

# TRABAJO FIN DE GRADO

---

---

---

## *VARIABILIDAD Y TENDENCIA DEL NIVEL DEL MAR EN EL ATLÁNTICO NORTE*



---

---

---

**Marisela Des Villanueva**  
**Grado en Ciencias Ambientales**  
**Tutor: Dra. M<sup>a</sup> Teresa de Castro Rodríguez**  
**Departamento de Física Aplicada**  
*Julio 2014*

Faculta<sub>d</sub>eCiencias

Universida<sub>d</sub>eVigo



***VARIABILIDAD Y TENDENCIA  
DEL NIVEL DEL MAR  
EN EL ATLÁNTICO NORTE***

***Trabajo Fin de Grado  
Grado en Ciencias Ambientales***

La imagen de la portada se ha obtenido de:

[http://www.heraldo.es/noticias/sociedad/2014/02/05/el\\_cambio\\_climatico\\_causara\\_perdidas\\_100\\_000\\_millones\\_anuales\\_esto\\_siglo\\_269108\\_310.html](http://www.heraldo.es/noticias/sociedad/2014/02/05/el_cambio_climatico_causara_perdidas_100_000_millones_anuales_esto_siglo_269108_310.html)



**Dra. M<sup>a</sup> Teresa de Castro Rodríguez**, profesora titular del área de Física de la Tierra, del departamento de Física Aplicada, de la Universidad de Vigo

INFORMA:

Que el trabajo titulado "**Variabilidad y tendencia del nivel del mar en el Atlántico Norte**" presentado por **D<sup>a</sup>./D. Marisela Des Villanueva, con D.N.I.: 76728044K**, ha sido realizado bajo mi dirección en el departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo, y autorizo su presentación como **Trabajo Fin de Grado del Grado de Ciencias Ambientales** al considerarlo apto para ser defendido.

Ourense, 23 de junio de 2014

D<sup>a</sup>. M<sup>a</sup> Teresa de Castro Rodríguez



# ÍNDICE

Resumen.....	3
Introducción.....	5
1.1. Nivel del mar.....	7
1.2. Causas de las variaciones en el nivel del mar .....	8
1.2.1. Variaciones superficiales.....	8
1.2.2. Variaciones volumétricas .....	9
1.2.3. Variaciones litosféricas .....	10
1.3. Medición del nivel del mar.....	12
1.3.1. Mareógrafos .....	12
1.3.2. Satélites altimétricos .....	13
2. Área de estudio y objetivos.....	15
2.1. Descripción de la zona .....	15
2.2. Objetivos .....	19
3. Datos y procedimientos .....	21
3.1. Datos .....	21
3.2. Procedimiento .....	23
4. Resultados.....	27
4.1. Evolución interanual del nivel del mar. Tendencias .....	27
4.1.1. Tendencias del nivel del mar relativo.....	27
4.1.2. Comparación entre métodos.....	89
4.1.3. Tendencias del nivel del mar eustático.....	90
4.2. Comparación y correlación entre estaciones. ....	93
4.3. Influencia de la longitud del período en el nivel del mar. ....	96
4.4. Influencia del período de estudio en las tendencias mensuales del nivel del mar. ....	98
5. Conclusiones.....	101
6. Bibliografía .....	103
7. ANEXOS .....	105
ANEXO I. CÁLCULO DE TENDENCIAS Y FIABILIDAD SEGÚN SPEARMAN.....	107
ANEXO II. CORRELACIÓN ENTRE ESTACIONES Y FIABILIDAD SEGÚN SPEARMAN .....	108





## *Resumen*

El aumento del nivel del mar tiene un fuerte impacto tanto medioambiental como económico. Este aumento podría implicar que las aguas anegasen zonas anteriormente secas produciéndose pérdidas y cambios en los humedales (hábitat de numerosas especies), cambios morfológicos en la costa debidos a la erosión, aumento del nivel base del alcance de las mareas en los ríos e intrusión de agua salada en acuíferos (reducción de la calidad y disponibilidad de agua potable). El aumento del nivel del mar además de afectar a las mareas y al oleaje propicia que las tempestades costeras sean más intensas. Todo ello conllevaría efectos económicos y sociales, los asentamientos costeros sufrirían inundaciones, pérdida de tierras e incluso podrían tener que ser abandonados, las islas de poca altitud podrían llegar a quedar completamente anegadas y el aumento en la intensidad de las tormentas provocaría daños en infraestructuras, paralización de la actividad pesquera, etc.

Por todo ello, deben tomarse medidas de mitigación, encaminadas a limitar y reducir la tasa de crecimiento del nivel del mar y medidas de adaptación, encaminadas a reducir la vulnerabilidad de los sistemas frente a los efectos del aumento del nivel del mar así como a beneficiarse de los posibles aspectos positivos. Para ello es necesario partir de un concienzudo estudio de la tendencia del nivel del mar y de la evolución de los factores asociados como por ejemplo, la tendencia de la temperatura (tanto atmosférica como oceánica), la vulnerabilidad socioeconómica y de los ecosistemas, etc.

En el presente trabajo se pretende caracterizar las tendencias del nivel del mar en la costa Noreste y Este del Atlántico Norte. Para ello se utilizaron los registros de mareógrafo disponibles para quince estaciones de la zona de estudio, determinando su climatología, anomalía y tendencia. Además, para determinar si existe relación entre el comportamiento del nivel del mar en las diferentes estaciones se ha realizado una correlación entre estaciones para un periodo de tiempo común. Finalmente, se estudió la dependencia de la tendencia obtenida con el período de tiempo utilizado.

De las quince estaciones utilizadas en doce se observa una tendencia significativamente positiva de aumento del nivel del mar (SLR) para todo el periodo de registro. En las otras tres estaciones (Algeciras, Ceuta y St. John de Luz/Socoa) la tendencia no es concluyente. El Noreste y Este del Atlántico Norte se pueden dividir en dos sub-zonas con comportamientos del nivel del mar similar. Una al Sur englobando las estaciones de Ceuta y Cádiz y otra al Norte con las de A Coruña, St. John de Luz, Brest, le Havre, Newlyn y Dublín. La elevación del nivel del mar es mayor durante el último periodo (1983- 2009) siendo especialmente intenso en la estación de Dublín a partir del año 2000.

Los resultados obtenidos son de utilidad para determinar qué áreas de la zona de estudio son más vulnerables ante el aumento del nivel del mar, pudiendo formar parte de una primera fase de estudios sobre los posibles efectos del SLR en estas zonas.

El trabajo de fin de grado que se muestra a continuación se ha dividido en las siguientes partes:

Tras el resumen se comienza con un capítulo introductorio donde se pretende explicar el interés del estudio así como los conceptos fundamentales para su comprensión. Posteriormente, en el capítulo 2, se muestra el área de estudio y los objetivos del trabajo de forma concisa. En el capítulo 3 se describen tanto la base de datos utilizada como el procedimiento llevado a cabo para trabajar con dichos datos. Los resultados y su discusión se muestran en el capítulo 4 empezando por una caracterización de la evolución y las tendencias del nivel del mar para todas las estaciones durante su periodo de registro y continuando con una comparación entre estaciones para un periodo común. Finalmente, en los capítulos 5 y 6 se muestran las conclusiones con los resultados más destacables del trabajo y una lista de las referencias utilizadas, respectivamente.

# ***Capítulo 1.***

## ***Introducción***

El Clima se define como el estado promedio del tiempo durante un período variable, normalmente y según la Organización Meteorológica Mundial (OMM) se toman 30 años (*Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, 2007*). El Sistema Climático puede considerarse un sistema termodinámico cerrado que se encuentra sujeto a forzamientos extremos, formado por cinco subsistemas abiertos que interaccionan entre ellos. De estos subsistemas la hidrosfera, formada por el agua líquida en superficie y aguas subterráneas (océanos, ríos, lagos, mares interiores, aguas subterráneas, etc.) es de gran importancia en los procesos climáticos y meteorológicos ya que ocupa alrededor de dos tercios de la superficie terrestre.

Aproximadamente el 70% de la superficie terrestre se encuentra cubierta por los océanos y grandes mares. La gran inercia térmica de estas masas de agua convierte a los océanos en sumideros de energía. Esta energía se acumula en forma de calor que se transporta de zonas de mayor a menor temperatura es decir de los trópicos hacia los polos, produciendo corrientes oceánicas cuasi horizontales. Las corrientes oceánicas se ven influenciadas por los gradientes de densidad (salinidad y temperatura) y los flujos de vientos (interacción atmósfera-océano) y regulan el clima.

El Cambio Climático es una importante variación estadística en el estado promedio del clima que persiste durante largos períodos de tiempo debida a procesos naturales o causas antropogénicas (IPCC, 2007). Los océanos juegan un papel muy importante en el Cambio Climático, la mayor parte de la energía absorbida se acumula en los primeros 700m provocando una expansión térmica de las masas de agua (subida del nivel del mar), la modificación de las corrientes (cambios del clima regional y global) y cambios en el estado bioquímico de los océanos (influyendo en la vida marina).

El nivel medio del mar es el valor promedio de la altura a la que se encuentra la superficie del mar respecto a un punto, Clavo de Referencia del Mareógrafo (CRM), durante un tiempo prefijado. Este punto está vinculado a un mareógrafo y fijo en la costa.

En el Cuarto informe del IPCC la elevación del nivel del mar (SLR) se define como “el ascenso del nivel medio del océano”, este ascenso puede ser debido a la elevación eustática o a la elevación relativa. La elevación eustática se debe al

incremento en el volumen de la masa oceánica mientras que la elevación relativa además tiene en cuenta cambios en los movimientos verticales de la litosfera.

El nivel del mar no es estático en el tiempo, existen evidencias geológicas de fluctuaciones a lo largo de grandes intervalos de tiempo. Durante el último período interglaciar (hace 125.000 años) se encontraba unos 2-6 m por encima del actual y durante la última glaciación (hace 20.000 años) unos 120 m por debajo (Gornitz, 1995). Se sabe que los movimientos verticales en la superficie continental, tanto debido a procesos tectónicos naturales como antropogénicos, pueden producir variaciones en el nivel del mar, pero las principales causas de estos cambios a gran escala son variaciones climáticas y variaciones en el volumen de la masa de agua oceánica.

