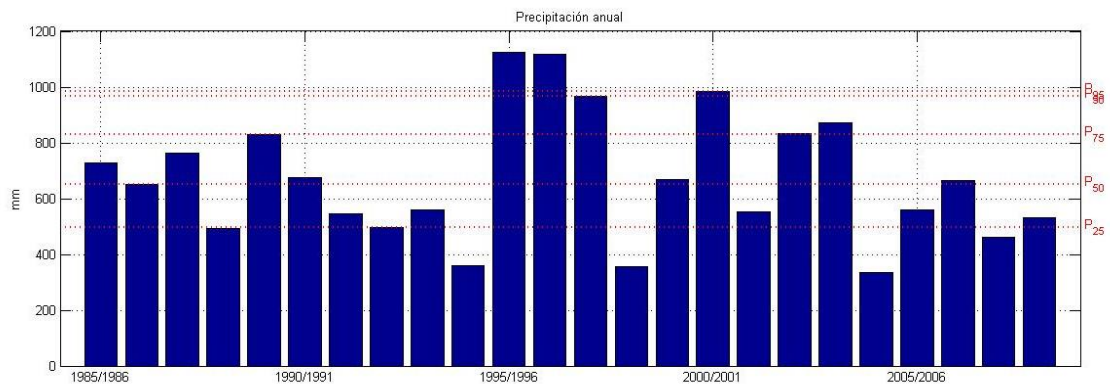


Figura 2.9 Precipitación anual media (mm) en la cuenca del Guadalete (1985-2009) y percentiles seleccionados en su función de distribución (líneas rojas punteadas).

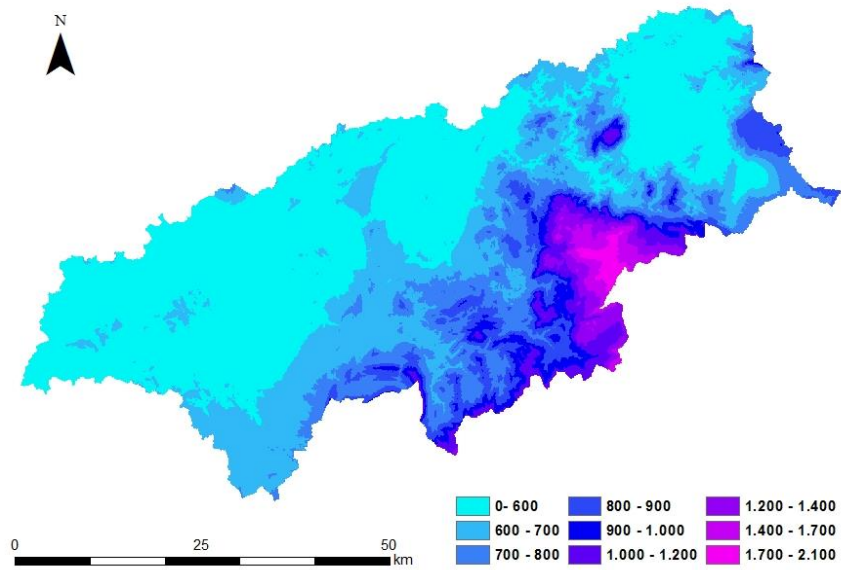


Figura 2.10 Precipitación media anual (mm) a lo largo de la cuenca del Guadalete calculada para el periodo 1985-2009.

La cuenca se encuentra regulada desde los años 50 del pasado siglo por los cinco embalses ya mencionados (Figura 2.11). La capacidad máxima de almacenamiento es de 1367 hm³, de los que el 59% corresponden al embalse de Guadalcaçín en el río Majaceite. Los principales usos del agua en la cuenca son el abastecimiento urbano y la agricultura (Figura 2.12).

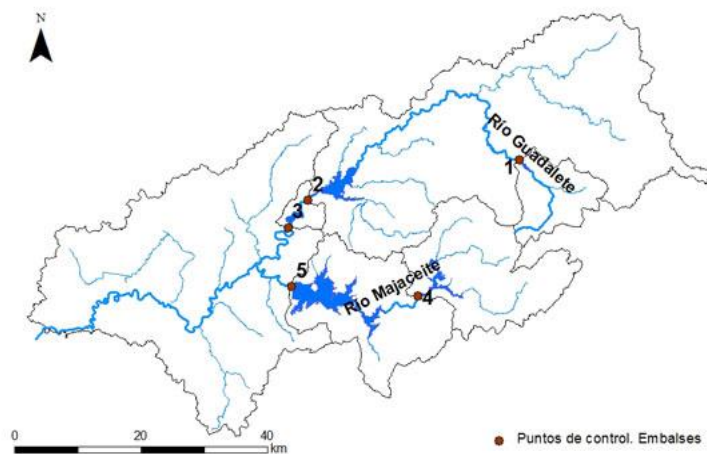


Figura 2.11 Ubicación de los embalses de la cuenca del Guadalete: 1, Zahara; 2, Bornos; 3, Arcos; 4, Hurones; 5, Guadalcaçín.

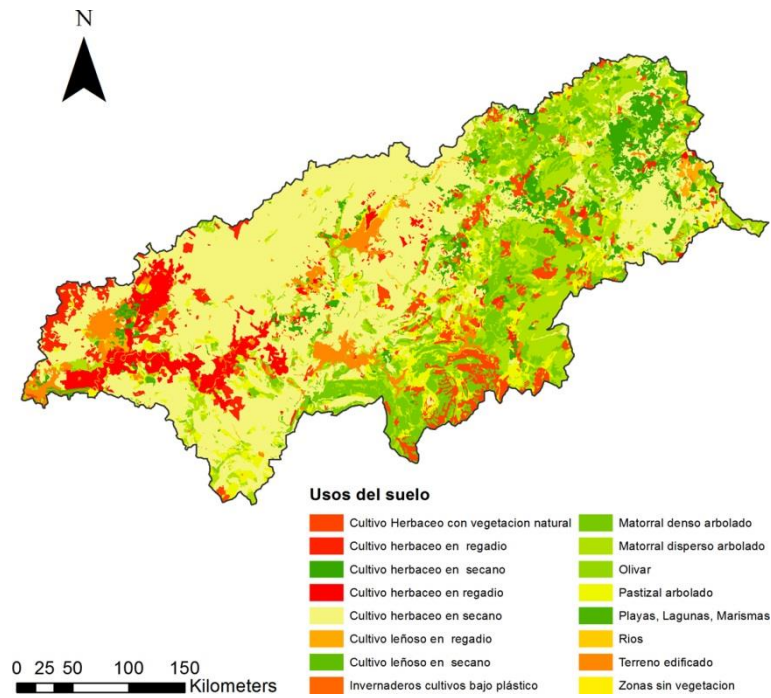


Figura 2.12 Distribución de los usos de suelo en la cuenca

2.3. Datos

Los datos de precipitación provienen de la red de estaciones meteorológicas de La Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), que dispone de datos desde 1945, y de la Red de Información Agroclimática (RIA), instalada por el Ministerio de Agricultura y Pesca y Alimentación (MAPA) y mantenida por la Consejería de Agricultura y Pesca de la Junta de Andalucía (CAP), que dispone de información desde el año 2001. Para este trabajo, en la cuenca del Guadalquivir se han seleccionado 490 estaciones meteorológicas, mientras que en la cuenca del Guadalete se han seleccionado 75 estaciones.

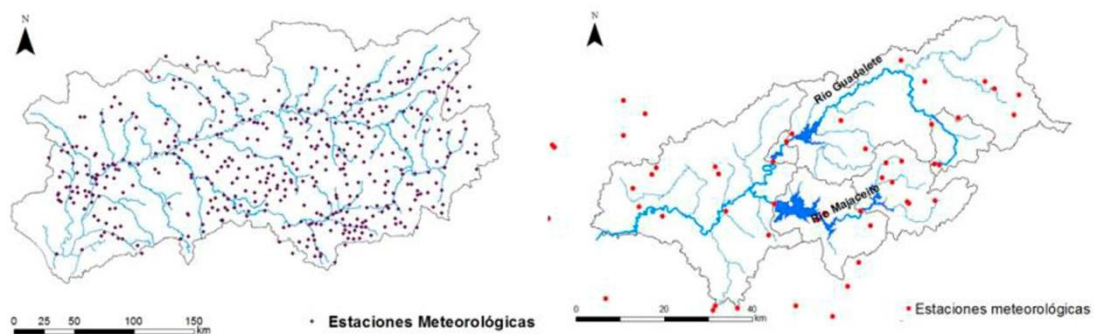


Figura 2.13 Estaciones meteorológicas seleccionadas en las cuencas bajo estudio; Guadalquivir, izquierda, y Guadalete (derecha).

En cuanto a los datos de caudal, en la cuenca del Guadalquivir se dispone de medidas de aportaciones y descargas medias diarias de los embalses y de medidas de aforos en cauces, facilitadas por el Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH) del Guadalquivir, el cual ha adoptado, desde 1993, la mayor parte de las estaciones de la Red Oficial de Estaciones

de Aforo (ROEA) de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG), captando información hidrológica e hidráulica en tiempo real. Este sistema dispone de medidas de descarga media diaria en la mayoría de las presas del río Guadalquivir y afluentes, así como medidas de caudal medio diario en cauce. Los registros analizados en este estudio son las aportaciones y descargas de los embalses indicados en la Figura 2.14 y los datos de aforo de Alcalá de Guadaira. En particular, tras el análisis realizado en trabajos previos, se han utilizado para cuantificar el cambio de régimen fluvial en el estuario del Guadalquivir los datos referentes a descargas desde la presa de Alcalá del Río y aforos en el cauce del Guadaira.

En la cuenca del Guadalete se ha contado con la información referente a aportaciones y descargas medias diarias en los cinco embalses existentes (Figura 2.14) desde el inicio de su funcionamiento, entre 1944 y 1959 para dos de los embalses con mayor capacidad (Guadalcajín y Bornos), y desde 1990 para el embalse más reciente (Zahara) proporcionada por el SAIH de las cuencas de Guadalquivir-Guadalete y Barbate.

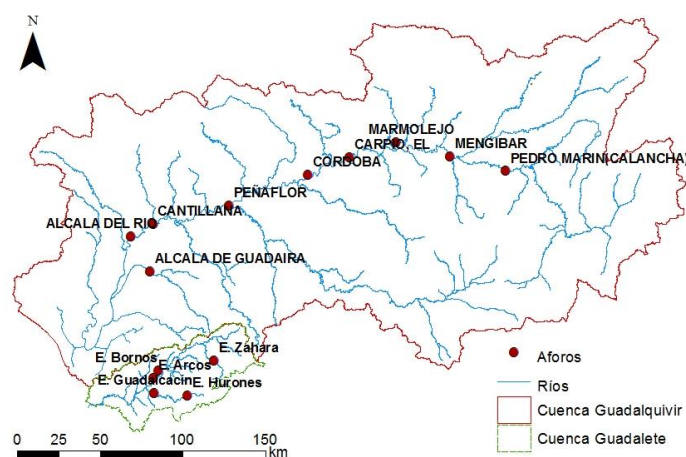


Figura 2.14 Localización de puntos de control del caudal en las cuencas de estudio (puntos de aforo o embalses).

2.4. Métodos

Para establecer la variabilidad de la relación precipitación-caudal en ambos estuarios se ha analizado en primer lugar la evolución del nivel de regulación a lo largo del tiempo y su relación con la precipitación registrada. En segundo lugar, para el estuario del Guadalete, se ha restituido el régimen natural para evaluar la contribución humana a las variaciones observadas en el periodo de estudio; por su gran superficie y la complejidad del sistema de regulación, este análisis presentaría mucha incertidumbre en la cuenca del Guadalquivir y se ha restringido, por ello, a la cuenca del Guadalete.

En todo caso, los pasos requeridos son:

- Identificación de periodos con cambio de regulación a partir del incremento de embalses y estudio de las series de caudal observadas.

- Cálculo de la precipitación diaria media en la cuenca vertiente a cada punto bajo estudio.
- Relación precipitación-caudal observado.
- Restitución de caudales en régimen natural (en la cuenca del Guadalete).
- Comparación de resultados.

2.4.1. Evolución del nivel de regulación en las cuencas vertientes a los estuarios del Guadalquivir y del Guadalete

En el caso del Guadalquivir, en trabajos previos (Contreras y Polo, 2011; Contreras, 2012; Egüen et al., 2012) se había recopilado información relativa a los principales embalses construidos en la cuenca vertiente aguas arriba del estuario, en relación a la fecha de construcción y capacidad de almacenamiento (hm^3) desde 1916 a 2010 (Tabla 2.1). Se calculó la capacidad de almacenamiento acumulada a lo largo de los años, para establecer clases según el nivel de regulación alcanzado en la cuenca, es decir, las fechas en que se alcanza un determinado porcentaje de almacenamiento del valor final, desde 2010. Se analizó el efecto de cada uno de estos niveles en los aportes fluviales al estuario desde la presa de Alcalá del Río, donde se dispone de series de descarga media diaria (Q_d) para el período 1931-2010.

Tabla 2.1 Año de construcción, capacidad, área vertiente, precipitación y caudal medio en los embalses de la cuenca vertiente aguas arriba del estuario (Contreras, 2012).

Año creación	Embalse	Río	Área vertiente (km^2)	Precipitación (l m^{-2})	Caudal (m^3s^{-1})	Capacidad (hm^3)
1916	Mengíbar	Guadalquivir				2
1922	El Carpio	Guadalquivir				18
1928	Guadalmellato	Guadalmellato	1209	575	575	147
1932	Jándula	Jándula	2278	270	184	322
1932	Encinarejo	Encinarejo	2385	521	193	15
1938	Breña (o 35)	Guadiato	1490	650	225	823
1940	Zozueca	Rumblar				5
1941	Rumblar	Rumblar	574	613	83	126
1944	Tranco de Beas	Guadalquivir				498
1948	El Pintado	Víar	1100	675	175	213
1948	Villafranca	Guadalquivir	-	-	-	6
1951	Malpasillo	Genil	-	-	-	6
1952	Montoro	Montoro	573	533	85	105
1953	Cordobilla	Genil	-	-	-	34
1954	Guadalen	Guadalén	1330	550	190	163
1954	Bermejales (O 58?)	Cacín	307	423	74	108
1955	Doña Aldonza	Guadalquivir	8600	-	-	23
1955	Pedro Marín	Guadalquivir	9050	-	-	19
1955	Cubillas	Cubillas	626	604	68	19
1956	Cantillana	Guadalquivir	-	-	-	14
1961	Hornachuelos	Bembezar				12
1962	Marmolejo	Guadalquivir	-	-	-	13
1962	Bembezar	Bembezar	1655	729	204	342
1966	Montoro					105
1967	Guadaluño	Guadaluño	28	750	10	2
1967	Aguacebas	Aguacebas	-	848	-	6
1968	Dañador (o 65)	Dañador	-	611	-	4
1968	Iznájar	Genil	5000	583	600	981
1969	Guadalmena	Guadalmena	1300	511	228	346
1969	Deriv. Retortillo	Deriv. Retortillo	46	774	9	4
1969	Aracena					127
1970	Retortillo	Retortillo	311	774	61	61
1970	Peñaflor	Guadalquivir	-	-	-	3
1972	La Bolera (o67?)	Guadaletín	163	1013	80	53

1974	Puente Nuevo	Guadiato	985	620	83	282
1975	Quentar	Aguas Blancas	101	650	30	14
1976	Quiebrajano	Quiebrajano	99	720	21	32
1983	Sierra Boyera (o 73)	Guadiato	489	533	40	41
1984	Negratín	Guadiana Menor	3877	337	292	567
1987	Martín Gonzalo (O89)	Martín Gonzalo	48	678	11	18
1987	Huesna	Rivera de Huesna	479	743	83	138
1989	San Clemente (O90)	Guardal	200	472	31	118
1989	Yeguas	Yeguas	800	670	132	229
1989	Canales	Genil	176	617	72	70
1989	La Fernandina (o 91?)	Guarrizas	-	-	98	245
1990	Colomera	Colomera y de las Juntas	245	664	30	42
1991	San Rafael de Navallana	-				157
1991	Zufre					179
1991	Fresneda (o87?)	Fresneda	135	300	11	13
1991	José Torán	Guadalbarcar/Víbora	234	851	44	113
1994	Puebla de Cazalla	Corbores				74
1996	Francisco Abellán	Fardes	184	614	36	58
1997	Vadomojón	Guadajoz	1185	617	185	163
1997	Giribaile	Guadalimar	2932	-	336	475
1997	Víboras	Víboras				19
1999	El Portillo	Castril				33
2008	Arenoso					167
2009	La Breña	Guadiato				823
2009	Melonares	Viar				186

En este trabajo, además, se han analizado los embalses presentes en la cuenca del Guadalete, su año de construcción, y el aumento de la capacidad de almacenamiento de toda la cuenca en relación a la variación del caudal circulante por el tramo final del Guadalete. Para estimar este se usó el caudal resultante de sumar la serie de descargas procedentes del conjunto Bornos-Arcos y de Guadalquivir. Asimismo, el análisis temporal de aportaciones-descargas se ha realizado en cada conjunto de embalses, con el fin de identificar en cada zona los periodos con variación significativa del régimen de caudal.

2.4.2. Obtención de las series de precipitación media diaria en las cuencas vertientes a los puntos estudiados

Para obtener las series de precipitación media diaria (P_d) en las cuencas vertientes a los puntos estudiados, se utilizó el módulo meteorológico del modelo hidrológico WiMMed (Polo et al., 2009; Egüen et al., 2010; Herrero et al., 2010; Herrero et al., 2014), desarrollado para cuencas mediterráneas en el marco de la colaboración de los grupos GDFH y GDFA con la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. Este módulo simula de forma distribuida la precipitación media diaria en la cuenca en estudio teniendo en cuenta la influencia de la topografía en dicha distribución espacial (Herrero *et al.*, 2007). Se utilizaron series de P_d de 490 estaciones meteorológicas distribuidas en la cuenca, para el caso del Guadalquivir (0) con registros disponibles durante el período 1945-2010, y de 75 estaciones para el caso del Guadalete, con registros durante el período 1985-2009, todas ellas suministrados por la AEMET. El modelo permite seleccionar la resolución espacial del cálculo a partir del Modelo Digital de Elevaciones (MDE) inicialmente disponible, pero se recomienda de forma general utilizar un tamaño de celda adecuado a los procesos simulados dada la base física de WiMMed (celdas desde 5-10-30 m hasta 100 m, en función de la escala de trabajo y los datos

disponibles), si se va a abordar la simulación hidrológica completa de la cuenca. El Anexo 1 contiene un resumen descriptivo de la estructura de WiMMed y sus principales módulos.

En este trabajo, no se ha requerido el modelado hidrológico de la cuenca del Guadalquivir, ya que se ha utilizado la serie de descarga diaria desde la presa de Alcalá del Río en la cabecera del estuario; por ello, para optimizar el tiempo de cálculo sin perder calidad en la estimación de la precipitación media en la cuenca vertiente, se adoptó un tamaño de celda de 300 m, dada la gran amplitud de la superficie de estudio. En la cuenca del Guadalete, no obstante, al requerirse modelado hidrológico para restituir el régimen natural en los puntos estudiados, se adoptó un tamaño de celda de 90 m, tras efectuar en la misma un análisis del efecto de la resolución espacial en la obtención de series de precipitación distribuida y simulación de caudal (Egüen et al., 2012), como se explica en el Capítulo 3 de este documento.

2.4.3. Relación precipitación-caudal fluvial en los estuarios del Guadalquivir y del Guadalete

Para cuantificar el efecto de la regulación, además de estimar la variación del caudal fluvial en ambos estuarios se ha estudiado la correlación entre precipitación y caudal a diferentes escalas temporales para cada periodo de regulación identificado previamente.

En la cuenca del Guadalete, además, este análisis se ha efectuado en cada sistema de regulación, por existir dos tramos fluviales independientes que afectan al régimen del aporte fluvial que alcanza finalmente el estuario, y se ha comparado con el régimen natural de caudal fluvial en el mismo obtenido mediante restitución de caudales por balance de agua en los embalses, previa comprobación de su fiabilidad por comparación con la serie de caudal diario obtenida por simulación hidrológica en la cuenca por WiMMed (ver punto anterior y Anejo 1).

2.5. Resultados

A continuación se presentan los resultados obtenidos en los pasos descritos previamente, agrupados para cada zona de estudio: estuario del río Guadalquivir y estuario del río Guadalete, y sus cuencas vertientes.

2.5.1. Estuario del Guadalquivir

A partir de los datos recogidos en la Tabla 2.1, se han identificado cuatro periodos desde 1931, fecha de construcción de la presa de Alcalá del Río, hasta la fecha actual, en función del grado de regulación alcanzado al final del periodo, para analizar la variación del régimen fluvial aportado desde la cuenca vertiente al estuario. Un primer periodo desde la construcción de la presa de Alcalá del Río hasta final de 1937, en el que no se superan los 1000 hm³ de capacidad global; un segundo periodo que comienza con la construcción en 1938 de la presa de La Breña (I), que duplica con creces la capacidad existente hasta la fecha, y que finaliza en 1969, con un 50% de la capacidad actual; un tercer periodo, hasta 1990, en que se alcanza un 75% de la capacidad actual; y un último periodo desde entonces hasta la fecha actual. La Tabla 2.2

resume estos datos y la Figura 2.15 muestra la distribución en la red fluvial de los embalses existentes al final de cada periodo.

Tabla 2.2. Capacidad de almacenamiento acumulada en la cuenca vertiente al estuario del Guadalquivir al final de cada periodo considerado.

Periodo	Capacidad de almacenamiento acumulada (hm ³)	% del valor actual
1931-1937	500	6%
1937-1969	4500	50%
1969-1990	6400	75%
1990-2010	8800	100%

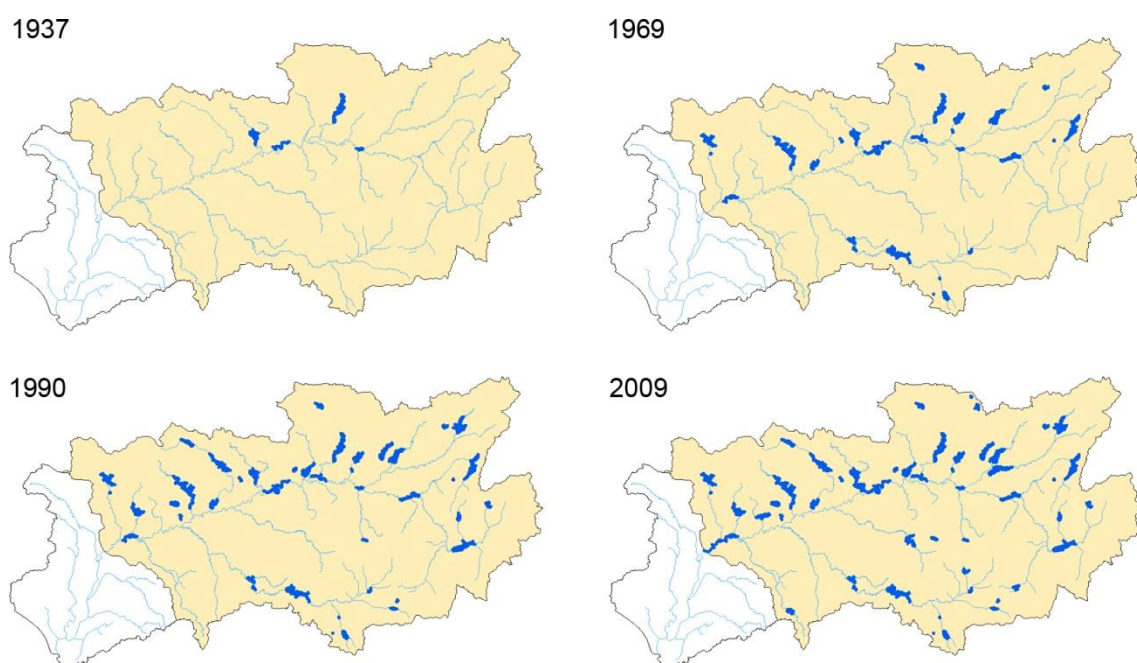


Figura 2.15 Ubicación y capacidad de almacenamiento de los embalses existentes en la cuenca vertiente al estuario en 1937, 1969, 1990 y 2009, con un nivel de regulación del 6, 50, 75 and 100% respecto al nivel actual, respectivamente (Contreras y Polo, 2011; Egüen et al., 2012).

En la Figura 2.16 se muestra el caudal medio diario descargado desde la presa de Alcalá del Río desde su puesta en funcionamiento junto con el caudal registrado en el punto de aforo de Puente Sifón en el río Guadaira, sin regulación aguas arriba, desde el año 1971.

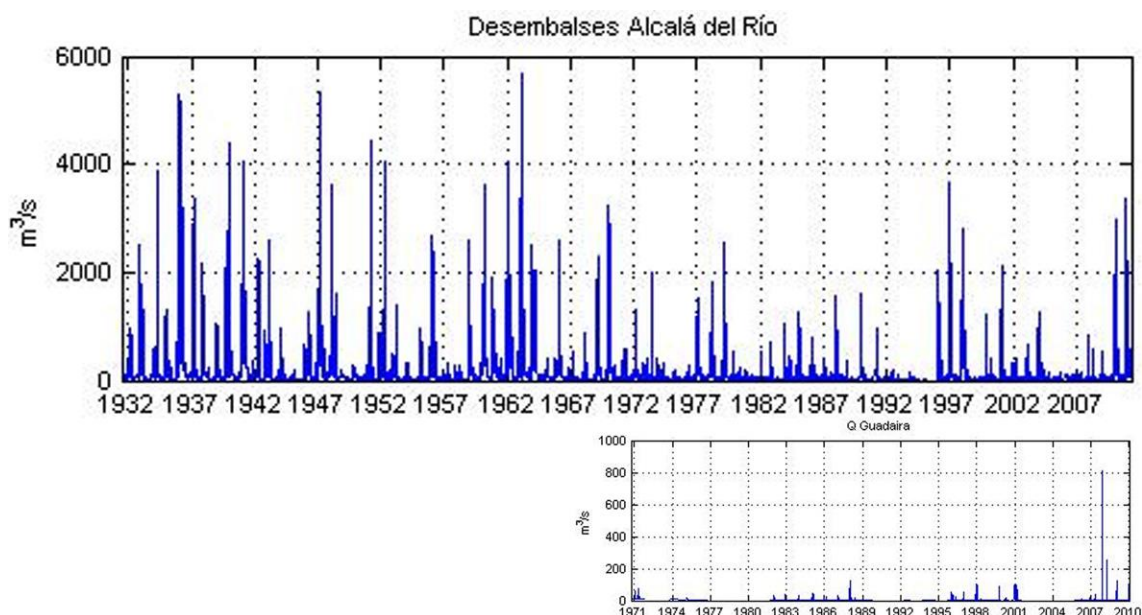


Figura 2.16 Descarga media diaria de agua fluvial desde Alcalá del Río al estuario (1931-2010) junto con el caudal medio diario medido en el punto de aforo del río Guadaira (1971-2010).

Como se puede observar, la magnitud de los aportes desde Alcalá del Río en relación a la escorrentía generada en las zonas vertientes internas del estuario justifica su uso como principal fuente fluvial al mismo. En la Tabla 2.3 se muestra la distribución del régimen de caudal medio diario desde la presa (Q_d) para cada uno de los cuatro periodos analizados (Contreras y Polo, 2011; Egüen et al., 2012).

Tabla 2.3 Distribución del caudal medio diario desde la presa de Alcalá del Río para percentiles seleccionados durante los cuatro periodos asociados a niveles crecientes de regulación en la cuenca vertiente al estuario del río Guadalquivir; en paréntesis, la reducción equivalente sobre el valor del periodo inicial.

Percentil	1930-1937 ($m^3 s^{-1}$)	1937-1969 ($m^3 s^{-1}$)	1969-1990 ($m^3 s^{-1}$)	1990-2010 ($m^3 s^{-1}$)	Reducción total de caudal (%)
99	2800	2159	1017	1440	-48,6 %
90	548	378	161	104	-81 %
50	67	56	34	23	-65,7 %
25	28	30	21	10	-64,3 %
Valor máximo	5300	5700	3200	3670	
Valor medio	232	172	85	76	-67,2 %

La Figura 2.17 muestra la matriz de correlación entre el caudal medio diario registrado (Q_d) en los puntos de control en el cauce principal del Guadalquivir (estaciones denominadas Q1, Q2, Q3, Q4, Q6 y Q7, de aguas arriba hacia aguas abajo son Pedro Marín, Mengíbar, Marmolejo, El Carpio, Peñafior y Alcalá del Río, respectivamente, en la figura 13) y la precipitación media diaria (P_d) en la cuenca vertiente a cada punto de control (P_i ($i=1..7$) equivale a la precipitación media en el área vertiente a i , con i denominado anteriormente), para cada uno de los periodos definidos según el nivel de regulación para los que se cuenta con registros de lluvia

suficientes. Así, quedan tres periodos: 1950-1969, 1969-1990, 1990-2010. Se observa cómo, a escala diaria, la correlación decrece en general con el tiempo; asimismo, los valores de Q_d a lo largo del cauce principal muestran una menor correlación entre sí en el período final.

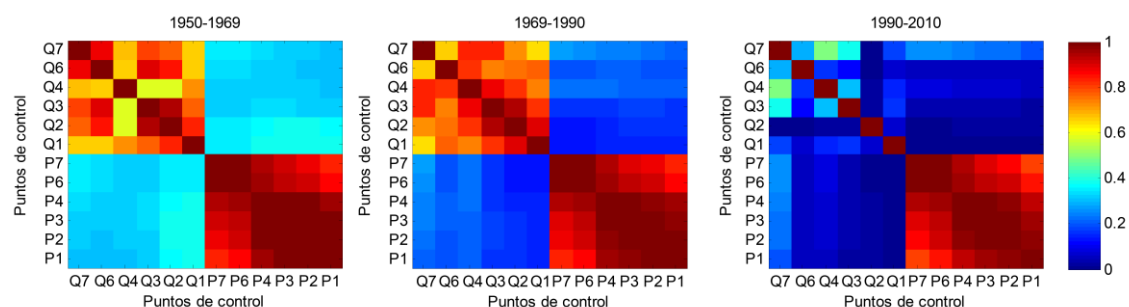


Figura 2.17 Matrices de correlación entre Q_d en cada punto de control y P_d en su cuenca vertiente para los periodos analizados con registros suficientes de precipitación 1950-1969, 1969-1990 y 1990-2010

A partir de 1990, el nivel de regulación alcanzado explica la pérdida de continuidad fluvial en el cauce principal que se observa. Asimismo, la relación existente entre la precipitación y caudal a escala de cuenca vertiente, que ya en los periodos anteriores era baja, disminuye drásticamente al ser la disponibilidad de agua en relación a las demandas existentes las que condicionan durante la mayor parte del año los caudales circulantes, con una mayor importancia de descargas destinadas a riegos aguas abajo durante los periodos de primavera y verano. Esto explica que, durante periodos secos, como la sequía que comenzó a inicios de los 90 del siglo pasado, el almacenamiento de agua de reserva para garantía conlleve un régimen de descargas asociado fundamentalmente a los usos autorizados y las demandas puntuales. Si bien en periodos previos también se sucedieron años secos (los bienios 1938/39, 1944/45, 1963/64 y períodos 1978-1984), la menor capacidad de regulación supuso una menor influencia en este sentido.

2.5.2. Estuario del Guadalete

En este apartado se analiza cómo afecta la regulación en la cuenca del Guadalete al régimen de aportes fluviales al estuario. En primer lugar se realiza un análisis general entre aportes, desembalses y precipitación asociada, para luego pasar a analizar por separado el tramo del río Majaceite por un lado, y el tramo del río Guadalete aguas arriba de la unión con el Majaceite, por otro. Por último se realiza una comparación del régimen de caudales alterado con el régimen hipotético de caudales naturales en el tramo de unión final.

2.5.2.1 Análisis general

La Tabla 2.4 muestra los embalses pertenecientes a la cuenca del Guadalete (Figura 2.14) ordenados por año de construcción junto con el porcentaje de almacenamiento global que se alcanza en la cuenca con la puesta en funcionamiento de cada uno de ellos. Así, se puede decir que con el primer embalse, Guadalquivir, el de mayor capacidad de todos, ya se alcanza más del 50 % de la capacidad de almacenamiento de toda la cuenca. Con el segundo embalse, Bornos, se alcanza el 73 % del almacenamiento y los otros tres suponen el 28 % restante.

Tabla 2.4 Año de construcción, capacidad y área vertiente de los embalses de la cuenca aguas arriba del estuario del Guadalete, y almacenamiento acumulado en la cuenca.

Id	Embalse	Cauce	Fecha inicio	Capacidad (hm ³)	Área vertiente (km ²)	Almacen. acumulado	% del nivel actual
5	Guadalcaçín	Majaceite	01/10/1944	800	691	800	58
2	Bornos	Guadalete	01/10/1959	200	1355	1000	73
4	Hurones	Majaceite	01/03/1967	135	341	1135	83
3	Arcos	Guadalete	01/10/1970	14	1388	1149	84
1	Zahara	Guadalete	01/12/1991	223	132	1372	100

La Figura 2.18 muestra la matriz de correlaciones entre los desembalses (Q_{di}) desde cada embalse i ($i=1..5$, según numeración de la Tabla 2.4), las aportaciones (Q_{ai}) recibidas en cada embalse i , y la precipitación media (P_i) del área vertiente a cada embalse i , a escala diaria. La precipitación media diaria de la cuenca vertiente al embalse de Arcos (P_3) no es significativamente diferente a la correspondiente al embalse de Bornos (P_2), ya que al encontrarse Arcos muy próximo a Bornos, el área que vierte directamente a Arcos y su precipitación asociada es despreciable frente a toda la cuenca aportadora al sistema conjunto, y no se muestra en las figuras.

