

Capítulo 3. Nivel del Mar

María Jesús García, Elena Tel y Joaquín Molinero

Resumen

Abstract

3.1. Introducción

3.2. Métodos

3.3. Nivel medio del mar

3.4. Mareas

3.5. Valores extremos y periodos de retorno

3.6. Conclusiones

Resumen

Un análisis exhaustivo de los registros históricos del nivel del mar registrados en tres estaciones de la costa norte de España ha permitido conocer la evolución del nivel medio del mar a lo largo de los últimos 67 años, el régimen, amplitud y propagación de la marea, así como los rangos de variación del nivel del mar, sus valores extremos y periodos de retorno. Los resultados muestran valores de tendencias del nivel medio, una vez corregida la isotasia post-glacial, de 2.38, 2.45 y 2.65 mm año⁻¹ en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente. La contribución meteorológica ha sido evaluada a través del índice de la Oscilación del Atlántico Norte de invierno (NAO_w), encontrando una correlación de -0.658 con el primer modo del análisis de Funciones Ortogonales Empíricas, que acumula el 81.86% de la varianza total de los niveles medios de invierno. En relación con la caracterización de las mareas, los resultados del análisis armónico muestran el carácter semidiurno de la marea, así como que la amplitud y propagación de la onda M₂ sigue el patrón de esta región del Atlántico Norte donde las amplitudes y fases disminuyen de este a oeste. Los resultados del análisis extremal realizado a partir de niveles horarios presentan valores máximos del nivel del mar sobre el respectivo Nivel Medio del Mar (datum) de 2.55, 2.48 y 2.51 m en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente. Las estimaciones de niveles extremos para periodos de retorno a 120 años superan los máximos registrados en 0.25, 0.15 y 0.10 m en dichas localidades.

Abstract

An exhaustive analysis of the sea level historical records at 3 stations on the North and North-West coast of Spain has allowed the description of the mean sea level evolution throughout the last 67 years, the type, amplitude and propagation of the tides, as well as the ranges of variations the sea level, their extreme values and return periods. The results show mean sea level trends, after correcting for the post-glacial rebound of 2.38, 2.45 and 2.65 mm year⁻¹ in Santander, A Coruña and Vigo respectively. The meteorological contribution is evaluated by means of the winter North Atlantic Oscillation index (NAO_w), producing a correlation of -0.658 with the first mode of the Empirical Orthogonal Functions analysis, which accumulates 81.86% of the total variance. In relation to the tidal characterization, the results of the harmonic analysis show the semidiurnal character of the tide, as well as that the amplitude and propagation of the M₂ follow the North Atlantic Ocean region pattern where the amplitudes and phases decrease from East to West. Analysis of extreme values realized from hourly levels present maximum values of sea level over the respective Mean Sea Level (datum) of 2.55, 2.48 and 2.51 m in Santander, A Coruña and Vigo, respectively. The estimations of extreme levels for return periods to 120 years exceeded the maximum values registered in 0.25, 0.15 and 0.10 m in these localities.

3.1. Introducción

La superficie del nivel del mar no permanece fija sino que experimenta variaciones de nivel como consecuencia del fenómeno de las mareas, las variaciones de presión atmosférica y viento, así como los efectos asociados a estas perturbaciones meteorológicas como son olas y remolinos; la variación del volumen de los océanos asociado a cambios en la densidad del agua, deshielo de los glaciares continentales y de los casquetes polares y subidas locales por las aportaciones de los ríos. También se ve afectado por los movimientos tectónicos. Si bien el nivel del mar medido respecto a una posición en tierra, $X(t)$, varía principalmente por efecto de las mareas y de la respuesta al forzamiento atmosférico, en cuanto a lo que se refiere a escalas de tiempo de varias horas a varios años. Puede ser representado por la expresión: $X(t) = Z_0(t) + T(t) + S(t)$, siendo $Z_0(t)$, el nivel medio del mar que varía lentamente con el tiempo, $T(t)$ la variación debida a la mareas astronómicas y $S(t)$ la componente residual asociada principalmente a perturbaciones de carácter meteorológico (Pugh, 1987).

Las medidas del nivel del mar han tenido siempre gran importancia debido a sus múltiples aplicaciones: determinación del nivel de referencia en la cartografía terrestre y náutica, ayudas a la navegación marítima, obras portuarias y gestión del litoral. Por otra parte, en los últimos años, la preocupación por el cambio climático ha llevado a las instituciones nacionales e internacionales a reforzar la coordinación de los sistemas de medida del nivel del mar por su relevancia como indicador del cambio climático y su relación con las inundaciones, erosión costera, etc. Además, el aumento de población y el crecimiento urbanístico en las zonas costeras, requiere un buen conocimiento del comportamiento del nivel del mar local que permita llevar a cabo una buena gestión de la costa para evitar riesgos a la población y a las infraestructuras.

En la actualidad, distintos grupos de expertos y científicos vienen analizando las series de niveles medios archivados en el Servicio Permanente del Nivel Medio del Mar (<http://www.psmsl.org>). A pesar de las discrepancias en los criterios y algoritmos utilizados en el análisis, la tendencia a nivel global, según el cuarto informe del IPCC (2007b), se mueve en el rango de 1.5 a 2.0 mm año⁻¹ para el siglo xx, estimando un valor de 1.8 mm año⁻¹ para los últimos 70 años con un incremento en la relación de subida durante este periodo consistente con datos geológicos y las series de largo periodo registradas por mareógrafos en las costas (Church y White, 2006). Los resultados obtenidos por Cazenave y Llovel (2010) para el periodo 1993-2007 de la tendencia global de la altimetría es de 3.3 mm año⁻¹. No obstante hay que tener presente que el comportamiento del nivel del mar en la costa varía de unas estaciones a otras como consecuencia de factores locales, como el diferente impacto que el viento provoca en la costa dependiendo de su orientación, la amplificación de las ondas dependiendo de la batimetría y características de la cuenca, así como la importancia de los movimientos verticales terrestres que enmascaran las variaciones absolutas del nivel del mar.

La contribución meteorológica al nivel medio del mar en el Atlántico Norte puede cuantificarse por su relación con la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). La NAO es uno de los principales modos de variación de la presión atmosférica de gran escala en el Atlántico Norte, con dos centros de acción situados sobre Islandia y Azores. La distribución de presiones atmosféricas que sintetiza presenta correlaciones con diversos factores climáticos en toda Europa, como la temperatura y la precipitación. El nivel del mar presenta correlaciones inversas en toda la región del sur de Europa debido al efecto barómetro invertido (Wakelin et al 2003; Woolf et al 2003). En el norte de España, Marcos et al. (2005) encontraron que el primer modo de oscilación del nivel del mar en estaciones mareográficas, aislado mediante el análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF) y que representa las variaciones a gran escala, acumula el 86.6% de la varianza total.

