

UNIVERSIDAD DE CANTABRIA

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS Y TÉCNICAS
DEL AGUA Y DEL MEDIO AMBIENTE

TESIS DOCTORAL

ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA DE VALORES
EXTREMOS DE OLEAJE

Presentada por: CRISTINA IZAGUIRRE LASA

Dirigida por: FERNANDO J. MÉNDEZ INCERA
IÑIGO J. LOSADA RODRIGUEZ

Octubre 2010

CAPITULO 4

VARIABILIDAD ESTACIONAL, INTERANUAL Y

TENDENCIAS DE LARGO PLAZO DEL CLIMA

MARITIMO EXTREMAL

4.1 Introducción

El conocimiento del clima marítimo extremo es esencial, ya que la población, las infraestructuras y muchos ecosistemas costeros naturales son más susceptibles a cambios en los extremos que a cambios en el régimen medio. Los cambios producidos en el sistema climático terrestre en los últimos años son evidentes y documentados y el oleaje no es una variable que escape a estas variaciones (Allan and Komar, 2000). El vínculo de estos cambios con el calentamiento global debido al efecto antropogénico

aumenta el interés en el tema. Sin embargo, sería prematuro y atrevido hacer ninguna predicción para el futuro sin conocer adecuadamente en el globo las variaciones espaciales y temporales del clima marítimo actual.

Desde el punto de vista socioeconómico, una correcta caracterización del clima marítimo es crucial para el diseño y operatividad de infraestructuras costeras. Normalmente, el análisis del clima marítimo extremal sólo presta atención a la estimación de cuantiles de altura de ola asociados a períodos de retorno para poblaciones homogéneas; sin embargo, hay un gran número de aplicaciones que requieren un buen conocimiento de la variabilidad temporal del clima marítimo, como por ejemplo las industrias offshore, la selección de rutas marítimas, el riesgo de inundación costera... Por otro lado, desde el punto de vista ecológico, el conocimiento del régimen extremal también es necesario para el conocimiento de la hidrodinámica de ecosistemas acuáticos, distribución de organismos bentónicos, comunidades acuáticas... Por último también hay que destacar que este conocimiento es crucial a la hora de hacer cualquier estudio de predicción o proyección a futuro.

Varios autores ya han presentado estudios de variabilidad temporal a distintas escalas, como la estacionalidad (Menéndez et al., 2009a), variabilidad interanual (Woolf et al., 2002; Méndez et al., 2006; Menéndez et al., 2008) o tendencias de largo plazo (Menéndez et al., 2008; Gulev and Grigorieva, 2006).

El cambio invierno-verano, dentro del año, es una variación bien conocida y estudiada pero no se puede decir lo mismo de la escala interanual del clima marítimo extremal. La variabilidad interanual de la altura de ola extremal ha sido relacionada con cambios en el sistema atmósfera-océano, representados muchas veces por el fenómeno El Niño u otros índices climáticos regionales alrededor del mundo (Woolf et al., 2002; Lionello y Sanna, 2005). El forzamiento meteorológico del clima marítimo extremo también puede caracterizarse en función de anomalías de la presión a nivel del mar. Esta anomalía puede persistir durante varios años consecutivos, reflejando una parte importante de la variabilidad climática interanual e interdecadal. Por último, la interacción a distintas escalas temporales entre partes muy separadas del océano y la atmósfera son conocidas como teleconexiones, las cuales también requieren su estudio.

La tendencia de largo plazo es una escala de variación con especial interés en los últimos años. En general el estudio se centra en la tendencia media de los valores extremos pero no hay que olvidar también que la varianza de estos valores puede sufrir variaciones a largo plazo. De esta forma, puede suceder que la tendencia media de los extremos de oleaje permanezca constante pero que aumenten o disminuyan los extremos de ciertos meses o estación del año.

Desde el punto de vista del proceso físico, hay que tener en cuenta que el estudio a escala global implica procesos físicos de macroescala que rigen el oleaje a nivel global, por ejemplo borrascas o huracanes. Sin embargo, en un estudio a escala más regional intervienen procesos físicos de menor escala más relacionados con el área de estudio, como tormentas o vientos locales. Por esta razón, las escalas espaciales de interés (muchas veces determinadas por los intereses socioeconómicos y ambientales) deben contemplar los fenómenos físicos que afectan al oleaje a esa escala, para así poder analizar adecuadamente su variabilidad temporal.

En este capítulo se presenta un estudio de la variabilidad espacial y temporal de los extremos de oleaje a partir de los modelos estadísticos presentados en el capítulo 3 de esta tesis y de datos de satélite y reanálisis numérico presentados en el capítulo 2. En primer lugar se hace un análisis global de la variabilidad estacional e interanual mediante datos de satélite. Como resultados de la variabilidad estacional se aportan mapas con la variación espacial de cuantiles mes a mes y en lo que se refiere a la variabilidad interanual se estudia la influencia de distintos índices climáticos característicos de distintas zonas del globo. Además se hace especial hincapié en el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur, estudiando su afeción al clima marítimo extremal global. A continuación se presenta un análisis más detallado de estas escalas temporales en el sur de Europa, en el que se incluyen procesos físicos más propios de la zona de estudio a través de índices climáticos como el EA/WR o SCA y de los campos de presiones a nivel del mar en el Atlántico Norte. Por último se hace un análisis de la variabilidad estacional y tendencia de largo plazo en América del sur mediante datos de reanálisis. En la escala del largo plazo se hace uso de un modelo que permite estudiar el cambio de largo plazo en los extremos de oleaje por estaciones.

La segunda parte de este capítulo (4.3 Análisis regional: sur de Europa) está basada en el artículo “Extreme wave climate variability in southern Europe using satellite data” (Izaguirre et al., 2010) publicado en Journal of Geophysical Research.

4.2 Análisis global

La cobertura espacial de los datos de satélite y su fiabilidad al ser datos instrumentales ha permitido estudiar la variabilidad espacial y temporal del clima marítimo extremal en todo el mundo. Las escalas estudiadas han sido la intra e inter anual, utilizando la información de distintos índices climáticos característicos de distintas partes del globo para caracterizar la variabilidad interanual de los extremos de oleaje y sus teleconexiones. Tras varios análisis se ha comprobado que los datos de satélite son muy sensibles en las medidas de eventos extremos ya que su calidad no es totalmente homogénea a lo largo del tiempo y, por tanto, no son adecuados para el cálculo de tendencias de largo plazo.

4.2.1 Datos de oleaje

El estudio se ha llevado a cabo utilizando los datos procedentes de varias misiones satelitales. En concreto los datos procedentes de los satélites TOPEX, Jason-1, Jason-2, Envisat, Geosat Follow-On (GFO) y European Remote Sensing 2 (ERS-2), los cuales cubren el período 1992-2010 (<http://www.aviso.oceanobs.com/>). Durante este período se han ido lanzando y retirando satélites, por lo que el número de medidas es variable a lo largo de los años (Tabla 4.1).

Satélite	Fecha inicial	Fecha final
TOPEX	Octubre 1992	Octubre 2005
Jason-1	Enero 2002	Enero 2010
Jason-2	Julio 2008	Enero 2010
Envisat	Octubre 2002	Diciembre 2006
GFO	Enero 2000	Octubre 2008
ERS-2	Mayo 1995	Julio 2003

Tabla 4.1 Periodos de medida de las misiones satelitales

Los datos de satélite presentan la ventaja de proporcionar una cobertura global, lo que ha supuesto una mejor caracterización y estudio de los mares del hemisferio sur, que hasta la aparición de los satélites contaban con muy pocas fuentes de datos

instrumentales. Sin embargo, desde el punto de vista de la escala temporal, hay que tener en cuenta que cada satélite tarda alrededor de 10 días en volver a pasar por la misma localización y los registros son relativamente cortos (20 años). Para representar de forma suave la variabilidad espacial y temporal del clima marítimo extremal de todo el globo se ha dividido el dominio en celdas de $3^\circ \times 2^\circ$ (longitud \times latitud). La discretización se ha elegido con el objetivo de conseguir una buena resolución espacial pero a la vez un número mínimo de pasadas de satélite que garantice un número representativo de datos por celda. Por otro lado, hay que tener en cuenta que celdas que se encuentren en la frontera mar-tierra y que, por lo tanto, contengan pocas medidas pueden dar lugar a resultados erróneos. Por esta razón se ha impuesto como condición adicional el número mínimo de datos por celda. Teniendo en cuenta la variación en la separación de las trazas de los satélites a distintas latitudes (la máxima separación se encuentra en el ecuador), se ha optado por exigir como mínimo el 10% de N_{\max} , siendo N_{\max} el máximo número de datos por celda ($N_{\max} = 293095$).

4.2.2 Modelo estadístico

En base a los modelos y las recomendaciones presentadas en el capítulo 3 de esta tesis se ha optado por utilizar el modelo GEV mensual con dependencia temporal para hacer un estudio global de la variabilidad espacial y temporal del clima marítimo. Debido a la falta de homogeneidad temporal en las series de satélite, se ha modificado el modelo según lo explicado en el apartado 3.2 para tener en cuenta este hecho. En concreto, en el factor de escala $k(t) = n(t)/N$ se ha definido $n(t)$ como el número de observaciones de satélite en el mes t y $N = 720$ el número habitual de datos al mes (en un registro regular horario).

Se considera el estudio global del clima marítimo extremal en dos escalas temporales. Para ello se plantean dos modelos basados en las propiedades de modelos anidados.

4.2.2.1 Modelo de regresión para la variación estacional

En primer lugar el objetivo es estudiar las variaciones intra anuales de los extremos de oleaje, es decir, la variación que hay de invierno a verano. Estas variaciones se van a

modelar mediante funciones armónicas (Menéndez et al., 2009) en los parámetros de localización y escala.

$$\begin{aligned}\mu(t) &= \beta_0 + \beta_1 \cos(\omega t) + \beta_2 \sin(\omega t) \\ \psi(t) &= \alpha_0 + \alpha_1 \cos(\omega t) + \alpha_2 \sin(\omega t)\end{aligned}\tag{4.1}$$

donde $\omega = 2\pi$ años⁻¹ y t se da en años.

Con el objetivo de utilizar un modelo que permita comparar resultados posteriores se ha propuesto una parametrización común a todas las celdas. En la mayor parte de las zonas del mundo el ciclo anual es el dominante en cuanto a los cambios a lo largo del año, por lo que la estacionalidad se modela mediante una onda en el parámetro de localización y una onda en el parámetro de escala. Puesto que el parámetro de forma tiene una naturaleza difícil de modelar se ha incluido con valor constante en aquellos casos en que la significancia estadística sea mayor al 90%.

4.2.2.2 Modelo de regresión para la variación interanual

Una vez estudiada la variación estacional se propone un nuevo modelo para analizar la variación interanual. Se asume que la variabilidad interanual está afectada por cambios en la circulación zonal de la atmósfera. Por lo tanto, se han elegido una serie de patrones climáticos conocidos que afectan a diversas zonas del globo para modelar estas variaciones.

Se han utilizado los patrones AO y SAM como oscilaciones motoras de la variabilidad climática del hemisferio norte y sur respectivamente. El NIÑO3 como índice del ENSO, el PNA, WP y EP/NP han sido elegidos como índices climáticos de variabilidad en el Pacífico. Para la cuenca atlántica se han utilizado la NAO, EA, EA/WR y SCA y para el océano Índico se han seleccionado el IOD y QBO. Todos los índices son ampliamente descritos en el Capítulo 2 de esta tesis.

El modelo de regresión para la variación interanual parte del modelo estacional, en el que se introduce la influencia del índice climático como una covariable en el parámetro

de localización. Así, por ejemplo, para el índice NIÑO 3 el modelo se puede expresar como:

$$\mu(t) = \beta_0 + \beta_1 \cos(\omega t) + \beta_2 \sin(\omega t) + \beta_{\text{NINO3}} \text{NINO3}(t) \quad (4.2)$$

donde el parámetro β_{NINO3} representa la contribución del índice NIÑO 3 en cm/unidad de índice en la altura de ola extrema en el mes t . De igual manera se han construido modelos similares para el resto de los patrones representativos de la variabilidad climática en las distintas partes del globo.

Por último, cabe resaltar que, debido a la relativamente corta longitud del registro, la variabilidad interdecadal no se ha considerado. La variabilidad interdecadal se caracteriza por ciclos de varias décadas y puede ser estudiada a través de ciertos índices como por ejemplo el *Atlantic Multidecadal Oscillation* (AMO) en el Atlántico o el *Pacific Multidecadal Oscillation* (PDO) en el Pacífico. Sin embargo, el registro de satélite utilizado (18 años) ni siquiera cubre un ciclo completo de estos índices, por lo que podrían obtenerse conclusiones erróneas de este estudio.

4.2.3 Climatología del clima marítimo extremal global

En primer lugar se ha ajustado el modelo estacional en cada celda del dominio, incorporando el parámetro de forma con valor constante siempre que se consiga un nivel de significancia estadística menor del 10%. En la Figura 4.1 se muestra la distribución espacial de los valores de este parámetro.

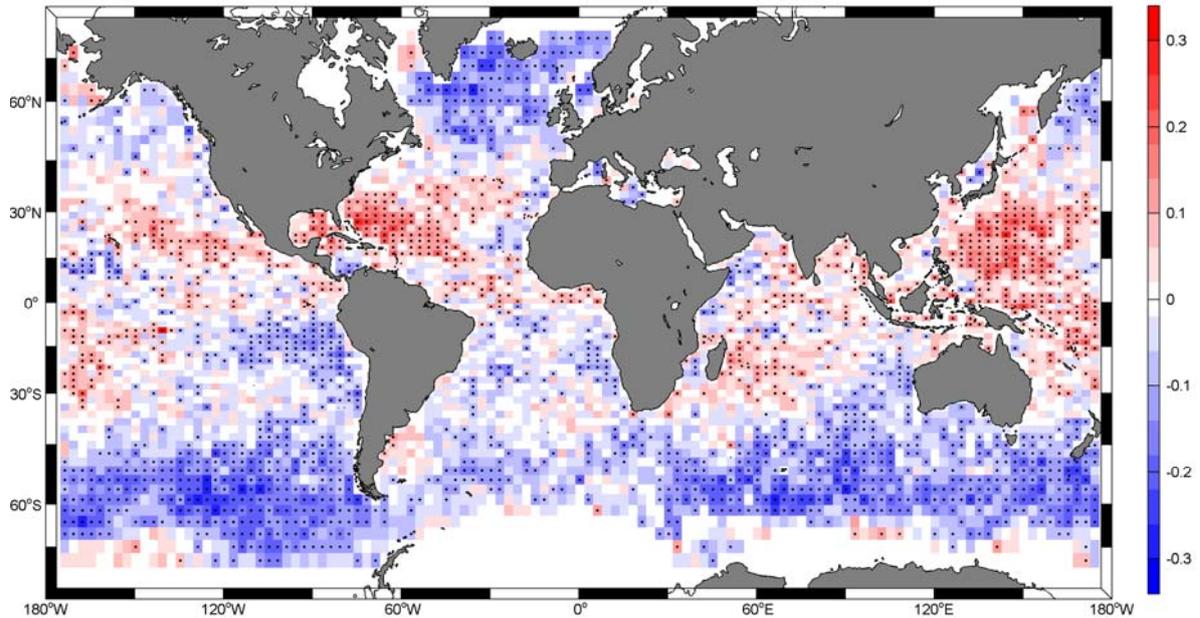


Figura 4.1 Variación espacial del parámetro de forma del modelo GEV mensual. La significancia estadística menor del 10 % está representada por un asterisco en el centro de cada celda

Se puede ver como las áreas tropicales con alta actividad de huracanes, tormentas tropicales o ciclones presentan valor positivo del parámetro de forma, es decir distribución de tipo Fréchet. Las zonas más destacadas son el Golfo de México y el Mar de Filipinas, donde las temporadas de huracanes, ciclones y tifones están claramente identificadas. Otras zonas como áreas del Índico próximas a Madagascar y la India afectadas por el monzón o la Polinesia Francesa afectada por tormentas tropicales también presentan comportamiento Fréchet. Por otro lado, las zonas de generación de oleaje donde éste no se desarrolla totalmente presentan valor negativo del parámetro de forma, es decir, valores acotados en la cola de la distribución y, por lo tanto, comportamiento Weibull. Esto se observa claramente en la zona de generación del Atlántico Norte y en el Océano Antártico, por debajo de la latitud 40° S en la zona conocida como “40 rugientes”.

Una vez definido el modelo estadístico en cada punto del dominio se ha obtenido el cuantil anual de altura de ola extremal para cada mes asociado a un período de retorno de 20 años ($H_{s_{20}}$). La Figura 4.2 muestra la variabilidad espacial del $H_{s_{20}}$ mensual, que coincide con el patrón espacial obtenido para $H_{s_{100}}$ en Caires and Sterl (2004) y Alves y Young (2003) y para $H_{s_{50}}$ en Chen et al., (2004). Como era de esperar durante el invierno boreal (Diciembre-Enero-Febrero) los máximos valores de altura de $H_{s_{20}}$ se

encuentran en los océanos Atlántico Norte y Pacífico Norte. Por otro lado, durante el invierno austral (Junio-Julio-Agosto) la máxima $H_{s_{20}}$ está localizada en el Océano Antártico, concentrándose cerca de la Tierra de Fuego y entre Sudáfrica y Australia (Young, 1999), debido al gran *fetch* sobre el que soplan los vientos del oeste.

Se puede ver como la variabilidad estacional del Hemisferio Norte es mucho mayor que la del Hemisferio Sur. Young (1999) encontró un comportamiento similar para los valores medios de altura de ola significativa.

En el Pacífico Norte oriental el clima marítimo extremo más severo se encuentra en el área de las Aleutianas donde el valor esperado de $H_{s_{20}}$ llega a los 15 m en Enero y Febrero. En el océano Atlántico Norte los mayores valores de $H_{s_{20}}$ se pueden observar al sur de Groenlandia e Islandia (15 m), en la zona de generación de las tormentas noratlánticas. En el océano Atlántico sur, la altura de ola extrema de período de retorno 20 años esperable cerca de las costas de Sudáfrica alcanza los 13 m durante el invierno austral. Por el contrario, el océano Índico presenta un clima marítimo extremal más suave. Se pueden observar valores altos de $H_{s_{20}}$ durante el invierno austral cerca de las costas de Indonesia y Madagascar, debido a los oleajes procedentes del área de generación de tormentas del océano Antártico. También es notable el incremento de altura de ola extrema que se produce en el mar de Arabia durante la estación del monzón indio (Junio-Julio-Agosto) y en el Mar de China Meridional y el Mar de Filipinas, posiblemente debido al monzón de verano del Pacífico noroeste.

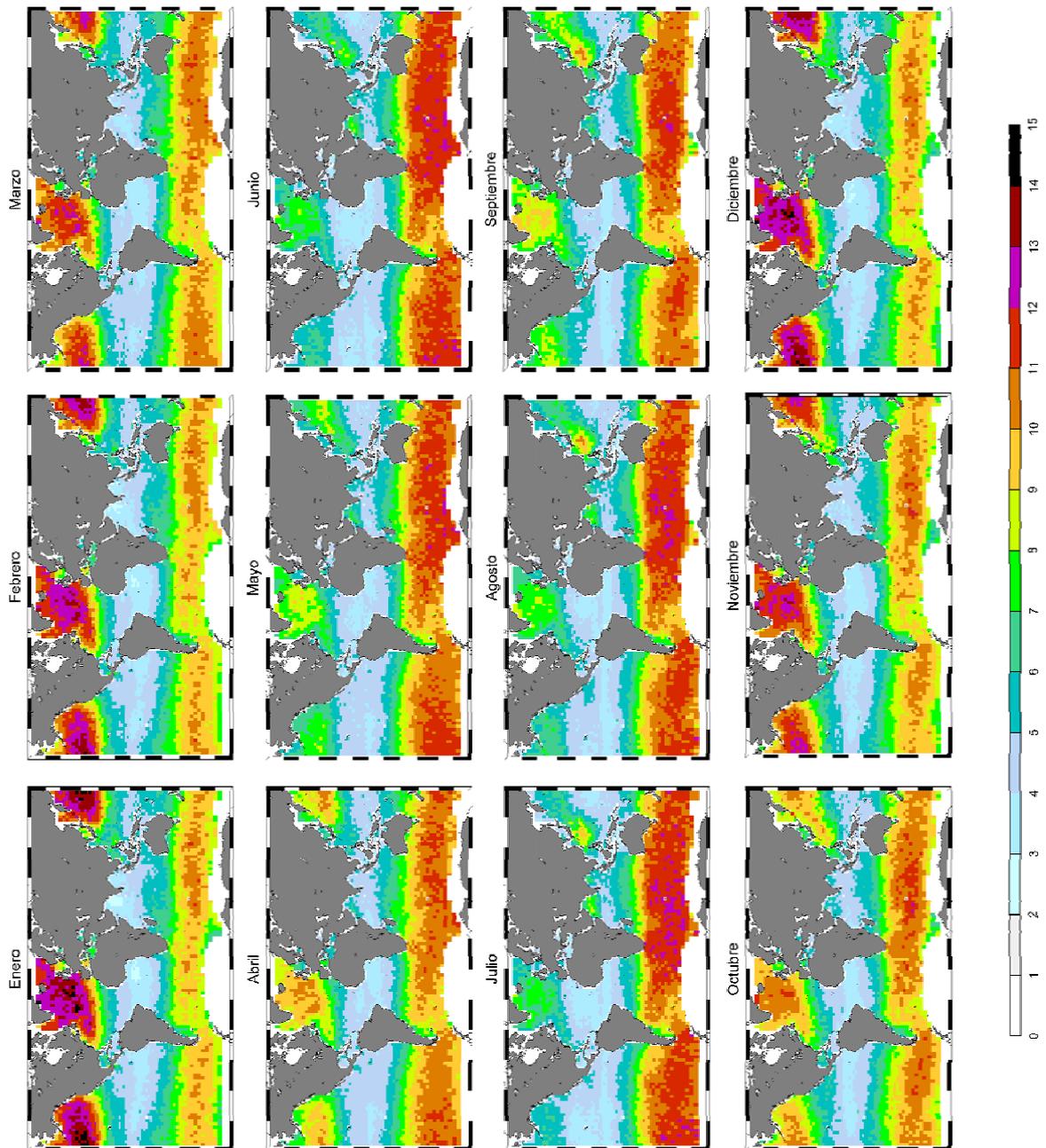


Figura 4.2 Variabilidad espacial de la H_{520} (m) anual, calculada para cada mes a partir del modelo estacional ajustado a cada celda del dominio

4.2.4 Variabilidad interanual del clima marítimo extremal global

Se han seleccionado 12 índices climáticos representativos de la variabilidad climática en distintas zonas del globo para explicar la variabilidad en las anomalías de altura de ola extrema.