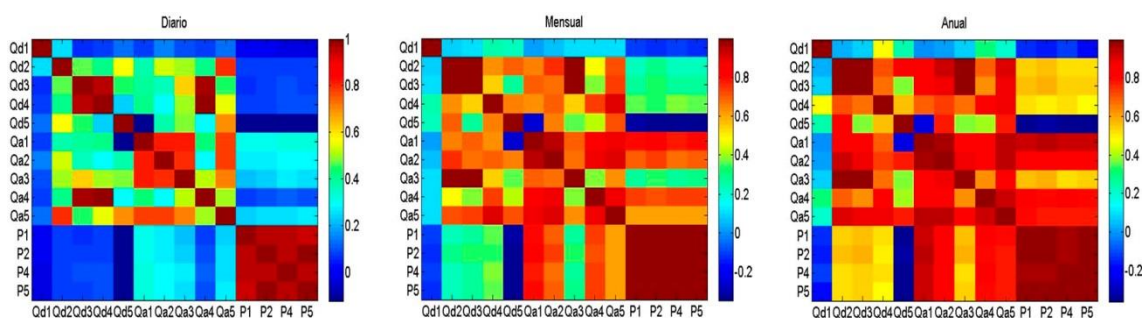


Figura 2.18 Matriz de correlación entre desembalses (Q_{di}) y aportaciones (Q_{ai}) en los embalses y precipitación media en su cuenca vertiente (P_i) a escala diaria, mensual y anual ($i=1..5$, según numeración en la Tabla 4, 1-Zahara, 2-Bornos, 3-Arcos, 4-Hurones, 5-Guadalcaçín; P_3 no se muestra por no ser significativamente diferente a P_2).

Se puede observar que la precipitación en cada cuenca vertiente presenta una buena correlación entre sí, entre 0.94 y 0.98, a todas las escalas temporales analizadas. En cuanto al resto de variables, la correlación aumenta a medida que la escala temporal pasa de diaria hasta anual, con diferencias según las variables analizadas.

Analizando el caudal circulante por cada tramo del sistema estudiado, a escala diaria los desembalses en el tramo del Guadalete, Bornos y Arcos (Q_{d2} y Q_{d3}), tienen una alta correlación, 0.96, mientras que no la presentan con el embalse aguas arriba, Zahara (Q_{d1}), con valores inferiores a 0.1. En el cauce del Majaceite, los desembalses diarios desde Hurones (Q_{d4}) y Guadalcaçín (Q_{d5}) muestran cierta correlación, con un valor de 0.6. Entre los desembalses efectuados en distintos cauces existen correlaciones en torno a 0.4-0.5, excepto para el caso de Zahara, con un bajo valor del coeficiente de correlación, lo que podría indicar que las operaciones que se realizan en este embalse difieren bastante del resto.

En cuanto a las aportaciones diarias que recibe cada embalse, en el tramo del Guadalete, Bornos y Arcos ($Qa2$ y $Qa3$) presentan menor correlación que en el caso de los desembalses, con un valor de 0.5, debido a la alta regulación que se produce en Bornos que provoca que las aportaciones en Arcos estén altamente relacionadas con los desembalses de Bornos ($Qd2$ y $Qd3$), con un coeficiente de correlación de 0.97. Las aportaciones de Zahara y Bornos ($Qa1$ y $Qa2$) muestran una correlación alta, de 0.82, mientras que Zahara con Arcos tienen una correlación más baja, 0.4, por las razones ya expuestas. En el tramo del Majaceite, la correlación entre las aportaciones diarias de Hurones y Guadalquivir ($Qa4$ y $Qa5$) es de 0.8. Entre aportaciones de un tramo de río y de otro existen en general correlaciones altas en torno a 0.7-0.8, ya que todas ellas tienen una fuerte componente de carácter natural y las dimensiones de la cuenca no generan amplias divergencias en la ocurrencia de precipitación, excepto para el caso de Arcos que presenta valores más pequeños; las aportaciones diarias en Arcos no siguen un comportamiento marcado por causas naturales como en el resto de los embalses, sino que son consecuencia directa del manejo que se realiza en Bornos, pues debido a su cercanía no presenta un área vertiente propia relevante en tamaño que le aporte agua procedente de precipitación directa de forma significativa. En general, las correlaciones entre las aportaciones diarias son mayores que las de los desembalses, como cabe esperar por las características de la cuenca.

En cuanto a las aportaciones y los desembalses diarios en un mismo embalse, en general, se observa la mayor regulación que se ejerce en cabecera de la cuenca: en Zahara no hay apenas correlación, con 0.07, en Bornos hay una correlación de 0.6 y en Arcos es muy alta, de 0.98; en Hurones, es de 0.5 y en Guadalquivir 0.7. De nuevo en cabecera se aprecian diferencias entre la operación de Zahara y la de Hurones, que se puede explicar a partir de la relación capacidad/área vertiente de ambos, mucho mayor en el embalse de Zahara (Tabla 2.4).

Por último, cabe señalar las diferencias en la continuidad fluvial a escala diaria de los dos cauces del sistema: los desembalses en Zahara no presentan correlación con las aportaciones en Bornos ni en Arcos, lo cual es explicable ya que como se ha dicho los desembalses en Zahara no responden a las aportaciones que le llegan, sino a su estado de almacenamiento, siendo un embalse con gran capacidad de regulación y un área vertiente relativamente pequeña en relación al total del sistema (supone sólo un 10 % del área total vertiente a Bornos); las aportaciones en Bornos están condicionadas en un 90 % por causas naturales y sus desembalses, por los motivos ya descritos, están altamente correlacionados con las aportaciones en Arcos (con 0.97), que apenas tiene capacidad de regulación. Por el contrario, en el cauce del Majaceite, la continuidad fluvial es mayor aguas arriba del Guadalquivir, por la menor capacidad de regulación del embalse de cabecera en este tramo, Hurones, cuyos desembalses presentan una correlación de 0.8 con las aportaciones en Guadalquivir.

El análisis de la correlación entre la precipitación y los caudales circulantes en la cuenca no arroja valores significativos. En cuanto a las relaciones de desembalses diarios y su precipitación diaria asociada, no existe correlación apreciable en ningún caso (valores inferiores a 0.1). Esto es debido tanto al desfase natural entre precipitación-caudal a escala

diaria, como a las operaciones de almacenamiento que se realizan en los embalses. La correlación aumenta ligeramente entre las aportaciones diarias y su precipitación asociada, (valores en torno a 0.3) pero sin que llegue a observarse una correlación significativa. La relación precipitación-caudal mejora, no obstante, a escala mensual y anual; así, se obtienen valores de correlación entre 0.6 y 0.8 para las aportaciones mensuales y la precipitación asociada (excepto para el caso de Arcos, por los motivos ya expuestos), que disminuyen sensiblemente para la correlación entre los desembalses mensuales y dicha precipitación (valores menores de 0.3). A escala anual, como cabe esperar, estos valores ascienden a 0.8-0.9 para la correlación entre las aportaciones y la precipitación asociada, y a 0.5 para el caso de los desembalses.

Analizando la relación precipitación-caudal a escala diaria, se ha obtenido la mayor mejora significativa entre su correlación desfasando el caudal respecto de la precipitación un día para las aportaciones, pasando de valores de correlación en torno a 0.3 a valores entre 0.5-0.65 (Figura 2.19).

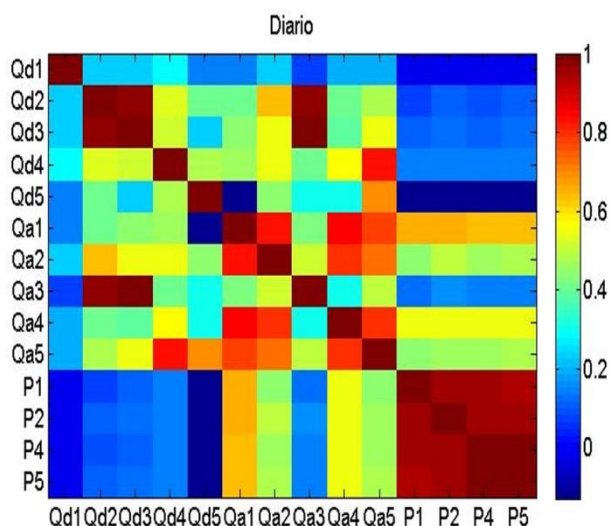


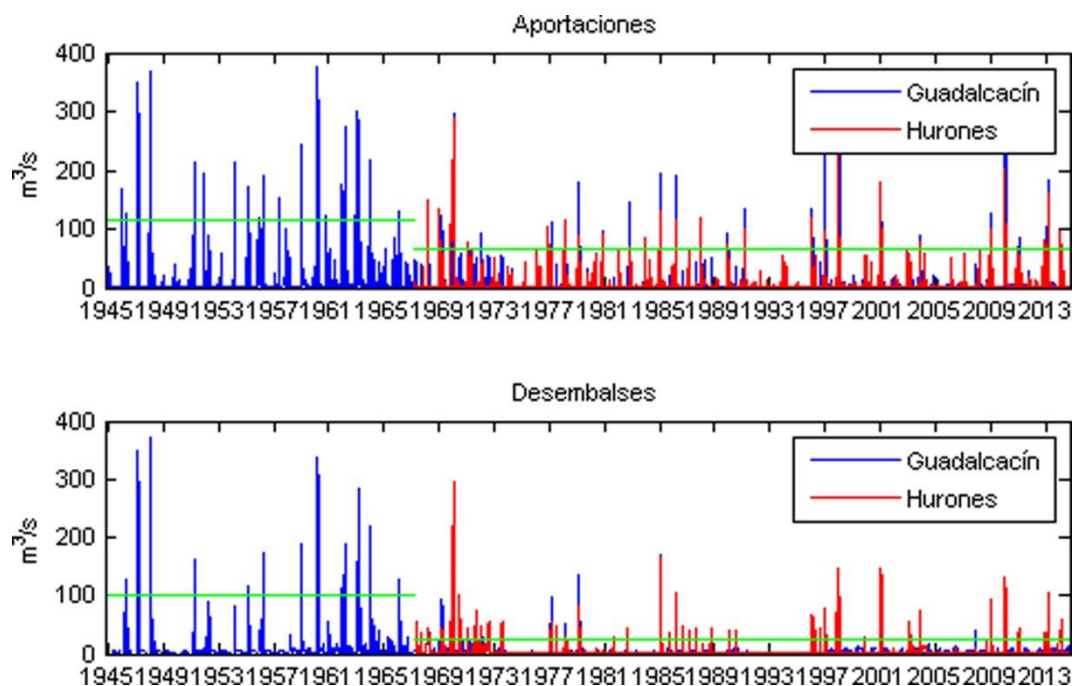
Figura 2.19 Matriz de correlación entre desembalses y aportaciones a los embalses y precipitación en su cuenca vertiente, datos diarios, con 1 día de desfase en el caudal. Matriz de correlación entre desembalses (Qdi) y aportaciones (Qai) en los embalses a escala diaria desfasados 1 día con respecto a la precipitación media diaria en su cuenca vertiente (Pi) (i=1..5, según numeración en la Tabla 4, 1-Zahara, 2-Bornos, 3-Arcos, 4-Hurones, 5-Guadalcaçín; P₃ no se muestra por no ser significativamente diferente a P₂).

A continuación, se evalúa cada tramo del sistema fluvial Guadalete de forma individual.

2.5.2.2 Tramo del río Majaceite Guadalcaçín y Hurones

La Figura 2.20 muestra tanto las aportaciones como los desembalses diarios de los embalses Guadalcaçín y Hurones, en el tramo del río Majaceite. En Guadalcaçín se observa el descenso esperable de la media de ambas series, sobre todo en los desembalses, a partir de la entrada en funcionamiento de Hurones. Se establecen, por tanto, estos dos periodos de estudio:

- Periodo 1: 01/10/1944-01/03/1967
- Periodo 2: 01/03/1967-05/10/2014



- Figura 2.20 Aportaciones y desembalses en Guadalquivir y Hirones. En verde, percentil 99 de los valores de Guadalquivir.

El valor medio del caudal medio diario en Guadalquivir disminuye durante el segundo periodo hasta más de un 50% de su valor anterior, tanto en las aportaciones como en los desembalses (**¡Error! La autoreferencia al marcador no es válida.**). Analizando los percentiles de ambas distribuciones, se observa que los valores asociados a condiciones de caudal bajo, por debajo del percentil 50, disminuyen en la misma medida tanto en aportaciones como en desembalses. Sin embargo, para condiciones de caudal alto, el comportamiento es distinto: las aportaciones diarias máximas experimentan una menor reducción tras la puesta en marcha del embalse de Hirones, mientras que los desembalses diarios máximos son los que experimentan una mayor reducción, hasta un 77% para el percentil 99. Los caudales más extremos no son retenidos en Hirones, sino que llegan a Guadalquivir y aquí son almacenados, como muestra esta disminución de dichos extremos en los desembalses.

Los aportes y desembalses diarios en Guadalquivir durante el periodo 1 presentan una correlación de 0.86, mientras que en el periodo 2 esta correlación disminuye a 0.4. Esto refleja el impacto de la puesta en marcha de Hirones sobre la capacidad de regulación de Guadalquivir.

Tabla 2.5 Aportaciones y desembalses en Guadalquivir.

	Aportaciones			Desembalses		
	Periodo 1 (m ³ /s)	Periodo 2 (m ³ /s)	2 respecto a 1 %	Periodo 1 (m ³ /s)	Periodo 2 (m ³ /s)	2 respecto a 1 %
Q medio	7.07	3.91	55.34	7.08	3.11	43.93
Desviación	21.85	14.61	66.84	19.00	7.61	40.04

Mediana	1.39	0.57	40.83	3.47	1.28	37.00
Máximo	376.62	298.75	79.32	369.79	235.19	63.60
Percentiles						
10	0.17	0.00	0.00	0.00	0.21	-
25	0.45	0.12	25.79	1.08	0.30	27.94
50	1.33	0.57	42.51	3.45	1.28	37.20
75	3.89	1.54	39.54	5.73	4.04	70.49
90	12.95	5.71	44.12	9.18	7.37	80.24
95	36.31	18.64	51.34	23.06	9.03	39.15
99	113.34	66.96	59.08	102.51	23.29	22.72

2.5.2.3 Tramo del río Guadalete. Arcos, Bornos y Zahara

Arcos es un embalse de pequeña capacidad que se encuentra a continuación del embalse de Bornos. En Arcos no se observa efecto de almacenamiento en el embalse, ya que sus desembalses diarios prácticamente igualan las aportaciones recibidas y estas, a su vez, son iguales a los desembalses desde Bornos (Figura 2.21). En Bornos, por el contrario, sí hay regulación en el embalse, como se observa a partir de las diferencias entre aportaciones y desembalses diarios.

Por ello, en este tramo se analiza solo el embalse de Bornos y la influencia de la entrada en funcionamiento del embalse de Zahara en 1991. En la Figura 2.22 se representan tanto las aportaciones como los desembalses de Bornos y Zahara a escala diaria. Los periodos de estudio en este caso se dividen de la forma:

- Periodo 1: 01/10/1959-01/12/1991
- Periodo 2: 01/12/1991-10/10/2014

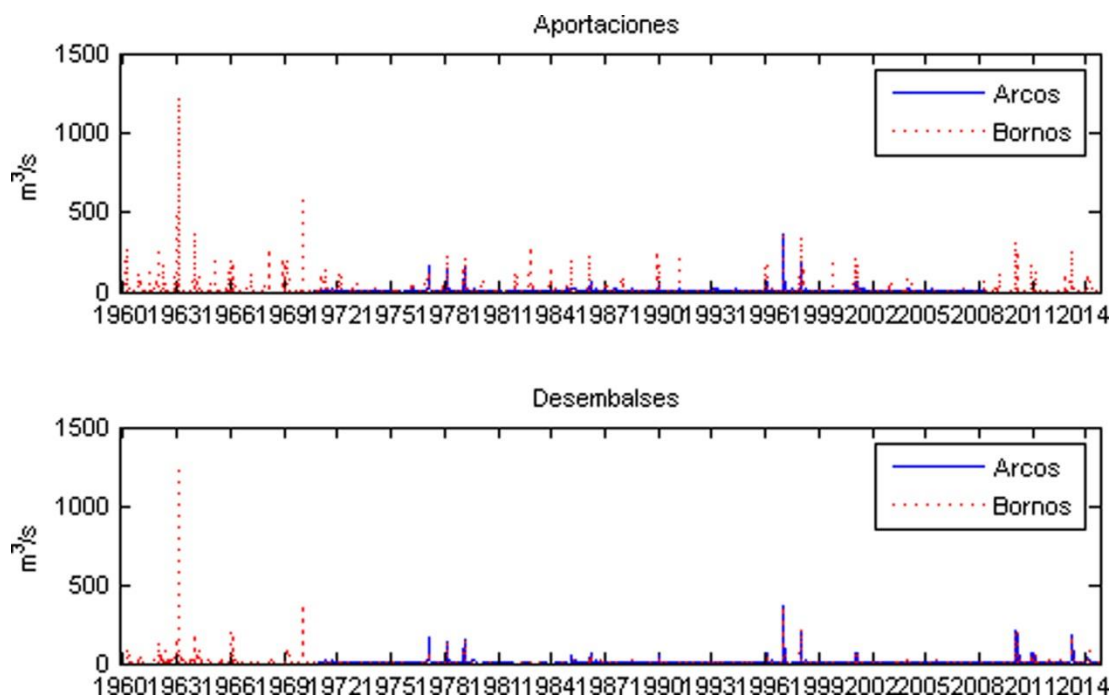


Figura 2.21 Aportaciones y desembalses en Arcos y Bornos.

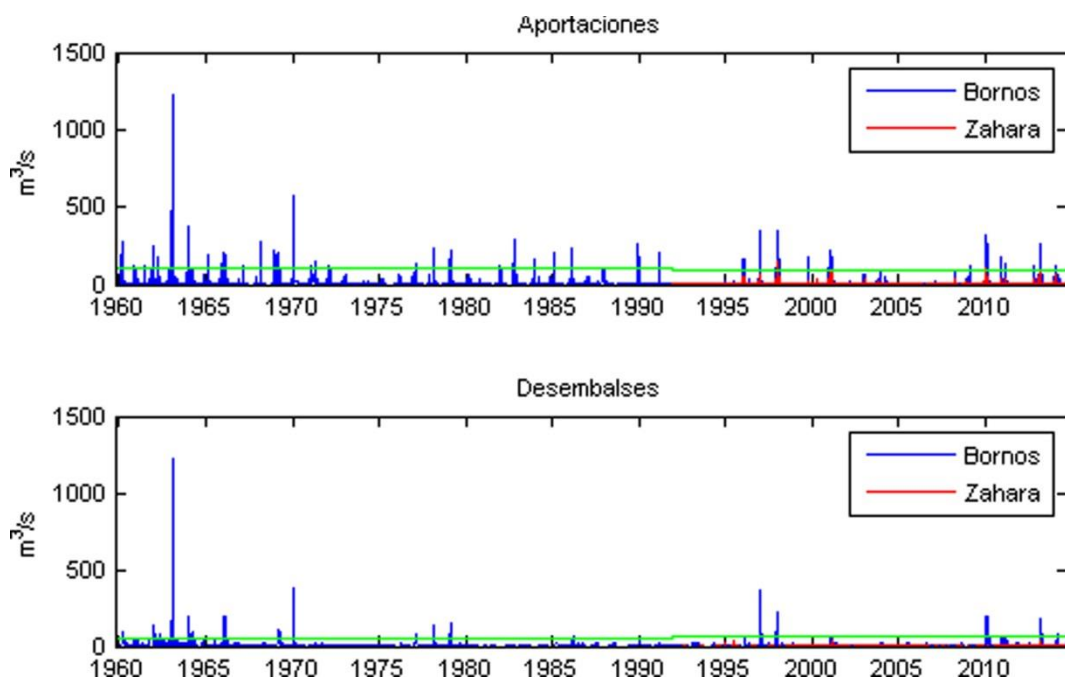


Figura 2.22 Aportes y desembalses en Bornos y Zahara.

El caudal diario medio en Bornos disminuye un 25 % y un 30 %, aproximadamente, para los aportes y los desembalses, respectivamente (Tabla 2.6). A partir de ambas distribuciones se observa la disminución sufrida tanto por los aportes como por los desembalses para todos los percentiles mostrados, pero en menor medida en los percentiles más altos. Así, el percentil 50 de las aportaciones diarias disminuye un 42 %, mientras que en los desembalses diarios disminuye un 75 %. Los valores extremos, percentiles 95 y 99, disminuyen un 31 y 8 %, respectivamente, en las aportaciones registradas durante el segundo periodo, mientras que en el caso de los desembalses el percentil 95 disminuye un 11%, pero el percentil 99 aumenta un

24 %. En resumen, los desembalses diarios extremos en Bornos disminuyen poco o incluso aumentan tras la entrada en funcionamiento del embalse de Zahara, mientras que los aportes disminuyen en mayor medida, dada la relación de capacidad/área vertiente de ambos embalses (Tabla 2.4).

Tabla 2.6 Aportaciones y desembalses en Bornos.

	Aportaciones			Desembalses		
	Periodo 1 (m ³ /s)	Periodo 2 (m ³ /s)	2 respecto a 1 %	Periodo 1 (m ³ /s)	Periodo 2 (m ³ /s)	2 respecto a 1 %
Q medio	6.76	5.05	74.72	6.42	4.55	70.90
Desviación	24.00	18.73	78.01	17.15	14.74	85.98
Mediana	1.55	0.89	57.68	3.63	0.90	24.84
Máximo	1217.63	347.20	28.51	1.217.63	359.84	29.55
Percentiles						
10	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-
25	0.16	0.13	83.87	0.00	0.00	-
50	1.54	0.89	57.85	3.63	0.90	24.72
75	4.61	2.94	63.82	7.64	4.49	58.76
90	13.14	8.88	67.59	14.99	9.20	61.37
95	25.93	17.96	69.26	16.79	15.00	89.33
99	99.77	92.23	92.44	56.22	69.59	123.79

2.5.2.4 Tramo final del río Guadalete: régimen alterado vs. régimen natural.

La suma de caudales diarios desembalsados desde los embalses de Arcos y Guadalcaçin permite aproximar el caudal total diario del río Guadalete en el tramo final tras el punto de unión de los dos ramales (Figura 2.11), serie cuyos valores se muestran en la Figura 2.23, en la que se han distinguido cuatro periodos, correspondientes a los distintos niveles de regulación alcanzados hasta el nivel actual (Tabla 2.4), contabilizando el primero desde la fecha en que se dispone de datos en los dos cauces (entrada en funcionamiento del embalse de Bornos).

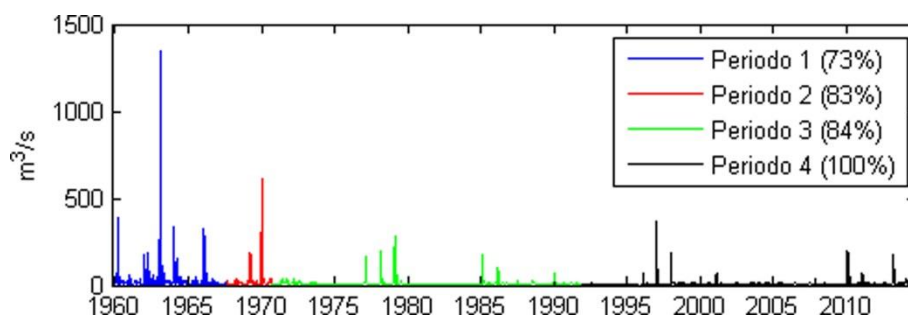


Figura 2.23 Caudal medio diario observado (régimen alterado) en el tramo final del río Guadalete aguas abajo de la confluencia de los dos cauces principales para los cuatro periodos identificados en el nivel de regulación con respecto al nivel actual (1959-1967; 1967-1970; 1970-1991; 1991-2014).

La Figura 2.24 muestra el caudal medio diario (régimen natural) en dicho tramo final aguas abajo de la unión de ambos cauces restituído a partir del balance de aportaciones y desembalses en los embalses existentes en cada estado. La bondad de esta restitución se ha

analizado mediante su comparación (Figura 2.25) con los caudales medios diarios en dicho tramo simulados en régimen natural mediante modelado hidrológico, para el periodo 1985-2009 (con información meteorológica suficiente para una adecuada simulación), obteniéndose una buena correlación entre ambas series (correlación de 0.8 a escala diaria, 0.95 a escala mensual y 0.97 a escala anual). En la Figura 2.26 se muestran detalles de esta comparación para distintos periodos seleccionados según el régimen de precipitación registrada.

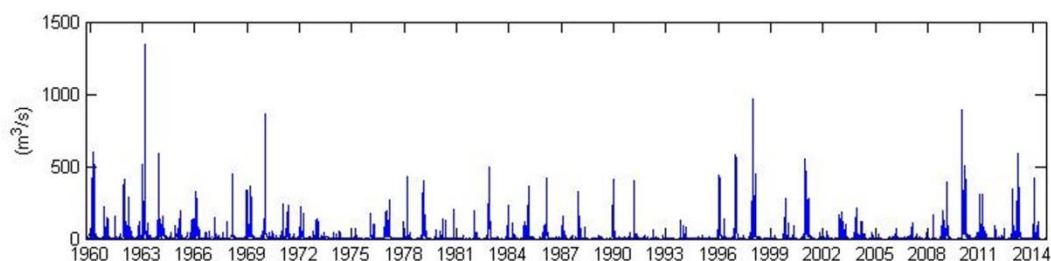


Figura 2.24 Caudal medio diario restituído (régimen natural) en el tramo final del río Guadalete aguas abajo de la confluencia de los dos cauces principales para el periodo de estudio (1959-2014).

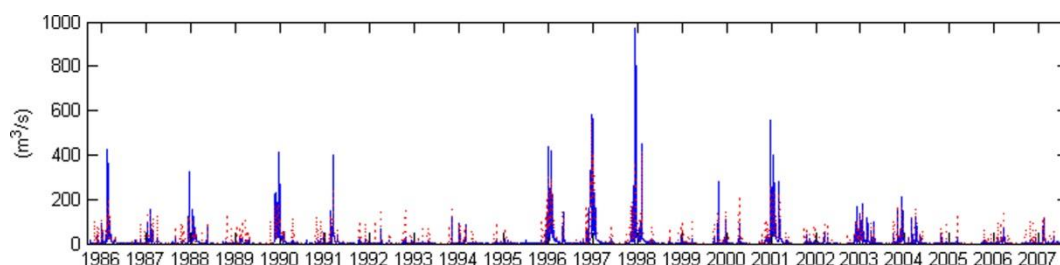


Figura 2.25 Régimen natural, caudales restituídos (azul) y simulados (rojo)

La Tabla 2.7 muestra algunos descriptores estadísticos del caudal medio diario para cada periodo analizado, tanto en régimen alterado como natural. En régimen alterado los caudales medios diarios disminuyen conforme aumenta la regulación, tanto en su valor medio como en casi la totalidad de los percentiles mostrados. Se observa que en régimen natural también disminuyen generalmente los valores de caudal diario para cada percentil en cada uno de los periodos, lo cual indica que la tendencia viene dada por causas naturales como el régimen de precipitaciones, si bien los valores en régimen alterado y natural son diferentes.

Al analizar los caudales diarios medidos frente a los restituídos se observa que para percentiles menores de 75 sus valores son superiores, mientras que para percentiles mayores, asociados a caudales extremos, estos valores son inferiores, con una disminución mayor según aumenta la regulación; esto indica que los embalses están realizando su función de regulación, disminuyendo los caudales extremos de avenida y distribuyéndolos en el tiempo como caudales menores. Esto se ve claro en la Figura 2.26, que muestra un detalle del periodo reciente bajo el nivel de regulación actual, en la que se observa cómo en régimen alterado se registra caudal en la estación seca que en régimen natural no se estima que hubiera sucedido, mientras que en la estación húmeda, cuando el régimen natural presenta caudales extremos debidos a las elevadas precipitaciones, en el régimen alterado no se observan al mismo nivel, excepto para algunos años excepcionalmente húmedos como pudo ser el invierno de

1996/1997 o el de 2009/2010, con pluviometría elevada y registro de caudales extremos, aunque algo reducidos.

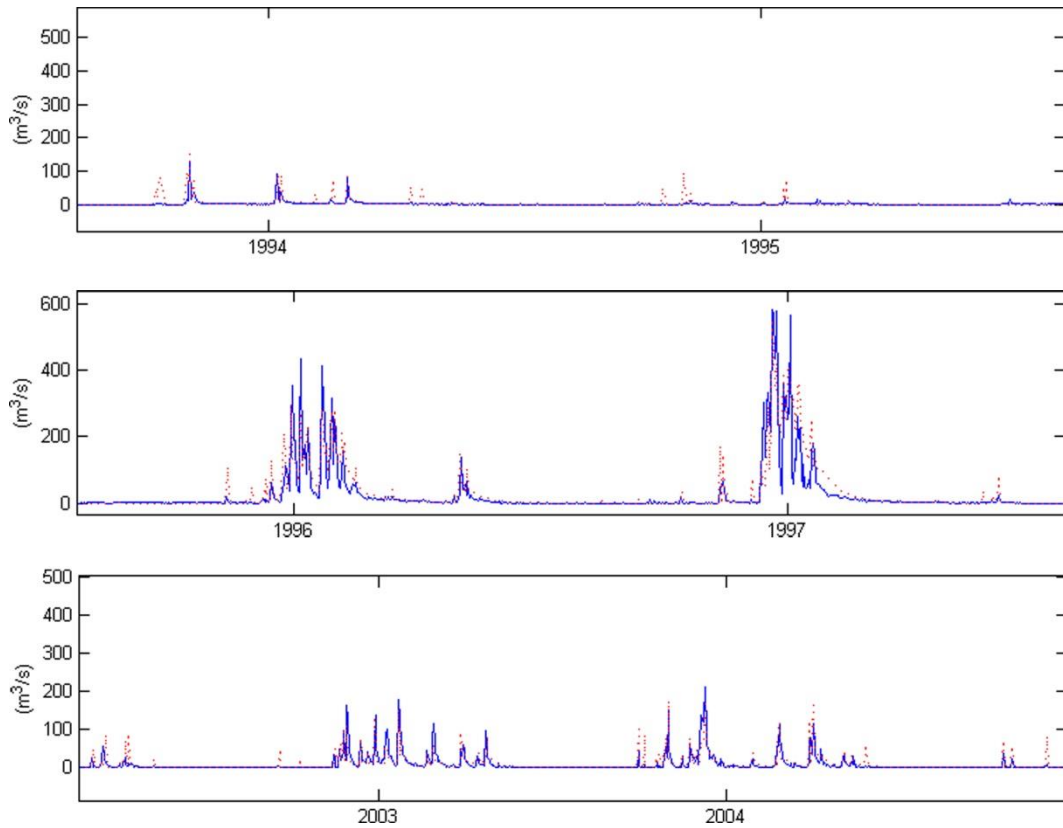


Figura 2.26 Caudal medio diario restituido (azul) y simulado (rojo) en el tramo final del río Guadalquivir aguas abajo de la confluencia de los dos cauces principales para periodos seleccionados durante 1959-2014. Periodo seco (parte superior), periodo húmedo (centro), y periodo medio (parte inferior) referidos al régimen de precipitación media en la cuenca.

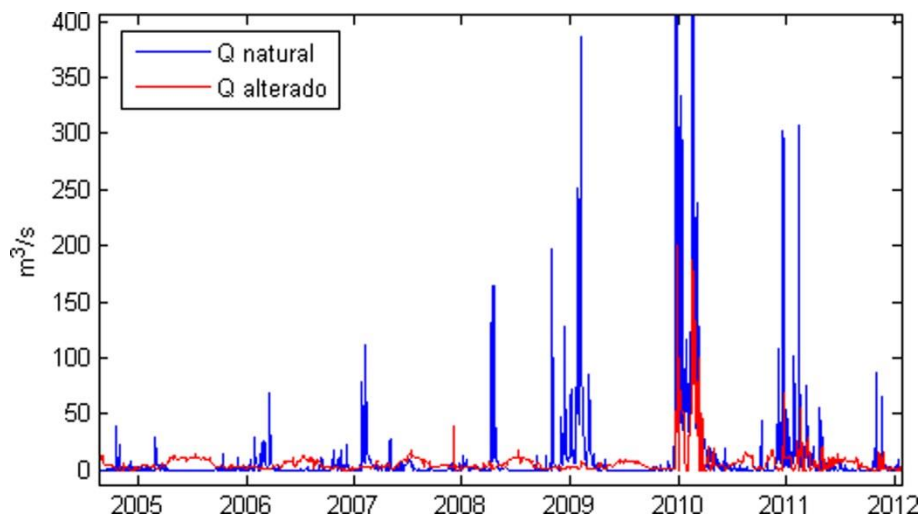


Figura 2.27 Detalle del periodo 4 (nivel de regulación actual): caudal medio diario observado (regimen alterado; línea roja) y restituido (regimen natural; línea azul) en el tramo final del río Guadalquivir aguas abajo de la confluencia de los dos cauces principales.

Tabla 2.7

Periodo	Restituidos ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)				Medidos ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)				Disminución (%)			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Medio	21,90	17,34	8,52	11,24	20,79	19,04	6,55	6,49	5,06	-9,78	23,17	42,29
Desviación	56,09	56,67	27,70	43,44	42,72	42,13	12,78	14,54	23,84	25,65	53,88	66,53
Mediana	5,32	3,84	1,24	0,75	12,71	10,89	4,27	3,04	-138,70	-183,43	-244,86	-303,47
Máximo	1348,30	867,88	497,69	971,27	1348,30	607,00	282,44	361,88	0,00	30,06	43,25	62,74
Percentiles												
10	0,56	0,37	0,00	0,00	1,88	2,62	0,21	0,38	-234,52	-611,48	-	-
25	2,11	0,86	0,00	0,00	5,25	5,17	0,55	1,03	-148,83	-501,12	-	-
50	5,32	3,84	1,23	0,75	12,70	10,89	4,27	3,04	-138,98	-183,62	-247,31	-303,51
75	16,58	10,78	5,27	4,54	19,69	16,75	8,33	8,13	-18,76	-55,40	-58,06	-78,98
90	50,17	32,71	17,80	20,60	35,79	32,67	14,81	11,50	28,66	0,11	16,80	44,19
95	103,32	61,90	37,57	51,05	72,57	51,64	19,57	15,36	29,76	16,57	47,92	69,92
99	258,91	351,29	130,97	220,88	192,76	191,97	52,25	69,89	25,55	45,35	60,11	68,36

2.6. Conclusiones

El objetivo de este capítulo es estudiar el régimen de caudal fluvial aportado a los dos estuarios seleccionados, Guadalquivir y Guadalete, y la influencia de la regulación existente en las cuencas vertientes, en cada caso. Para ello, se han analizado las series disponibles de caudal medio diario en puntos de control seleccionados en cada cuenca según los condicionantes identificados, para distintos periodos representativos de diferentes niveles de regulación alcanzada en la red de embalses existentes, y se han relacionado con la precipitación diaria media en la cuenca aportadora.

