

Estudio de la variabilidad del nivel del mar en el Atlántico Norte a partir de medidas altimétricas del proyecto CCI Sea Level

Trabajo Fin de Grado de Ciencias Ambientales

Facultade de Ciencias de Ourense

Marta Ballesteros Carral

Dra. M^a de las Nieves Lorenzo González, profesora titular del área de Física de la Tierra, del departamento de Física Aplicada, de la Universidad de Vigo y **Dra. Isabel Iglesias Fernández** investigadora del Centro Interdisciplinar de Investigación Marina y Ambiental de la Universidad de Porto

INFORMAN:

Que el trabajo titulado "**Estudio de la variabilidad del nivel del mar en el Atlántico Norte a partir de medidas altimétricas del proyecto CCI Sea Level**" presentado por **D^a./D. Marta Ballesteros Carral, con D.N.I.: 34280506H**, ha sido realizado bajo nuestra dirección en el departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo, y autorizamos su presentación como **Trabajo Fin de Grado** del **Grado de Ciencias Ambientales** al considerarlo apto para ser defendido.

Ourense, 10 de Junio de 2016

D^a. M^a de las Nieves Lorenzo González

D^a. Isabel Iglesias Fernández

RESUMEN

Los registros de los mareógrafos, los testigos de sondeo y, en las últimas décadas, las mediciones por satélite demuestran que a lo largo del siglo pasado, el Nivel Medio del Mar (GMSL) aumentó entre 10 y 20 centímetros. Sin embargo, la tasa anual de aumento durante los últimos 20 años ha sido de 3 milímetros, lo que corresponde, aproximadamente, al doble de la velocidad media en los 80 años previos.

El aumento del nivel del mar está relacionado con tres factores principales, todos ellos inducidos por el cambio climático actual: la dilatación térmica del agua, el deshielo de los glaciares y de los casquetes polares y la pérdida de hielo en Groenlandia y en la Antártida Occidental. Todo ello podría tener consecuencias devastadoras para el medio ambiente y la sociedad, aumentando la importancia de los estudios que traten temáticas relacionadas con las tendencias del nivel del mar y la evolución de los factores asociados.

El objetivo principal de este trabajo se ha centrado en el análisis de la variabilidad anual e interanual del nivel del mar en el Atlántico Norte, permitiéndonos conocer las zonas que presentan una mayor variabilidad temporal y las causas de esta variabilidad. Se analizaron las tendencias en el período entre 1993 y 2013 y se comprobó cómo influyen los principales modos atmosféricos del Atlántico Norte en los valores de las anomalías del nivel del mar. Para la realización de este objetivo se utilizaron datos de altimetría de satélite de anomalías del nivel del mar procedentes de la base de datos CCI de la ESA

Primeramente se compararon los datos de satélite con datos de mareógrafos observándose que las mayores diferencias entre ellos se producen en estaciones localizadas en mares de aguas poco profundas y en latitudes altas. Los máximos valores de las anomalías del nivel del mar obtenidos mediante el análisis de las series temporales se observaron en los meses invernales. Los mínimos en los meses de mayo a junio, con excepción de la estación de Tuapse debido a las características particulares del mar Negro. El análisis de las tendencias en las anomalías del nivel del mar mostró que estas presentan valores positivos en los diferentes puntos aunque no siempre son significativas. En el análisis con los modos atmosféricos, se encontró que en la mayoría de los

casos el invierno es la estación que presenta una mayor relación entre la anomalía del nivel del mar y los modos atmosféricos. Además, de todos los modos analizados, la oscilación del Atlántico Norte es la que mayor influencia presenta durante esta estación.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 El nivel del mar.....	2
1.2 Medición del nivel del mar.....	3
1.2.1 Mareógrafos.....	3
1.2.2 Satélites altimétricos.....	7
1.3 Variabilidad del nivel del mar.....	9
1.3.1 Variabilidad a largo plazo.....	10
1.3.2 Variabilidad estacional.....	12
1.3.3 Variabilidad a corto plazo.....	20
1.4 Proyecto ESA CCI.....	22
1.5 Objetivos.....	23
2. DATOS Y MÉTODOS.....	25
2.1 Datos.....	25
2.1.1 Datos altimétricos de satélite.....	25
2.1.2 Datos altimétricos procedentes de boyas.....	26
2.1.3 Índices de patrones de teleconexión.....	28
2.2 Métodos.....	29
2.2.1 Cálculo de anomalías.....	30
2.2.2 Cálculo del ciclo anual.....	30
2.2.3 Cálculo de tendencias.....	31
2.2.4 Cálculo de la desviación estándar y de la raíz cuadrática media.....	32
2.2.5 Cálculo de correlaciones.....	33
2.2.6 Cálculo de mapas promedio.....	34
3. RESULTADOS.....	37

3.1 Comparativa entre los datos de satélite y los datos de mareógrafo.....	37
3.1.1 Variabilidad estacional.....	38
3.1.2 Ciclo anual.....	47
3.2 Influencia estacional de los índices atmosféricos sobre la SLA en el Atlántico Norte.....	49
3.2.1 NAO.....	49
3.2.2 EA.....	51
3.2.3 EA/WR.....	54
3.2.4 SCA.....	56
3.2.5 POL.....	57
4. CONCLUSIONES.....	61
BIBLIOGRAFIA.....	65

1 ■ INTRODUCCIÓN

El nivel medio global de los océanos es uno de los indicadores más importantes del cambio climático ya que incorpora las reacciones de los diferentes componentes del sistema climático. Así pues, la medición correcta de los cambios en el nivel medio de los océanos es decisiva para entender no sólo el clima, sino también las consecuencias socio-económicas de cualquier aumento en el nivel del mar. Por otro lado, el nivel del mar no sube uniformemente en todo el mundo. En algunas regiones, las tasas son varias veces superiores al promedio mundial, mientras que en otras regiones el nivel del mar baja. A partir de observaciones hidrográficas, pueden inferirse también variaciones espaciales substanciales en cuanto a las tasas de variación del nivel del mar. Esta variabilidad espacial en las tasas de elevación del nivel del mar se debe, sobre todo, a cambios no uniformes en la temperatura y la salinidad y guarda relación con los cambios en la circulación oceánica.

Hasta 1992 los únicos datos de los que se disponían eran los datos de los mareógrafos costeros y de los mareógrafos colocados a bordo de buques y boyas a la deriva, lo que limitaba mucho el área espacial de estudio. Sin embargo desde agosto de 1992 la misión TOPEX/Poseidon y las sucesivas misiones de altimetría por satélite han permitido disponer de datos más precisos sobre el nivel del mar con una cobertura casi mundial. Estos datos altimétricos vía satélite disponibles desde enero de 1993, señalan que el nivel del mar se ha elevado a

un ritmo de unos 3 mm/año, promedio significativamente superior al observado durante la primera mitad del siglo pasado. Mediciones de la marea en las costas confirman esta observación e indican que en algunos decenios anteriores tuvieron lugar tasas similares [IPCC, 2013].

No obstante, en el cálculo y el análisis de la evolución del nivel medio del mar, la pregunta que surge es si los altímetros son lo suficientemente fiables para medir un aumento de unos pocos milímetros por año en un período de 20 años teniendo en cuenta que existen muchas posibles fuentes de errores para la estabilidad a largo plazo.

Ante estas cuestiones, surge el proyecto del Nivel del Mar CCI de la Agencia Espacial Europea (ESA) que pretende desarrollar, probar y seleccionar los mejores algoritmos y normas con el fin de producir productos de nivel del mar de alta calidad para el estudio del nivel del mar en aplicaciones climáticas.

1.1 El nivel del mar

Según la organización internacional Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) el nivel medio del mar es definido como el nivel de las aguas tranquilas del mar promediado durante un periodo determinado de tiempo (meses, años) de tal forma que los efectos provocados periódicamente por mareas y por otras causas frecuentes como las olas queden compensados [Pons, 2009]. Esta definición es la utilizada por los usuarios de mareógrafos. Dado que existen diferentes tipos de mareógrafos y que estos no siempre se encuentran relacionados entre sí teniendo características particulares, los valores de MSL dependerá de la zona de estudio.

No obstante, para los usuarios de altimetría por satélite, el nivel medio del mar va siempre referido a un instante y es un único valor para todo el mundo. Éste se obtiene a partir del promedio de los valores de altura de la superficie del mar sobre el elipsoide corregidos de efectos físicos (mareas, efecto barométrico inverso, etc.) e instrumentales (retardos de la señal del satélite debidos a la atmósfera, error orbital radial, etc.). La superficie del mar se divide en áreas de igual tamaño, cada una de las cuales tiene un valor de corSSH (Corrected Sea Surface Height) medido. La relación entre el nivel medio del mar obtenido con

mareógrafos y el nivel medio del mar obtenido por altimetría por satélite, es hoy en día un importante tema de investigación [Pons, 2009].

1.2 Medición del nivel del mar

La medida del nivel medio del mar se ha utilizado de forma habitual para definir el origen del cero altimétrico de las redes de nivelación nacionales [Pons, 2009]. En la actualidad, esta medida adquiere especial importancia por ser una herramienta para la evaluación y el seguimiento del cambio climático.

Para la determinación del nivel medio del mar, tenemos que decidir previamente que tipo de altura queremos obtener:

- **Altura ortométrica (H).** Es la altura de un punto medida a lo largo de la vertical astronómica y a partir de la superficie equipotencial de referencia o geoide.
- **Altura elipsoidal (h).** Es la altura de un punto medida a lo largo de la vertical elipsoidal y a partir de la superficie de referencia llamada elipsoide.

Las alturas ortométricas son las que se utilizan habitualmente, ya que están basadas en el campo gravífico de la tierra. Son las usadas generalmente en las redes de nivelación nacional.

Por otro lado, las alturas elipsoidales se utilizan generalmente cuando trabajamos con geodesia espacial y tienen una base puramente geométrica.

La diferencia entre estas dos alturas en un mismo punto es lo que conocemos como ondulación del geoide (N). Ésta va variando para cada punto de la superficie terrestre. De esta forma necesitamos conocer un modelo de geoide que nos indique la ondulación en cada punto para poder hacer conversiones de un tipo de altura al otro.

Hoy en día, la medición del nivel del mar se puede llevar a cabo bien con la instalación de mareógrafos en un punto localizado o con la ayuda de satélites altimétricos.

1.2.1 Mareógrafos

Históricamente los mareógrafos han sido el aparato más común para medir el nivel del mar, la forma de medición difiere según el tipo de mareógrafo utilizado. Todos ellos miden el nivel del mar instantáneo en un lugar concreto de la línea

de costa, de forma continua. De esta manera, no se obtiene la información de los cambios del mar en toda su extensión, sino que se limitan a los valores de ciertos puntos de la línea de costa.

Todos los mareógrafos miden la distancia vertical entre un punto de referencia y la superficie instantánea del mar. La precisión en la medida de todos estos tipos de mareógrafos es alrededor de 1 cm [Pons, 2009]. Los tipos de mareógrafos más utilizados son:

Mareógrafos de flotador: Constan de un flotador que va montado dentro de un cilindro con la base agujereada (Figura 1.1). La entrada de agua por la parte inferior hace que se llene el cilindro hasta el nivel actual del mar. Mediante el flotador se detecta este nivel que es transmitido a un tambor que recoge la información de forma continua. Incluye un reloj de cuarzo y de cuerda para tener una referencia temporal de todas y cada una de las mediciones efectuadas. El tubo exterior evita las distorsiones que provocaría el efecto directo de las olas sobre el flotador.

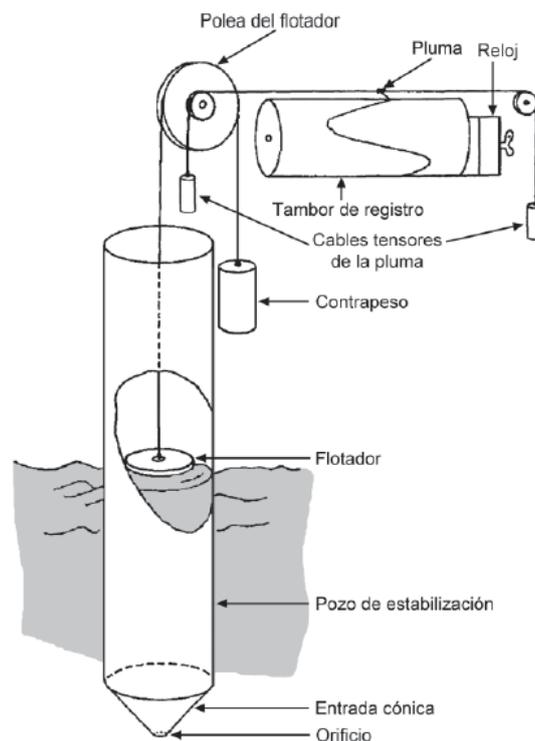


Figura 1.1 Mareógrafo básico de flotador y pozo. Fuente: Manual de Medición e Interpretación de la COI Vol. 4, 2006.

Mareógrafos de presión: Miden la presión submarina en un punto donde se conoce la densidad del agua y la aceleración de la gravedad. Está formado por

un sensor de presión que mide la variación en la presión debida al cambio de altura de la columna de agua. Los tipos más comunes son los mareógrafos neumáticos de burbuja y los sensores de presión, que se instalan directamente en el mar (Figura 1.2). Los dos tipos tienen muchos aspectos en común y la elección del tipo más apropiado se basa en consideraciones prácticas del sitio propuesto

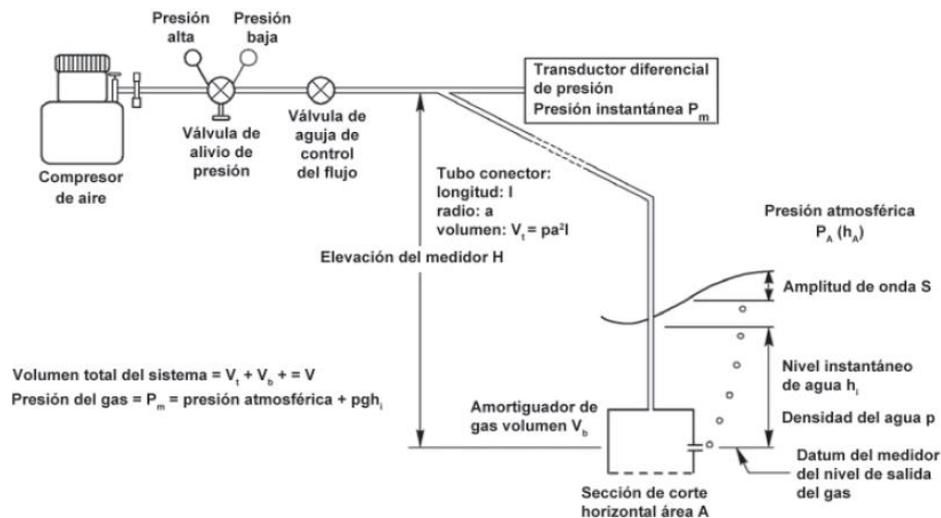


Figura 1.2 Componentes de un sistema de burbuja. Fuente: Manual de Medición e Interpretación de la COI, Vol. 4, 2006.

Mareógrafos acústicos: Miden el tiempo en el que una señal acústica recorre la distancia vertical entre el emisor y la superficie del mar que la refleja. De esta forma obtenemos la altura instantánea del mar. Los mareógrafos acústicos dependen de la capacidad de medir el tiempo de propagación de los pulsos acústicos reflejados verticalmente desde la superficie del mar. En teoría, este tipo de medición se puede llevar a cabo en campo abierto con un transductor acústico montado verticalmente sobre la superficie del mar, pero bajo ciertas condiciones las señales reflejadas se pueden perder. Para asegurar un funcionamiento continuo y confiable, el sensor se instala en un tubo que brinda cierto grado de estabilidad superficial y protege el equipo. Algunos sensores incluso restringen los pulsos acústicos dentro de otro tubo vertical estrecho que se halla en el interior del tubo que protege el equipo (Figura 1.3).

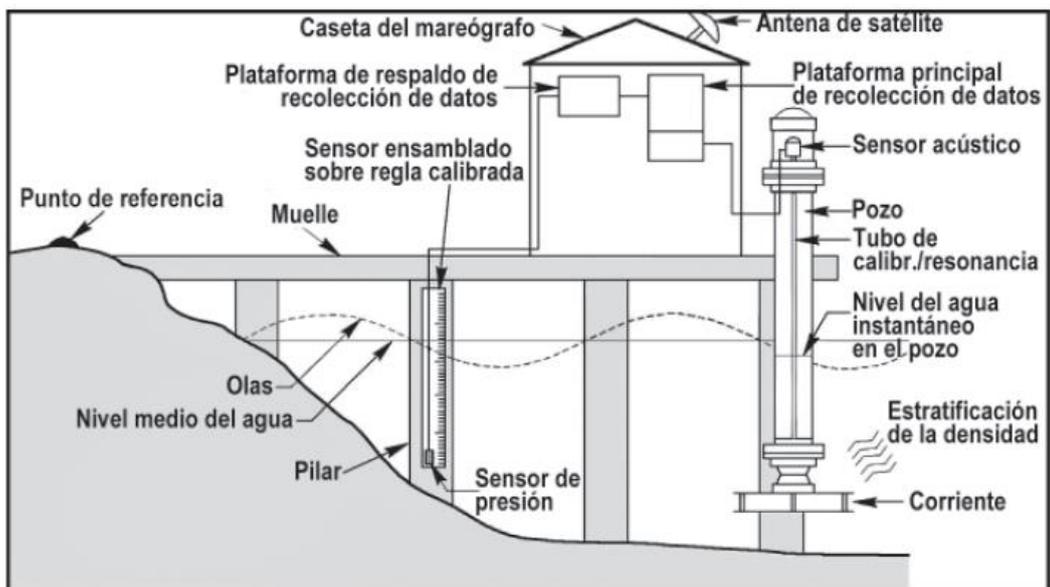


Figura 1.3 Mareógrafo del sistema NGWLMS de NOAA/NOS. Fuente: Manual de Medición e Interpretación de la COI, Vol. 4, 2006.

Mareógrafos de radar: Similares a los sistemas acústicos pero utilizan frecuencias de radar. Los primeros resultados sugieren que estos sistemas dominarán en el futuro, porque responden mejor en ambientes hostiles. La parte activa del medidor está instalada sobre la superficie del agua y mide la distancia desde este punto hasta la interfase aire-mar (Figura 1.4).

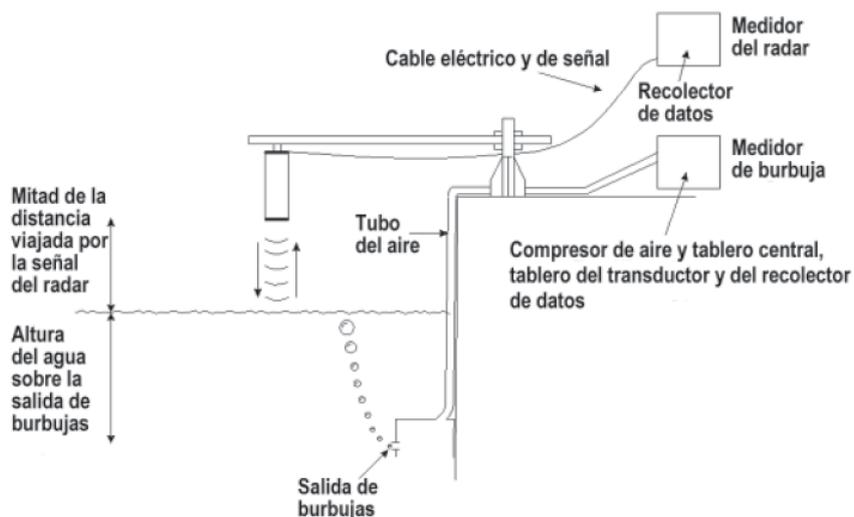


Figura 1.4 Comparación entre un sistema de radar y un sistema de burbujas. Fuente: Woodworth y Smith, 2003.

1.2.2 Satélites altimétricos

Los satélites altimétricos determinan la altura de la superficie oceánica respecto de un punto de referencia, el nivel medio global del mar, que se denomina “geoide terrestre”. Desde sus órbitas, los altímetros miden la topografía de la superficie del océano con gran exactitud para derivar la velocidad y dirección de las corrientes y los remolinos oceánicos, además de observar las mareas y otros fenómenos.

Para determinar la distancia a la superficie terrestre, los satélites altimétricos miden el tiempo que tarda un pulso de radar en viajar desde el satélite hasta la superficie y regresar [EUMETSAT, 2009].

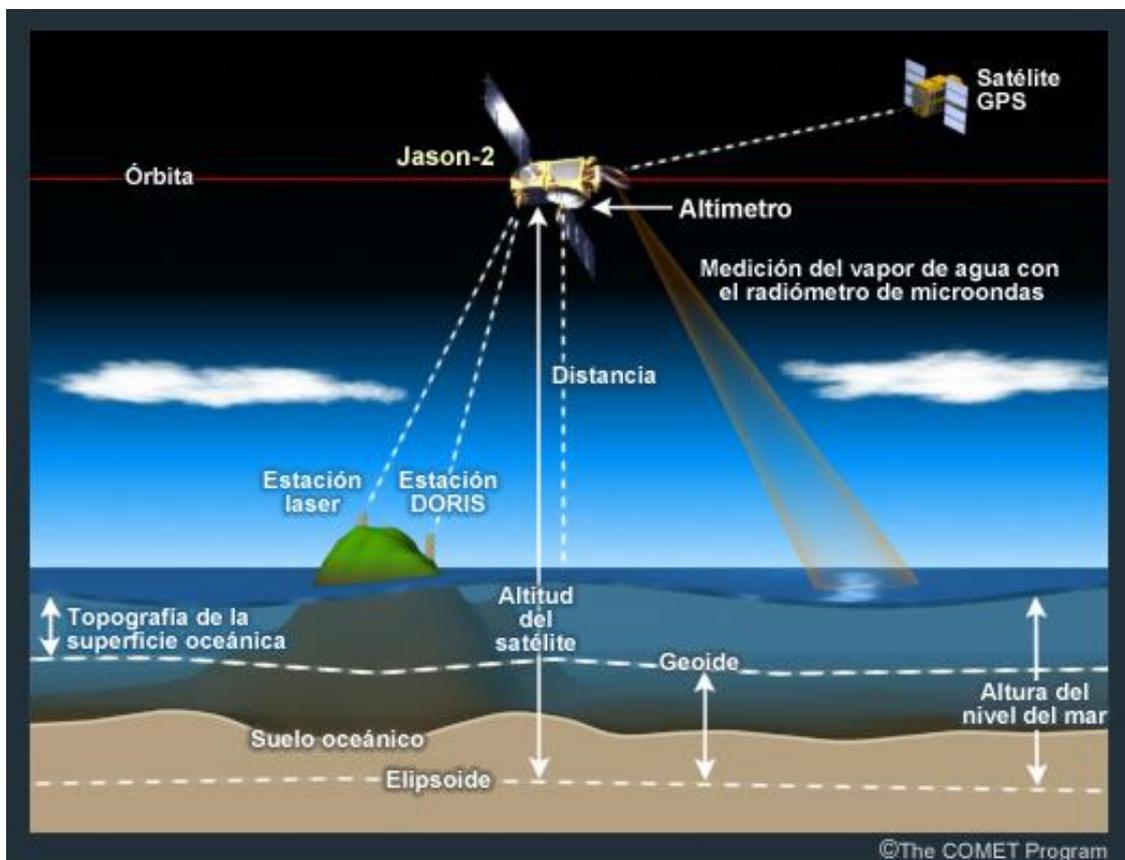


Figura 1.5 Proceso de medición de un satélite altimétrico. Fuente: Comet programimagen proviene del sitio web <http://meted.ucar.edu/> de COMET® de la University Corporation for Atmospheric Research (UCAR).