Según el Cuarto informe del IPCC de forma general el nivel del mar está aumentando, siendo el promedio global para el período 1961-2003 de 1,8 mm/año [variando entre 1,3 y 2,3 mm/año] y para el período 1993-2003 de 3,1 mm/año [variando entre 2,4 y 3,8 mm/año], con un intervalo de confianza del 90%. Actualmente no es posible determinar si la mayor tendencia para el período 1993-2003 se debe a una variación decenal o constituye un aumento de la tendencia a largo plazo (IPCC, 2007).

Esta tendencia y el aumento de la temperatura superficial, mayor en tierra que en los océanos, se relacionan positivamente. La temperatura superficial influye directamente en la dilatación térmica y en la fusión de las masas de hielo y nieve, y estos factores son los principales causantes del aumento del nivel del mar. Por ello, el estudio de las variaciones en el nivel del mar es un importante indicador de las variaciones climáticas y la evolución del Cambio Climático.

A las variaciones en el volumen de masa oceánica se unen otras causas de la variación del nivel del mar: tectónica de placas, variaciones en la presión atmosférica, isostasia post-glaciar, cambios en la gravedad, extracción de aguas subterráneas y de reservas creadas por el hombre, mareas de origen astronómico y atmosférico, cambios en la erosión y sedimentación costera (Tel, 2007).

El aumento del nivel del mar tendría un fuerte impacto, tanto medioambiental como económico. Este aumento implicaría que las aguas anegasen zonas anteriormente secas produciéndose pérdidas y cambios en los humedales (hábitat de numerosas especies), cambios morfológicos en la costa debidos a la erosión, aumento del nivel base del alcance de las mareas en los ríos e intrusión de agua salada en acuíferos (reducción de la calidad y disponibilidad de agua potable). El aumento del nivel del mar además de afectar a las mareas y al oleaje propicia que las tempestades costeras sean más intensas. Cuando un sistema de bajas presiones toca tierra se produce una marea de tempestad, que es una elevación del nivel del mar por encima de lo esperado debido a las variaciones en el oleaje y que tienen lugar de forma puntual y local. Todo ello conllevaría efectos económicos y sociales en los asentamientos costeros que sufrirían inundaciones, pérdida de tierras e incluso pudiendo tener que abandonar estos asentamientos. Las islas de poca altitud podrían llegar a quedar completamente

anegadas y el aumento en la intensidad de las tormentas provocaría daños en infraestructuras, paralización de la actividad pesquera, etc.

Por todo lo descrito anteriormente, deben tomarse medidas de mitigación, las cuales están encaminadas a limitar y reducir la tasa de crecimiento del nivel del mar y medidas de adaptación, encaminadas a reducir la vulnerabilidad de los sistemas frente a los efectos del aumento del nivel del mar así como a beneficiarse de los posibles aspectos positivos. Para ello es necesario partir de un concienzudo estudio de la tendencia del nivel del mar, así como de la evolución de los factores asociados como por ejemplo, la tendencia de la temperatura (tanto atmosférica como oceánica), la vulnerabilidad socioeconómica y de los ecosistemas, etc.

Existe una gran cantidad de estudios encaminados a la evaluación de los posibles efectos económicos que implicarían la subida del nivel del mar, como por ejemplo el llevado a cabo por los investigadores Richard S. J. Tol y titulado “*The double trade-off between adaptation and mitigation for sea level rise: an application of FUND*”, en el cual se utilizan cuatro escenarios diferentes parametrizados en función de diferentes crecimientos poblacionales, cambios climáticos en el nivel del mar y medidas adoptadas de mitigación y adaptación para estimar los posibles efectos del nivel del mar. En 2100, para el escenario de crecimiento poblacional más probable la subida del nivel del mar podría anegar países enteros, pudiendo reducirse este impacto con medidas mitigantes como la estabilización de la concentración de dióxido de carbono en la atmósfera a 500ppm, que conllevaría un 10% menos de impacto, siendo el impacto menor cuanto mayor sea la reducción y cuantas más medidas adaptativas se tomen (Tol, 2007).

### **1.1. Nivel del mar**

Históricamente se considera el nivel del mar o nivel relativo del mar a la altura que presenta la superficie del mar respecto a un punto denominado Clavo de Referencia del Mareógrafo (CRM) (en inglés Tide-Gauge Bench Mark, TGBM), que se encuentra fijo en la costa y vinculado al mareógrafo. Los cambios producidos se denominan cambios relativos y son de gran utilidad en los estudios de impacto costero.

En algunas investigaciones se determina la media global del nivel del mar en función de la tasa geocéntrica de cambio o cambios absolutos, que miden las variaciones en la superficie del mar en relación al centro de la tierra.

Las variaciones del nivel del mar a gran escala son debidas a cambios en el volumen del agua y la forma de las cuencas oceánicas. De forma local y a escala temporal de horas, el nivel de la superficie de los océanos sube y baja debido a las influencias gravitacionales de la Luna y el Sol (mareas), a la presión atmosférica y a los vientos.

## **1.2. Causas de las variaciones en el nivel del mar**

### **1.2.1. Variaciones superficiales**

Las mareas son cambios periódicos en el nivel del mar causados por la influencia gravitacional de la Luna y el Sol sobre las masas de agua. En casi toda la costa atlántica las mareas son oceánicas y semidiurnas, la periodicidad entre dos pleamar (o bajamar) es de 12h 25min 14s, así, en aproximadamente un día (24h, 50min 25s) se producen dos mareas altas y dos mareas bajas. La amplitud de marea varía a lo largo del mes y según la época del año. El rango de marea es la diferencia entre la pleamar y la bajamar y depende del volumen de agua y de la geografía de la cuenca distinguiéndose tres tipos: micromareal (amplitud de marea menor de 2m), mesomareal (entre 2 y 4m) y macromareal (mayor de 4m). En el canal de Bristol se dan rangos de hasta 9 m por lo que se considera macromareal, la costa gallega se encuentra en una zona mesomareal, mientras que la costa mediterránea es una zona micromareal. Al rango de marea también se le conoce como carrera o amplitud de marea.

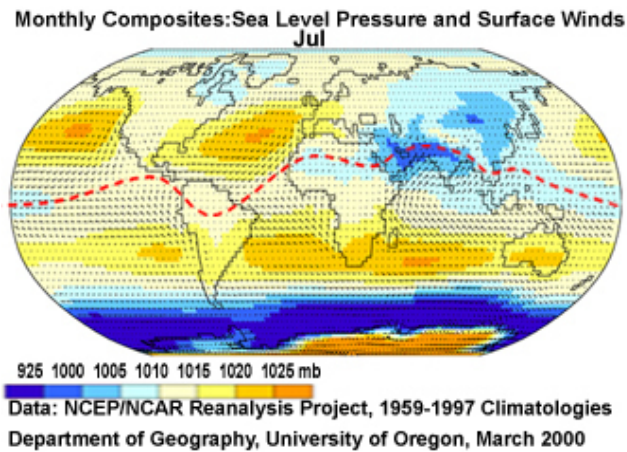
El nivel del mar se ve influenciado por los fenómenos meteorológicos, principalmente la fricción del viento y la respuesta barométrica (García- Lafuente, 2004).

Así la fricción del viento en la superficie del océano produce un arrastre de la superficie del agua que da lugar a las olas de viento. La altura de dichas olas depende de la velocidad, persistencia y estabilidad en la dirección del viento. Esta altura puede ir desde unos pocos mm a superar los 30 m, aunque los valores típicos cerca de costa oscilan entre 1 y 4 m.

La respuesta barométrica es función de la presión atmosférica. Aunque por convenio la presión atmosférica normalizada a nivel del mar es de 1 atm (1013,25mb), dependiendo de las condiciones atmosféricas ésta puede variar entre 980 y 1050mb, este fenómeno se conoce como efecto de barómetro invertido. Una primera aproximación teórica consiste en suponer que el nivel del mar se encuentra en equilibrio hidrostático con la presión y que no existen corrientes externas, resolviendo la ecuación de movimiento se obtiene que una reducción de 1,005mb conlleva una elevación del nivel del mar de 1cm. Teniendo en cuenta este resultado y el intervalo de variación de la presión atmosférica, obtenemos que la altura de la superficie oceánica puede oscilar en torno a 70 cm por causas barométricas.

En el océano abierto este cálculo teórico se acerca a la realidad, pero en mares cerrados y zonas costeras la respuesta es muy variable y pocas veces se puede calcular.

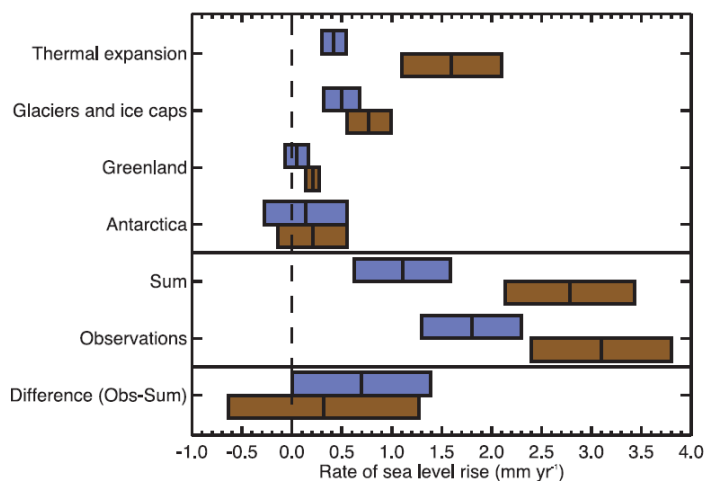
Para suavizar el efecto de estas variaciones se utiliza el nivel medio del mar, valor promedio del nivel del mar medido durante un tiempo prefijado.



**Fig. 1.1.** Presión a nivel del mar y vientos en superficie promediados para el mes de Julio. (Imagen obtenida de *University Corporation for Atmospheric Research*, 2011).

### 1.2.2. Variaciones volumétricas

Las variaciones volumétricas son el principal factor de modificación del nivel del mar. Para el período 1961-2003 la expansión térmica, el deshielo de los glaciares y las descargas de los ríos contribuyeron aproximadamente en un 51% mientras que el deshielo de Groenlandia y la Antártida lo hicieron en un 11%. Así, la tasa de aumento total fue de  $1,8 \pm 0,5$  mm/año, de la cual se estima que  $1,1 \pm 0,5$  mm/año se debió a las variaciones volumétricas. (IPCC, 2007).