En ambos estuarios, el caudal fluvial medio diario ha experimentado una intensa reducción asociada al incremento de la capacidad de almacenamiento del sistema de embalses aguas arriba. No obstante, hay diferencias singulares entre ambos sistemas. Si bien la capacidad de almacenamiento máxima actual por unidad de superficie aportadora es más elevada en la cuenca del Guadalete, su mayor pluviometría induce porcentajes de reducción algo menores que en el estuario del Guadalquivir, pero la mayor temporalidad a lo largo del año del régimen fluvial sin alteración hace que se produzcan incrementos muy significativos de los valores asociados al intervalo medio-bajo de la distribución de caudal medio diario bajo la existencia de embalses. Por otra parte, esta influencia es sobre todo en el intervalo medio-elevado de la distribución de caudal medio diario aportado, con valores extremos máximos asociados a los distintos periodos menos dependientes de la regulación y más del carácter húmedo o seco del intervalo de tiempo en cuestión.

La regulación en ambos estuarios se manifiesta claramente en la escasa correlación entre la precipitación diaria media en la cuenca aportadora y el caudal medio diario correspondiente, inferior a 0.3, que disminuye a medida que aumenta el nivel de almacenamiento alcanzado en la red de embalses. En la cuenca del Guadalete, no obstante, esta correlación aumenta significativamente para un desfase de un día, dado el menor tamaño de la cuenca.

El análisis de la continuidad fluvial en la cuenca del Guadalete ha permitido generar la serie de caudal aportado al estuario bajo las condiciones actuales; su tamaño y la menor complejidad del sistema de embalses existentes ha permitido restituir con suficiente fiabilidad el régimen natural durante un periodo de casi 60 años. Los resultados acotan la tendencia en el régimen de caudal fluvial aportado al estuario debida a la variabilidad natural en el régimen de precipitación y permiten estimar el efecto de la regulación per se, su intensidad y su sentido según la época del año.

La correlación entre precipitación y caudal aumenta significativamente bajo las condiciones de regulación a escala mensual, especialmente para las aportaciones recibidas por los embalses, incluso los que no son cabecera, con valores entre 0.7 y 0.8 en la cuenca del Guadalete. Esto permite plantear la hipótesis de trabajar con periodos de 28-30 días como unidad básica en el tratamiento de datos diarios hidrológicos en el estudio de su comportamiento en relación con

otras variables geofísicas descriptoras de estados atmosféricos, objeto del capítulo 4 de esta tesis doctoral.

CAPÍTULO 3: Influencia del tamaño de celda en el modelado hidrológico distribuido de base física de cara a la valoración de valores extremos para la gestión de recursos hídricos

Este capítulo ha sido publicado íntegramente en *Natural Hazards Earth System Science*: Egüen, M., Aguilar, C., Herrero, J., Millares, A., Polo, M.J. 2012. On the influence of cell size in physically-based distributed hydrological modelling to assess extreme values in water resource planning. *Nat. Hazard Earth Syst. Sci.* 12: Pp. 1573-1582. <http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/12/1573/2012/nhess-12-1573-2012.html>

Resumen

El presente trabajo estudia la influencia del cambio de la resolución espacial en la implementación de un modelo hidrológico distribuido para la gestión de recursos hídricos en áreas mediterráneas. Se utilizaron diferentes tamaños de celda para investigar las variaciones en la respuesta hidrológica de la cuenca dada por el modelo WiMMed desarrollado en Andalucía (España), en una cuenca seleccionada. El modelo fue calibrado a escala mensual a partir de los datos diarios de caudal disponibles en el embalse situado en el punto de cierre de la cuenca con tres tamaños de celda 30, 100 y 500 m y se analizó el efecto de esta variación en la respuesta hidrológica de la cuenca por medio de la comparación de las variables hidrológicas a distintas escalas temporales en un período de tres años y de los parámetros efectivos de la calibración obtenidos a cada resolución espacial. La variación en la distribución de los parámetros de entrada debido a utilizar una resolución espacial diferente dio lugar a una variación en la red hidrológica obtenida y a diferencias considerables en el resto de las variables hidrológicas, tanto en los valores promedio a escala de cuenca, como en los valores distribuidos celda a celda. Se pusieron además de manifiesto diferencias en la magnitud de la escorrentía anual y global así como en otros componentes del balance de agua. Este estudio demostró la importancia de elegir la escala espacial adecuada en la aplicación de un modelo hidrológico distribuido, para llegar a un equilibrio entre la calidad de los resultados y el coste computacional. Así, se pueden elegir 30 m ó 100 m de resolución espacial, para la gestión de recursos hídricos sin que haya una disminución significativa en la precisión de la simulación mientras que con 500 m se obtuvo una sobreestimación significativa de la escorrentía con consecuencias inciertas en la toma de decisiones relacionadas con la disponibilidad esperable de exceso de lluvia en los embalses. Se proporcionan valores efectivos de los parámetros calibrados para el modelo hidrológico empleado en la zona de estudio.

3.1. Introducción

Los modelos hidrológicos distribuidos con base física reflejan la variabilidad espacial de los datos de entrada, y describen con gran detalle los procesos que tienen lugar en la cuenca. Estos modelos se aplican sobre cada unidad espacial en que se divide el sistema (normalmente

en la celda de un modelo digital de elevaciones, MDE) y traslada la respuesta de cada unidad hacia el punto de salida, concatenando estas respuestas en el tiempo y en el espacio con el fin de producir salidas a escala de cuenca (Beven, 1989). De esta manera, se puede aplicar los modelos analíticos en sistemas de gran extensión territorial, pero el rigor y la exactitud de los resultados dependerán de la calidad de la distribución espacial de los parámetros de entrada, y de la adecuación del modelo global y/o analítico subyacente a la escala espaciotemporal con que se estudia el proceso modelado. (Blösch y Sivapalan, 1995). Los procesos implicados en el balance de agua y energía en la cuenca presentan efectos de escala debido al carácter no lineal de las ecuaciones. En el balance de agua en la superficie terrestre, la no-linealidad y elevada variabilidad espacial vienen dadas fundamentalmente por el papel clave del contenido de agua del suelo y la variabilidad espacial y temporal de las propiedades del suelo (Wood, 1998).

El factor de la escala espacial en los modelos hidrológicos y su respuesta ha sido objeto de estudio desde la década de los sesenta. La elección entre una escala espacial de celda, subcuenca o cuenca en el modelado depende de la escala de los procesos individuales que intervienen en la respuesta hidrológica de la cuenca que se persiga representar. La variabilidad espacial existente dentro de una subcuenca se refleja en la variación de los parámetros que gobiernan los diferentes procesos (Vázquez et al., 2002). En la actualidad es posible emplear escalas pequeñas de trabajo en modelos distribuidos gracias a la disponibilidad de datos a una elevada resolución procedentes de sensores remotos o aerotransportados y medidas intensivas de campo (Aguilar, 2008). De esta manera es posible obtener una buena aproximación a la realidad en cuanto a la distribución de los parámetros.

El tamaño de celda debe ser tal que, por una parte, represente adecuadamente la variabilidad espacial de las características de la cuenca y, por otra, que el modelado de los procesos más significativos represente la realidad con un grado de aproximación significativo. Cuando se cambia el tamaño de celda de una escala a otra, cambian los atributos medios del territorio en esa área (ej. Pendiente, orientación, área contribuyente, etc.), lo cual tiene un gran efecto sobre las estimaciones dadas por los modelos (Zhang y Montgomery, 1994; Kuo et al., 1999). Por lo tanto, es esperable que varíen los valores de los parámetros efectivos que caracterizan los procesos modelados al variar el tamaño de celda. En general, un aumento del nivel de discretización incrementa la exactitud de la simulación, ya que celdas más pequeñas representan mejor la variabilidad real de la cuenca. Sin embargo, hay un nivel de detalle más allá del cual la respuesta del modelo no se ve mejorada pues no se puede disminuir la incertidumbre asociada a la interpolación espacial de la información; además, la reducción del tamaño de celda implica un aumento del tiempo de cálculo y un incremento en el trabajo de análisis y procesamiento de los datos (Vázquez et al., 2002).

Por otra parte, ante la imposibilidad práctica de medir en cada celda los parámetros requeridos por un modelo, los efectos de escala cobran especial relevancia a la hora de estimar sus valores efectivos, es decir, aquellos que dan estimaciones más precisas (Mertens, 2003), especialmente en el uso de modelos hidrológicos con base física como herramientas de predicción (Binley et al., 1989).

El análisis de estos factores de escala espacial es especialmente relevante en el caso de cuencas mediterráneas, donde la variabilidad espacial de la precipitación puede ser muy elevada, no solo a escala horaria y diaria, sino también estacional y anual, debido a la conjunción de un a veces moderado carácter torrencial de los eventos de precipitación y la existencia de gradientes topográficos significativos. En estas cuencas, los efectos de escala de la adecuada representación espacial de la precipitación sobre la respuesta hidrológica en la red fluvial pueden representar una fracción importante del conjunto total, que puede incluir desviaciones significativas de la descarga anual y errores de cara a la planificación de recursos hídricos y su origen, sobre todo en cuencas escasamente aforadas como lamentablemente es el caso más frecuente. Esto supone una limitación en la simulación de procesos hidrológicos a medio y largo plazo, especialmente para la prevención de los efectos derivados de los ciclos de sequías e inundaciones así como a la hora de aplicar los criterios de operación de embalses.

Este trabajo estudia los efectos de la escala espacial de trabajo sobre la caracterización de la precipitación en una cuenca mediterránea y su influencia sobre los componentes del balance de agua, en particular en la estimación del caudal mensual a escala de cuenca, y en las consecuencias asociadas en la planificación de recursos hídricos. Para ello, se ha seleccionado una cuenca de cabecera en el suroeste de la Península Ibérica, donde la influencia atlántica permite ciclos húmedos significativos a escala anual y estacional a pesar del carácter mediterráneo de la región donde se localiza.

Los efectos de escala espacial en el modelado hidrológico se han analizado a partir de la simulación con WiMMed, un modelo hidrológico distribuido de base física desarrollado en cuencas mediterráneas (Polo et al., 2009; Herrero et al., 2010), mediante la comparación de tres escalas de resolución espacial frecuentemente usadas en modelado hidrológico: 30, 100 y 500 m. Además, se discuten las implicaciones derivadas en la gestión de recursos hídricos, especialmente para la prevención de los efectos derivados de inundaciones.

3.2. Métodos

3.2.1. Zona de estudio

El área de estudio es la cuenca vertiente al embalse de Zahara, una subcuenca situada en la cabecera del río Guadalete, en el suroeste de la Península Ibérica (Figura 3.11 a). Se trata de una cuenca montañosa de unos 131 km², con un gradiente topográfico de hasta 1300 m.s.n.m (Figura 3.1 b). La configuración geológica de la cuenca presenta una gran heterogeneidad de unidades litológicas diferenciadas, entre las que destacan arcillas terciarias con bloques de litología variable, edad y procedencia, y en menor medida limos jurásicos y dolomitas en las áreas de mayor relieve y depósitos del cuaternario asociados a la red de drenaje (Junta de Andalucía, 2005; Cano y Ruiz, 1981; Moreno et al., 1980) (Figura 3.1 1c). La cubierta vegetal está compuesta principalmente por formaciones forestales y cultivos de secano, sin áreas urbanas importantes (Junta de Andalucía, 2003) (Figura 3.1 d), por lo que se puede considerar que se encuentra en régimen natural en cuanto a características hidrológicas. La precipitación

media de la cuenca es de unos 900 mm anuales, y las temperaturas máxima y mínima medias anuales son 22 °C y 11.5 °C respectivamente.

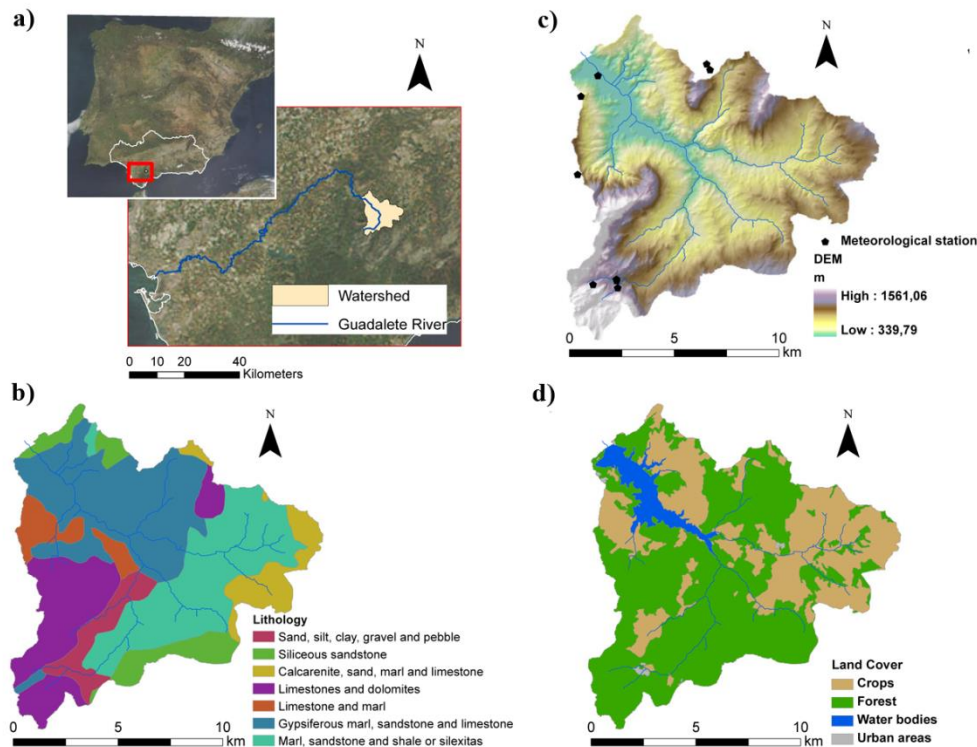


Figura 3.1 (a) Localización de la cuenca de Zahara en España; (b) MDE con estaciones meteorológicas; (c) Litología (d) cubierta del suelo.

3.2.1.1 Modelo distribuido y datos de entrada empleados

El modelo WiMMed (Watershed Integrated Management for Mediterranean Watersheds) es un modelo hidrológico completo, distribuido y de base física, desarrollado para la gestión integrada de recursos hídricos. El módulo hidrológico fue especialmente desarrollado para incluir aspectos característicos de cuencas mediterráneas en las que la variabilidad espacial y temporal juega un papel esencial en la respuesta hidrológica variable de las mismas, y en especial cuando existen gradientes topográficos significativos. WiMMed se basa en: (a) la interpolación espacial de las variables meteorológicas a escala de celda, (b) el modelado físico de los balances de agua y energía en cada celda, y (c) la consideración de distintas escalas temporales en los cálculos en función del proceso simulado. A continuación se describe brevemente el modelo hidrológico.

La respuesta hidrológica de la cuenca en cada celda del modelo digital de elevaciones (MDE) se simula a partir de la definición de la situación de evento o no evento, asociada a la ocurrencia de lluvias en la cuenca o al período entre eventos, respectivamente. El balance de agua y energía en cada celda se implementa como una cascada en cada uno de los depósitos (cubierta vegetal, cubierta de nieve, y la zona no saturada del suelo), donde los cálculos se hacen generalmente en un paso de tiempo de 1 h bajo situaciones de evento, o 1 día bajo situaciones de no evento. Si la nieve está presente, el paso de tiempo se puede reducir a minutos o incluso

segundos, independientemente de la situación de evento/no evento, debido a las necesidades del submodelo de balance de energía (Herrero et al., 2009). Los algoritmos de interpolación individuales utilizadas para aproximar la distribución espacial de cada variable meteorológica incluyen correcciones con la altura, tanto para la precipitación y como para la temperatura (Herrero, 2007), y correcciones topográficas para la radiación solar (Aguilar et al., 2010). La interceptación por la vegetación se estima a partir de los modelos de Rutter y Gash mediante el análisis de datos de fracción de la cubierta obtenidos de Landsat TM y de la cartografía disponible sobre cubiertas vegetales (Polo et al., 2011). Cuando la nieve está presente, la dinámica de deshielo/acumulación se simula mediante un modelo termodinámico 1-D de balance de agua y energía en la cubierta de nieve (Herrero et al, 2009;. Herrero et al, 2011b). Durante las situaciones de evento (lluvia/deshielo) y no evento (deshielo), los flujos de infiltración se calculan mediante la ecuación Green y Ampt, donde la redistribución se aproxima por medio de un tiempo de retraso (Aguilar, 2008); durante los no eventos, el lento secado de la cubierta de vegetación y suelo se calcula mediante la combinación de la ecuación de Penman-Monteith y la ecuación de Hargreaves (Aguilar y Polo, 2011). El exceso de agua en cada celda para cada paso de tiempo se circula como escorrentía a lo largo de las laderas por medio de una función de distribución del tiempo de viaje, que se calcula a partir de un mapa de velocidad efectiva estimada a partir del MDE (Aguilar, 2008), obteniéndose así el hidrograma en los puntos de interés seleccionados en la red fluvial. La contribución del caudal base se incluye a partir de curvas de recesión, donde se tiene en cuenta la diferencia entre la presencia de materiales fracturados o agregados (Millares et al., 2009). Los hidrogramas resultantes se utilizan para la calibración en los puntos de aforo existentes en la cuenca, después de la agregación temporal de los resultados para cumplir con la escala de tiempo, para lo cual la exactitud de los datos medidos es óptima para ambas situaciones de evento y no de evento. Estos hidrogramas pueden ser utilizados como datos de entrada para la circulación del flujo a lo largo del cauce principal por medio de Muskingum o un modelo hidrodinámico alta resolución 1-D (Ávila, 2007), en función de los resultados deseados y la información morfológica disponible.

Una descripción detallada de cada proceso y de la caracterización/calibración de los parámetros asociados se puede encontrar en la literatura. Herrero et al. (2010) y Herrero et al. (2011a) proporcionan el manual del usuario para la interfaz WiMMed disponible para Windows, y la base teórica del modelo hidrológico-hidráulico para el cálculo del balance de agua y caudales.

En el área de estudio, los procesos de nieve no son significativos, y las pérdidas por interceptación no se incluyeron debido a la falta de disponibilidad de algunos datos necesarios. Los datos de entrada utilizados en las simulaciones hidrológicas fueron:

- Características topográficas derivadas del modelo digital de elevaciones (MDE): sistema de drenaje superficial, pendiente y orientación.

- Los datos meteorológicos de 14 estaciones meteorológicas disponibles en la zona (ver la Figura 3.1 b): Lluvia horaria y diaria (mm), temperatura horaria y diaria (°C), la radiación solar diaria (MJ/m^2), velocidad media diaria del viento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), presión de vapor horaria (kPa).
- Propiedades fisicoquímicas e hidráulicas del suelo seleccionadas de la base de datos espacial realizada por Rodríguez (2008), en la que se obtuvieron mapas temáticos para Andalucía con una resolución de 250 m: conductividad hidráulica ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$), la humedad en saturación y residual ($\text{mm}\cdot\text{mm}^{-1}$), potencial matricial de entrada de aire (mm), parámetro de retención de van Genuchten (adimensional) y el espesor del suelo (mm).
- Cubierta y usos del suelo a partir de diferentes fuentes: cartografía disponible sobre cubiertas vegetales (Consejería de Medio Ambiente, 2003), la fracción de cobertura y el albedo (adimensionales) a partir de imágenes disponibles de Landsat TM para el período de estudio.
- Regiones acuíferas y fuentes de información del atlas hidrogeológico de Andalucía (ITGE-Junta de Andalucía, 1998; Castillo, 2008).

3.2.2. Redimensionamiento de los mapas

Se llevó a cabo el cambio de tamaño de celda a partir de la selección de diferentes técnicas de remuestreo integradas en los sistemas de información geográfica (SIG), en función de la naturaleza continua o discreta de los datos. El MDE original, de 30 m de tamaño de celda, se redimensionó a 100 y a 500 m mediante la opción bilineal que aplica una media ponderada de las cuatro celdas más cercanas en el ráster original y genera una superficie suavizada a la mayor escala espacial. Los mapas de entrada al modelo con valores discretos tales como las propiedades hidráulicas del suelo, de la cubierta vegetal, y la delimitación de las regiones acuíferas, se redimensionaron aplicando la técnica del vecino más cercano para así mantener el valor en el ráster original de la celda más cercana al del centro de la celda redimensionada. Las variables relacionadas con la topografía, como pendiente, orientación, dirección del flujo y subcuencas, fueron calculadas por el modelo a partir del MDE redimensionado.

3.2.3. Evaluación de las estimaciones del modelo

Se ejecutó el modelo hidrológico WiMMed en la cuenca de estudio para el período 2003-2006 con tres resoluciones espaciales: 30, 100 y 500 m. Se analizaron los efectos de escala derivados de la diferente definición espacial de las variables de entrada y parámetros en la escorrentía anual en el punto de cierre de la cuenca (Figura 3.1) a partir de la calibración mensual realizada para cada caso. Para este fin, se estudiaron tres aspectos diferentes:

1. Las diferencias en la morfología de la cuenca: se analizó la red de drenaje resultó de cada MDE en términos de la distribución de la pendiente del canal, fracciones de celdas de cauce frente a celdas de ladera, y el área total de la cuenca.

2. Diferencias en las entradas de agua a partir del análisis de la lluvia: la distribución espacial resultante de la precipitación anual, y la precipitación media a escala de cuenca.
3. Por último, las diferencias en la simulación hidrológica: valores efectivos de los parámetros de calibración. Las variables hidrológicas analizadas en este estudio fueron la precipitación, la escorrentía directa, la infiltración, la percolación y la escorrentía. Los valores de salida obtenidos a escala diaria se agregaron a escala mensual con el fin de magnificar los efectos de escala espacial en los resultados.

La calibración de WiMMed se realizó a partir de los datos disponibles de caudal diario de entrada al embalse situado a la salida de la cuenca, durante el período del 1 de septiembre de 2003 al 31 agosto de 2006. Los valores diarios fueron agregados a escala mensual para atenuar el evidente relleno de huecos hecho en la serie, cuya calidad no permitió trabajar a escala diaria; esta escala de tiempo mensual se puede considerar adecuada para la planificación de recursos hídricos a medio y largo plazo, pero, obviamente, no para la simulación de inundaciones. Se simuló el periodo de estudio con cada tamaño de la celda y se generaron los valores efectivos de los parámetros de calibración mediante la minimización del error cuadrático medio (RMSE) entre los valores observados (subíndice con O) y simulados (subíndice con S) de las series mensuales para cada tamaño de la celda, 30, 100, y 500 mm (RMSE_{O-S30}, RMSE_{O-S100}, y RMSE_{O-S500}, respectivamente). El proceso de calibración en WiMMed se realiza a través de la aplicación de un factor de corrección adimensional uniforme, que afecta al mapa original de cada parámetro. En este trabajo, a raíz de las conclusiones del análisis de sensibilidad en Aguilar (2008), se seleccionaron los siguientes parámetros para la calibración: conductividad hidráulica saturada superficial (K_{s1}) y conductividad hidráulica saturada del suelo (K_{s2}). Así, el proceso de calibración produjo los valores óptimos de dos factores, F_{Ks1} y F_{Ks2} , respectivamente.

Una vez calibrado el modelo para cada tamaño de la celda del análisis, se agregó la escorrentía mensual resultante en el punto de control a lo largo de cada año y durante el período de 3 años y se calculó el RMSE anual y global correspondiente.

3.3. Resultados y discusión

Al cambiar el tamaño de celda de una escala a otra, cambiaron los atributos medios del territorio en el área de estudio debido al redimensionamiento del MDE. Así, la pendiente media de la cuenca no experimentó cambios significativos entre los tamaños de celda de 30 y 100 m, pero disminuyó de 15.6° a 9.3° al aumentar el tamaño de celda de 30 m a 500 m; el área total de la cuenca obtenida también varió, de 131 km² a 139 km² para celdas de 30 m y 500 m respectivamente, lo cual afecta a la precipitación media resultante en la cuenca a distintas escalas temporales, a su distribución espacial, y por tanto al balance de agua anual, tal como se discutirá más adelante. La Tabla 3.1 incluye estos valores de área junto con la clasificación de los distintos tipos de celdas resultante en la cuenca. Estas variaciones en las características físicas del terreno tienen influencia en el trazado de la red hidrológica; la red de

drenaje obtenida con 30 m y 100 m de resolución espacial son similares y más parecidas a la observada en la realidad que la obtenida con 500 m (Figura 3.2). Es de destacar que aunque el número total de celdas de la cuenca disminuye al aumentar el tamaño de celda, la proporción de celdas de cauce aumenta considerablemente. De este modo, para celdas de 30 m y 100 m, 1.3% y 3.3% corresponden respectivamente a celdas de cauce, mientras que para celdas de 500 m este valor aumenta a un 15.5%. (Tabla 3.1). Aunque no se considera en este trabajo, este hecho implica una significativamente mayor importancia de los procesos de flujo en canales, y por lo tanto influirá en el valor efectivo resultante de los parámetros implicados, lo que afecta al tiempo de viaje. Esto debe tenerse en cuenta en la simulación de valores extremos de caudal, inundaciones o umbrales erosivos (Millares et al., 2012).

Tabla 3.1 Número total de celdas, celdas de cauce (valor absoluto y porcentaje), área de la cuenca y su variación con el aumento de tamaño de celda, y la pendiente media calculada y extremos máximo (Max) y mínimo (Min) para 30 m, 100 m, y 500 m de tamaño de celda

Tamaño de celda	Celdas totales	Celdas de cauce	Área de la cuenca (km ²)	Pendiente (°)		
				Min	Max	mean
30-m	146206	1923 (1.31%)	131.58	0	71	15.64
100-m	13245	434 (3.28%)	132.45	0	57	13.49
500-m	556	86 (15.47%)	139.00	0	32	9.29

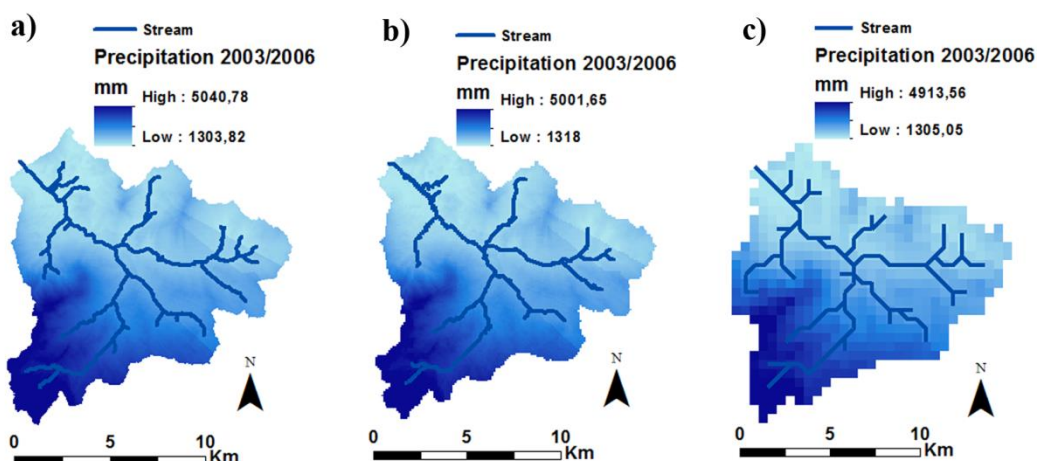


Figura 3.2 Precipitación distribuida acumulada (2003–2006) en mm y red de drenaje para tamaños de celda de: (a) 30-m, (b) 100-m, y (c) 500-m.

Como resultado, las divisiones de la cuenca cambian también; esto es debido al valor de tamaño de la celda en sí e, indirectamente, a los nuevos valores de elevación obtenidos en los MDE redimensionados. Por lo tanto, las características topográficas derivadas del MDE, como aspecto, la dirección del flujo, canales de drenaje, y los límites de sub-cuencas asociadas, también se ven afectados. Otros parámetros de entrada como las propiedades físicas del suelo o cobertura vegetal también se ven afectados por el redimensionamiento de las celdas, suavizándose el rango de variación de cada parámetro a medida que aumenta de tamaño de celda.

El cambio del tamaño de celda condujo a un cambio en la distribución de la lluvia. Así, las diferencias fueron visibles no sólo en los valores promediados a escala de cuenca (Tabla 3.2), sino también en los valores distribuidos celda a celda, siendo los valores máximos los más afectados, disminuyendo a medida que aumenta el tamaño de celda (Figura 3.2).

Tabla 3.2 Diferencias en los valores de la precipitación media anual a escala de cuenca entre distintos tamaños de celda.

Periodo	Precipitación (mm)			Aumento	
	30-m	100-m	500-m	30 a 100	30 a 500
2003/2004	1176.6	1175.2	1209.3	-0.12%	2.78%
2004/2005	444.5	444.0	457.8	-0.12%	2.97%
2005/2006	787.7	786.6	812.1	-0.13%	3.10%
TOTAL	2408.8	2405.9	2479.1	-0.12%	2.92%

A escala anual, la variación de la precipitación fue similar para los tres años considerados, con un aumento cercano al 3% cuando se utiliza el tamaño de celda de 500 m sobre el de 30 m, mientras que se obtuvo una disminución del 0.1% para el tamaño de 100 m de celda (Tabla 3.2). Como era de esperar, se obtuvieron efectos no lineales significativos en las variables hidrológicas analizadas. Los valores medios de todas las variables disminuyeron cuando se utilizó el tamaño de celda de 100 m sobre el de 30 m, pero con diferente significancia, mientras que para el tamaño de celda de 500 m, no se observó ninguna tendencia de aumento/disminución de los valores, dependiendo del componente del balance de agua (Tabla 3.3). De esta manera, la escorrentía directa media se redujo en un 2.5%, mientras que la infiltración media disminuyó un 0.1% al usar 100 m de tamaño de celda. Con 500 m, la escorrentía directa media disminuyó en un 1.5%, mientras que la infiltración media aumentó hasta un máximo de 2.9%. Los resultados ponen de manifiesto el comportamiento conservativo del modelo hidrológico, ya que las diferencias fueron insignificantes entre los valores relativos obtenidos para cada tamaño de la celda.

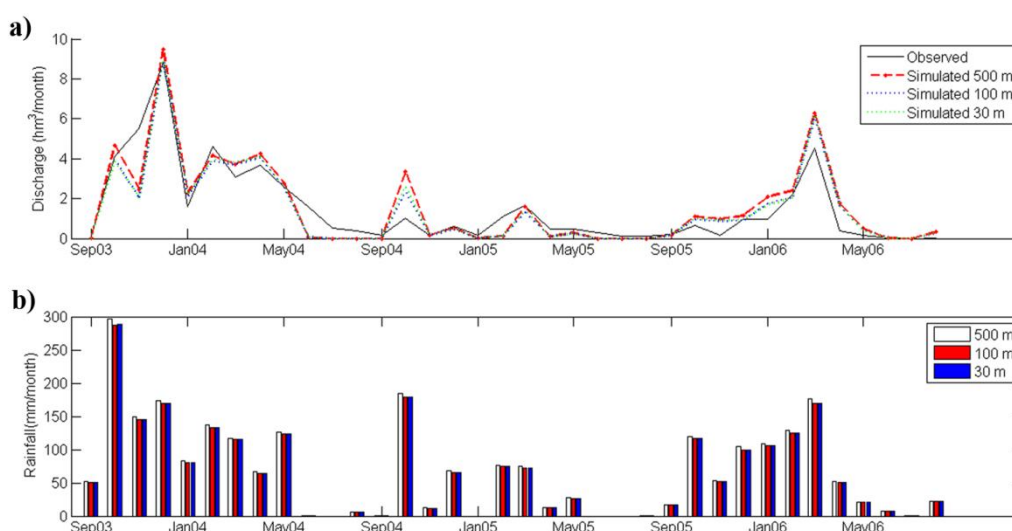


Figura 3.3 (a) Volumen mensual observado y simulado para cada tamaño de celda, y (b) precipitación mensual para el período 2003–2006.

La Figura 3.3 representa la escorrentía mensual simulada para cada caso junto con los caudales mensuales observados en el punto de control (Figura 3.3 a) y la precipitación mensual (Figura 3.3 b). Todos los tamaños de celdas reprodujeron la evolución temporal de la escorrentía, y también aproximaron, en general, los valores medidos, con algunas excepciones discutidas más adelante; Sin embargo, el uso del tamaño de celda de 500 m sobrestimó la escorrentía durante períodos con eventos de lluvias continuas, debido al efecto combinado de la sobrestimación aparente de las precipitaciones y la subestimación de percolación.

Tabla 3.3 Diferencias en la precipitación, escorrentía directa, infiltración y percolación media a escala de la cuenca, y fracción de la precipitación correspondiente (entre paréntesis), para el período 2003-2006 entre los diferentes tamaños de celda.