La magnitud y forma de los ecos de radar (formas de onda) contienen información adicional acerca de las características de la superficie. Por ejemplo, podemos utilizar los ecos de radar reflejados por el océano para analizar la altura

de las olas, derivar información sobre el período de las olas y analizar el hielo marino.

Sobre tierra firme, los ecos nos ayudan a caracterizar los tipos de suelos, como sistemas fluviales complejos, lagos, capas de hielo y glaciares.

Los componentes principales de un sistema de altimetría satelital son (Figura 1.5):

- El altímetro de radar y su antena, que mide el nivel de la superficie del mar.
- El radiómetro, que mide las perturbaciones atmosféricas.
- Los sistemas para determinar la posición exacta del satélite en su órbita.

Estos últimos constituyen un elemento crítico para obtener mediciones precisas del nivel de la superficie del mar y han sido un punto focal de mejora en las sucesivas misiones de altimetría.

Ciertas condiciones atmosféricas, como la presencia de vapor de agua, pueden afectar la velocidad de los pulsos y, por tanto, requieren la aplicación de ciertas correcciones. Después de este proceso, la distancia se puede estimar dentro de un margen típico de 2 cm.

Para derivar un valor significativo de altura de la superficie del mar, esta distancia se resta de la posición orbital del satélite relativa a una superficie de referencia arbitraria, denominada elipsoide de referencia, que es una aproximación de la superficie terrestre, es decir, una esfera achatada por los polos.

El ingrediente más importante para determinar la órbita satelital es la información de seguimiento de los satélites que obtenemos mediante tecnologías de rastreo. En el caso de Jason-2, éstas incluyen los receptores de radio terrestres DORIS, las estaciones de telemetría láser satelital y un receptor GPS a bordo. La información de seguimiento se combina con modelos de las fuerzas que rigen el movimiento de los satélites.

A diferencia del uso de los mareógrafos, la altimetría satelital permite obtener datos de toda la superficie oceánica, sin limitarse a unos pocos puntos en la costa. Sin embargo, en las zonas costeras, las mediciones sobre el nivel instantáneo del mar se ven contaminadas por rebotes de la señal en zonas terrestres, por lo que su uso requiere de un trabajo adicional de post-proceso llamado *retrackíng*.

1.3 Variabilidad del nivel del mar

Antes de la altimetría satelital, nuestro conocimiento del océano dependía principalmente de las mediciones obtenidas por mareógrafos colocados en boyas, buques o estaciones costeras y de fondo (Figura 1.6), pero dada su distribución limitada a ciertas partes del mundo, esto contribuyó a una visión bastante superficial del océano.

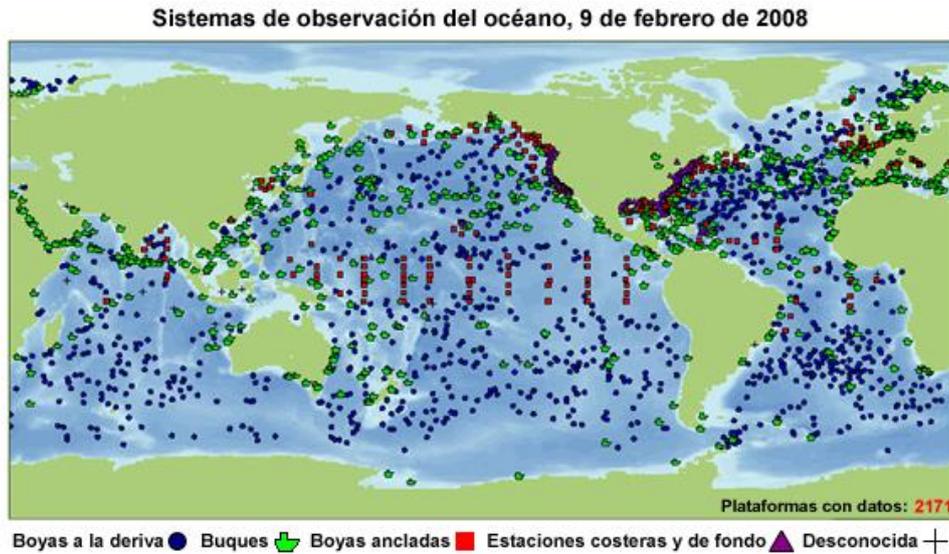


Figura 1.6 Red de medidas con mareógrafos. Fuente: NOAA

Hoy en día el océano se percibe como un enorme depósito que intercambia constantemente calor, humedad y energía con la atmósfera (Figura 1.7). El océano da impulso a diversos patrones meteorológicos y climáticos y su capacidad de calentar, enfriar, humectar y desecar el aire, así como de afectar a la velocidad y dirección del viento, hace que controle ciertos cambios climáticos lentos y sutiles que las largas series temporales de mediciones de altimetría han ayudado a comprender gracias al estudio de la dinámica de los océanos y de sus escalas espaciales y temporales.

La comprensión de la variabilidad del nivel del mar, implica además de la comprensión de la variabilidad del océano, la comprensión de los intercambios entre el océano, la tierra, la criosfera, y la atmósfera ya que el nivel del mar es un parámetro que resulta de la integración de múltiples variables. El nivel del mar es un índice muy sensible al calentamiento global y a la variabilidad climática y sus cambios abarcan un amplio rango de escalas temporales y espaciales.

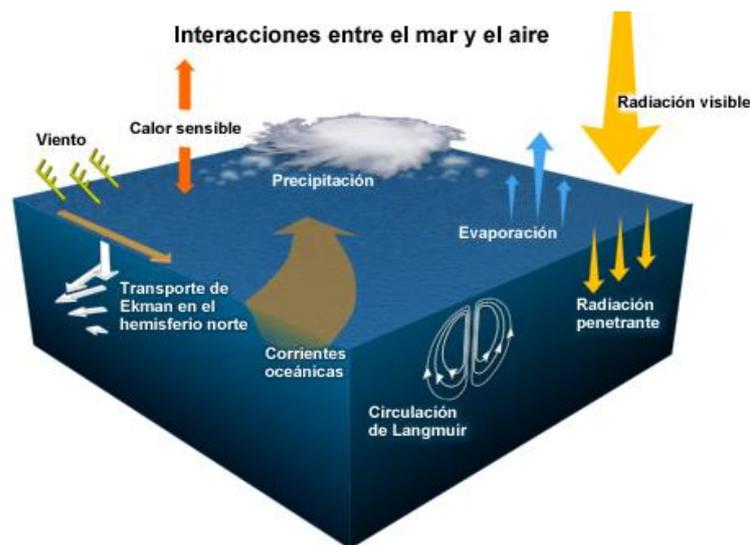


Figura 1.7 Interacciones entre el mar y el aire. Fuente: Comet Program <http://meted.ucar.edu/>

A medida que el océano se calienta en respuesta al calentamiento global, las aguas del mar se expanden y, como consecuencia, el nivel del mar se eleva. Cuando los glaciares de montaña se funden en respuesta al aumento de la temperatura del aire, el nivel del mar se eleva debido a que más agua dulce desemboca en los océanos debido a la esorrentía. Del mismo modo, la pérdida de masa de hielo de las capas de hielo provoca la elevación del nivel del mar. El aumento del agua dulce que desemboca en los océanos reduce su salinidad, disminuyendo su densidad y afectando a los patrones de circulación del océano que a su vez afectan el nivel del mar y a su variabilidad espacial. La modificación del ciclo hidrológico de la tierra como consecuencia de la variabilidad del clima y del forzamiento antropogénico produce cambios en la esorrentía y consecuentemente en el nivel del mar. De esta forma, cambios climáticos locales y regionales pueden afectar el nivel del mar globalmente y en diferentes escalas temporales [IPCC, 2007].

1.3.1 Variabilidad a largo plazo

A lo largo de la historia de la Tierra el nivel del mar ha sufrido grandes cambios con oscilaciones de más de 100 metros debidas a los ciclos glaciares que producían grandes cambios en la extensión de los mantos de hielo (Figura 1.8).

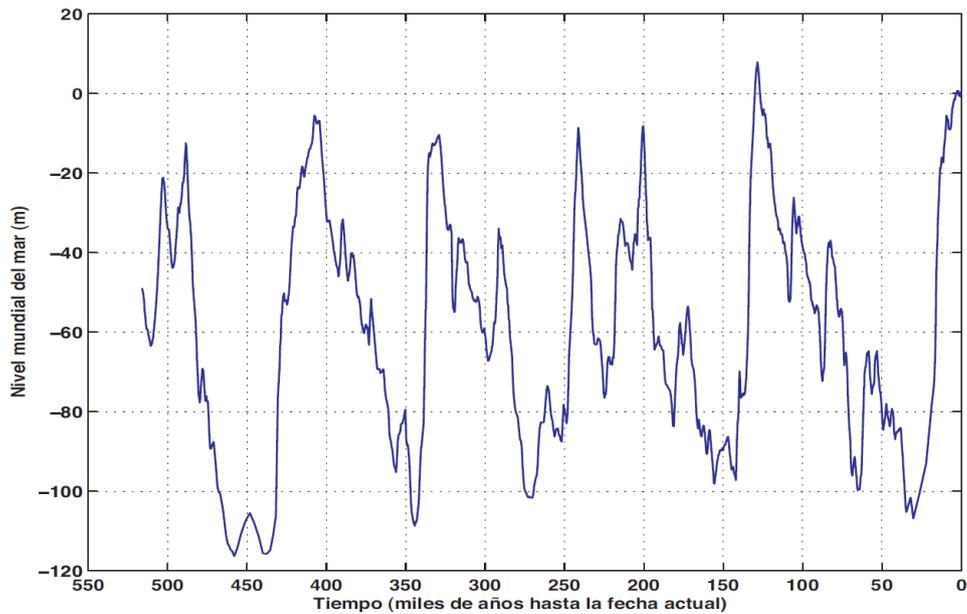


Figura 1.8 Nivel del mar durante los últimos 500.000 años, en comparación con los niveles actuales. La estimación ha sido tomada de Rohling et al. (2009), y está basada en mediciones del contenido en $\delta^{18}O$ de carbonatos del Mar Rojo central, que proporcionan una serie temporal más continua que las inferencias paleocronológicas directas del nivel del mar.

Estas variaciones del nivel del mar, son resultado de las variaciones de la radiación solar en la superficie de la Tierra (por efecto del balanceo de la órbita terrestre en torno al Sol y de la orientación del eje del planeta, ciclos de Milankovitch), posteriormente amplificadas por los efectos asociados a las variaciones del albedo de la Tierra y de la concentración de gases de efecto invernadero.

La expansión térmica y los cambios en las masas de agua son los otros factores involucrados en los cambios a largo plazo.

La expansión térmica es uno de los principales contribuyentes al cambio del nivel del mar a largo plazo, además de contribuir también a cambios regionales y de corto plazo. El agua, por encima de 4°C, se expande cuando se calienta y se contrae cuando se enfría.

De 1961 a 2003, la capa superficial de los océanos (hasta 700 metros de profundidad) absorbió en torno a 3.6×10^{21} julios por año, provocando un aumento del nivel medio global de 22 mm (Figura 1.9).

De 1993 a 2003, se ha estimado que la contribución termostérica al aumento del nivel del mar es de alrededor de 0.79 mm/año [Domingues et al., 2008].

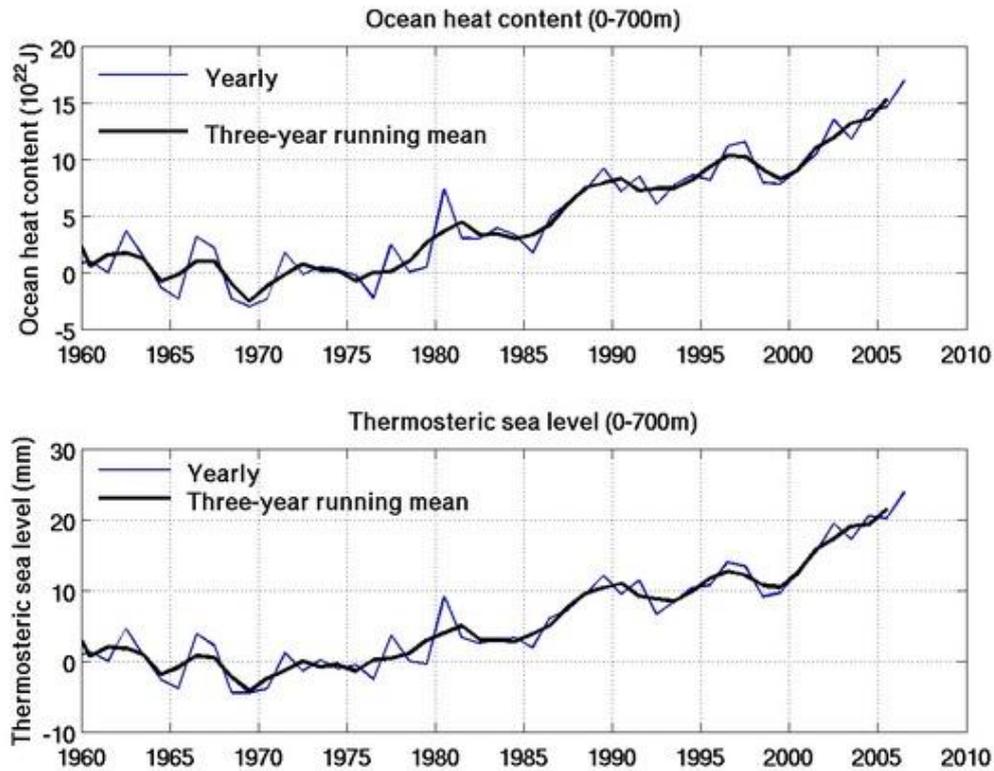


Figura 1.9 La gráfica superior muestra la demostración gráfica de los cambios en el contenido de calor de los primeros 700 metros del mar desde 1960 a 2007. La gráfica inferior muestra el cambio en el nivel del mar termostérico. Fuente: <http://www.cmar.csiro.au/sealevel>.

1.3.2 Variabilidad estacional

El nivel del mar también tiene cambios intra-anales. Una causa importante de estos cambios en el nivel del mar es el ciclo de calentamiento/enfriamiento anual en ambos hemisferios. En ambos hemisferios los océanos se calientan y expanden en verano, y se contraen y enfrían en invierno. De este modo, los niveles del mar son mayores en verano y principios de otoño, y menores en invierno y principios de primavera (Figura 1.10). Además el aumento de agua almacenada en tierra durante el invierno del Hemisferio norte, conduce a una reducción en el nivel medio del mar en esta época del año.

Otros cambios están relacionados con el movimiento latitudinal de los patrones climáticos en el sistema océano-atmósfera, que producen cambios en las corrientes oceánicas y en el nivel del mar.

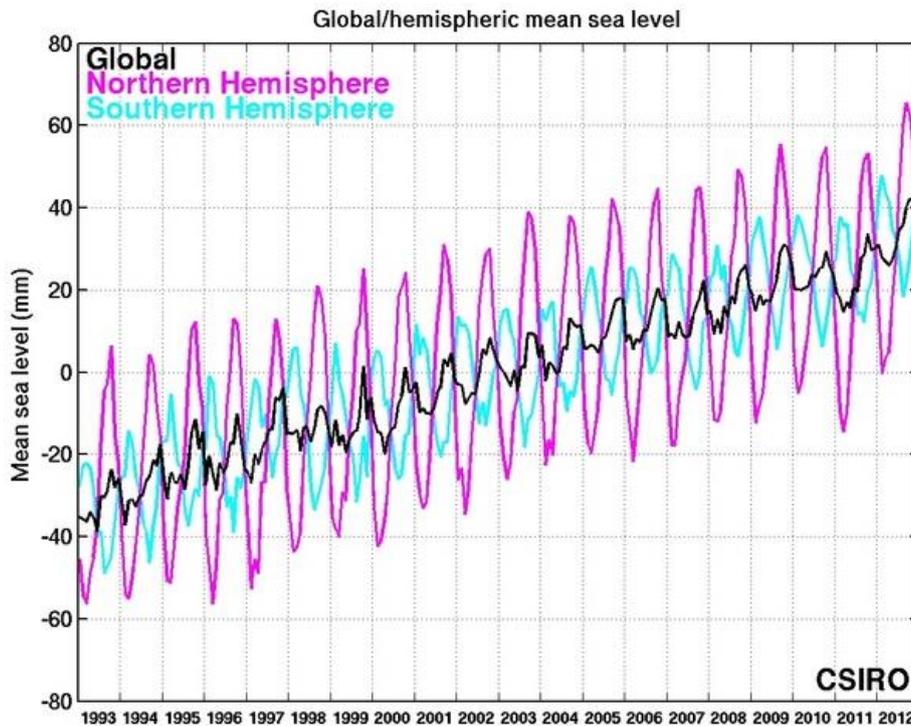


Figura 1.10 Nivel medio del mar, global y hemisférico de TOPEX / Poseidon y Jason-1. Las dos señales hemisféricas se anulan parcialmente para producir una señal global con menor amplitud. Fuente: http://www.cmar.csiro.au/sealevel/sl_drives_longer.html

Estos patrones climáticos que influyen en la variabilidad atmosférica son también conocidos como teleconexiones, patrones atmosféricos o modos de variabilidad. Dichos patrones definen conexiones existentes entre cambios de tiempo que tienen lugar en regiones distantes del mundo. También se puede ver dicha conexión como una correlación significativa, positiva o negativa, entre las fluctuaciones de dos variables o campos meteorológicos en puntos separados [American Meteorological Society, AMS 2000].

Los índices de patrones definidos mediante el método de las teleconexiones pueden calcularse como la diferencia entre las presiones normalizadas de dos puntos geográficos o bien utilizando el análisis de componentes principales rotadas (RPCA) descrito por Barnston y Livezey en 1987 [Barnston and Livezey, 1987].

El fenómeno de El Niño causa cambios de entre 20 y 30 cm en el nivel del mar desde el Océano Pacífico oriental hasta el Océano Índico oriental. La oscilación decadal del Pacífico, y el dipolo del océano Índico también provocan cambios en el nivel del mar

Los principales modos de variabilidad que afectan al Atlántico Norte, nuestra región de estudio, son:

- La oscilación del Atlántico Norte (NAO)
- El patrón del Atlántico Este (EA)
- El patrón del Atlántico Este - Rusia Occidental (EA/WR)
- El patrón Escandinavo (SCA)
- El patrón Polar - Eurasia (POL)

Oscilación Atlántico Norte (NAO)

El principal patrón de teleconexión para nuestra región de análisis es la oscilación del Atlántico Norte (NAO) [Barnston and Livezey, 1987].

Dicha oscilación fue descubierta por primera vez a principios del siglo XX por Sir Gilbert Walker (1924) e históricamente ha sido definida mediante un índice que mide la diferencia de presión en superficie entre Ponta Delgada (Azores, Portugal) y Stykkisholmur o Reykjavik (Islandia) [Barnston and Livezey, 1987]; [Sanchez et al., 2006]. Podemos definir la NAO como un dipolo Norte-Sur, el cual tiene un centro situado cerca de Islandia y el otro sobre las Azores (Figura 1.11). Se ha demostrado que el contraste entre estos dos centros de presiones condiciona gran parte de la variabilidad invernal de muchas regiones, en especial de Europa del norte. Este hecho es debido a que, tanto la fase positiva como la negativa, están asociadas a cambios en la intensidad y en la localización de la corriente en chorro (*jetstream*) así como de la trayectoria de las tormentas que cruzan el Atlántico Norte, con modulaciones a gran escala de los patrones zonales y meridionales normales de transporte de calor y humedad. Así, tienen lugar cambios en los patrones de precipitación y temperaturas desde el este de Norteamérica al oeste y centro de Europa. La fase de la NAO viene dada por un índice, que es la anomalía de la diferencia entre la alta subtropical (Azores) y la baja polar (Islandia), pudiendo definir así la fase negativa y positiva de la NAO [Iglesias, 2010].

Durante la fase positiva, el centro de altas presiones subtropical (Azores) presenta valores más altos de presión de lo normal, mientras que el centro de bajas presiones subpolar (Islandia) presenta presiones más bajas, de esta forma, aumenta el gradiente de presión. Con esta configuración, el anticiclón de las

Azores, “bloquea” la circulación y las tormentas provenientes del Atlántico se desvían más hacia el Norte. Como consecuencia, se producirán inviernos más fríos y secos en el Mediterráneo mientras que en el nordeste de Europa tendrán inviernos más cálidos y húmedos. La fase positiva de la NAO tiende a estar asociada con temperaturas por encima de lo habitual en el este de Estados Unidos y en el norte de Europa y temperaturas inferiores a la media en Groenlandia y usualmente en el sur de Europa y el medio oriente. También se asocia con precipitaciones superiores a la media en el norte de Europa y Escandinavia en invierno, mientras que en el sur y centro de Europa se esperan precipitaciones por debajo de la media. Patrones opuestos de temperatura y precipitación se esperan durante la fase negativa de la NAO.

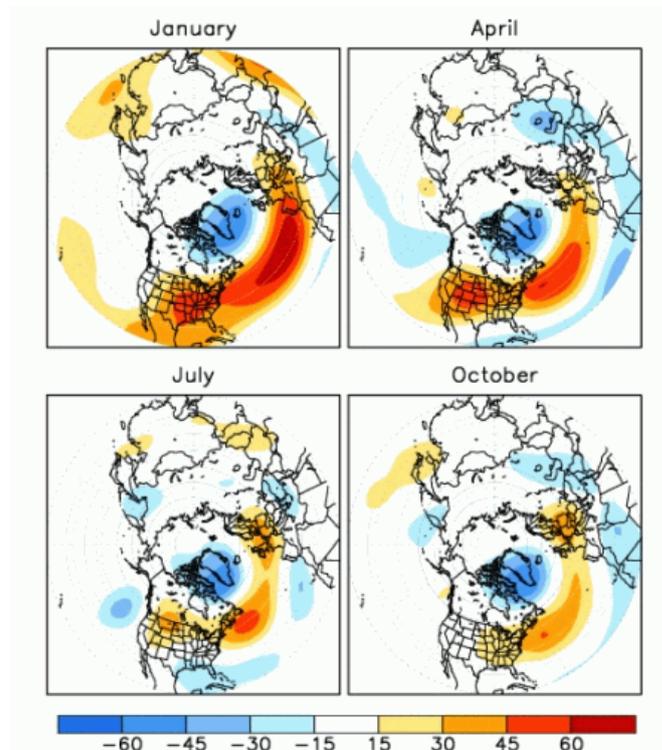


Figura 1.11 Evolución a lo largo del año de los centros de acción del Patrón de teleconexión NAO. Fuente: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>.