Las mareas astronómicas que se originan como consecuencia de la atracción gravitatoria que el Sol, la Luna, y en menor medida otros cuerpos celestes, ejercen sobre los mares y océanos. Su propagación y amplitud están influenciadas además por la rotación de la tierra (fuerza de Coriolis), la profundidad y configuración de las cuencas oceánicas, los efectos de inercia y fricción del fondo así como por efectos meteorológicos. Así, la teoría de equilibrio, formulada por Newton, explica la relativamente compleja periodicidad de las mareas, pero no es capaz de explicar las discrepancias en amplitud y fase a la hora de predecir la marea en un punto determinado de la Tierra. Sin embargo, teorías posteriores, que parten del concepto de las ondas de marea, consideran que el conjunto de fenómenos que actúan sobre la marea puede ser representado por una suma de ondas del tipo sinusoidal, que son las denominadas constituyentes de la marea, donde se reflejan los efectos producidos tanto por los fenómenos astronómicos como por las denominadas componentes de aguas someras (fricción del fondo, fenómenos de reflexión y refracción, batimetría, etc.), que son particulares de cada zona, y que explican en gran parte las deformaciones que sufre la onda de marea al interactuar con la franja costera. En el modelo numérico de Schwiderski (1979) la onda M_2 (componente lunar) presenta un punto anfodrómico (punto en el mar donde la amplitud de marea es nula) sobre las coordenadas 50° N, 39° O alrededor del cual esta onda de marea se propaga como una onda de Kelvin (onda larga en el océano, cuyas características se ven alteradas por la rotación de la Tierra). Así, en el Atlántico Norte, la onda M_2 se propaga desde Portugal a lo largo de la costa noroeste de europea continental hacia Islandia.

Las perturbaciones meteorológicas pueden provocar inundaciones cuando un temporal actúa sobre zonas costeras vulnerables y coincide con la pleamar astronómica (Wood, 1986). Los fenómenos tormentosos provocan grandes oscilaciones del nivel del mar y mayores valores extremos. El conocimiento de los rangos de variación del nivel del mar y de las estadísticas de extremos es fundamental para el diseño de obras portuarias en general, así como para la gestión de la costa con especial atención a la prevención de inundaciones. Flather (2001) sugiere un periodo mínimo de datos de 50 años para obtener unas estadísticas fiables. La alternativa es la extrapolación haciendo uso de diferentes modelos de ajuste a una distribución determinada. Tsimplis et al. (2009) demuestran además que la frecuencia de muestreo es relevante en la estimación de los periodos de retorno. En A Coruña, por ejemplo, encontraron que el uso de los datos horarios puede subestimar el nivel de retorno de 50 años hasta 0.09 m frente al muestreo con un intervalo de 5 min.

Los objetivos de este capítulo son conocer el comportamiento de la variabilidad del nivel medio del mar en la costa noroeste de la Península Ibérica y su relación con la NAO como modo atmosférico dominante, describir el régimen general de las mareas y los episodios extremos, poniendo especial énfasis en la valoración de estas series de observaciones del nivel del mar como indicadoras de la variabilidad climática regional. Para todo ello, se analiza el periodo completo de registro (1943-2010) de las series del nivel del mar, registradas en las tres estaciones mareográficas operadas por Instituto Español de Oceanografía (IEO) en la zona de estudio.

3.2. Métodos

En 1943, el IEO instaló una red de estaciones mareográficas distribuidas a lo largo de las costas españolas para abordar prioritariamente la elaboración de las tablas de marea, así como para la determinación del nivel medio del mar en las diferentes localidades. En el norte peninsular, las 3 estaciones mareográficas están ubicadas en las zonas portuarias de Santander ($43^{\circ} 28'N$, $03^{\circ} 48' O$), A Coruña ($43^{\circ} 22'N$, $08^{\circ} 24'O$) y Vigo ($42^{\circ} 14'N$, $08^{\circ} 44'O$) (Fig. 3. Introducción). A fecha de hoy se disponen de series de datos del nivel del mar de 67 años con alguna pequeña interrupción que no supera el 1% en Vigo y el 3% en A Coruña y Santander. En las tres estaciones, cuyas instalaciones están en el interior de una caseta (Fig. 3.1a), se mantiene el sistema de medida clásico, mareógrafo mecánico de flotador, con salida gráfica en continuo (Fig. 3.1b). Si bien, desde la última década, a estos equipos, se les ha incorporado un codificador para salida digital y un sistema de transmisión de datos vía modem. Diariamente se actualiza la información en la web (<http://indamar.ieo.es/mareas/mareas.htm>) que contiene los datos y gráficos de los últimos 20 días, para su uso con fines operacionales. Además desde 2003, en la estación de Santander, se dispone también de un sistema de medida por radar que fue instalado durante el proyecto European Sea Level Services-Research Infrastructure (ESEAS-RI),



Figura 3.1. Ejemplo del equipamiento de las estaciones mareográficas: caseta de la estación de Vigo (a) y mareógrafo mecánico de flotador con codificador (b).

como experimento piloto de inter-comparación de equipos. De los resultados obtenidos cabe destacar la menor necesidad de intervención humana en el mantenimiento rutinario del equipo (J. Molinero, com. pers.), pues los equipos mecánicos de flotador pueden provocar errores en las medidas, por rozamiento del flotador, obstrucciones del pozo, mal funcionamiento del reloj, rotura o pérdida de tensión del cable, etc. (UNESCO, 1985).

La obtención de las alturas horarias a partir de los registros históricos gráficos (mareogramas), se ha venido realizando mediante lectura manual o mediante un digitalizador. En la actualidad, puesto que se dispone de registros digitales a intervalos de 5 minutos, los niveles horarios se obtienen de forma automatizada, extrayendo las medidas registradas a las horas en punto y en casos excepcionales (ej. cuando aparecen oscilaciones de alta frecuencia) aplicando el filtro Butterworth, que elimina las citadas oscilaciones pero preserva toda la energía de las ondas de marea (H. Hodnesdal, com. pers.). Además siempre se conservan las series originales de mayor frecuencia de muestreo para otros estudios.

El control de calidad de datos se ha venido realizando anualmente por el método de la marea residual (diferencia entre nivel observado y nivel predicho), que permite detectar fácilmente tanto los errores puntuales del nivel como los desfases (Caldwell y Kilonsky, 1992). Actualmente, se han aplicado los protocolos de control de calidad especificados en el marco del proyecto ESEAS-RI (García et al., 2007). Estos protocolos contemplan algoritmos de detección y corrección de errores: picos, valores constantes, valores fuera de rango, así como la asignación del correspondiente código de calidad. Posteriormente, se ha aplicado el Test de Homogeneización Normal Estándar (SNHT) propuesto por Alexanderson (1986) para series climáticas. El test proporciona los puntos donde existe una inhomogeneidad, pero no indica si es debida a un error en la referencia u otro tipo de error en la medida, o si por el contrario, es parte de la variabilidad natural del nivel del mar. Las correcciones se han realizado apoyándose en el historial de la estación y documentando los cambios realizados en la serie, ya que en la homogeneización de las series históricas de nivel del mar es de vital importancia el control tanto de la referencia de las medidas del nivel del mar (Tide Gauge Zero), como de las cotas geodésicas locales y/o globales con las que está enlazada. Además se ha corregido el cambio de referencia detectado en A Coruña por Marcos et al. (2005), mediante el método de Funciones Empíricas Ortogonales (EOF), aplicado a estas series en su estudio de consistencia de series históricas del nivel del mar.