**Fig. 1.2.** Estimación de las contribuciones al aumento del nivel del mar por factores volumétricos. Azul período 1961-2003, marrón período 1993-2003 (IPCC, 2007).

El coeficiente de expansión térmica para el océano tropical y latitudes medias es de aproximadamente  $2,25 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ , esto quiere decir que un aumento de  $0,5^\circ\text{C}$  provocaría un aumento de 10 cm en el espesor de una capa oceánica de 1.000m (Douglas, ,2001). Para el período 1961-2003 el aumento del nivel del mar debido a la

expansión térmica fue de 0,42 mm/año, tasa que se vio aumentada en el período 1993-2003 (1,6mm/año) (IPCC, 2007).

Los océanos constituyen el mayor reservorio de agua del planeta, albergando el 96,5% del agua. Los casquetes polares, los glaciares y el permafrost son el segundo reservorio con un 1,76% del agua del planeta, alrededor del 69% del agua dulce existente. En tercer lugar se encuentran las aguas subterráneas (1,7% del total) y por último los lagos y ríos (0,04%). El balance neto entre los diferentes componentes del sistema hidrológico se expresa mediante la ecuación

$$P - E \pm S = R$$

Donde  $P$  representa la precipitación;  $E$  es la evaporación/evapotranspiración;  $S$  los cambios en el almacenamiento y  $R$  la escorrentía. Para resolver esta ecuación se debe tomar un período en el cual las condiciones iniciales y finales sean razonablemente equivalentes (Gornitz, 2001).

Como se observa en la ecuación anterior, una modificación en los reservorios ( $S$ ) implica la modificación del Ciclo Hidrológico.

Así, y de forma natural se produce un deshielo en la Criosfera durante el verano el cual debería verse compensado por las precipitaciones en forma de nieve que se producen en invierno, pero el aumento de la temperatura debido al Cambio Climático ha provocado un acortamiento del período invernal retrasando el inicio del invierno y adelantando la primavera, lo que propicia el aumentando la tasa de deshielo e impidiendo la recuperación de la masa helada. Esto provoca que el aporte de agua a los océanos sea superior a la evaporación y consecuentemente aumente el nivel del mar. Las mediciones mediante satélite son de gran utilidad para el control de la tasa de deshielo, ya que permiten conocer la altura y la densidad de las masas heladas.

El impacto antrópico en el Ciclo Hidrológico viene determinado por las modificaciones en el suelo. La deforestación, la urbanización y las tierras de cultivo disminuyen la capacidad de infiltración del agua, por lo que aumenta la cantidad de agua que se pierde por escorrentía y disminuyen las reservas de los acuíferos.

### **1.2.3. Variaciones litosféricas**

Durante el siglo XVIII, Anders Celsius llevó un estudio en la costa sueca consistente en marcar rocas a lo largo de la costa. Mediante este estudio concluyó que se estaba produciendo un aumento en el nivel del mar, al contrario de lo que se creía, y al mismo tiempo se estaba produciendo una elevación desigual de la tierra. Posteriormente, en 1865, Thomas Jamieson relacionó esta elevación de la tierra con la última edad de hielo. A este fenómeno se le conoce como Ajuste Isostático Glacial (Glacial Isostatic Adjustment, GIA) y es un efecto físico de elevación de las masas terrestres que afecta al Norte de Europa, Siberia, Canadá y la región de los Grandes Lagos.

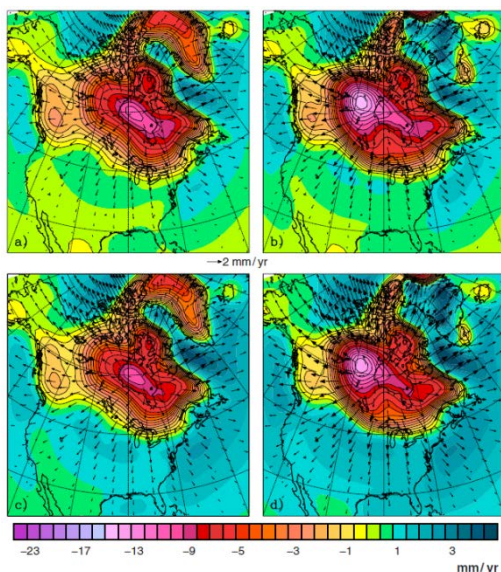


Durante la última glaciación, que se cree que comenzó en el Hemisferio Norte hace 115.000 años y terminó hace 10.000 años, los casquetes polares se extendieron casi hasta el Ecuador. La carga de hielo provocó el hundimiento de la corteza en el manto, depresión isostática, y la rigidez de la litosfera provocó que las zonas periféricas a las regiones cubiertas de hielo se elevaran, “*glacial forebulge*”.

Una vez iniciada la desglaciación, la respuesta de la litosfera fue diferente en función de la proximidad a las regiones cubiertas de hielo, dividiéndose en dos zonas las regiones cubiertas de hielo y la periferia. Así, en las regiones cubiertas de hielo conforme los glaciares se retiraron y la carga comenzó a disminuir la litosfera comenzó a elevarse. La viscosidad del manto impidió que se produjese un brusco retorno, por lo que el ajuste post-glaciar se está llevando a cabo en dos fases. La fase inicial, denominada fase elástica, estuvo caracterizada por una tasa de elevación alta que fue disminuyendo exponencialmente hasta entrar en la fase actual, denominada fase viscosa y caracterizada por una tasa de elevación baja. Estudios realizados en el Norte de Europa mediante GPS por la red GPS BIFROST indican que en la actualidad la tasa máxima de levantamiento es de 10 mm/año (Milne, G. A. et al, 2004). Como consecuencia, se produce una disminución del nivel del mar relativo.

En las zonas periféricas se está produciendo un colapso del efecto *forebulge*, como consecuencia la litosfera se hunde produciendo una extrusión del manto y un desplazamiento de masa, aumentando el radio local del planeta. En estas zonas se produce un aumento del nivel del mar relativo, por lo que un aumento del nivel del mar eustático tendrá mayor impacto.

Por otro lado a nivel local y a escalas de tiempo más cortas, existen otros factores como los terremotos, la sedimentación y el aprovechamiento de acuíferos, entre otros, que causan movimientos litosféricos provocando variaciones aparentes en el nivel del mar. Estas variaciones son difícilmente cuantificables y modelables, aunque las mediciones por satélites permiten monitorizar la posición de los clavos de referencia permitiendo su corrección.



**Fig. 1.3.** Predicción de las tasas de movimiento vertical (escala de grises) y horizontal según los modelos ICE-4G (VM2) e ICE-5GP. (a), (b) excluyen el efecto “broad shelf” y la retroalimentación de rotación; (c), (d) incluyen ambas influencias (Peltier, 2002).

### 1.3. Medición del nivel del mar

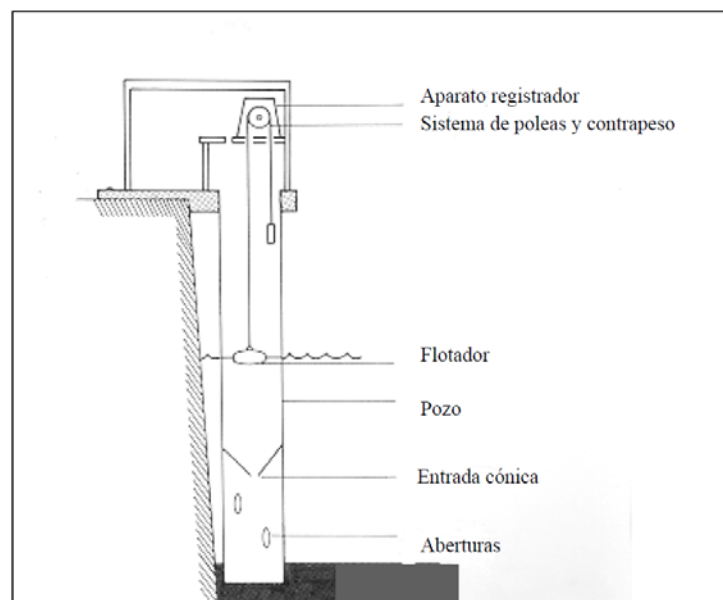
Los primeros registros estaban enfocados a asegurar la entrada de barcos en los puertos y consistían en medidas visuales de la bajamar y pleamar para lo que se utilizaban marcas en las rocas o en las plataformas de los puertos. En el siglo XIX comenzaron a utilizarse los primeros instrumentos mecánicos aumentando la precisión y el número de registros. Desde los años 90 se incorporaron los registros de satélites altimétricos consiguiendo mediciones globales.

La interacción atmósfera-océano, las modificaciones en el campo gravitacional terrestre, los cambios en las cuencas oceánicas y los movimientos litosféricos dificultan la medición del nivel del mar.

#### 1.3.1. Mareógrafos

Los mareógrafos miden la distancia vertical entre un punto de referencia y la superficie del mar en un instante con una precisión aproximada de 1 cm. Existen diferentes tipos de mareógrafos, aunque el más utilizado es el mareógrafo de flotador.

Un mareógrafo de flotador, como se muestra en la figura 1.4, consta de un flotador que descansa sobre la superficie del agua y se sitúa dentro de un pozo vertical lo suficientemente largo para cubrir el rango de marea de la zona. Su parte inferior está agujereada permitiendo que el agua entre y salga y limitando los efectos del oleaje pero no de las mareas. El llenado del pozo hasta el nivel del mar hace que el flotador suba. El flotador está conectado mediante un cable y un sistema de poleas a un aparato de registro mediante el que referencia los datos temporalmente.



**Fig. 1.4.** Esquema de un mareógrafo de flotador.

Las lecturas del mareógrafo se referencian a un plano del suelo al que el mareógrafo da la lectura cero, este plano se denomina nivel cero. Generalmente se escoge el plano inferior de un travesaño de esclusa o un punto poco profundo del puerto, por lo que la medida indicada por el mareógrafo se corresponde con la profundidad del agua por encima de estos puntos.

A su vez el nivel cero está referenciado a una cota, que es un punto claramente marcado y localizado en una superficie estable. Normalmente se utilizan tres cotas para evaluar la estabilidad de la superficie así, si las tres cotas mantienen la estabilidad entre ellas se considera que el terreno es estable.