En la fase negativa, la diferencia de presión entre el centro de altas presiones subtropical (Azores) y el centro de bajas presiones subpolar (Islandia) es menor; puesto que Azores presentan presiones más bajas de lo normal y el centro de bajas presiones de Islandia presenta presiones más débiles. De esta forma, las tormentas de invierno cruzan el Atlántico Norte hacia el este, en dirección más horizontal. Como consecuencia de esta trayectoria, los inviernos serán más

húmedos en la Europa meridional (Mediterráneo), fríos y secos en la Europa septentrional, fríos en la costa oriental de Estados Unidos y más templados en Groenlandia [Luque, 2003; Trigo et al., 2002; Trigo et al., 2004]. Este patrón presenta variaciones interdecadales, interanuales y estacionales

Atlántico Este (EA)

El patrón Atlántico Este (EA) es el segundo modo de variabilidad de baja frecuencia más importante en el Atlántico Norte y está presente todos los meses. Estructuralmente, el patrón EA es parecido a la NAO, ya que está formado, igual que la NAO, de un dipolo norte-sur que se extiende por todo el Atlántico Norte (Figura 1.12). Los centros de anomalías de este patrón se desplazan hacia el sureste con respecto a los centros de anomalías de la NAO.

Uno de ellos se encuentra sobre las altas latitudes del Atlántico Norte y Escandinavia y el otro sobre el norte de África y el mar Mediterráneo.

Este patrón presenta dos fases, una positiva y otra negativa. En la fase positiva el centro de altas latitudes del Atlántico Norte tiene anomalías negativas, mientras que el centro de bajas latitudes tiene anomalías positivas [Iglesias, 2010].

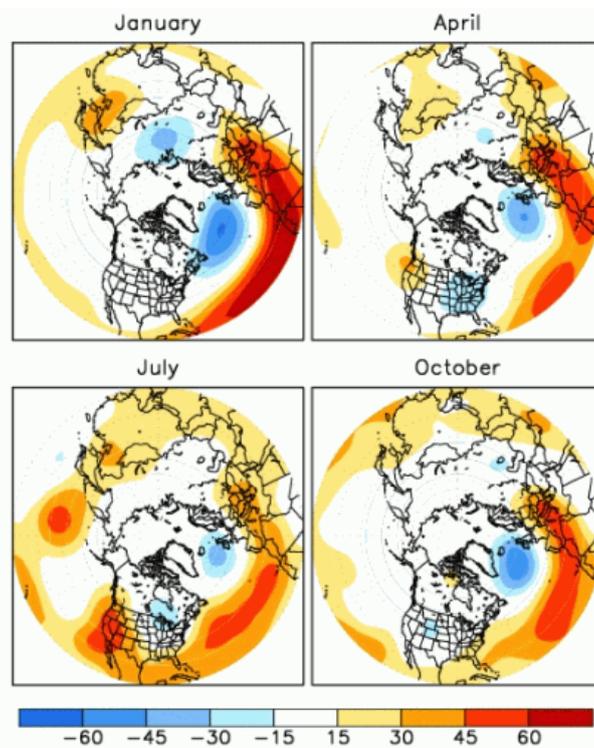


Figura 1.12 Evolución a lo largo del año de los centros de acción del Patrón de teleconexión EA.

Fuente: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>.

Durante la fase positiva, las temperaturas estarán por encima de la media en Europa, y por debajo de la media en el norte y centro de Estado Unidos.

Las precipitaciones, estarán por encima de la media en el norte de Europa y Escandinavia y por debajo en el sur de Europa. La fase negativa, presenta un fuerte flujo sobre las latitudes centrales del este del Atlántico Norte y mayor parte de Europa, relacionado con un bloqueo anticiclónico en los alrededores de Groenlandia y Gran Bretaña. La variabilidad de este patrón es interdecadal. El patrón del Atlántico Este (EA) explica gran parte de la variabilidad de la precipitación y temperatura en el margen occidental de la península Ibérica.

Atlántico Este/Rusia Occidental (EA/WR)

El Atlántico este/oeste de Rusia (EA/WR) sería el tercer modo de variabilidad de baja frecuencia que afecta a toda Eurasia. Este patrón se ha referido como el patrón de Eurasia-2 por Barnston y Livezey (1987).

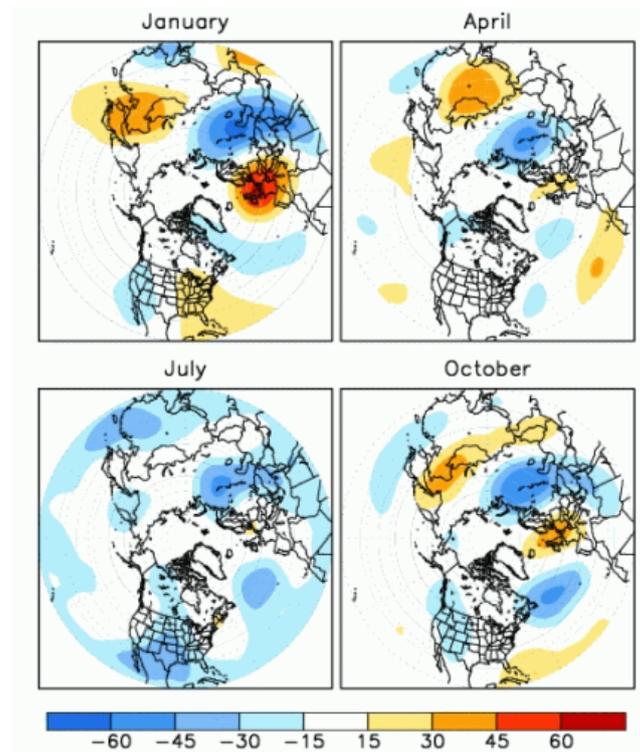


Figura 1.13 Evolución a lo largo del año de los centros de acción del Patrón de teleconexión EA/WR. Fuente: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>.

Este patrón consiste de cuatro centros principales de anomalías (Figura 1.13). La fase positiva se asocia con anomalías positivas de geopotencial situados

sobre Europa y el norte de China, y anomalías negativas situadas sobre el Atlántico norte central y norte del Mar Caspio.

Las principales anomalías de temperatura superficial asociadas a la fase positiva del EA/WR reflejan temperaturas superiores a la media en Asia oriental, y por debajo de la media, en grandes regiones de Rusia occidental y del noreste de África. Las precipitaciones son en general por encima de la media en el este de China y por debajo en el centro de Europa [Barnston a Livezey, 1987].

Escandinavia (SCA)

El patrón de Escandinavia (SCA) consiste en un centro de circulación primaria localizado sobre Escandinavia, con otros centros más débiles sobre Europa occidental y oriental y Rusia/Mongolia occidental (Figura 1.14). La fase positiva de este patrón se asocia con anomalías de geopotencial positivas, dando lugar a un mayor número de anticiclones de bloqueo sobre Escandinavia y Rusia Occidental, mientras que la fase negativa está asociada con anomalías negativas de geopotencial en estas regiones.

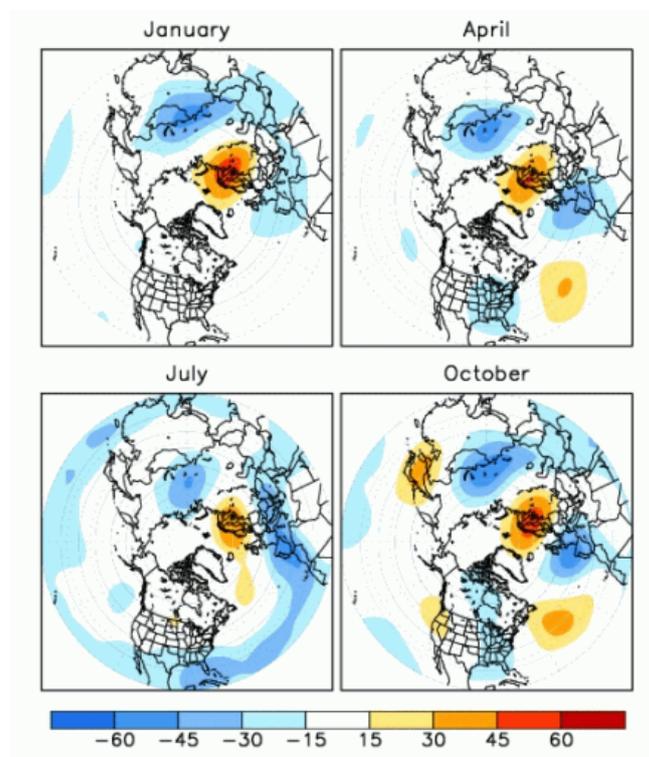


Figura 1.14 Evolución a lo largo del año de los centros de acción del Patrón de teleconexión SCA. Fuente: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>.

La fase positiva del patrón de Escandinavia se asocia con temperaturas inferiores a la media en el centro de Rusia y sobre la Europa occidental. También

se asocia con precipitaciones superiores a la media en toda Europa central y sur, y precipitaciones por debajo del promedio en toda Escandinavia.

Polar (POL)

El patrón Polar/Eurasia (POL) aparece como los anteriores en todas las estaciones. La fase positiva de este patrón consiste en anomalías negativas de geopotencial sobre la región polar y anomalías positivas sobre el norte de China y Mongolia (Figura 1.15). Este patrón se asocia con fluctuaciones en la intensidad de la circulación circumpolar. Durante la fase positiva el vórtice circumpolar se ve intensificado y en la fase negativa experimenta un debilitamiento de su intensidad.

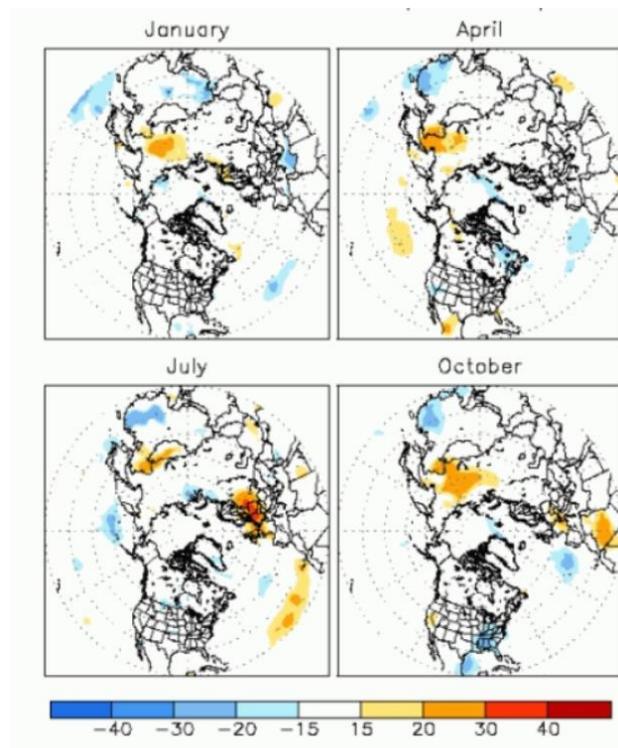


Figura 1.15 Evolución a lo largo del año de los centros de acción del Patrón de teleconexión POL.
Fuente: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>.

POL se asocia principalmente con temperaturas superiores a la media en el este de Siberia y temperaturas inferiores a la media en el este de China. También se asocia con precipitaciones superiores a la media en la región polar del norte de Escandinavia.

Este patrón se caracteriza por exhibir una fuerte variabilidad de baja frecuencia. Se observaron las fases positivas y negativas persistentes similares del patrón durante la década de 1980 de los años 1990.

1.3.3 Variabilidad a corto plazo

Existen ciertos procesos que producen cambios en el nivel del mar a corto plazo (horas o días hasta 18.6 años) son:

Mareas

Las fuerzas gravitacionales de la Luna y el Sol producen cambios en el nivel del mar, con escalas de tiempo diurnas y semidiurnas, conocidos como mareas. En muchos lugares la señal de marea es una mezcla de mareas diurnas y semidiurnas. Como se ha visto, la amplitud de las mareas en alta mar es menor de 1 metro. En cambio, cerca de las costas la amplitud es generalmente mayor y en algunos casos puede alcanzar o superar los 10 metros.

Las mareas también pueden tener una escala temporal mayor. Cuando el sol, la luna y la Tierra están alineados (en el momento de la luna nueva o llena), la marea solar tiene un efecto aditivo sobre la marea lunar, creando mareas de máximos y mínimos llamadas mareas vivas. Una semana más tarde, cuando el sol y la luna están en ángulo recto entre sí, la marea solar anula parcialmente la marea lunar y se produce las mareas conocidas como mareas muertas. Durante cada mes lunar tienen lugar dos mareas vivas y dos mareas muertas [Sumich, 1996].

Cada 18.6 años coincidiendo con el ciclo lunar se producen unas mareas excepcionales como consecuencia de la perfecta alineación de la tierra, la luna y el sol.

Las ondas superficiales

Las olas superficiales producidas por el viento cuando llegan a la costa se rompen y pierden energía. Como se rompan y cuanta energía pierdan dependerá de si el área costera es más o menos profunda. Parte de esta energía se transfiere aumentando ligeramente el nivel del mar cerca de la costa. Los cambios producidos en el viento y el oleaje como consecuencia del cambio climático dan lugar a cambios en la erosión de la costa y consecuentemente también cambios en el nivel del mar (Figura 1.16).

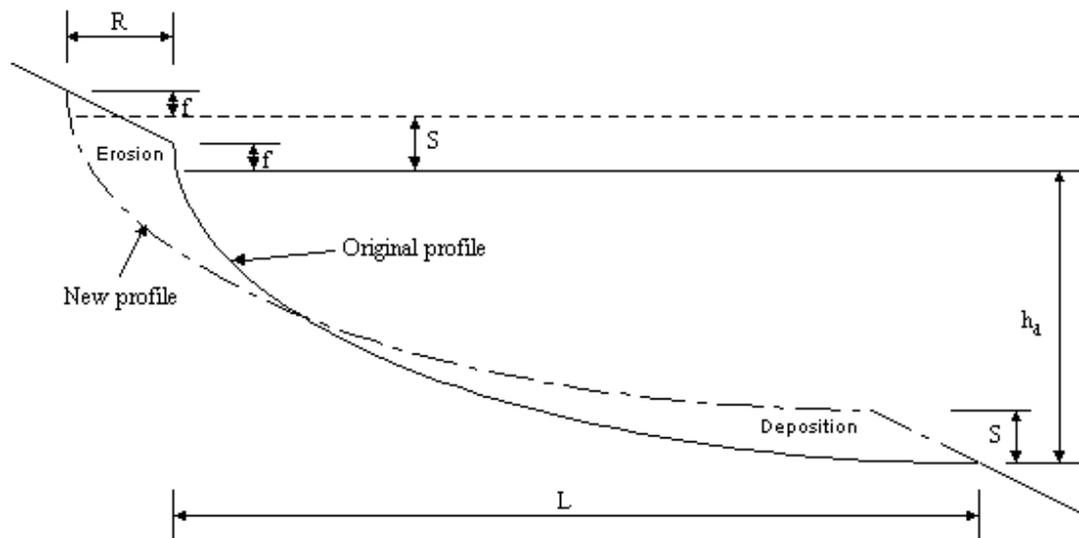


Figura 1.16 Gráfico mostrando el efecto de la acción de las olas en una orilla. Fuente: <http://www.cmar.csiro.au/sealevel>

Las mareas de tormenta

Las mareas de tormenta producen un aumento anormal del nivel del mar, causado por la confluencia de una marejada ciclónica y la marea astronómica.

La marejada ciclónica es el aumento anormal del agua en la costa del mar o de un lago, producida por los vientos fuertes de un ciclón que ha llegado a tierra y por la baja presión de la tormenta.

Cuando ocurre que coincide la llegada de un ciclón a la costa con la marea alta, la combinación de ambos efectos, nos encontramos con una marea de tormenta (Figura 1.17).

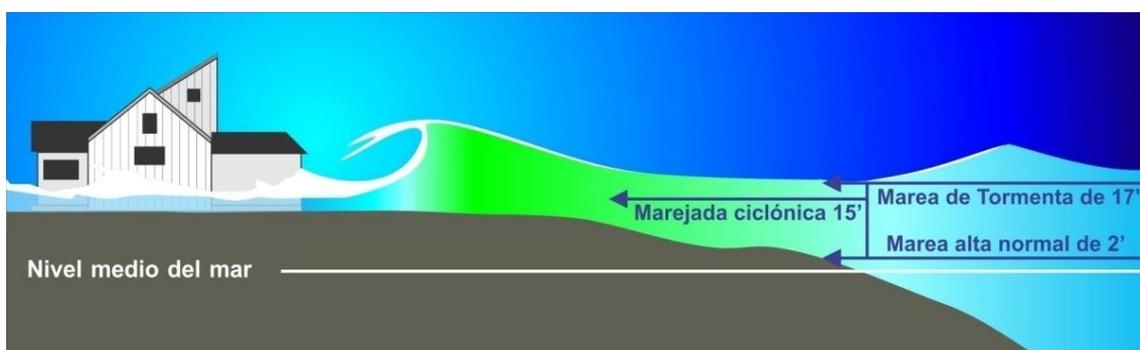


Figura 1.17 Gráfico en el que se observa la diferencia entre la marea astronómica, la marejada ciclónica y la marea de tormenta. Fuente: http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/A8_esp.html

Otros factores

Algunos terremotos pueden causar un movimiento vertical muy rápido del fondo del océano y en estos casos se puede producir un tsunamis (o maremotos), un evento complejo que involucra un grupo de olas de gran energía y de tamaño variable que se producen cuando algún fenómeno extraordinario desplaza verticalmente una gran masa de agua. Este tipo de olas remueven una cantidad de agua muy superior a las olas superficiales producidas por el viento provocando grandes subida del nivel del mar.

1.4 Proyecto ESA CCI

Como dijimos en la introducción el proyecto del Nivel del Mar CCI de la Agencia Espacial Europea (ESA) surge para desarrollar, probar y seleccionar los mejores algoritmos y normas en productos de nivel del mar de alta calidad. Además este proyecto involucra a investigadores de muy diferentes campos, permitiendo establecer el diálogo y la cooperación entre Observación de la Tierra y las diferentes comunidades de investigación del Clima.

Algunos de los principales retos del desarrollo y del proceso de selección de este proyecto son:

- El procesamiento de altímetro y radiómetro: Utilizar instrumentos de precisión para mejorar la precisión de la calibración del altímetro y radiómetro.
- La mejora de las órbitas: tener por primera vez una solución homogénea para todas las misiones utilizando los estándares más recientes.
- Las correcciones del nivel del mar: Conseguir una serie temporal homogénea y estable utilizando, por ejemplo, los modelos re-analizados más recientes.
- El problema específico de latitudes altas: reducir los errores altimétricos en las latitudes altas, áreas de gran interés estratégico para el clima.
- El problema específico de zonas costeras: mejorar el nivel del mar cerca de la costa, donde los errores altimétricos son altos.

En este proyecto, se prestó especial atención a la realización de la prueba y selección de los mejores algoritmos para aplicaciones climáticas. Cincuenta correcciones del nivel del mar, instrumentales o geofísicas, se han desarrollado y probado en el marco del proyecto.

Los principales productos de este proyecto son variables climáticas esenciales del nivel del mar como pueden ser anomalías mensuales promedio del nivel del mar (SLA) y nivel medio del mar. Los productos ECV consisten en series de tiempo mensual sobre una malla reticular de 0.25° que combinan todas las misiones disponibles hasta el momento. Además también se incluye la evolución temporal del nivel medio del mar global (MSL) con la pendiente global, la distribución geográfica de las tendencias MSL, la amplitud y la fase de las principales señales periódicas, entre otras .

1.5 Objetivos

En este trabajo nos centraremos en la variabilidad anual e interanual del nivel del mar en el área del Atlántico Norte. El objetivo es analizar las tendencias observadas en el periodo que va de 1993 a 2013 y ver cómo influyen los principales patrones atmosféricos que afectan a la región de estudio en los valores de las anomalías del nivel del mar. Para ello se utilizarán datos de altimetría de satélite procedentes del proyecto de la Agencia Europea (ESA), Sea Level project of the ESA Climate Change Initiative (CCI) iniciado en julio de 2010 y terminado en 2013.

2. DATOS Y MÉTODOS

2.1 Datos

2.1.1 Datos altimétricos de satélite

Para el estudio de las tendencias y de la dependencia del nivel del mar con los diferentes modos atmosféricos que afectan a nuestra región de estudio se han considerado los datos de altimetría satelital generados dentro del proyecto de la ESA, CCI Sea Level. En dicho proyecto, tal y como se explicó en la introducción, se han introducido una gran número de mejoras en los algoritmos utilizados para calcular el nivel del mar con respecto a la antigua base de datos de altimetría satelital AVISO. (<http://www.esa-sealevel-cci.org/>).

La versión considerada es la Versión 1.1 de productos Sea Level ECV que considera el periodo desde enero de 1993 a diciembre de 2013.

Estos datos son el resultado de la fusión de datos procedentes de las diferentes misiones de altimetría satelital y de la aplicación de nuevos algoritmos de corrección [Cazenave et al., 2014]. Una descripción más detallada del proyecto SL_CCI y de los productos disponibles en dicho proyecto puede ser encontrada en Ablain et al., 2015.

En particular para este trabajo se han considerado las series mensuales de anomalías de nivel del mar para el periodo 1993-2013 dispuestas en un malla con una resolución espacial de 0.25 grados. El área considerada corresponde al Atlántico Norte (ver figura 2.1).

2.1.2 Datos altimétricos procedentes de boyas

También se han considerado los datos mensuales de nivel del mar disponibles a través de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar (PSMSL), (<http://www.psmsl.org/data/obtaining/>).

El PSMSL, establecido en 1993, se encarga de recopilar, publicar, analizar e interpretar los datos de nivel del mar a partir de los datos aportados por las autoridades responsables de la red de mareógrafos de cada país, creando así una red mundial de mareógrafos. Se basa en los datos del Centro Nacional de Oceanografía (National Oceanography Center, NOC) de Liverpool y pertenece al Natural Environment Research Council (NERC) del Reino Unido. Dependiendo de la estación de medida considerada los datos son más o menos continuos, y la periodicidad de las muestras suele estar entre diez y quince minutos, por lo que mediante un primer análisis se obtienen los valores horarios y en un segundo análisis se obtienen los mensuales. Para ello algunos organismos realizan el promedio mientras que otros utilizan filtros para eliminar la influencia de las mareas. Los procedimientos estadísticos utilizados en las estaciones de estudio son: promedio, filtro de convolución de 119 puntos, método de Hauteurs Reduites, método de Demerliac y el filtro de Doodson, siendo este último el recomendado por el PSMSL en su "Manual de Medición e Interpretación del Nivel del Mar".