El cálculo de los niveles medios diarios se ha realizado a partir de las alturas horarias, mediante la aplicación de un filtro de convolución de 119 puntos (Bloomfield, 1976) centrado en las 12:00 h. Los niveles medios mensuales se han obtenido calculando las medias aritméticas de los niveles medios diarios, siempre que haya más de 17 días de valores medios diarios para dicho mes. En los análisis posteriores de las series se ha trabajado con valores de anomalías referidas al nivel medio obtenido para el periodo completo en cada una de las estaciones.

El método de estimación de las tendencias relativas es el de ajuste lineal de los niveles medios mensuales. Posteriormente, se ha corregido la Isostasia PostGlaciar (GIA), aplicado los resultados del modelo geodinámico ICE-4G (Peltier, 2001). Las variaciones estacionales se han obtenido como promedio de cada uno de los meses correspondientes para no eliminar las aportaciones fluviales y otros factores locales no estacionales.

El patrón de variabilidad espacial del nivel medio del mar y su relación con índices climáticos, se ha explorado mediante EOF, un método de análisis multivariante ampliamente utilizado en estudios climáticos, que persigue reducir el número de variables creando unas nuevas variables o modos, ortogonales entre si y formadas mediante combinación lineal de las primeras, de forma que preserven la mayor cantidad de información posible del conjunto de datos original (Jolliffe, 1986). Para realizar este análisis se consideran las series normalizadas de diciembre a marzo (DEFM), una vez eliminada la tendencia. Se ha evaluado la contribución meteorológica en cada estación y a nivel zonal mediante las correlaciones de la NAO_w con el nivel medio del mar en cada estación y con el EOF modo-1 respectivamente.

Los constituyentes armónicos de marea se han obtenido por el método de ajuste por mínimos cuadrados descrito por Foreman (1977). La descomposición de la onda de marea en sus armónicos permite obtener la predicción de la marea astronómica para cualquier periodo, el régimen de marea que viene determinada por el factor de forma o razón entre las amplitudes de las principales componentes diurnas (K_1, O_1) y semidiurnas (M_2, S_2), la edad de la marea o tiempo transcurrido entre el paso de la luna llena/nueva por el meridiano del lugar y la pleamar viva siguiente, así como la razón de amplitudes entre la componente solar y lunar (S_2/M_2), que permite comparar la relación de estas fuerzas gravitacionales en cada estación respecto a la razón de equilibrio (que es de alrededor del 46%).

Los valores extremos del nivel del mar se han investigado a partir de las series de niveles horarios, utilizando los valores máximos anuales y asumiendo una distribución de Gumbel para la obtención de los niveles de retorno.

Función de Gumbel: $f(x) = \frac{1}{\alpha} \exp\left(\frac{-x-\beta}{\alpha} - \exp\left(\frac{-x-\beta}{\alpha}\right)\right)$ siendo α y β los parámetros de la

$$\text{distribución que se calculan como } \alpha = \frac{\sqrt{6}}{\pi} \sigma$$

$$\beta = \bar{x} - 0.5772 \cdot \alpha$$

donde \bar{x} y σ son respectivamente la media y la desviación estándar estimadas de la muestra.

3.3. Nivel medio del mar

Las tendencias relativas a partir de las series de los niveles medios mensuales fueron 2.11, 2.32 y 2.43 mm año⁻¹ en Santander, A Coruña y Vigo, respectivamente (Fig. 3.2a). Estos valores de tendencia, una vez corregida la GIA mediante el modelo ICE- 4G de Peltier (2001), la mejor aproximación de la que disponemos sobre movimientos verticales terrestres con los que obtener la tendencia absoluta del nivel del mar, equivalen a 2.38, 2.45 y 2.65 mm año⁻¹, respectivamente. A pesar de que las observaciones GPS registran tanto los movimientos debidos a la GIA como los debidos a otros procesos geológicos, el corto periodo de observaciones GPS no permite aplicar los resultados obtenidos por Woppelmann et al. (2009) para corregir el periodo completo de las series del nivel del mar. Hasta la fecha, la descontaminación de la GIA ha sido ampliamente utilizada por la comunidad científica por su impacto global en escalas de tiempo geológicas.

Los valores de las tendencias encontradas por Marcos et al. (2005) son 2.12, 2.51 y 2.91 mm año⁻¹ para el periodo 1943-2001 en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente, una vez corregido el GIA con el mismo modelo ICE-4G de Peltier (2001). Estas diferencias pueden ser atribuidas al diferente periodo de datos, que en el presente trabajo se extiende hasta el año 2010. Por otra parte, las tendencias encontradas en Santander, A Coruña y Vigo son superiores a las obtenidas a nivel global para los últimos 70 años (1.8 mm año⁻¹) por el IPCC (2007b). Esta diferencia puede atribuirse en parte a la contribución de los factores locales incluyendo los meteorológicos y en mayor medida a la variabilidad espacial del calentamiento oceánico y la distribución de las masas de agua.

En los últimos años se han encontrado tendencias mayores. Así, para el periodo 1989-2008 los valores resultantes son 3.25, 2.79 y 3.95 mm año⁻¹ en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente, próximas a la media para el océano global de 3 mm año⁻¹ (IPCC, 2007b). Esta mayor tendencia puede ser atribuida a la variabilidad interdecadal mas que a un incremento en la velocidad de ascenso del nivel del mar (Fig. 3.2b). De hecho, los resultados obtenidos en la estimación de las tendencias decadales muestran un rango de variabilidad de unos 25 mm año⁻¹ en las tres localidades. Por otra parte, dado que el periodo mínimo en el que la tendencia se puede considerar estable es de 30 años (Douglas, 1995), se han calculado las tendencias para periodos de 30 años. Los resultados encontrados muestran que la evolución de las tendencias en estos 67 años presenta un ciclo con un valor mínimo en el periodo 1964-1993 (Fig. 3.2c), que puede atribuirse a un aumento de la presión atmosférica media en invierno en toda la zona del sur de Europa (Tsimplis et al., 2005).