Para identificar rápidamente si el mareógrafo está funcionando correctamente se coloca una barra de marea en cada estación de mareógrafo. Se trata de una regla graduada vertical con un rango de graduación lo suficientemente grande como para abarcar el mayor rango de marea que se prevé.

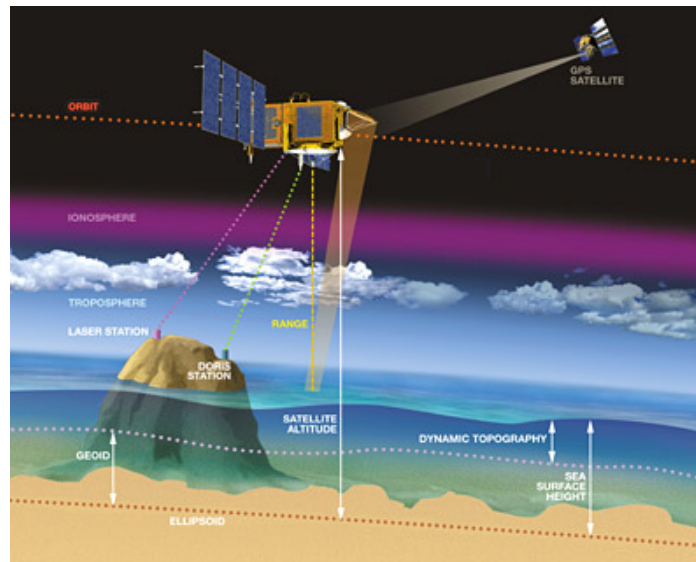
Para determinar la precisión del mareógrafo se utiliza la prueba de Van Castele, en la que se comparan las lecturas del mareógrafo y de una sonda manual durante un ciclo de marea, la suma de ambas lecturas debe ser constante. Además, si se representan los resultados elaborando un diagrama se pueden identificar los defectos del mareógrafo (Comisión Oceanográfica Intergubernamental, 1985).

En los registros del mareógrafo se pueden presentar variaciones aleatorias que influyen en la precisión de los datos. Así, el estiramiento del alambre que sujeta el flotador, el desgaste de los piñones o el deterioro del flotador son algunos de los factores que provocan errores en la medida, siendo difícilmente cuantificables aunque se pueden minimizar con un adecuado mantenimiento.

Otros tipos de mareógrafos son: el mareógrafo de presión, que mide la presión submarina de un punto de densidad del agua o aceleración de la gravedad conocidas y calcula la altura; el mareógrafo acústico, que mide el tiempo de retorno de una onda acústica entre el emisor y la superficie del mar y el mareógrafo de radar, que es similar al acústico pero utilizando ondas de radar.

### **1.3.2. Satélites altimétricos**

La primera misión destinada a cartografiar la topografía de la superficie de los océanos fue puesta en marcha con el lanzamiento del satélite TOPEX/Poseidón en 1992. El cual siguiendo una órbita polar a 1.336 km de altura, con un período de 10 días y una precisión de 3cm ha aportado datos del nivel del mar hasta 2.006, cuando dejó de funcionar. A éste se unió en 1995 el satélite ERS2, en 2001 el Jason-1, en 2002 el Envisat y el Spot y en 2008 el Jason-2 por lo que actualmente se encuentran en órbita cinco satélites provistos de altímetros de radar que registran la topografía terrestre, la altura de la superficie del mar, de las capas de hielo y de las masas de agua dulce en cualquier punto del planeta (<http://www.aviso.oceanobs.com/en/altimetry/history.html>).



**Fig. 1.5.** Imagen de un altímetro obtenida de <http://www.aviso.oceanobs.com/es/altimetria/principio.html>

El altímetro emite una onda radar que es reflejada por la superficie y vuelve a captarla. A partir del tiempo que tarda la onda desde que se emite hasta que se recibe se calcula la distancia satélite-superficie. Para conseguir una precisión centimétrica es necesario conocer de forma muy precisa la posición del satélite dentro de la órbita y modelar las perturbaciones que sufre la onda debido a la cubierta de nubes, el estado del mar, etc.

Las mediciones altimétricas presentan problemas en los registros en el contorno costero, por lo que para estos registros sigue siendo imprescindible la toma de datos mediante mareógrafos. Además, los mareógrafos se utilizan para la calibración de los altímetros los cuales, a su vez, aportan información sobre los movimientos verticales del terreno, ayudando a la corrección de este error.

## ***Capítulo 2.***

### ***Área de estudio y objetivos***

#### **2.1. Descripción de la zona**

El Océano Atlántico es el océano más joven, se formó aproximadamente hace 200 millones de años y es el segundo océano más extenso después del Pacífico, ocupando un 20% de la superficie del planeta. Al Norte se encuentra el océano Glacial Ártico y al Sur el océano Antártico, el límite Oeste sigue la costa Este americana y el Este la costa Oeste de Europa y África; la línea Ecuatorial lo divide en dos partes, el Atlántico Norte y el Atlántico Sur. El Atlántico se encuentra dividido de Norte a Sur por la Dorsal Mesoatlántica, que se extiende desde 87°N hasta 58°S con una anchura máxima de 1600 km. En algunos puntos su altura supera a la de la superficie del mar formando islas. La Dorsal Mesoatlántica se forma en los límites de la placa Euroasiática, Norteamericana, Sudamericana y Africana.

La salinidad en mar abierto varía entre 33 y 37 partes por mil, dependiendo de la latitud. Los valores más altos se dan al Norte del ecuador debido a la mayor evaporación, y los valores mínimos a latitudes altas debido al aporte de agua dulce a causa del deshielo y la desembocadura de grandes ríos. La temperatura superficial varía en un rango de 2 a 29°C con la latitud, las corrientes y las estaciones. Las máximas se dan al Norte del ecuador y las mínimas en los polos.

El clima está influenciado por la temperatura de las aguas superficiales, las corrientes y los vientos. Las variaciones climáticas estacionales son moderadas ya que las masas de agua son grandes reguladores térmicos. Las zonas más cálidas se encuentran al Norte del ecuador y las más frías en latitudes altas (zonas de hielo marino).

La corriente oceánica más importante para el clima es la Circulación Termohalina, que se inicia en latitudes altas del Atlántico Norte, donde el agua fría y salina cae hasta el fondo creando las aguas Abisales del Atlántico Norte. Estas aguas fluyen hacia el Sur hasta el océano Antártico donde giran hacia el este dividiéndose en dos ramas, una hacia el océano Índico y otra hacia el Pacífico. El calentamiento paulatino de estas aguas hace que disminuya la densidad y afloren hacia la superficie al Norte del Pacífico y en el Índico meridional. Las corrientes superficiales impulsan el agua hacia el Oeste calentándose, evaporándose y aumentando su salinidad. En la punta de África el agua atraviesa el Atlántico hacia el Norte, formando la corriente del Golfo.

En su camino hacia el Norte el agua cálida y salada comienza a enfriarse aumentando su densidad hasta que en latitudes altas vuelve a caer, continuando el ciclo.

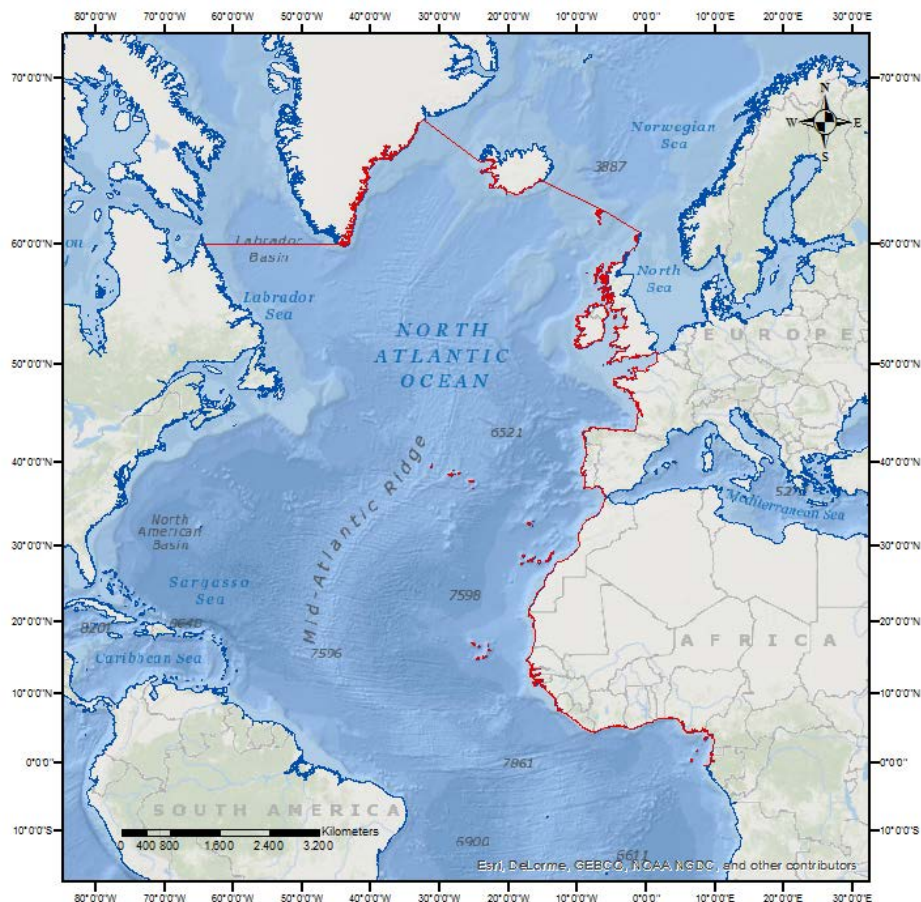
El aumento del aporte de agua dulce en el Atlántico Norte, debido al deshielo y a la descarga de los ríos puede ocasionar un debilitamiento o al colapso de la Corriente Termohalina. Se cree que el colapso de la Circulación Termohalina fue el factor desencadenante de la Última Glaciación, hace 115.000 años.