Por otro lado, debido a que los datos de cada mareógrafo pertenecen a distintos organismos, estos tienen que ser ajustados a una Referencia Local Revisada (Revised local Reference, RLR). Esto significa que el datum de cada estación (plano de referencia en base al cual se dan las medidas) se encuentra definido a, aproximadamente, 7000 mm por debajo del nivel medio del mar, evitando de esta forma los valores negativos.

En este trabajo se consideraron diez estaciones localizadas en el área de estudio para comparar con los datos de altimetría satelital procedentes de la base de datos CCI de la ESA. Las estaciones se muestran en la figura 2.1

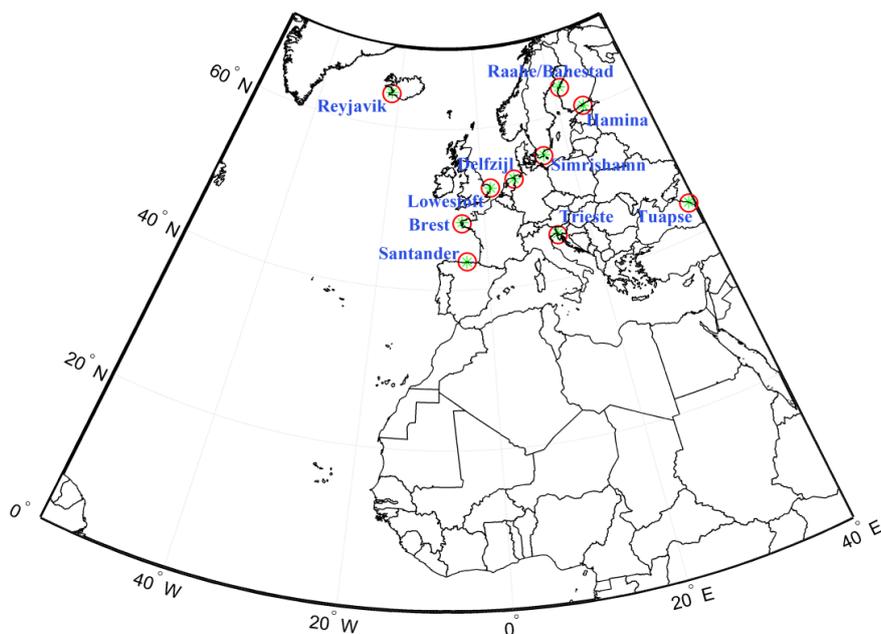


Figura 2.1 Área de estudio y localización de las 10 estaciones consideradas para la comparación entre los datos de altimetría satelital y los procedentes de boya. Los círculos rojos muestran los puntos correspondientes a la localización de la boya y los asteriscos verdes los correspondientes a la altimetría satelital.

Tabla 2.1: Posición de las estaciones utilizadas, organismos responsables y tipo de mareógrafo. Los datos considerados corresponden al periodo 1993-2013 de los datos RLR.

Estación	Localización	Autoridad responsable	Mareógrafo
Reykjavick	64.15 °N, 21.94°W	Icelandic Coast Guard Hydrographic Dept.	Flotador Presión
Santander	43.47°N, 3.77°W	Instituto Geografico Nacional, Madrid	
Brest	48.38 °N, 4.49 °W	Service Hyd. Et Ocean. De La Marine	Acústico Flotador Radar
Trieste	45.65 °N, 13.76 °E	Ispra	
Tuapse	44.10 °N, 39.07 °E	World Data Center B1	Flotador
Raabe/Bahestad	64.67 °N, 24.41 °E	Finnish Meteorological Institute	
Hamina	60.561 °N, 27.18 °E	Finnish Meteorological Institute	
Lowestoft UK	52.47°N, 1.75 °E	N.O.C.	
Delfzijl	53.33°N, 6.93°E	Rijkswaterstaat	
Simrishamn	55.56 °N, 14.36 °E	Swedish Met. And Hyd. Institute	

En la Tabla 2.1 se presentan las características de cada una de las boyas consideradas. El periodo que se consideró para la comparación fue 1993-2013 ya que es el periodo que solapa con los datos de altimetría satelital. La elección de las estaciones se hizo buscando que estas tuvieran la serie de datos más homogénea dentro dicho periodo. Todas las boyas consideradas tienen un 100% de datos mensuales para el periodo de análisis con excepción de la boya de Tuapse que tiene un 93% de datos, siendo esta elegida por contener el menor número de discontinuidades en su área. Los datos considerados fueron los RLR ajustados por el PMSL.

2.1.3 Índices de patrones de teleconexión

Los datos mensuales de los cinco patrones de teleconexión considerados (NAO, EA, EA/WR, SCA y POL) se han obtenido del Centro de Predicción Climática (CPC) de la NOAA (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc>).

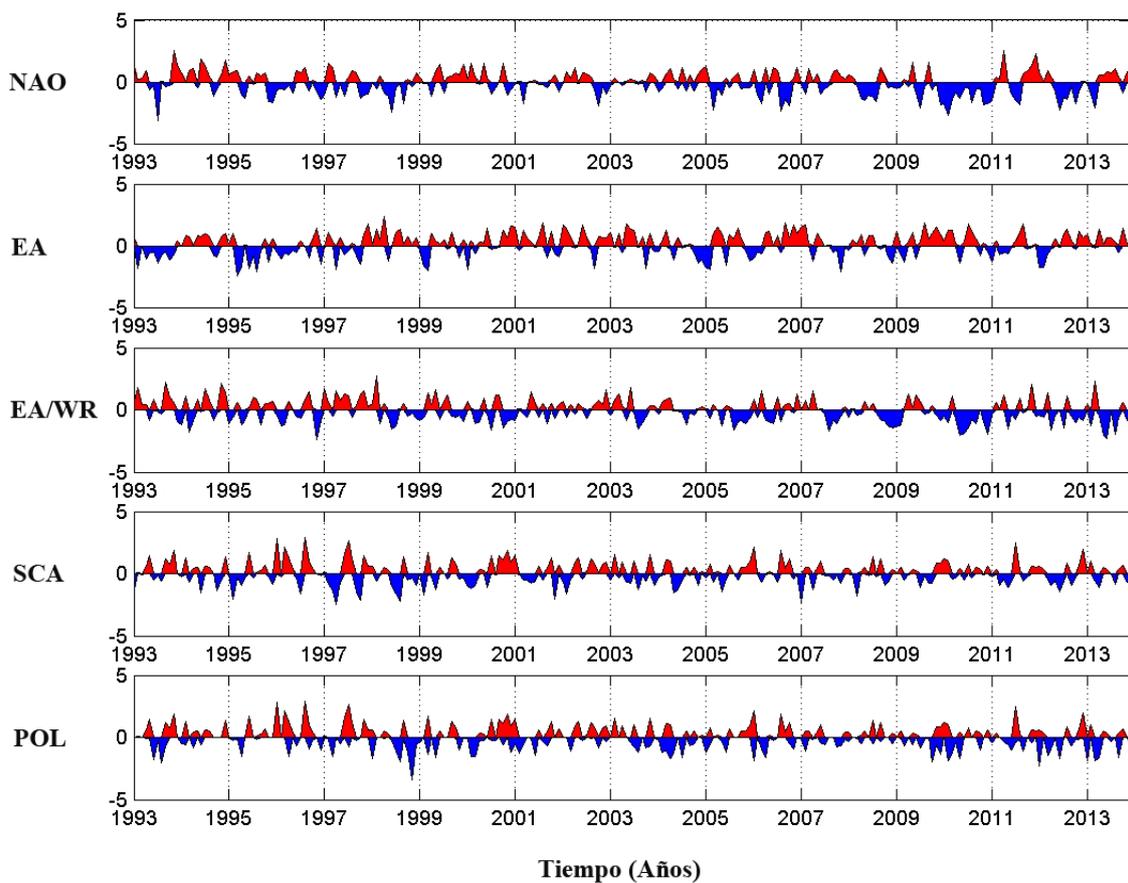


Figura 2.2 Series mensuales de los 5 modos principales de variabilidad del Atlántico Norte para el periodo 1993-2013.

El procedimiento utilizado para calcular e identificar los patrones de teleconexión ha sido el de análisis de componentes principales rotadas (RPCA) descrito por Barnston y Livezey en 1987. Este método aísla los patrones principales de teleconexión para todos los meses y permite la realización de las series temporales de dichos patrones. Se aplica la técnica RPCA a las anomalías estandarizadas de medias mensuales de geopotencial a 500 MB obtenidas del CDAS (Climate Data Assimilation System) en la región de análisis.

Para la realización de este estudio se dividió el año en estaciones, para lo que se agruparon los meses desde el punto de vista climatológico, y no astronómico, de acuerdo a las estaciones climatológicas estándar en la región:

- Invierno: diciembre, enero, febrero.
- Primavera: marzo, abril, mayo.
- Verano: junio, julio, agosto.
- Otoño: septiembre, octubre, noviembre.

2.2 Métodos

Para el análisis de datos y la elaboración de los mapas se ha utilizado un programa denominado MatLab. Este programa, basado en un lenguaje de programación propio, dispone de una serie de rutinas de cálculo estadístico y visualización que trabajan con los datos en forma matricial. Posee un entorno interactivo de fácil manejo e incluye las siguientes posibilidades: visualización gráfica de las series temporales, patrones espaciales, regresión y modelos temporales, análisis de componentes principales, análisis de correlación canónica, generadores de tiempo, validación probabilística, etc. Con él hemos realizado todos los cálculos y obtenido las figuras que se presentan en la sección de resultados de este trabajo.

El trabajo lo podemos dividir en dos partes tal y como se mencionó en el apartado de objetivos. En la primera parte se compararon los resultados obtenidos por mareógrafos colocados en el mar con los datos de altimetría satelital de la base de datos CCI de la ESA. Para ello calculamos las anomalías de los datos de los mareógrafos y de los datos de altimetría satelital y calculamos el ciclo estacional en cada uno de los 10 puntos mostrados en la Figura 2.1. También se calcularon

las tendencias en cada punto con los dos tipos de datos y las correlaciones entre las series satelitales y las de los mareógrafos.

En la segunda parte del trabajo, el estudio se centró en el cálculo de las relaciones entre los diferentes modos de variabilidad atmosférica del Atlántico Norte y el nivel del mar a través del análisis de las correlaciones estacionales ente los datos de altimetría satelital y las series de dichos modos de variabilidad.

2.2.1 Cálculo de anomalías

Para poder comparar las series mensuales de datos de nivel del mar del PSMSL con las anomalías de los datos satelitales se calcularon las anomalías mensuales para el periodo 1993-2013. Para ello, a cada valor mensual se le resta el valor medio de ese mes para todo el periodo de estudio. Esto permite saber cuánto se ha elevado o no el nivel del mar para cada mes de cada año concreto respecto a la media de cada mes para todo el período de estudio.

De este modo si partimos de valores mensuales de la variable $X = X_{im}$ donde $i=1,2,\dots,K$ (año) y $m=1,2,\dots,12$ (mes) la anomalía mensual vendría dada por:

$$\Delta X_{im} = X_{im} - \overline{X_m}$$

Donde $\overline{X_m}$ es la media de todos los meses m del periodo de años K .

Así, la anomalía de enero de 1994 será la resta entre el valor de la elevación del nivel del mar de enero de 1994 menos el valor medio de la elevación del nivel del mar de todos los eneros del periodo 1993-2013.

2.2.2 Cálculo de ciclo anual

No sólo es interesante analizar el valor del nivel del mar obtenido sino que también es interesante saber la forma en la que el valor de dicha variable se distribuye a lo largo del año. Localizar la existencia de máximos principales y secundarios de altura de nivel del mar nos puede proporcionar información sobre el origen de dicha subida o bajada del nivel del mar.

Así pues, con los datos mensuales para el periodo del que disponemos datos, se calculó el ciclo anual de la anomalía del nivel del mar para los dos tipos de datos (mareógrafos y satélite) y en los diez puntos considerados. Para ello, se

calculó la media de cada uno de los meses considerando los 20 años de estudio (1993-2013) y se representó la serie de datos obtenida.

2.2.3 Cálculo de tendencias

Se han calculado las tendencias de las series de mareógrafos y de satélite en los 10 puntos considerados a través del test de Mann-Kendall [Mann.1945; Kendall.1975; Gilbert, 1987],

Este es un test no paramétrico, para la detección de tendencias con significancia estadística. Este test es muy utilizado en múltiples campos de las ciencias naturales por su poder de extracción de tendencias confiables sin necesidad de un alto número de muestras, y por su tolerancia al ruido en la serie. Una de las ventajas de este test es que los datos no necesitan ajustarse a una distribución en particular.

El cálculo de este test se realiza con una función de MatLab en la cual, a través de una serie de fórmulas que se citan a continuación, se lleva a cabo el test Z de significación y el test Q para los datos en el periodo 1993-2013.

El test Z se calcula cuando tenemos un número de datos mayor que 10, con este test se evalúa la presencia de una tendencia estadísticamente significativa. La expresión para calcular dicha variable es:

$$Z = \begin{cases} \frac{S - 1}{\sqrt{VAR(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S + 1}{\sqrt{VAR(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases}$$

Calculándose S y VAR(S) de la siguiente forma:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sing}(x_j - x_k)$$

$$\text{sing}(x_j - x_k) = 1 \text{ si } x_j - x_k > 0$$

$$= 0 \text{ si } x_j - x_k = 0$$

$$= -1 \text{ si } x_j - x_k < 0$$

Donde x_j y x_k son los valores anuales del año j , k ($j > k$), respectivamente.

$$VAR(S) = \frac{1}{18} \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^g t_p(t_p-1)(2t_p+5) \right]$$

Donde n es el número de datos, g es el número de grupos vinculados y t_p es el número de puntos de datos.

Un valor positivo de Z nos indica una tendencia creciente mientras que si obtenemos un valor negativo estamos ante una tendencia decreciente. En nuestro caso tenemos un número de datos mayor que 10, por lo que la significación se basa en la estadística Z:

- si la tendencia es significativa al nivel de $\alpha = 0.001$ ó 99.9% la fiabilidad es excelente.
- si la tendencia es significativa al nivel de $\alpha = 0.01$ ó 99% la fiabilidad es muy buena.
- si la tendencia es significativa al nivel de $\alpha = 0.05$ ó 95% la fiabilidad es buena
- si la tendencia es significativa al nivel de $\alpha = 0.1$ o 90% la fiabilidad es aceptable.

Nosotros consideraremos aquellas que sean significativas al nivel del 95%.

El test Q se emplea para la estimación de la verdadera pendiente de una tendencia existente, para ello se utiliza el método no paramétrico Sen [Gilbert, 1987].

2.2.4 Cálculo de la desviación estándar y de la raíz cuadrática media

En este trabajo se ha calculado la desviación estándar de los datos procedentes de los mareógrafos y de satélite y la raíz cuadrática media de las diferencias entre cada mareógrafo y su dato de satélite más cercano [Ruiz Etcheverry et al., 2015].

La desviación estándar o desviación típica es la raíz cuadrada de la varianza. Es decir, la raíz cuadrada de la media de los cuadrados de los valores de desviación. La desviación estándar se representa por σ .

$$\sigma = \sqrt{\frac{(x_1 - \bar{x})^2 + (x_2 - \bar{x})^2 + \dots + (x_N - \bar{x})^2}{N}}$$

La desviación estándar, al igual que la media y la varianza, es un índice muy sensible a los valores extremos. Cuanta más pequeña sea la desviación estándar mayor será la concentración de datos alrededor de la media.

El cálculo de la RMSD se ha calculado de acuerdo a la siguiente fórmula:

$$RMSD = \sqrt{\frac{\sum (X_{boy} - X_{sat})^2}{N}}$$

Donde N es la longitud de las series.

2.2.5 Cálculo de correlaciones

El cálculo de correlaciones determina la relación o dependencia que existe entre las dos variables que intervienen en una distribución bidimensional [Wilks, 2006]. Es decir, determinar si los cambios en una de las variables influyen en los cambios de la otra. En caso de que suceda, diremos que las variables están correlacionadas o que hay correlación entre ellas.

En este trabajo se ha calculado la correlación entre las series de datos de boya y las series de datos de altimetría satelital en su estudio comparativo y también se calcularon las correlaciones estacionales entre los cinco modos atmosféricos que influyen en la variabilidad climática del Atlántico Norte y los datos de altimetría satelital.

Para ambos cálculos se utilizó el coeficiente de correlación de Pearson y la prueba test de Student para determinar la significación estadística de dichas correlaciones.

El coeficiente de correlación de Pearson mide el grado de asociación lineal entre dos variables aleatorias cuantitativas, y puede calcularse dividiendo la covarianza de ambas entre el producto de las desviaciones típicas de las dos variables. El valor resultante no depende de las unidades de medida.

$$r_{xy} = \frac{\sigma_{xy}}{S_x S_y}$$

El valor de r_{xy} está comprendido entre -1 y 1. El valor de r será positivo si existe una relación directa entre ambas variables, esto es, si las dos aumentan al mismo tiempo. Será negativo si la relación es inversa, es decir, cuando una variable disminuye a medida que la otra aumenta. Un valor de +1 o -1 indicará

una relación lineal perfecta entre ambas variables, mientras que un valor 0 indicará que no existe relación lineal entre ellas. Hay que tener en consideración que un valor de cero no indica necesariamente que no exista correlación, ya que las variables pueden presentar una relación no lineal.

Una vez que hemos calculado el coeficiente de correlación de Pearson puede realizarse un sencillo test de hipótesis, basado en este caso en la distribución t de Student, para valorar la significación del coeficiente de correlación y confirmar si existe o no una asociación estadísticamente significativa entre ambas características. Estudiar la significación estadística del coeficiente de correlación es determinar si r es estadísticamente diferente de cero.

En la distribución t-Student se realiza una conversión de la distribución de los valores de r a una distribución t de Student mediante su estandarización:

$$t = \frac{r}{S_r}$$

Siendo S_r la desviación estándar de los valores de r calculada a partir de la siguiente fórmula:

$$S_r = \sqrt{\frac{1 - r^2}{n - 2}}$$

Sustituyendo se obtiene que:

$$t = \frac{r}{\sqrt{\frac{1 - r^2}{n - 2}}} \text{ con grados de libertad } gl = n - 2$$

2.2.6 Cálculo de mapas promedio

Para la explicación de las relaciones entre las diferentes fases de los índices de teleconexión y la anomalía en el nivel del mar se procedió al cálculo de mapas promedios en los que se representaba la anomalía de SST junto con los promedios de vientos y los promedios de presión a nivel del mar para aquellos años en los que los índices mostraban valores positivos.

La elección de los años positivos se escogió considerando como positivos aquellos valores que superaban el valor medio del índice para el periodo de estudio (1993-2013) en la estación considerada más 1/2 de la desviación estándar de dicho índice. Encontrados dichos índices se promediaron los valores de presión y viento y se calcularon las anomalías de SST mostrando dichos resultados sobre un único mapa. Los datos de viento a 10 m y presión a nivel del mar fueron obtenidos del NCEP/NCAR Reanalysis con una resolución de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ y los datos de SST fueron obtenidos de NOAA Optimum Interpolation (OI) SST V2 con una resolución $1^{\circ} \times 1^{\circ}$

3 ■ RESULTADOS

3.1 Comparativa entre los datos de satélite y los datos de mareógrafo

Como mencionamos en la introducción gracias a los radares altimétricos a bordo de los satélites artificiales, se tiene desde principios de los años 90 información precisa y global de la altura del nivel del mar, la altura de ola significativa y la velocidad del viento sobre la superficie del mar. No obstante estos sistemas muestran muchas veces problemas en las regiones costeras, donde las medidas del altímetro tienen menor precisión y encuentran una mayor dificultad a la hora de interpretar los datos. Estos inconvenientes son debidos principalmente a la contaminación de la señal de radar por la cercanía de la costa, a inexactitudes en las correcciones de marea y al retraso en la propagación de las señales altimétricas debido a la componente húmeda de la troposfera. A estos problemas se añade la complejidad de las zonas costeras, regiones con una amplia gama de procesos hidrodinámicos con diversas escalas espacio-temporales. Tener acceso a información exacta en la costa es de gran importancia debido al enorme interés económico-estratégico de la zona litoral.

Es por ello que en un primer análisis de los datos del proyecto CCI llevaremos a cabo una pequeña validación de los datos frente a observaciones in-situ procedentes de mareógrafos. Para ello hemos considerado 10 estaciones localizadas en zonas costeras pertenecientes al área de estudio y hemos comparado las observaciones in-situ con los datos de satélite analizando tanto las series mensuales de anomalías como sus ciclos anuales. En la sección de

datos (Figura 2.1 y Tabla 2.1) se muestra la localización y las características de las 10 estaciones consideradas en este estudio.

3.1.1 Variabilidad estacional

A continuación se presentan los resultados obtenidos en la comparación mensual de los datos de estaciones y de satélite, para cada uno de los puntos considerados. En el eje horizontal se muestra el tiempo (en meses) y en el vertical se representan las anomalías de nivel del mar (en mm) para el periodo 1993-2013. La línea de color rojo pertenece a los datos de mareógrafos y la azul a los datos de satélite.

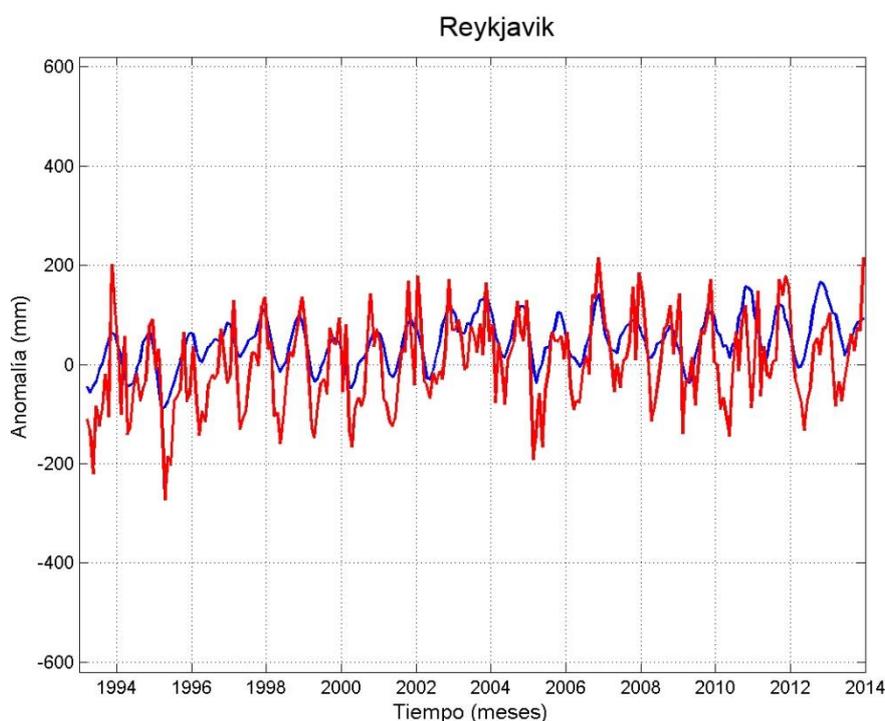


Figura 3.1 Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro. Datos de mareógrafo (línea roja) datos de satélite (línea azul).