Las variaciones de niveles medios mensuales varían 557, 697 y 653 mm en Santander, A Coruña y Vigo, respectivamente (Tabla 3.1). Estas variaciones del nivel medio mensual son marcadamente estacionales presentando un ciclo anual significativo. Así en los climogramas se observa que los máximos de los promedios mensuales, obtenidos mediante las medias aritmé-

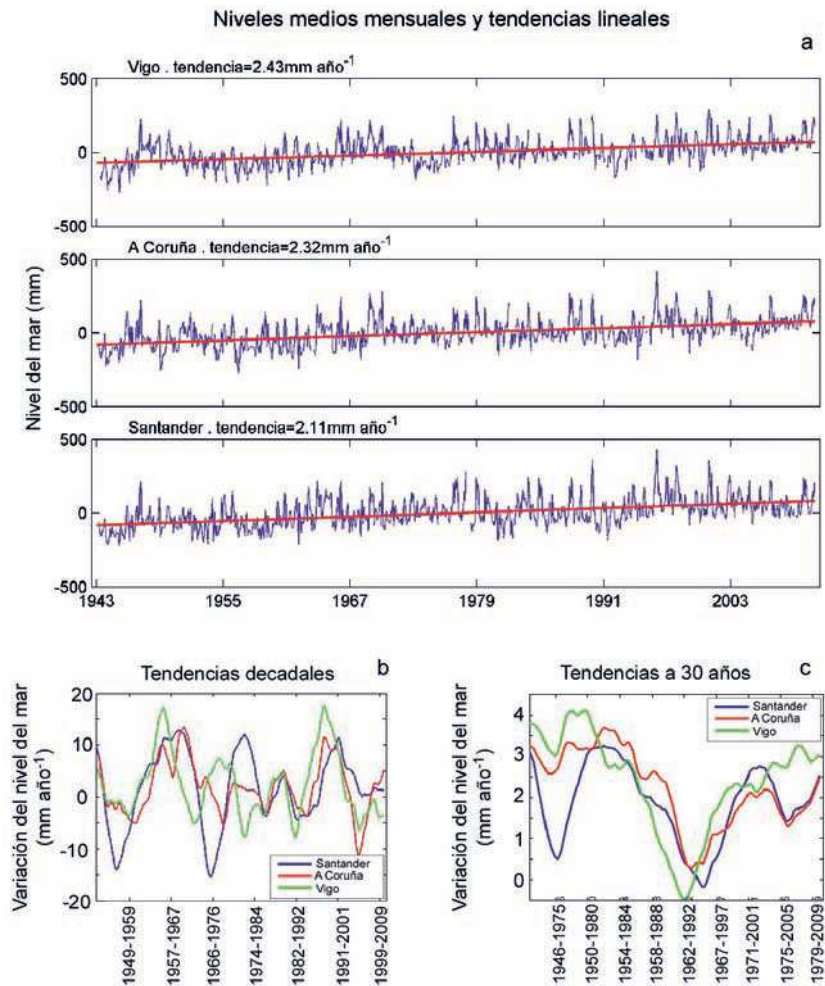


Figura 3.2. Evolución del nivel medio mensual del mar (a, mm) y de las tendencias de cambio (mm año⁻¹) calculadas en periodos decadales (b) y en periodos de 30 años (c).

tas de los correspondientes meses, aparecen en octubre-noviembre evolucionando cuando nos movemos hacia el oeste, y los mínimos en julio (Fig. 3.3a). Este ciclo estacional resulta de la combinación de un ciclo anual asociado al calentamiento/enfriamiento de la columna de agua por intercambios con la atmósfera, que muestra un pico en verano, y de un ciclo anual atmosférico, de mayor variabilidad y relacionado con el predominio de las altas y bajas presiones, que muestra un pico en invierno (Marcos y Tsimplis, 2007). Las desviaciones estándar son mayores en otoño-invierno, coincidiendo con los periodos de mayor inestabilidad atmosférica. Sin embargo estas variaciones estacionales, no siguen el mismo patrón todos los años. Así podemos observar que el máximo de Santander ha sido registrado en febrero (295 mm), mientras que en A Coruña y Vigo los valores máximos se han encontrado en enero (413 y 434 mm, respectivamente).

	Santander	A Coruña	Vigo
coordenadas	43°28'N, 03°48'O	43°22'N, 08°24'O	42°14'N, 08°44'O
periodo de muestreo	03/1943-12/2010	03/1943-12/2010	05/1943-12/2010
nº de meses (% datos)	791 (97%)	796 (97%)	808 (99%)
Nivel medio (anomalías)			
valor máximo (mes)	295 (febrero)	413 (enero)	434 (enero)
valor mínimo (mes)	-282 (marzo)	-245 (junio)	-219 (mayo)
rango	557	697	653
desviación estándar	88	94	99
moda	-105	-75	-58
coeficiente de sesgo	0.30	0.39	0.59
coeficiente de curtosis	3.46	3.69	3.58
Tendencia lineal			
tendencia (mm año⁻¹)	2.11 (±0.14)	2.32(±0.15)	2.43(±0.16)
v. corrección GIA (mm año⁻¹)	0.27	0.13	0.22
tendencia corregida GIA (mm año⁻¹)	2.38	2.45	2.65
Climogramas			
valor máximo (mes)	69 (noviembre)	57 (noviembre)	62 (noviembre)
valor mínimo (mes)	-38 (julio)	-47 (julio)	-53 (julio)
rango ciclo medio estacional	107	104	115

Tabla 3.1. Estadísticas del nivel medio del mar para el periodo 1943-2010. Valores de nivel medio en mm. Tendencia lineal (y desviación típica) en mm año⁻¹.

Los histogramas de frecuencias de niveles medios muestran una distribución de tipo gaussiano en las tres estaciones, si bien cada uno presenta pequeñas variaciones que caracterizan el comportamiento de la serie (Fig. 3.3b). En todas las estaciones la distribución presenta desviación hacia la derecha (niveles medios más altos), que se puede atribuir a la subida del nivel del mar pero también a una mayor frecuencia de los eventos extremos que provocan ascenso del nivel del mar (por ejemplo bajas presiones y viento) que de los que provocan descenso del nivel del mar (anticiclones), siendo estos eventos más acentuados en Vigo y A Coruña que en Santander. Así, la distribución de Santander es más simétrica que la de las otras dos localidades, como indican los respectivos coeficientes de sesgo (0.30, 0.39 y 0.59 en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente). El apuntamiento (o aplastamiento) de las distribuciones es mayor en A Coruña (coeficiente de curtosis $k = 3.69$) que en Vigo o Santander ($k = 3.58$ y 3.46 respectivamente). Esto indica que en A Coruña el número de niveles mensuales próximos al nivel medio es menor que en las otras localidades y que en todas ellas, al ser $k > 3$, menor que el correspondiente a una distribución normal.