La costa Este del Atlántico Norte posee una densidad de población mucho mayor en las zonas costeras que en el interior, destacando las costas ibéricas y del Mar del Norte con más de 500 habitantes por km<sup>2</sup>. La economía de estas zonas costeras se basa en la industria, el turismo y la agricultura intensiva. La economía de Islandia, Noruega, las islas Feroe y Groenlandia se basa en la industria pesquera; la producción de petróleo y gas en el Mar del Norte es de gran importancia para la economía de Dinamarca, el Reino Unido y los Países Bajos. En estos últimos además, las industrias relacionadas con la ingeniería costera se encuentran en auge, sobre todo las relacionadas con las energías renovables marinas. La economía irlandesa se basa en el transporte y la industria marisquera, mientras que para Francia, España y Portugal prima el turismo costero (OSPAR Commission, 2010). Esta intensa relación entre el medio marino y la economía hace imprescindible el conocimiento del impacto de las actividades humanas sobre el sistema físico y biológico marino así como las respuestas de éstos a los cambios debidos tanto a procesos naturales como antropogénicos. El presente estudio se centra en el aumento del nivel del mar en la costa Noreste y Este del Atlántico Norte, excluyendo el mar del Norte.

Según la Organización Hidrográfica Internacional, y tal como se observa en la figura 2.1, el límite Norte viene delimitado por una línea de posición desde el punto 60°00'N – 64°10'W, en la costa de Labrador (Canadá) hacia el Este a lo largo del paralelo 60°N hasta la costa Suroeste de Groenlandia (60°00'N – 44°50'W). Desde esta posición continua hacia el Noroeste a lo largo de la costa Suroeste hasta llegar a cabo Edward Holm (67°51'N – 32°11'W) desde donde se traza una línea hasta Bjargtangar (65°30'N – 24°32'W), extremo occidental de Islandia, continuando por la costa Suroeste hasta Stokksnes (64°14'N – 14°58'W), en la costa oriental de Islandia. Una línea une Stokksnes con el extremo Norte de Fuglöy (62°21'N – 6°15'W), en las islas Faroe, y otra une Fuglöy y Muckle Flugga (60°51'N – 0°53'W) extremo Norte de las islas Shetland. Desde Muckle Flugga se traza otra línea hacia el Este a lo largo del paralelo (60°51'N) a la costa Suroeste de Noruega (60°51'N – 4°40'E).

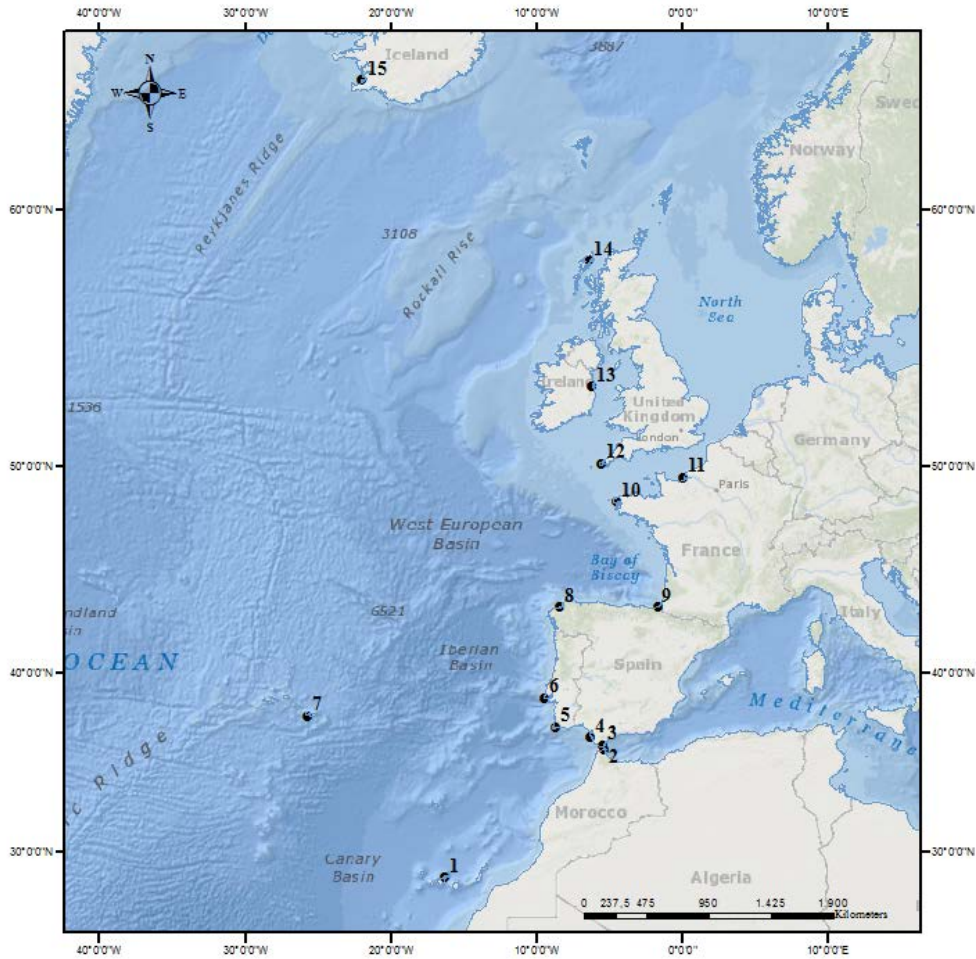
El límite Este de la zona de estudio discurre desde Muckle Flugga (60°51'N – 0°53'W), punto más al Norte de las islas Shetland, a lo largo del paralelo 60°51'N hasta Herma Ness (60°51'N – 0°54'W), al Noroeste de las islas Rumbings. Continúa por la costa Oeste de esta isla hasta Spoo Ness (60°45'N – 0°57'W) y una línea une este punto con Gloop Ness (60°44'N – 1°04'W), extremo Norte de la isla Yell. Otra línea une Gloop Ness a Nev de Stuis (60°40'N – 1°09'W) y Nev de Stuis a Punta de Fethaland (60°38'N – 1°18'W). El límite continúa siguiendo la costa Oeste de esta isla hacia el Sur

hasta llegar a Horse Island (59°51'N – 1°19'W) que se une mediante una línea al punto (59°24'N – 2°23'W) donde se sitúa el arrecife Skerry en el extremo Norte de la isla Ronaldsay, continuando esta línea hasta Mull Head (59°23'N – 2°53'W) y hasta Bow Head (59°22'N – 2°57'W), extremo Norte de la isla Westray, siguiendo la costa hasta Inga Ness (59°17'N – 3°01'W) punto que se une con el extremo Norte de la isla Mainland, (59°09'N – 3°13'W). Se sigue la línea de la costa occidental hasta Breck Ness (58°58'N – 3°21'W) y una línea une este punto con Kame de Hoy (58°56'N – 3°24'W) siguiendo la costa de la isla de Hoy hasta Tor Ness (58°47'N – 3°24'W) que se une al extremo Norte de Escocia (58°40'N – 3°23'W). Se sigue la costa escocesa e inglesa hasta Punta Hope (51°10'N – 1°24'E), la línea que une Punta Hope con el Faro Walde (51°00'N – 1°55'E) es un límite común con el Canal Inglés o Canal de *La Manche*. Desde el Faro Walde el límite sigue la costa Oeste Europea hasta el cabo Trafagal (36°11'N – 6°02'W) en la costa Sur de España, desde donde una línea une cabo Trafagal al cabo Espartel (35°48'N – 5°55'W) en Marruecos, límite común con la región del Mediterráneo. Desde cabo Espartel el límite discurre hacia el Sur a lo largo de la costa occidental de África hasta llegar a cabo López (0°37'S – 8°43'E) en Gabon (International Hydrographic Organization, 1953 [http://www.iho.int/srv1/index.php?option=com\\_content&view=article&id=446%3As-23wg&catid=66%3a4s-23wg&Itemid=287](http://www.iho.int/srv1/index.php?option=com_content&view=article&id=446%3As-23wg&catid=66%3a4s-23wg&Itemid=287)).



**Fig. 2.1.** Límite Norte y Este del Atlántico Norte

En este trabajo se han utilizado los datos de marea recogidos por mareógrafos situados en 15 puntos lo largo de la costa Noreste y Este del Atlántico Norte tal como se muestra en la figura 2.2.



**Figura 2.2.** Posición de las estaciones utilizadas

En la tabla 2.1 se recogen las principales características de las estaciones de medición utilizadas: su código de identificación según el Servicio Permanente para el Nivel del Mar, la autoridad responsable de cada estación y su localización.



**Tabla 2.1.** Posición de las estaciones utilizadas y organismos responsables.

ESTACIÓN	CÓDIGO PSMSL	AUTORIDAD RESPONSABLE	SITUACIÓN	
			LATITUD (°)	LONGITUD (°)
1.Santa Cruz de Tenerife I (España)	370-032	Instituto Español de Oceanografía	28,483333	-16,23333
2.Ceuta (España)	340-001	Instituto Español de Oceanografía	35,900000	-5,316670
3.Algeciras (España)	220-011	Instituto Español de Oceanografía	36,116667	-5,433333
4.Cádiz III (España)	220-003	Instituto Español de Oceanografía	36,533333	-6,283333
5.Lagos (Portugal)	210-031	Instituto Geográfico Portugués	37,100000	-8,666667
6.Cascais (Portugal)	210-021	Instituto Geográfico Portugués	38,683333	-9,416667
7.Ponta Delgada (Portugal)	360-001	Instituto Hidrográfico Portugués	37,736000	-25,67116
8.A Coruña I (España)	200-030	Instituto Español de Oceanografía	43,366667	-8,400000
9.St. John de Luz/Socóa (Francia)	190-141	Servicio Hidrológico y Oceanográfico de la Marina	43,395239	-1,681623
10.Brest (Francia)	190-091	Servicio Hidrológico y Oceanográfico de la Marina	48,382900	-4,495040
11.Le Havre (Francia)	190-051	Servicio Hidrológico y Oceanográfico de la Marina	49,482015	0,106066
12.Newlyn (Reino Unido)	170-161	Laboratorio oceanográfico Proudman	50,103000	-5,542833
13.Dublín (Irlanda)	175-071	Laboratorio oceanográfico Proudman	53,350000	-6,216667
14.Stornoway (Reino Unido)	170-251	Laboratorio oceanográfico Proudman	58,207806	-6,388972
15.Reykjavik (Islandia)	010-001	Servicio Hidrográfico de Islandia	64,150583	-21,939880

## 2.2. Objetivos

El presente trabajo tiene como objetivo analizar la variabilidad y la tendencia del nivel del mar en la costa Noreste del Atlántico Norte mediante el estudio individualizado de los datos de elevación de marea recogidos en 15 puntos de la citada costa.