		30-m	100-m	500-m	Aumento (%)	
		Total (mm)	Total (mm)	Total (mm)	100-m	500-m
Precipitación	2003/2004	1176.6 (1)	1175.2 (1)	1209.3 (1)	-0.12	2.78
	2004/2005	444.5 (1)	444.0 (1)	457.8 (1)	-0.12	2.97
	2005/2006	787.7 (1)	786.6 (1)	812.1 (1)	-0.13	3.10
	TOTAL	2408.8 (1)	2405.9 (1)	2479.1 (1)	-0.12	2.92
Escorrentía directa	2003/2004	2.4 (0.002)	2.3 (0.002)	2.2 (0.002)	-2.97	-7.20
	2004/2005	5.4 (0.012)	5.2 (0.002)	5.5 (0.012)	-2.43	1.87
	2005/2006	0.2 (<0.001)	0.2 (<0.001)	0.2 (<0.001)	0.00	-22.73
	TOTAL	7.9 (0.003)	7.7 (0.003)	7.8 (0.003)	-2.52	-1.51
Infiltración	2003/2004	1143.1 (0.972)	1141.6 (0.971)	1175.1 (0.972)	-0.13	2.80
	2004/2005	421.5 (0.948)	421.0 (0.948)	434.1 (0.948)	-0.14	2.98
	2005/2006	761.6 (0.967)	760.4 (0.967)	785.4 (0.967)	-0.16	3.12
	TOTAL	2326.2 (0.966)	2323.0 (0.966)	2394.6 (0.966)	-0.14	2.94
Percolación	2003/2004	450.4 (0.383)	448.1 (0.381)	479.1 (0.396)	-0.53	6.37
	2004/2005	87.1 (0.196)	86.6 (0.195)	94.1 (0.206)	-0.57	8.01
	2005/2006	238.4 (0.303)	236.8 (0.301)	257.3 (0.317)	-0.67	7.95
	TOTAL	776.1 (0.322)	771.6 (0.321)	830.6 (0.335)	-0.59	7.02

La Figura 3.4 muestra el volumen acumulado de caudal para cada año hidrológico, con claras diferencias entre un año húmedo (2003/2004), un año seco (2004/2005), y un año medio (2005/2006). Los flujos simulados fueron inferiores a los medidos en el primer período, el año más húmedo, pero no en los otros dos. Los tamaños de celda de 30 m y 100 m mostraron resultados similares, mientras que el de 500 m generó valores siempre mayores. Sin embargo, el modelo exhibió siempre la misma tendencia, sobreestimando o subestimando el flujo anual, independiente del tamaño de la celda. Sin embargo, el balance total se compensó al final del periodo de 3 años con los tamaños de 30 m y 100 m, como se muestra en la Figura 3.4 (b), que muestra el flujo acumulado de toda la serie, mientras con el tamaño de celda de 500 m se sobreestimó la escorrentía total hasta un 7%, lo que puede suponer un obstáculo a la hora de realizar estimaciones precisas sobre la disponibilidad de recursos hídricos, y por lo tanto para la prevención de los efectos de sequías en el medio y largo plazo, sobre todo si las series de caudales disponibles son de corta duración.

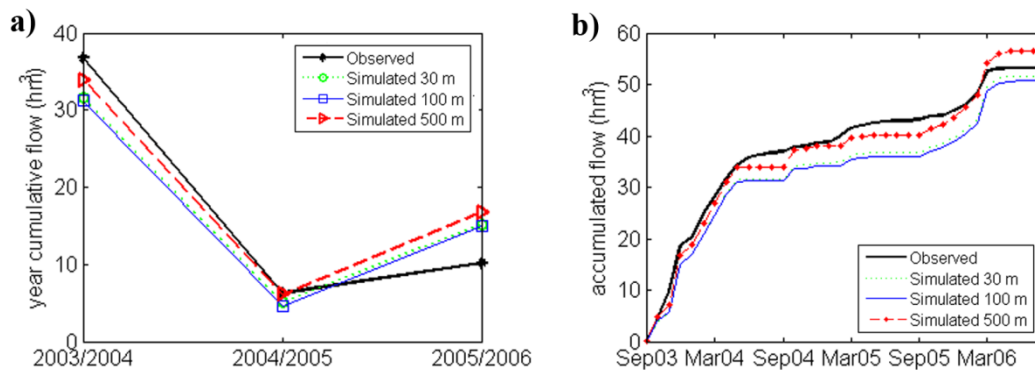


Figura 3.4 (a) Escorrentía anual observada y simulada durante el periodo de estudio, y (b) Escorrentía total observada y simulada.

Finalmente, la Tabla 3.4 muestra los valores efectivos de los parámetros de calibración utilizados en las simulaciones descritas. La calibración del modelo a escala mensual con cada tamaño de celda se realizó con los parámetros de F_{KS1} y F_{KS2} , relacionados con la conductividad hidráulica superficial y subsuperficial, tal y como se describe en la Sección 2. Los valores medios y extremos resultantes de la conductividad hidráulica calibrada en la cuenca se dan en la Tabla 3.4 para cada tamaño de celda. El mejor resultado, es decir, el valor mínimo $RMSE_{O-S}$ para cada tamaño de celda, se obtuvo siempre con una disminución del segunda parámetro, la conductividad hidráulica subsuperficial. El menor valor de $RMSE_{O-S}$ se obtuvo con 30 m y 100 m de tamaños de celda, con $RMS_{EO-S100} = 0.83 \text{ hm}^3$ (Tabla 3.4), seguido de cerca por $RMS_{EO-S30} = 0.85 \text{ hm}^3$. Por último, el tamaño de celda de 500 m resultó en una $RMSE_{O-S500} = 0.89 \text{ hm}^3$. Las diferencias entre los valores simulados se produjeron principalmente durante los periodos húmedos, como se discutió previamente.

Tabla 3.4 Factores calibrados para la conductividad hidráulica superficial y subsuperficial, F_{KS1} y F_{KS2} , respectivamente, y valores medios, máximos, y mínimos para 30 m, 100 m, y 500 m tamaños de celda.

Tamaño de celda	f_{KS1}	f_{KS2}	k_{S1} (mm·h ⁻¹)			k_{S2} (mm·h ⁻¹)			$RMSE_{0-5}$ (hm ³)
			Max	Min	Medio	Max	min	Medio	
30-m	1	0.3	33.52	3.96	8.16	15.19	2.03	6.18	0.85
100-m	1	0.3	33.52	3.96	8.17	15.19	2.03	6.18	0.83
500-m	1	0.3	26.19	4.06	8.54	13.48	2.29	6.31	0.89

A escala anual, los valores de RMSE fueron 4.22, 4.32, y 4.13 hm³ para 30 m, 100 m, y 500 m respectivamente. La dispersión en el grado anual de ajuste se suaviza con el aumento de tamaño de celda. Sin embargo, para todo el período de estudio, que comprendió tres años diferentes en términos de régimen de lluvias, el RMSE aumentó con el tamaño de celda, con valores de 1.33, 2.27, y 3.65 hm³ para 30 m, 100 m, y 500 m respectivamente. A partir de estos resultados, se puede deducir que, en virtud de la restricción en el máximo grado de ajuste a conseguir que depende de la calidad de la serie de datos de caudal disponible (exactitud y longitud), el aumento en el tamaño de celda induce una sobreestimación significativa para todo el período de estudio, lo que podría implicar mayor riesgo en las decisiones si se utilizase 500 m de resolución en el modelo para planificación hidrológica, ya que se podría esperar paliar períodos de sequía con el almacenamiento acumulado durante los años húmedos.

Finalmente, se redujo el tiempo de procesamiento requerido por el modelo con respecto al tamaño de celda de 30 m en hasta 13% y 0.4% para los tamaños de celdas de 100 y 500 m.

3.4. Conclusiones

La existencia de cuencas escasamente aforadas es, por desgracia, frecuente en muchas regiones. En tales casos, los gestores por lo general tienen que elegir entre el uso de relaciones empíricas locales de lluvia-escorrentía para estimar la escorrentía y el almacenamiento esperado a medio y largo plazo, o el modelado por medio de enfoques físicos. El esfuerzo adicional que suponen los modelos hidrológicos distribuidos, aunque sujeto a la incertidumbre impuesta por las posibilidades de calibración limitadas, permite, por un lado, la posibilidad de evaluar el impacto del uso del suelo o de la variabilidad meteorológica en los recursos hídricos y, por otra parte, una descripción más precisa de la distribución espacio-temporal de la precipitación, que es la fuente más importante de la variabilidad en la respuesta de la cuenca, y está a menudo más disponible a un nivel de resolución mayor, tanto en el tiempo como en el espacio, que los datos de caudal. Sin embargo, especialmente cuando los datos de buena calidad escasean, se debe buscar el compromiso entre la escala espacial a la que se simulan los procesos físicos y el tiempo de cálculo asociado.

Este estudio demostró la importancia de elegir la escala espacial adecuada en la implementación de un modelo hidrológico distribuido para la gestión de recursos hídricos a medio y largo plazo. Cuando la resolución espacial cambia, lo hacen también los valores medios de las variables topográficas del terreno y demás variables de entrada al modelo y con

ello varía la respuesta hidrológica de la cuenca. Así, aumentar el tamaño de celdas tiene un efecto directo sobre el volumen de escorrentía generado, en primer lugar porque se reduce el número de celdas que tiene que recorrer el flujo para llegar a una celda de cauce y además la proporción de celdas de cauce aumenta. Y en segundo lugar, la variación en el caudal de salida también está influenciada por la distribución espacial de la precipitación, que se ve afectada igualmente por el redimensionamiento de las celdas del MDE a pesar de que se sigan empleando los mismos datos de entrada meteorológicos y las mismas técnicas de interpolación.

Cuando la resolución espacial cambia, generalmente es necesario realizar una recalibración de los valores de los parámetros efectivos. Sin embargo, este proceso no es siempre exitoso, debido al comportamiento no lineal de los procesos y modelos hidrológicos. Los resultados muestran que es posible encontrar valores efectivos de los parámetros de calibración que, a escala mensual, pueden superar la limitación a priori de las series de datos disponibles, y proporcionar la estrategia de planificación con resultados adecuados para el período de 3 años de estudio. Los menores tamaños de celdas empleados en este estudio produjeron resultados similares a escala mensual y anual. Las simulaciones realizadas con una baja resolución (500 m) fueron mucho más rápidas, pero sus resultados son menos útiles en el cálculo de hidrogramas de escorrentía necesarios para estudios de estimación de los recursos hídricos, como se indica en este trabajo, u otros temas no incluidos aquí, pero que dependen en gran medida de los efectos de escala inherentes a la simulación hidrológica, como la cuantificación de la pérdida de suelo o la transferencia de sustancias a través del perfil del suelo, entre otros. Desde el punto de vista del modelador, la definición de la variabilidad espacial de los parámetros de entrada, la escala de los modelos y la representación de los procesos hidrológicos a tal escala, son de gran importancia. Por lo tanto, es importante alcanzar un compromiso entre la escala espacial y el tiempo de procesamiento del modelo. Los resultados mostraron cómo, durante todo el período, el tamaño de celda de 30 m proporciona el mejor rendimiento, así como que el tamaño de celda de 100 m puede lograr resultados similares con tiempos de cálculo significativamente más bajos.

En particular, la cuestión de que muchas cuencas carecen de una red de monitorización lo suficientemente densa para medir el flujo superficial, y que, incluso disponiendo de ella, mediciones de alta frecuencia y buena calidad rara vez están disponibles, no se abordó en profundidad en este estudio. En estos casos, el uso de modelos hidrológicos es la única alternativa para la planificación de los recursos hídricos. En particular, en las regiones mediterráneas, la gran variabilidad de la distribución espacial y temporal de la lluvia, es la principal fuente de incertidumbre en la estimación de los recursos hídricos en el corto, mediano y largo plazo, tal y como mostraron los resultados. Esto también afecta a la capacidad de predicción de los valores máximos extremos de escorrentía, y a la prevención de inundaciones, lo cual no sería asequible con la calibración alcanzada a partir de los datos disponibles en el área de estudio, ya que requiere una mayor definición en los datos de campo.

Agradecimientos. Este trabajo fue financiado por la Agencia Andaluza del Agua en los proyectos "Estudio piloto para la gestión integral de la cuenca del río Guadalfeo" y "Aplicación del modelo Guadalfeo y herramientas para su transferencia". Del mismo modo, se agradece al subsistema CLIMA de la Junta de Andalucía por el suministro de los datos meteorológicos utilizados en este trabajo.

CAPÍTULO 4: Variabilidad de la presión a nivel del mar y fenómenos correlacionados

Resumen

Este capítulo se dedica a explorar el comportamiento de las variables regionales a diferentes escalas temporales y su relación con variables e índices globales geofísicos. En concreto se analiza la variación anual de cantidades promedias en 28 días, periodo relacionado con el periodo medio de la circulación atmosférica en el Hemisferio Norte, con los ciclos de mareas vivas y muertas en el océano y en la atmósfera. En los últimos años se ha progresado notablemente en el modelado del comportamiento global de la atmósfera y el océano y sus interacciones y el análisis de los índices como la NAO o ENSO han puesto de manifiesto la importante “teleconexión” entre procesos que ocurren a grandes distancias. Estos avances han servido para desarrollar estudios estadísticos de las principales variables geofísicas y métodos de simulación considerando su no estacionariedad. Siguiendo esa línea de trabajo, en este capítulo se analiza la posible conexión entre manifestaciones regionales de variables geofísicas y sus escalas temporales. Se concluye que algunas de las variables hidrológicas terrestres, tales como la precipitación y el caudal de una cuenca, cuando se promedian en 28 días siguen pautas de funcionamiento similares a variables de la superficie del agua del mar regional por el que transitan las borrascas que las provocan, por ejemplo la presión atmosférica a nivel del mar y la temperatura del agua de mar en la superficie. Parece, por tanto, posible aplicar las técnicas de regresión múltiple entre variables geofísicas regionales, y obtener sus funciones de distribución marginales y conjuntas.

4.1. Introducción

4.1.1. Circulación atmosférica clima y meteorología

El sistema climático del planeta es dinámico y está en continuo cambio. Sin embargo, se habla de estado de equilibrio del sistema, definiendo equilibrio como un “estado medio” alrededor del cual se producen fluctuaciones.

La circulación general atmosférica, o movimientos de aire a escala planetaria, es una de las manifestaciones de la dinámica del sistema climático. La evolución temporal de la circulación atmosférica y de sus variables principales se puede dividir en estados climáticos durante los cuales se acepta que el sistema está en equilibrio. Este equilibrio se consigue gracias a la transferencia neta desde las latitudes bajas hacia las altas de calor, vapor de agua y momento angular. De forma muy general, el aire caliente, húmedo y con mayor momento angular de los trópicos se eleva y fluye hacia los polos en altura, mientras que en los polos el aire frío, seco y con menor momento angular desciende y fluye hacia el ecuador en superficie (Stull, 2000 Ahrens, 2007).

La fuente de energía que pone en funcionamiento todo el sistema es la radiación emitida por el Sol que llega al límite exterior de la atmósfera, la constante solar. Desde aquí, es transmitida

a través de la atmósfera hacia la superficie terrestre donde experimenta continuas transformaciones en otras formas de energía. Pero no toda la radiación solar incidente llega hasta la superficie terrestre, sino que parte es reflejada y parte es absorbida por las nubes y demás partículas presentes en la atmósfera. Esta energía calienta el aire de la atmósfera de forma diferenciada en las distintas latitudes del planeta dando lugar a gradientes de presión y a vientos asociados que ponen en movimiento el sistema. Los campos de presiones se distribuyen en el planeta siguiendo un patrón medio. Estos procesos están relacionados principalmente con el movimiento planetario alrededor del Sol y la rotación sobre su propia órbita. La variabilidad espacio-temporal de este sistema se manifiesta por las condiciones meteorológicas locales y regionales a escala semidiurna, diurna, sinóptica, estacional y anual que, con un carácter marcadamente cíclico, caracteriza el clima en ese lugar. Además, la dinámica del sistema se caracteriza por la variabilidad espacial, que se manifiesta por la diversidad de climas de un lugar a otro del planeta. El carácter cíclico temporal no elimina, al menos al nivel de conocimiento actual, el carácter aleatorio de las amplitudes de las diferentes variables meteorológicas y climáticas.

Es ampliamente reconocido que la variabilidad espacio-temporal del clima contiene componentes cíclicas a escalas superiores, que van desde la decena de años hasta los centenares de miles de años recogidas en los ciclos pleistocénicos.

4.1.2. Los ciclos plesitocénicos: glaciaciones y periodos interpluviales

Al final del pleistoceno el clima en la Tierra experimentó oscilaciones más o menos bruscas, (a escala de centenares de miles de años), fluctuando entre periodos fríos, con enfriamiento generalizado de la atmósfera y los océanos, y periodos interpluviales con atemperamiento del clima en el planeta Tierra, y afectando el balance neto de radiación.

El análisis de estas oscilaciones, Milankovitch (1920), evidencian que una parte de las mismas están relacionadas con las variaciones en la excentricidad de la órbita terrestre alrededor del Sol, de la oblicuidad del eje de rotación de la tierra, la precesión orbital y la variación del tiempo de ocurrencia de los equinoccios, con periodos aproximados de 100000, 43000, 24000 y 19000 años, respectivamente, (Imbrie and Imbrie, 1979; Koderá 2003) (Figura 4.1).

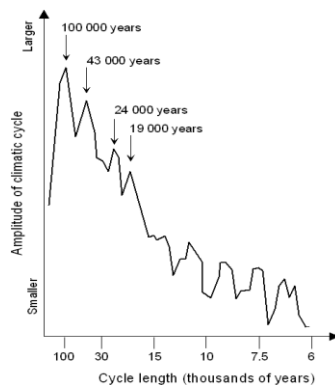


Figura 4.1 Espectro de la variación climática de los últimos 500000 años. Curva construida a partir de los registros isotópicos de dos núcleos del océano Índico, por Imbrie e Imbrie (1979).

4.1.3. La estabilización climática holocénica: escalas milenarias, seculares y decadales

El estado actual del clima se conjetura que está estabilizado desde hace 9000 años, aproximadamente, con sus fluctuaciones alrededor del valor medio a escala milenaria. Están reconocidos a nivel histórico dos periodos cálidos, uno al comienzo de nuestra era y el otro denominado óptimo medieval, y dos periodos fríos, uno en los siglos VI-VII y el otro en los siglos XVIII y XIX. Los numerosos trabajos realizados hasta la fecha confirman que desde comienzos del siglo XX, la Tierra, el aire de su atmósfera y el agua de sus océanos se están calentando. Al igual que otros periodos similares, tanto del holoceno como del plesitoceno, este calentamiento se produce con pulsaciones relacionadas con la propia dinámica del sistema, los forzamientos externos, y las actividades humanas.

A escalas menores se encuentran la escala decadal, que posiblemente esté relacionada con la variabilidad de la emisión solar. La radiación emitida por el Sol conocida como *constante solar*, en realidad no es constante, presenta variaciones más o menos cíclicas con periodo de unos once años. Esta variabilidad en la radiación emitida por el Sol es conocida como el ciclo de las manchas solares, cuyo número varía de forma cíclica, de manera que cuando el Sol presenta mayor número de manchas solares, es más activo y el viento solar sopla con más fuerza. Cuando el número de manchas solares es menor, la actividad solar también disminuye. En las observaciones disponibles desde mediados del siglo XVIII se identifican los ciclos solares de once años, con una variabilidad mayor, de ochenta a cien años (Stull, 2000).

4.1.4. Anomalías y teleconexiones

A todas las escalas, incluida la escala planetaria, la dinámica del sistema climático está forzada por los gradientes espacio-temporales de sus variables principales tendiéndose a un equilibrio climático global, de manera que el desequilibrio en un lugar del planeta supone el desequilibrio mediante la aparición de un fenómeno opuesto, compensatorio, en otro lugar del planeta. Estas desviaciones respecto del estado medio de las variables descriptoras es lo que se conoce como *anomalías* y las correlaciones entre las condiciones atmosféricas predominantes en unas zonas y otras del planeta es lo que se conoce como *teleconexiones*.

La definición de la anomalía de una variable, meteorológica o climática, conlleva la definición de un valor estadístico de referencia de la variable o descriptor de estado, (por ejemplo el valor medio) y la escala temporal (o espacial), que, a esa escala, en ese estado, se considera constante. Después se analiza la evolución del descriptor de estado a una escala superior.

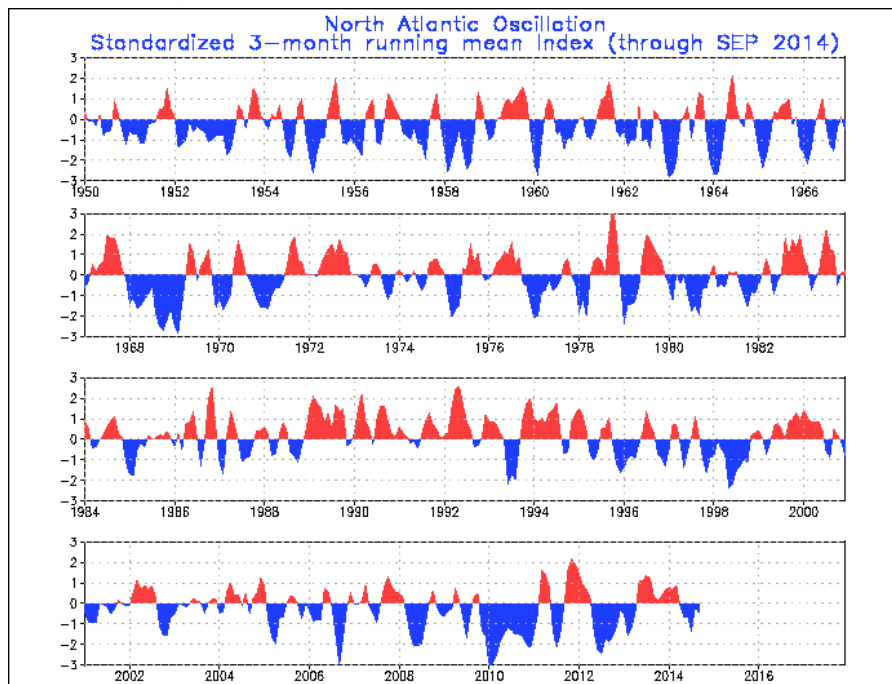
4.1.5. Los índices de teleconexión: variables y escalas de trabajo

En las últimas décadas se ha utilizado los índices de teleconexión para definir la variabilidad espacial del clima, Feldstein, 2000 y 2003, Luo et al. 2011, y Yuan et al. 2011. Se espera que la evolución temporal de los índices proporcione información del comportamiento a escalas superiores del sistema climático y, en su caso, de la circulación atmosférica y sus patrones cíclicos estacionales, anuales, decadales, seculares e incluso milenarios. Con ellos se pretende

acotar la variabilidad natural del sistema climático y sus manifestaciones, al menos en el periodo de estabilización climática, en particular en el periodo histórico para que se puedan utilizar para pronosticar su evolución en las próximas décadas, siglos y milenios. En esta tesis se explora el comportamiento de unos índices regionales, en concreto relacionados con la presión atmosférica al nivel del mar, que derivados de los anteriores permitan establecer pautas de pronóstico de la precipitación, los caudales de los ríos ibéricos y el comportamiento del nivel medio del mar.

A continuación se describe brevemente algunos de los índices de teleconexión más conocidos:

- Oscilación del Atlántico Norte (*North Atlantic Oscillation, NAO*): es el patrón dominante de la variabilidad en la circulación atmosférica en la región del Atlántico Norte, abarcando desde el centro de Norteamérica hasta Europa. Se define en función de la diferencia de la presión atmosférica media mensual de las bajas presiones del mínimo de Islandia y las altas del anticiclón de las Azores (Martín-Vide et al., 2001; Bojariu y Gimeno, 2003; Scaife et al., 2014). En la **¡Error! No se encuentra el origen de a referencia.** se representa la media móvil de 3 meses estandarizada del índice NAO desde 1950, usando para la estandarización el periodo de 30 años de 1981 a 2010.
- Oscilación del Pacífico Norte (*North Pacific Oscillation, NPO*): define el clima de la región del Pacífico Norte. Se define en términos de oposición de la anomalía de temperatura media entre el oeste de Alaska-este de Siberia y el oeste de Canadá. Relaciona el mínimo de las Aleutianas y el anticiclón de Hawái. Aunque inicialmente se define en términos de la diferencia de presiones norte - sur en el hemisferio norte del Océano Pacífico. Se distinguen dos fases de NPO, una AB (Aleutina below) y una AA (Auletian above).



- Figura 4.2 Media móvil de tres meses del índice NAO estandarizado usando el periodo de 1981 a 2010 (Fuente: Climate Prediction Center)

- Oscilación Ártica (*Arctic Oscillation, AO*): está estrechamente relacionado con la NAO. Es un índice que varía con el tiempo sin aparente periodicidad de la variación no estacional de la presión atmosférica a nivel del mar al norte de la latitud 20N y se caracteriza porque la anomalía de presión es de un signo en el Ártico y del contrario en latitudes 37-45N
- Oscilación Sur (*Southern Oscillation, SO*): relaciona los campos de presión del Pacífico Sur y el océano Índico, cuyos efectos se conocen como los fenómenos de *El Niño* y *La Niña*, por lo que se denomina en conjunto como ENSO (El Niño-Southern Oscillation). De forma estándar se calcula como la anomalía de la diferencia de la presión atmosférica a nivel del mar entre Tahití y Darwin. El cálculo suele hacerse a escala mensual.
- Oscilación Cuasi-Bienal (*Quasi-Biennial Oscillation, QBO*): es el responsable de la variabilidad de la estratosfera ecuatorial, referente a la propagación de vientos del este y del oeste hacia abajo, con un periodo promedio de 28 meses (Ebdon, 1975 y Baldwin et al., 2001).
- Oscilación del Mediterráneo Occidental (*Western Mediterranean Oscillation, WeMO*): responde a las diferencias de presión entre la baja del golfo de Liguria (norte de Italia) y el golfo de Cádiz influenciado por el anticiclón de las Azores (Martín-Vide y López-Bustins, 2006).

4.1.6. La circulación atmosférica en las latitudes medias del Hemisferio Norte

En el hemisferio Norte, en las latitudes medias, la convergencia de la masa fría polar y la masa cálida subtropical, conocida como frente polar, da lugar a vientos intensos del oeste o *westerlies* que alcanzan su máximo en la tropopausa donde se denomina *corriente de chorro*. La corriente de chorro juega un papel muy importante en la circulación atmosférica en estas latitudes. Debido a las inestabilidades en la atmósfera, forma meandros en dirección norte-sur, lo que se conoce como ondas planetarias u ondas de Rossby, de longitud y frecuencia variables. Pueden darse fases de alta actividad en las que las ondas son de gran longitud, con poca ondulación, y los vientos fluyen rápidamente de oeste a este produciendo el paso rápido de perturbaciones sobre la superficie terrestre, o pueden darse fases de baja actividad en las que se forman ondas muy profundas y de pequeña longitud. Cada cresta de las ondas forma un anticiclón en altura, mientras que las vaguadas generan depresiones, que en superficie se traducen en depresiones y anticiclones, respectivamente, que determinan las características del flujo en superficie. Estas ondas planetarias son las responsables del trasvase de calor, agua y momento angular desde las latitudes bajas hacia las altas en las capas altas de la atmósfera. Mientras que en las capas bajas de la atmósfera los agentes de estas transferencias son los remolinos anticiclónicos y ciclónicos, los cuales permiten los flujos norte-sur, (Stull 2000).

La actividad de los vientos del oeste está altamente correlacionada con la NAO y la AO, de manera que cuando los vientos son más fuertes significa un gradiente de presión entre las bajas polares y las altas subtropicales más acusado de lo normal, lo que se conoce como fase

positiva, y cuando los vientos son más débiles estas diferencias de presión son mucho más bajas, fase negativa. Estos efectos son especialmente notables en los meses de invierno, Luo et al. 2011. Las fases positiva y negativa indican unas condiciones atmosféricas oscilantes en las distintas regiones del Hemisferio Norte que se complementan, sucediéndose años o grupos de años con inviernos húmedos y de temperaturas suaves en unas regiones, mientras que en otras se dan inviernos secos y fríos, y viceversa (López et al., 2007).

4.1.7. La variable presión atmosférica a nivel del mar: análisis espectral

Se dispone de la serie temporal de 34 años de la media en seis horas de la presión atmosférica en la superficie del mar en un punto central del Golfo de Cádiz procedente de los datos de reanálisis ERA-Interim del European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF). En este trabajo se utiliza esta serie para identificar las frecuencias dominantes de su variabilidad. En el siguiente apartado se proporciona más información sobre ésta y otras bases de datos utilizadas.

La Figura 4.3 muestra el resultado de aplicar el análisis de Fourier a la serie de presión media a nivel del mar en el Golfo de Cádiz. Las frecuencias de mayor amplitud son, por orden de magnitud, la anual, semianual, medio diaria y diaria. Se dan además otras señales cuyas frecuencias van desde días, meses, hasta más bajas frecuencias, de varios años.

La variabilidad a escala próxima a la mensual, 28-30 días, da información de la evolución de la presión a lo largo del año, poniendo de manifiesto la estacionalidad de la variable y su secuencia a lo largo del tiempo. Frecuencias mayores, del orden de días u horas introducen ruido a esta señal. Estas frecuencias son debidas, por un lado, a variaciones del tiempo atmosférico, lo que serían variaciones a escala sinóptica, y por otro lado a fenómenos cíclicos debidos al movimiento de rotación terrestre o acción de las mareas astronómicas entre otros. Frecuencias menores, referentes a años, dan información de la variabilidad interanual debida a fenómenos a escala planetaria (variación en la radiación recibida, índices climáticos, etc.).

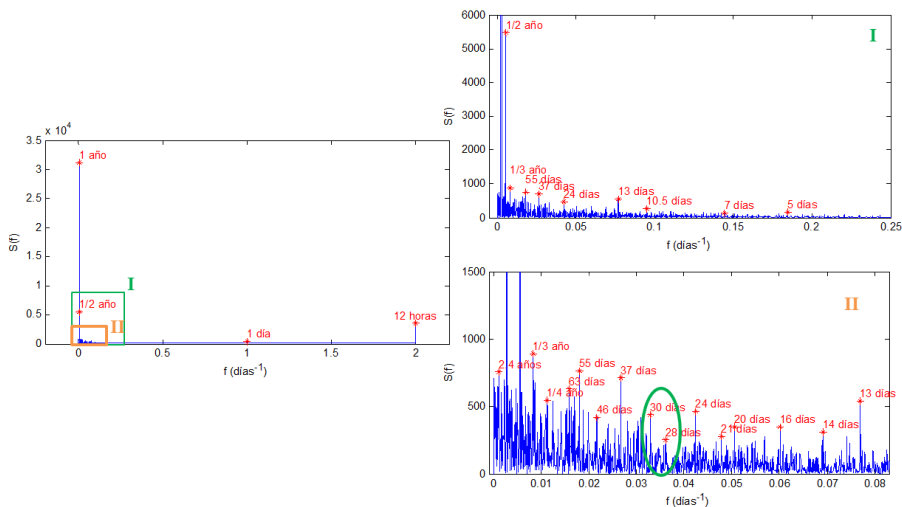


Figura 4.3 Análisis espectral de la señal de presión en el Golfo de Cádiz.

4.2. Objetivos generales de este capítulo

El objetivo general de este capítulo se dedica a explorar el comportamiento de las variables regionales a diferentes escalas temporales y su relación con variables e índices globales geofísicos, y, en particular explorar si algunas de las variables hidrológicas terrestres, tales como la precipitación y el caudal de una cuenca, cuando se promedian en 28 días siguen pautas de funcionamiento similares a variables de la superficie del agua del mar regional por el que transitan las borrascas que las provocan, por ejemplo la presión atmosférica a nivel del mar y la temperatura del agua de mar en la superficie.

El objetivo específico de este capítulo es analizar la variabilidad temporal de la presión atmosférica a nivel del mar, de la señal suavizada mediante filtro de paso bajo de 28 días, las causas y las escalas de esta variabilidad en varias localizaciones del litoral de la península Ibérica y en una localización del Hemisferio Sur, situado en la costa de Uruguay, así como su relación con variables hidrológicas, en concreto la precipitación y respuesta de las descargas fluviales. Además, se estudia la correlación entre estas variables y otras variables atmosféricas, astronómicas, y oceanográficas, su ajuste estadístico y se proponen diferentes técnicas de simulación que permite predecir su comportamiento a medio y largo plazo.

La justificación de este trabajo se apoya en el hecho que el periodo de la circulación atmosférica en el Hemisferio Norte es, en promedio, de 28 días, y, por tanto, esta escala de variabilidad determina las condiciones de contorno para el establecimiento y evolución de la corriente de chorro que, a su vez, activa la evolución temporal, frecuencia, dimensión y duración de las borrascas extratropicales que gobiernan el clima marítimo de las costas españolas y los procesos de escorrentía, filtración y descarga de agua dulce fluvial.

4.3. Bases de datos astronómicas, atmosférica, hidrológica y oceanográfica

En este capítulo se trabaja con series de datos que representan el comportamiento de diferentes variables geofísicas, entre ellas radiación solar y componentes astronómicas de la marea (atmosférica o marina), presión atmosférica y velocidad de viento, precipitación regional y descarga fluvial, y por último datos oceanográficos del nivel del mar, salinidad y temperatura principalmente. Todos las series de datos se someten a un suavizado mediante filtro de paso bajo de 28 días para uniformizar las señales y trabajar con las mismas escalas de variabilidad.

Tal y como se ha comentado anteriormente, se dispone de datos del reanálisis ERA-Interim, producido por el ECMWF, con una frecuencia de 6 horas, cuya longitud va desde el 01/01/1979 al 31/10/2013 (34 años), con una resolución espacial de 0.75°. Abarca toda la superficie terrestre. En la Figura 4.4 se muestra un ejemplo de la presión a nivel del mar para el área de Europa (33°N-73.5°N, 27°W-45°E) (http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim_full_daily/) para una fecha concreta (18712/1997 a las 0:00 horas), obtenido de esta base de datos.

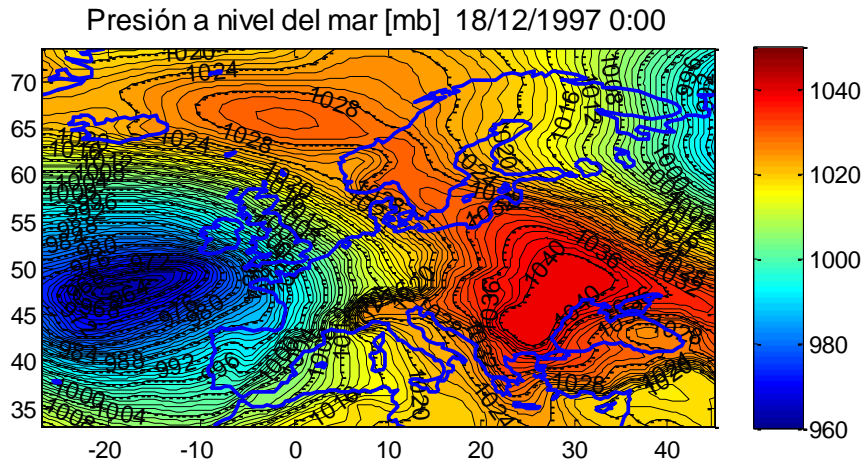


Figura 4.4 Mapa desarrollado a partir de los datos de ERA-Interim

Además, se dispone de datos de presión de la red exterior de boyas de Puertos del Estado (http://www.puertos.es/oceanografia_y_meteorologia/redes_de_medida/index.html), REDEXT, distribuidas a lo largo de la costa peninsular (Figura 4.5). Con una frecuencia de 60 minutos o 3 horas según boya. Las series tienen una duración que varía entre 1 año y 15 años, según la boya (**Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).