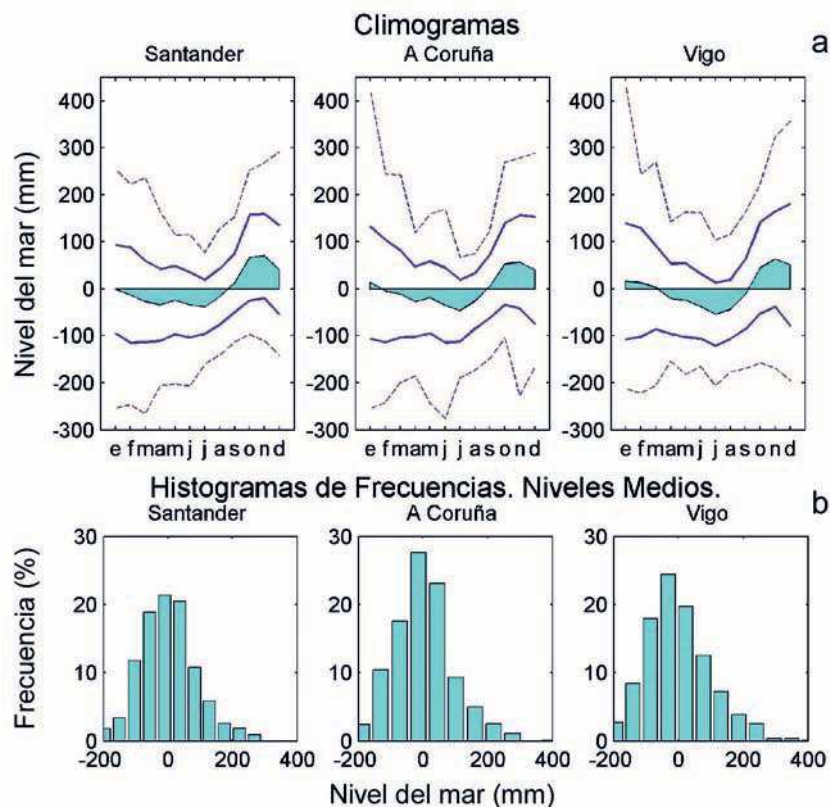


Figura 3.3. Climogramas del nivel de mar (a) e histogramas de frecuencia de niveles medios (b) en Santander, A Coruña y Vigo. Se indican los niveles medios: (área azul), su desviación estándar (línea negra continua) y los valores extremos (líneas negras discontinuas).

Los resultados del análisis de EOF aplicado a las series mensuales muestran un primer modo que acumula 81.86 % de la varianza total, el segundo 11.28 % y el tercero 6.86 %. Los valores del coeficiente de correlación de Pearson entre el modo 1 y las series mensuales son 0.89, 0.93 y 0.89 para Santander, A Coruña y Vigo respectivamente, lo que indica que el modo 1 responde acertadamente al patrón general de variabilidad del nivel del mar en el norte peninsular. También la correlación entre el modo 1 y el índice NAO_w (Fig. 3.4) presenta un valor de -0.658 , del mismo orden que las correlaciones encontradas entre este mismo índice y las series de niveles medios de cada una de las estaciones, con valores de -0.602 , -0.606 y -0.578 en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente. Estos resultados muestran el mismo patrón de variabilidad del nivel medio del mar que el encontrado por Marcos et al. (2005), con pequeñas diferencias en las varianzas que pueden atribuirse al periodo mas largo de datos analizado en el presente estudio. Los modos 2 y 3 no presentan correlación significativa con el índice NAO_w , aunque el valor de correlación del modo 2 con la serie de Santander es mayor y de signo opuesto a los valores de correlación de este modo con las series de A Coruña y Vigo. Esto puede ser debido a la distorsión que sufren los frentes atmosféricos que entran por el noroeste peninsular al llegar a Santander, en contraposición con el impacto directo de los mismos en la costa gallega (Lavín y García, 1992).

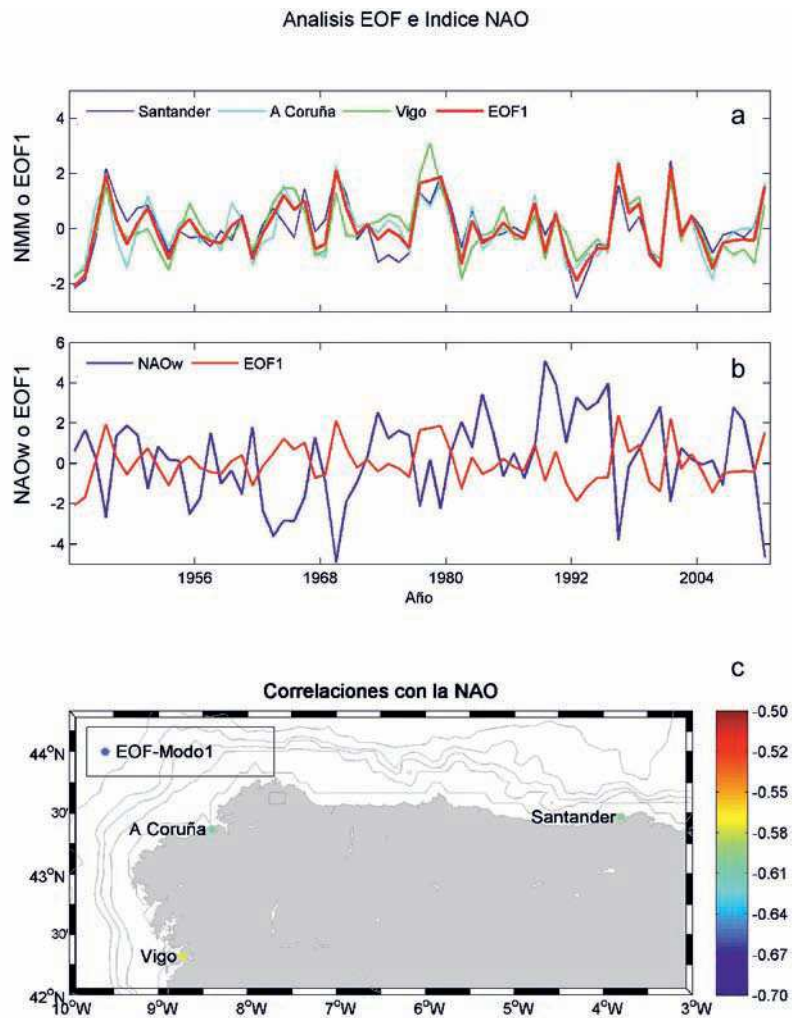


Figura 3.4. Resultados del análisis de factores empíricos ortogonales (EOF). Se representan los valores del componente EOF1 junto a los valores estandarizados de las series del nivel medio del mar de invierno (DEFM) en Santander, A Coruña y Vigo (a) y a los de la Oscilación del Atlántico Norte de invierno (NAOw, b). Se indican también las correlaciones de EOF1 con la NAO en las tres localidades (c).

3.4. Mareas

El régimen y demás características de la marea se han determinado a partir de los análisis armónicos aplicados a las series anuales de niveles horarios. La onda de marea puede descomponerse en suma de armónicos de determinadas frecuencias, que son los correspondientes a las componentes más importantes de la marea astronómica. El número de estas constituyentes depende de la longitud de la serie analizada: con series anuales pueden resolverse hasta 61 componentes. El método utilizado en el cálculo de las componentes de marea es el de ajuste por mínimos cuadrados (Foreman, 1977). Estos armónicos permiten, además de predecir las mareas astronómicas para cualquier periodo, conocer las características de las mareas en cada estación así como explicar las deformaciones que sufre la onda de marea al interactuar con la franja costera. Si bien en este trabajo solo se describen e interpretan los resultados obtenidos a partir de las principales constituyentes de marea (Tabla 3.2) como son el régimen y la edad.