Para ello se desarrollaron dos fases con sus correspondientes objetivos principales:

En la primera fase se analizan los datos de cada estación de forma individual, calculando la climatología y la variación interanual de los datos y sus anomalías a escala mensual. También se calculó la tendencia de la elevación de la marea, tanto a escala mensual como anual, durante todo el período de registro disponible de cada estación.

En la segunda fase se correlacionan las estaciones entre sí para un período de tiempo común analizando si su variabilidad es similar o si existen singularidades.

Finalmente, se comprueba la dependencia de las tendencias obtenidas con el período de tiempo considerado y la duración del mismo.



## ***Capítulo 3.***

### ***Datos y procedimientos***

#### **3.1. Datos**

Para la realización del presente estudio se han utilizado los datos mensuales de nivel del mar disponibles a través de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar (PSMSL), consultada el 17 de julio de 2013 (<http://www.psmsl.org/data/obtaining/>). El acceso a esta base de datos se realizó a partir de la página web de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de Estados Unidos (*National Oceanic and Atmospheric Administration*, NOAA) mediante el enlace <http://www.tidesandcurrents.noaa.gov/sltrends/>.

El Servicio Permanente para el Nivel del Mar 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.

Al tratarse de una base de datos aportados por diferentes organismos y a pesar de que se tiende a la normalización, el tratamiento de los datos brutos varía de un organismo a otro aunque todos están ajustados respecto 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 los valores negativos.

Dependiendo de la estación los datos son continuos, tomados cada diez minutos o cada quince, 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 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 Servicio permanente para el Nivel del mar en su *“Manual de Medición e Interpretación del Nivel del Mar”*.

Un filtro X o Doodson es un filtro simple diseñado para amortiguar las principales frecuencias de marea. Se consideran 19 valores a cada lado de un valor central y calcula un promedio ponderado con los siguientes pesos.

Para  $1 < t < 19$

$$F(t) = (2,1,1,2,0,1,1,0,2,0,1,1,0,1,0,0,1,0,1)$$

Si los valores iniciales tienen una frecuencia superior a la hora, primerio se promedian para dar valores horarios.

El filtro es simétrico, de manera que  $F(t) = F(-t)$  y se utiliza cada día, dando una media que se calcula a partir de la ecuación:

$$X_T = \frac{1}{30} \sum_{d=-19}^{d=19} F(d)H(T+d), \quad d \neq 0$$

en la cual  $H(t)$  designa los ascensos del nivel del mar y  $T = 12:00$  horas

La duración de los registros de elevación del nivel del mar y el tipo de mareógrafo utilizado depende de cada una de las estaciones. En la tabla 3.1 se recogen estas características para las estaciones estudiadas.

**Tabla 3.1.** Período de registro e instrumentación.

ESTACIÓN	PERÍODO	TIPO DE MAREÓGRAFO				
		Flotador	Presión	Bubbler	Acústico	Radar
1.Santa Cruz de Tenerife I	1992-2011					X
2.Ceuta	1944-2012	X				
3.Algeciras	1943-2002					X
4.Cádiz III	1961-2012					
5.Lagos	1908-1999		X			X
6.Cascais	1882-1993	X			X	
7.Ponta Delgada	1978-2007	X			X	
8.A Coruña I	1943-2012	X				
9.St. John de Luz/Socoa	1942-2011					X
10.Brest	1807-2011	X			X	X
11.Le Havre	1941-2011					
12.Newlyn	1915-2012	X	X	X		X
13.Dublín	1938-2009					X
14.Stornoway	1977-2012	X		X		
15.Reykjavik	1956-2012	X	X			

Para corregir el Ajuste Isostático Glacial se ha utilizado la tabla de valores del modelo geodinámico ICE 4G (VM2) propuesto por Peltier (Peltier, 2001). Los valores obtenidos para las estaciones de estudio se muestran en la tabla 3.2.

**Tabla 3.2.** Valores de corrección del AIG según el método ICE 4G (VM2).

<b>ESTACIÓN</b>	<b>ICE 4G (VM2) (mm/año)</b>
1.Santa Cruz de Tenerife I (España)	-0,22
2.Ceuta (España)	-0,43
3.Algeciras (España)	-0,43
4.Cádiz III (España)	-0,41
5.Lagos (Portugal)	-0,30
6.Cascais (Portugal)	-0,29
7.Ponta Delgada (Portugal)	
8.A Coruña I (España)	-0,13
9.St. John de Luz/Socoa (Francia)	-0,32
10.Brest (Francia)	0,26
11.Le Havre (Francia)	0,02
12.Newlyn (Reino Unido)	0,25
13.Dublín (Irlanda)	-0,40
14.Stornoway (Reino Unido)	-0,34
15.Reykjavik (Islandia)	0,09

### **3.2. Procedimiento**

Para las investigaciones climatológicas las series de datos deben ser largas y densas, siendo lo óptimo al menos 30 años aunque se pueden tomar períodos de 20. La estación de Santa Cruz de Tenerife es la única de las estaciones seleccionadas que no cumple este requisito, ya que sólo se dispone de un registro de 18 años. De todos modos se ha considerado para poder caracterizar la elevación del nivel del mar en la costa canaria.

Como inicio del período de estudio se tomó el primer año en el que la estación estuvo en funcionamiento desde el mes de enero y como fin el último con registros durante todo el año. En alguna de las estaciones este período se limita en función de la densidad de datos. Por ejemplo, en la estación de Lagos (Portugal) el registro llega hasta 1999 pero a partir de 1987 la densidad de datos es muy baja, existen años consecutivos sin registro alguno, por lo que el período de estudio se limitó entre 1909-1987.

En la tabla 3.3 se recogen los períodos de registro, los períodos de estudio y el número total de años estudiados para cada una de las estaciones consideradas.

**Tabla 3.3.** Período de registro, de estudio y número de años analizados.

<b>ESTACIÓN</b>	<b>PERÍODO DE REGISTRO</b>	<b>PERÍODO DE ESTUDIO</b>	<b>Nº de años</b>
1.Santa Cruz de Tenerife I (España)	1992-2011	1993-2011	18
2.Ceuta (España)	1944-2012	1945-2012	67
3.Algeciras (España)	1943-2002	1944-2001	57
4.Cádiz III (España)	1961-2012	1961-2012	51
5.Lagos (Portugal)	1908-1999	1909-1987	78
6.Cascais (Portugal)	1882-1993	1882-1993	111
7.Ponta Delgada (Portugal)	1978-2007	1979-2006	27
8.A Coruña I (España)	1943-2012	1944-2012	68
9.St. John de Luz/Socoa (Francia)	1942-2011	1964-2011	57
10.Brest (Francia)	1807-2011	1807-2011	204
11.Le Havre (Francia)	1941-2011	1959-2011	52
12.Newlyn (Reino Unido)	1915-2012	1916-2012	96
13.Dublín (Irlanda)	1938-2009	1938-2009	71
14.Stornoway (Reino Unido)	1977-2012	1977-2012	35
15.Reykjavik (Islandia)	1956-2012	1957-2012	55

Para caracterizar la evolución interanual de la elevación del nivel del mar, se representaron los valores mensuales descargados y se calculó la tendencia con su correspondiente coeficiente de determinación.

A continuación también se caracterizó la climatología para cada estación. Para calcular la climatología se promediaron todos y cada uno de los meses del año para todo el período de registro. Así por ejemplo, la elevación del nivel del mar del mes de enero de la climatología se calcula como el promedio de todos los meses de enero del registro.

También se representó la evolución interanual de la anomalía mensual del nivel del mar. Para ello, a cada valor mensual se le resta el valor medio de ese mes para todo el registro. 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. Así, la anomalía de enero de 1982 será la resta entre el valor de la elevación del nivel del mar de enero de 1982 menos el valor medio de la elevación del nivel del mar de todos los eneros del registro.

Posteriormente se calcularon las medias anuales y para ello se siguieron dos procedimientos diferentes. En el primer método se promediaron los valores mensuales siempre y cuando hubiese datos para más de la mitad del año. Cuando a pesar de cumplirse la condición anterior faltaba algún dato, se valoró que los datos disponibles no sesgasen el resultado, para lo que se utilizó la información obtenida en la climatología anual.

En el segundo método se realizó el promedio anual sustituyendo los meses que faltaban por el valor de ese mes en la climatología.

En el cálculo de la climatología y de los valores anuales de la elevación del mar se ha considerado la desviación estándar para la estimación del error.

La desviación estándar, también llamada desviación típica, es una medida de dispersión que indica cuánto tienden a alejarse los valores concretos del promedio en una distribución. Se suele representar por una **S** o con la letra sigma,  $\sigma$ . Esta medida es más estable que el recorrido y toma en consideración el valor de cada dato.

La desviación estándar es la raíz cuadrada de la varianza de la distribución de probabilidad discreta:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum(x_i - \bar{x})^2}{N - 1}}$$

donde  $(x_i - \bar{x})$  es la desviación respecto a la media de  $i$  y  $N$  el número de medidas.

Para el cálculo de las tendencias del nivel del mar de la serie de datos para cada estación de medición se utilizó el método de “mínimos cuadrados”, que permite calcular la relación lineal entre dos variables aleatorias cuantitativas, ajustando los datos a una recta de la forma

$$y = ax + b$$

donde:

- $x$  e  $y$  son el promedio de los valores conocidos,  $x$  para el tiempo e  $y$  para el nivel del mar.
- $a$  es la pendiente de la recta  $a = \frac{\sum(x-\bar{x})(y-\bar{y})}{\sum(x-\bar{x})^2}$  que a su vez se corresponde con la tendencia de la serie.
- la constante  $b$  se calcula mediante la ecuación  $b = \bar{y} - a\bar{x}$ .

También se calculó el coeficiente de determinación  $r^2$ , que compara los valores calculados y los reales dando información sobre el grado de relación de las variables. El valor de este coeficiente oscila entre -1 a 1, cuanto más cerca de -1 y 1 se encuentre  $r^2$  mayor será la fiabilidad y, por el contrario, cuanto más cerca esté de 0 menos fiables serán.