Figura 4.5 Mapa localización de la red REDEXT de Puertos del Estado

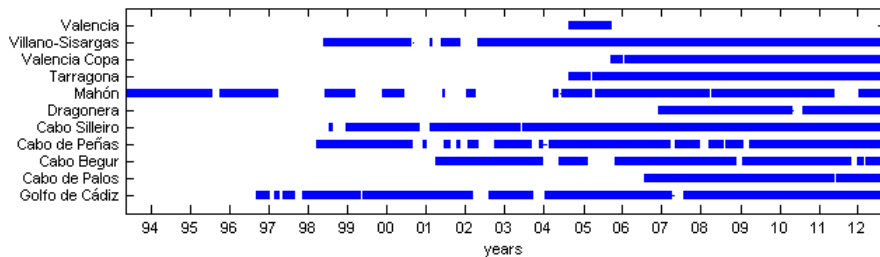


Figura 4.6 Duración de los registros de presión disponibles en cada uno de los elementos de la red REDEXT

Los registros de presión atmosférica de las boyas REDEXT y los datos del punto más cercano de la malla de ECMWF presentan una alta correlación, con valores muy próximos a 1 en las distintas localizaciones, lo que muestra la fiabilidad de los datos. En este estudio se trabaja con los datos de ECMWF al presentar una serie suficientemente larga (34 años) para un buen análisis del comportamiento de la variable.

También se dispone de datos de presión en tierra en la región de Andalucía procedentes de 144 estaciones meteorológicas pertenecientes a la Red de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), Red del Servicio de Calidad Ambiental, Red de Estaciones Automáticas y Remotas de Meteorología, ambas de la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio (CMAOT), Red del Servicio de Evaluación de los Recursos Naturales (SERN) y Red del Proyecto Guadalfeo (PG), de las cuales se han seleccionado 8 estaciones representativas de cada una de las provincias (Figura 4.7) por ser las de registros más largos y completos (entre 28 y 61 años de duración).

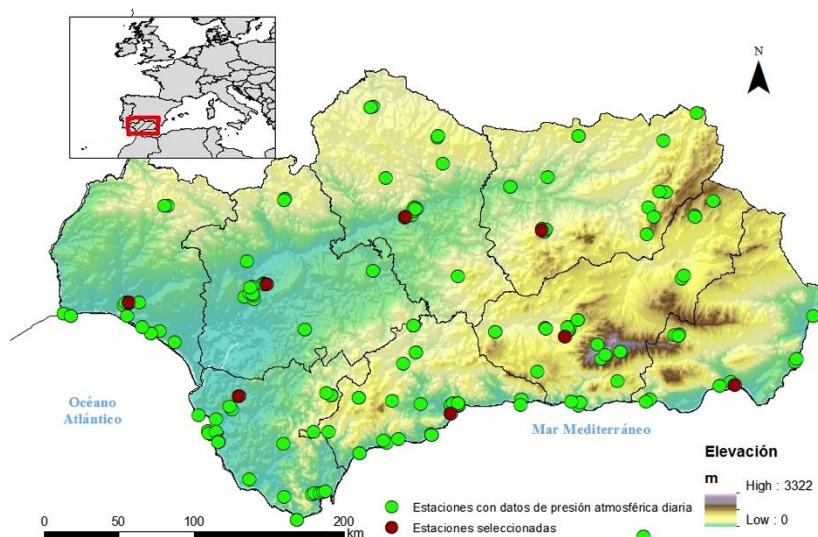


Figura 4.7 Localización de las estaciones meteorológicas con datos de presión atmosférica media diaria

En cuanto a los índices climáticos se dispone de datos del índice NAO diarios y mensuales desde 1950 del Climate Prediction Center del National Oceanic and Atmospheric Administration (CPC/NOAA) (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao.shtml>).

En cuanto a información relacionada con el ciclo solar se dispone de datos de la evolución de las manchas solares del National Geophysical Data Center (NGDC) del NOAA (<http://www.ngdc.noaa.gov/stp/space-weather/solar-data/solar-indices/sunspot-numbers/international/listings/>) (Figura 4.8).

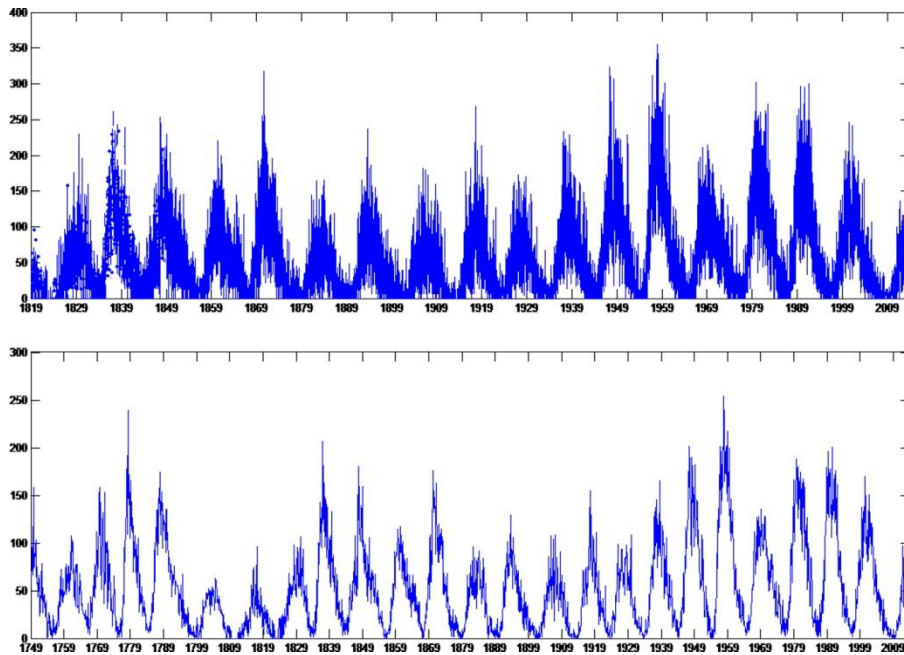


Figura 4.8 Evolución del número de manchas solares a escala diaria (periodo: 20/11/1818-31/12/2013) (arriba) y mensual (Periodo: Enero 1749-Diciembre 2013) (abajo).

Se dispone de datos de temperatura superficial del agua de la red REDEXT, pero estas series son cortas y presentan muchos huecos, por lo que en este estudio se utilizan los datos de reanálisis ECMWF ERA-Interim, que tienen una correlación con los medidos en REDXT de 0.93 (Figura 4.9).

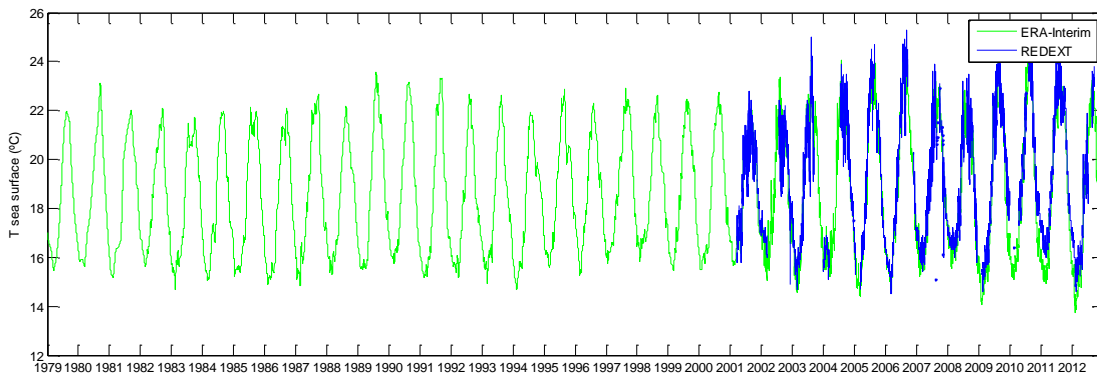


Figura 4.9 Comparación temperatura superficial del agua de REDXT y de ERA-Interim en el Golfo de Cádiz.

A continuación en la Tabla 4.1 se muestra un resumen de todas las variables estudiadas, las fuentes de información, su frecuencia de registro, la longitud y fechas de las series y el número, en su caso, de estaciones analizadas.

Tabla 4.1 Resumen de la base de datos y fuente de la información

Variable	Fuente	Frecuencia	Longitud series	Fechas	Nº Estac.
Presión atmosférica a nivel del mar	REDEXT	1 -3 horas	1-15 años	1994-2012	11
	ECMWF	6 horas	34 años	1979-2013	-
	AEMET	día	28-62 años	1951-2012	144
Presión atmosférica en tierra	CMAOT				
	SERN				
	PG				
Índice NAO	CPC/NOAA	día/mes	65 años	1950-2014	-
Temperatura superficial del agua	REDEXT	1 -3 horas			11
	ECMWF	6 h	34 años	1979-2013	-
Precipitación	AEMET	día	68 años	1946-2013	2
Caudal	SAIH	día			1
Nº de manchas solares	NGDC/NOAA	día/mes y año	186/265 años	1818-2013/ 1749-2013	-

4.4. Comportamiento estadístico de la señal de presión atmosférica cada seis horas y simulación

En esta tesis se ha seleccionado la presión atmosférica al nivel del mar, (podría haberse elegido a otra altura sin que altere el método de trabajo), como variable principal que vincula los procesos hidrológicos de precipitación y caudal en cuencas fluviales y la temperatura superficial del mar regional, el nivel medio del mar asociado a la presión atmosférica (efecto barómetro invertido), (Ponte, 2006 y Calafat et al. 2012). Se ha explorado el comportamiento estadístico de las señales a dos escalas, una la de la fuente de datos 6h y otra el comportamiento anual y plurianual de la señal promediada en el periodo de 28 días. Se comienza con el análisis estadístico de la señal de presión a escala “instantánea” de 6 horas y su variabilidad anual y plurianual. El trabajo que se presenta a continuación es una extensión del método presentado por Solari y Losada 2011, Non-stationary wave height climate modeling and simulation.

4.4.1. Distribución de variables geofísicas no estacionarias

Para obtener la distribución de una variable no estacionaria a lo largo del tiempo que no se ajusta bien a una distribución teórica simple como es el caso de la presión atmosférica a nivel del mar, es necesario recurrir a una función de distribución mixta. Tras analizar el comportamiento a lo largo del año de la variable se obtuvo, en primera aproximación, que la función de distribución de los datos se aproxima en buena medida a una Normal o a una Weibull según el mes del año considerado.

El modelo de ajuste propuesto, por lo tanto, consta de una función de distribución mixta de una Normal y una Weibull, en la que según la época del año cada una de ellas tiene más o menos peso. Además de la variación estacional, el modelo recoge la variación interanual debido a ciertas tendencias de algunas covariables.

Los parámetros del modelo son cinco: a y b de la Weibull, μ y σ de la Normal y α_w que es la escala de la Weibull, siendo la función de densidad de la forma:

$$f_{W-N}(x) = \alpha_w f_w(x) + (1 - \alpha_w) f_N(x)$$

Para representar la variación anual de los cinco parámetros del modelo se recurre a la aproximación mediante series de Fourier cuyo periodo de tiempo es el año:

$$\theta(t) = \theta_{a0} + \sum_{k=1}^N (\theta_{ak} \cos(2\pi kt) + \theta_{bk} \sin(2\pi kt))$$

El ajuste del modelo es evaluado mediante la *log-likelihood function (LLF)*. Los parámetros se estiman para varios órdenes de aproximación de las series de Fourier y posteriormente se evalúa la significancia de la mejora del ajuste por aumento del orden por medio del *Bayesian Information Criterion (BIC)*:

$$BIC = -2LLF + \log(N)D$$

donde N es el número de datos observados (número de datos de la variable que se usan para ajustar el modelo), y D es el número de parámetros del modelo ($D=5+\sum(\text{órdenes})\cdot 2$).

El orden 1 representa variación anual, 2 variación semianual, y así sucesivamente. El máximo orden evaluado aquí es 4.

Para evaluar la variación interanual, de periodo mayor al año, y la variación debida a covariables se incorporan los siguientes términos a las series de Fourier:

$$\theta(t) = \theta_{a0} + \sum_{k=1}^{N_k} (\theta_{ak} \cos(2\pi kt) + \theta_{bk} \sin(2\pi kt)) + \sum_{j=1}^{N_j} (\theta_{aj} \cos(2\pi t/T_j) + \theta_{bj} \sin(2\pi t/T_j)) + \sum_{i=1}^{N_i} f(C_i(t), t)$$

donde el segundo sumatorio serían oscilaciones a largo plazo y el último término serían otras componentes no cíclicas (como puede ser un índice climático).

El modelo de ajuste se aplicó a la presión atmosférica a nivel del mar en un punto localizado en el Golfo de Cádiz, España, cuyas coordenadas son 36.48° N, 6.96° W. Los datos son los procedentes de reanálisis ERA-Interim del ECMWF, para un periodo de 34 años, 1979-2012, con una frecuencia de los datos de 6 horas.

4.4.2. Distribución anual

En primer lugar se evaluaron las variaciones estacionales, dentro del año, sin incorporar las variaciones interanuales como tendencias y covariables.

Se evaluaron las series de Fourier con un orden de aproximación entre 1 y 4 igual para todos los parámetros a ajustar (a , b , μ , σ y α_w). Para cada ajuste de la distribución se estimó el *BIC*. El mínimo *BIC* se obtuvo para el modelo de orden 3 ([3 3 3 3]) (Figura 4.10) (No se encuentra el origen de la referencia.). Lo que significa una variación de 1/3 de año. (En el análisis espectral de los datos se observó una señal importante en esta frecuencia).

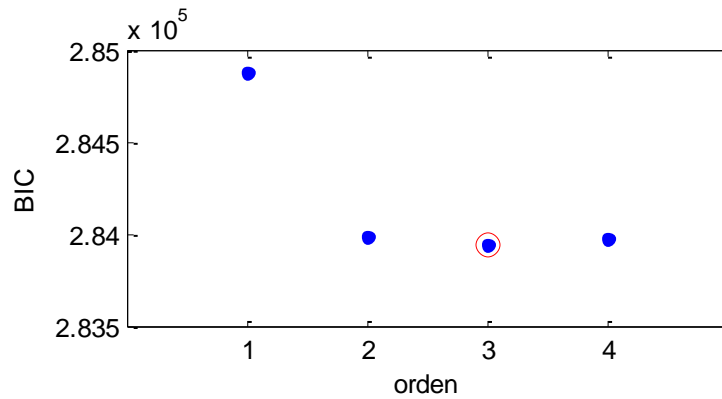


Figura 4.10 Mínimo BIC obtenido para diferentes órdenes de aproximación de las series de Fourier, para orden 1 a 4

La distribución de la presión a lo largo del año obtenida con este modelo se muestra en la Figura 4.11. El área coloreada es la distribución empírica de los datos y las líneas rojas es el resultado del modelo. Se pueden distinguir así dos estaciones en el año, una en la que predomina la distribución tipo Normal, con la y otra en la que tiene más peso la distribución tipo Weibull. Estos periodos van de abril a octubre y de noviembre a marzo, aproximadamente. La Tabla 2.1 muestra los valores máximos, mínimos y medios de los parámetros obtenidos en el ajuste. La

Figura 4.12 muestra la evolución media de los parámetros a lo largo del año. Se observa como los valores de μ y el de a alcanza sus valores máximos en los meses de invierno y los mínimos en verano. El parámetro α_w indica que la Weibull gana peso frente a la Normal en los meses de invierno, y viceversa para los meses de verano, donde la distribución Normal gana importancia.

Tabla 4.2 Valores medio, máximo y mínimo de los parámetros del modelo

	a	b	μ	σ	α_w
Media	1018.90	343.77	1019.69	3.45	0.47
Máximo	1025.27	652.32	1028.49	5.84	0.96
Mínimo	1014.85	160.67	1014.79	2.16	0.06

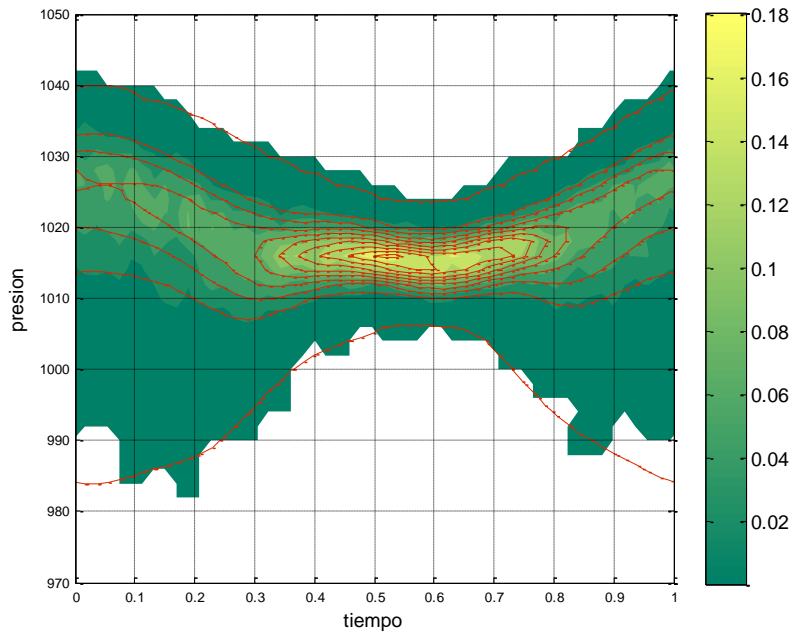


Figura 4.11 Distribución empírica de la presión atmosférica a nivel del mar (área coloreada) y ajuste de la función de densidad mixta a lo largo del año de los datos de presión (líneas rojas)

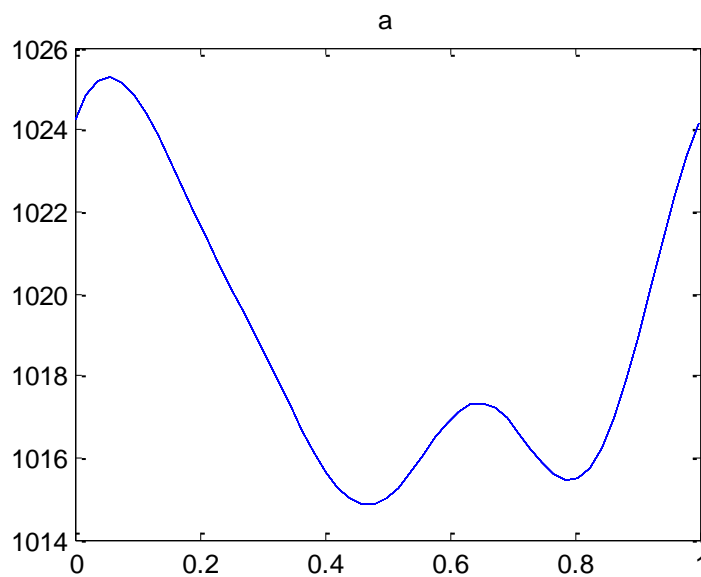


Figura 4.12 Distribución de los parámetros del modelo a lo largo del año

Por otra parte y anticipando el análisis del apartado siguiente, se realiza el ajuste de la curva anual a los datos observados promediados en 28 días. En la Figura 4.13 se observa que en las estaciones centrales del año, la presión atmosférica a nivel del mar, promedio en 28 días, es menor que los valores correspondientes a las estaciones de otoño e invierno. Este comportamiento se ha observado en todos los casos analizados del litoral español.

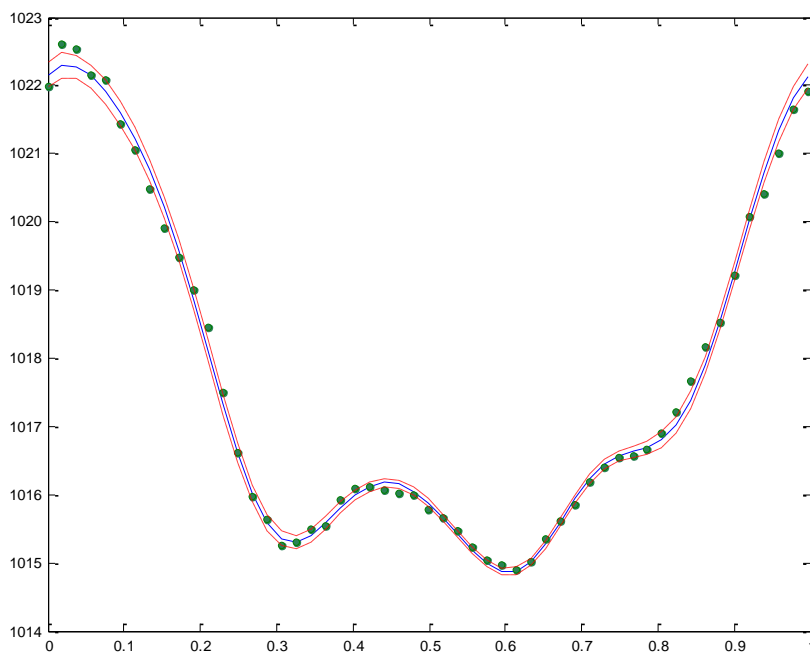


Figura 4.13 Ajuste de la curva anual (línea azul) a los datos observados (puntos verdes) promediados en 28 días, y límites de confianza del 5% y 95% (líneas rojas).

4.4.3. Variación interanual

Para analizar el comportamiento plurianual de la variable y la capacidad del modelo estadístico de capturar su variabilidad, se ha tomado como covariable el índice NAO “mensual”. El resultado de aplicar el modelo da una curva que recoge la variabilidad interanual (Figura 4.14 y Figura 4.15). En la primera se recoge la serie completa desde 1979 y la segunda es un detalle en el que se aprecia el “trabajo corrector” que realizan los términos de Fourier.

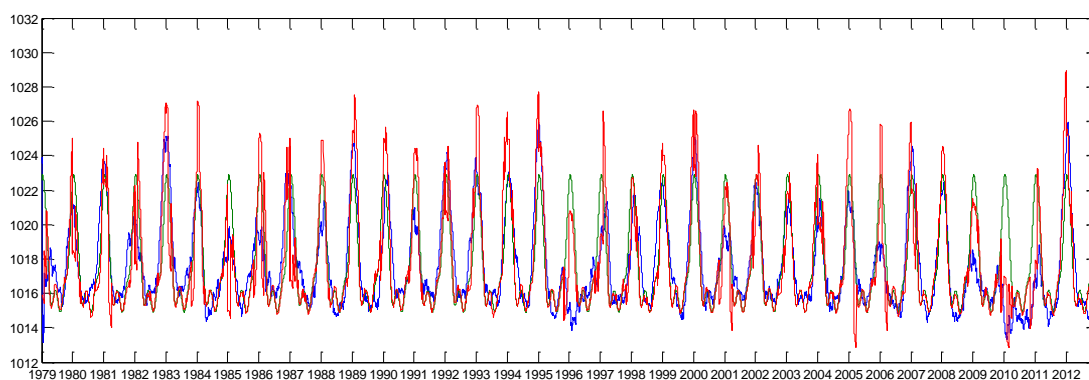


Figura 4.14 Presión (media móvil de 28 días). Azul: datos observados. Verde: modelo sin variación interanual. Rojo: modelo con variación interanual mediante introducción de la covariable (NAO)

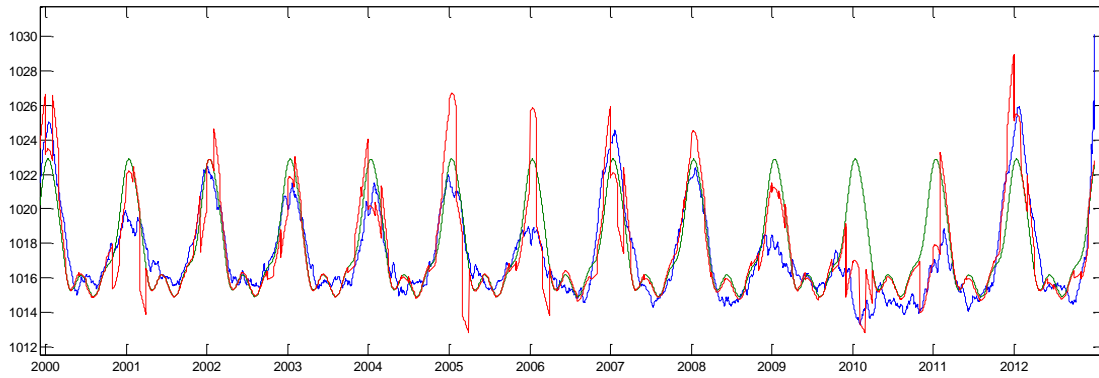


Figura 4.15 Detalle de la Figura 4.14. Azul: datos observados. Verde: modelo sin variación interanual. Rojo: modelo con variación interanual mediante introducción de la covariable (NAO).

4.5. Análisis de la variabilidad temporal de la presión atmosférica promediada en 28 días

Se parte de la serie temporal de la presión atmosférica a nivel del mar en un punto representativo de las condiciones regionales del Golfo de Cádiz, obtenida mediante el reanálisis ERA-Interim, calculado por el ECMWF, con una frecuencia de 6 horas, cuya longitud va desde el 01/01/1979 al 31/10/2013 (34 años), con una resolución espacial de 0.75°.

La **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** muestra los datos originales y el suavizado mediante filtro de paso bajo de 28 días de los datos de presión media a nivel del mar en el Golfo de Cádiz. La curva suavizada representa bien las oscilaciones estacionales que se dan en la presión, así como la variabilidad interanual.

Se ordenan las series anuales de los datos filtrados por año meteorológico (o hidrológico) (de 1 de septiembre a 31 de agosto) y se calcula la *curva media anual de la presión atmosférica promediada cada 28 días* (Figura 4.16). El valor medio de la presión de la serie temporal completa es 1017.64 hPa

Fuentes de variabilidad en los agentes forzadores de la dinámica de los estuarios atlánticos en Andalucía

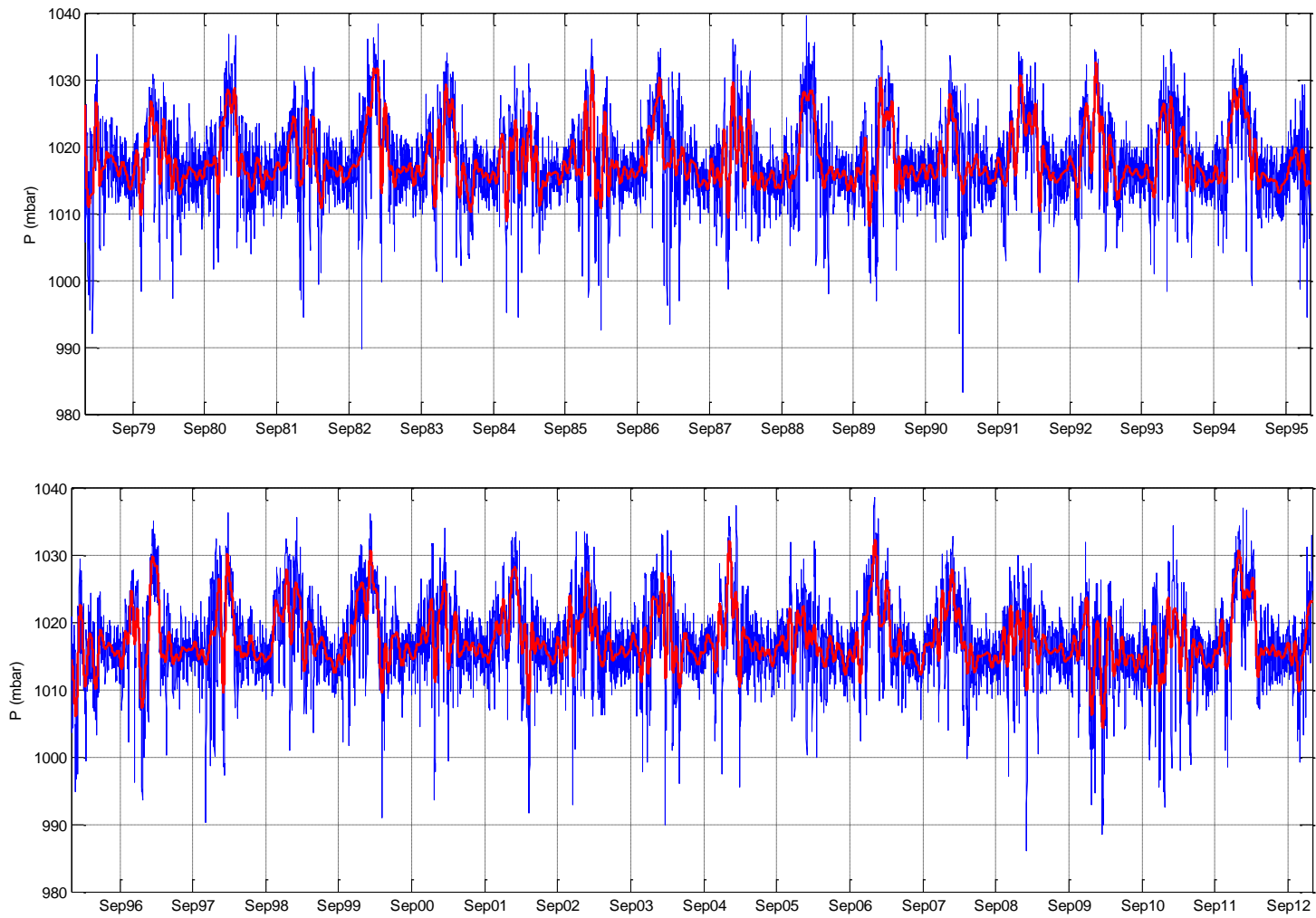


Figura 4.16 Datos de presión media a nivel del mar (azul) y suavizado mediante filtro de paso bajo de 28 días

4.5.1. Evolución anual media de la presión media a 28 días y variabilidad plurianual

La presión atmosférica media “mensual” en el Golfo de Cádiz evoluciona a lo largo del año. En general, se pueden identificar los siguientes dominios de comportamiento, en relación con la presión media de todo el registro: (1) desde mediados de octubre hasta mediados de enero un ascenso (con pequeñas oscilaciones) de la presión atmosférica a una tasa media de 2 hPa/mes; (2) una vez alcanzado el máximo del año, la presión decrece hasta principios de marzo, más o menos al mismo ritmo de 2 hPa/mes; (3) tras un pequeño repunte de la presión media, ésta decrece a una tasa de 6 hPa/mes; y (4) entre mediados de abril y mayo la señal se estabiliza por debajo de la presión media del registro y se mantiene en esa posición con fluctuaciones de pequeña amplitud y de periodo igual o superior al mes. En resumen, dos estaciones, invierno y verano, de larga duración, 4.5 o 5 meses, y dos estaciones de transición de 1.5 a 2 meses de duración, en la que es habitual que se produzcan las precipitaciones más cuantiosas. Además, lo habitual es que en el invierno los datos “instantáneos” de presión (los de la serie original con frecuencia de 6 h) presentan mayor oscilación alrededor de la curva suavizada y alcanzan los valores mínimos.

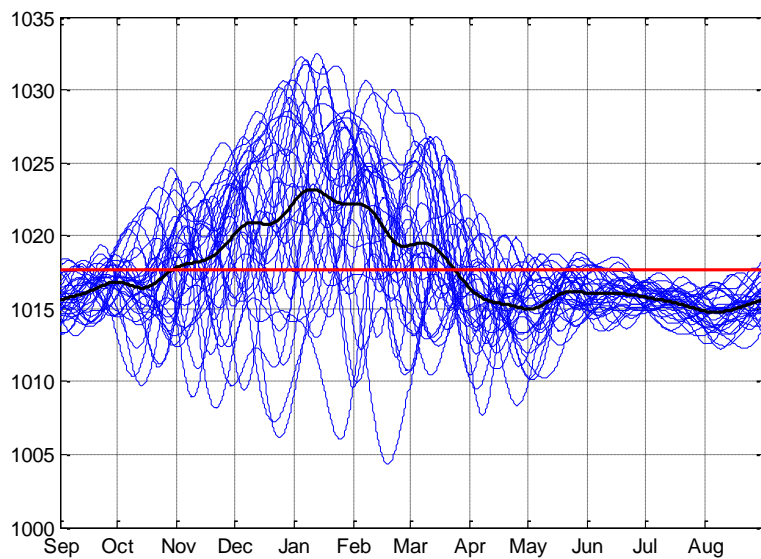


Figura 4.17. Curvas anuales de presión media a 28 (azul); curva media de los 34 años (negro)

En la Figura 4.17 se representa las curvas anuales de presión media a 28 conjuntamente con la curva media de los 34 años. Tal y como era de esperar, la mayor variabilidad, mayores amplitudes y más frecuentes, se da en el invierno. Así con todo, el comportamiento estacional de cada uno de los años sigue el patrón descrito.

4.5.2. Análisis de la anomalía de la presión media atmosférica a 28 días

En la 0 se representa la anomalía de la presión como la diferencia de la curva suavizada de 28 días de cada año y la curva media anual para el Golfo de Cádiz. Se observa una variabilidad

interanual, de manera que hay años en los que la presión baja mucho por debajo del comportamiento medio como es el caso del año hidrológico 1995/1996 o el del 2009/2010.