	Santander	A Coruña	Vigo
M₂ Amplitud (m)	1.31 ± 0.011	1.18 ± 0.006	1.09 ± 0.005
M₂ Fase (°)	94.92 ± 1.29	85.98 ± 1.88	77.14 ± 0.91
S₂ Amplitud (m)	0.45 ± 0.004	0.41 ± 0.004	0.38 ± 0.004
S₂ Fase (°)	127.28 ± 1.80	116.058 ± 2.16	105.77 ± 1.20
K₁ Amplitud (m)	0.064 ± 0.002	0.07 ± 0.002	0.072 ± 0.001
K₁ Fase (°)	70.83 ± 2.10	71.05 ± 1.92	62.13 ± 1.66
O₁ Amplitud (m)	0.07 ± 0.001	0.066 ± 0.001	0.064 ± 0.001
O₁ Fase (°)	323.66 ± 1.44	324.37 ± 1.46	319.28 ± 1.57
factor de forma	0.077	0.085	0.093
edad de la marea	31 h 51 min	29 h 36 min	28 h 10 min
razón (S₂/M₂)	0.343	0.347	0.348
Marea astronómica			
rango máximo (m)	4.77	4.38	4.01
rango mínimo (m)	1.06	0.86	0.87

Tabla 3.2. Valores medios y desviación estándar de las principales componentes armónicas de la marea obtenidas a partir de análisis anuales.

El régimen de mareas, o factor de forma clasifica las mareas en función del periodo dominante de la marea observada. Viene determinado por la razón entre la suma de amplitudes de las principales componentes diurnas (K_1, O_1) y la suma de las componentes semidiurnas (M_2, S_2):

$$f = \frac{H_{K_1} + H_{O_1}}{H_{M_2} + H_{S_2}}$$

encontrando valores de f que se mueven en el rango (0.07-0.09). Los resultados de este parámetro indican claramente el carácter semidiurno de la marea en la zona, ya que f está comprendido entre 0 y 0.25 y según la clasificación de Dietrich et al. (1975) para: $f = 0 - 0.25$ marea semidiurna, $f = 0.25 - 1.5$ marea mixta, predominantemente semidiurna, $f = 1.5 - 3.0$ marea mixta, predominantemente diurna, $f > 3.0$ diurna.

La edad de la marea, o tiempo transcurrido entre el paso a luna nueva o llena por el meridiano del lugar y la máxima pleamar viva siguiente, viene determinado por la razón entre la diferencia de fases y de velocidades entre la principal componente solar S_2 y la principal componente lunar M_2 .

$$Edad = \frac{g_{S_2} - g_{M_2}}{\sigma_{S_2} - \sigma_{M_2}}$$

donde las g corresponden a las fases de los armónicos correspondientes y σ a las velocidades de propagación, encontrando valores del orden de las 30 horas. Esta diferencia de fase de la principal componente lunar respecto a la solar, indica que las mareas vivas no coinciden en tiempo con la luna llena/nueva, sino que llegan con un retraso de más de un día.

La razón (H_{S_2} / H_{M_2}) entre las amplitudes de la principal componente solar (S_2) y la principal componente lunar (M_2) muestra valores alrededor de 0.34, prácticamente la misma en las tres estaciones. Todas ellas inferiores a la razón de equilibrio, que es aproximadamente 0.46. Por otra parte, como la marea se propaga en la dirección de las fases crecientes, una vez determinadas las componentes armónicas en las tres estaciones se puede conocer la propagación de la marea (Fig. 3.5). Los resultados del análisis armónico muestran que la onda de la componente lunar (M_2) se propaga hacia el nordeste (sentido de las fases crecientes: Vigo, A Coruña y Santander), con un retraso de menos de 20 minutos de una estación a la siguiente. Asimismo la amplitud de esta onda es mayor en Santander que en A Coruña y mayor aun que en Vigo, lo que indica que también las amplitudes de la M_2 crecen hacia el nordeste. Los resultados son consistentes con los estimados por modelos numéricos para esta región del Atlántico Norte (Schwiderski, 1979).

Asimismo, mediante la aplicación del análisis de predicción de alturas de marea a las componentes armónicas (Foreman 1977), se han obtenido las pleamares y bajamares astronómicas a lo largo del periodo 1943-2010, encontrando rangos máximos de marea astronómica que alcanzan los 4.77, 4.38 y 4.01 m en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente.

No se han encontrado resultados concluyentes sobre cambios en la propagación de la onda M_2 en relación con las variaciones del nivel medio del mar. Esto puede ser atribuido a que los

cambios en la propagación de la onda que pueden provocar las variaciones en el nivel medio del mar y en la meteorología regional (Horsburgh et al., 2008) son en esta zona de orden inferior a la sensibilidad del análisis armónico.

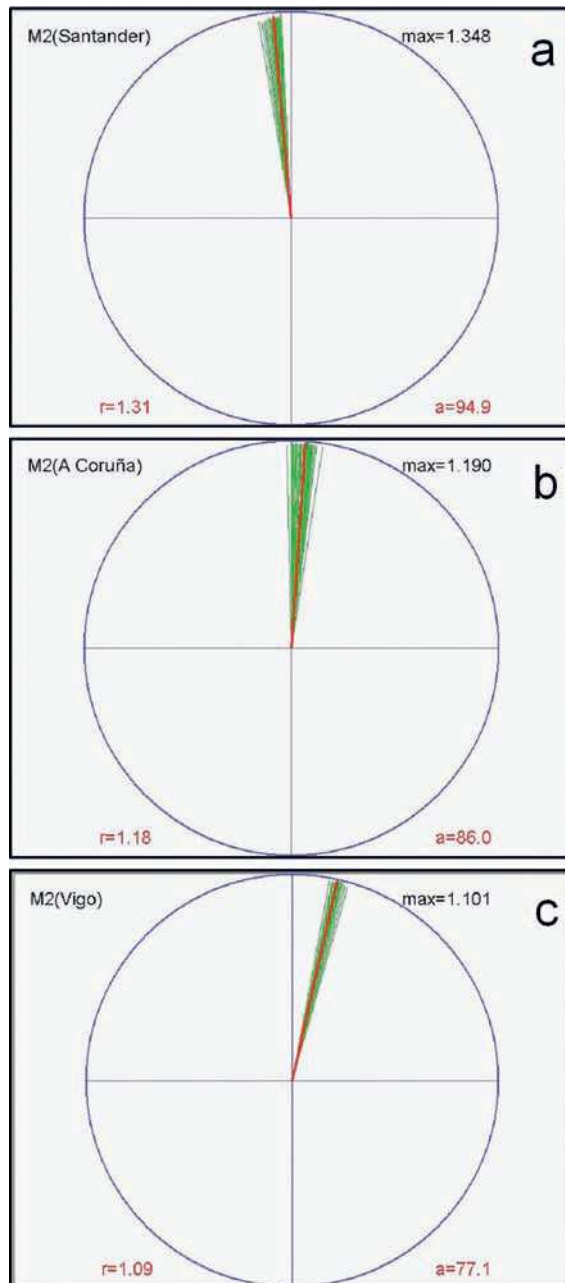


Figura 3.5. Amplitudes y fases de la componente M_2 de la marea en Santander (a), A Coruña (b) y Vigo (c).