Se considera que los índices AO y SAM son los dos índices globales característicos de las variaciones no estacionales en los hemisferios norte y sur respectivamente. La oscilación del Ártico (AO) es el patrón dominante por encima de los 20° N mientras que la oscilación del sur (SAM) representa su homólogo por debajo de los 20° S. La Figura 4.3 muestra la variabilidad espacial de la influencia de ambos índices (β_{AO} , β_{SAM}) en el parámetro de localización. De acuerdo a la Figura 4.3a el índice AO tiene una influencia significativa a lo largo del océano Atlántico norte, donde se ve un claro patrón espacial. Las fases positivas del índice AO contribuyen al clima marítimo extremal de manera más intensa en el Mar de Noruega y al sur de Islandia, con una contribución máxima de 70 cm/unidad de índice. Sin embargo, las fases negativas contribuyen a aumentar la altura de ola extremal en un área al sur de las Azores pero con menor intensidad. Considerando un instante específico en el tiempo, en Febrero de 2010 el índice AO registró un valor de -4.13 unidades, lo que significa que 2.06 m de altura de ola extremal en las Azores fue debida a la influencia del índice AO. La Figura 4.3b muestra un patrón de influencia del índice SAM menos intenso pero más extendido a lo largo del globo, fundamentalmente por debajo de los 40°S y gran parte del océano Antártico. La fase positiva del SAM produce un incremento de la altura de ola extremal en la zona Pacífica e Índica del océano Antártico (hasta 60 cm/unidad de SAM), lo que es consistente con los resultados de Hemer et al., (2010). Por otro lado, la fase negativa contribuye a la altura de ola extremal en el Atlántico Sur y el sur del Océano Índico (hasta -60 cm/unidad de índice).

Todas las figuras de influencia de índices climáticos han sido acotadas a ± 60 cm/unidad de índice para visualizar mejor los patrones, aunque en algunos casos, como con la AO y NAO, este valor se supera.

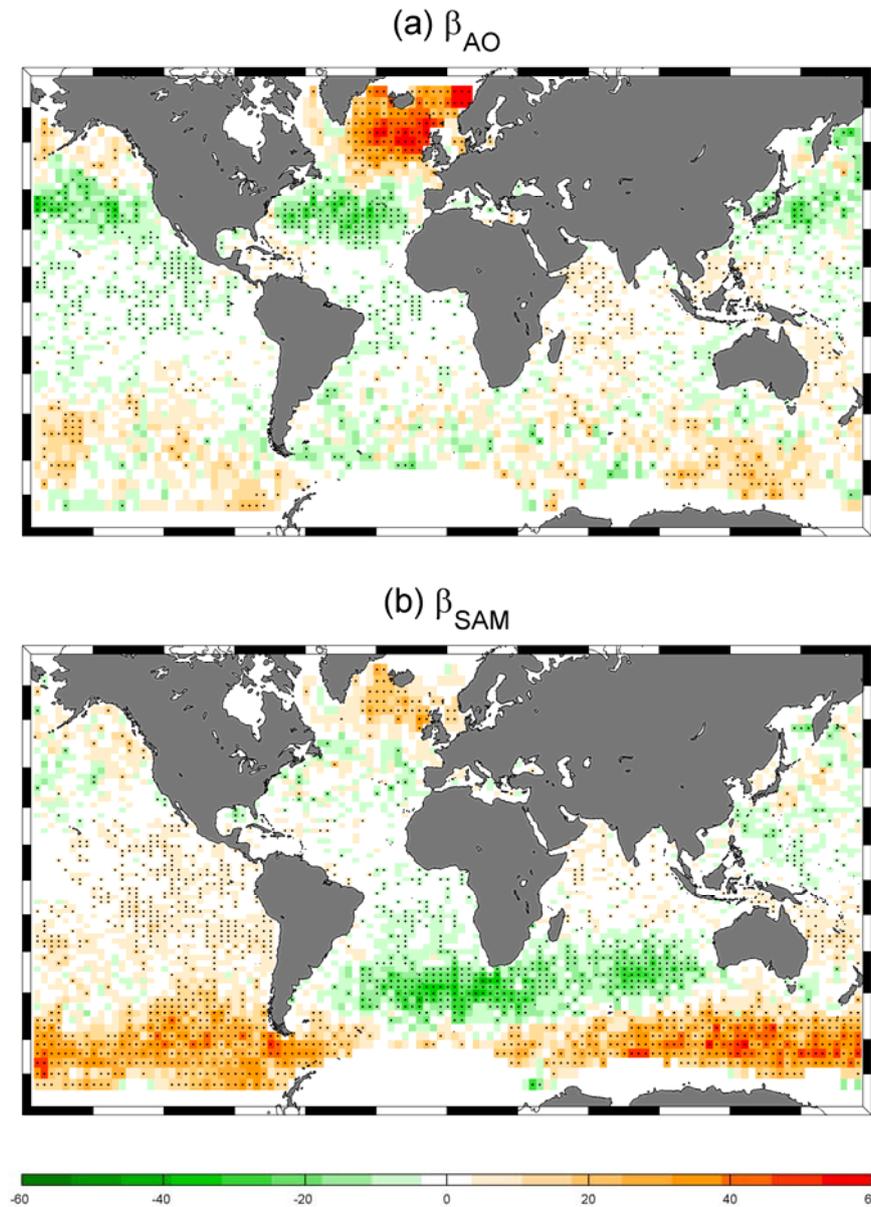


Figura 4.3 Variabilidad espacial de la influencia de los índices AO y SAM en el parámetro de localización (cm/unidad de índice). El nivel de confianza menor del 10 % está representado por un asterisco en el centro de cada celda

El mayor fenómeno combinado atmósfera-océano que influye sobre la variabilidad climática del globo es conocido como El Niño-Oscilación del sur (ENSO) y está centrado sobre el océano Pacífico. El índice del NIÑO 3 caracteriza este fenómeno a través de la variación en la temperatura superficial del agua del Pacífico tropical oriental. Por otro lado, otros de los más prominentes modos de variabilidad de baja frecuencia en el hemisferio norte extratropical que afecta al Océano Pacífico son el PNA, WP y EP/NP, todos ellos relacionados con la intensidad y localización de los vientos del oeste en el Pacífico Norte. La Figura 4.4 muestra la influencia de los índices climáticos

seleccionados para el Pacífico en el parámetro de localización de la distribución de altura de ola extremal. En la Figura 4.4a se puede ver un claro patrón de influencia del NIÑO 3 a lo largo del océano Pacífico. Durante los eventos de El Niño la altura de ola extremal sufre un incremento en la zona ecuatorial del centro y oeste del Océano Pacífico, incluyendo el Mar de Tasmania, y el este del Pacífico Norte (40 cm/unidad de NIÑO 3). El mayor evento de Niño registrado en este período se produjo en Diciembre de 1997, cuando el NIÑO 3 tomó un valor de 4.22 unidades. Por lo tanto, 1.68 m de altura de ola extremal en el Pacífico central, el mar de Tasmania y el Pacífico nororiental fueron debidos a la influencia del ENSO. Por otro lado, durante la fase de La Niña el clima marítimo extremal en el Pacífico suroriental se intensifica, encontrando la mayor influencia en el Pasaje de Drake. También se puede ver una teleconexión en el Océano Atlántico (zona de las Azores) para fases positivas del ENSO y en el Océano Índico central y el Mar de China durante las fases negativas. La Figura 4.4b muestra la influencia del índice PNA, donde se puede ver un patrón positivo localizado sobre el noreste Pacífico. Durante la fase positiva, la altura de ola extremal al sur de las Aleutianas debe 45 cm/unidad de PNA a la influencia de este índice y próximo a las costas de Baja California y México la influencia es de 30 cm/unidad de PNA. En la Figura 4.4c se puede ver que la fase positiva del índice WP contribuye a aumentar el clima marítimo extremal en las Aleutianas, Mar de Bering y Mar de Okhotsk, pero no se presenta ningún otro patrón espacial claro. Finalmente, la Figura 4.4d muestra una influencia del índice EP/NP extendida a lo largo del Pacífico occidental, Atlántico Norte y sudeste del Océano Índico. La fase positiva del EP/NP contribuye a aumentar el clima marítimo extremal en latitudes medias del Atlántico Norte (área de las Azores), mientras que la fase negativa afecta al Mar de Noruega y el Océano Antártico en su límite con el sudeste Pacífico incluyendo el Pasaje de Drake y en su límite con el sudeste del océano Índico incluyendo la Gran Bahía Australiana.

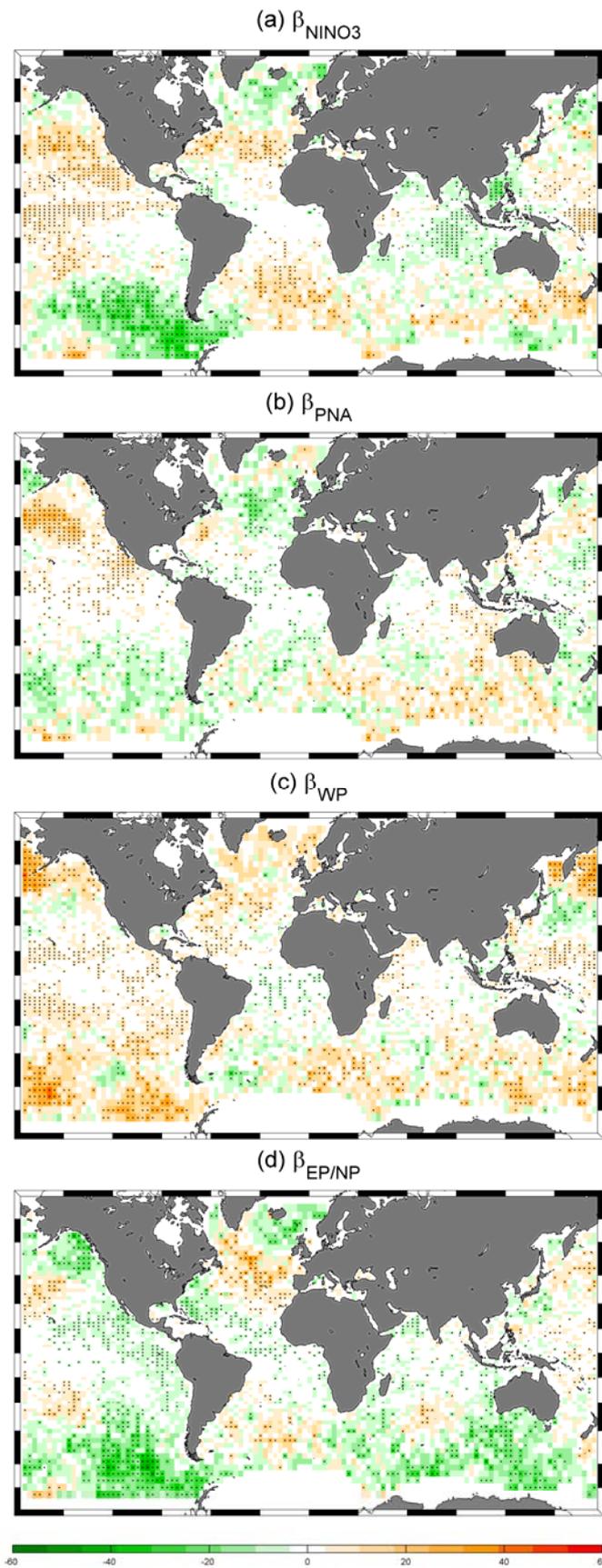


Figura 4.4 Variabilidad espacial de la influencia de los índices NINO3, PNA, WP y EP/NP en el parámetro de localización (cm/unidad de índice). El nivel de confianza menor del 10 % está representado por un asterisco en el centro de cada celda

En el Atlántico Norte tiene lugar un fenómeno análogo al del Pacífico pero con interacciones menos regulares en el espacio, es la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). Este patrón es el más prominente en la cuenca del Atlántico Norte y está asociado a cambios en la intensidad y localización de la corriente de chorro y en consecuencia a la trayectoria de las tormentas. Otro modo principal del Atlántico es el patrón del Atlántico Este (EA), estructuralmente parecido a la NAO pero desplazado hacia el sureste. El patrón EA/WR que afecta a la zona de Eurasia y el SCA que afecta a la zona de Escandinavia y Siberia también han sido elegidos para estudiar su influencia sobre el clima marítimo extremal global. La Figura 4.5 muestra la variación espacial de la influencia de estos patrones en el parámetro de localización (β_{NAO} , β_{EA} , $\beta_{EA/WR}$ y β_{SCA}). En la Figura 4.5a se puede ver un patrón similar, pero menos extenso, que el del AO. Esto es debido al hecho de que el patrón NAO tiene una gran correlación con el AO, considerándose la NAO un filial del AO. La fase positiva de la NAO produce un incremento de la altura de ola extremal al sur de Islandia y cerca de las costas de Irlanda y Gran Bretaña en un máximo de 75 cm/unidad de NAO; en Febrero de 1997 el índice NAO registró un valor de 5.2 unidades, por lo que 3.9 m de altura de ola extrema en esas zonas fueron debidas a la influencia de la NAO. Por otro lado, las fases negativas afectan al clima marítimo extremal en el área de las Azores. La Figura 4.5b muestra la influencia del patrón EA. La influencia de este patrón se extiende por la parte este del océano Atlántico. Fases positivas del patrón EA afectan al clima marítimo extremal en latitudes medias y tropicales del noreste del Océano Atlántico, intensificando su influencia en la costa atlántica del sur de Europa (40 cm/unidad de EA). Esta influencia se extiende sobre las costas de Marruecos, el Sahara Occidental y Mauritania y alcanza la costa norte de Brasil. Las fases negativas tienen afección sobre el Mar de Noruega. Los resultados del patrón EA/WR se pueden ver en la Figura 4.5c, donde se puede apreciar una ligera influencia negativa en el Atlántico Norte-Mar de Noruega y el Mar Mediterráneo. La naturaleza más regional de este índice climático requiere una resolución más fina para obtener una mejor información sobre la influencia de este patrón en el clima marítimo extremal. Finalmente, la Figura 4.5d muestra la variabilidad espacial de la influencia del patrón SCA. Se puede ver un patrón espacial similar al del EA pero menos intenso (hasta 20 cm/unidad de SCA) y más disperso durante la fase positiva (se detecta influencia positiva en el sur del Atlántico). La fase negativa del patrón SCA contribuye a incrementar el clima marítimo extremal en el Mar de Noruega, Mar del Norte y Mar Báltico (-50 cm/unidad).

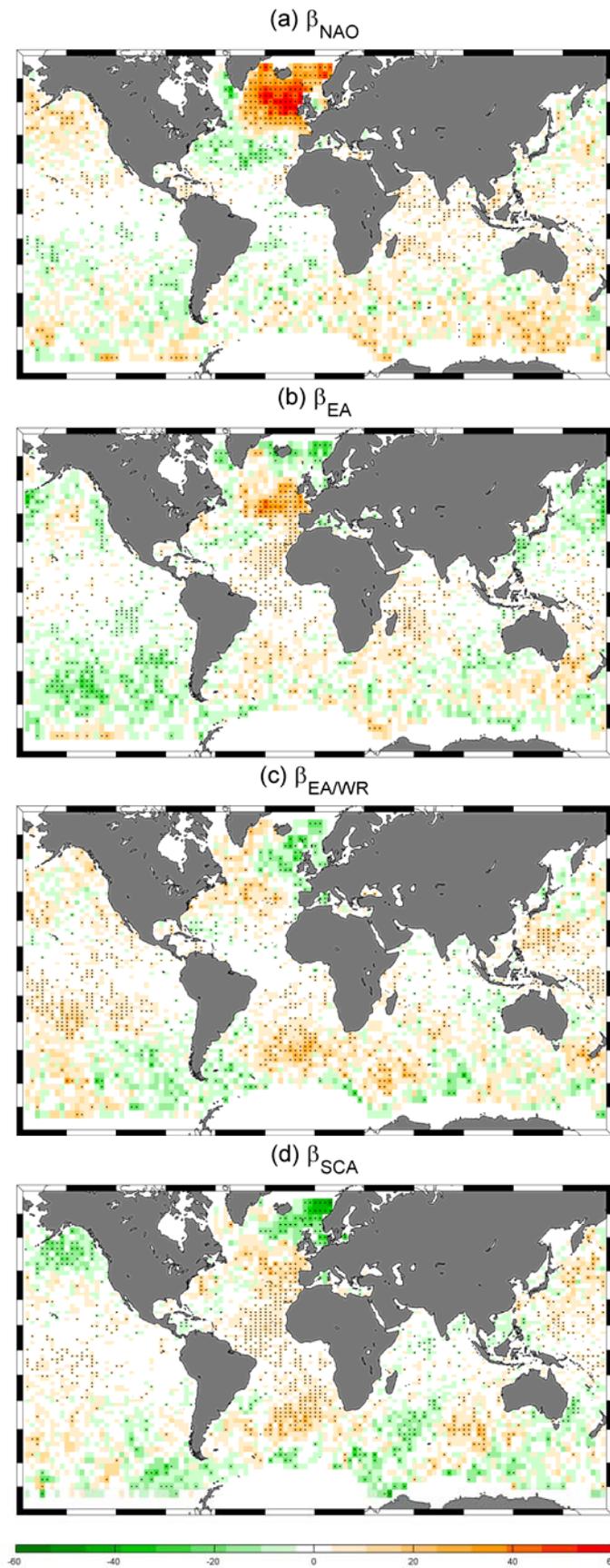


Figura 4.5 Variabilidad espacial de la influencia de los índices NAO, EA, EA/WR y SCA en el parámetro de localización (cm/unidad de índice). El nivel de confianza menor del 10 % está representado por un asterisco en el centro de cada celda

Finalmente, se han elegido dos índices representativos del Océano Índico. El dipolo del Océano Índico (IOD) es un fenómeno combinado atmósfera-océano que se produce en el océano Índico ecuatorial y afecta al clima de los países que rodean la cuenca índica (Saji et al., 1999). El índice DMI es el indicador elegido para caracterizar este fenómeno (ver Capítulo 2). La oscilación cuasi-bienal (QBO), también conocida como “Vientos de Singapur”, es una oscilación cuasi-periódica de los vientos de la zona ecuatorial, alternando entre vientos del este y vientos del oeste con un período medio que oscila entre los 26 y los 30 meses. La Figura 4.6 muestra el patrón espacial de la influencia de los índices DMI y QBO en el parámetro de localización de la distribución de altura de ola extremal. De acuerdo a la Figura 4.6a se puede detectar un patrón espacial a lo largo del Océano Índico, Atlántico Sur y Antártico. La fase positiva del IOD incrementa la altura de ola extremal en la confluencia entre el Océano Atlántico y el Océano Antártico, Océano Índico y Océano Antártico y el suroeste Pacífico, próximo a las costas de Nueva Zelanda. Por otro lado, la fase negativa del IOD contribuye a incrementar la altura de ola extremal en la parte oriental del Océano Índico, cerca de las costas de Indonesia y Sri Lanka (hasta -50 cm/unidad de IOD). Los resultados para el QBO se muestran en la Figura 4.6b. Se puede ver que el patrón de influencia se detecta durante la fase negativa del índice. Se extiende a lo largo del océano Índico y presenta una teleconexión sobre el sudeste Pacífico (hasta 40 cm/unidad). La fase positiva del QBO muestra una influencia suave y dispersa sobre el sur del Océano Índico y el Océano Antártico (hasta 30 cm/unidad).