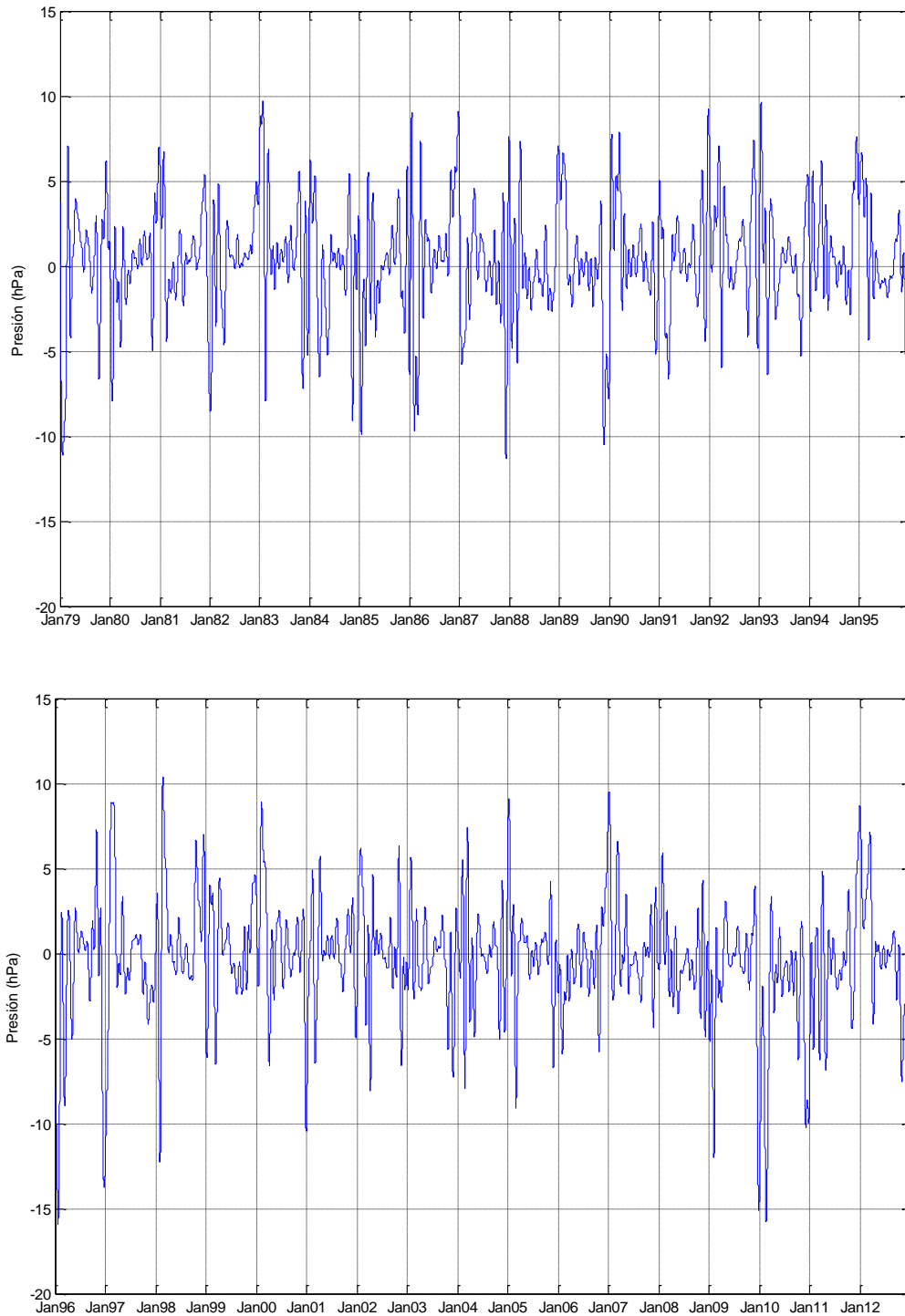


Figura 4.18 Anomalía de presión en el Golfo de Cádiz

Esta variabilidad interanual se ha estudiado mediante el análisis de frecuencias de esta serie de anomalías, resultando frecuencias de 11, 6.8, 4.9, 2.4, 1.7 y 1.2 años (Figura 4.19). Tanto la serie temporal como el análisis de frecuencias evidencian la existencia de pulsos de más o menos el mismo contenido energético.

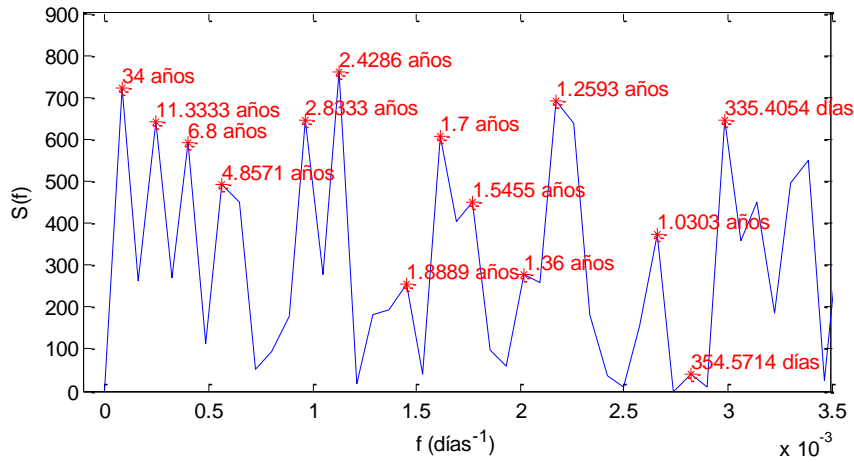


Figura 4.19 Análisis de frecuencias de la anomalía de presión

4.5.3. Índice regional de variabilidad plurianual de la presión media mensual

Para analizar la variabilidad plurianual, en esta tesis se define el siguiente índice regional:

$$\Delta X_i = \frac{\overline{X_i} - \overline{\overline{X}}}{\overline{\overline{X}}}$$

donde $\overline{X_i}$ es el valor medio anual de la curva filtrada para cada año, i , y $\overline{\overline{X}}$ es el valor medio de la *curva media anual de la variable de la serie completa*. En el apartado 4.7. se calcula este índice para las restantes variables analizadas en este capítulo, número de manchas solares, temperatura y caudal.

La Figura 4.20 muestra el valor de este índice para cada año (año hidrológico, de septiembre a agosto) de la serie de presión media a 28 días.

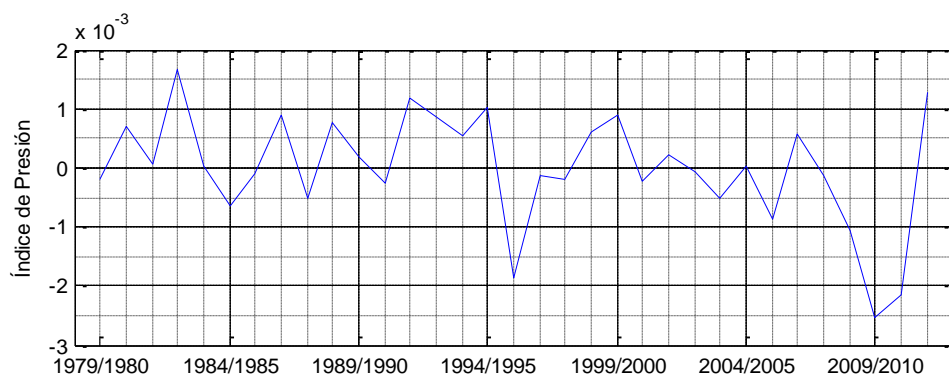


Figura 4.20 Índice de presión atmosférica en el Golfo de Cádiz.

Con carácter general parece que el índice de presión decrece en el periodo 1979 – 2010 y lo hace con fluctuaciones principalmente de periodo bianual. Además las tasas de cambio más acusadas de la serie se producen en el periodo extremadamente seco de 1992-1996 y en el seco de 2006-2009. Tras un descenso de amplitud del orden del triple de la media, se produce

la recuperación casi completa o mayor del nivel de presión atmosférica. En los años de la recuperación brusca de la presión fueron años húmedos o muy húmedos, tal y como se analiza más adelante.

En la Figura 4.21 se presenta el espectro de potencia del índice que resalta las frecuencias dominantes en su tasa de cambio para el periodo de tiempo analizado.

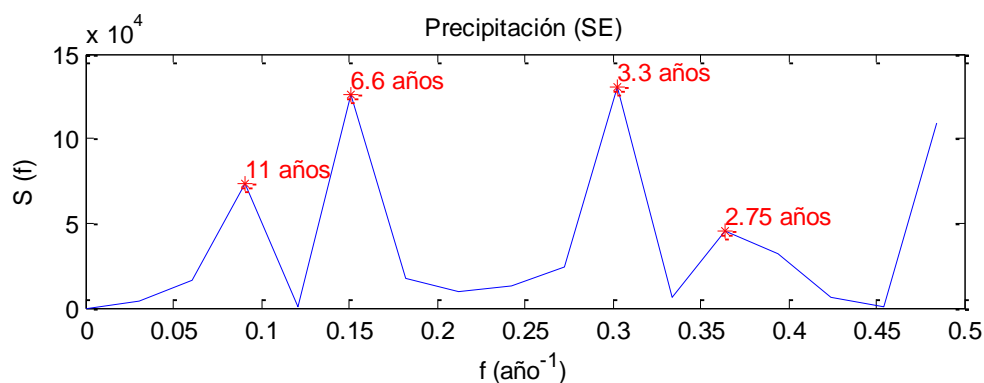


Figura 4.21 Análisis espectral del índice de presión

Se observa que el ciclo de once años se encuentra modulado por dos frecuencias principalmente, una asociada al periodo mitad de seis años y otra al periodo mitad del anterior, es decir poco más de tres años.

4.5.4. Curva anual de la presión atmosférica en el litoral español y uruguayo

Asimismo, se ha obtenido también la curva media de la presión anual para varias localizaciones del litoral de la península Ibérica (Figura 4.22). Del mismo modo, se calculó la curva media para un punto localizado en la costa de Uruguay (Figura 4.23).

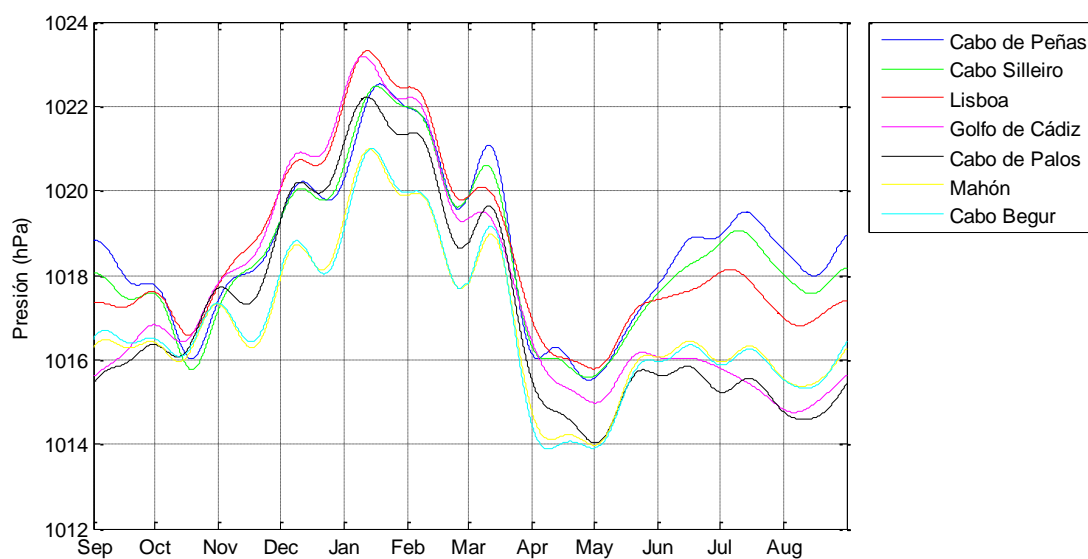


Figura 4.22 Curva media de presión anual para varias localizaciones del litoral de la península Ibérica.

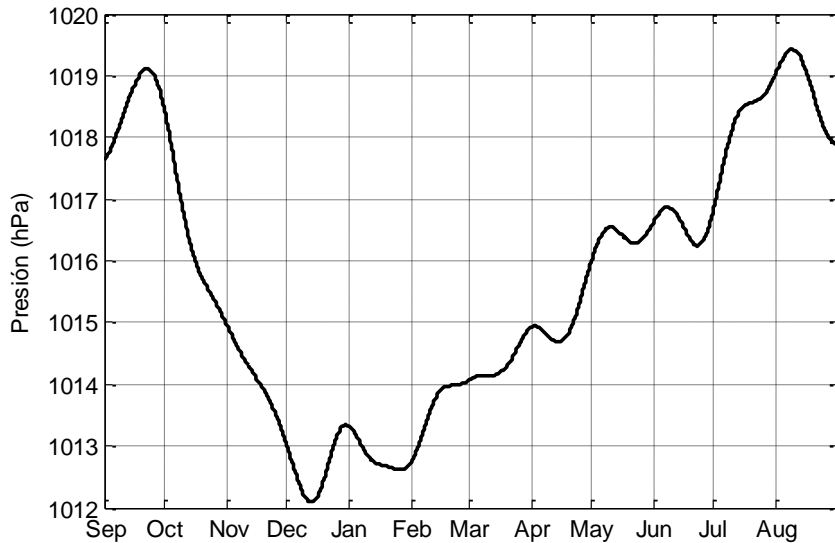


Figura 4.23 Curva media de presión anual para una localización de la costa de Uruguay

Para las localizaciones del Mediterráneo, el comportamiento de la presión media a 28 días es similar al del Golfo de Cádiz. las curvas constan de una subida de la presión media que va hasta enero seguida de una bajada hasta marzo, y la otra que va desde marzo a noviembre con una presión más baja de valor medio más o menos constante. Sin embargo, para el resto de las localizaciones del Atlántico y del Cantábrico la presión sube en los meses de verano y las amplitudes de las fluctuaciones son mayores, pero las transiciones entre estaciones tienen tasas de cambio similares.

En el caso de la costa de Uruguay, en el Hemisferio Sur, la curva media de presión anual presenta una subida que va desde mediados de enero a julio y una bajada que va desde agosto a noviembre y prácticamente no tiene fluctuaciones, ni transiciones tan marcadas entre estaciones. El comportamiento general es similar ya que se producen altas presiones relativas en invierno y bajas presiones relativas en verano; sin embargo, la ausencia de fluctuaciones puede ser debido a la mayor estabilidad atmosférica en la costa de Uruguay, cuyo hinterland es poco montañoso y a una circulación atmosférica de menor vigor ciclónico.

La morfología, altitud y naturaleza del hinterland parece afectar la variabilidad temporal de la presión atmosférica media en 28 días, posiblemente a través de los procesos de interacción de las perturbaciones atmosféricas de carácter local, régimen de brisas, o sinópticas con la topografía local y el balance de radiación y calor.

4.6. Oscilaciones de la anomalía de presiones y tránsito de borrascas

Se considera baja presión relativa vinculada al tránsito de una “borrasca” cuando los valores de presión de la serie original (datos con frecuencia de 6 horas) se encuentran por debajo de la curva filtrada con duración superior a un día. Los datos que quedan por encima de la media se

consideran altas presiones relativas “anticiclones”. Se obtiene así que el 53 % de los datos se encuentran en fase de anticiclón, mientras que el 47 % en fase de borrasca.

Se han analizado estas borrascas en detalle para un grupo de años secos (1992-1995) y un grupo de años húmedos (1995-1998), observando tanto la curva como los mapas sinópticos (ejemplo en Figura 4.24 y Figura 4.25), concluyendo que se pueden despreciar aquellos eventos que no cumplan el doble criterio de duración superior a un día, valor umbral que depende del lugar, y que no se identifican como tal en el mapa sinóptico correspondiente.

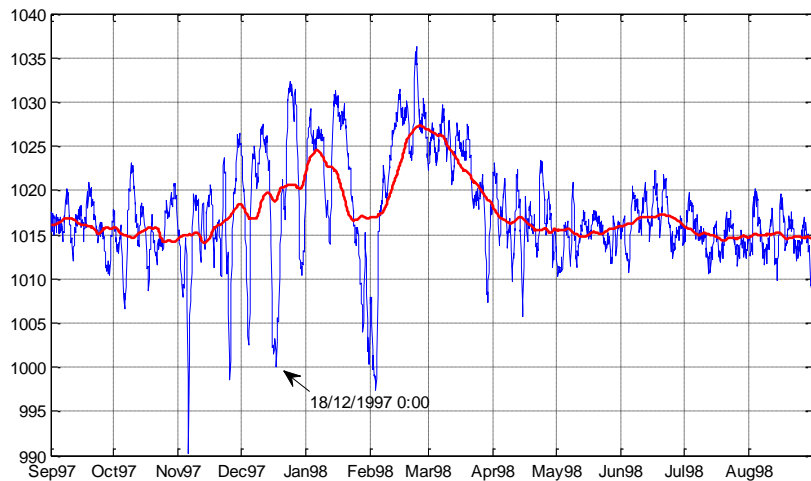


Figura 4.24 Ejemplo de borrasca de tipo 1, entre el 17/12/1997 y el 20/12/1997, con una duración de 3.25 días, en el Golfo de Cádiz.

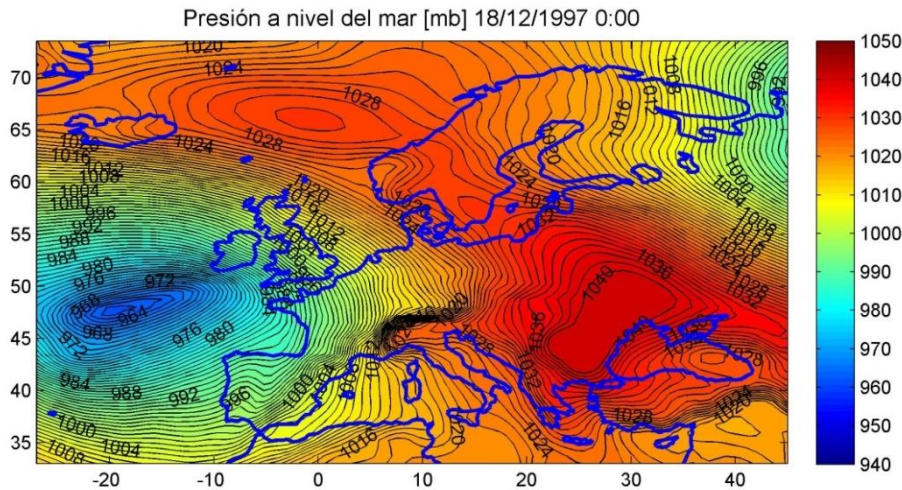


Figura 4.25 Ejemplo de borrasca de tipo 1, entre el 17/12/1997 y el 20/12/1997, con una duración de 3.25 días.

En la Figura 4.26 se observa el número de bajas presiones relativas o borrascas, la duración media, el valor de presión mínimo y la amplitud respecto de la curva media, para cada año, así como distinguiendo entre los periodos de invierno y verano. Existe una correlación alta entre el número de borrascas anual y la duración media anual de las mismas ($r^2 = -0.94$), de manera que a mayor número de borrascas menor es la duración de estas, y viceversa. En los periodos

de invierno y verano esta correlación existe con unos coeficientes de correlación lineal de 0.78 y 0.85, respectivamente. El número de borrascas es menor en invierno que en verano, pero estas tienen una duración mayor. En cuanto a la amplitud, a mayor número de borrascas se registra una menor amplitud de éstas como término medio, con un coeficiente de correlación de -0.56. Distinguiendo por estaciones, estas correlaciones mejoran, de modo que para verano se tiene un coeficiente de correlación de -0.82 y en invierno de -0.79 en invierno. La duración de la borrasca y la amplitud guardan una correlación lineal positiva de valor 0.50, con mejores valores para invierno y verano con valores de correlación de 0.65 y 0.72, respectivamente.

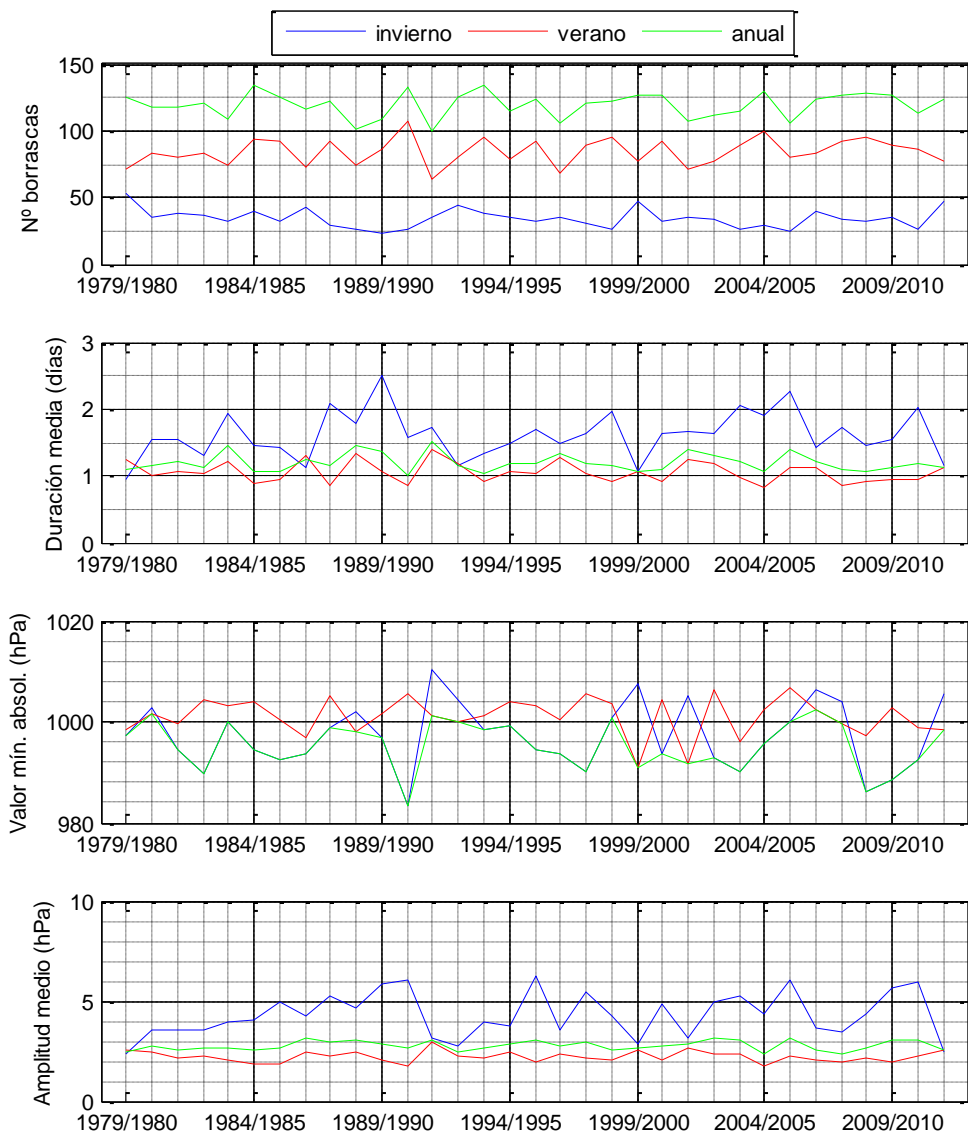


Figura 4.26 Número de borrascas al año, duración media de las borrascas en cada año, valor mínimo alcanzado en cada borrasca promediado anualmente y amplitud media para cada año de la borrasca, calculado con referencia a la curva media de presión anual

Si el cálculo se realiza con la *curva media de presión*, en lugar de con la presión filtrada de cada año, se obtienen los resultados que se muestran en la Figura 4.27 El número de borrascas

obtenido es menor, y la duración media de las borrascas es mayor. Se pierde correlación entre número de borrascas y duración.

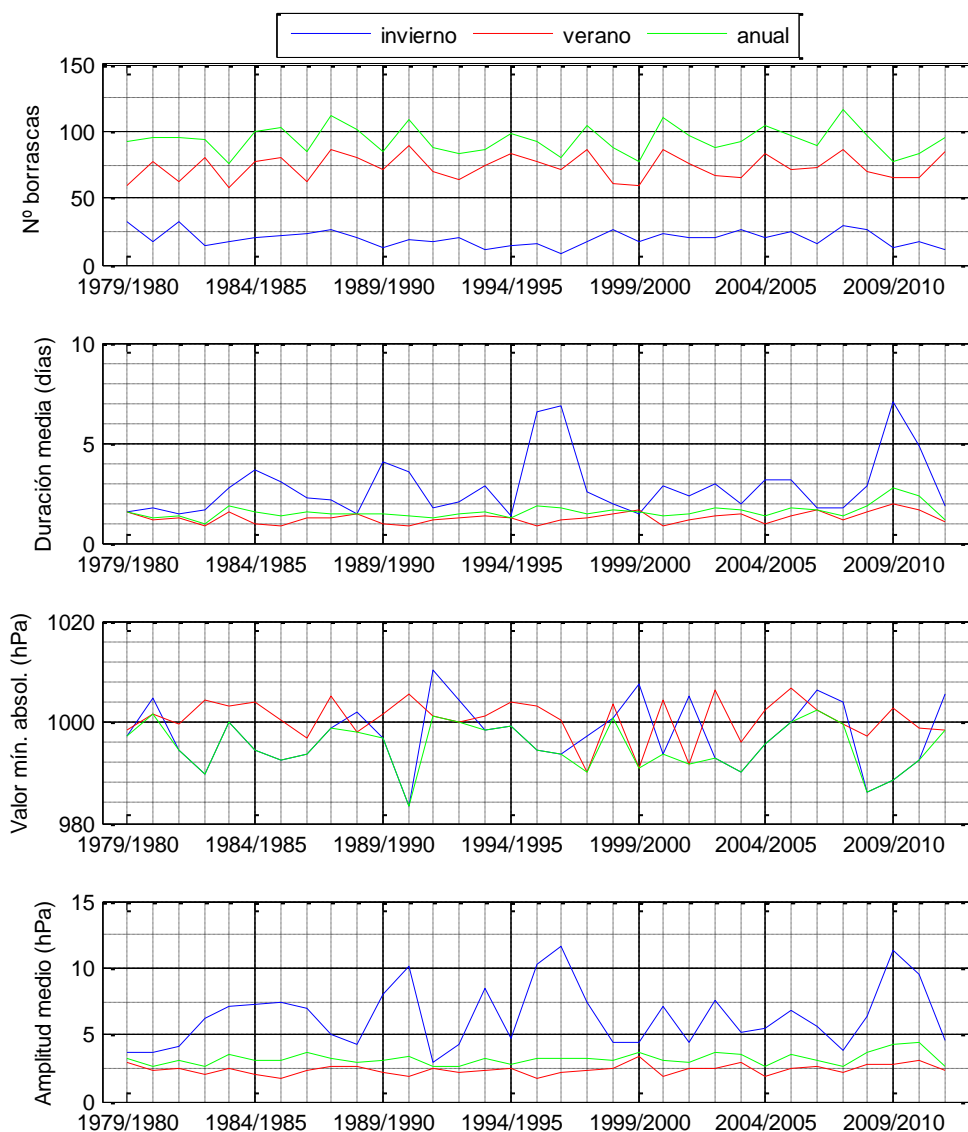


Figura 4.27 Número de borrascas al año, duración media de las borrascas en cada año, valor mínimo alcanzado en cada borrasca promediado anualmente y amplitud media para cada año de la borrasca, calculado con referencia a la curva media de presión anual

La Figura 4.28 muestra el ajuste de las funciones de distribución de la duración y de la amplitud de las borrascas, se observa que las borrascas de verano tienen mayores valores que las de invierno en ambos parámetros. La función de distribución de la duración de las borrascas se aproxima a una Weibull aunque no se ajusta bien a los valores de duración menores a 4 días. La amplitud se distribuye siguiendo una Generalizada de Valores Extremos.

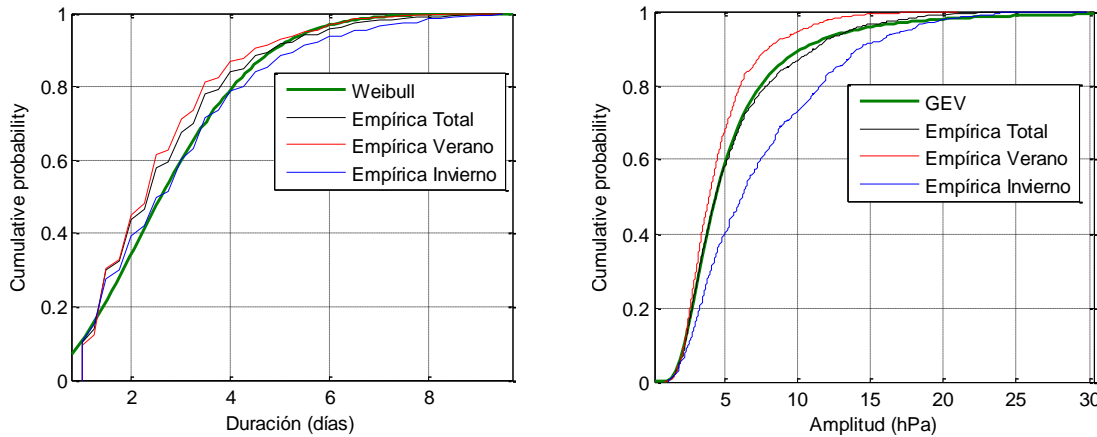


Figura 4.28 Función de distribución empírica de la duración (izquierda) y de la amplitud (derecha) de las borrascas, total, para invierno y para verano, y ajuste de la total a una distribución teórica

4.6.1. Análisis del tipo de borrascas en años secos y años húmedos

Las borrascas que afectan a la península Ibérica se pueden clasificar en 5 tipos fundamentales según la procedencia y trayectoria del centro (Nieto, 2004). Su distribución espacial se muestra en la Figura 4.29:

- Noratlánticas: Son borrascas que se desarrollan en el Atlántico Norte, entre 40°N y 60°N aproximadamente. Normalmente se desplazan de noroeste a suroeste. Son las que más frecuentemente afectan a la península Ibérica. Generalizando, se trata de la masa de aire polar marítimo que ha recorrido durante algún tiempo un mar relativamente cálido. Normalmente barre toda la Península, y penetra en el Mediterráneo a través del estrecho de Gibraltar y canal de Alborán.
- Sudatlánticas: Estas borrascas se desarrollan en el atlántico norte, entre 30°N y 50°N aproximadamente. Normalmente, se desplazan de oeste a este desplazando hacia la Península la masa de aire conocida como tropical marítimo. Las borrascas sudatlánticas son las que más frecuentemente afectan al sur de la Península.
- Alisias: Estas borrascas se desarrollan en las costas occidentales de África, desde Mauritania a Gibraltar. En general, se considera que estas borrascas se originan por el contacto entre el aire tropical continental sahariano y el aire tropical marítimo de Azores, o, como una discontinuidad entre el aire tropical continental sahariano y el aire polar marítimo (Puertos y Costas, 2003).
- Mediterráneas: Estas borrascas se generan en la zona comprendida entre el Mar de Alborán y el norte de África.
- Normediterráneas: Estas borrascas se caracterizan por ser borrascas generadas en la zona comprendida entre el Mar del Norte y el Canal de la Mancha, que posteriormente se trasladan con dirección noroeste hacia el Mediterráneo, por el valle del Ródano. Son, pues, borrascas del tipo Noratlántico que por su trayectoria llegan hasta el

Mediterráneo y tras su paso por el continente llegan al Mediterráneo, en ocasiones, como perturbaciones de poca importancia. Cuando no es así, generan inestabilidades que afectan a toda la costa mediterránea, especialmente al levante.

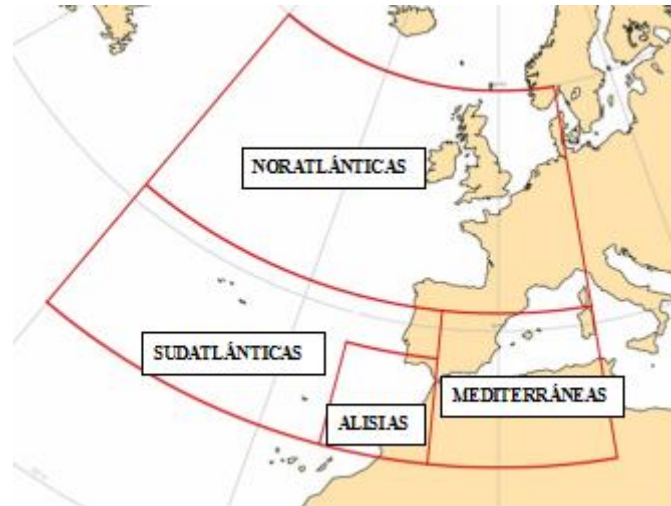


Figura 4.29 Distribución especial de los tipos de borrascas

Con el doble criterio establecido se ha estudiado el tipo de borrascas que se presentaron en el periodo que va desde septiembre de 1992 a agosto de 1995, años considerados secos según la precipitación acumulada en el año hidrológico (por debajo del percentil 25, según la precipitación anual de la estación meteorológica localizada en Sevilla), y el periodo de septiembre de 1995 a agosto de 1998, años considerados como húmedos (por encima del percentil 75).

En la Figura 4.30 se muestra la frecuencia en porcentaje del tipo de borrascas tanto para el periodo seco como para el periodo húmedo. Se observa que para el periodo seco un 49 % de las borrascas son atlánticas (tipos 1 y 2) frente al 35 % que son mediterráneas (tipos 4 y 5), mientras que para los años húmedos se da un incremento de las borrascas atlánticas del 33 % respecto al periodo seco, en detrimento de las borrascas mediterráneas que disminuyen un 20 % respecto al periodo seco. Las alisias también disminuyen en el periodo húmedo respecto del seco, en este caso un 24 %.