3.5. Valores extremos y periodos de retorno

Los valores máximos y mínimos diarios del nivel del mar presentan oscilaciones que son debidas en mayor medida al fenómeno de las mareas por la alternancia de las mareas vivas y mareas muertas como consecuencia de las distintas fases lunares (Fig. 3.6). En las tres localidades la distribución es de tipo gaussiano, siendo más simétrica para los valores mínimos (coeficientes de sesgo de 0.00, -0.05 y -0.04 en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente) que para los máximos (sesgo = 0.10, 0.12 y 0.14 en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente). Una posible explicación puede ser la diferente exposición de las localidades estudiadas a las perturbaciones atmosféricas que causan anticiclones y ciclones, y también a que la costa norte española está sometida a ciclones generados localmente y además a los generados en el Atlántico y que se propagan hacia la costa. Por el contrario, la respuesta a los anticiclones es solamente local. Atendiendo a los coeficientes de curtosis obtenidos ($k = 2.36, 2.37$ y 2.44 en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente) todas las series presentan una distribución ligeramente más achatada ($curtosis < 3$) que la distribución normal, es decir tienen un mayor número de extremos próximos a la media de extremos que una distribución normal.

Asimismo se han obtenido las estadísticas de los máximos anuales y se han estimado valores máximos que puede tomar el nivel del mar en función de la información histórica disponible para diferentes periodos de retorno. A partir de las series de alturas horarias se han construido series formadas por el valor máximo registrado cada año y aplicando a estas series la función de distribución de Gumbel (Pizarro et al, 1986), el estudio permite determinar la probabilidad de obtener un valor igual o superior al valor registrado para un intervalo de tiempo fijado o periodo de retorno.

Los resultados del análisis de valores extremos (Tabla 3.3) realizado a partir de niveles horarios presentan niveles máximos de 2.55, 2.48 y 2.51 m en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente. Se han estimado niveles de retorno a 50 años, los cuales son prácticamente del mismo orden que los máximos registrados, a excepción de Santander donde el nivel estimado supera en 0.16 m el máximo registrado (0.06 m mayor que el error asociado). Estos resultados eran de esperar ya que partimos de series de más de 50 años y el nivel de retorno por definición es el máximo valor alcanzado en dicho plazo. De hecho Flather (2001) sugiere que con un periodo de datos de 50 años se obtienen estadísticas de extremos fiables. La diferencia encontrada en la estación de Santander puede ser atribuida a que la serie de máximos anuales se ajusta peor a la función de distribución de Gumbel, probablemente por estar ubicada en una bahía. La estimaciones de niveles extremos para periodos de retorno a 120 años son de 2.80, 2.63 y 2.61 que superan los máximos registrados a lo largo de los 67 años de la serie en 0.25, 0.15 y 0.10 m en las respectivas localidades (Fig. 3.7a).

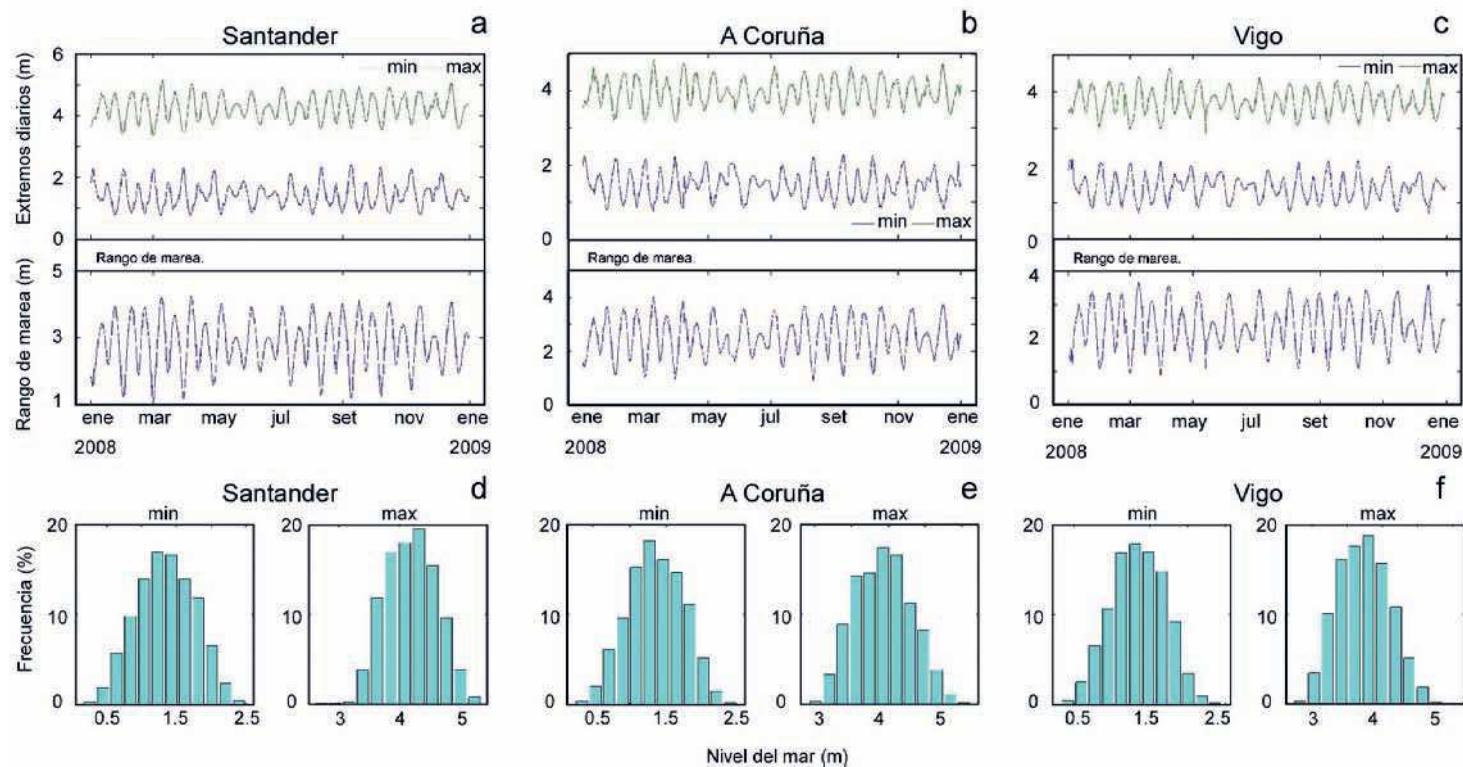


Figura 3.6. Series (a, b, c) e histogramas de frecuencias (d, e, f) de máximos y mínimos diarios de nivel del mar en Santander, A Coruña y Vigo en 2008.

Con objeto de conocer la evolución de niveles extremos estimados para periodos de retorno a 50 años, se han procesado los datos en bloques de 30 años con desplazamientos anuales (Fig. 3.7b). Estos niveles aumentan progresivamente en Santander y, menos marcadamente, en A Coruña que, junto con Vigo, presenta el máximo nivel de retorno en el periodo 1967-1997. El comportamiento de Vigo es mas variable y presenta además el mínimo valor estimado de 2.45 m para el periodo 1960-1990. En las tres localidades el máximo de estos niveles extremos para periodos de retorno a 50 años es del mismo orden que cuando se ha considerado el periodo completo de datos.