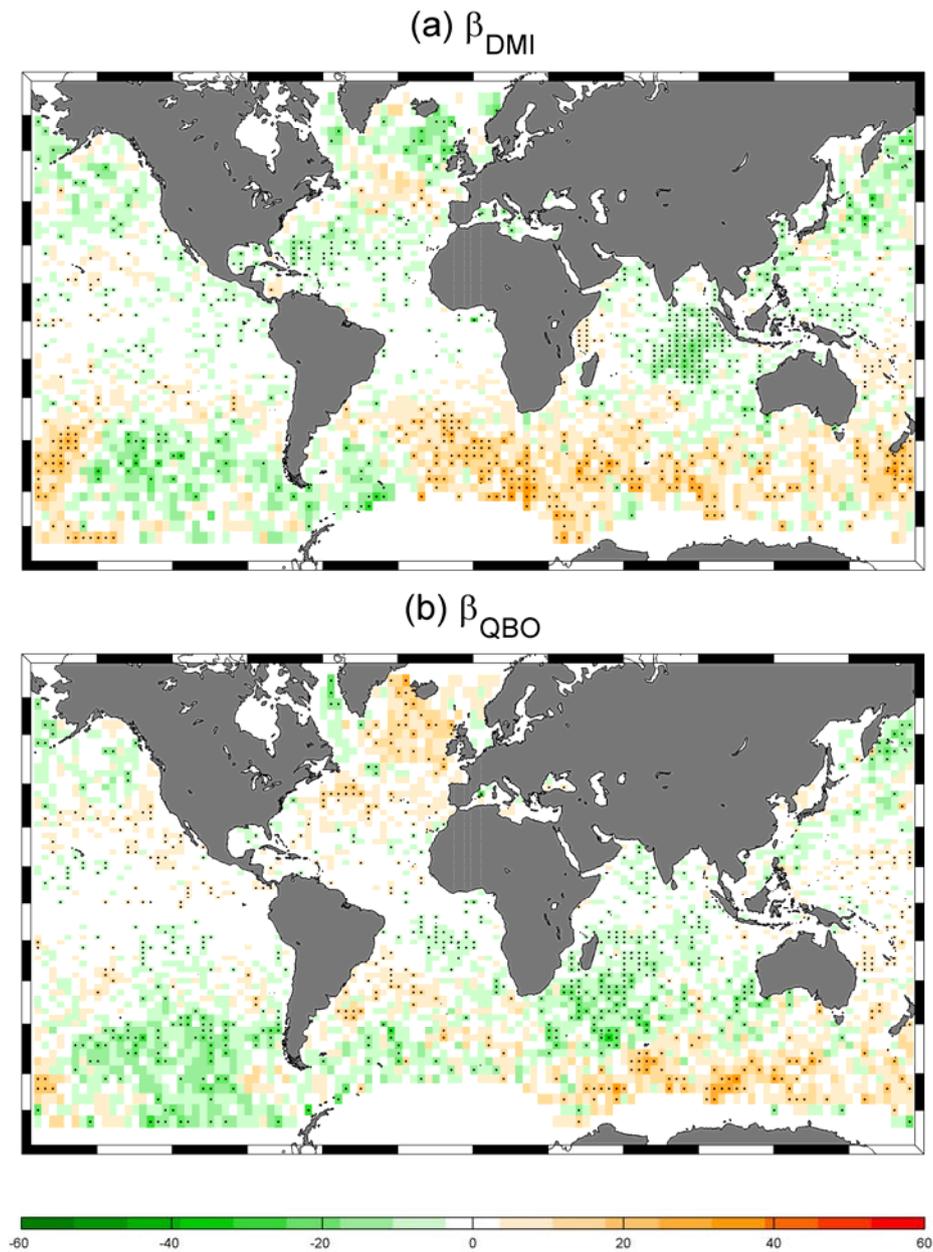


Figura 4.6 Variabilidad espacial de la influencia de los índices IOD y QBO en el parámetro de localización (cm/unidad de índice). El nivel de confianza menor del 10 % está representado por un asterisco en el centro de cada celda

4.2.4.1 Influencia del ENSO en el clima marítimo extremal global

El ENSO es el fenómeno combinado océano-atmósfera que más importancia tiene sobre el sistema climático global. La principal zona de afección es el Pacífico tropical, pero las consecuencias climáticas y ecológicas se producen a nivel mundial y perduran en el tiempo.

El ciclo del ENSO conlleva una variación en la temperatura superficial del agua (fenómeno oceánico) y un cambio en la circulación atmosférica (fenómeno atmosférico). Durante los eventos de Niño los vientos alisios se debilitan, de forma que el agua cálida se mueve lentamente de regreso hacia el Este. Esto produce un debilitamiento de la corriente fría de Humbolt que asciende de sur a norte por la costa pacífica de Sudamérica, produciéndose cambios en el patrón de precipitaciones y temperaturas en muchas zonas del globo, así como consecuencias sobre las pesquerías y otras comunidades biológicas.

El efecto que este fenómeno tiene sobre el oleaje ha sido estudiado por numerosos autores. Así, Sasaki et al. (2007) correlaciona la altura de ola del percentil del 90 % de verano (H_{90}) con el índice NINO3.4, encontrando un incremento en este estadístico en los años de Niño. Hemer et al. (2010) utiliza el índice SOI para correlacionar, por estaciones, la altura de ola significativa (H_s) procedente de satélite con el ENSO. Menéndez et al. (2008) estudia la influencia del ENSO en el oleaje extremal de la costa oeste de EEUU y Gulev y Grigorieva (2004) correlacionan la H_s procedente de las bases de datos visuales en el Pacífico con el índice SOI.

En todos estos casos, el estudio que se hace de la influencia del ENSO en el oleaje es directo, es decir, se correlaciona contemporáneamente el oleaje con el valor que toma el índice climático, encontrándose una correlación o influencia directa. Sin embargo, con el objetivo de hacer un estudio más extenso de la influencia del ENSO en el clima marítimo extremal global, se plantea analizar esta influencia a través del índice NIÑO 3, con un cierto desfase entre el evento ENSO y el oleaje extremal. Por un lado se estudia la relación estadística antes de que se produzca el evento (4 y 2 meses antes) y por otro lado se estudia esta relación a los 4 y 2 meses posteriores al evento. La forma de incluir este desfase en el modelo estadístico se muestra en la expresión 4.3.

$$\mu(t) = \beta_0 + \beta_1 \cos(\omega t) + \beta_2 \sin(\omega t) + \beta_{NINO3} NINO3(t + \tau) \quad (4.3)$$

donde el parámetro β_{NINO3} representa la contribución del índice NIÑO 3 en cm/unidad de índice en la altura de ola extrema en el mes t y τ expresa el desfase entre el instante de las olas y el instante del evento climático en escala mensual.

En la Figura 4.7 se muestra la evolución de la influencia del ENSO sobre el clima marítimo extremal global desde los 4 meses anteriores al evento hasta los 4 meses posteriores. La escala de colores se ha limitado a ± 50 cm/unidad de NIÑO 3 para apreciar mejor la influencia.

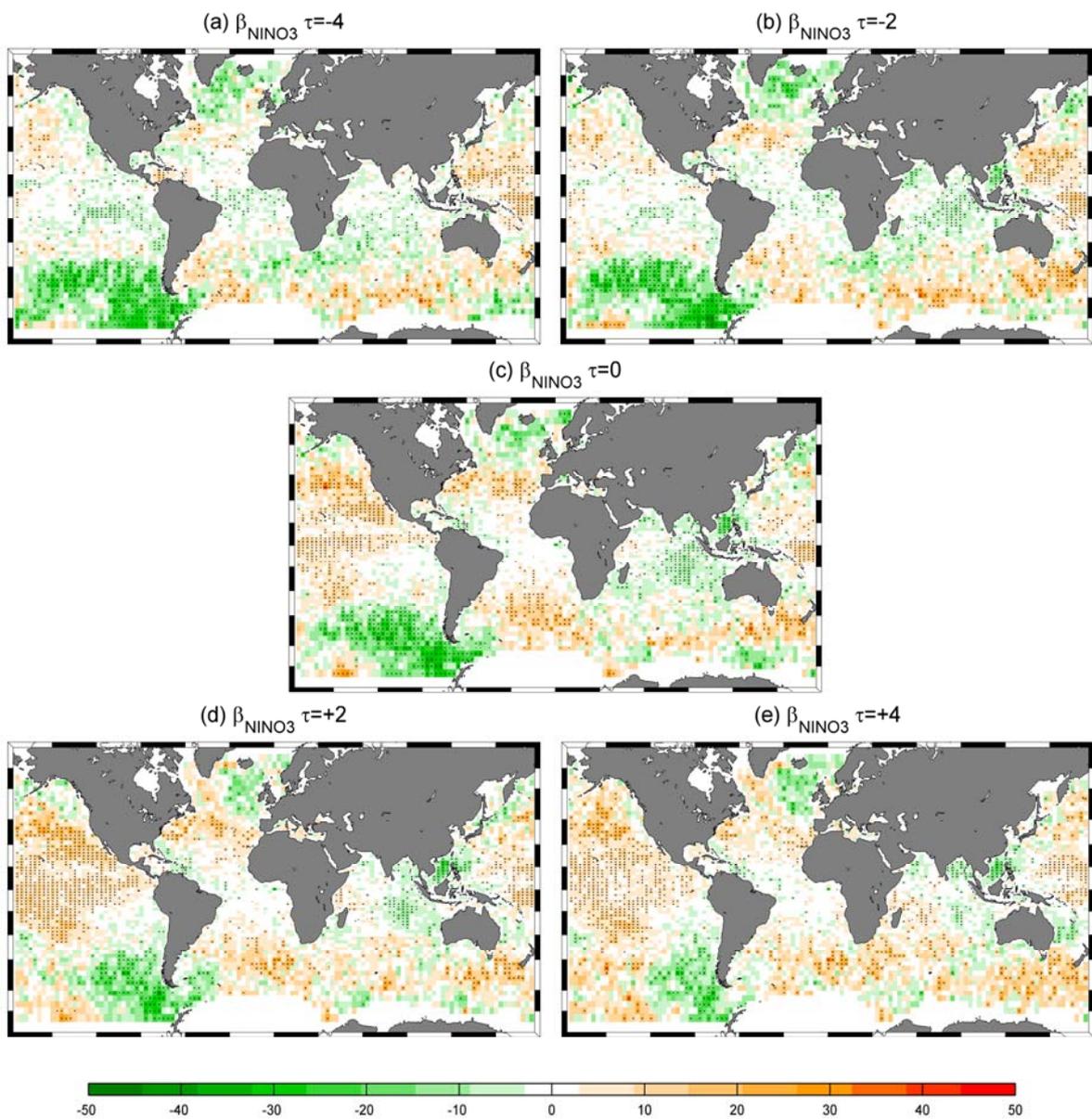


Figura 4.7 Variabilidad espacial de la influencia del índice NIÑO 3 con diferentes desfases ($\tau = +4, +2, 0, -2, -4$ meses) en el parámetro de localización (cm/unidad de índice). El nivel de confianza menor del 10 % está representado por un asterisco en el centro de cada celda

En términos generales, de los 5 paneles de la Figura 4.7 se puede extraer que en los meses precedentes al ENSO el oleaje extremal en el Pacífico sureste está influenciado principalmente por La Niña, que contribuye a la altura de ola extremal, mientras que en

los meses posteriores al evento, el oleaje extremal en la parte tropical del Pacífico central está claramente influenciado por El Niño.

La Figura 4.7a muestra la relación estadística entre el clima marítimo extremal global y el fenómeno ENSO 4 meses antes de su ocurrencia. Se puede ver que la aproximación de un evento de Niña genera un incremento en la altura de ola extremal del Pacífico centro-oriental y fundamentalmente suroriental, produciendo en el Pasaje de Drake una contribución de hasta 45 cm/unidad de NIÑO 3. En el caso de aproximarse un evento de Niño, la influencia se concentra en un área menor, en la zona tropical del Pacífico occidental y la contribución a la altura de ola extremal es de menor intensidad (en torno a 20 cm/unidad de NIÑO 3). En la Figura 4.7b la influencia que se muestra corresponde a un desfase de 2 meses anterior al evento climático. En este caso se produce una disminución de la influencia del posible evento Niña sobre el clima marítimo extremal del Pacífico sur, desapareciendo esta influencia en la parte centro-oriental. Por el contrario, aparece un área de influencia negativa (Niña) en Mar de China Meridional e Índico central. El área de influencia en el caso de Niño aumenta en extensión e intensidad, apareciendo, además de la contribución en la zona tropical del Pacífico occidental, una contribución en el Mar de Tasmania y costas sur de Nueva Zelanda de hasta 30 cm/unidad de NIÑO 3.

En el momento en que se produce el evento ENSO (Figura 4.7c) la situación de Niño tiene influencia positiva en el oleaje extremal del Pacífico central y nororiental, siendo hasta 30 cm/unidad de NIÑO 3 de altura de ola extremal debidas al fenómeno. Se observa como la influencia positiva del Pacífico centro-occidental disminuye, aumentando la influencia en el Atlántico Norte (entre la latitud 30º y 45º) y en el Atlántico Sur. El fenómeno de la Niña influye sobre los oleajes extremos en el Pacífico Sur oriental, fundamentalmente en la zona próxima al Paso de Drake. Se puede ver que los patrones generales de influencia coinciden con los obtenidos cuando se estudia la relación con el ENSO desfasado en el tiempo. Sin embargo, se ve que contemporáneamente los eventos de Niña contribuyen en mayor intensidad y extensión al clima marítimo extremal global que los eventos de Niño, cuya influencia se ve restringida al Pacífico central y Pacífico nororiental.

En la Figura 4.7d se muestra la influencia que tiene el ENSO sobre el oleaje extremal dos meses después de que se produzca el evento climático. En este caso se ve como el área de contribución al oleaje extremal en el caso de Niña disminuye considerablemente en el Pacífico Sur, restringiéndose al Paso de Drake y Tierra de Fuego. En el Mar de China Meridional prevalece una contribución a la altura de ola extremal en el caso de evento Niña. Sin embargo, el área de influencia en el caso de evento Niño aumenta considerablemente abarcando una gran zona del Pacífico Norte y Central (zona de influencia del ENSO). En el caso de producirse evento de Niño, en los dos meses posteriores, hasta 20 cm/unidad de NIÑO 3 del clima marítimo extremal en el Pacífico central y costas de California son debidas a la presentación de ese evento. Por último en la Figura 4.7e, donde se muestra la influencia del ENSO en el clima marítimo extremal cuatro meses después de la ocurrencia del evento, se ve como las zonas de influencia se van debilitando. Ante un evento de Niña se produce una contribución al clima marítimo extremal en el Paso de Drake (el área que inicialmente cubría parte del Pacífico suroriental se restringe ahora a esta zona) y Mar de China Meridional. En el caso de evento de Niño, la zona de influencia se dispersa ligeramente hacia el sur pero debilitándose en intensidad, de forma que ante un evento de Niño, 15 cm/unidad de NIÑO 3 del clima marítimo extremal en el Pacífico central proceden de la contribución de este fenómeno.

4.2.5 Conclusiones

Se ha estudiado la variabilidad estacional e interanual del clima marítimo extremal utilizando datos de satélite y aplicando un modelo estadístico no estacionario basado en la función generalizada de extremos. Este estudio aporta un mejor conocimiento de la variabilidad de los extremos del oleaje a nivel global.

La variación estacional se ha modelado mediante funciones armónicas que representan el ciclo anual en el parámetro de localización y en el de escala. La variabilidad interanual se explica a través de índices climáticos que se incluyen en el parámetro de localización mediante covariables.

Los resultados de este trabajo revelan mayor severidad del clima marítimo extremal a mayores latitudes. El efecto de fenómenos como huracanes, tifones o monzones es

detectado por el modelo mediante valores positivos del parámetro de forma de la distribución GEV y, por lo tanto, comportamiento Fréchet. Por otro lado, el análisis de la variabilidad interanual muestra los índices AO, SAM y NIÑO 3 como los patrones climáticos más influyentes en la altura de ola extremal alrededor del mundo. El AO presenta influencia significativa en el Océano Atlántico con un dipolo de acción localizado entre Islandia, el Mar de Noruega y las Azores. El SAM presenta una influencia más extensa a lo largo del Océano Antártico, el Índico Sur y el Atlántico Sur. Finalmente, el NIÑO 3 contribuye a la altura de ola extremal en el Pacífico centro-occidental y el Pacífico Norte en sus fases positivas, mientras que las fases negativas incrementan el régimen extremal en el Pasaje de Drake y el Océano Índico. Además, se han utilizado otros índices climáticos representativos de los océanos Atlántico, Pacífico e Índico, encontrando resultados más regionales como la influencia de la NAO en el Atlántico, el PNA en el Pacífico nororiental y el DMI en el Océano Índico. Finalmente se ha estudiado la influencia del ENSO en el clima marítimo extremal global antes y después de la ocurrencia del evento. Para ello se ha introducido un desfase en el análisis de la covariable. Los resultados revelan una influencia positiva en la altura de ola extremal del Pacífico suroriental ante futuras situaciones de Niña e influencia positiva en el Pacífico tropical y nororiental posterior a eventos de Niño.

Hay que destacar que estos resultados son útiles para explicar y predecir los eventos extremos en áreas costeras.

4.3 Análisis regional: sur de Europa

Una vez conocida la variabilidad del clima marítimo extremal en todo el globo se ha planteado un estudio similar a menor escala. El objetivo es poder introducir la información de aquellos procesos físicos propios de una escala regional que afectan al oleaje en la zona. La zona elegida es una región en el sur de Europa en la que se va a estudiar la variabilidad estacional e interanual del clima marítimo extremal. En este caso el estudio de la variabilidad interanual se va a llevar a cabo a través de patrones climáticos propios de la zona y de las anomalías en los campos de presión a nivel del mar en la zona de generación del oleaje.

4.3.1 Bases de datos

4.3.1.1 Datos de oleaje

Los datos de oleaje utilizados en el estudio de la variabilidad del clima marítimo extremal en el sur de Europa son los procedentes de cinco misiones satelitales diferentes: TOPEX, TOPEX 2, Jason, Envisat y Geosat Follow-On (GFO). Las medidas fueron tomadas entre los años 1992 y 2006 (ver Tabla 4.2), lo que añade una heterogeneidad temporal en el número de datos (todos los datos han sido preprocesados).

Satélite	Fecha inicial	Fecha final
TOPEX 1	Marzo 1992	Agosto 2002
TOPEX 2	Septiembre 2002	Octubre 2005
Jason	Enero 2002	Diciembre 2006
Envisat	Septiembre 2002	Diciembre 2006
GFO	Enero 2000	Diciembre 2006

Tabla 4.2 Periodos de medida de las misiones satelitales

El área de estudio se muestra en la Figura 4.8 donde se pueden ver también las trazas de los satélites utilizados. La zona de estudio contiene dos cuencas claramente diferenciadas, el Atlántico y el Mediterráneo. Tras varias pruebas, la cuenca Atlántica se ha dividido en una rejilla de $4^{\circ} \times 2^{\circ}$ (longitud x latitud) buscando un compromiso entre el número de datos representativo por celda y la máxima resolución espacial posible. En cuanto al Mediterráneo (con una variabilidad espacial del oleaje más pronunciada debido a la compleja orografía) se ha optado por una rejilla de $2^{\circ} \times 1^{\circ}$, dando una mayor resolución pero asegurando también un número representativo de datos. Además, como criterio adicional se ha impuesto la condición de que cada celda contenga un número mínimo de datos. Esto es debido a que las celdas que cubren parte de mar y parte de tierra pueden presentar un número muy pequeño de datos como para obtener un número realista de máximos. Consecuentemente, se han eliminado aquellas celdas con menos del 30% de N_{\max} , donde N_{\max} es el máximo número de datos por celda ($N_{\max} = 119555$ para las celdas de $4^{\circ} \times 2^{\circ}$ y $N_{\max} = 35014$ en las celdas de $2^{\circ} \times 1^{\circ}$).