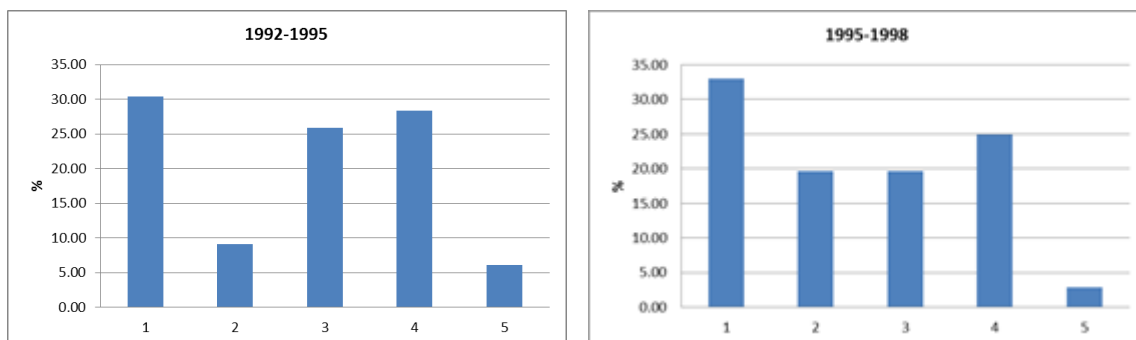


Figura 4.30 Porcentaje del tipo de borrascas que se dan en el periodo seco, 1992-1995

4.7. Comportamiento de la media a los 28 días de otras variables geofísicas

Uno de los objetivos de la tesis es analizar el comportamiento a escala de 28 días de variables geofísicas que comparten frecuencias de variabilidad plurianual y, además, tienen conexiones (correlaciones) y participan simultáneamente de la manifestación de otra variable geofísica. En esta tesis se explora las conexiones entre la pluviometría y los caudales de los ríos ibéricos (en concreto el Guadalete y el Guadalquivir) y la variable astronómica número de manchas solares, y al variable oceanográfica, temperatura regional del agua de mar en la superficie. En esta sección se presentan los trabajos realizados. Los resultados obtenidos anticipan la necesidad de hacer análisis multivariado para comprobar la dependencia entre todas las variables simultáneamente, pero que el simple análisis univariado indica que, efectivamente, se pueden conectar estas variables entre sí y elaborar modelos estadísticos que permitan predecir el comportamiento de la variable específica en las próximas décadas.

4.7.1. Número de manchas solares

Roy and Haigh (2010) identificaron la señal de los ciclos solares en la presión atmosférica global en la superficie del mar y en la temperatura superficial utilizando una aproximación de regresión lineal múltiple. Este trabajo sirvió para el posterior desarrollo de Roy 2013 de la modelización del papel del sol en el acoplamiento atmósfera océano. En esta tesis siguiendo el trabajo de Roy and Haigh (2010) se analiza la evolución temporal del número de manchas solares aplicando el mismo método de trabajo que el presentado para la presión atmosférica promediada en 28 días en el Golfo de Cádiz. En la Figura 4.31 muestra los resultados obtenidos. En primer lugar existe una amplia coincidencia con las frecuencias más energéticas de las respectivas señales, en especial la señal de once años.

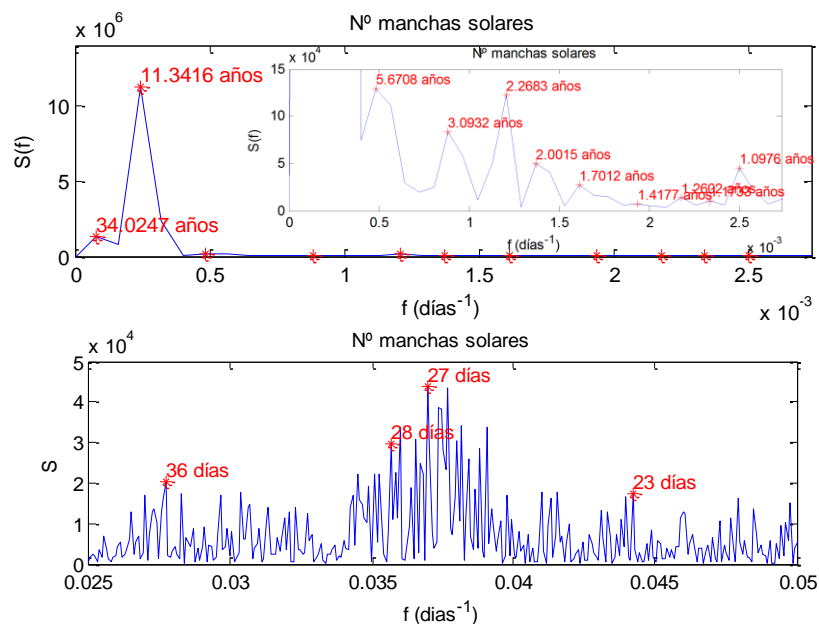


Figura 4.31 Análisis espectral del número de manchas solares, detalle de las frecuencias menores a un año (arriba) y detalle de las frecuencias próximas al mes (abajo).

No obstante la evolución anual de la señal promediada a 28 días, si bien presenta la misma variabilidad, los mínimos y los máximos se encuentran desplazados con respecto a los de la presión en el nivel del mar, y además, lo hacen con fluctuaciones muy acusadas en el periodo otoño-invierno (Figura 4.32).

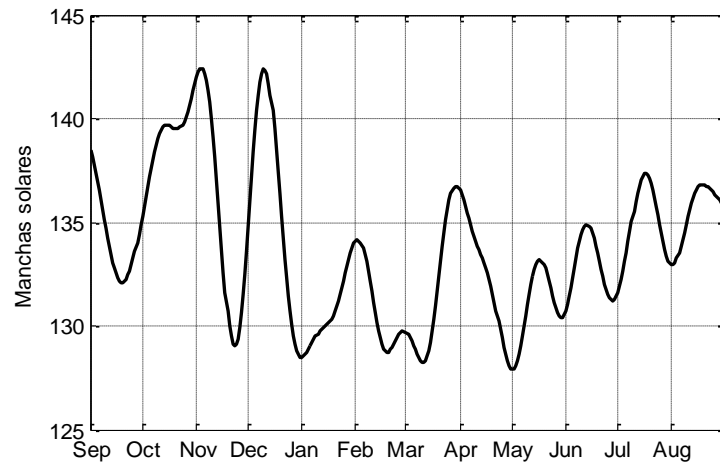


Figura 4.32 Curva media anual del número de manchas solares

Sin embargo el índice de radiación definido presenta una pauta cíclica muy acusada tal y como se aprecia en la figura siguiente (Figura 4.33).

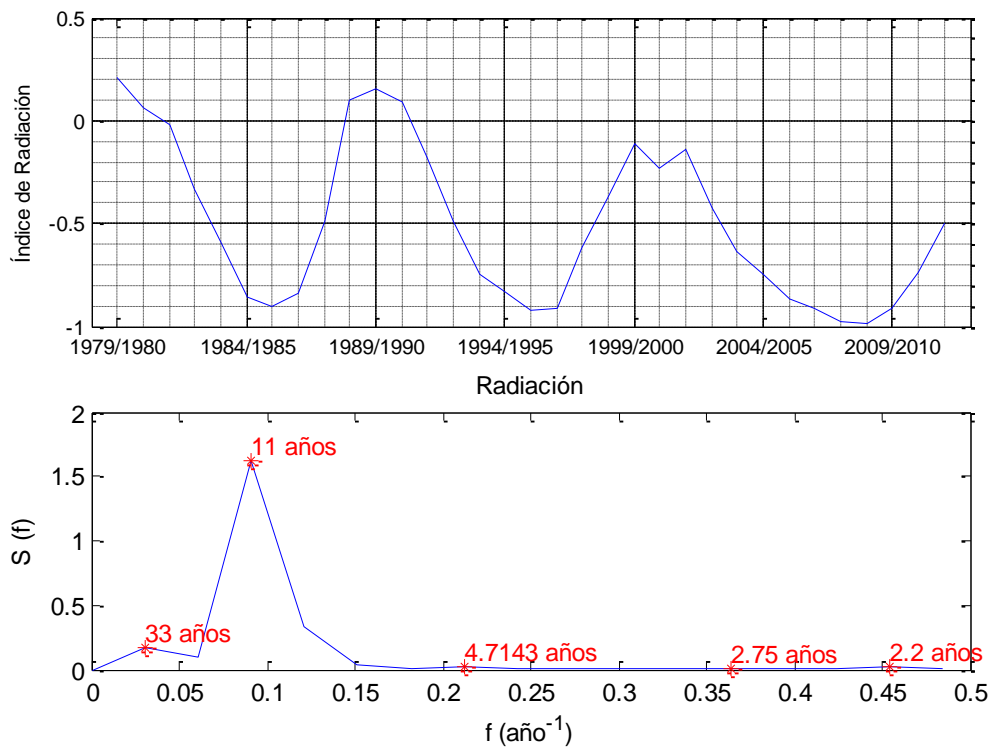


Figura 4.33 Índice anual del número de manchas solares y análisis espectral del mismo.

4.7.2. Temperatura superficial del agua de mar

En este apartado se explora si el resultado obtenido por Roy and Haigh (2011) para las señales globales, es también válido para las señales regionales y en concreto en el Golfo de Cádiz, de tal forma que la variación anual de la señal de la temperatura superficial del agua de mar, promediada en 28 días, debe seguir una pauta análoga a la variación a anual de señal de la presión atmosférica a nivel del mar, promediada en 28 días.

En la Figura 4.34 se presenta el análisis de frecuencias a las escalas años y días. Resulta curioso que no aparezca la frecuencia de 11 años y la más energética se encuentre a tres veces ese periodo de tiempo. Es posible que en el caso del golfo de Cádiz la temperatura superficial, además de la influencia atlántica lleve información del intercambio de masas de agua con el Mediterráneo.

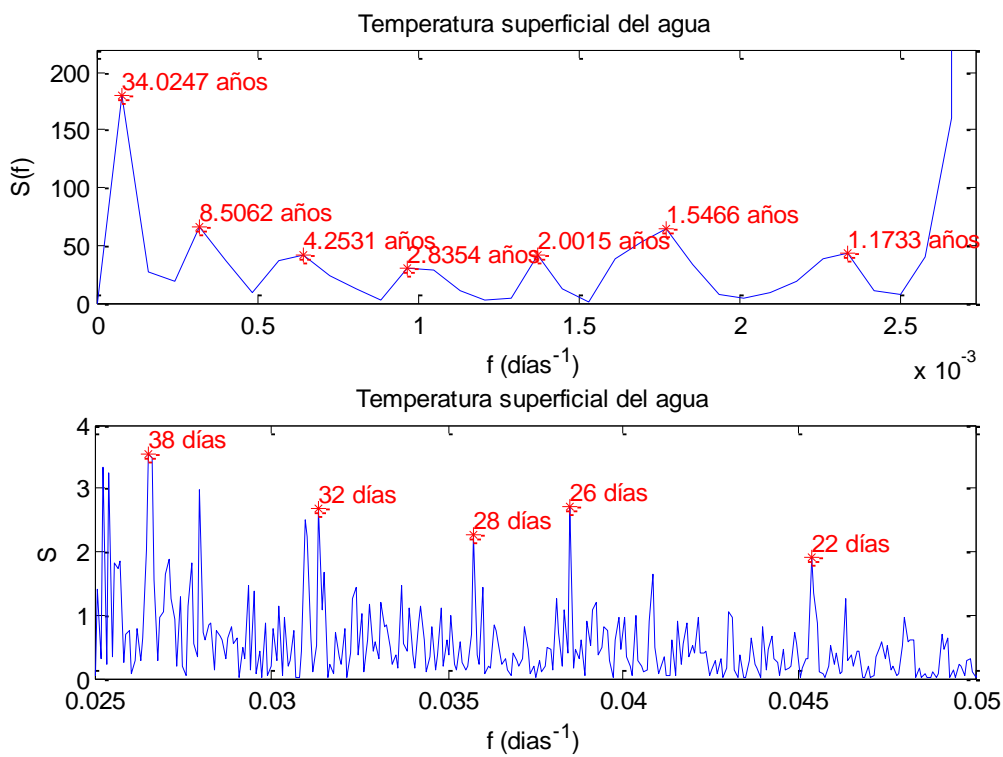


Figura 4.34 Análisis espectral de la temperatura superficial del agua, detalle de las frecuencias menores a un año (arriba) y detalle de las frecuencias próximas al mes (abajo).

Por otro lado, la señal anual sigue la pauta de las variables geofísicas, aunque sin oscilaciones, lo que por otra parte parece razonable dada la mayor inercia calorífica del agua frente al aire (Figura 4.35).

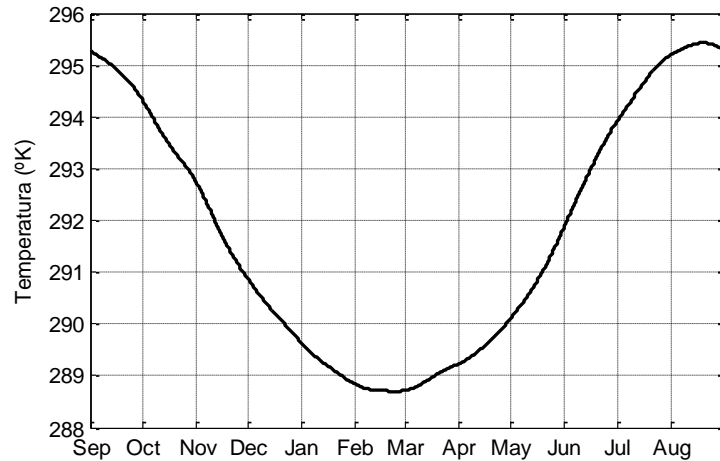


Figura 4.35 Curva media anual de la temperatura superficial del agua.

En el análisis del índice regional se detecta los dos grandes saltos observados en la presión asociados al final del ciclo muy seco 1994-1995 y del ciclo de 2009-2010. Por otra parte sorprende la tendencia de calentamiento que muestra el índice. Obviamente el análisis espectral destaca las mismas frecuencias que aparecen en la señal original (Figura 4.36).

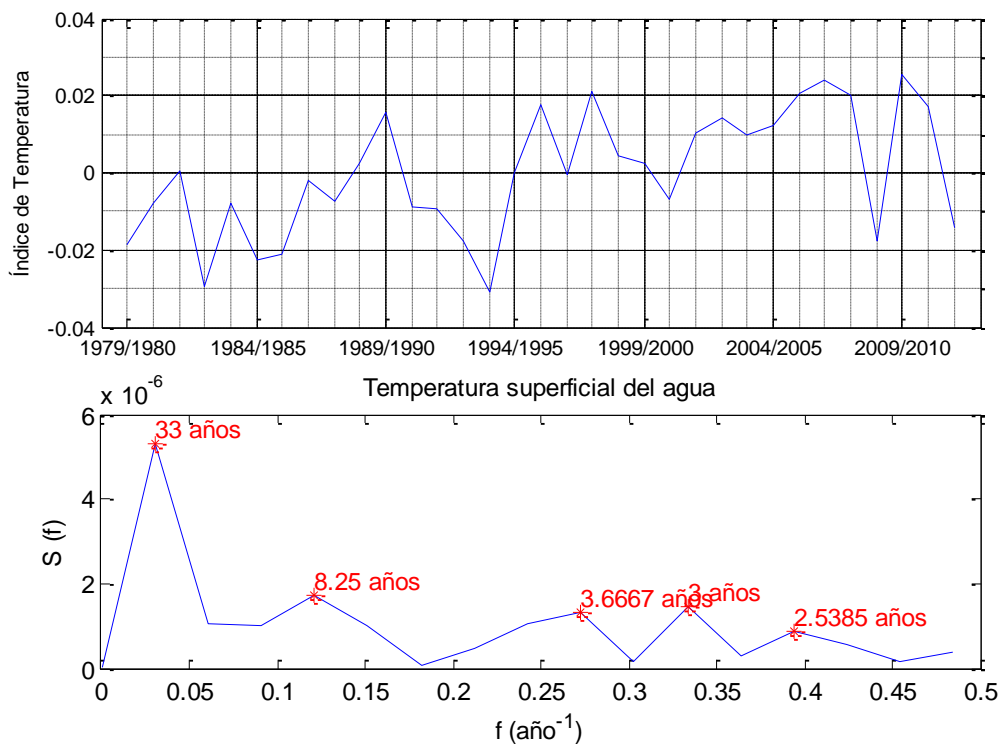


Figura 4.36 Índice anual de temperatura y análisis espectral del mismo.

4.7.3. Precipitación en las cuencas atlánticas andaluzas

Se analizan la precipitación en dos puntos, Jerez y Sevilla, de las de cuencas vertientes, Guadalete y Guadaquivir respectivamente. Se trabaja con una señal de precipitación acumulada por 28 días y se analiza su evolución anual. El análisis frecuencial muestra el

conjunto de frecuencias más relevantes, entre las que destacan, 11, 6 y 3 años (Figura 4.37 y Figura 4.38).

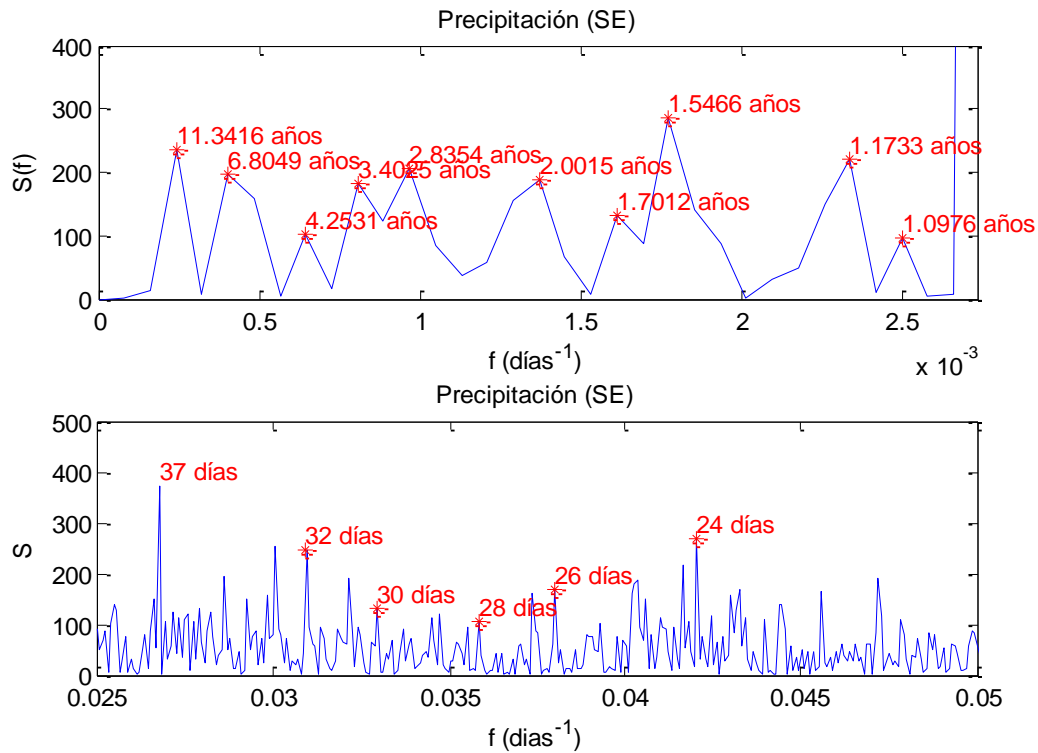


Figura 4.37 Análisis espectral de la precipitación en la estación de Sevilla, detalle de las frecuencias menores a un año (arriba) y detalle de las frecuencias próximas al mes (abajo).

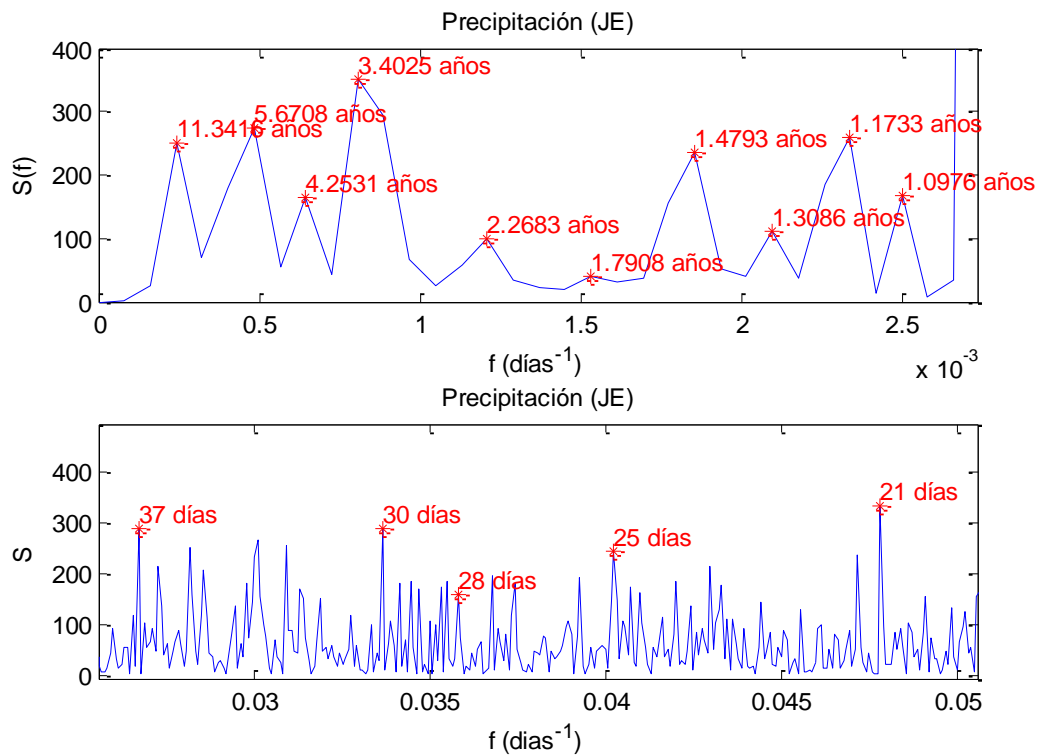


Figura 4.38 Análisis espectral de la precipitación en la estación de Jerez, detalle de las frecuencias menores a un año (arriba) y detalle de las frecuencias próximas al mes (abajo).

La Figura 4.39 muestra la evolución anual de la precipitación acumulada en 28 días tanto para la señal recogida en Jerez como la recogida en Sevilla. El comportamiento es muy similar con un ascenso en el otoño con dos picos alrededor del final de año y un tercer pico de menor amplitud en la primavera. Esta curva de evolución tiene una clara correspondencia con la curva de la presión atmosférica en la superficie del mar en el Golfo de Cádiz. Esa similaridad se refleja asimismo en el índice regional de la precipitación y en las frecuencias principales detectadas por el análisis frecuencial. Teniendo en cuenta este resultado parece aconsejable aplicar métodos de regresión múltiple que faciliten la información necesaria para utilizar la señal de presión atmosférica en el nivel del mar como variable principal para la simulación de la precipitación en puntos determinados de la cuenca del Guadalete y del Guadalquivir.

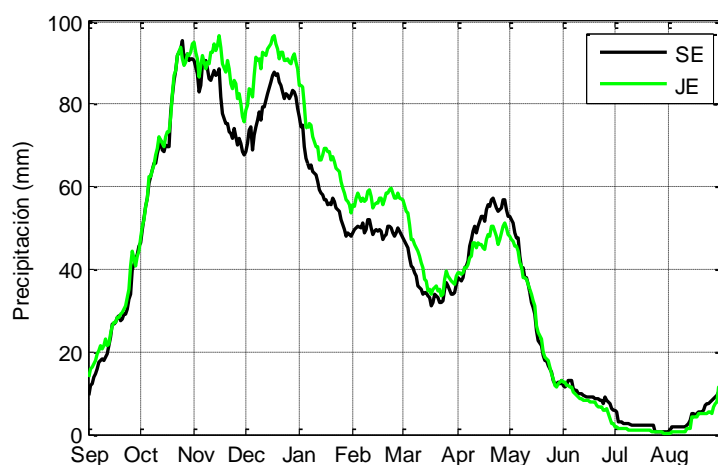


Figura 4.39 Curva media anual de precipitación acumulada cada 28 días, en las estaciones de Sevilla y Jerez.

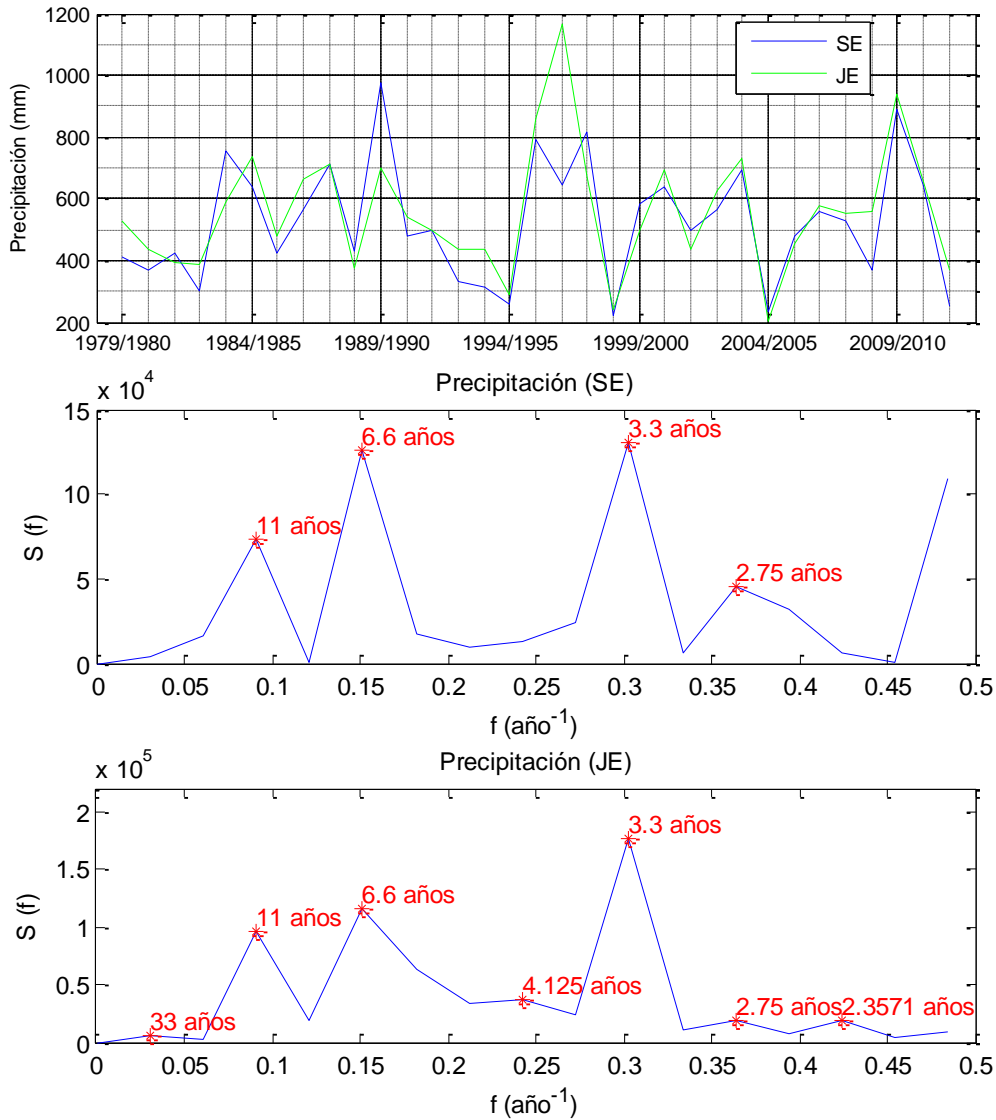


Figura 4.40 Anomalía anual de precipitación y análisis espectral de la misma.

4.7.4. Caudal

El análisis frecuencial de la señal de descarga del río Guadalete también presenta los mayores contenidos energéticos en los periodos de 11, 6, 3 y 1,5 años y el índice de caudal también refleja como un mínimo y un máximo los dos grupos de años característicos y diferenciados 1994-95 y 2009-10 (Figura 4.41).

Por otra parte la evolución anual de los caudales promediados en 28 días para, si bien siguen una pauta análoga a las restantes variables tiene algunas singularidades cuyo origen puede ser diverso. Así el pico primaveral no existe, posiblemente debido a la regulación de la cuenca, mientras que los dos picos de la precipitación en noviembre y diciembre-enero se trasladan en el tiempo, algo más de mes y medio. Además mientras que los dos picos de precipitación eran más o menos iguales, los dos picos de caudal son muy diferentes: el primero es de gran amplitud pero de duración moderado, el segundo es de menor amplitud pero se mantiene

durante más tiempo. es posible que este comportamiento esté influido por la regulación de la cuenca (Figura 4.42 y Figura 4.43)

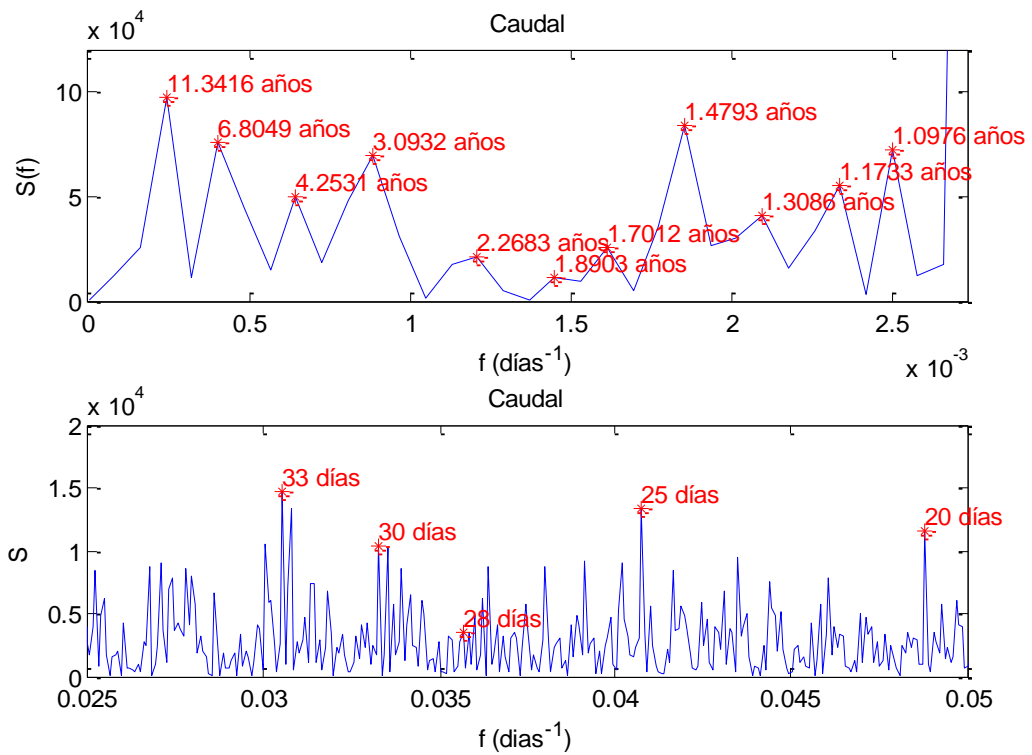


Figura 4.41 Análisis espectral del caudal del río Guadalete, detalle de las frecuencias menores a un año (arriba) y detalle de las frecuencias próximas al mes (abajo).

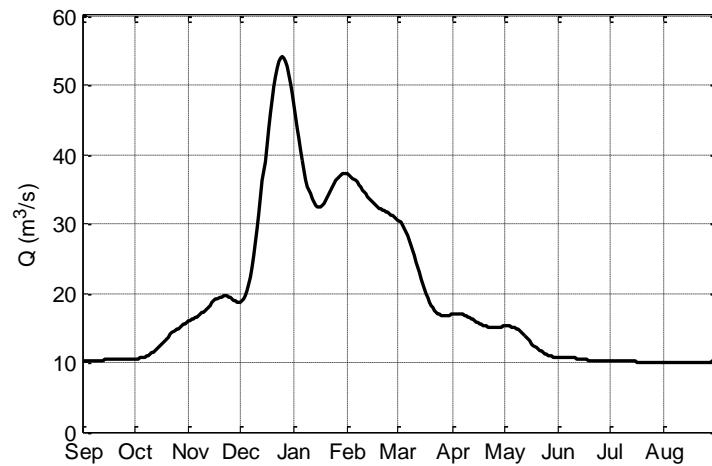


Figura 4.42 Curva media anual del caudal del río Guadalete.

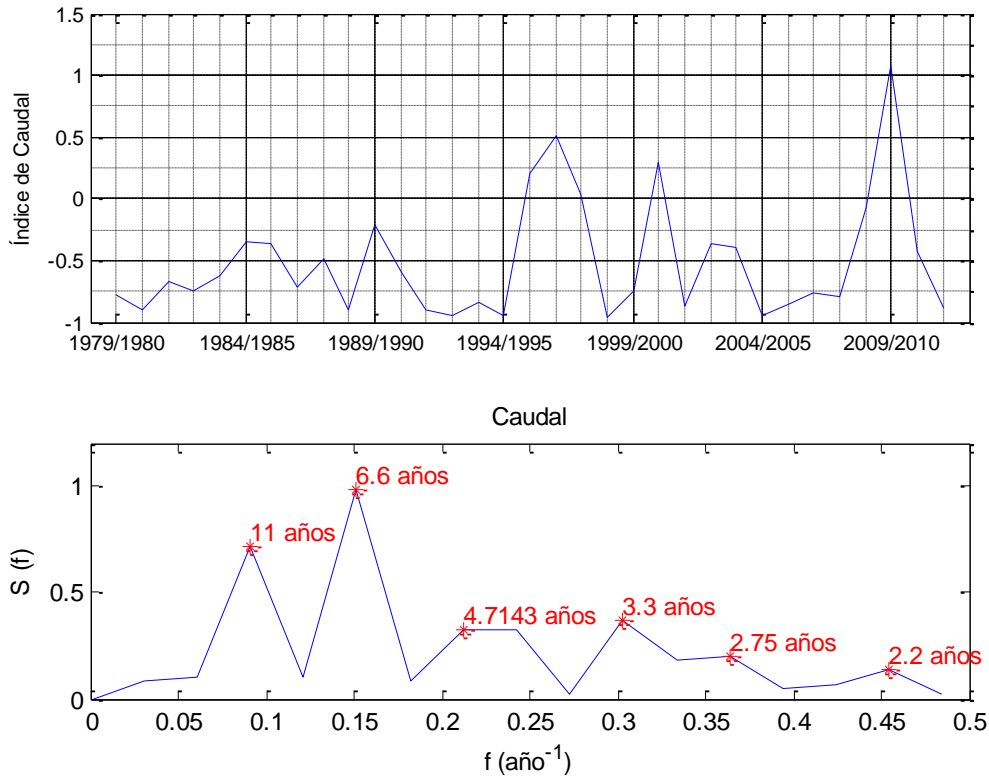


Figura 4.43 Índice anual del caudal y análisis espectral del mismo.