La Figura 3.1 muestra la anomalía mensual de la elevación del mar en la estación de Reykjavick. En esta Figura se observa una buena coincidencia entre fase de los datos de mareógrafo y los de satélite. Los datos de satélite (azul) se muestran más suavizados que los datos del mareógrafo (rojo) que, además de mostrar una mayor variabilidad, también presentan máximos y mínimos de mayor amplitud. Los máximos aparecen principalmente en los meses de invierno aunque, a medida que avanzamos en el tiempo, se observa un desplazamiento de dichos

máximos hacia los meses de octubre y noviembre. Los valores mínimos ocurren en los meses de primavera. Para el periodo de estudio se observa una ligera tendencia positiva en ambas series de datos. En particular los datos del mareógrafo muestran un incremento en la SLA de 4.094 cm/dec mientras que los datos de satélite presentan una tendencia menor aunque también positiva de 3.52 cm/dec. En ambos casos esta tendencia, calculada con el test de Mann-Kendall (ver capítulo 2), es significativa al 95%. La correlación de Pearson entre ambas series también es significativa al 95% e igual a 0.68.

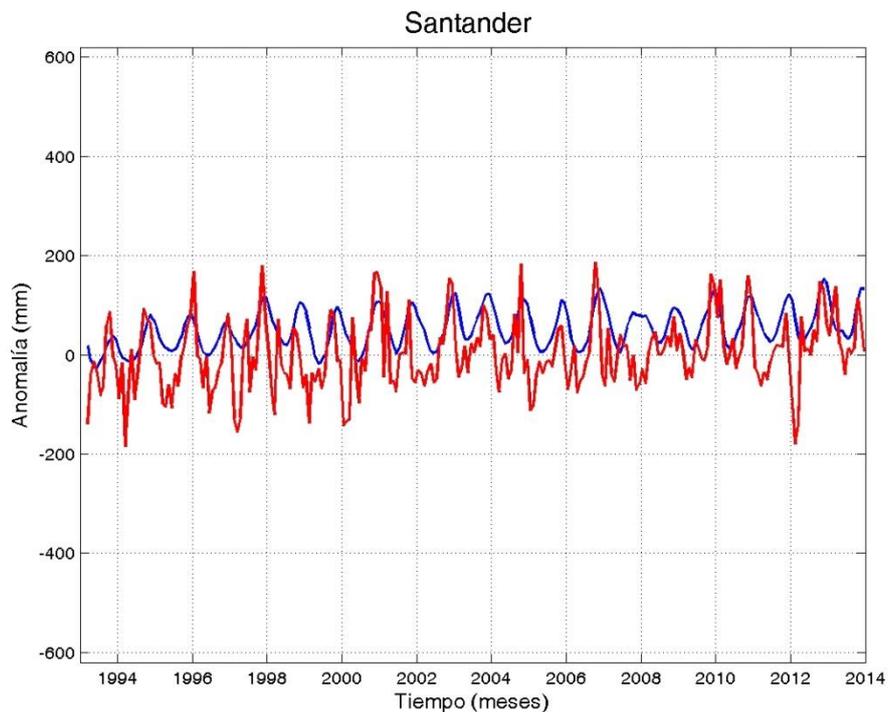


Figura 3.2 Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro. Datos de mareógrafo (línea roja) datos de satélite (línea azul).

La Figura 3.2 muestra las anomalías mensuales de la elevación del mar en Santander tanto para los datos de mareógrafo (rojo) como los de satélite (azul). Nuevamente los datos de satélites muestran una menor variabilidad y menor amplitud que los datos de mareógrafo, manteniendo coherencia entre las fases de ambas señales. Los meses de invierno (diciembre, enero) aparecen como los de mayor elevación del nivel del mar. En 2008 se observa una anomalía de dicho comportamiento. Mientras los datos de satélite dan un máximo de pequeña amplitud el mareógrafo registra un valor mínimo. Es de destacar las pocas o prácticamente nulas anomalías negativas que registran los datos de satélite en

esta localización. La correlación de Pearson entre ambas señales, aunque significativa al 95%, es de 0.50. Las dos señales muestran una tendencia positiva muy similar de 2.58 cm/dec para el caso de los datos de satélite y de 2.63 cm/dec para los datos de mareógrafo, siendo en ambos casos dicha tendencia significativa al 95%.

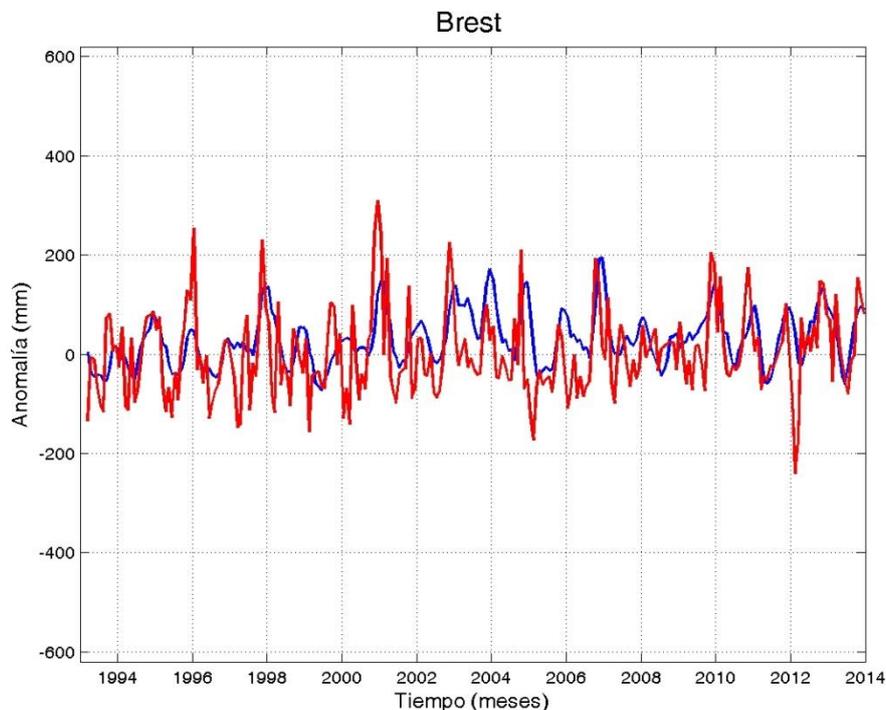


Figura 3.3 Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro. Datos de mareógrafo (línea roja) datos de satélite (línea azul).

La Figura 3.3 muestra la anomalía mensual de la elevación del mar para todo el período de análisis en la estación de Brest. En esta figura se observa una buena coincidencia en fase entre los datos de mareógrafo (rojo) y los de satélite (azul). Los datos del mareógrafo no se encuentran tan suavizados como los datos de satélite, mostrando una mayor variabilidad, así como máximos y mínimos de mayor amplitud. Los máximos muestran su aparición principalmente en los meses de invierno pero esto sólo sucede hasta el año 1998 ya que, conforme avanzamos en el tiempo, se observa un desplazamiento de los máximos hacia los meses de octubre y noviembre. Los mínimos ocurren en los meses de primavera (marzo, abril y mayo). La correlación de Pearson entre ambas señales es significativa al 95% e igual a 0.46. Los datos de satélite presentan una tendencia positiva de 2.41 cm/dec mientras que los de boya presentan una

tendencia de 1.64 cm/dec. En ambos casos esta tendencia es significativa al 95%.

La Figura 3.4 muestra las series mensuales de SLA para la estación de Trieste. En esta figura se observa una muy buena coincidencia de fase entre ambos datos (mareógrafo y satélite) aunque de nuevo los datos de satélite se muestran más suavizados que los datos del mareógrafo. Para esta localización La variabilidad interanual es vista tanto en los datos de mareógrafo como en los datos de satélite con bastante similitud. Ambas series muestran una tendencia positiva significativa al 95% pero mientras que en los datos de mareógrafo es de 4.15 cm/dec en los datos de satélite es de 2.64 cm/dec. La correlación de Pearson entre ambas series es significativa al 95% e igual a 0.52.

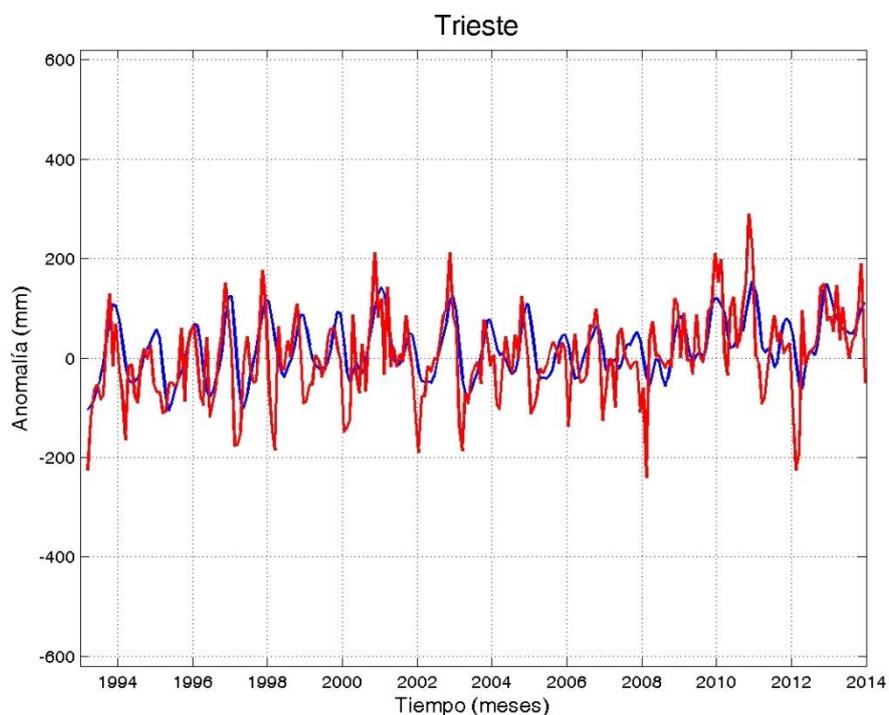


Figura 3.4 Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro. Datos de mareógrafo (línea roja) datos de satélite (línea azul).

La Figura 3.5 muestra las anomalías mensuales de la elevación del mar en Tuapse, punto situado en el mar Negro. En esta ocasión los datos de satélite siguen casi a la perfección, tanto en fase como en amplitud, los datos muestreados por el mareógrafo. Las características particulares del mar Negro pueden ser las responsables de esta concordancia entre los datos. El valor obtenido en la correlación entre ambas series es de, 0.84 con una significatividad

del 95%. Los meses de noviembre, diciembre y enero aparecen como los de menor elevación del mar y los de primavera verano como los de mayor SLA mostrando un comportamiento diferente al del resto de las localizaciones analizadas. Las dos series muestran una tendencia positiva de entorno 2.1 cm/dec para los datos de satélite y de 3.7 cm/dec para los datos del mareógrafo.

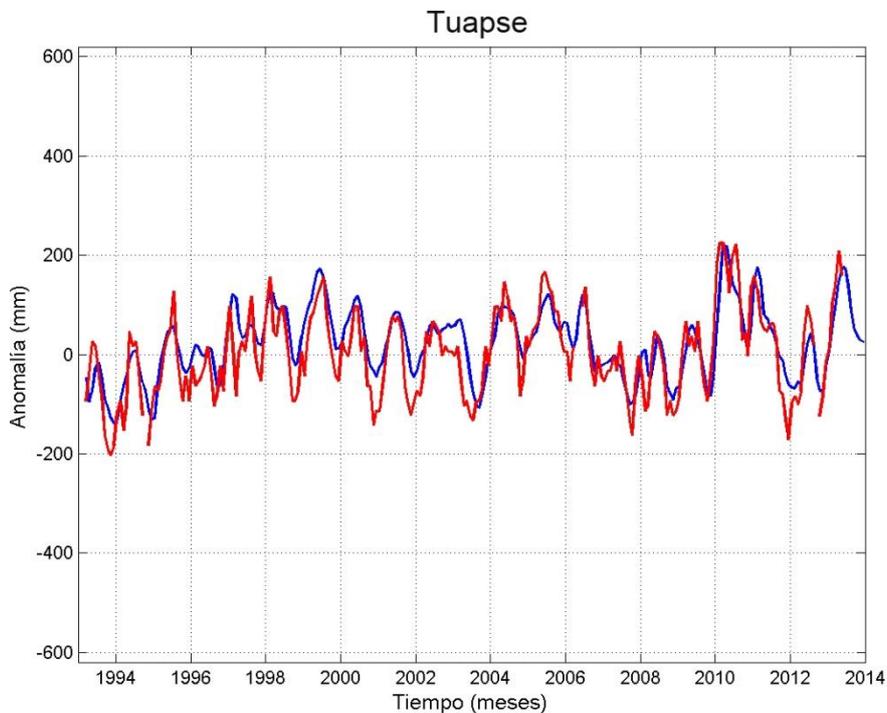


Figura 3.5 Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro. Datos de mareógrafo (línea roja) datos de satélite (línea azul).

La Figura 3.6 muestra la anomalía mensual de la elevación del mar para la estación de Raahe/Bahestad. En esta Figura se observa nuevamente que los datos de satélite (azul) muestran una menor variabilidad y una menor amplitud que los datos de mareógrafo (rojo). Los meses de invierno son de nuevo los que muestran valores máximos destacando 1995, 2000, 2002, 2005, 2007 y 2012. Esta estación, localizada en el extremo norte del Golfo de Botnia, está muy influenciada por el hielo y deshielo del Golfo. Esto explicaría también las diferencias observadas entre los datos del mareógrafo y los datos de satélite, ya que estos últimos en latitudes altas tienen problemas con las mediciones debido precisamente a la presencia de hielo. La correlación de Pearson entre ambas señales es de 0.55 significativa al 95%. En este punto las tendencias medidas para ambas señales son contradictorias ya que mientras los datos de satélite presentan una tendencia positiva significativa de 4.81 cm/dec, en consonancia

con el resto de estaciones analizadas, los datos de mareógrafo presentan una tendencia negativa y significativa de -4.29cm/dec . La localización especial de esta estación en latitudes altas, sometidas al hielo y deshielo, y en un golfo de aguas muy someras, apenas 40 m de profundidad, puede ser la razón de estas discrepancias.

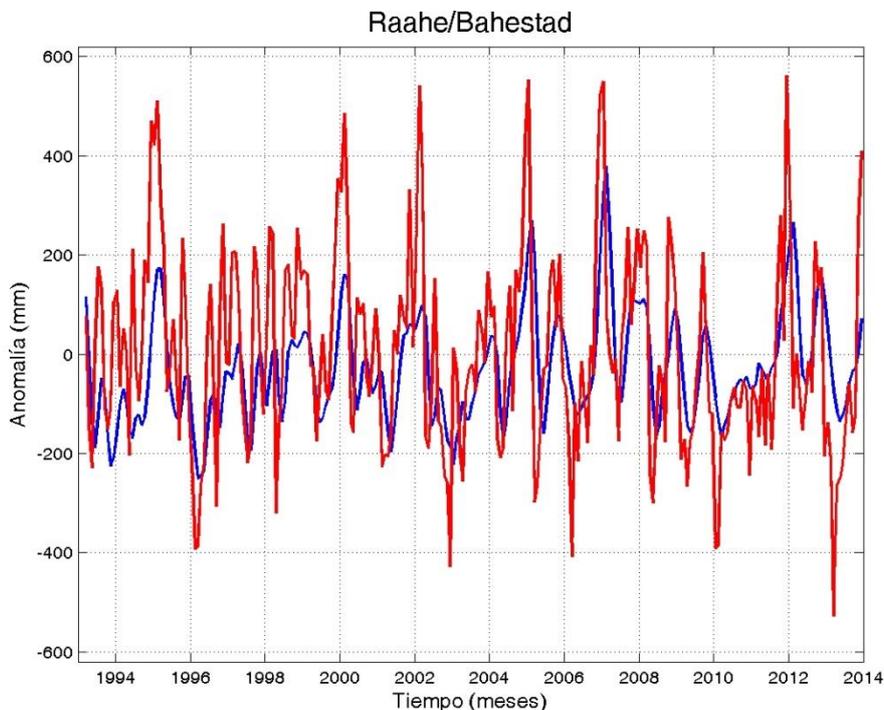


Figura 3.6 Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro. Datos de mareógrafo (línea roja) datos de satélite (línea azul).

La siguiente localización analizada es la estación de Hamina, localizada también en el mar Báltico (Figura 3.7). En este caso las diferencias de amplitud entre las dos series no son tan acusadas como en la estación anterior. Destacan los máximos de los años 1995, 2000, 2002, 2005, 2007 y 2012. Años en los que el deshielo del ártico fue noticia, lo que indica que esos años no hubo grandes extensiones de mar helado. Los mínimos parecen coincidir con los meses primaverales a partir sobre todo de 1998. Los datos de satélite muestran una tendencia de 4.66 cm/dec significativa al 95% mientras que los datos de mareógrafo presentan una tendencia también positiva de 2.33 cm/dec pero en este caso no es significativa al 95%. La correlación de Pearson entre ambas series es igual a 0.62 y significativa al 95%.

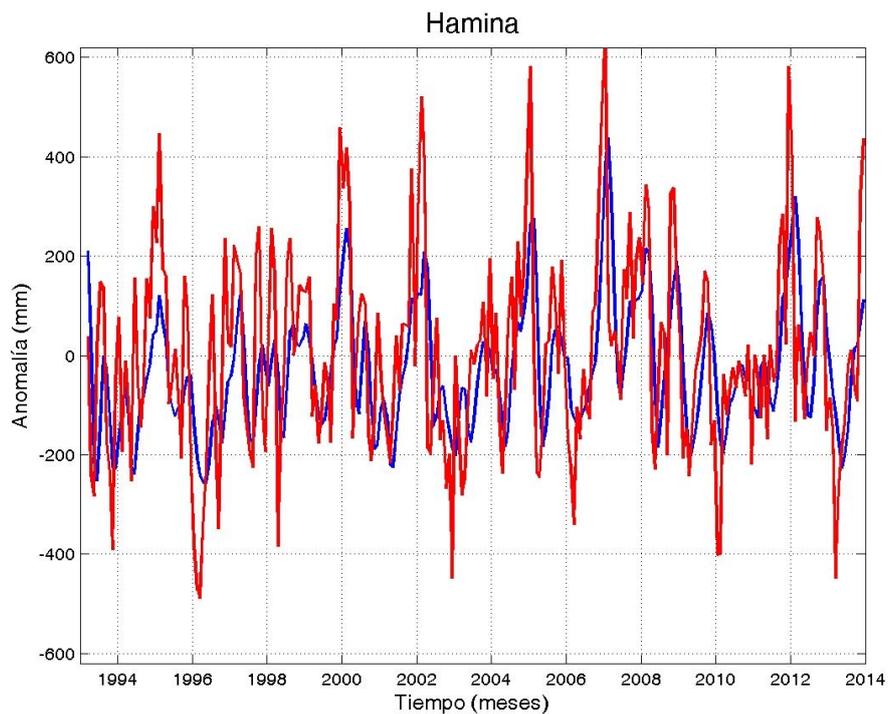


Figura 3.7 Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro. Datos de boya (línea roja) datos de satélite (línea azul).

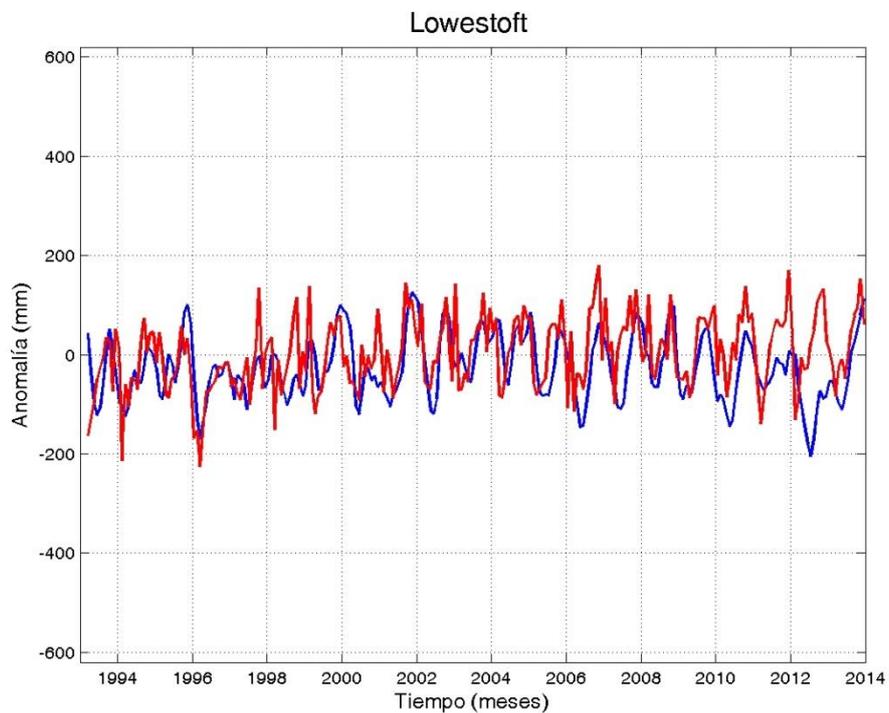


Figura 3.8 Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro. Datos de mareógrafo (línea roja) datos de satélite (línea azul).

La Figura 3.8 muestra las series de datos para la estación de Lowestoft. Aquí se observa una buena coincidencia en fase y amplitud entre los datos del mareógrafo y de satélite hasta 2011, después este acuerdo se rompe tanto en fase como en amplitud, lo que provoca que la correlación de Pearson, aunque significativa al 95%, sea la que presente el menor valor de los obtenidos, 0.45. En cuanto a tendencias los datos de mareógrafo muestran una tendencia positiva y significativa al 95% de 3.90 cm/dec y los datos de satélite presenta una tendencia positiva de solo 0.07cm/dec, que no es significativa.

La Figura 3.9 muestra la SLA mensual para la estación de Delfzijl localizada en el mar del Norte. En la figura se observa una buena coincidencia de fase entre los datos analizados. Sin embargo los datos de satélite (azul) muestran una menor amplitud de los máximos y mínimos. La correlación de Pearson entre ambas señales es de 0.55 (significativa al 95%). Las dos señales muestran una tendencia positiva similar de 2.65 cm/dec los datos de satélite y de 2.35 cm/dec los datos de mareógrafo, pero en este último caso dicha tendencia no alcanza la significatividad del 95%.