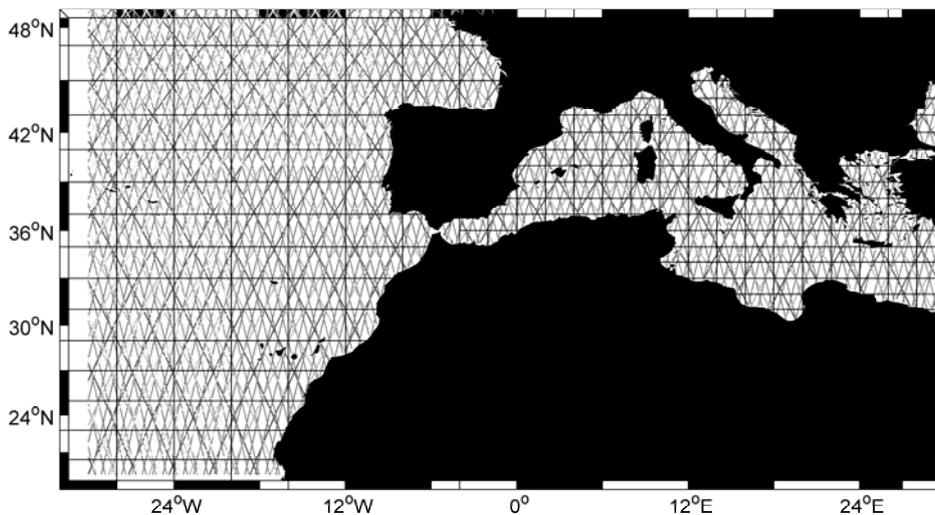


Figura 4.8 Localización del área de estudio del sur de Europa

4.3.1.2 Datos de presión a nivel del mar

Se han utilizado los campos de presiones a nivel del mar (SLP) 6-horarios con resolución espacial de $5^\circ \times 5^\circ$, procedentes del reanálisis del National Center for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) (Kalnay et al., 1996). Se han utilizado los campos de una zona del noreste Atlántico (NA) que se extiende entre las coordenadas 25° N y 70° N de latitud y 60° W y 10° E de longitud. Este área cubre la zona de generación de tormentas en el Atlántico Norte para el sur de Europa, y además se puede utilizar como una zona probable de teleconexión para el clima marítimo de la cuenca del Mediterráneo. El período de reanálisis cubre desde 1948 hasta 2008.

4.3.2 Modelo estadístico

El modelo elegido para estudiar la variabilidad espacial y temporal del clima marítimo del sur de Europa ha sido el modelo GEV mensual, de igual forma que en el análisis global del apartado anterior. En este caso también se han utilizado datos de diferentes satélites lanzados y sustituidos a lo largo del tiempo, por lo que también se ha incluido el factor de escala $k(t) = n(t)/N$ con $N = 720$.

4.3.2.1 Modelo de regresión para la variación estacional

Tras una inspección visual del gráfico *boxplot* de la Figura 4.9, parece razonable modelar la estacionalidad mediante funciones armónicas (Menéndez et al., 2009).

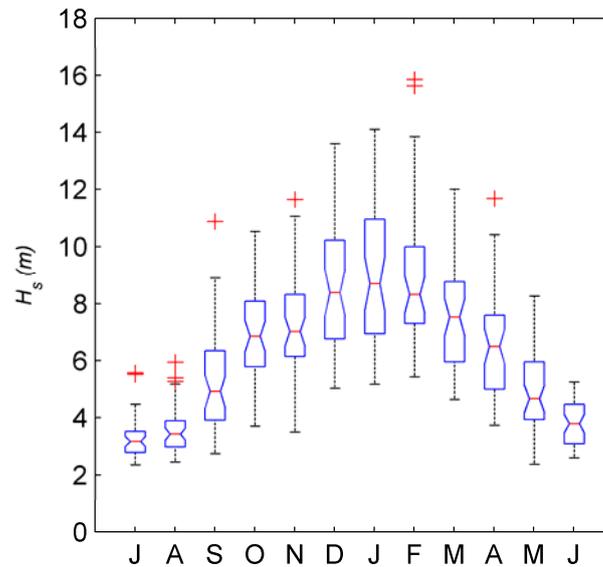


Figura 4.9 *Boxplot* de H_s máxima mensual en una celda del área de estudio

Tras varios test, se ha obtenido que el mejor modelo estacional más común obtenido sea el que contiene el ciclo anual en el parámetro de localización y escala y valor nulo para el parámetro de forma, lo que implica comportamiento Gumbel.

$$\mu(t) = \beta_0 + \beta_1 \cos(\omega t) + \beta_2 \sin(\omega t)$$

$$\psi(t) = \alpha_0 + \alpha_1 \cos(\omega t) + \alpha_2 \sin(\omega t)$$

$$\xi(t) = 0$$

(4.4)

donde β_0 y α_0 son valores medios, β_i y α_i son las amplitudes de los armónicos, $\omega = 2\pi$ años⁻¹ y t viene dado en años. Los parámetros del modelo se obtienen mediante el método de máxima verosimilitud.

La Figura 4.10 muestra el ajuste del modelo en la celda superior izquierda del área de estudio. Los máximos mensuales de altura de ola significativa se representan con cruces.

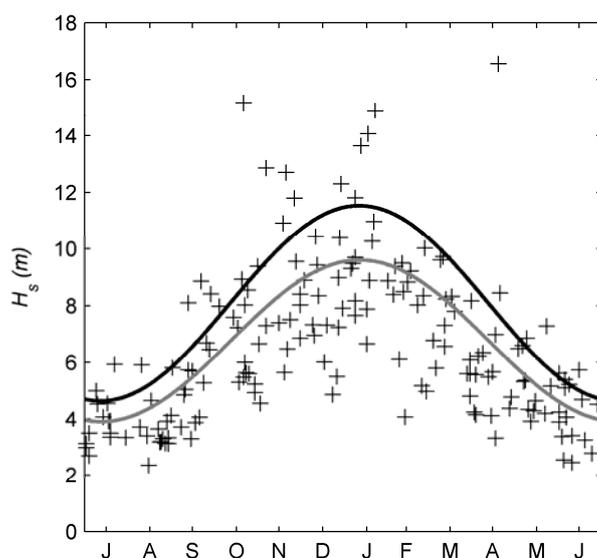


Figura 4.10 Máximos mensuales de H_s , parámetro de localización (línea gris) y parámetro de localización más escala (línea negra) ajustados para los datos de la celda situada en la esquina superior izquierda del dominio (30°W , 48°N).

El modelo ajustado en esta celda presenta la expresión:

$$\begin{aligned}
 \hat{\mu}(t) &= 6.75 + 2.81 \cos(\omega t) + 0.44 \sin(\omega t) \\
 \hat{\psi}(t) &= 1.32 + 0.59 \cos(\omega t) - 0.07 \sin(\omega t) \\
 \hat{\xi}(t) &= 0
 \end{aligned}
 \tag{4.5}$$

Como se puede ver en la figura el modelo es capaz de detectar la fuerte modulación en ambos parámetros, localización y escala.

4.3.2.2 Modelo de regresión para la variación interanual

De acuerdo con varios autores, el clima marítimo en el Océano Atlántico Norte y la cuenca del Mediterráneo está relacionado con cambios en la circulación zonal de la atmósfera (Woolf et al, 2003; Lionello and Sanna, 2005). Normalmente, los patrones atmosféricos de anomalías de presión se expresan en términos de índices climáticos regionales, pero en este trabajo también se han utilizado los campos de anomalías de presión a nivel del mar para cuantificar la relación entre el clima marítimo extremal y los índices climáticos regionales.

En primer lugar se han elegido cuatro patrones climáticos regionales europeos existentes para modelar la variabilidad interanual: los patrones NAO, EA, EA/WR y SCA. Cada patrón se ha incluido en el modelo mediante la adición de un término lineal en el parámetro de localización. Matemáticamente, el modelo que incluye la influencia de la NAO puede expresarse de la forma:

$$\mu(t) = \beta_0 + \beta_1 \cos(\omega t) + \beta_2 \sin(\omega t) + \beta_{NAO} NAO(t) \quad (4.6)$$

donde el parámetro β_{NAO} representa la influencia en la altura de ola extrema por unidad de índice climático del patrón NAO en el mes t . Se han construido modelos similares para los patrones EA, EA/WR y SCA, obteniendo β_{EA} , $\beta_{EA/WR}$ y β_{SCA} , respectivamente.

Siguiendo con el ejemplo de la Figura 4.3, el modelo ajustado, incluyendo la influencia de la NAO, tiene la forma:

$$\mu(t) = 6.68 + 2.72 \cos(\omega t) + 0.37 \sin(\omega t) + 0.41 NAO(t) \quad (4.7)$$

lo que significa que cada unidad del índice NAO explica 0.41 m de anomalía positiva de altura de ola extremal.

De esta manera, la significancia del parámetro β_{NAO} puede comprobarse utilizando el test del cociente de máxima verosimilitud.

Por otro lado, se han utilizado los campos de anomalías de presión a nivel del mar medios mensuales. Se ha aplicado un análisis de componentes principales (PC) a las anomalías de SLP estandarizadas de la zona del noreste atlántico (especificada en el apartado 4.3.1.2) para obtener una mayor correlación entre estas PCs y las anomalías de los extremos de oleaje. De esta manera se han obtenido modelos similares a los de los patrones climáticos para cada PC obteniendo β_{NA1} , β_{NA2} , ...

4.3.3 Climatología del clima marítimo extremal

4.3.3.1 Variabilidad espacial de los parámetros de la GEV

De este estudio se puede extraer que la estacionalidad explica gran parte de la variabilidad de los datos en el sur de Europa. Se han analizado las características de la variabilidad mes a mes de la zona de tormentas utilizando mapas espaciales de los parámetros de localización y escala. Para la distribución Gumbel, el parámetro de localización μ coincide con el valor más probable de la distribución y el parámetro de escala es $\sqrt{6}/\pi$ veces el valor de la desviación estándar. Por lo tanto, estos parámetros ayudan a analizar la situación media mensual del clima marítimo extremal (parámetro de localización) y su variabilidad promediada o dispersión (parámetro de escala) para cada punto (Figura 4.11 y 4.12).

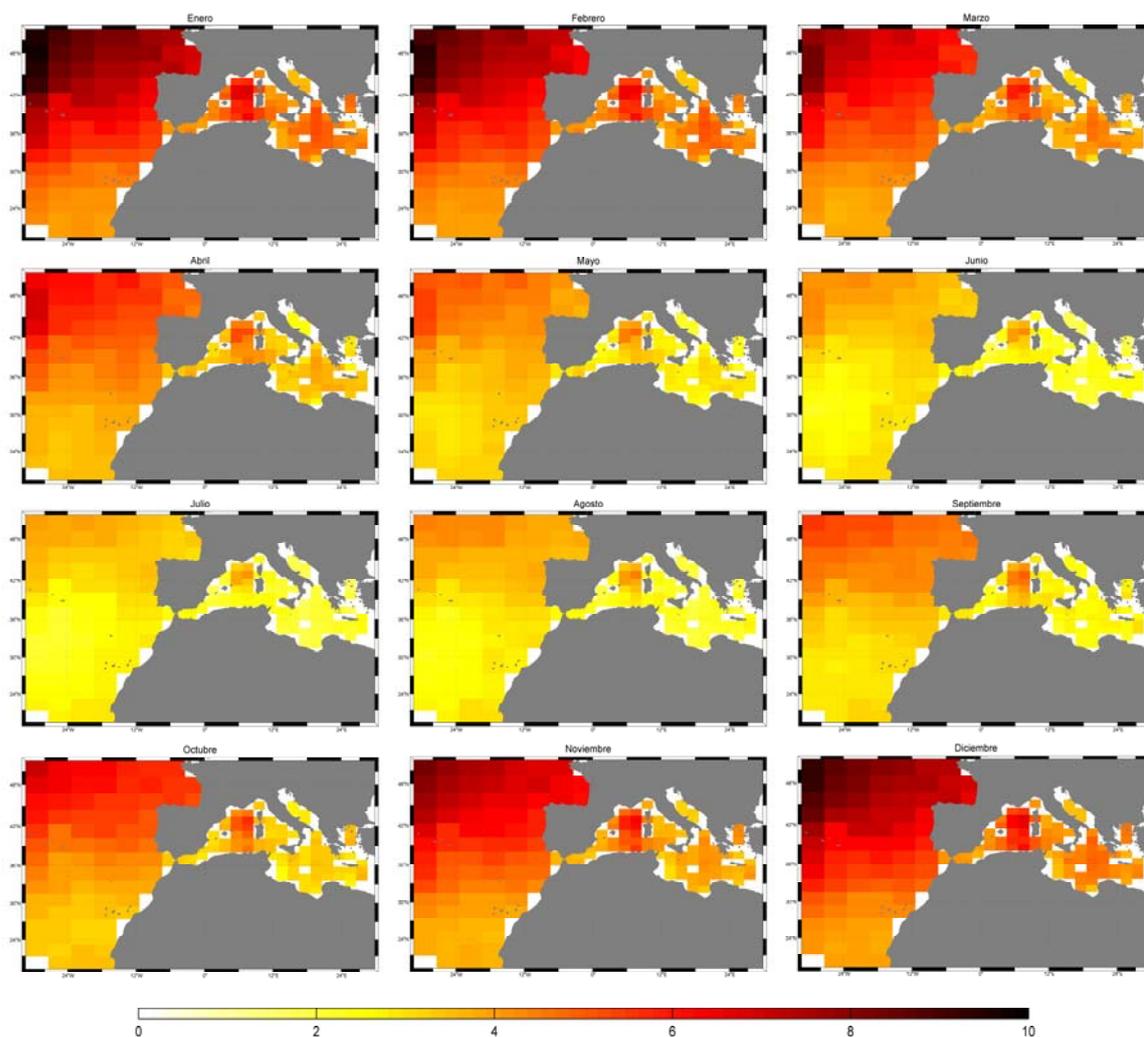


Figura 4.11 Variabilidad espacial mes a mes del parámetro de localización del modelo GEV mensual

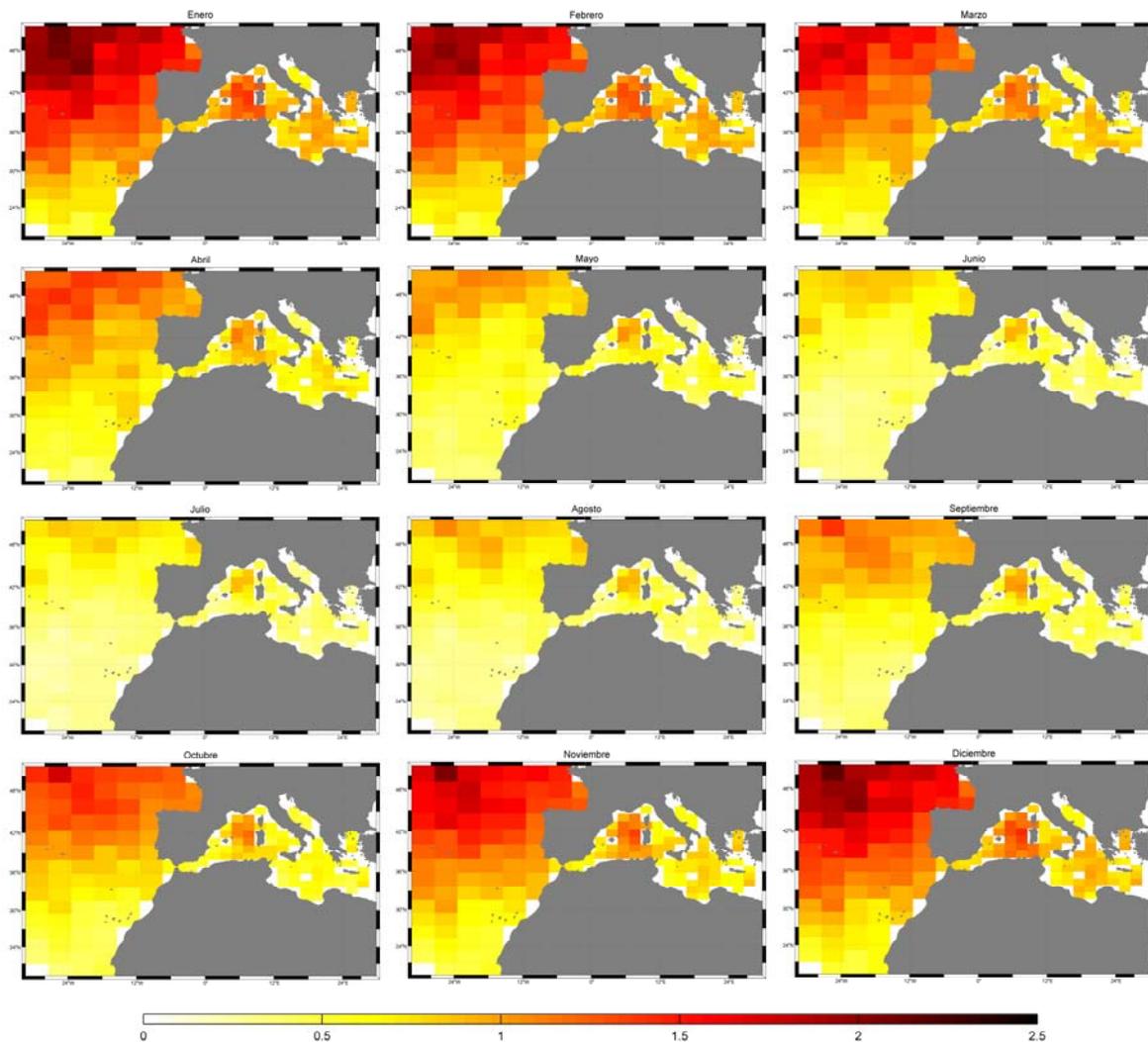


Figura 4.12 Variabilidad espacial mes a mes del parámetro de escala del modelo GEV mensual

En ambos parámetros se puede ver una marcada variabilidad estacional. En general, se presentan principalmente dos gradientes, zonal (Oeste-Este) y meridional (Norte-Sur), en los dos parámetros que revelan una predominancia de centros de baja presión localizados en la zona NAO. En el Mediterráneo, la complejidad del patrón espacial de los campos de oleaje está condicionada por la circulación regional combinada con la limitación de las áreas de *fetch*.

En la Figura 4.13 se muestra el diagnóstico gráfico del ajuste del modelo estacional en la celda superior izquierda del área de estudio (30°W , 48°N). El diagnóstico incluye el gráfico de probabilidad (PP *plot*) y el gráfico de cuantiles (QQ *plot*). En ambos casos los puntos se distribuyen próximos a la diagonal, lo que muestra un buen ajuste del modelo. Hay que tener en cuenta que el modelo impuesto no tiene por qué ser el

óptimo, pero como se puede ver la parametrización elegida modela bien la población de datos estudiada.

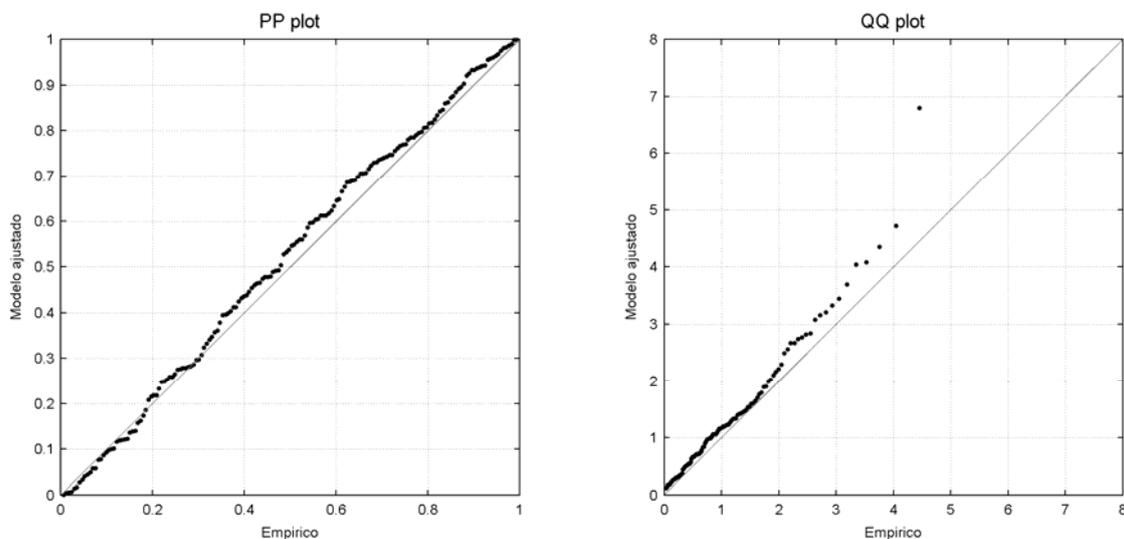


Figura 4.13 Diagnóstico gráfico del ajuste del modelo estacional para los datos de la celda situada en la esquina superior izquierda del dominio (30°W, 48°N)

4.3.3.2 Períodos de retorno

Se ha representado el valor de un determinado cuantil de altura de ola para informar del clima marítimo extremal en cada celda particular de la rejilla. El cuantil seleccionado es el anual de 50 años de período de retorno, $H_{s_{50}}$, correspondiente a la probabilidad de no excedencia $1 - q$ (donde la probabilidad de no excedencia es $q = 1/50$). Para pasar de escala mensual a anual se ha resuelto la ecuación (1.39), donde el intervalo $[t_a, t_b]$ es igual a 1 mes (por ejemplo, $t_a = (i-1)/12$ y $t_b = i/12$ para el mes genérico i) y el factor de escala toma el valor $k_m = 12$.

La Figura 4.14 muestra la variabilidad espacial de la $H_{s_{50}}$ mensual en el área de estudio. Como era de esperar, el clima marítimo más severo ocurre durante los meses de invierno (Noviembre, Diciembre, Enero, Febrero y Marzo) con valores máximos de aproximadamente 17 m en la esquina superior izquierda del área analizada. Estos resultados mes a mes son una herramienta útil para muchas aplicaciones, tales como el modelado de: la variabilidad de comunidades costeras, las condiciones de operatividad

de obras marítimas, el diseño probabilístico de rutas de barcos o el diseño de dispositivos para la extracción de energía del oleaje.