4.8. Análisis conjunto de las variables terrestres, atmosféricas y marinas

Tomando el criterio de que las borrascas de duración inferior a un día pueden despreciarse, se repitió la identificación de borrascas usando presión media diaria en lugar de presión intradiaria con el fin de facilitar el análisis de relación de la presión con la precipitación, ya que la frecuencia de esta última es diaria.

Se obtiene que el 47% de los datos se encuentran por debajo de la curva suavizada, es decir, se consideran borrascas, mientras que el 53% de los datos se consideran anticiclón (Tabla 4.3). La duración media de ambos es similar, 3.6 y 3.8 días, oscilando entre 1 y 14/16 días, para borrasca/anticiclón.

Se da precipitación en el 21% de los datos (precipitación > 0 mm). El 69% de ella se produce en fase de borrasca, frente al 31% que se produce en fase de anticiclón. También se dan diferencias en la precipitación acumulada en cada una de estas borrascas y anticiclones. Así, en las borrascas la precipitación acumulada media es de 18 mm, mientras que en los anticiclones este valor es menos de la mitad, 7.2 mm.

Tabla 4.3 Datos en borrasca y anticiclón y precipitación asociada

	Borrasca	Anticiclón	Total
nº datos	5815 (47%)	6604 (53%)	12419 (100%)
Duración			
Media	3.6	3.8	-
Mínima	1	1	-
Máxima	14	16	-
Días con precipitación	1831 (69%)	826 (31%)	2657 (21%*)
Precipitación acumulada (mm)			
Media	18	7.2	6.8
Mínima	0.1	0.1	0.1
Máxima	150.4	99.8	109.3

*21% de los datos totales

Se ha analizado, asimismo, la precipitación asociada a los tramos ascendentes y descendentes, entendiendo por tramo ascendente al que va desde el valor mínimo de presión de una borrasca al valor máximo de presión del anticiclón siguiente, y viceversa para tramo descendente. Se ha obtenido que el número de datos en tramos ascendentes y descendentes es similar, como muestra también la duración de los mismos. Asimismo, los valores medios, máximos y mínimos de la amplitud de estos tramos ascendentes y descendentes también se asimilan. La precipitación, por término medio, es mayor en tramos descendentes que en ascendentes.

Tabla 4.4 Datos en tramo de presión descendente y ascendente y precipitación asociada

	Tramo descendente	Tramo ascendente
Datos (%)	51%	49%
<u>Duración (días)</u>		
media	3.6	3.5
mínima	1	1
máxima	16	17
<u>Amplitud (mbar)</u>		
media	7.3	7
mínima	0	0
máxima	34.8	35
<u>Gradiente (mbar/día)</u>		
media	2.2	2.3
mínima	0.1	0.0
máxima	18.2	14.8
Días con precipitación (%)	59%	41%
<u>Precipitación acumulada (mm)</u>		
media	16.8	9.1
mínima	0.1	0.1
máxima	145.1	120.1

4.9. Conclusiones y futuras líneas de trabajo

El objetivo general de este capítulo es explorar el comportamiento de las variables regionales a diferentes escalas temporales y su relación con variables e índices globales geofísicos, y, en particular explorar si algunas de las variables hidrológicas terrestres, tales como la precipitación y el caudal de una cuenca, cuando se promedian en 28 días siguen pautas de funcionamiento similares a variables de la superficie del agua del mar regional por el que transitan las borrascas que las provocan, por ejemplo la presión atmosférica a nivel del mar y la temperatura del agua de mar en la superficie.

Para ello se ha estudiado la señal de presión atmosférica a nivel del mar cada 6 horas desde 1970 hasta 2010. Se ha realizado un ajuste de una distribución mixta Normal y de Weibull que es capaz de cuantificar adecuadamente la variabilidad anual. Además, se incorpora la variación interanual, de periodo mayor al año, y la variación debida a covariables en términos de series de Fourier. Los valores simulados de la señal destacan la importancia del término de la variabilidad plurianual. Calculada de la simulación la señal promediada en 28 días, su comportamiento sigue las pautas de la señal original.

Se han calculado las curvas de evolución temporal de la presión promediada a 28 días en otros mares regionales del litoral español y del litoral uruguayo. Los resultados son análogos pero existen diferencias posiblemente relacionadas con las características morfológicas del hinterland costero.

Se han identificado las borrascas que provocan oscilaciones de la curva “instantánea” de presión y se ha calculado la distribución empírica de su duración y amplitud o anomalía con respecto a la curva media de 28 días. Se ha definido un índice regional que proporciona información sobre la variabilidad plurianual de la señal y que se podrá utilizar en el ajuste de una función de distribución con términos no estacionarios de largo plazo.

Se ha aplicado el mismo tipo de trabajo a otras variables geofísicas, manchas solares, temperatura superficial del agua de mar, precipitación en dos cuencas vertientes en el Golfo de Cádiz y caudal en el río Guadalete. La evolución temporal de las curvas promediadas en 28 días presentan similitudes con las curvas correspondientes de la presión atmosférica a nivel del mar. Parece por tanto conveniente como futura línea de trabajo hacer un estudio de regresión múltiple de las señales promediadas a 28 días y aplicar los índices a las funciones de distribución mixtas de las variables instantáneas de seis horas como un primer paso para la predicción simultánea a medio y largo plazo de estas variables.

CAPÍTULO 5: Conclusiones y futuras líneas de investigación

El estudio del régimen de descargas hacia los estuarios como respuesta a eventos de precipitación en la cuenca es uno de los factores clave para el estudio de la dinámica de estos sistemas. El estudio realizado en dos cuencas atlánticas andaluzas, Guadalquivir y Guadalete, ha permitido analizar la acción conjunta sobre el régimen de caudal de los factores atmosféricos y la regulación en la cuenca. Con la regulación se produce una redistribución del régimen fluvial en el tiempo, dando lugar a caudales en épocas del año en que estos serían muy bajos o incluso nulos en régimen no alterado, mientras que los caudales máximos de avenida sufren una reducción importante, variando así los valores que definen el régimen bajo, medio y extremal del caudal. Con el aumento del nivel de regulación disminuye la correlación entre caudal medio diario y precipitación diaria asociada a la cuenca vertiente, presentando valores inferiores a 0.3, presentando mejores correlaciones con un día de desfase entre precipitación y caudal diario en la cuenca del Guadalete. La correlación entre precipitación y caudal aumenta significativamente bajo las condiciones de regulación a escala mensual, especialmente para las aportaciones recibidas por los embalses, incluso los que no son cabecera, con valores entre 0.7 y 0.8 en la cuenca del Guadalete. Esto permite plantear la hipótesis de trabajar con periodos de 28-30 días como unidad básica en el tratamiento de datos diarios hidrológicos en el estudio de su comportamiento en relación con otras variables geofísicas descriptoras de estados atmosféricos.

Los modelos hidrológicos distribuidos suponen una buena herramienta para el estudio en cuencas escasamente aforadas o con un régimen natural muy alterado. La escala de resolución espacial del modelo es un factor fundamental a tener en cuenta a la hora de implementar de un modelo hidrológico distribuido para la gestión de recursos hídricos a medio y largo plazo. Cuando la resolución espacial cambia, lo hacen también los valores medios de las variables topográficas del terreno y demás variables de entrada al modelo y con ello varía la respuesta hidrológica de la cuenca. Así, aumentar el tamaño de celdas tiene un efecto directo sobre el volumen de escorrentía generado, en primer lugar porque se reduce el número de celdas que tiene que recorrer el flujo para llegar a una celda de cauce y además la proporción de celdas de cauce aumenta. Y en segundo lugar, la variación en el caudal de salida también está influenciada por la distribución espacial de la precipitación, que se ve afectada igualmente por el redimensionamiento de las celdas del modelo MDE. De los tamaños de celda usados en este análisis se concluye que valores de celda por debajo de un cierto umbral, 100 m en este caso, no mejoran los resultados de la simulación a escala mensual y anual. Mientras que valores mayores, 500 m, produce resultados mucho menos útiles para en el cálculo de hidrogramas de escorrentía necesarios para estudios de estimación de los recursos hídricos, con la única ventaja de reducir el tiempo de cálculo en gran medida. Desde el punto de vista del modelador, la definición de la variabilidad espacial de los parámetros de entrada, la escala de los modelos y la representación de los procesos hidrológicos a tal escala, son de gran importancia. Por lo tanto, es importante alcanzar un compromiso entre la escala espacial y el tiempo de procesamiento del modelo. Así para el caso de estudio el tamaño de celda óptimo

ha sido el de 100 m logrando resultados similares a los obtenidos con 30 m y con tiempos de cálculo significativamente más bajos.

El estudio del comportamiento de las variables regionales a distintas escalas temporales y su relación con variables e índices globales geofísicos proporcionan una base para el pronóstico de ciertos eventos. En concreto, se ha obtenido que las variables hidrológicas terrestres, tales como la precipitación y la respuesta del caudal en la cuenca, siguen pautas de funcionamiento similares a variables de la superficie del agua del mar regional por el que transitan las borrascas que las provocan, por ejemplo la presión atmosférica a nivel del mar y la temperatura del agua de mar en la superficie, cuando se promedian en 28 días. Por otro lado, se ha realizado un ajuste de una distribución mixta Normal y de Weibull a la señal de la presión atmosférica a nivel del mar cada 6 horas, obteniendo que es capaz de cuantificar adecuadamente la variabilidad anual, además de la variabilidad interanual, de periodo mayor al año, y la variación debida a covariables en términos de series de Fourier. Los valores simulados de la señal destacan la importancia del término de la variabilidad plurianual. Una vez más se pone de manifiesto la importancia de la escala de 28 días al obtener que la simulación a esta escala representa bien las pautas de la señal original. Para otras localizaciones del litoral español y uruguayo se han obtenido similares comportamientos medios de la presión promediada a 28 días, con ciertas diferencias relacionadas con la orografía de la costa. La escala de 28 días también ha resultado útil para la identificación de borrascas y el cálculo de la distribución empírica de su duración y amplitud, así como para el estudio de la variabilidad plurianual de la señal mediante la definición de un índice regional y que se podrá utilizar en el ajuste de una función de distribución con términos no estacionarios de largo plazo. Se ha aplicado el mismo tipo de trabajo a otras variables geofísicas, manchas solares, temperatura superficial del agua de mar, precipitación en dos cuencas vertientes en el Golfo de Cádiz y caudal en el río Guadalete. La evolución temporal de las curvas promediadas en 28 días presentan similitudes con las curvas correspondientes de la presión atmosférica a nivel del mar.

5.1. Futuras líneas de trabajo

A partir de las conclusiones obtenidas, se plantean algunas líneas de investigación como complemento y ampliación del trabajo realizado:

- Realizar un estudio más detallado del comportamiento del caudal sometido a regulación y su relación con la precipitación a distintas escalas temporales y tomando en cuenta el posible retardo de la respuesta precipitación-caudal con distintos tiempos de desfase no empleados en este estudio.
- Estudiar en profundidad las relaciones del caudal en las cuencas atlánticas andaluzas como respuesta a otras variables como los cambios en la presión atmosférica y relación con índices geofísicos.

- Realizar un estudio de regresión múltiple de las señales promediadas a 28 días y aplicar los índices a las funciones de distribución mixtas de las variables instantáneas de seis horas como un primer paso para la predicción simultánea a medio y largo plazo de estas variables.

ANEJO A: Ajuste de la presión mensual a funciones de distribución teóricas

Como paso previo al planteamiento del modelo de ajuste de la presión atmosférica descrito en el apartado de este documento, se realizó una primera aproximación a funciones de distribución teóricas con los datos brutos intradiarios de presión a nivel del mar en el Golfo de Cádiz (Figura A.1), no encontrándose un buen ajuste.

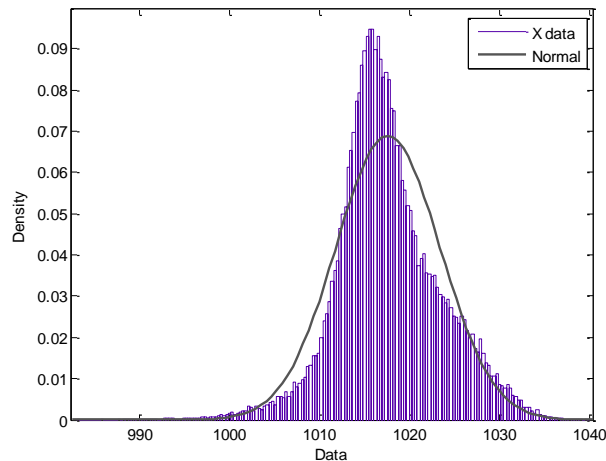


Figura A.1. Ajuste datos intradiarios

El segundo paso fue comprobar que se trata de una función de distribución no estacionaria. Para ello se analizaron los datos de cada mes de todos los años, obteniendo los ajustes mostrados en la Figura A.2 . Se encontró que los meses de enero a marzo y noviembre y diciembre se ajustan relativamente bien a una Weibull, mientras que los meses de abril a octubre presentan una distribución más cercana a la Normal.

En otras localizaciones del litoral de la península Ibérica, como cabo de Peñas y cabo de Palos, se obtuvieron similares resultados (figuras no mostradas en este documento).

Por lo tanto se plantea un modelo mixto de una Normal más una Weibull, con más peso de la Weibull en el periodo de invierno, noviembre-marzo aproximadamente, y más peso de la Normal en el periodo de verano, abril-octubre aproximadamente.

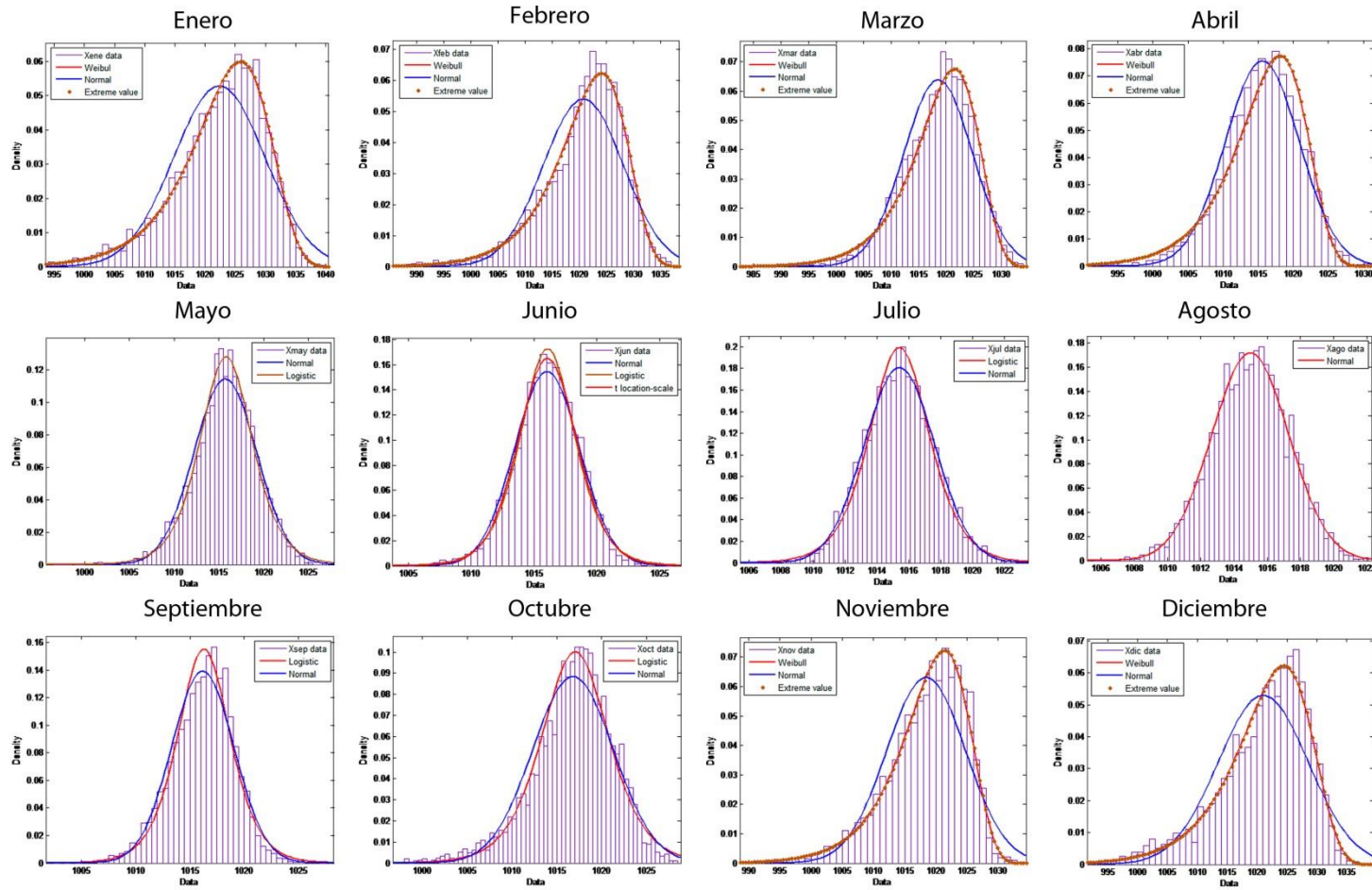


Figura A.2. Ajuste mensual a funciones teó

REFERENCIAS

Aguilar, C. (2008). *Scale effects in hydrological processes. Application to the Guadalfeo River watershed (Granada)*. PhD thesis, University of Córdoba, Spain. Retrieved from: <http://www.cuencaguadalfeo.com/publicaciones.html>

Aguilar, C., Herrero, J., & Polo, M. J. (2010). Topographic effects on solar radiation distribution in mountainous watersheds and their influence on reference evapotranspiration estimates at watershed scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(12), 2479-2494. doi: 10.5194/hess-14-2479-2010

Aguilar, C., & Polo, M. J. (2011). Generating reference evapotranspiration surfaces from the Hargreaves equation at watershed scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(8), 2495-2508. doi:10.5194/hess-15-2495-2011

Ahrens, C. D. (2008). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment* (8th ed.). Pacific Grove, CA, USA: Thomson Brooks/Cole Learning.

Allen, G. P., Salomon, J. C., Bassoullet, P., Du Penhoat, Y., & De Grandpre, C. (1980). Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology*, 26(1), 69-90.

Ávila, A. (2007). *Procesos de múltiple escala en la evolución de la línea de costa*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, España. Recuperado de <http://www.cuencaguadalfeo.com/publicaciones.html>

Baldwin, M. P., Gray, L. J., Dunkerton, T. J., Hamilton, K., Haynes, P. H., Randel, W. J., Holton, J. R., Alexander, M. J., Hirota, I., Horinouchi, T., Jones, D. B. A., Kinnerson, J. S., Marquardt, C., Sato, K., & Takahashi, M. (2001). The quasi-biennial oscillation. *Reviews of Geophysics*, 39(2), 179-229.

Batalla, R. J., Gomez, C. M., & Kondolf, G. M. (2004). Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *Journal of Hydrology*, 290(1), 117-136.

Beven, K. (1989). Changing ideas in hydrology-the case of physically-based models. *Journal of hydrology*, 105(1), 157-172.

Bhat, A., & Blomquist, W. (2004). Policy, politics, and water management in the Guadalquivir River Basin, Spain. *Water Resources Research*, 40(8).

Binley, A., Beven, K., & Elgy, J. (1989). A physically based model of heterogeneous hillslopes: 2. Effective hydraulic conductivities. *Water Resources Research*, 25(6), 1227-1233.

Blöschl, G., & Sivapalan, M. (1995). Scale issues in hydrological modelling: a review. *Hydrological processes*, 9(3-4), 251-290.

Boix-Fayos, C., Barberá, G. G., López-Bermúdez, F., & Castillo, V. M. (2007). Effects of check dams, reforestation and land-use changes on river channel morphology: Case study of the Rogativa catchment (Murcia, Spain). *Geomorphology*, 91(1), 103-123.

- Bojariu, R., & Gimeno, L. (2003). Predictability and numerical modelling of the North Atlantic Oscillation. *Earth-Science Reviews*, 63(1), 145-168.
- Calafat, F. M., Chambers, D. P., & Tsimplis, M. N. (2012). Mechanisms of decadal sea level variability in the eastern North Atlantic and the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 117(C9). doi:10.1029/2012JC008285
- Cano, F., y Ruíz, P. (1981). *Mapa y memoria explicativa de la hoja 1036 (Olvera) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Tecnológico Geominero de España.
- Castillo, A. (2008). Manantiales de Andalucía. *Agencia Andaluza del Agua, Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía, Sevilla*.
- Contreras, E. (2012). *Influencia de los aportes fluviales en la calidad del agua del estuario del Guadalquivir*. Tesis doctoral, Universidad de Córdoba, España.
- Contreras, E., Polo, M. J. (2011). Influence of reservoirs and land use changes on the river contribution: case study of Guadalquivir estuary. *Geophysical Research Abstracts*, 13(12719).
- Díez-Minguito, M., Baquerizo, A., de Swart, H. E., & Losada, M. A. (2014). Structure of the turbidity field in the Guadalquivir estuary: Analysis of observations and a box model approach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119. doi: 10.1002/2014JC010210
- Díez-Minguito, M., Bramato, S., Contreras, E., Polo, M. J., & Losada, M. A. (2011, mayo). *Distribución espacial de salinidad y turbidez en estuario del Guadalquivir*. Ponencia presentada en las XI Jornadas Españolas de Costas y Puertos, Las Palmas de Gran Canaria, España.
- Díez-Minguito, M., Contreras, E., Polo, M. J., & Losada, M. A. (2013). Spatio-temporal distribution, along-channel transport, and post-riverflood recovery of salinity in the Guadalquivir estuary (SW Spain). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(5), 2267-2278.
- Directiva 2000/60/CEE del Parlamento europeo y del Consejo, de 23 de octubre de 2000, por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas. Diario Oficial nº L 327 de 22/12/2000
- Ebdon, R. A. (1975). The quasi-biennial oscillation and its association with tropospheric circulation patterns. *Meteorological Magazine*, 104, 282-297.
- Egüen, M., Aguilar, C., Herrero, J., Millares, A., & Polo, M. J. (2012). On the influence of cell size in physically-based distributed hydrological modelling to assess extreme values in water resource planning. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(5), 1573-1582.
- Egüen, M., Aguilar, C., Polo, M. J., Herrero, J., Millares, A., & Losada, M. A. (2009). WiMMed, a distribute physically-based watershed model (II): Application examples". In P. A. López, V. S. Fuertes, P. L. Iglesias, G. López, F. J. Martínez, & G. Palau (Eds.), *Environmental Hydraulics: Theoretical, Experimental & Computational Solutions* (pp. 229-231). London, UK: CRC Press.
- Feldstein, S. B. (2000). Teleconnections and ENSO: The timescale, power spectra, and climate noise properties. *Journal of Climate*, 13(24), 4430-4440.

- Feldstein, S. B. (2003). The dynamics of NAO teleconnection pattern growth and decay. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129(589), 901-924, doi: 10.1256/qj.02.76
- Fergus, T. (1997). Geomorphological response of a river regulated for hydropower: River Fortun, Norway. *Regulated Rivers: Research & Management*, 13(5), 449-461.
- Herrero, J. (2007). *Modelo físico de acumulación y fusión de la nieve. Aplicación en Sierra Nevada (España)*. Tesis doctoral. Universidad de Granada, España. Recuperado de <http://www.cuencaguadalfeo.com/publicaciones.html>
- Herrero, J., Aguilar, C., Millares, A., Egüén, M., Carpintero, M., Polo, M. J., & Losada, M. A. (2010). WiMMed. User Manual v1. 1. *Grupo de Dinámica Fluvial e Hidrología (University of Córdoba), Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales (University of Granada), Granada*. Retrieved from <http://www.uco.es/dfh/>
- Herrero, J., Millares, A., Aguilar, C., Díaz, A., Polo, M. J., y Losada, M. A. (2009). WiM-Med 1.0. Base teórica. *Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales (Universidad de Granada) and Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola (Universidad de Córdoba), España*. Recuperado de <http://www.uco.es/dfh/>
- Herrero, J., Millares, A., Aguilar, C., Egüen, M., Losada, M. A., Polo, M. J. (2014, August). *Coupling spatial and time scales in the hydrological modelling of Mediterranean regions: WiMMed*. Paper presented at the 11th International Conference on Hydroinformatics, New York City, USA.
- Herrero, J., Polo, M. J., & Losada, M. A. (2011). Snow evolution in Sierra Nevada (Spain) from an energy balance model validated with Landsat TM data. *Proceedings of SPIE, Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems and Hydrology XIII*, 8174. doi:10.117/12.898270
- Herrero, J., Polo, M. J., Moñino, A., & Losada, M. A. (2009). An energy balance snowmelt model in a Mediterranean site. *Journal of hydrology*, 371(1), 98-107.
http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim_full_daily/
- Imbrie, J., & Imbrie, K. P. (1979). *Ice ages: solving the mystery*. London, UK: Macmillan Press Ltd.
- Instituto Tecnológico Geominero de España - Junta de Andalucía (1998). Atlas hidrogeológico de Andalucía. Instituto Tecnológico Geominero de España - Junta de Andalucía.
- Junta de Andalucía (2003). *Mapa de usos y coberturas vegetales del suelo de Andalucía 1:25.000*. Servicio de Información y Evaluación Ambiental, Consejería de Medio Ambiente.
- Junta de Andalucía (2005). *Mapa litológico de Andalucía 1:400.000*. Red de Información Ambiental de Andalucía, Consejería de Medio Ambiente.
- Kodera, K. (2003). Solar influence on the spatial structure of the NAO during the winter 1900–1999. *Geophysical Research Letters*, 30(4). doi: 10.1029/2002GL016584

- Kuo, W. L., Steenhuis, T. S., McCulloch, C. E., Mohler, C. L., Weinstein, D. A., DeGloria, S. D., & Swaney, D. P. (1999). Effect of grid size on runoff and soil moisture for a variable-source-area hydrology model. *Water Resources Research*, 35(11), 3419-3428.
- Ligon, F. K., Dietrich, W. E., & Trush, W. J. (1995). Downstream ecological effects of dams. *BioScience*, 45(3), 183-192.
- Loder, T. C., & Reichard, R. P. (1981). The dynamics of conservative mixing in estuaries. *Estuaries*, 4(1), 64-69.
- López, J., & Frances, F. (2010, May). *Influence of the North Atlantic Oscillation and the Western Mediterranean Oscillation in the maximum flow events in Spain*. Paper presented at the International Workshop Advances in Statistical Hydrology, Taormina, Italy.
- López-Moreno, J. I., Beguería, S., Vicente-Serrano, S. M., & García-Ruiz, J. M. (2007). Influence of the North Atlantic Oscillation on water resources in central Iberia: Precipitation, streamflow anomalies, and reservoir management strategies. *Water Resources Research*, 43(9). doi: 10.1029/2007WR005864
- Luo, D., Diao, Y., & Feldstein, S. B. (2011). The variability of the Atlantic storm track and the North Atlantic Oscillation: A link between intraseasonal and interannual variability. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(3), 577-601. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010JAS3579.1>
- Martín-Vide, J., y Fernández Belmonte, D. (2001). El índice NAO y la precipitación mensual en la España peninsular. *Investigaciones geográficas*, 26, 41-58.
- Martin-Vide, J., & Lopez-Bustins, J. A. (2006). The western Mediterranean oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 26(11), 1455-1475. doi: 10.1002/joc.1388
- Mertens, J. (2003). *Parameter estimation strategies in unsaturated zone modelling*. PhD thesis, Faculty of Agricultural and Applied Biological Sciences, K. U. Leuven, Belgium.
- Milankovitch, M. (1920). *Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire*. Paris, France: Gauthier-Villars.
- Millares, A., Gulliver, Z., & Polo, M. J. (2012). Scale effects on the estimation of erosion thresholds through a distributed and physically-based hydrological model. *Geomorphology*, 153, 115-126. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.02.016
- Millares, A., Polo M. J., Losada M. A. (2009). The hydrological response of baseflow in fractured mountain areas. *Hydrological Earth System Science*, 13, 1261–1271. doi: 10.5194/hess-13-1261-2009
- Milliman, J. D., Farnsworth, K. L., Jones, P. D., Xu, K. H., & Smith, L. C. (2008). Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951–2000. *Global and planetary change*, 62(3), 187-194.

Moreno, F., García, V., Campos, J., Orozco, L., Sanz, C., y Ruíz, P. (1980). *Mapa y memoria explicativa de la hoja 1050 (Ubrique) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Tecnológico Geominero de España.

Navarro, G., Gutiérrez, F. J., Díez-Minguito, M., Losada, M. A., & Ruiz, J. (2011). Temporal and spatial variability in the Guadalquivir estuary: a challenge for real-time telemetry. *Ocean Dynamics*, 61(6), 753-765.

Ouyang, W., Hao, F., Song, K., & Zhang, X. (2011). Cascade dam-induced hydrological disturbance and environmental impact in the upper stream of the Yellow River. *Water resources management*, 25(3), 913-927.

Polo, M. J., Díaz-Gutiérrez, A., & González-Dugo, M. P. (2011). Interception modeling with vegetation time series derived from Landsat TM data. *Proceedings of SPIE, Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems and Hydrology XIII*, 8174B. doi: 10.1117/12.898144

Polo, M. J., Herrero, J., Aguilar, C., Millares, A., Moñino, A., Nieto, S., & Losada, M. A. (2009). WiMMed, a distributed physically-based watershed model (I): Description and validation. *Environmental Hydraulics: Theoretical, Experimental & Computational Solutions*, CRC Press/Balkema, 225-228.

Ponte, R. M. (2006). Low-frequency sea level variability and the inverted barometer effect. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23(4), 619-629. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JTECH1864.1>.

Pritchard, D. W. (1952). Estuarine hydrography. *Advances in geophysics*, 1, 243.

Rodríguez, J. A. (2008). Sistema de Inferencia Espacial de Propiedades Físico-Químicas e Hidráulicas de los Suelos de Andalucía. Herramienta de Apoyo a la Simulación de Procesos Agro-Hidrológicos a Escala Regional. Informe Final. *Empresa Pública Desarrollo Agrario y Pesquero, Consejería de Agricultura y Pesca, Sevilla*.

Roy, I. (2014). The role of the Sun in atmosphere–ocean coupling. *International Journal of Climatology*, 34(3), 655-677. doi: 10.1002/joc.3713

Roy, I., & Haigh, J. D. (2010). Solar cycle signals in sea level pressure and sea surface temperature. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(6), 3147-3153.

Roy, I., & Haigh, J. D. (2011). The influence of solar variability and the quasi-biennial oscillation on lower atmospheric temperatures and sea level pressure. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(22), 11679-11687.

Ruiz, J., y Losada, M. A. (2010). Propuesta metodológica para diagnosticar y pronosticar las consecuencias de las actuaciones humanas en el estuario del Guadalquivir. Informe Técnico, Capítulo 7.

Ruiz, J., Macías, D., Losada, M. A., Díez-Minguito, M., & Prieto, L. (2013). A simple biogeochemical model for estuaries with high sediment loads: Application to the Guadalquivir

River (SW Iberia). *Ecological Modelling*, 265, 194-206. Retrieved from: <http://www.chguadalquivir.es/opencms/portalchg/marcoLegal/planHidrologicoCuenca/>

Scaife, A. A., Athanassiadou, M., Andrews, M., Arribas, A., Baldwin, M., Dunstone, N., ... & Williams, A. (2014). Predictability of the quasi-biennial oscillation and its northern winter teleconnection on seasonal to decadal timescales. *Geophysical Research Letters*, 41(5), 1752-1758, doi: 10.1002/2013GL059160

Solari, S., & Losada, M. A. (2011). Non-stationary wave height climate modeling and simulation. *Journal of Geophysical Research*, 116(C09032). doi:10.1029/2011JC007101

Stull, R. B. (2000). *Meteorology for scientist and engineers* (2nd ed.). Pacific Grove, CA, USA: Thomson Brooks/Cole Learning.

Trigo, R. M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T. J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S., & Esteban-Parra, M. J. (2004). North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 24(8), 925-944.

Vázquez, R. F., Feyen, L., Feyen, J., & Refsgaard, J. C. (2002). Effect of grid size on effective parameters and model performance of the MIKE-SHE code. *Hydrological Processes*, 16(2), 355-372.

Ward, P. J., Eisner, S., Flörke, M., Dettinger, M. D., & Kummerow, M. (2014). Annual flood sensitivities to El Niño–Southern Oscillation at the global scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(1), 47-66. doi: 10.5194/hess-18-47-2014

www.chguadalquivir.es/opencms/portalchg/laDemarcacion/guadalquivir/descripcion/recursos/Hidraulicos/carMasAguSuperficiales

www.chguadalquivir.es/opencms/portalchg/marcoLegal/planHidrologicoCuenca/

www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao.shtml

www.ngdc.noaa.gov/stp/space-weather/solar-data/solar-indices/sunspot-numbers/international/listings/

www.puertos.es/oceanografia_y_meteorologia/redes_de_medida/index.html

Wood, E. F. (1998). Scale analyses for land-surface hydrology. In G. Sposito (Ed.), *Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology* (pp. 1-29). Cambridge, UK: Cambridge University Press.

Yuan, J., Feldstein, S. B., Lee, S., & Tan, B. (2011). The Relationship between the North Atlantic Jet and Tropical Convection over the Indian and Western Pacific Oceans. *Journal of Climate*, 24(23), 6100-6113. doi: 10.1175/2011JCLI4203.1

Yuan, X., Wood, E. F., Luo, L., & Pan, M. (2011). A first look at Climate Forecast System version 2 (CFSv2) for hydrological seasonal prediction. *Geophysical research letters*, 38(13).

Zhang, W., & Montgomery, D. R. (1994). Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations. *Water resources research*, 30(4), 1019-1028.