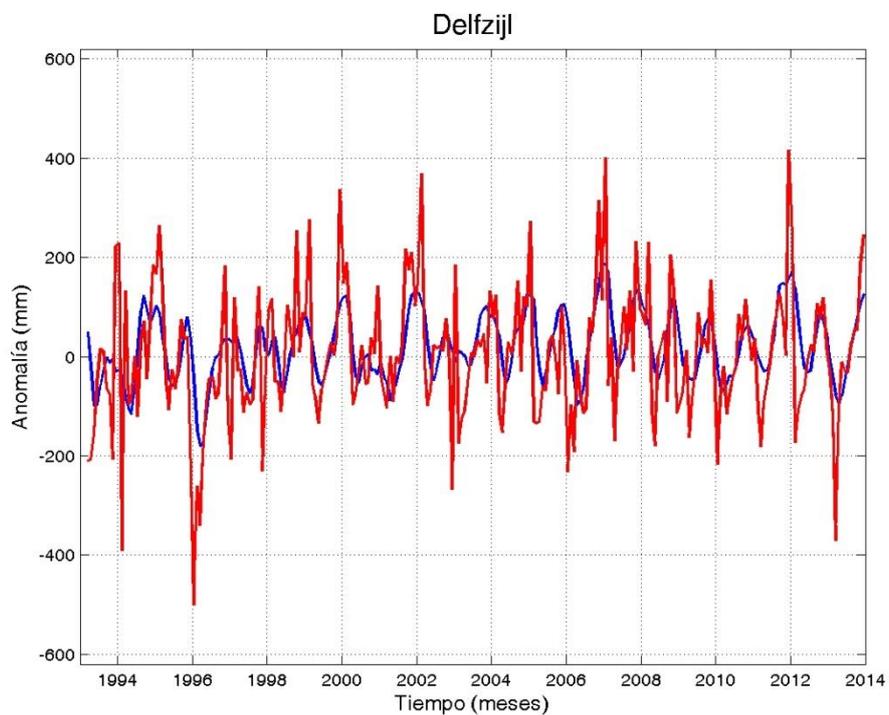


Figura3.9 Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro. Datos de mareógrafo (línea roja) datos de satélite (línea azul).

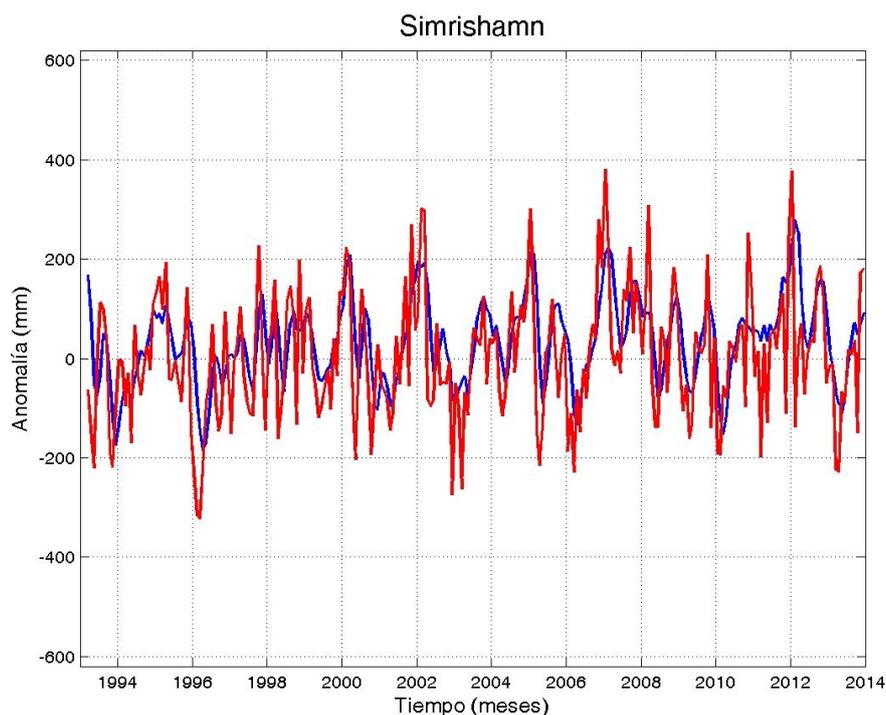


Figura 3.10 Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro. Datos de mareógrafo (línea roja) datos de satélite (línea azul).

Por último, la Figura 3.10 muestra la SLA en Simrishamn situada en el mar Báltico. En esta ocasión los datos de satélite (azul) y los de mareógrafo (rojo) muestran variabilidad y amplitud muy similar, aunque la variabilidad siempre es mayor en los datos del mareógrafo. Por lo general los meses de invierno aparecen como los de mayor SLA y los de primavera como los de menor. La correlación de Pearson entre ambas series es de 0.60 y significativa al 95%. En cuanto a tendencias ambas series tienen tendencias positivas y significativas al 95% de 3.04 cm/dec para los datos de mareógrafo y de 3.45cm/dec para los datos de satélite.

En la Tabla 3.1 se resumen los resultados mencionados a lo largo de esta subsección sobre tendencias y correlaciones de las series de mareógrafos y de satélite de las 10 localizaciones analizadas. Además se incluyen los valores de la desviación estándar de cada una de las series y de la RMSD de ambas. Como se puede ver al analizar los valores de RMSD las mayores desviaciones estándar y las mayores diferencias entre los datos procedentes de mareógrafos y los procedentes de altimetría satelital, se dan en las estaciones localizadas en latitudes altas y mares de aguas poco profundas

Tabla 3.1 Tendencias y parámetros estadísticos de las series de datos de satélite y los datos e mareógrafos

Nombre Estación	Tendencia Satélite (cm/dec)	Tendencia Mareógrafo (cm/dec)	Correlación	RMSD (cm)	Desviación estándar Boya (cm)	Desviación estándar Satélite (cm)
Reykjavick	3.52*	4.10*	0.68	8.0	8.95	4.96
Santander	2.58*	2.63*	0.50	8.08	7.08	3.95
Brest	2.41*	1.64*	0.46	8.25	8.51	5.36
Trieste	2.64*	4.14*	0.52	7.68	8.59	5.69
Tuapse	2.1	3.7	0.84	5.24	8.79	7.10
Raahe/Bahestad	4.81*	-4.29*	0.55	16.96	19.88	10.72
Hamina	4.66*	2.33	0.62	16.22	20.2	12.7
Lowestoft	0.07	3.90*	0.45	7.74	7.33	6.43
Delfzijl	2.65*	2.35	0.55	11.13	13.15	6.78
Simrishamn	3.45*	3.04*	0.60	10.60	12.6	8.56

3.1.2 Ciclo anual

Una vez analizadas las series mensuales de SLA se ha procedido al cálculo del ciclo anual de las mismas, tanto para los datos de mareógrafo (rojo) como para los datos de satélite (azul) en el periodo de estudio (1993-2013). En la Figura 3.11 se muestran dichos ciclos para las 10 localizaciones consideradas.

Si se observan las 10 gráficas de la Figura 3.11 con cuidado podemos ver que en la mayoría de ellas el valor mínimo anual de la SLA obtenida con datos de satélite (azul) tiene lugar entre los meses de mayo y junio salvo en Reyjavik que tiene un desplazamiento hacia el mes de abril y la estación de Tuapse que sigue una dinámica diferente a la del resto de estaciones y muestra su mínimo en noviembre. Los valores máximos anuales se alcanzan durante el periodo invernal que va de noviembre a febrero en la mayoría de las localizaciones. Dos estaciones muestran resultados diferentes, por un lado tenemos la estación de Lowestoft que alcanza los valores máximos entorno a octubre disminuyendo conforme nos introducimos en los meses de noviembre y diciembre y por otro nos encontremos con la estación de Tuapse que mantiene un patrón opuesto al resto de estaciones y alcanza los valores máximos de SLA en el mes de junio. Estos valores se observan también en los ciclos anuales calculados con datos de mareógrafos (rojo). No obstante, cabe señalar que en los datos de mareógrafo

de las estaciones localizadas en el mar del Norte y Báltico (Lowestoft, Delfzijl, y Simrishamn, Raahe/Bahestad, Hamina, respectivamente) se observa un pequeño desfase con respecto a los valores obtenidos con los datos de satélite de entorno a un mes en los valores de los mínimos. En otras estaciones como Trieste (mar Adriático) y Santander (mar Cantábrico) los datos del mareógrafo tienen un desfase con los datos de satélite en su mínimo principal de casi tres meses localizándolo en marzo.

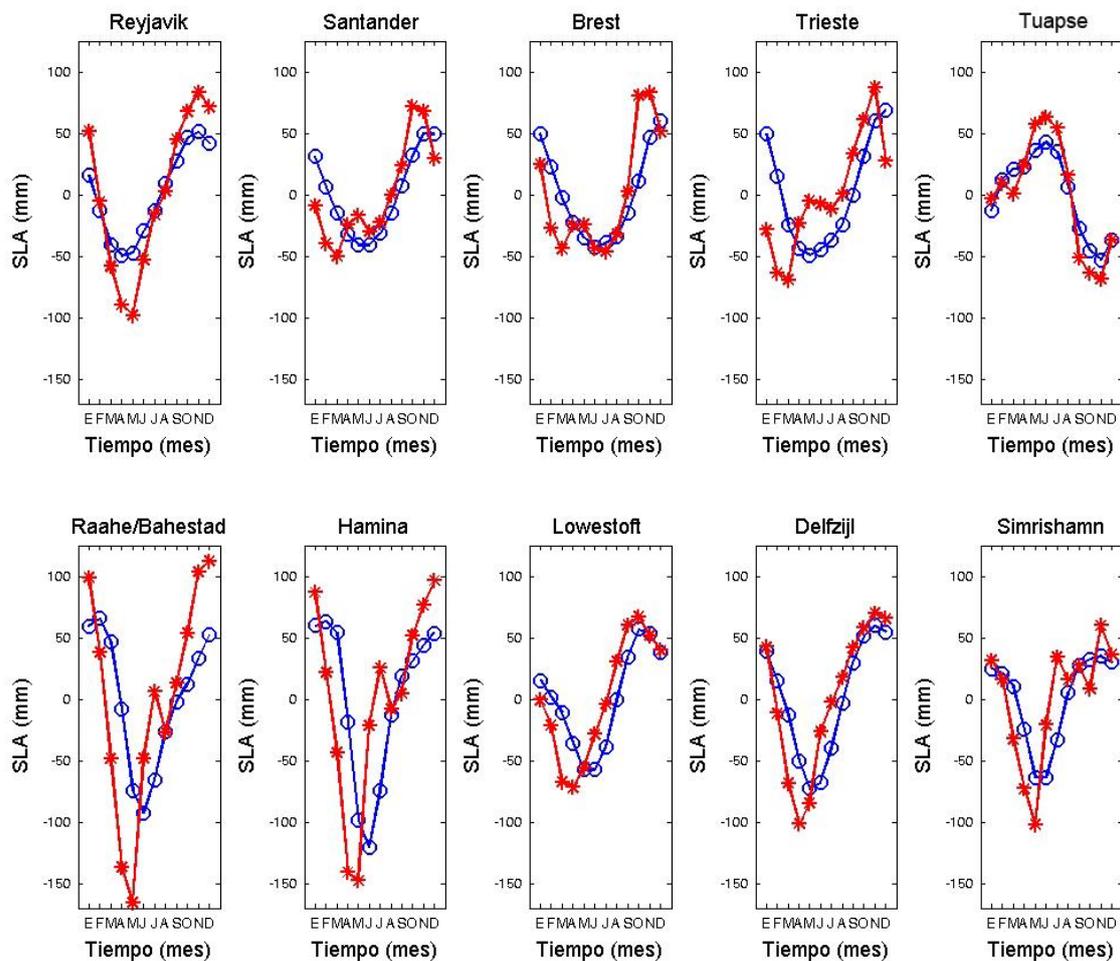


Figura 3.11. Ciclo anual mareógrafos-satélite.

También es destacable la diferencia de amplitud de pico a pico entre los 10 ciclos. La mayoría de ellos oscila alrededor de los 100 mm en los datos de satélite salvo en las estaciones del mar Báltico (Simrishamn, Raahe/Bahestad y Hamina) que puede llegar a superar una amplitud de 200 mm debido en gran parte a las

aguas poco profundas del mar Báltico y a que en invierno gran parte de esas aguas están congeladas [Vinogradov and Ponte, 2010].

3.2. Influencia estacional de los índices atmosféricos sobre la SLA en el Atlántico Norte.

Como explicamos en la introducción parte de la variabilidad interanual del nivel del mar puede estar relacionada con el movimiento latitudinal de los patrones climáticos en el sistema océano-atmósfera. Por ello en este estudio vamos a analizar la influencia de los índices climáticos del Atlántico Norte (NAO, EA, EAWR, SCA y POL) en las anomalías del nivel del mar a través del cálculo de la correlación de Pearson entre los índices climáticos y las anomalías de nivel del mar dadas por los datos de satélite del proyecto CCI.

El estudio lo haremos para cada uno de los índices de forma estacional considerando la división estacional mencionada en la sección 2 invierno (diciembre, enero, febrero), primavera (marzo, abril, mayo), verano (junio, julio agosto) y otoño (septiembre, octubre, noviembre).

3.2.1 NAO

En la Figura 3.12 se muestran las correlaciones espaciales para el periodo 1993-2013 entre el índice NAO y la SLA para toda el área de estudio (ver Figura 2.1). Los contornos en negro delimitan aquellos valores que muestran una significatividad en la correlación superior al 95%. En un primer análisis se puede ver que la influencia de este índice es mayor durante el periodo invernal. Las áreas más claramente afectadas durante estos meses (diciembre, enero y febrero) son el mar Báltico y el mar del Norte con una alta correlación positiva y gran parte del mar Mediterráneo, mar Negro y mar de Groenlandia con una fuerte correlación negativa. Además en océano abierto frente a las costas de la península Ibérica se observan intensas correlaciones positivas.

Los resultados sobre el mar del Norte y el mar Báltico son consistentes con un índice NAO positivo que se corresponde con presiones atmosféricas anormalmente bajas en dicha zona conduciendo a un incremento del nivel del mar. Además el desplazamiento observado en estudios previos de los centros de presión de la NAO hacia el este ha provocado que los vientos del oeste se

intensificarán sobre dicha región induciendo un aumento del nivel del mar mayor que el provocado por el efecto del barómetro invertido [Wakelin et al., 2003] Además un análisis del comportamiento de la SST durante las fases positivas de este índice (Figura 3.13) en los meses considerados muestra anomalías positivas de temperatura que también provocarían un aumento del nivel del mar por efecto termoestérico.

En el mar Mediterráneo y el mar Negro, un índice positivo de NAO está asociado con altas presiones sobre dichas áreas conduciendo a una disminución hidrostática del nivel del mar tal y como lo muestran las correlaciones negativas [Tsimplis and Josey, 2001].

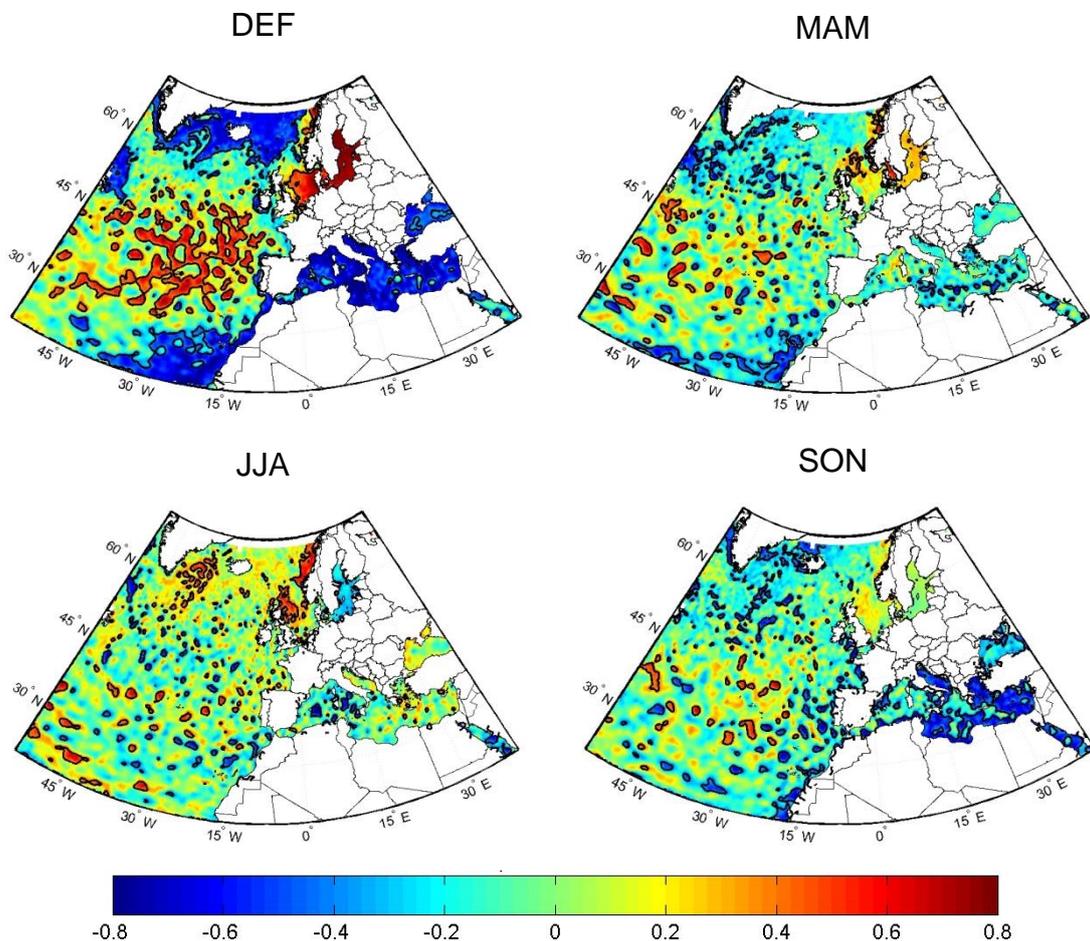


Figura 3.12 Correlaciones espaciales para el periodo 1993-2013 entre el índice NAO y la SLA del área de estudio. Los contornos negros marcan las áreas con una significatividad en las correlaciones superior al 95%.

En el resto de periodos estacionales las correlaciones apenas son significativas salvo en zonas puntuales. Cabe destacar, la correlación positiva del índice NAO

durante el verano con la SLA del mar del Norte y del mar de Noruega y la correlación la negativa con la SLA del Mediterráneo oriental durante el otoño. En el verano el patrón de vientos y las anomalías de SST de la Figura 3.13 podrían explicar la correlación positiva observada en la Figura 3.12. En el otoño la correlación negativa del Mediterráneo oriental podría estar relacionada no solo con efecto del barómetro invertido sino también con las relaciones de evapotranspiración en dicha zona (ver Figura 3.13).

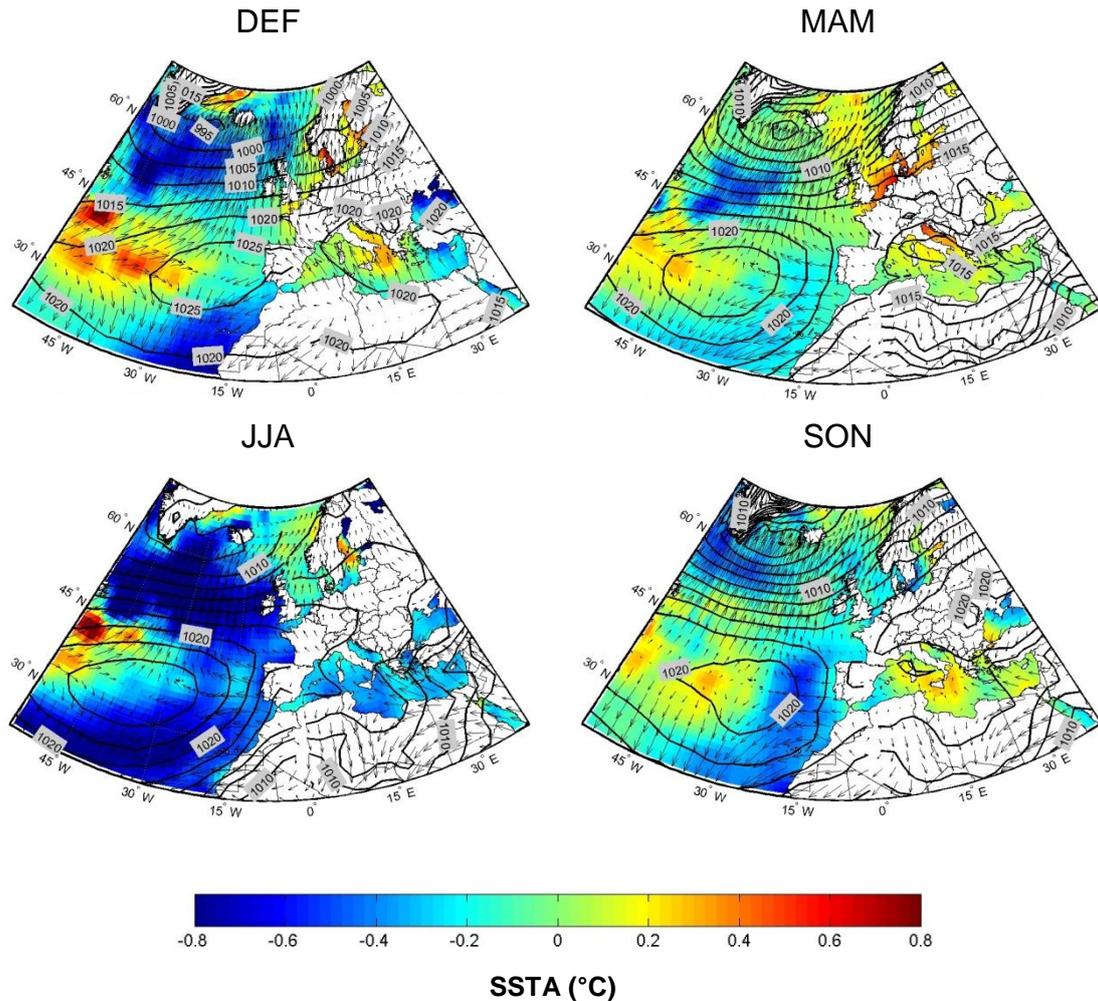


Figura 3.13 Promedio de SLP, vientos y anomalías de SST para los años con índices positivos de NAO en los periodos estacionales ocurridos entre 1993-2013.

3.2.2 EA

En la Figura 3.14 se muestran las correlaciones entre el índice EA y la SLA entre 1993 y 2013 en los cuatro periodos estacionales.