Este coeficiente se calcula mediante la ecuación

$$r^2 = \frac{\sigma_{xy}^2}{\sigma_x^2 \sigma_y^2}$$

donde:

- $\sigma_{xy}$  es la covarianza de  $x$  e  $y$

La covarianza es la media aritmética de los productos de las desviaciones de cada una de las variables respecto a sus respectivas medias.

$$\sigma_{xy} = \frac{\sum f_i x_i y_i}{N} - \bar{x} \bar{y}$$

- $\sigma_x$  es la desviación estándar de  $x$
- $\sigma_y$  es la desviación estándar de  $y$

A la tendencia final se le aplicó el factor de corrección del Ajuste Isostático Glacial según el método ICE 4G (VM2) utilizando la ecuación

$$y_{corr}(t) = y_{orig}(t) + \theta \cdot t$$

donde  $\theta$  es el valor de corrección propuesto por el modelo ICE 4G (VM2).

Para la comparación entre series de datos de elevación del nivel del mar entre diferentes estaciones de medición se utilizó el método de correlación de Spearman utilizando y sin utilizar la función “*Detrend*”, la cual elimina la tendencia lineal de la serie de datos.

El coeficiente de correlación de Spearman ( $\rho$ ) es una medida de la correlación (la asociación o independencia) entre dos variables aleatorias continuas. Para calcular  $\rho$ , los datos son ordenados y reemplazados por su respectivo orden.

El parámetro estadístico  $\rho$  viene dado por la expresión

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum D^2}{N(N^2 - 1)}$$

donde  $D$  es la diferencia entre los correspondientes estadísticos de orden de las dos variables y  $N$  es el número de parejas.

El coeficiente de correlación de Spearman es menos sensible que otros (por ejemplo el de Pearson) a los valores muy lejos de los esperados.

Por último se calculó la fiabilidad para determinar el grado de precisión con que el test estadístico escogido, en este caso Spearman, es capaz de medir la correlación.



## Capítulo 4.

### Resultados

#### 4.1. Evolución interanual del nivel del mar. Tendencias

##### 4.1.1. Tendencias del nivel del mar relativo.

A continuación se presentan los resultados obtenidos para las tendencias relativas o aparentes (sin tener en cuenta los movimientos litosféricos). Para ello se ha elaborado una ficha para cada estación en la que se muestran las características de la estación y la representación gráfica de los datos utilizando una escala común que posibilite su comparación. La primera figura de cada estación muestra los valores mensuales brutos es decir, los valores obtenidos de la base de datos sin ningún tipo de tratamiento, la segunda figura representa la climatología y su desviación estándar, en la tercera los valores mensuales corregidos con la climatología, en la cuarta la anomalía mensual y en la quinta los valores anuales (calculados a partir de los mensuales corregidos) con su tendencia y desviación estándar.

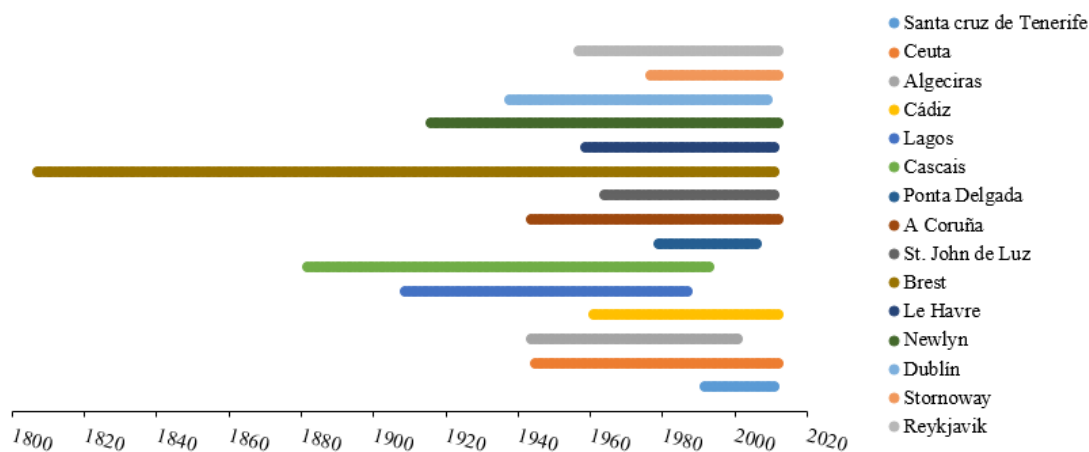
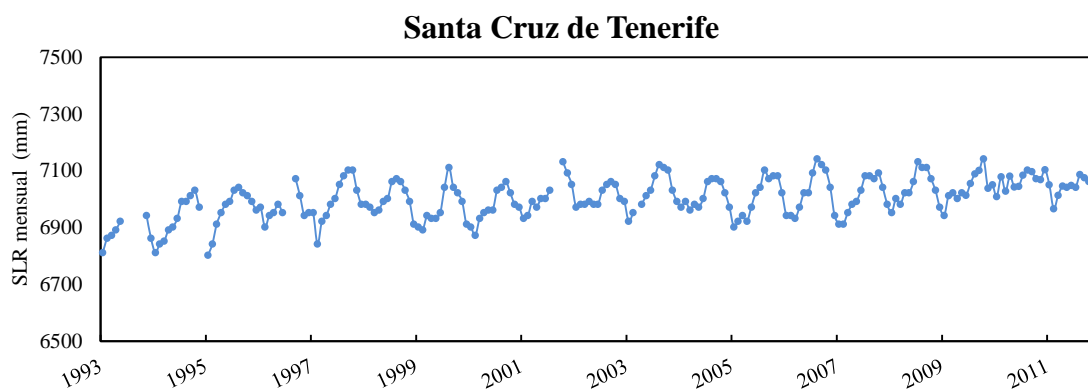


Fig. 4.1. Períodos de estudio



## I. Santa Cruz de Tenerife

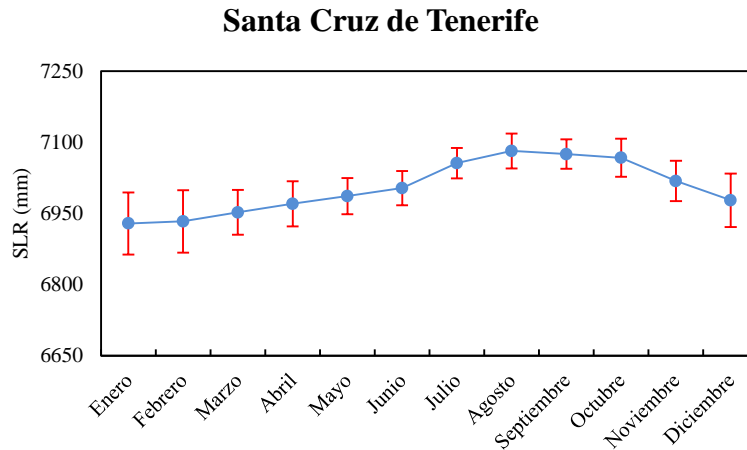
CARACTERÍSTICAS	
<b>Estación</b>	Santa Cruz de Tenerife I
<b>Código PSMSL</b>	370-032
<b>Autoridad responsable</b>	Instituto Español de Oceanografía
<b>Situación</b>	Latitud (°) 28,483333
	Longitud (°) -16,23333
<b>Mareógrafo</b>	Radar
<b>Período de estudio</b>	1993-2011



**Fig. I.1.** Datos brutos mensuales de la elevación del nivel del mar (SLR) durante el período de registro.

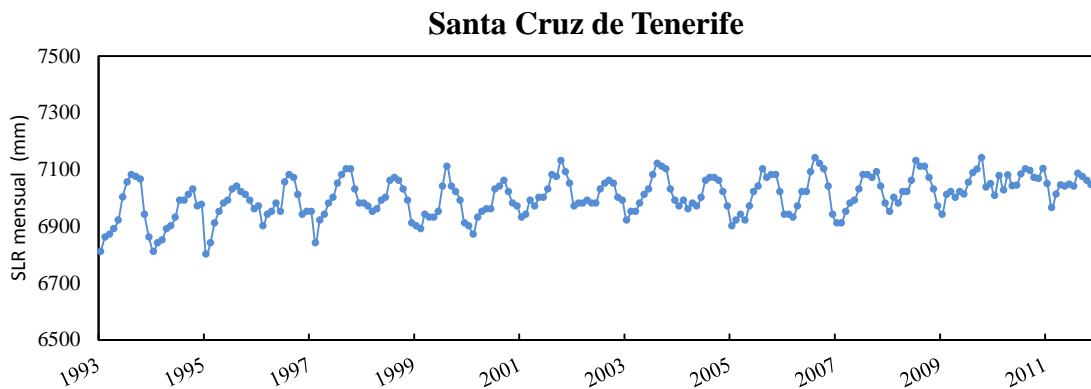
La figura anterior (Fig. I.1.) muestra la representación de los valores mensuales obtenidos de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar para la estación de Santa Cruz de Tenerife sin ningún tipo de modificación. Se pueden observar discontinuidades en la serie de datos durante cinco meses del año 1993, un mes en 1994, dos meses en 1996, dos meses en 2001 y un mes en 2003.

La tendencia obtenida a partir de los datos brutos mensuales para la estación de Santa Cruz de Tenerife es de  $6,62 \pm 0,75 \text{ cm dec}^{-1}$  y de  $5,59 \pm 0,75 \text{ cm dec}^{-1}$  a partir de las medias anuales.



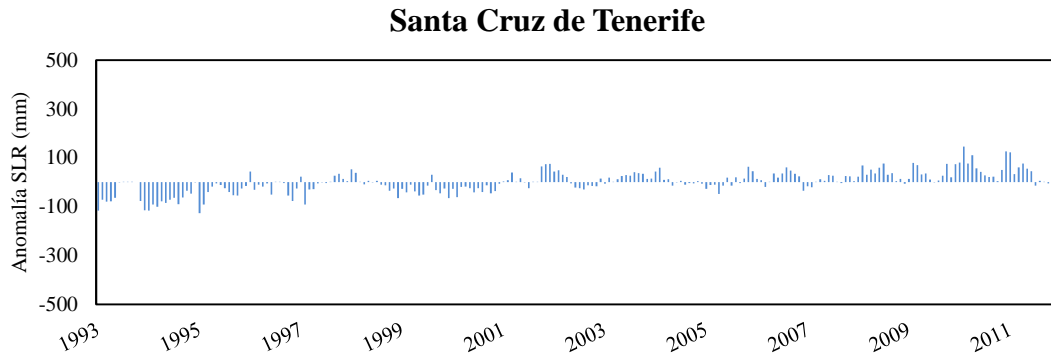
**Fig. I.2.** Climatología para el período de registro.