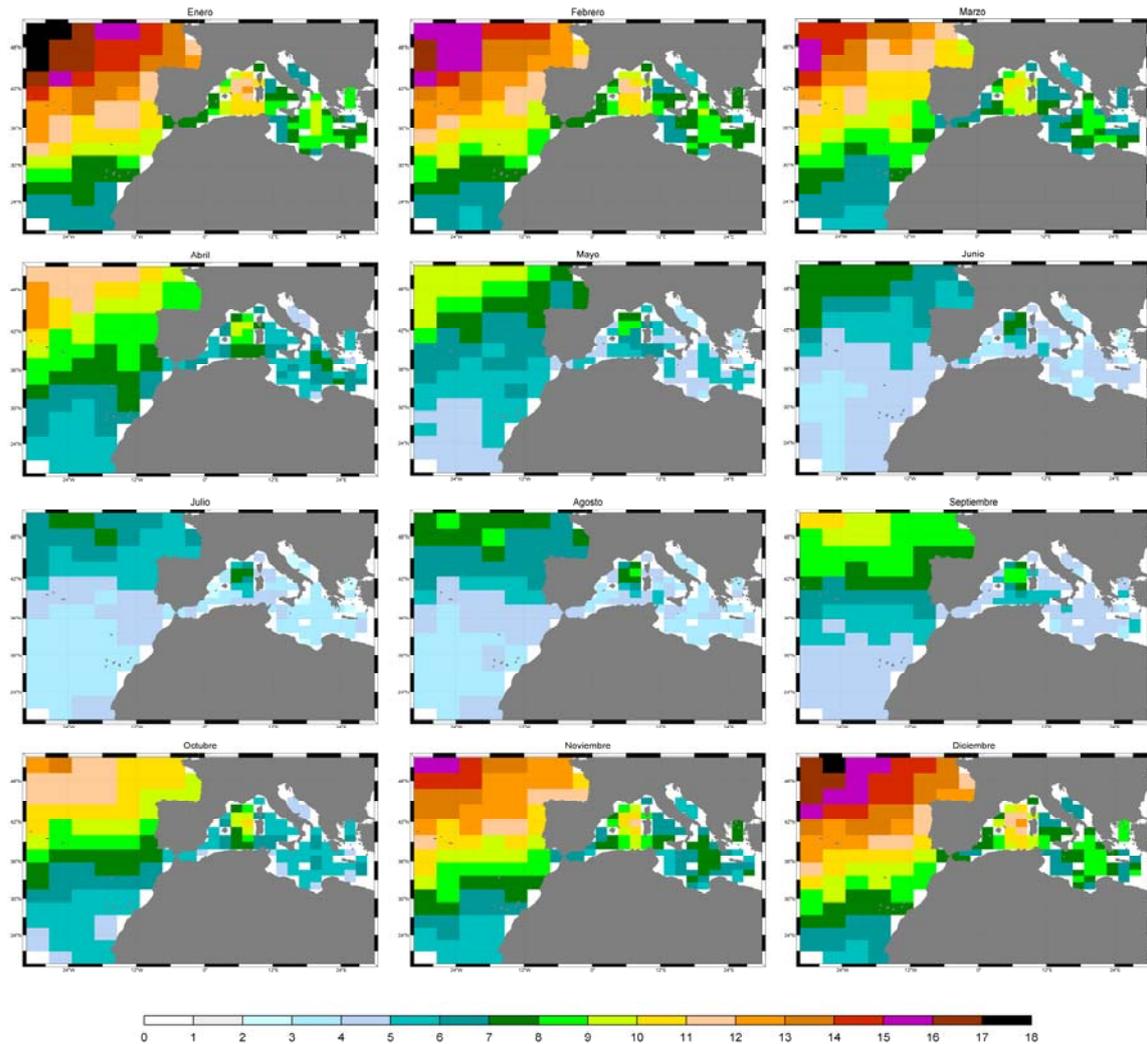


Figura 4.14 Variabilidad espacial del $H_{s_{30}}$ mensual (m)

En la cuenca Atlántica las mayores alturas de ola están localizadas en las zonas al noroeste, particularmente en las Islas Azores y en el norte y oeste de la Península Ibérica. Durante los meses de invierno, la $H_{s_{30}}$ esperada está en torno a los 15 m, mientras que en los meses de verano (Junio, Julio y Agosto) el clima marítimo es más suave, con valores de $H_{s_{30}}$ cercanos a los 5 m. Este patrón concuerda con las tormentas típicas del noroeste que son las que causan los oleajes más energéticos de la zona.

La cuenca del Mediterráneo presenta un clima marítimo más moderado, comparado con el Atlántico, con valores máximos de $H_{s_{30}}$ cercanos a los 10-11 m durante los meses de

invierno. De acuerdo con los datos de satélite, las mayores alturas de ola se han registrado entre las Islas Baleares y Córcega y Cerdeña (H_{50} en torno a 11 m en Enero, Febrero y Marzo) y el mar Jónico (H_{50} cercano a los 9 m en Enero, Febrero y Marzo). Para el caso particular del oeste del Mediterráneo los oleajes más intensos están generados por tormentas del nordeste, que introducen vientos en esta dirección (conocidos como “llevantades”) y generan grandes oleajes en esta zona de la cuenca (por ejemplo, la tormenta de Noviembre de 2001 produjo oleajes muy energéticos en el Golfo de León, Ponce de León y Guedes Soares (2008)). En esta zona las tormentas del noroeste, asociadas a fuertes vientos del “mistral” también generan fuerte oleaje entre las Islas Baleares, Córcega y Cerdeña (Bertotti y Cavaleri, 2008).

4.3.4 Variabilidad interanual del clima marítimo extremal

4.3.4.1 Elección de los predictores

Una vez capturada la señal de la estacionalidad del clima marítimo, se asume que las anomalías de los extremos de altura de ola con respecto de la media climatológica (en el período 1992-2006) están referidas a cambios en la circulación zonal de la atmósfera en el Hemisferio Norte extratropical. Por lo tanto, se plantea explorar la relación entre la variabilidad interanual del oleaje extremo y los patrones atmosféricos de presión de gran escala. Para ello se han considerado dos aproximaciones distintas. En primer lugar, se han utilizado distintos patrones climáticos regionales europeos existentes para modelar la variabilidad interanual. Se han elegido la NAO, EA, EA/WR y SCA, descritos en el Capítulo 2 de esta tesis. En la Figura 4.15 se muestran las series temporales de los cuatro patrones climáticos para el período 1992-2006.

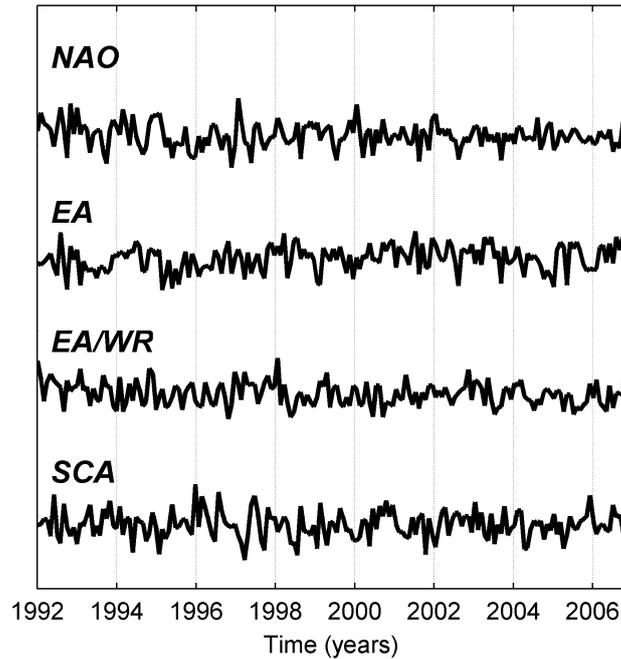


Figura 4.15 Series temporales de los índices NAO, EA, EA/WR y SCA

La segunda aproximación consiste en aplicar un análisis de componentes principales a las anomalías estandarizadas de SLP del área este noratlántica propuesta en el apartado 4.3.1.2, intentando obtener una fuerte correlación entre las PCs y las anomalías de altura de ola extrema. Como se ha comentado en el apartado 4.3.2.2 el estudio de la influencia de los patrones climáticos en la variabilidad interanual de la altura de ola extremal se ha llevado a cabo añadiendo un nuevo término lineal como predictor en el parámetro de localización siguiendo la ecuación (4.8).

4.3.4.2 Análisis de componentes principales a los SLP

En este estudio se han utilizado campos de presión media mensual estandarizados espacial y temporalmente (mes a mes), obteniendo campos de anomalías de SLP adimensionales. Las anomalías mensuales de SLP proporcionan información sobre la severidad del clima marítimo extremal en un mes particular. Esta contribución se ha incluido en el modelo a través del parámetro de localización de la distribución GEV.

Para procesar la información proporcionada por estos campos de anomalías de SLP se ha aplicado un análisis de componentes principales (ver Capítulo 1, apartado 1.2.2.1). La idea central de este análisis es reducir la dimensionalidad de las series de datos

consistentes en un gran número de variables interrelacionadas reteniendo la mayor variación posible de los datos. Esto se consigue transformando el conjunto original de variables en un nuevo conjunto de datos, las componentes principales. Estos están mutuamente correlacionados y se pueden presentar en orden decreciente de variabilidad explicada. El análisis de las anomalías de SLP produce modos espaciales y sus correspondientes amplitudes temporales. En este trabajo se han utilizado los modos que explican cada uno más del 4 % de la variabilidad de los datos ($M = 6$ modos para el área del Atlántico norte). La Figura 4.16 muestra los mapas de los 6 primeros EOFs de la zona noratlántica, mientras que en la Figura 4.17 se presentan las series temporales de las PCs asociadas. Como era de esperar, la primera PC de la zona NA está altamente correlacionada con la NAO ($r = 0.68$), mientras que la segunda PC está más correlacionada con el patrón EA ($r = 0.63$) que con la NAO ($r = 0.42$).

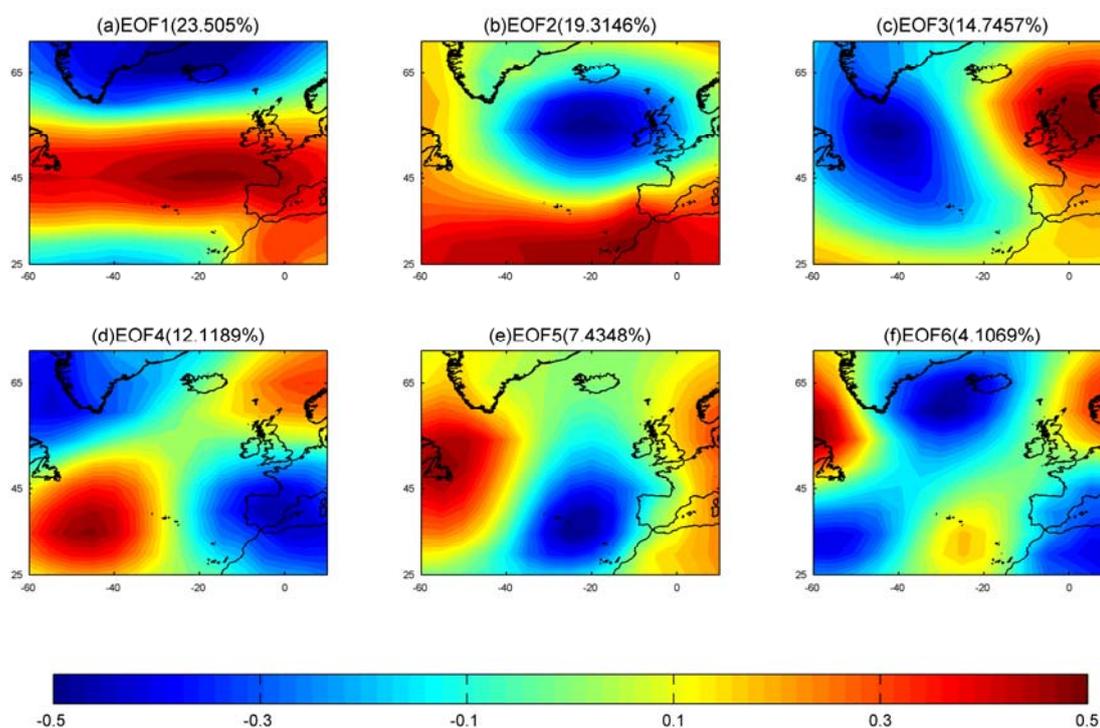


Figura 4.16 EOFs de las anomalías de presión a nivel del mar en el área del Atlántico norte. Los números entre paréntesis representan el porcentaje de varianza explicada por cada modo

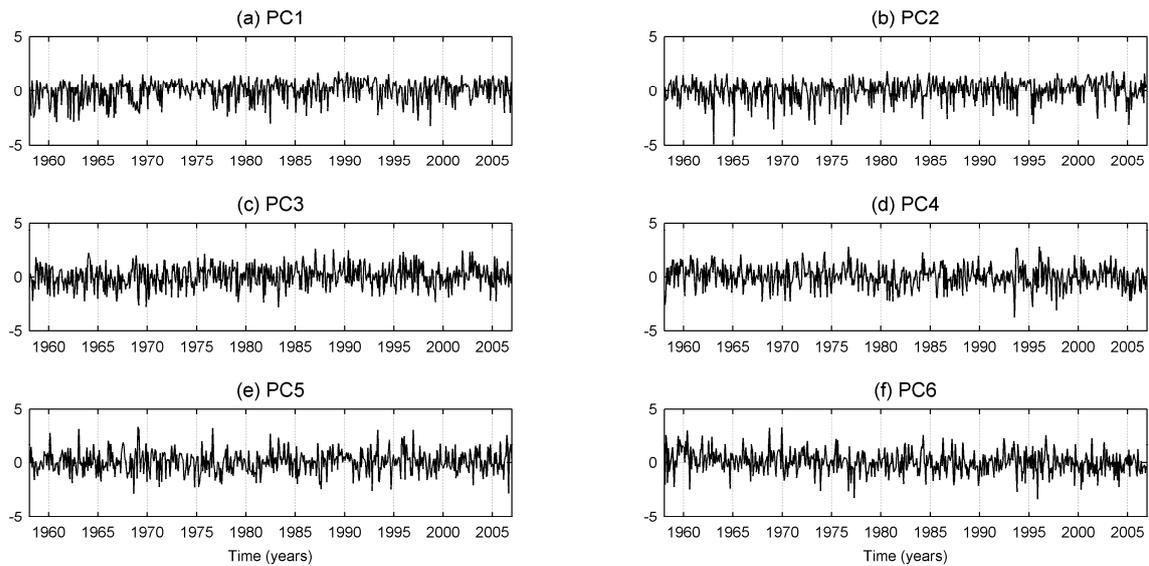


Figura 4.17 PCs estandarizadas de las anomalías de presión a nivel del mar en el área del Atlántico norte

4.3.4.3 Variabilidad espacial interanual del clima marítimo extremal

La Figura 4.18 muestra la variabilidad espacial de la influencia de los índices estandarizados NAO, EA, EA/WR y SCA (β_{NAO} , β_{EA} , $\beta_{EA/WR}$ y β_{SCA} respectivamente) en el parámetro de localización. La significancia estadística a un nivel menor al 10 % para cada índice climático se muestra en el centro de cada celda con un asterisco. De acuerdo con la Figura 4.10 los patrones más influyentes en el área de estudio corresponden a la NAO, EA y EA/WR (cada unidad de índice estandarizado explica cierta magnitud de altura de ola significativa). El parámetro β_{NAO} presenta un claro patrón espacial y una fuerte influencia en el área de las Azores y es también significativo, aunque menos intenso en la cuenca del Mediterráneo. El parámetro β_{EA} también presenta un claro patrón espacial con fuerte y significativa influencia en la cuenca atlántica. Finalmente, $\beta_{EA/WR}$ presenta una influencia importante en el Mediterráneo, especialmente entre las Islas Baleares y Córcega y Cerdeña.

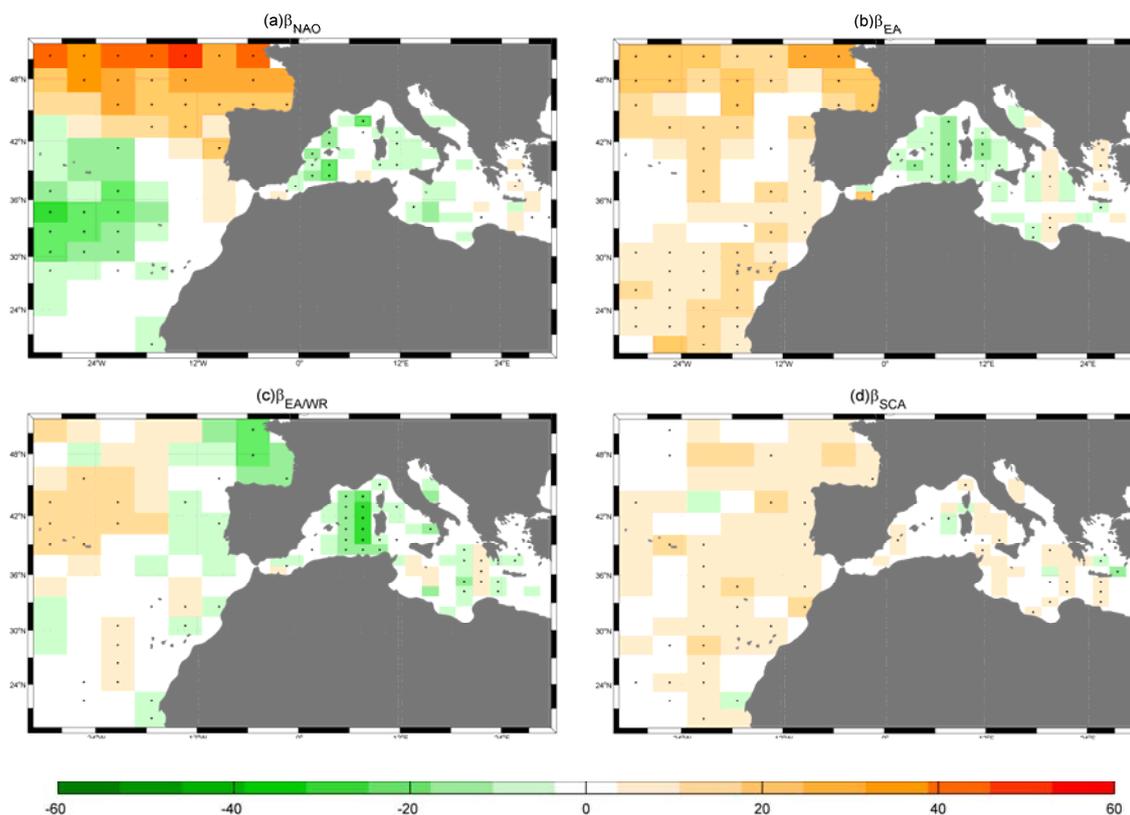


Figura 4.18 Variabilidad espacial de la influencia de los índices climáticos en el parámetro de localización (cm/unidad de índice)

En la Figura 4.18a se detecta la relación entre el índice NAO y las tormentas noratlánticas que causan los oleajes típicos generados en el Atlántico norte. Por lo tanto, años de fase positiva intensa de la NAO registran mayores oleajes del noroeste debido a la importante contribución del patrón NAO. Una ventaja del modelo es que se puede cuantificar la influencia de los índices climáticos en la intensidad de los extremos. Por ejemplo, cada unidad de índice NAO explica 20 cm de la altura de ola extrema en el Golfo de Vizcaya. Para un instante específico, por ejemplo Febrero de 1997, el índice NAO fue de 5.2 unidades, por lo que 1.04 m de altura de ola ($5.2 \text{ unidades} \times 20 \text{ cm/unidad de índice} = 104 \text{ cm}$) puede ser explicado por la influencia de este índice climático. Haciendo uso de la información del índice NAO, el modelo puede utilizarse para predecir la probabilidad de excedencia de una determinada altura de ola extrema en cada localización de la zona de estudio, incluyendo la estacionalidad y la variabilidad interanual. En el Mediterráneo, fases negativas de la NAO producen anomalías positivas en la altura de ola significativa extremal.

La Figura 4.18b muestra la influencia del patrón EA en el clima marítimo extremal. Se puede ver una clara correspondencia con la situación sinóptica del EA, con influencia

positiva en la cuenca Atlántica. Se puede concluir que fases positivas del índice EA producen una buena contribución a los oleajes del noroeste, al igual que en el caso de la NAO. En el Mediterráneo se manifiesta una contribución menor y más dispersa a la altura de ola extremal para la fase negativa del patrón EA entre las costas españolas e italianas.