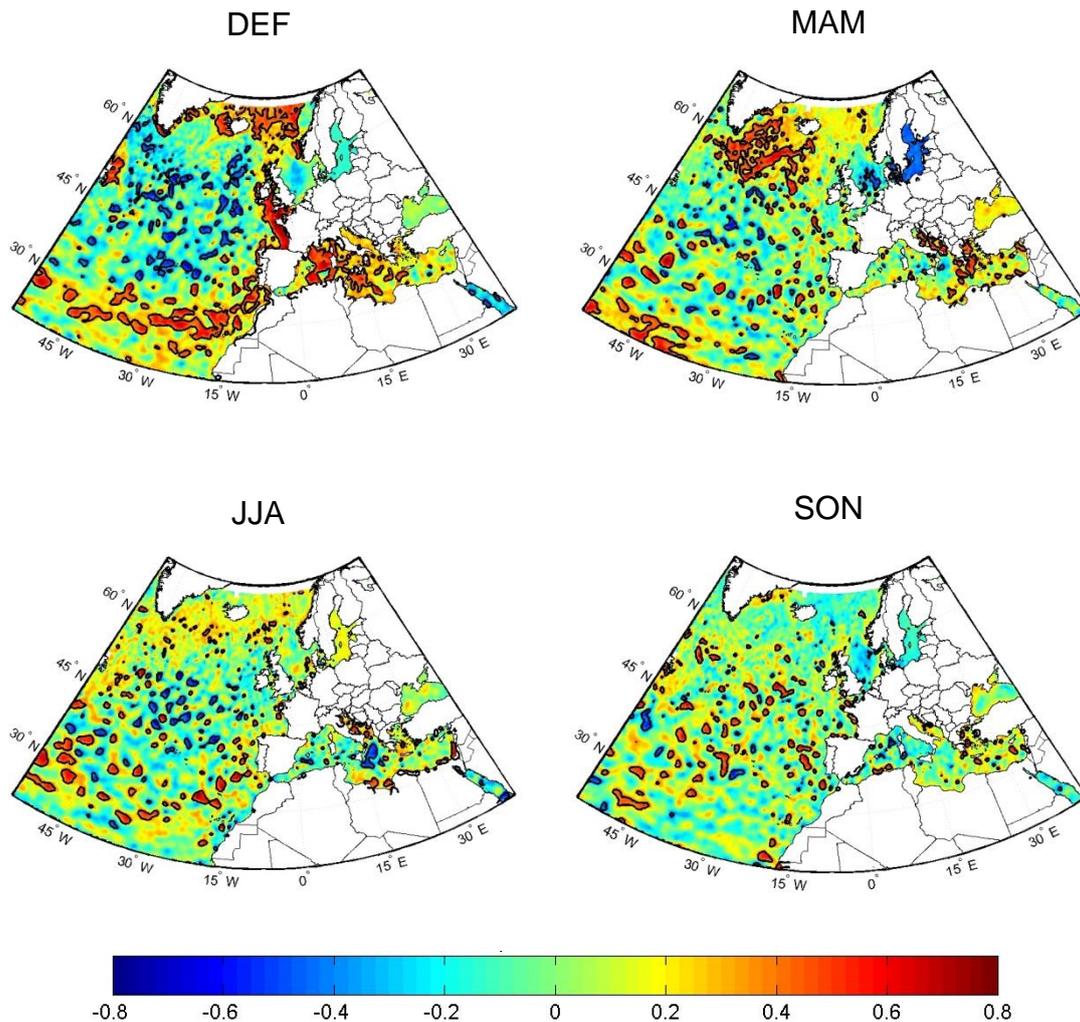


Figura 3.14 Correlaciones estacionales para el periodo 1993-2013 entre el índice EA y la SLA del área de estudio. Los contornos negros marcan las áreas con una significatividad en las correlaciones superior al 95%.

Si observamos la figura, vemos que, al igual que ocurría con el índice NAO, el invierno es la estación en el que dicho índice muestra una mayor influencia. Se observa una correlación positiva con la costa oeste del continente Europeo (golfo de Vizcaya, Canal de la Mancha, mar de Irlanda y mar de Noruega), el Mediterráneo Occidental y una banda en frente a la costa atlántica del norte de África. El índice EA es un dipolo de presiones norte-sur similar al dipolo NAO pero desplazado ligeramente hacia el sureste. Estudios previos relacionan su influencia sobre el nivel del mar en el mar Mediterráneo con el flujo de calor más que con el efecto del barómetro invertido [Martínez-Asensio et al., 2014] y la Figura 3.15 parece confirmar dicho efecto para la zona entre 30°N y 50°N. En la costa Atlántica europea el patrón de vientos y el efecto de Coriolis (desviación

hacia la derecha en el hemisferio norte) parecen ser los justificantes de la correlación positiva observada (ver Figura 3.15). La banda de correlación positiva frente a la costa africana parece estar provocada por las anomalías positivas de SST observadas en la Figura 3.15. La correlación positiva observada en el mar de Noruega podría ser explicada por el efecto del barómetro invertido y el patrón de vientos mostrado en la Figura 3.15.

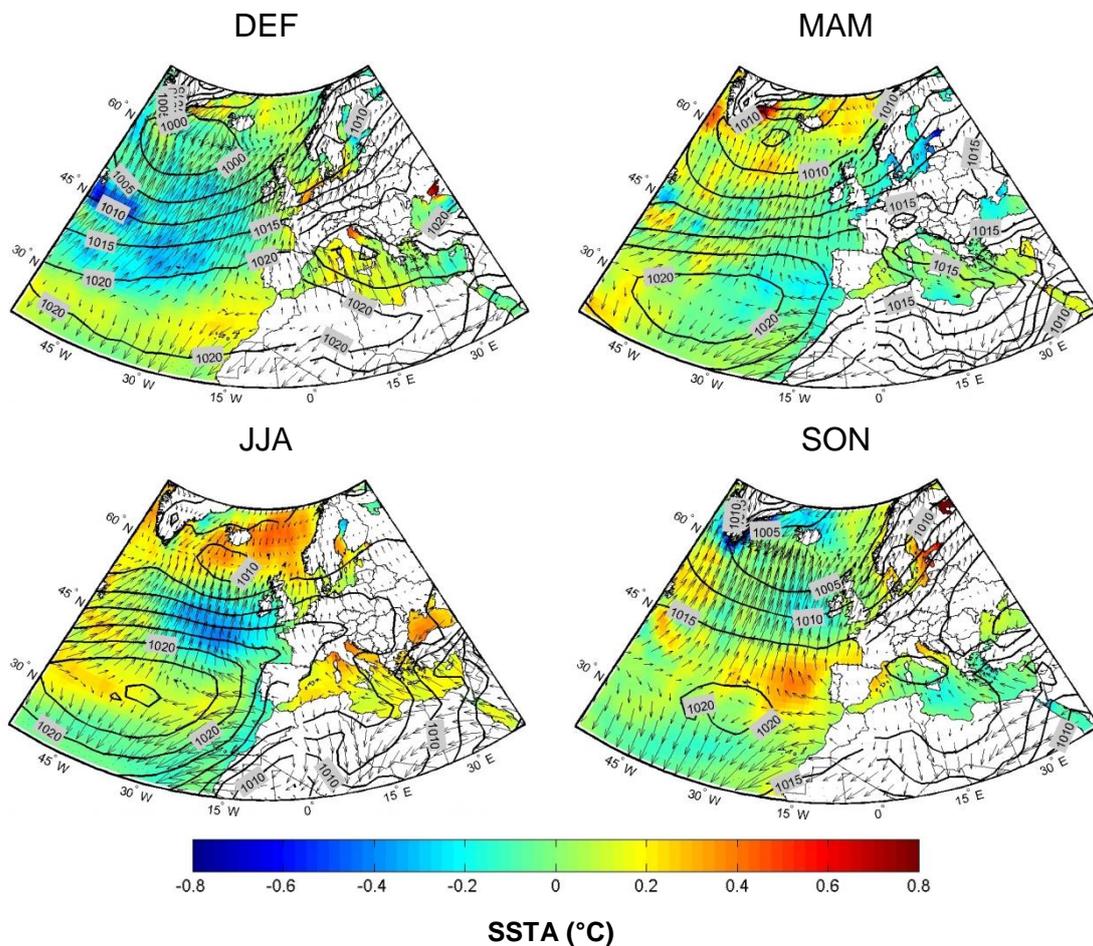


Figura 3.15 Promedio de SLP, vientos y anomalías de SST para los años con índices positivos de EA en los periodos estacionales ocurridos entre 1993-2013.

En primavera se obtiene una correlación positiva del índice EA con la zona noroeste del Atlántico Norte entre al estrecho de Dinamarca y el mar del Labrador. Esta correlación probablemente tenga su efecto en los vientos generados por bajas presiones situadas en dicha zona (Figura 3.14 y 3.15). También positiva es la correlación de EA con la SLA del mar Adriático que se mantiene en verano y que con casi total seguridad tenga sus orígenes en los flujos de calor [Martínez-Asensio et al., 2014]. Durante la primavera también se observa una correlación negativa entre el índice EA y la SLA del mar Báltico y el

golfo de Botnia. La razón de esta relación debe encontrarse en las anomalías negativas de SST mostradas en la Figura 3.15.

En el resto de estaciones, verano y otoño, la influencia de EA apenas es significativa, salvo durante el verano en el mar Adriático, un mar poco profundo donde los efectos de evapotranspiración juegan un papel muy importante. Además, en la Figura 3.15 las anomalías de SST son positivas sobre dicha región con lo que la subida del nivel del mar podría verse influenciada en parte también por un efecto termoestérico.

3.2.3 EA/WR

La Figura 3.16 muestra las correlaciones espaciales para el periodo 1993-2013 entre el índice EA/WR y el nivel del mar para los distintos periodos estacionales. Al igual que en las figuras anteriores, los contornos en negro delimitan aquellos valores con una significatividad en la correlación superior al 95%.

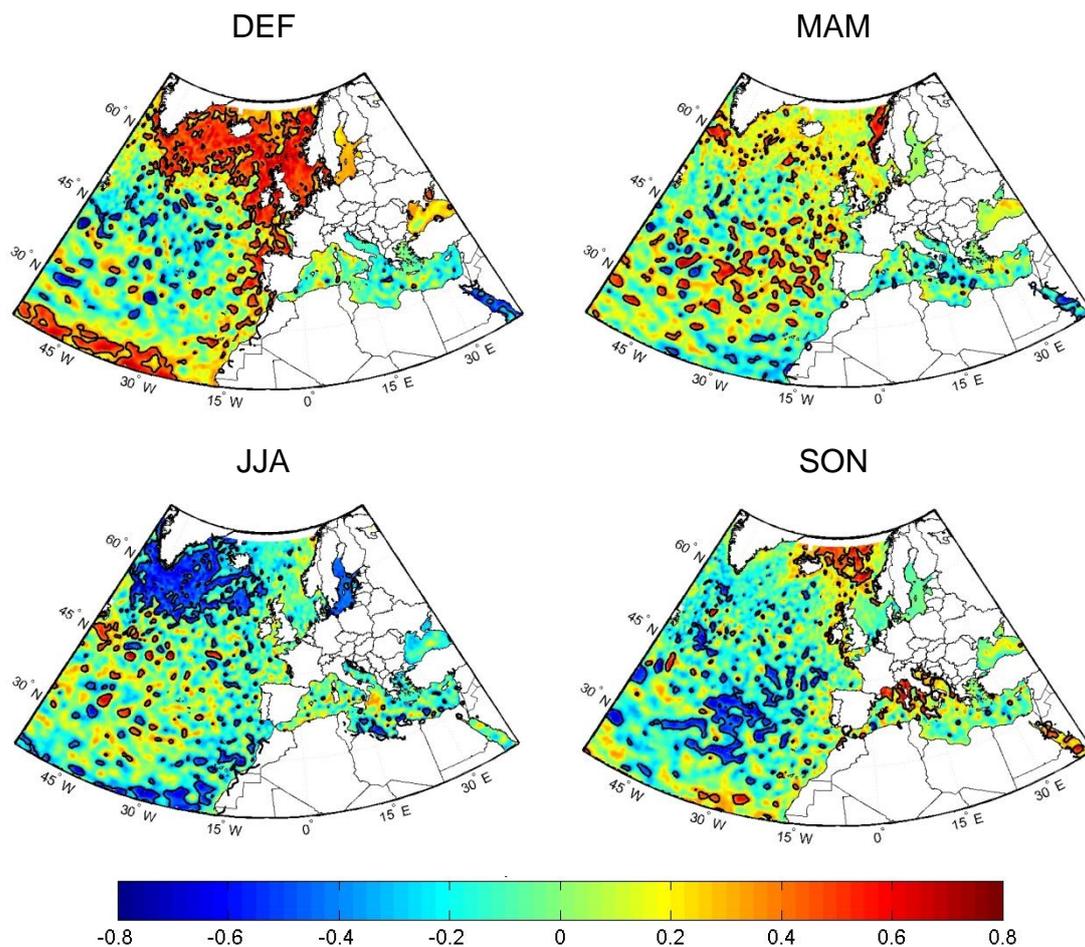


Figura 3.16 Correlaciones estacionales para el periodo 1993-2013 entre el índice EA/WR y la SLA del área de estudio. Los contornos negros marcan las áreas con una significatividad en las correlaciones superior al 95%.

En la figura se observa que el invierno y verano son los que muestran mayores correlaciones. Durante el invierno se observa una correlación positiva con toda la costa Atlántica del continente europeo que se extiende por el norte hasta Groenlandia e incluso el mar del Labrador y por el sur hasta la costa africana. Esta correlación es propiciada por las anomalías de SSTA que se observan en la Figura 3.17. Además, sobre Islandia y Groenlandia tenemos bajas presiones, que también justificaría la correlación positiva en esa zona y el patrón de vientos sería importante en la zona entre el Golfo de Vizcaya y el mar del Norte. Por el contrario durante el verano destacan las correlaciones negativas al sur de Groenlandia e Islandia coincidiendo con anomalías negativas de SST y también destacan las correlaciones negativas con el mar Báltico que podrían deberse a la influencia de la cuña anticiclónica que sitúa altas presiones sobre el mismo, tal y como muestra la Figura 3.17.

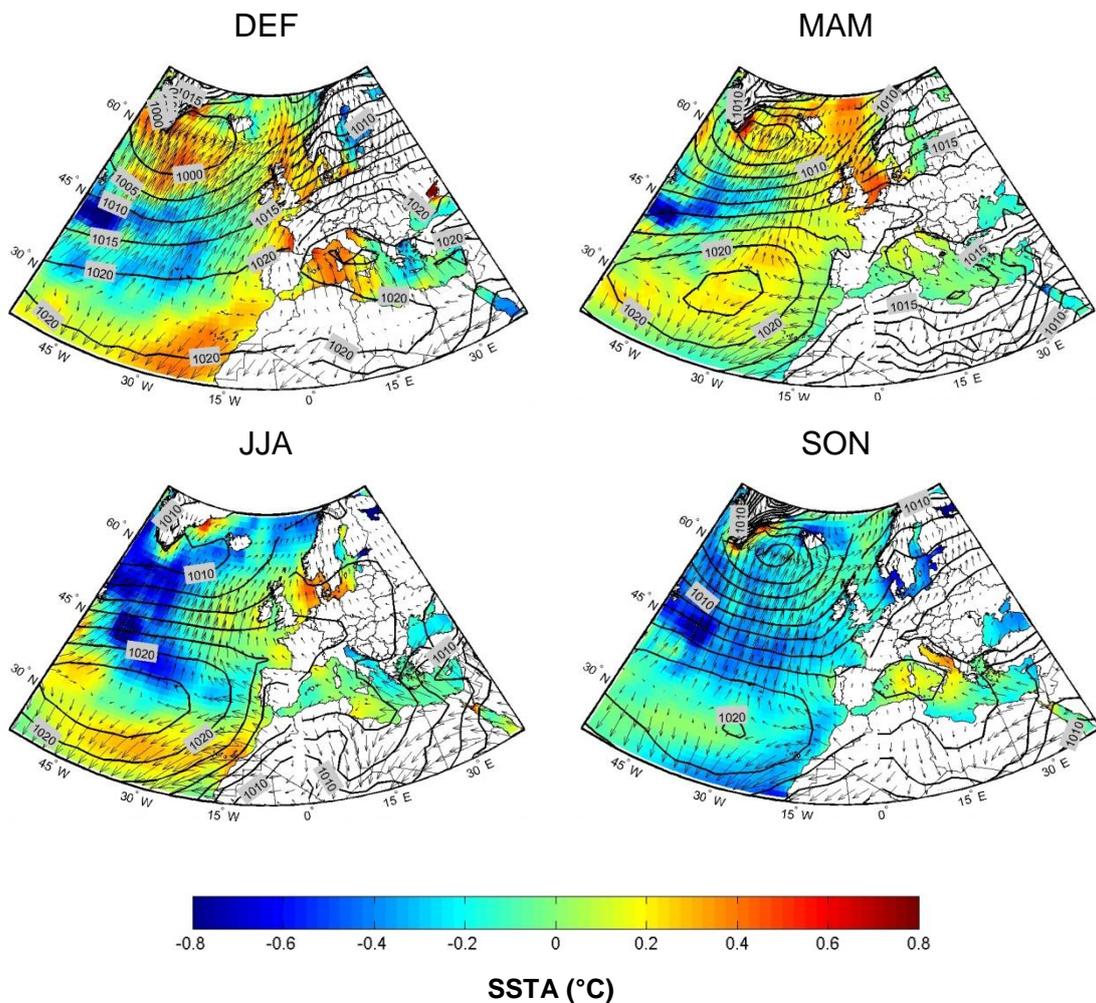


Figura 3.17 Promedio de SLP, vientos y anomalías de SSTA para los años con índices positivos de EA/WR en los periodos estacionales ocurridos entre 1993-2013.

En primavera, aparece una correlación positiva del índice EA/WR con la zona del mar de Noruega. Esta correlación parece estar asociada con las anomalías positivas de SST que la Figura 3.17 muestra en dicha zona. Para otoño las correlaciones destacables son, por una lado, las correlaciones positivas observadas en el Mediterráneo que, de acuerdo a la Figura 3.17, tienen una clara componente termoestérica debida a las anomalías positivas de SST. Por otro lado, tenemos las correlaciones negativas observadas en el Atlántico frente a la Península Ibérica que parecen ser debidas a la conjunción de presiones altas y anomalías negativas de temperatura (ver Figura 3.17).

3.2.4 SCA

En la Figura 3.18 se muestran las correlaciones entre el índice SCA y la SLA. Lo más destacable es la correlación negativa persistente, con la SLA del mar Báltico.

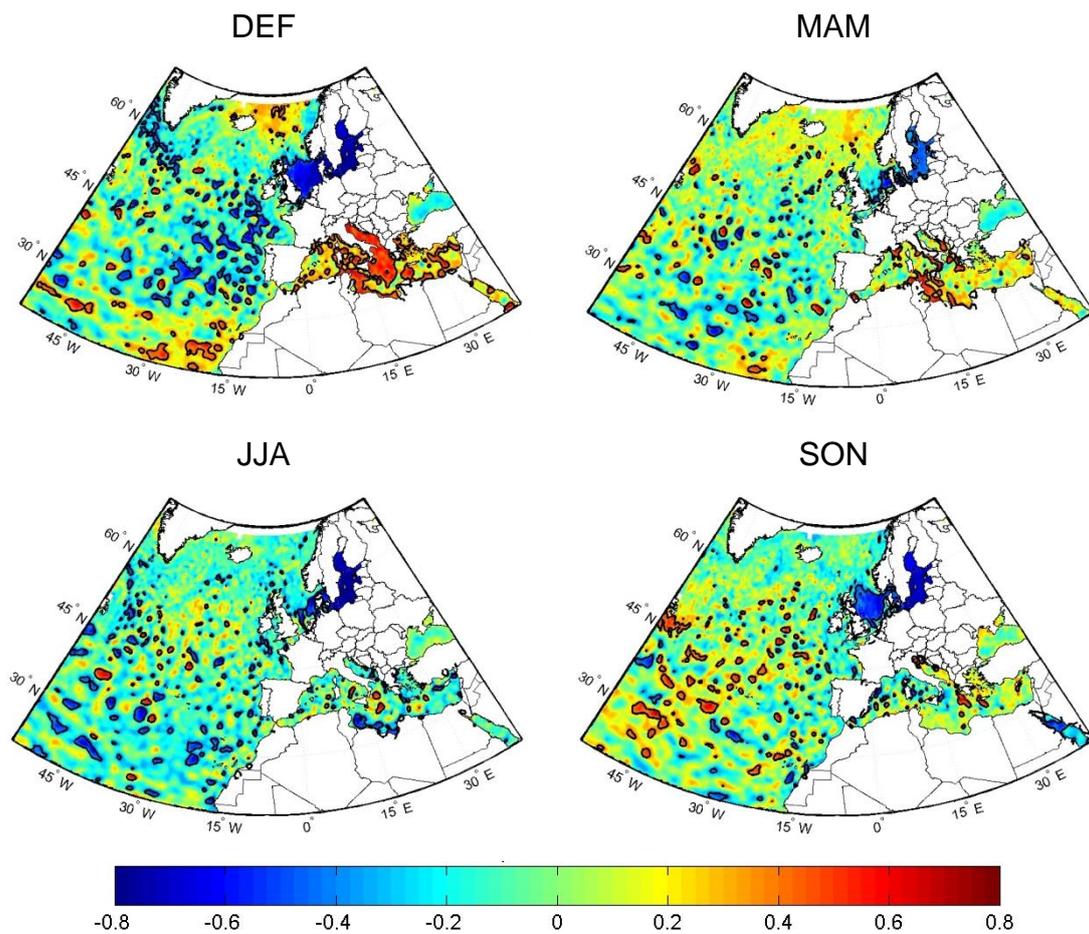


Figura 3.18 Correlaciones estacionales para el periodo 1993-2013 entre el índice SCA y la SLA del área de estudio. Los contornos negros marcan las áreas con una significatividad en las correlaciones superior al 95%.

En otoño e invierno esta correlación se extiende al mar del Norte siguiendo la estela de lo que parece la corriente del Golfo. La razón de estas correlaciones parece estar en las presiones altas sobre dicha zona que en invierno se suman a las anomalías negativas de SST (ver Figura 3.19).

También es destacable la correlación positiva observada durante el invierno entre la SLA del Mediterráneo central y el índice SCA, estas correlaciones pueden ser propiciadas por las anomalías positivas de temperaturas y los vientos que empujan las aguas hacia el mar Adriático (Figura 3.19). El resto de correlaciones no parecen ser lo suficientemente relevantes para ser consideradas.