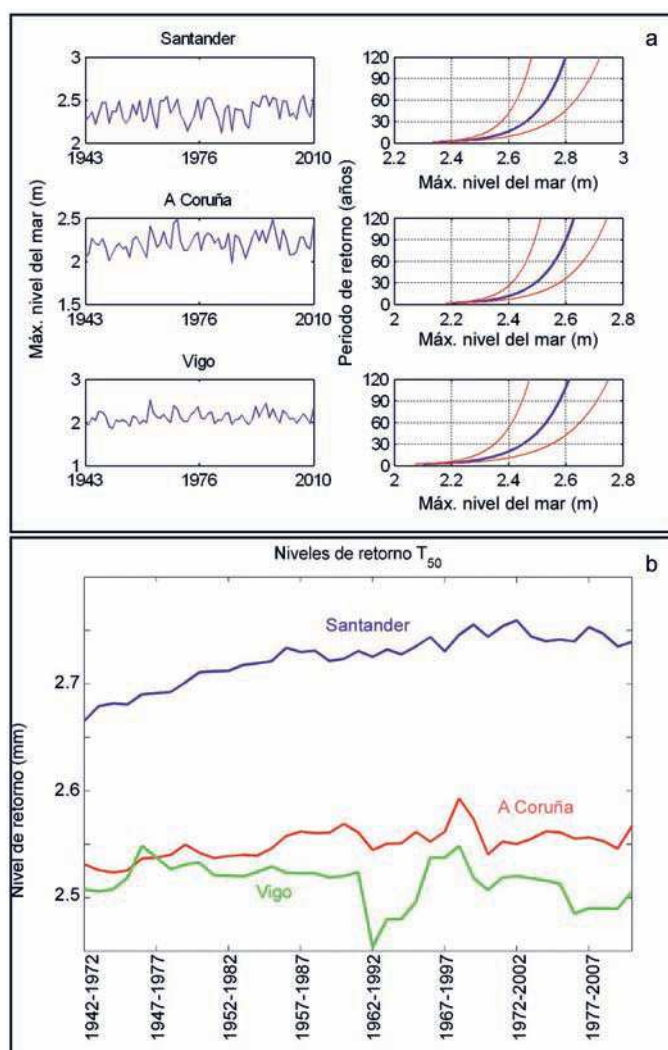


Figura 3.7. Series de valores máximos anuales del nivel del mar y periodos de retorno (a) y evolución de niveles de retorno (mm) estimados a 50 años calculados sobre bloques de 30 años con desplazamientos de 1 año (b) en Santander, A Coruña y Vigo.

	Santander	A Coruña	Vigo
nivel máximo registrado	2.55	2.48	2.51
nivel de retorno para 50 años	2.71±0.10	2.54±0.09	2.51±0.11
nivel de retorno para 120 años	2.80±0.12	2.63±0.11	2.61±0.11

Tabla 3.3. Valores anuales máximos de nivel del mar (m) registrados en cada estación para el periodo 1943-2010 y niveles de retorno para periodos de 50 y 120 años. Los valores están referidos al nivel medio de cada estación en el periodo de estudio.

Todos los resultados presentados en el apartado anterior han sido obtenidos a partir de datos horarios. Se ha realizado un estudio comparativo de niveles extremos a partir de muestreos a intervalos de 1 hora y de 5 minutos en la estación de Santander para el periodo (2004-2008). Las diferencias encontradas alcanzan los 0.08 m, lo que indica que a mayor frecuencia de muestreo mayor probabilidad de registrar niveles extremos superiores y, consecuentemente, mejorar las estimaciones de los niveles de retorno, al tiempo que permite corregir fácilmente errores de tiempo. Los registros gráficos analógicos (mareogramas) de estas localidades, que contienen información valiosísima al respecto (Fig. 3.8), están siendo digitalizados para evitar su pérdida, facilitar su acceso y poder analizar de forma sistemática los episodios extremos de alta frecuencia que han quedado registrados en ellos.

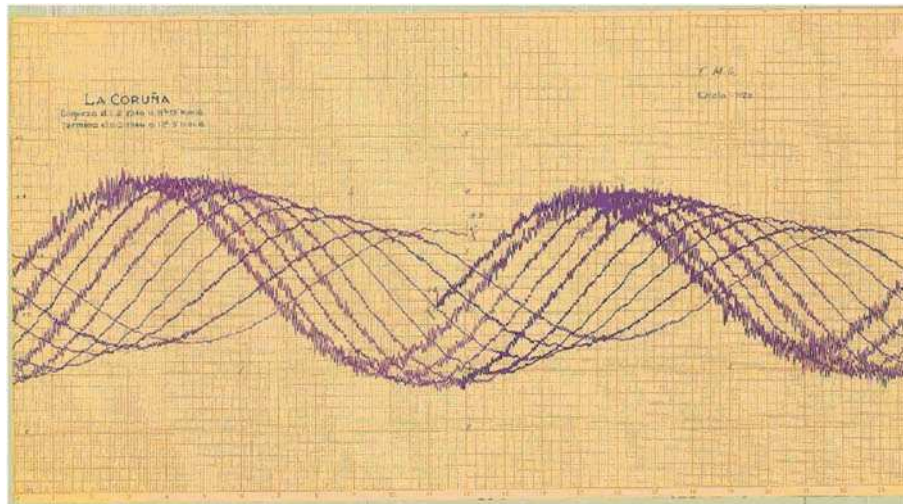


Figura 3.8. Ejemplo de registro en papel de mareograma de la estación de A Coruña (periodo (112/1946–1112/1946). Se aprecian las oscilaciones de alta frecuencia registradas.

3.6. Conclusiones

1. El nivel medio del mar en esta región muestra valores de tendencia, una vez corregida la GIA, de 2.37, 2.44 y 2.65 mm año⁻¹ en Santander, A Coruña y Vigo, respectivamente. Estos resultados son ligeramente superiores a los obtenidos a nivel global de 1.8 m para los últimos 70 años. La mayor subida de los últimos años, es atribuida a la variabilidad interdecadal con tendencias de hasta 20 mm año⁻¹. La evolución de las tendencias en periodos de 30 años presenta un ciclo con un valor mínimo en el periodo 1964-1993, que es atribuido a un aumento de la presión atmosférica media en invierno en toda la zona del sur de Europa.
2. El patrón general de la variabilidad espacial del nivel medio del mar responde al patrón NAO de variabilidad regional en la costa norte. El modo 1, que acumula el 81.86% de la variación total de los niveles medios de invierno, presenta un valor de correlación de -0.658 con NAO_w .
3. Las mareas son de carácter semidiurno con rangos que han llegado a alcanzar los 4.77, 4.38 y 4.01 m en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente. La amplitud y fase de la componente lunar M_2 , armónico que marca el patrón regional de la mareas en esta zona, aumenta hacia el nordeste.
4. Los niveles extremos estimados para periodos de retorno a 120 años superan en 0.25, 0.15 y 0.10 m los niveles máximos registrados a lo largo de los últimos 67 años en Santander, A Coruña y Vigo, respectivamente.
5. Con muestreos de mayor frecuencia se registran niveles extremos superiores, lo que permite mejorar las estimaciones de los niveles de retorno y , consecuentemente, diseñar con mayor seguridad las infraestructuras costeras.