La Figura 4.18c muestra una fuerte influencia del patrón EA/WR en su fase negativa entre las Islas Baleares y Córcega y Cerdeña, en el mar Mediterráneo. De acuerdo con esto, las fases negativas del índice EA/WR afectarán a los oleajes del nordeste en el Mediterráneo, incrementando la altura de ola extrema en este área. Por ejemplo, en Octubre de 1987 el índice EA/WR registró -2.73 unidades, lo que produjo una contribución de 54.6 cm en la altura de ola en el área comprendida entre las Islas Baleares y Córcega y Cerdeña.

Finalmente, los resultados para el índice SCA se muestran en la Figura 4.10d. Se puede observar un patrón homogéneo y ligeramente positivo a lo largo de la parte este del área atlántica para fases positivas del índice SCA, aunque con una muy baja intensidad (el área más significativa se encuentra en los alrededores de las Islas Canarias, donde el índice SCA explica 15 cm de altura de ola extremal).

En cuanto al análisis hecho mediante las PCs de las anomalías de los campos de presión, los resultados pueden observarse en la Figura 4.19. En ella se muestra la influencia de las primeras 6 PCs de la zona NA.

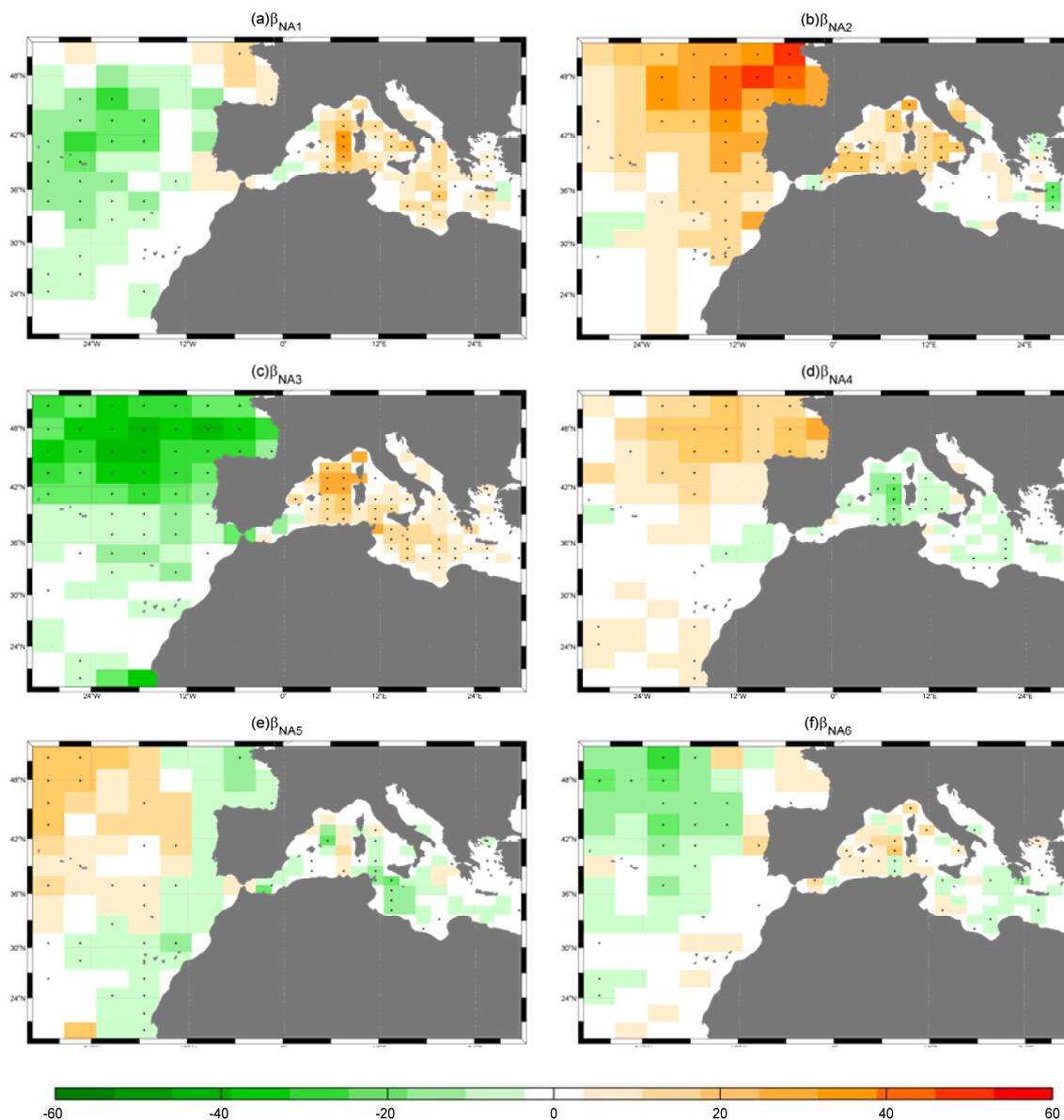


Figura 4.19 Variabilidad espacial de la influencia de las PCs de las anomalías de presión a nivel del mar en la zona NA en el parámetro de localización (cm/unidad de índice)

Las Figuras 4.19a y 4.19b muestran patrones muy similares a los dos primeros modos principales del Atlántico norte, NAO y EA (en la Tabla 4.3 se puede ver la correlación entre las PCs y los índices climáticos), pero con una contribución más intensa.

	NAO	EA	EA/WR	SCA
PC1	0.676	0.072	0.035	0.165
PC2	0.422	0.629	0.055	0.083
PC3	0.020	0.012	0.422	0.063
PC4	0.281	0.145	0.030	0.464
PC5	0.045	0.223	0.089	0.074
PC6	0.082	0.120	0.049	0.280

Tabla 4.3 Correlación entre las PCs y los índices NAO, EA, EA/WR y SCA

En la parte superior de la cuenca atlántica de la zona de estudio aparece un claro patrón con influencia positiva para fases negativas de la PC1 y positivas de la PC2. Por ejemplo, cada unidad positiva de la PC2 estandarizada contribuye en 50 cm a la altura de ola extremal en el Golfo de Vizcaya.

La Figura 4.19c muestra la influencia de la PC3. Se puede ver que fases negativas de la PC3 estandarizada producen una influencia positiva (incremento en la altura de ola) alrededor de la costa de la Península Ibérica. El EOF 3 en la Figura 4.16 muestra la situación media mensual climática que produce esta contribución. Un centro de baja presión localizado sobre el Mar del Norte produce vientos del norte que contribuyen al incremento de la altura de ola extrema en el Golfo de Vizcaya.

En el Mar Mediterráneo, los dos primeros modos (Figuras 4.19a y 4.19b) presentan una ligera influencia negativa similar a la producida por los patrones NAO y EA en el Mediterráneo occidental. El modo PC1 también contribuye a incrementar la altura de ola extremal en el este del Mediterráneo. La Figura 4.19c muestra una contribución a la altura de ola para fases negativas de la PC3 entre las Islas Baleares, Córcega y Cerdeña, el área que presenta las mayores alturas de ola del Mediterráneo. La Figura 4.19e presenta una clara influencia en la parte oeste de la cuenca Mediterránea, contribuyendo, en las fases negativas de la PC5, al incremento de las mayores olas en el noroeste de África, sobre la región del Magreb. Estas anomalías pueden ser explicadas también mediante el índice climático *Western Mediterranean Oscillation*, WEMO (Martin-Vide y López-Bustins, 2006), puesto que la correlación entre este índice y la tercera y quinta PCs son $r=0.4$ y $r=0.31$, respectivamente. La contribución máxima es de 40 cm por unidad negativa de PC5 entre las Islas Baleares y Córcega y Cerdeña, donde se esperan las mayores alturas de ola del Mediterráneo.

4.3.5 Conclusiones

El estudio llevado a cabo en el sur de Europa proporciona una información más detallada de la variabilidad estacional e interanual espacial del clima marítimo extremal en la zona. El estudio se ha llevado a cabo mediante el modelo estadístico GEV mensual variable a lo largo del tiempo, capaz de solventar el problema de heterogeneidades en la muestra de datos procedentes de satélite. La estacionalidad se introduce en la distribución GEV de máximos mensuales mediante funciones armónicas que representan el ciclo anual en los parámetros de localización y escala. La variabilidad interanual se introduce en el parámetro de localización como covariable lineal de dos formas distintas. Primero, utilizando índices climáticos regionales conocidos tales como la NAO, EA, EA/WR y SCA y, segundo, a través de las PCs de las anomalías mensuales de SLP en una zona del Atlántico norte.

La climatología del clima marítimo extremal en la parte este del Atlántico norte, con base en un estudio mes a mes, revela un fuerte gradiente norte-sur de acuerdo con la predominancia de centros de baja presión localizados en la zona NAO. En el Mediterráneo, la circulación local combinada con la limitación por fetch produce un patrón espacial complejo. El área más energética está localizada entre las Islas Baleares y Córcega y Cerdeña y está asociada a los vientos “mistrales” y “levantades” que generan fuertes tormentas de dirección NW y NE respectivamente. Cuantiles asociados a períodos de retorno altos tales como el mes a mes de altura de ola de 50 años puede utilizarse para varias aplicaciones: para determinar la supervivencia de comunidades costeras, para el diseño de la fase de construcción de obras marítimas o para el diseño de rutas de barcos o granjas de energía marina.

Además, el análisis de la variabilidad interanual revela que los índices NAO y EA son los patrones más influyentes en el área noratlántica. Las fases positivas del índice NAO tienen una gran influencia positiva en los extremos de oleaje en el Golfo de Vizcaya, mientras que fases positivas del patrón EA muestran un incremento general en la severidad del clima marítimo de la región atlántica y un decrecimiento en el oeste de la cuenca Mediterránea. Fases negativas del patrón EA/WR contribuyen a incrementar las tormentas de la cuenca oeste del Mediterráneo, influenciando a los oleajes producidos por las tormentas del noreste. Los resultados para las PCs de las anomalías de las SLP

realzan estas conclusiones: las primeras dos PCs de la zona NA muestran influencias con patrones similares a los proporcionados por los índices NAO y EA. El resto de las PCs muestran variabilidad local de las zonas de tormenta, vinculadas a la actividad atmosférica regional.

4.4 Análisis regional: América del Sur

Por último, se plantea el estudio del clima marítimo extremal en profundidades indefinidas a lo largo de la costa de América del Sur. El objetivo es estudiar, a escala temporal, la variabilidad estacional y la tendencia de largo plazo de los extremos de oleaje y a escala espacial su variación a lo largo del continente sudamericano. La base de datos utilizada en este caso ha sido el reanálisis numérico, lo que permite extraer conclusiones sobre la tendencia de largo plazo de los últimos 61 años.

4.4.1 Datos de oleaje

Los datos de oleaje utilizados pertenecen al reanálisis numérico *Global Ocean Waves* (GOW) de IH Cantabria. Este reanálisis es el resultado de la ejecución del modelo numérico *Wave Watch III* (Tolman 1997, 1999) forzado con vientos procedentes del centro NCEP/NCAR. Esta base de datos de oleaje tiene una duración de 61 años (1948-2008) con una resolución temporal horaria y una resolución global espacial de $1.5^\circ \times 1^\circ$ (longitud \times latitud) y de 0.5° a lo largo de las costas de Sudamérica. El reanálisis GOW ha sido calibrado utilizando información instrumental de satélite siguiendo la metodología que se desarrollará en la sección 5.2.2. Es importante señalar que la base de datos GOW no incorpora el efecto de alta resolución de los huracanes, por lo que los resultados obtenidos en las zonas por encima del ecuador, castigadas por los huracanes, hay que analizarlas con cautela. Estas características hacen que los modelos numéricos, debidamente calibrados, permitan llevar a cabo un estudio adecuado de la variabilidad espacial y temporal del clima marítimo extremal.

Para este estudio se han elegido puntos distanciados 0.5° a lo largo de la costa del continente sudamericano.

4.4.2 Modelo estadístico

El modelo estadístico con el que se va a estudiar la variabilidad del clima marítimo extremal en la costa de Sudamérica es el modelo GEV mensual dependiente del tiempo. Este modelo es uno de los más adecuados para el estudio de la variabilidad estacional ya que utiliza información de los eventos extremos de cada mes. El modelo propuesto introduce funciones armónicas en los parámetros de la GEV, al igual que en las dos aplicaciones anteriores.

En cuanto a la tendencia de largo plazo, se propone estudiar, en primer lugar, la tendencia media de los extremos de oleaje y, en segundo lugar, la tendencia por estaciones.

4.4.2.1 Modelo de regresión para la variación estacional

La variación estacional se modela a través de los parámetros de localización y escala, en los que se introducen funciones armónicas (Menéndez et al., 2009). El parámetro de forma, debido a la dificultad de ajuste se plantea como un valor constante o nulo, dependiendo en su significancia estadística.

En la Figura 4.20 se muestran 6 puntos del dominio en los que se han representado los máximos mensuales y la variación del parámetro de localización y escala a lo largo del año (Figura 4.21).

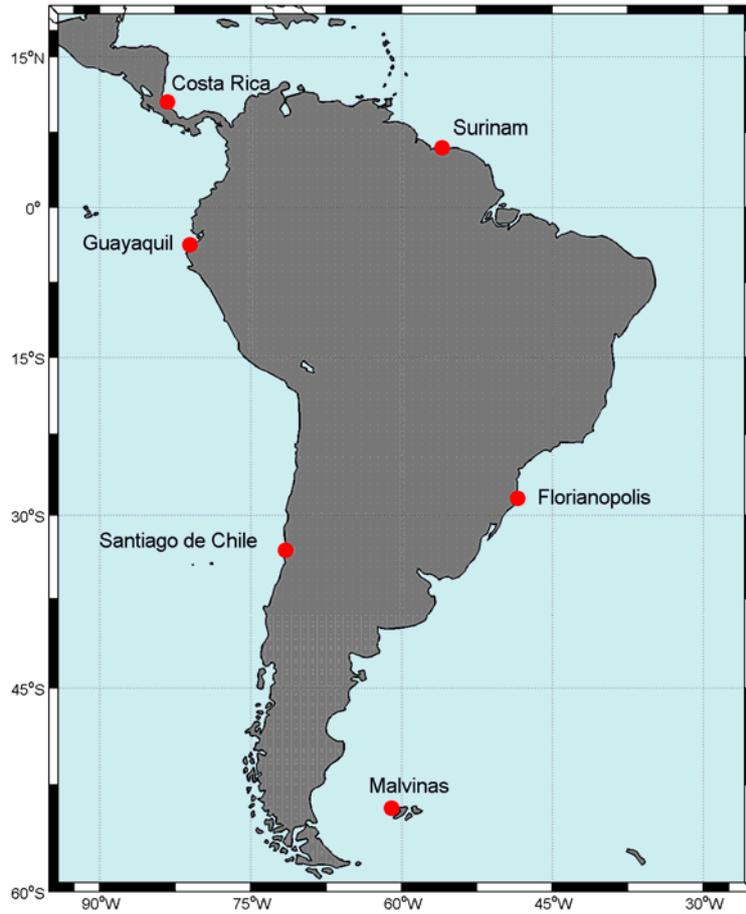


Figura 4.20 Localización de 6 puntos en la zona de estudio para un primer análisis descriptivo

En la Figura 4.21 los máximos mensuales de Diciembre, Enero y Febrero (DEF) están representados en azul, los de Marzo, Abril y Mayo (MAM) en verde, Junio, Julio y Agosto (JJA) en rojo y Septiembre, Octubre y Noviembre (SON) en marrón. La línea gris discontinua es el parámetro de localización y la línea negra continua el parámetro de localización más el de escala. En todos los casos se ha ajustado una onda en cada parámetro.

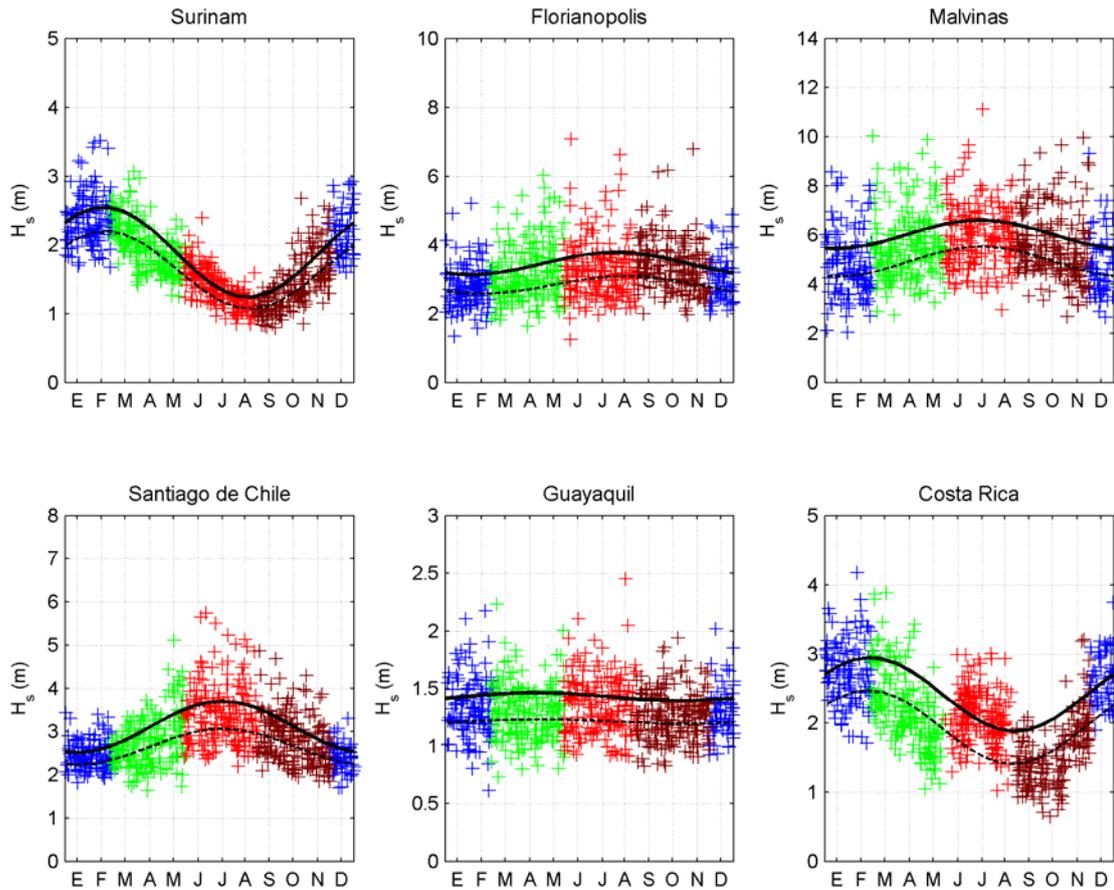


Figura 4.21 Máximos mensuales de H_s (DEF=azul, MAM=verde, JJA=rojo y SON=marrón), parámetro de localización (línea negra discontinua) y parámetro de localización más escala (línea negra) en 6 puntos del dominio

Del análisis de estos gráficos se desprende, en primer lugar, la variación del clima marítimo extremal según la zona, en cuanto a intensidad y a dispersión. Se observa una fuerte estacionalidad en el clima marítimo extremal de Surinam y la costa caribeña de Costa Rica, alcanzando los máximos valores en el mes de Febrero (invierno boreal), en torno a los 3 m. Sin embargo, se puede ver como en estos puntos es donde la varianza de los datos es menor, pues los valores de los máximos de altura de ola oscilan entre los 1 y los 3.5 m. El otro punto con estacionalidad marcada es Santiago de Chile, donde se alcanzan los valores máximos en el mes de Julio (invierno austral), próximos a los 5 m.

Las Malvinas presentan el clima marítimo extremal más severo de los puntos presentados, con alturas de ola que alcanzan los 10 m. En este punto se aprecia una ligera estacionalidad en cuanto a los valores más pequeños de los extremos, siendo los valores más bajos en el verano austral (en torno a los 2.5 m) y los más altos en el invierno (próximos a los 4 m). Sin embargo, los valores más altos de los extremos no

presentan una clara estacionalidad, alcanzando valores de 9-10 m en la primavera, verano y otoño del hemisferio sur. El clima marítimo de Florianópolis (situado en la costa sur de Brasil) presenta un comportamiento similar al de las Malvinas, pero más suave, con valores mínimos en torno a los 2 m y máximos cerca de los 8 m.

Por último Guayaquil (en la costa de Ecuador) presenta un clima marítimo extremal sin estacionalidad, con valores muy parecidos a lo largo del año, que oscilan entre los 1 y los 2 m de altura de ola extremal.

Tras ajustar un modelo común a todos los puntos, con una onda en el parámetro de localización, una onda en el parámetro de escala y valor constante del parámetro de forma se puede ver como el modelo reproduce adecuadamente la estacionalidad en los 6 puntos. Por lo tanto, se plantea un modelo paramétrico común a todos los puntos del dominio de estudio con el fin de facilitar la comparación entre los resultados. El modelo de regresión introduce una onda en el parámetro de localización, una onda en el parámetro de escala y el valor constante o nulo del parámetro de forma según su significancia estadística al 95 %.

$$\begin{aligned}\mu(t) &= \beta_0 + \beta_1 \cos(\omega t) + \beta_2 \sin(\omega t) \\ \psi(t) &= \alpha_0 + \alpha_1 \cos(\omega t) + \alpha_2 \sin(\omega t) \\ \xi(t) &= \xi_0\end{aligned}\tag{4.8}$$

donde $\omega = 2\pi$ años⁻¹ y t está dado en años.