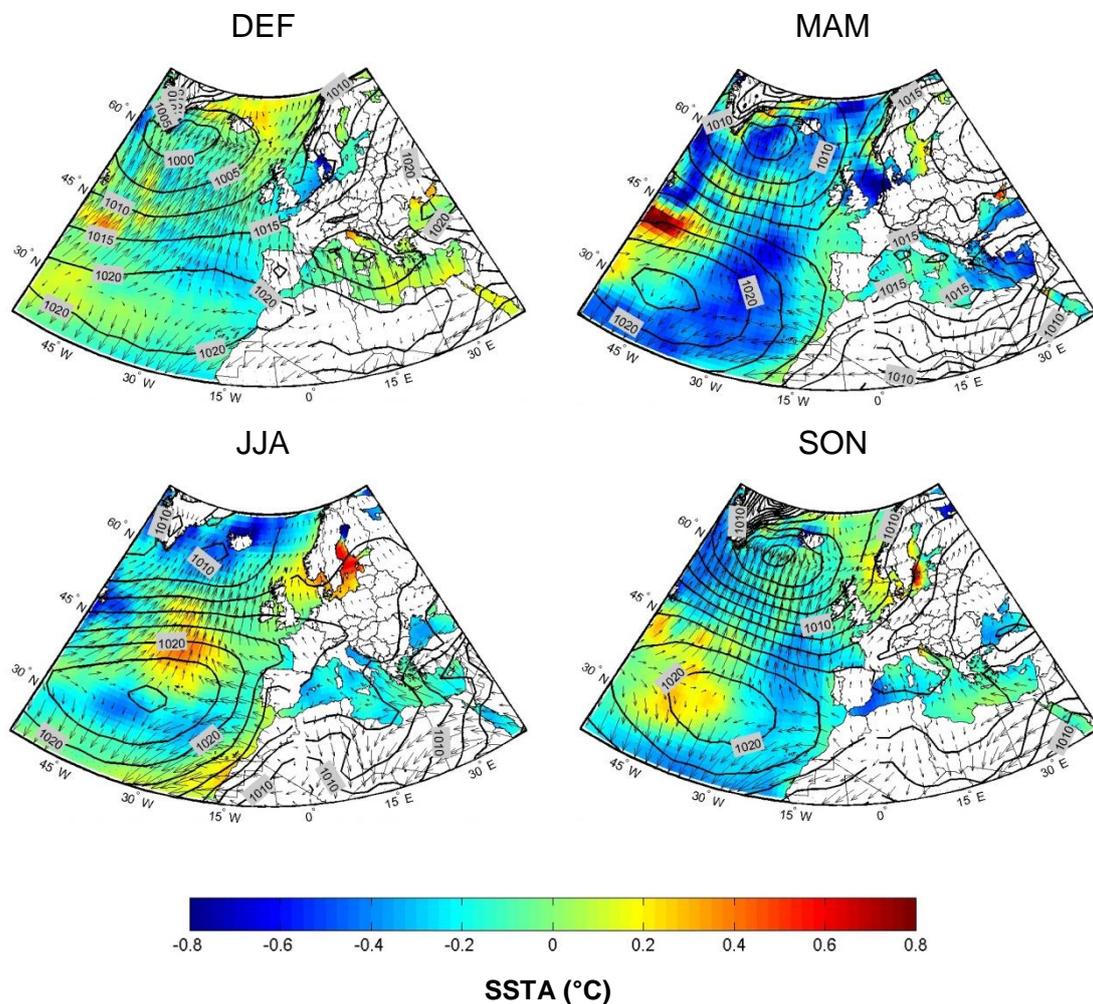


Figura 3.19 Promedio de SLP, vientos y anomalías de SST para los años con índices positivos de SCA en los periodos estacionales ocurridos entre 1993-2013.

3.2.5 POL

En la Figura 3.20 se muestran las correlaciones espaciales para el periodo 1993-2013 entre el índice POL y la SLA para el área de estudio. En un primer análisis

se puede ver que la influencia de este índice es mayor en primavera y verano. Las áreas claramente afectadas durante estos periodos serían, en primavera, la correlación negativa del índice POL con el mar Negro. Esta correlación probablemente sea debido a las anomalías negativas de SST que se pueden ver en la Figura 3.21. Durante esta época del año parece intuirse una correlación positiva con el mar de Noruega. Durante el verano las zonas de interés son de nuevo el mar Negro, con correlación positiva, y el mar Báltico, con correlación negativa. En ambos casos las correlaciones son debidas a las anomalías de SST que son positivas y negativas, respectivamente (ver Figura 3.21).

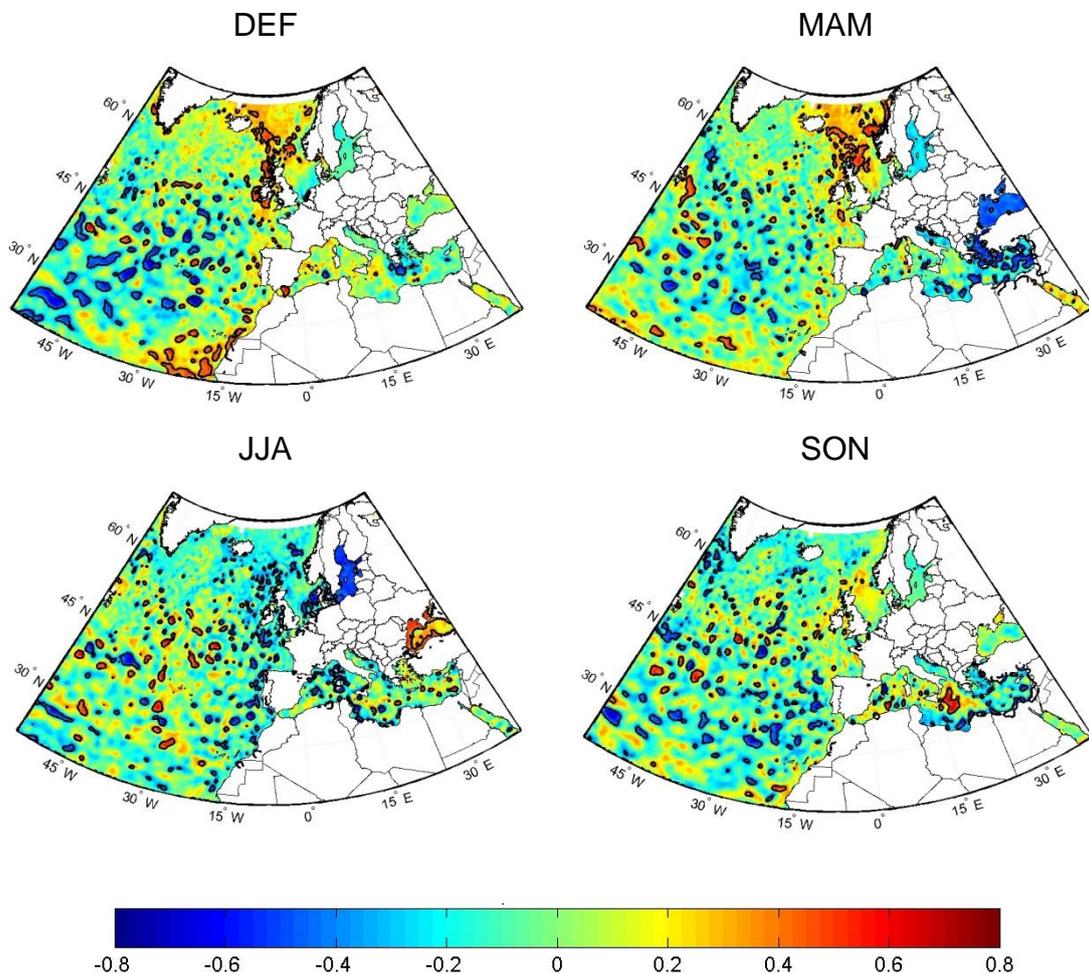


Figura 3.20 Correlaciones estacionales para el periodo 1993-2013 entre el índice POL y la SLA del área de estudio. Los contornos negros marcan las áreas con una significatividad en las correlaciones superior al 95%.

En otoño e invierno la influencia de POL apenas es significativa, salvo en puntos aislados que no permiten un análisis espacial coherente de ahí que no entremos en explicaciones de los puntos de correlación significativos observados en la figura 3.20.

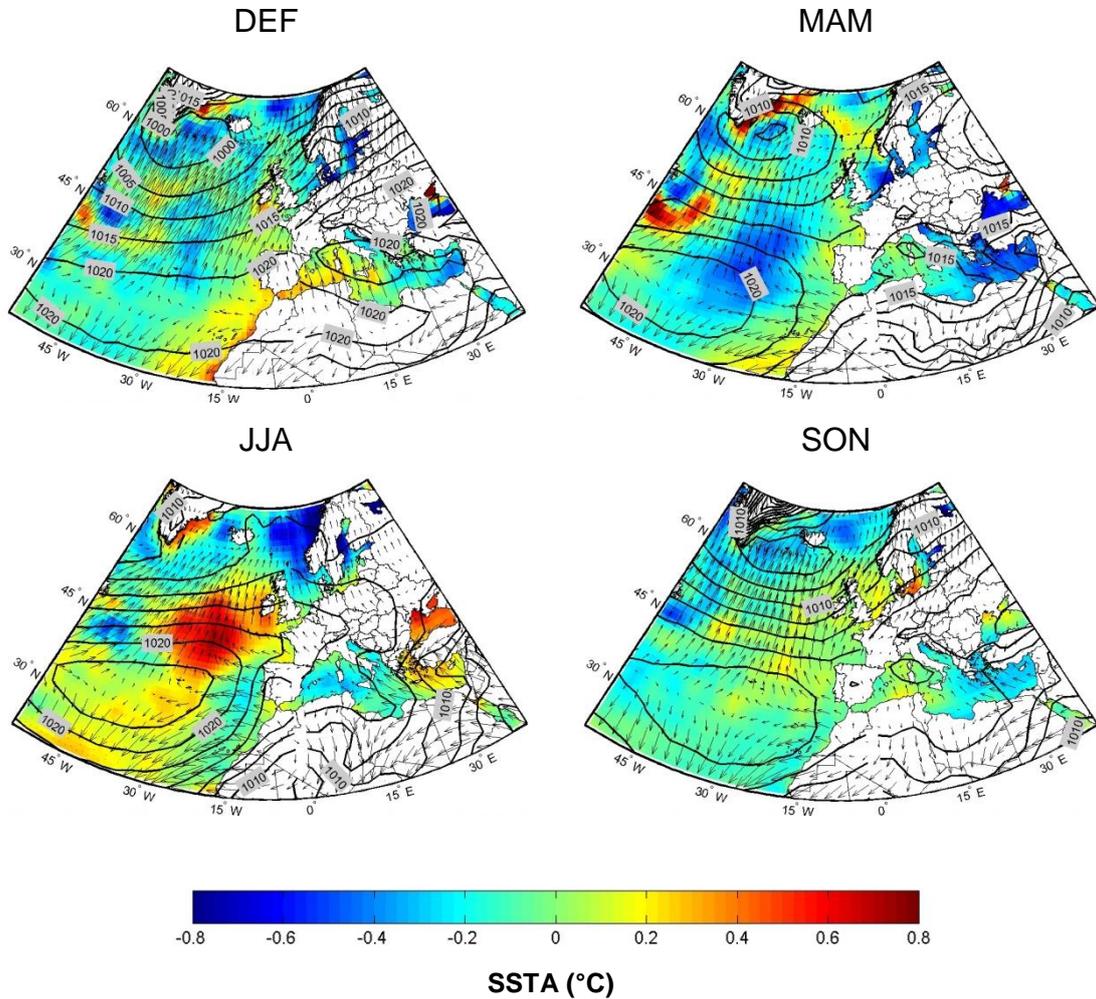


Figura 3.21 Promedio de SLP, vientos y anomalías de SST para los años con índices positivos de POL en los periodos estacionales ocurridos entre 1993-2013.

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se han validado los datos de anomalías del nivel del mar del proyecto CCI con observaciones in-situ procedentes de mareógrafos. Para ello se han considerado 10 estaciones localizadas en zonas costeras pertenecientes al área del Atlántico Norte y sus series han sido comparadas con los datos de satélite analizando tanto las series mensuales de anomalías como sus ciclos anuales para el periodo 1993-2013.

También se estudió la influencia de los patrones del Atlántico Norte sobre la variabilidad interanual de las anomalías del nivel del mar de esa misma región. La influencia de dichos patrones se representó por medio del cálculo de las correlaciones de Pearson entre los patrones y las anomalías de SLA y también analizando los patrones sinópticos de SLP, SSTA y viento, durante las fases positivas de dichos patrones para los diferentes periodos estacionales considerados.

La comparación entre los datos de altimetría satelital y los datos de mareógrafos muestra que las mayores diferencias se dan en los puntos de observación localizados en latitudes altas y mares de aguas poco profundas. Las correlaciones obtenidas entre ambas series son positivas y significativas en todos los puntos analizados.

El análisis de las series temporales reveló que, en la mayoría de los puntos considerados, los máximos de SLA se producen en los meses invernales, englobando octubre y noviembre en algunas localizaciones, y los mínimos en los meses de mayo y junio que pueden incluir abril en algunas estaciones como, por

ejemplo, la de Reykjavik. Solo la estación de Tuapse, localizada en el mar Negro, alcanza su máximo en los meses de primavera-verano y su mínimo en los meses de noviembre a enero. Esto es debido a las características particulares de este mar. El nivel de sus aguas ha variado significativamente a lo largo de su historia, pasando de ser un mar seco a tener niveles lo suficientemente altos como para comunicarse con otras cuencas. Cuando la comunicación entre cuencas no existe, el mar Negro se convierte en un mar independiente del sistema global de los océanos.

El cálculo de la tendencia de la SLA en los diferentes puntos, calculado con el test no paramétrico de Mann-Kendall, dio como resultado una tendencia positiva aunque no siempre significativa, para la mayor parte de las localizaciones. Sólo en la estación de Raahe se observaron tendencias negativas a partir de los datos de mareógrafo y positivas a partir de los datos de satélite. Esta contradicción puede ser debida al emplazamiento de dicha estación en el extremo norte del Golfo de Botnia, muy poco profundo y con hielos casi permanentes.

El análisis de la relación entre los modos atmosféricos y la SLA reveló que el principal modo de variabilidad del Atlántico Norte, NAO, presenta su mayor influencia sobre la SLA durante el periodo invernal. En el mar Báltico y el mar del Norte dicha influencia se observa a través de una correlación positiva y en el mar Negro, mar de Groenlandia y gran parte del Mediterráneo a través de una correlación negativa. El fenómeno del barómetro invertido inducido por los centros de acción de este modo parece ser la causa de dicha relación. Para los otros periodos estacionales considerados destaca la correlación positiva durante el verano con la SLA del mar Norte y del mar de Noruega relacionada con el patrón de vientos y el efecto termoestérico de las aguas superficiales, y la correlación negativa con la SLA del Mediterráneo oriental durante el otoño debido a la evapotranspiración que tiene lugar en esta zona.

El índice EA, muy similar a NAO, muestra también una mayor influencia sobre la SLA en invierno. Esta influencia se traduce en una extensa correlación positiva con la costa oeste del continente Europeo, el Mediterráneo Occidental y una banda de la costa Africana que podría estar relacionada con el patrón de vientos y el efecto de Coriolis producido por este índice en su fase positiva. En primavera la influencia de EA se observa a través de una correlación positiva en el noroeste del Atlántico Norte y el mar de Labrador. En este caso los vientos y el fenómeno

del barómetro invertido podrían ser la causa de la correlación. Por otro lado, la correlación negativa con el mar Báltico y el golfo de Botnia, estaría producida por el efecto termoestérico.

En el índice EA/WR son los meses de invierno y verano los que destacan por su relación con la SLA. En invierno una correlación positiva, debida principalmente al efecto termoestérico y al fenómeno del barómetro invertido, se extiende por toda la costa Atlántica y frente a la costa Africana. En verano la correlación se vuelve negativa al sur de Groenlandia e Islandia por el efecto termoestérico y en el mar Báltico por el fenómeno del barómetro invertido.

La influencia del índice SCA se encuentra sobre todo en la región escandinava con una fuerte y persistente correlación negativa a lo largo de prácticamente todo el año con la SLA del mar Báltico. Las altas presiones sobre esta región hacen que el fenómeno del barómetro invertido sea la causa principal de esta relación. En invierno también es destacable la correlación positiva con el Mediterráneo central como consecuencia del efecto termoestérico y el patrón de vientos.

Finalmente el índice POL influye principalmente sobre la SLA de los meses de primavera y verano. En el primer caso, la correlación negativa del índice POL con el mar Negro probablemente sea a causa del efecto termoestérico. Durante esta época del año también parece intuirse una correlación positiva con el mar de Noruega. Durante el verano las zonas de interés son de nuevo el mar Negro, con correlación positiva, y el mar Báltico, con correlación negativa. En ambos casos son debidas nuevamente al efecto termoestérico producido en estas zonas por el índice en su fase positiva.

Este trabajo ha demostrado que los datos de altimetría por satélite son una herramienta fiable que permiten calcular el aumento del nivel del mar así como su variabilidad temporal y espacial. Esta variabilidad ha demostrado no ser uniforme ni en el espacio ni en el tiempo, observándose como los modos atmosféricos del Atlántico Norte pueden provocar cambios significativos en los valores de las anomalías del nivel del mar.

Trabajos futuros podrían incluir el análisis pormenorizado del comportamiento de la SLA en determinadas cuencas que se han revelado importantes en este estudio, como el mar Báltico, el mar del Norte, el mar Mediterráneo y el mar Negro. También sería importante considerar la influencia de otros modos de variabilidad como El fenómeno de la Oscilación del Sur-el Niño (ENSO) o la

oscilación decadal del Pacífico (PDO), que han revelado tener influencia sobre la climatología europea en estudios previos.

REFERENCIAS

- Ablain, M., Cazenave, A., Larnicol, G., Balmaseda, M., Cipollini, P., Faugère, Y., Fernandes, M. J., Henry, O., Johannessen, J. A., Knudsen, P., Andersen, O., Legeais, J., Meyssignac, B., Picot, N., Roca, M., Rudenko, S., Scharffenberg, M. G., Stammer, D., Timms, G. and Benveniste, J. (2015) Improved sea level record over the satellite altimetry era (1993–2010) from the Climate Change Initiative project, *Ocean Science* 11, 67-82, doi:10.5194/os-11-67.
- AMS, (2000) *AMS Glossary of Meteorology*, 2nd Ed. American Meteorological Society, Boston, MA,
- Barnston, A.G. and Livezey, R.E. (1987) Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review* 115, 1083-1126.
- Cazenave, A., Larnicol, G., Legeais, J.-F., Ablain, M., Faugère, Y., Mbajon Njiche, S., Timms, G., Meyssignac, B., Balmaseda, M., Zuo, H., Johannessen, J., Scharffenberg, M., Stammer, D., Andersen, O., Knudsen, P., Zawadzki, L., Thibaut, P., Poisson, J.-C., Picard, B., Carrère, L., Mertz, F., Lauret, O., Rudenko, S., Farquhar, C., Pechorro, Ed., Roca, M., Nilo, P., Cipollini, P., Calafat, F., Fernandes, J., Lazaro, C., Quartly, G., Kurekin, A., Nencioli, F., Fenoglio-Marc, L., Benveniste, J., Lucas, B., Dinardo, S. and Ambrózio, A. (2014) *ESA Sea Level Climate Change*

Initiative (ESA SL_cci): SEA LEVEL ESSENTIAL CLIMATE VARIABLE PRODUCTS, Version 1.1. DOI: 10.5270/esa-sea_level_cci-1993_2013-v_1.1-201412.

- Domingues, C.M., Church, J.A., White, N.J., Gleckler, P.J., Wijffels, S.E., Barker, P.M. and Dunn, J.R. (2008) Improved estimates of upper-ocean warming and multidecadal sea-level rise. *Nature* 453, 1090-1093.
- EUMETSAT (2009) GOME-2 Products Guide, Issue: v2D, 6 March 2009
- Gilbert, R.O. (1987) Statistical methods for environmental pollution monitoring. Van Nostrand Reinhold Company Inc. Library of Congress Catalog Card Number: 86-26758. ISBN 0-442-23050-8.
- Iglesias, I., Lorenzo, M.N., Taboada, J.J. and Gómez-Gesteira, M. (2010) Predictability of winter and autumn teleconnection patterns in North Atlantic by means of sea surface temperature. *International Journal of Climatology* 30, 980-990.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor y H.L. Miller (eds.), Cambridge University Press.
- IPCC, 2013. *Cambio Climático 2013: La base científica física. Contribución del Grupo de Trabajo I del Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático.* TF Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, SK Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, y PM Midgley, (eds.), Cambridge University Press.
- Kendall, M.G. (1975) *Rank correlation methods* 4thEd., Charles Griffin, Londres.

- Luque, J.A. (2003) Lago de Sanabria: un sensor de las oscilaciones climáticas del Atlántico Norte durante los últimos 6.000 años. PhD thesis, Barcelona, Universitat de Barcelona.

- Mann, H.B. (1945) Non-parametric test against trend. *Econometrica*, 13, 245-249.

- Martínez-Asensio, A., Marcos, M., Tsimplis, M.N., Gomis, D., Josey, S., Jordà, G. (2014) Impact of the atmospheric climate modes on Mediterranean sea level variability. *Global and Planetary Change* 118, 1-15. doi:10.1016/j.gloplacha.2014.03.007

- Pons, J. M. (2009) La medición del nivel medio del mar: principios y métodos. *Mapping* 135, 96-10.

- Rohling, E.J., Grant, K., Bolshaw, M., Roberts, A.P., Siddall, M., Hemleben, Ch. and Kucera, M. (2009) Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles. *Nature Geoscience* 2, 500-504.

- Ruiz Etcheverry, L.A., Saraceno, M., Piola, A.R., Valladeau, G. and Möller O.O. (2015) A comparison of the annual cycle of sea level in coastal areas from gridded satellite altimetry and tide gauges. *Continental Shelf Research* 92, 87-97.

- Sánchez, E., Yagüe, C. and Gaertner, M.A. (2006) Planetary boundary layer energetics simulated from a regional climate model over Europe for present climate and climate change conditions. *Geophysical Research Letter* 34, L01709 DOI: 10.1029/2006GL028340.

- Sumich, J.L. (1996) *An Introduction to the Biology of Marine Life*, sixth edition. Dubuque, IA: Wm. C. Brown.

- Trigo, R.M., Osborn, T.J. and Corte-Real, J. M. (2002) The North Atlantic Oscillation influence on Europe: Climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research* 20, 9-17.
- Trigo, R.M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T.J., Castro-Díez, Y., Gamis-Fortis, S. and Esteban-Parra M.J. (2004) North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* 24, 925-944.
- Tsimplis, M.N. and Josey, S.A. (2001) Forcing of the Mediterranean Sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic. *Geophysical Research Letters* 28(5), 803-806.
- UNESCO (2006) Manuales y Guías N° 14, Comisión Oceanográfica Intergubernamental, Manual de Medición e Interpretación del Nivel del Mar, Vol. IV.
- Vinogradov, S.V. and Ponte, R.M. (2010) The mean seasonal cycle in sea level estimated from a data-constrained general circulation model. *Journal of Geophysical Research* 115, C04021, doi:10.1029/2009JC005767.
- Wakelin, S.L., Woodworth, P.L., Flather, R.A. and Williams, J.A. (2003) Sea-level dependence on the NAO over the NW European Continental Shelf. *Geophysical Research Letters* 30(7), 1403, doi:10.1029/2003GL017041.
- Wilks, D.S. (2006) *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. International. Geophysics Series: Academic Press, Elsevier.
- Woodworth, P.L. and Smith, D.E. (2003) A one-year comparison of radar and bubbler tide gauges at Liverpool. *International Hydrographic Review* 4, 2-9.

PÁGINAS WEB CONSULTADAS

- AVISO, <http://www.esa-sealevel-cci.org/>
- Centro de predicción Climática (CPC) de la NOAA, <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc>
- COMET® <http://meted.ucar.edu/> de la University Corporation for Atmospheric Research (UCAR)
- National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA, <http://www.noaa.gov>
- http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/A8_esp.html
- Sea Level Rise, <http://www.cmar.csiro.au/sealevel>.
- Servicio permanente para el nivel del mar (PSMMSL), <http://www.psmsl.org/data/obtaining/>