4.4.2.2 Modelo de regresión para la tendencia de largo plazo

La escala del largo plazo está tomando un interés creciente en los últimos años. En este estudio se analiza la tendencia de largo plazo del período 1948-2008 en los extremos de oleaje, pero no hay que perder de vista que las conclusiones y extrapolaciones fuera de este período hay que hacerlas de forma cauta.

Para este análisis se plantean dos modelos de regresión basados en el modelo estacional. El primer modelo se plantea para el estudio de la tendencia media de largo plazo, la cual

se introduce como un término lineal en el parámetro de localización. El modelo genérico se puede expresar de la siguiente forma:

$$\mu(t) = \beta_0 + \beta_1 \cos(\omega t) + \beta_2 \sin(\omega t) + \beta_{LT} \cdot t \quad (4.9)$$

donde el parámetro β_{LT} representa la tasa de variación anual en cm/año.

El segundo modelo planteado tiene como objetivo ponderar los eventos extremos de los meses del año, de forma que la tendencia calculada sea variable a lo largo de éste. Para ello se introduce, en el parámetro de localización, un término en el que la tendencia de largo plazo se ve potenciada o disminuida a lo largo del año mediante una función armónica. El modelo genérico se expresa de la siguiente forma:

$$\mu(t) = \beta_0 + \beta_1 \cos(\omega t) + \beta_2 \sin(\omega t) + (\beta_{LT} + \beta_{LT1} \cos(\omega t) + \beta_{LT2} \sin(\omega t)) \cdot t \quad (4.10)$$

donde el parámetro β_{LT} representa la tasa de variación media anual en cm/año y los parámetros β_{LT1} y β_{LT2} representan la amplitud de la onda del ciclo anual que amortigua o acentúa la tendencia a lo largo del año. En la Figura 4.22 se muestra un ejemplo de cómo puede cambiar el modelado de la tendencia de largo plazo al introducir la onda. Se muestran tres casos teóricos en los que la tendencia media de largo plazo toma valores nulo, positivo y negativo. Para cada una de esas tres situaciones se muestra el caso en el que no hay onda de largo plazo ($\beta_{LT1} = \beta_{LT2} = 0$, estaríamos ante el caso tradicional de tendencia media de largo plazo) y el efecto que produce la onda de largo plazo con amplitud positiva (amplificación) o negativa (atenuación). El caso de $\beta_{LT} = 0$ muestra como con un modelo lineal o exponencial para la tendencia de largo plazo, la variación en los extremos con un modelo como el de la ecuación (4.9) pasaría totalmente desapercibida, por lo que es fundamental considerar las variaciones intraanuales de la tendencia de largo plazo.

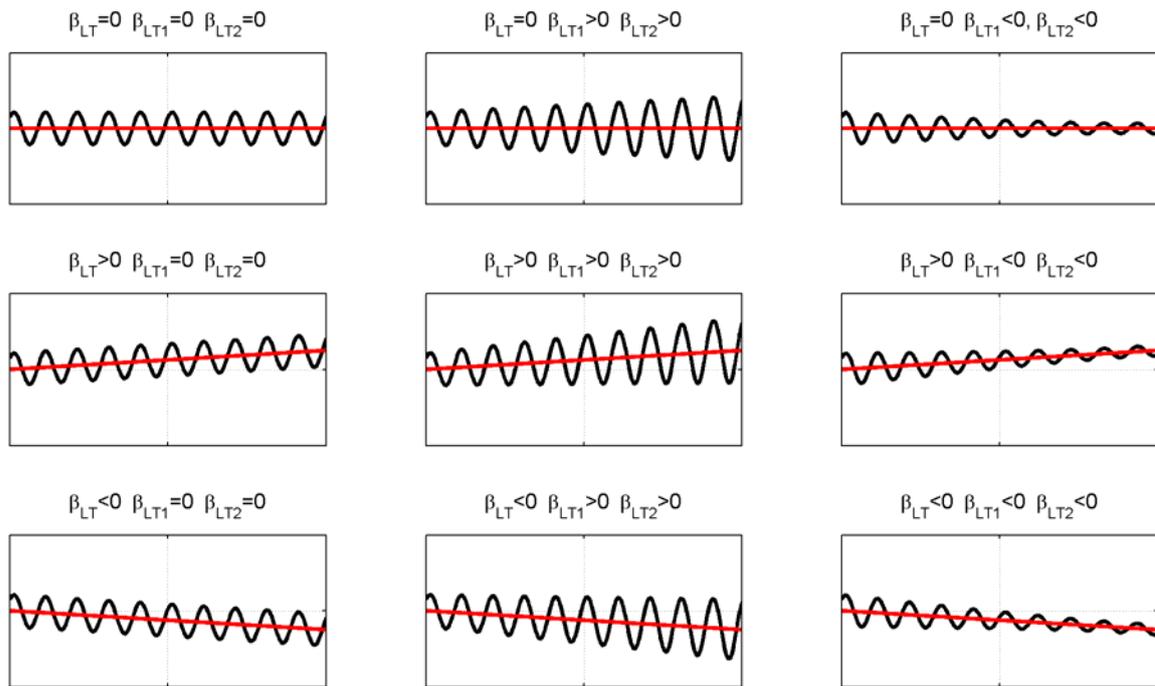


Figura 4.22 Ejemplo del efecto que produce la onda en la tendencia de largo plazo

En este ejemplo se ha dado el mismo signo para β_{LT1} y β_{LT2} en todos los casos, pero los valores de la amplitud de la onda pueden ser positivos o negativos indiferentemente.

4.4.3 Climatología del clima marítimo extremal

En primer lugar se ha ajustado el modelo estacional en los puntos del dominio y comprobado la significancia estadística del parámetro de forma. Este parámetro se ha introducido en aquellos casos en los que la significancia estadística sea mayor del 95 %. En la Figura 4.23 se puede ver la variación espacial de este parámetro.

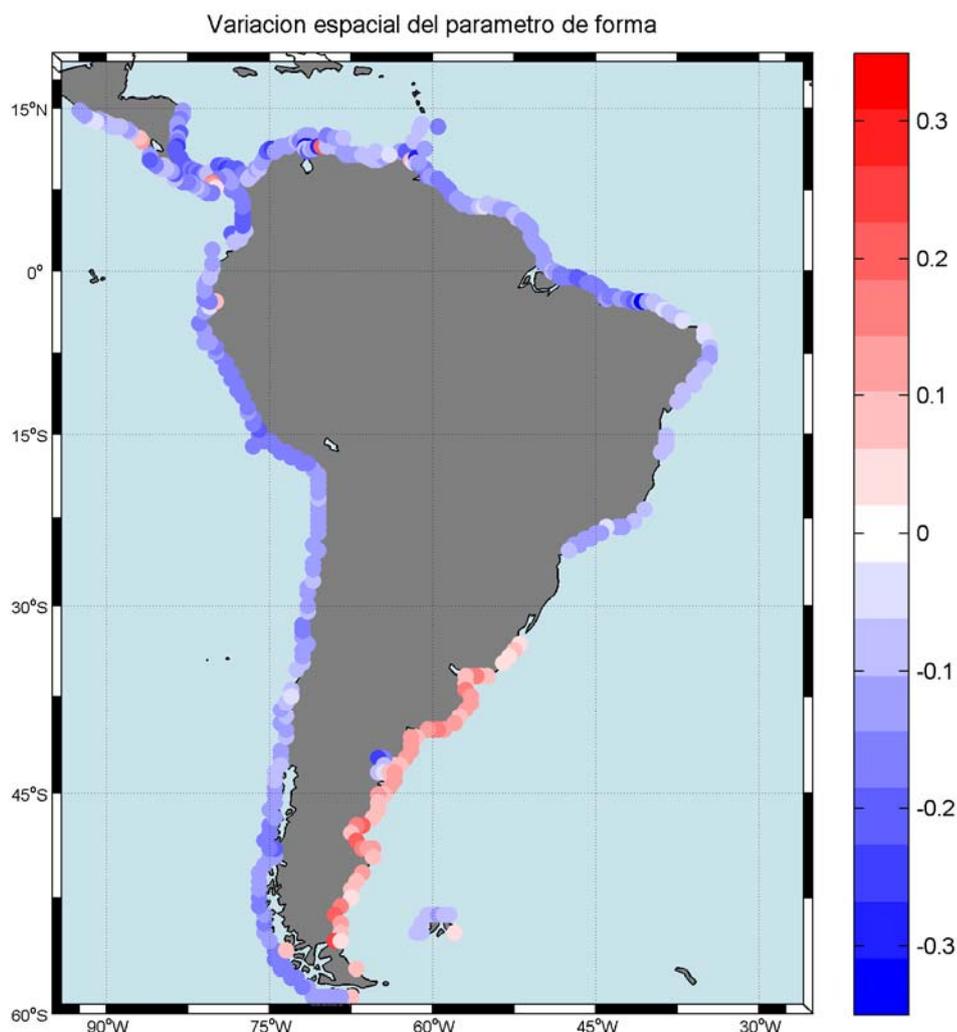


Figura 4.23 Variación espacial del parámetro de forma (ξ_0). Solo están representados los puntos cuya significancia estadística es menor del 5 %

Se puede ver como hay una variación suave del valor del parámetro de forma (ξ_0), presentando comportamiento Weibull (cola acotada) en toda la costa Pacífica del continente, Caribe y las costas de Venezuela, Colonias Francesas de Ultramar y Brasil. En las costas de Uruguay y Argentina el parámetro de forma tiene valores positivos, lo cual se traduce en un comportamiento tipo Fréchet (cola de la distribución exponencial). A excepción de la parte de Caribe, en la que el modelo numérico no tiene incluidos los huracanes, se puede ver que el patrón espacial obtenido es similar al del análisis global mediante datos de satélite.

Una vez ajustado el modelo estacional en cada punto de estudio se ha calculado el cuantil asociado a 100 años de período de retorno ($H_{s_{100}}$). En la Figura 4.24 se muestra la variación espacial del cuantil elegido.

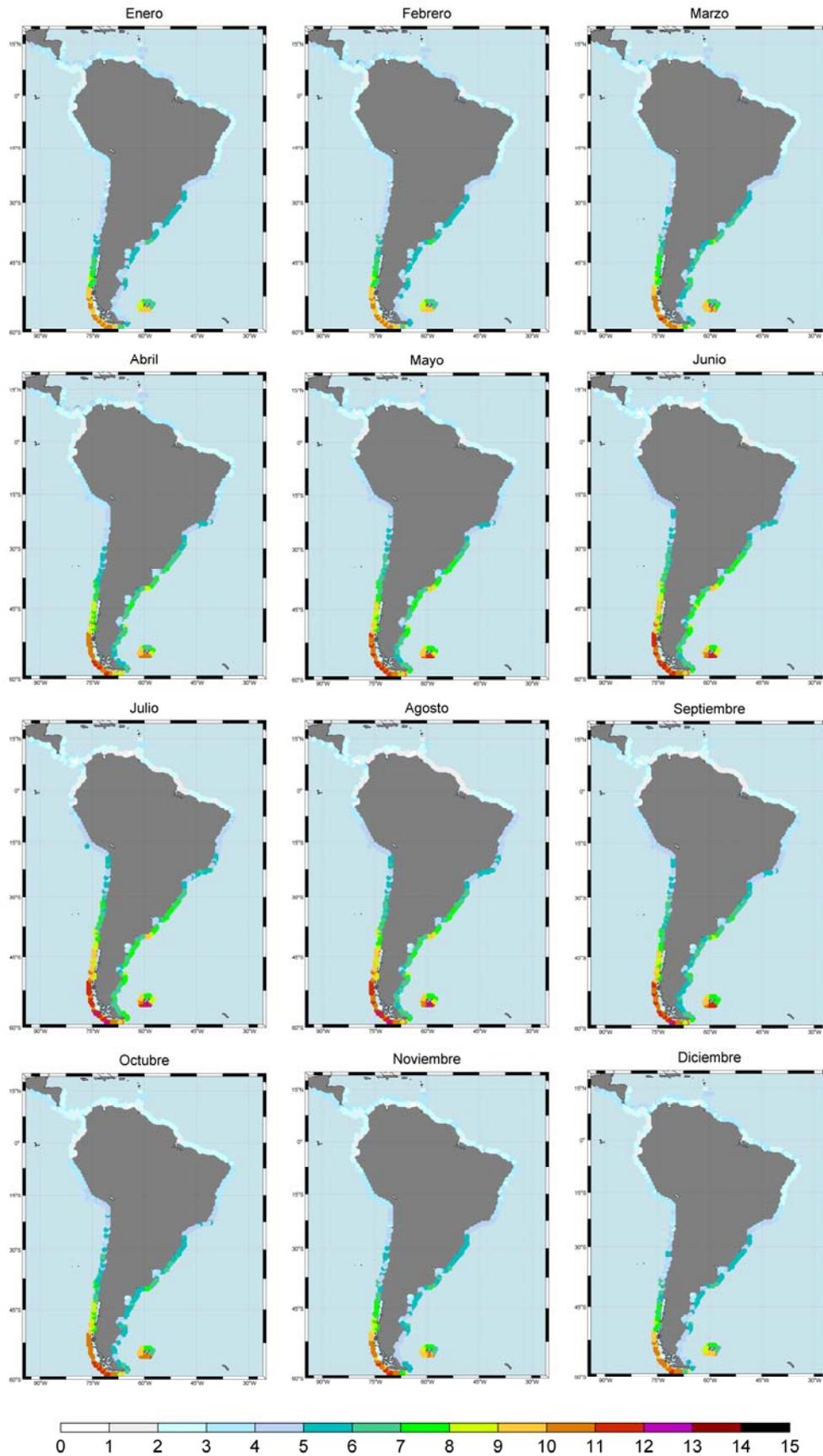


Figura 4.24 Variabilidad espacial de la H_{s100} (m) anual, calculada para cada mes a partir del modelo estacional ajustado a cada punto del dominio

Los valores más altos de H_{500} se producen en la costa Pacífica y a latitudes inferiores a los 40° S, es decir, en la confluencia del océano Pacífico sur y el océano Antártico, en la zona conocida como “40 Rugientes”. En esta zona el oleaje que llega a la costa sur de Chile se ha generado en un extenso *fetch*, sobre el que soplan los intensos vientos del oeste, y viajado a lo largo de más de 8000 km. Durante el invierno austral la H_{500} en Tierra de Fuego alcanza valores próximos a los 15 m y va disminuyendo a medida que se asciende hacia el ecuador, alcanzándose valores de 3 m en la zona ecuatorial. La costa Atlántica del continente tiene un clima extremal más suave, siendo las costas de Argentina y Uruguay y las Malvinas las que tienen condiciones más severas. Durante el invierno del Hemisferio Sur las Islas Malvinas y la costa sur de Argentina alcanzan valores de H_{500} en torno a los 10-12 m, debidos a los oleajes del sur procedentes del Pacífico, que se ven aminorados en el Pasaje de Drake.

La zona ecuatorial y Caribe tiene un clima marítimo extremal más suave y constante durante todo el año. Entra las latitudes 0° y 15° S los valores de H_{500} están en torno a los 3 m durante todo el año, mientras que en las Antillas Menores del Caribe y Colonias Francesas de ultramar se alcanzan valores de 6 m en el invierno boreal. Nótese que estos resultados no tienen en cuenta la generación intensa de oleaje por huracanes ya que la base de datos GOW está forzada por los campos de viento del reanálisis atmosférico NCEP/NCAR que no tiene la resolución espacial adecuada para reproducir los huracanes.

En la Figura 4.25 se muestra, a modo de ejemplo, el diagnóstico gráfico probabilidad-probabilidad (PP *plot*) y cuantil-cuantil (QQ *plot*) del modelo ajustado en el punto de las Malvinas.

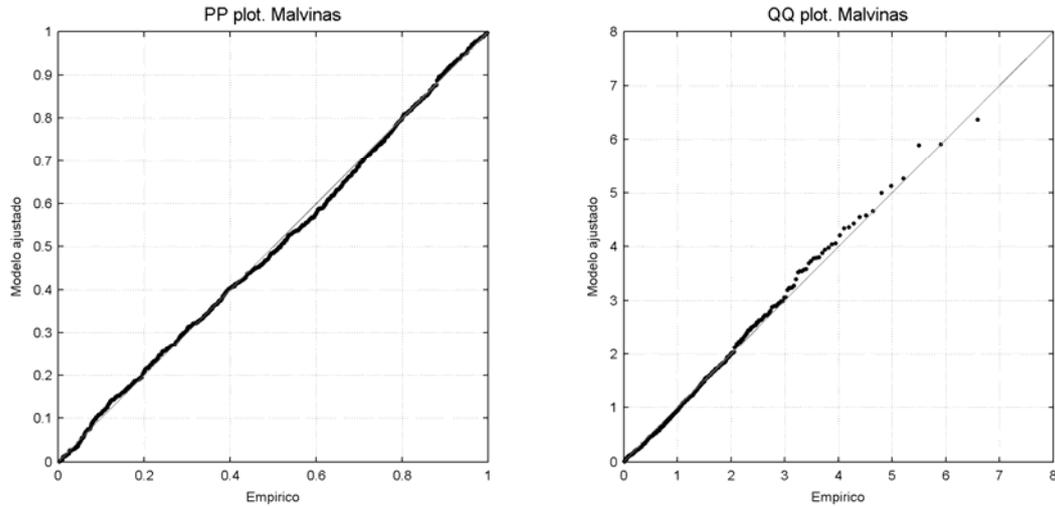


Figura 4.25 Diagnóstico gráfico del modelo estacional ajustado en el punto de las Malvinas

El diagnóstico del ajuste del modelo es muy bueno, con los puntos de ambos papeles muy próximos a la bisectriz. El diagnóstico hecho para el resto de puntos muestra unos resultados similares, con muy buenos ajustes del modelo propuesto.

4.4.4 Tendencia de largo plazo

En primer lugar, se calcula la tendencia media de largo plazo del clima marítimo extremal en cada punto del dominio. Ésta se calcula introduciendo, con base en el modelo estacional, un término lineal en el parámetro de localización, ecuación (4.11) y comprobado su significancia estadística al 95%. En la Figura 4.26 se muestra la tendencia media de largo plazo en la costa de Sudamérica en aquellos puntos en los que el nivel de significancia es igual o superior al 95%.

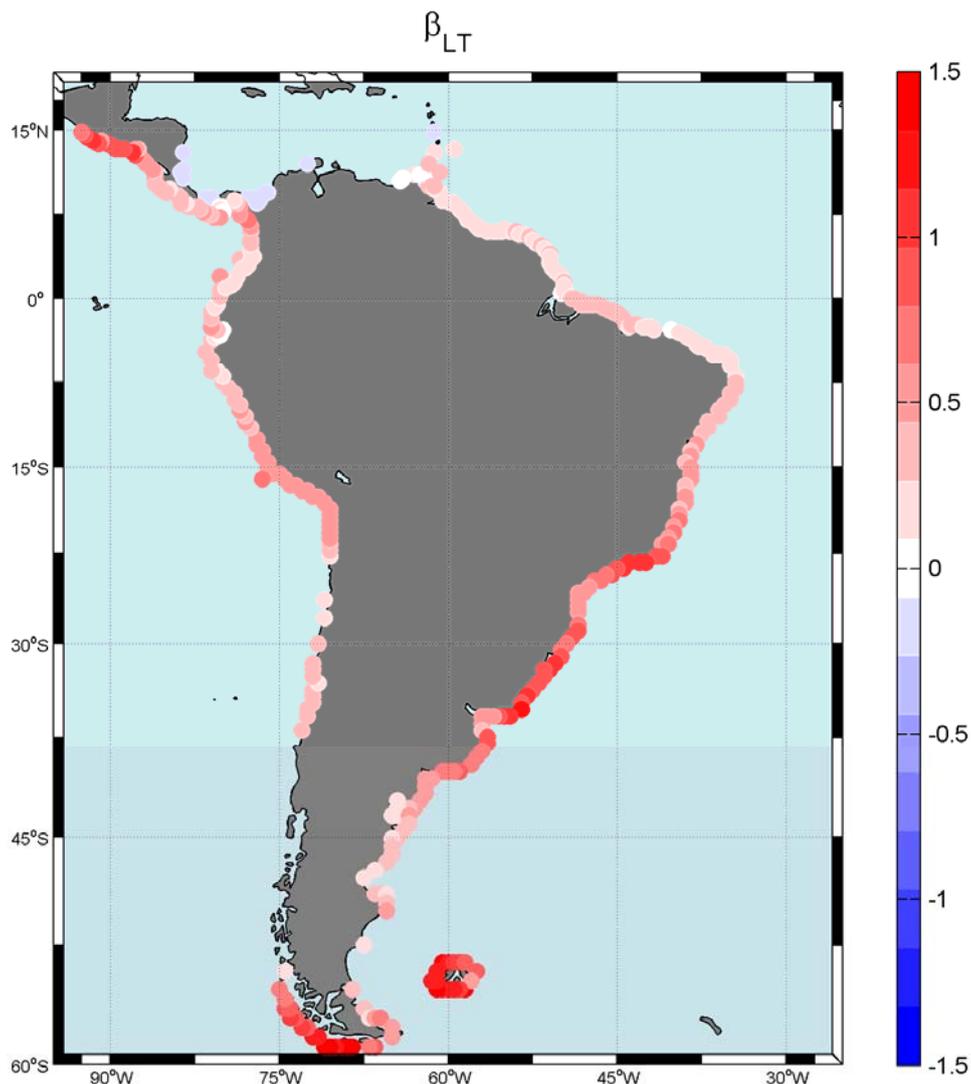


Figura 4.26 Tendencia media de largo plazo (cm/año) en los puntos con significancia estadística igual o superior al 95%.

En el período 1948-2008 el clima marítimo extremal de prácticamente todo el continente sudamericano ha sufrido una tendencia media de aumento. El aumento más importante se registra en la Tierra de Fuego y las Malvinas, donde se alcanzan valores de 1.43 cm/año, lo que supone un total de 87.2 cm en los 61 años estudiados. En general las costas ecuatoriales registran una tendencia de aumento de 0.5 cm/año, mientras que en las costas del sur de Brasil, Uruguay y norte de Argentina el aumento está en torno a los 1 cm/año (0.61 m en los 61 años). Por el contrario se observa una ligera tendencia media negativa en la costa caribeña de Colombia, Panamá y Costa Rica, con valores de -0.25 cm/año, lo que supone una disminución de apenas 15.25 cm en los últimos 61 años.

En la Figura 4.27 se muestra el diagnóstico gráfico del modelo propuesto con tendencia lineal para el punto de Florianópolis.

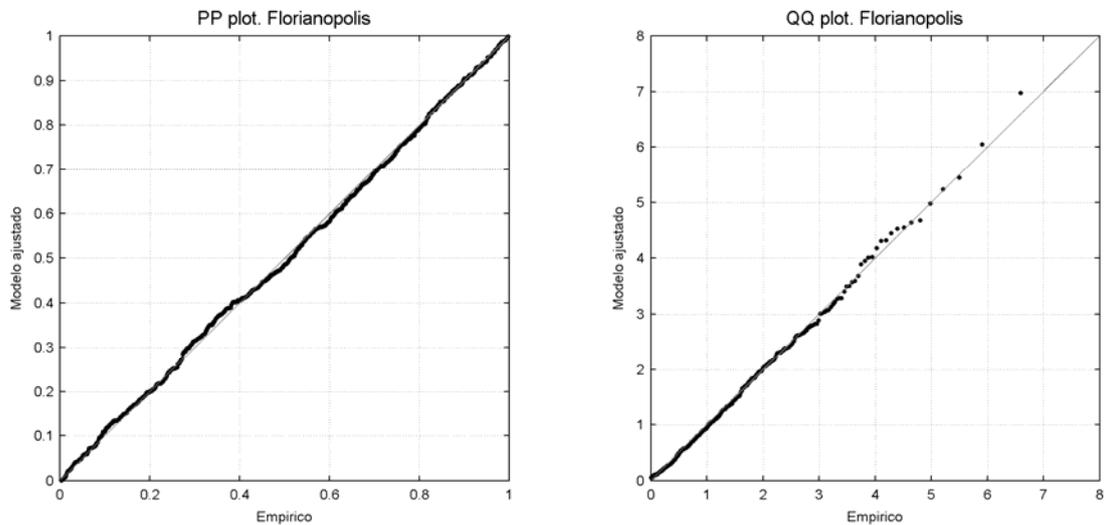


Figura 4.27 Diagnóstico gráfico del modelo con tendencia de largo plazo lineal ajustado en el punto de Florianópolis

Como complemento al estudio de la tendencia media de largo plazo se ha analizado la variación de la tendencia dentro del año, con el objetivo de conocer si hay un cambio de largo plazo en los extremos de oleaje en cada una de las estaciones del año, ecuación (4.12). Para ello se ha utilizado un modelo que incorpora, en el parámetro de localización, un término que modula la tendencia a lo largo del año. En la Figura 4.28 se han representado, para los 6 puntos del dominio escogidos con anterioridad, la variación de la tendencia de largo plazo del parámetro de localización dentro del año (línea negra continua), y el valor medio para cada estación (DEF=azul, MAM=verde, JJA=rojo, SON=marrón).

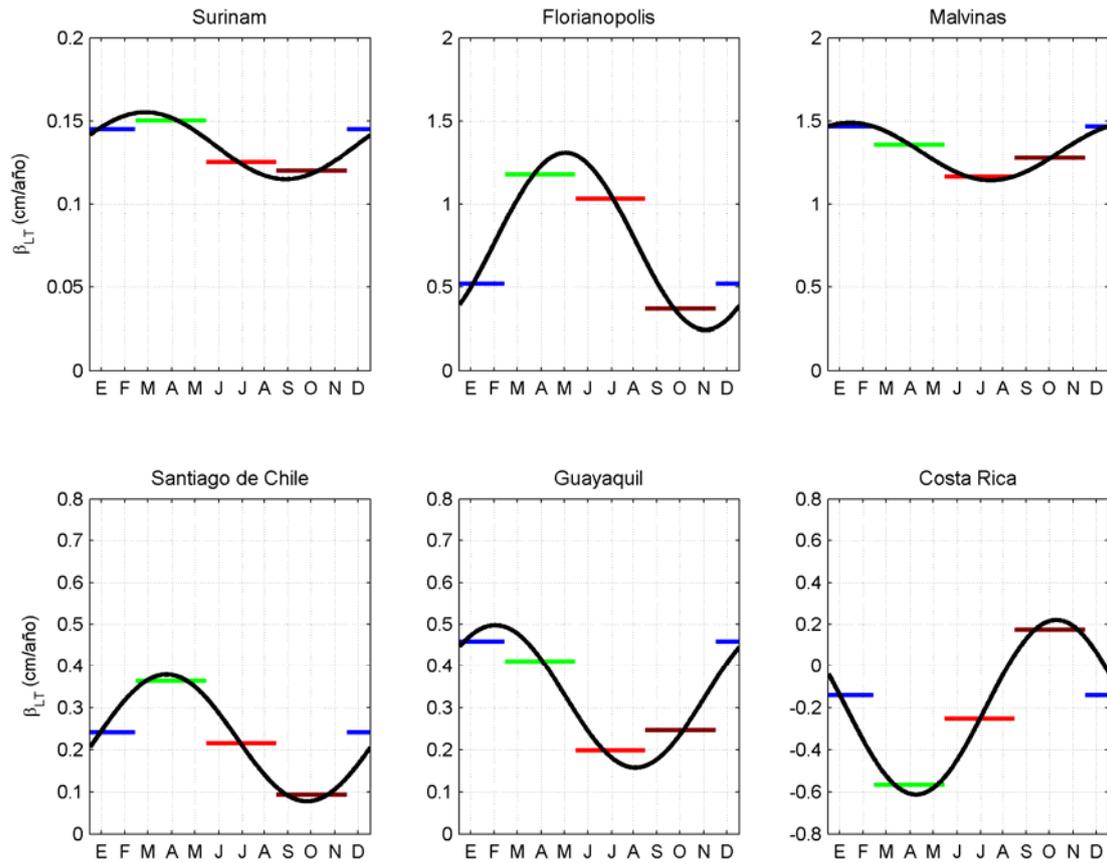


Figura 4.28 Variación de la tendencia de largo plazo en el parámetro de localización a lo largo del año (línea negra) y los valores medios por estación (DEF=azul, MAM=verde, JJA=rojo, SON=marrón)

Como se puede ver en la Figura 4.28 todos los puntos escogidos, salvo el de Costa Rica, tienen una tendencia de largo plazo positiva en todas las estaciones del año. Surinam es el punto donde la tendencia de largo plazo por estaciones es más parecida, siendo la tendencia media de Marzo-Abril-Mayo de 0.15 cm/año y la de Septiembre-Octubre-Noviembre de 0.12 cm/año. Las variaciones más acusadas en las tendencias por estaciones se producen en Florianópolis, con una diferencia entre la tendencia de Marzo-Abril-Mayo y la de Septiembre-Octubre-Noviembre de 0.8 cm/año y en Costa Rica, con una diferencia entre esas estaciones de 0.74 cm/año.

La Figura 4.29 muestra los valores de la tendencia de largo plazo media (cm/año) por estaciones para todos los puntos del dominio. En la figura solo están representados los puntos con significancia estadística superior al 95 %.

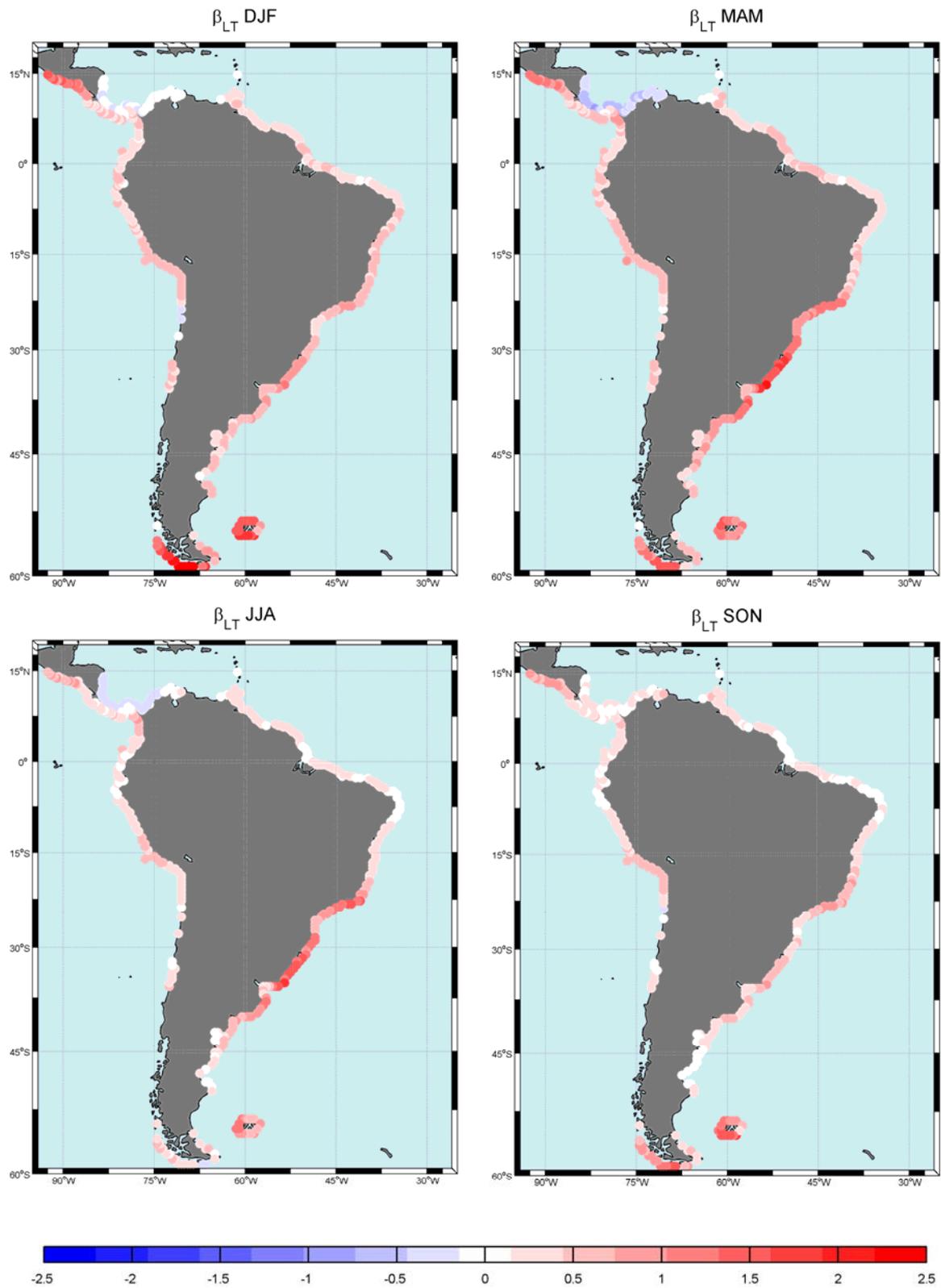


Figura 4.29 Tendencia de largo plazo media por estaciones (cm/año) en los puntos con significancia estadística igual o superior al 95%.

En la Figura 4.29 se puede ver que las costas pacíficas de Nicaragua y Costa Rica, la Tierra de Fuego, las Malvinas y la costa sur de Brasil y Uruguay es donde más acentuada es la tendencia en todas las estaciones. En el invierno boreal, y por tanto verano austral, la tendencia media de largo plazo es positiva prácticamente a lo largo de toda la costa del continente Sudamericano, alcanzando los 2.5 cm/año (1.52 m en los 61 años de estudio) en la Tierra de Fuego, Malvinas y costa Pacífica de Nicaragua. En el resto de la costa la tendencia tiene un valor positivo en torno a los 0.5 cm/año, con una pequeña zona en la costa caribeña de Colombia y la costa norte de Chile en los que hay una ligera tendencia media negativa (-0.25 cm/año). En el panel correspondiente a los meses de Junio-Julio-Agosto se observa el mismo patrón general a lo largo de la costa, claramente atenuado en las costas de Nicaragua y Costa Rica y la Tierra de Fuego y Malvinas. Además se observa una tendencia media negativa en la costa caribeña de Colombia, Panamá, Costa Rica y Nicaragua de -0.4 cm/año. De la comparación de los paneles correspondientes al invierno/verano del hemisferio norte y sur se puede ver que en el invierno boreal los extremos de oleaje en la costa Pacífica de los países centroamericanos tienden a aumentar más que en el verano boreal. Sin embargo, en el invierno austral la tendencia media positiva de los extremos de oleaje en la Tierra de Fuego y Malvinas es menor que durante el verano austral, lo que quiere decir que los extremos en verano están aumentando más que los del invierno.

En cuanto a las estaciones de cambio se puede ver que en los meses de Marzo-Abril-Mayo se intensifica la tendencia negativa en las costas caribeñas del oeste de Venezuela, Colombia, Panamá, Costa Rica y Nicaragua con valores en torno a los -0.5 cm/año. El resto de la costa Sudamericana sufre una tendencia media positiva, intensificándose en la costa Pacífica de Nicaragua y Costa Rica, la Tierra de Fuego, Malvinas y especialmente la costa sur de Brasil y Uruguay (en estos dos últimos sitios se alcanzan valores de 2 cm/año). Por último, se observa que la tendencia media de largo plazo en Septiembre-Octubre-Noviembre es muy suave y de valor positivo en todos los puntos del dominio (valores en torno a los 0.4 cm/año y máximos de 0.8 cm/año en la Tierra de Fuego y Malvinas).

Por último se muestra en la Figura 4.30 el diagnóstico gráfico del modelo con tendencia de largo plazo variable a lo largo del año en el punto de Guayaquil. Como puede verse el

ajuste del modelo es muy bueno al estar, en ambos papeles, los puntos próximos a la diagonal.

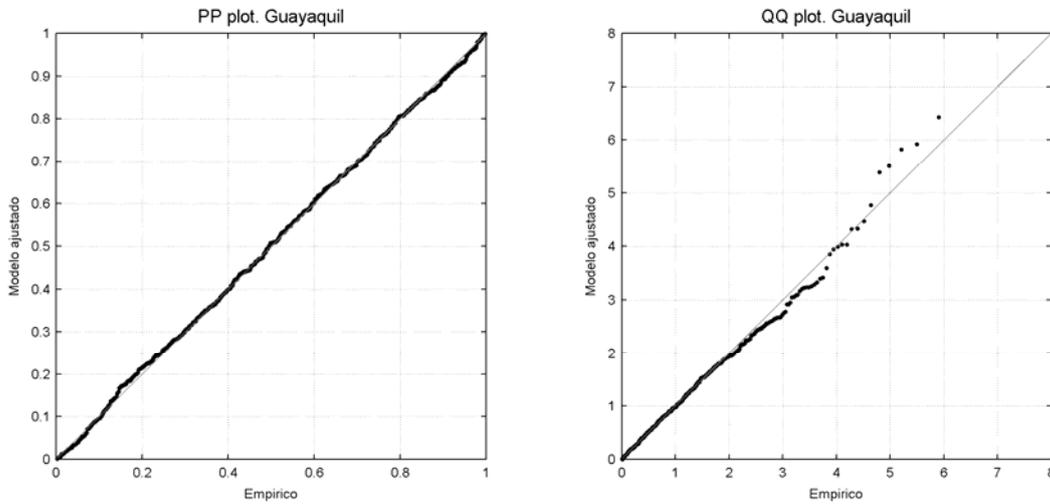


Figura 4.30 Diagnóstico gráfico del modelo con tendencia de largo plazo lineal ajustado en el punto de Guayaquil

4.4.5 Conclusiones

En este apartado se presenta un análisis de la variabilidad del clima marítimo extremal a lo largo del continente sudamericano. El estudio se lleva a cabo utilizando datos de oleaje de reanálisis numérico y un modelo estadístico no estacionario basado en la distribución GEV.

La variabilidad temporal estudiada se ha centrado en las variaciones estacionales y la tendencia de largo plazo, puesto que la longitud y calidad de la base de datos la hace idónea para este tipo de estudio. Las variaciones estacionales se han modelado introduciendo funciones armónicas en el parámetro de localización (ciclo anual) y escala (ciclo anual). La tendencia de largo plazo se ha analizado desde dos perspectivas. En primer lugar, se ha estudiado la tendencia media de largo plazo de los extremos, y en segundo lugar, a través de un modelo armónico, se ha estudiado la variación de largo plazo de los extremos por estaciones.

Los resultados aportan información al conocimiento del clima marítimo extremal a lo largo del continente sudamericano. El estudio de la variación estacional revela una clara variabilidad a lo largo del continente, con invierno-verano marcado en latitudes altas y

un clima extremal más constante en la zona tropical. Así mismo, la Tierra de Fuego y las Malvinas presentan las mayores alturas de ola, con valores de H_{500} próximas a los 15 m. En cuanto a la tendencia de largo plazo los resultados muestran una tendencia positiva generalizada en los últimos 61 años, con aumentos de hasta 1.43 cm/año en la Tierra de Fuego, cara este de las Malvinas y costa sur de Brasil. El estudio de la tendencia de largo plazo por estaciones muestra un patrón espacial similar, pero destaca la tendencia negativa en la costa caribeña de Colombia, Costa Rica y Panamá en los meses de Marzo, Abril y Mayo (1 cm/año). Las tendencias positivas más fuertes se localizan en la Tierra de Fuego y las Malvinas en los meses de Diciembre, Enero y Febrero, es decir, el verano austral.

4.5 Conclusiones

En este capítulo se estudia la variabilidad climática de los extremos de oleaje a escala global y a escala regional (sur de Europa y América del Sur). En el estudio a escala global se ponen de manifiesto patrones de variabilidad espacial de los extremos de oleaje relacionados con procesos físicos de gran escala, mientras que en el estudio regional intervienen procesos físicos más propios de la zona de estudio.

En el análisis a escala global del clima marítimo extremal se ha estudiado la variabilidad estacional e interanual utilizando datos de satélite. El análisis de la variación mes a mes muestra mayor severidad del clima marítimo extremal en el Hemisferio Norte y durante el invierno boreal, sin embargo, en el Hemisferio Sur, por encima de la latitud 40° el clima marítimo extremal se muestra más constante a lo largo del año. El análisis de la variabilidad interanual se ha llevado a cabo mediante índices climáticos característicos de distintas zonas del globo, siendo el AO, SAM y NIÑO 3 los más influyentes en el clima marítimo extremal a escala global.

Con el objetivo de caracterizar mejor el clima marítimo extremal de una determinada zona se ha estudiado la escala regional, donde se han incluido procesos físicos de media escala. En el estudio del sur de Europa se ha analizado la variabilidad estacional e interanual a través de índices climáticos propios de esta zona y a través de las anomalías de presión a nivel del mar del Atlántico Norte, utilizando datos de satélite. En cuanto a la variabilidad mes a mes, los resultados revelan un fuerte gradiente norte-sur en la

cuenca atlántica y un patrón espacial complejo en el Mediterráneo. En lo referente a la variabilidad interanual los índices climáticos NAO y EA son los más influyentes en el Atlántico mientras que el EA/WR es especialmente relevante en el Mediterráneo.

En el estudio de Sudamérica se han utilizado datos calibrados de reanálisis y se ha estudiado la variabilidad estacional y la tendencia de largo plazo. El modelo utilizado para estudiar el largo plazo permite determinar si hay un cambio en los extremos de oleaje en cada una de las estaciones del año. Los resultados de la variabilidad estacional ponen de manifiesto una variación a lo largo del continente con cambios claros de invierno a verano en latitudes altas. El estudio del largo plazo muestra una tendencia media de aumento de los extremos de oleaje en los últimos 61 años, a lo largo de, prácticamente, todo el continente. Estacionalmente, el patrón de tendencia es similar, destacando mayores valores de aumento en la Tierra de Fuego y las Malvinas durante el verano austral.