La representación de la climatología anual (Fig. I.2.) muestra el comportamiento estándar de la marea durante el año natural y su relación con la presión atmosférica. La curva climatológica de la estación de Santa Cruz de Tenerife muestra mayor nivel del mar en los meses de verano y otoño cuando la presión superficial disminuye debido al desplazamiento del anticiclón de las Azores hacia el Norte. La amplitud de las barras de desviación es mayor en los meses de invierno, disminuyendo hacia el verano y volviendo a aumentar. Esto indica que los valores de invierno se desvían más de la media que los de verano, donde a pesar de que el nivel de marea es mayor la variación entre años es menor. Posiblemente esta variabilidad es causada por las tormentas en invierno.



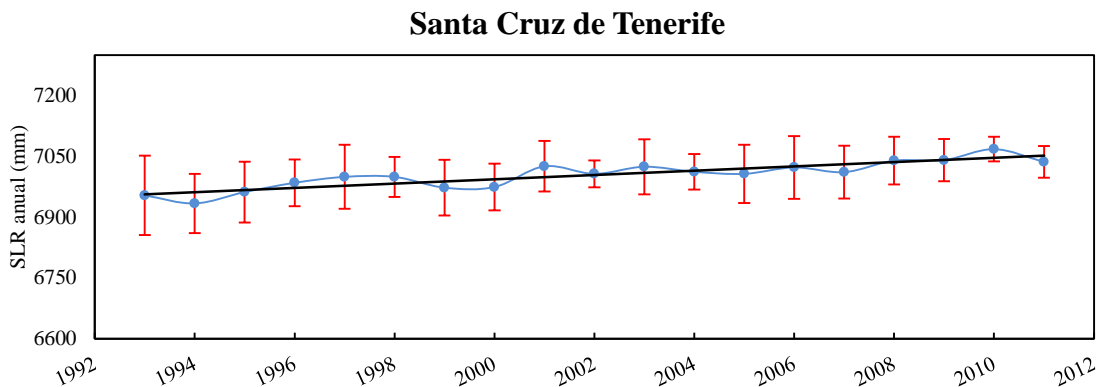
**Fig. I.3.** Representación de los datos mensuales corregidos con la climatología para todo el período de registro.

En la representación de los datos mensuales corregidos con la climatología (Fig. I.3) se aprecia la variabilidad anual descrita en la climatología, valores del nivel del mar mayores en los meses de verano que en los de invierno. Analizando el período completo se aprecia que esta variabilidad anual se está reduciendo es decir, al avanzar en el período de estudio la amplitud entre la elevación del mar en verano y en invierno disminuye.



**Fig. I.4.** Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro.

La figura I.4. muestra la anomalía mensual de la elevación del mar para todo el período de registro. Entorno al año 2002 se observa un cambio de signo en las anomalías pasando de un claro dominio de valores negativos desde 1993 a un claro dominio de valores positivos hasta finales de 2011. En esta estación los valores de la anomalía están comprendidos entre  $\pm 100$ mm.



**Fig. I.5.** Variación interanual de la elevación del mar para todo el período de registro. Las barras representan la desviación estándar y la línea recta la tendencia.

La figura I.5. representa los valores anuales observándose una marcada tendencia positiva, con una elevación del nivel del mar de  $5,30 \pm 0,68 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1993-2011. Este valor discrepa considerablemente de valores bibliográficos:  $2,09 \pm 0,04 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1927-2010 (Marcos et al., 2013) y  $1,62 \pm 0,31 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1927-2009 (*National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*).

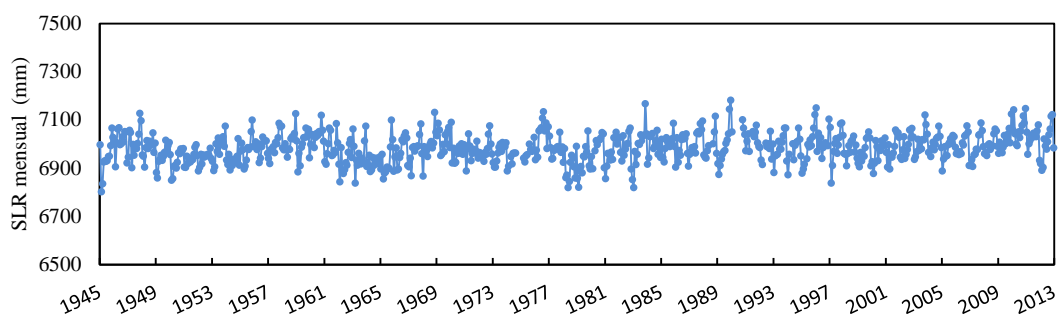
Esta discrepancia entre las tendencias puede deberse a la diferencia entre los períodos de estudio. Debido a que el período de estudio es muy corto, no se puede concluir si la tendencia es significativa o responde a un período de variabilidad climática natural.



## II. Ceuta

CARACTERÍSTICAS	
Estación	Ceuta
Código PSMSL	340-001
Autoridad responsable	Instituto Español de Oceanografía
Situación	Latitud (°) 35,900000
	Longitud (°) -5,316670
Mareógrafo	Flotador
Período de estudio	1944-2012

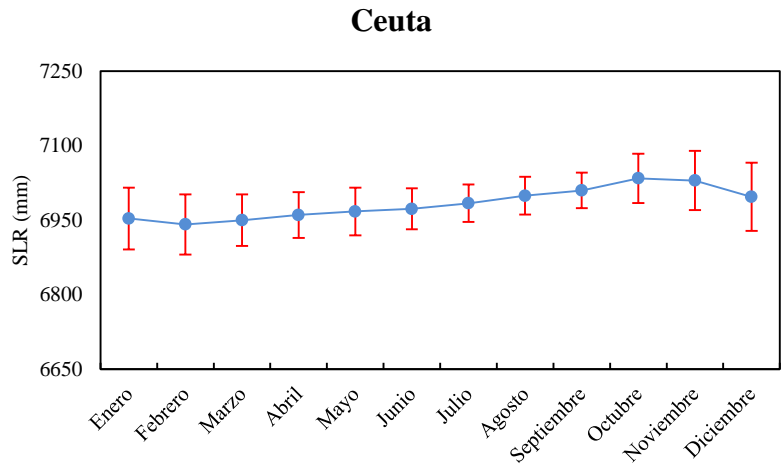
### Ceuta



**Fig. II.1.** Datos brutos mensuales de la elevación del nivel del mar (SLR) durante el período de registro.

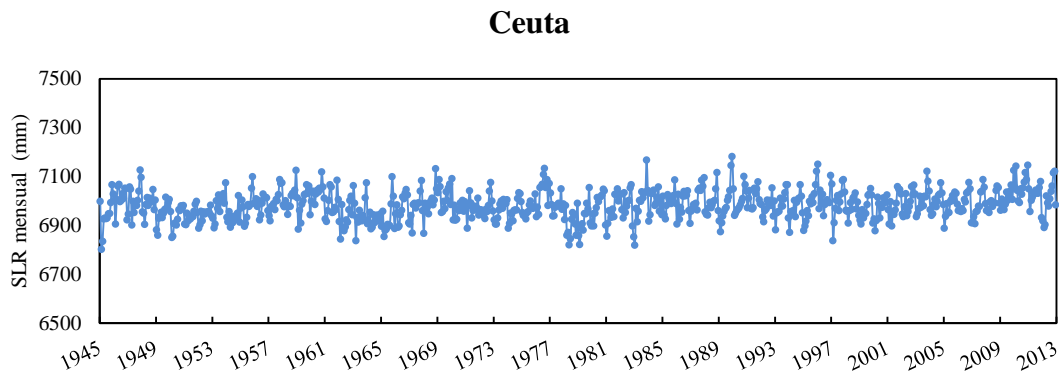
La figura anterior (Fig. II.1) muestra la representación de los valores mensuales obtenidos de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar para la estación de Ceuta sin ningún tipo de modificación. En este caso se observan discontinuidades en la serie de un mes en el año 1974, seis meses en 1974, un mes en 1975, un mes en 1980, tres meses en 1988, ocho meses en 1990, dos meses en 1991, 1992 y 1994, un mes en 1995 y un mes en 2004.

La tendencia obtenida a partir de los datos brutos mensuales para la estación de Ceuta es de  $0,61 \pm 0,10 \text{ cm dec}^{-1}$  y de  $0,58 \pm 0,17 \text{ cm dec}^{-1}$  a partir de las medias anuales.



**Fig. II.2.** Climatología para el período de registro.

La representación de la climatología anual (Fig. II.2) muestra el comportamiento estándar de la marea durante el año natural y su relación con la presión atmosférica. La curva climatológica de la estación de Ceuta es tendida debido a la influencia permanente de la baja Norteafricana que se debilita a finales de invierno lo que da lugar a un mínimo y se fortalece en otoño dando lugar a valores máximos. Los valores se desvían menos de la media en primavera y verano que en otoño e invierno.

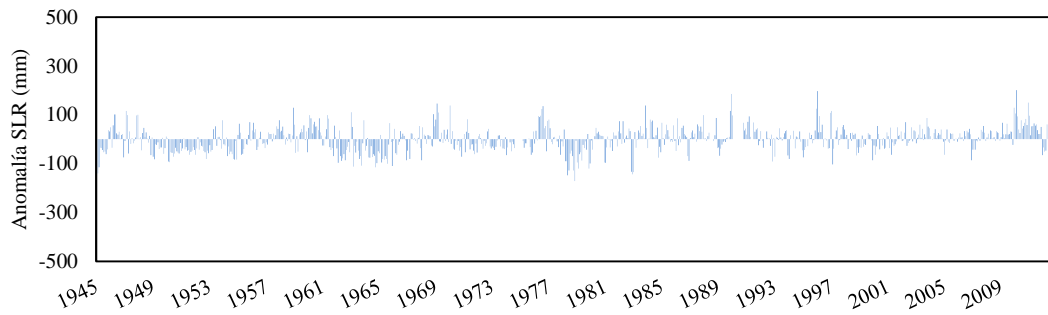


**Fig. II.3.** Representación de los datos mensuales corregidos con la climatología para todo el período de registro.

En la representación de los datos mensuales corregidos con la climatología (Fig. II.3) se aprecia la variabilidad interanual, comentada en la climatología.



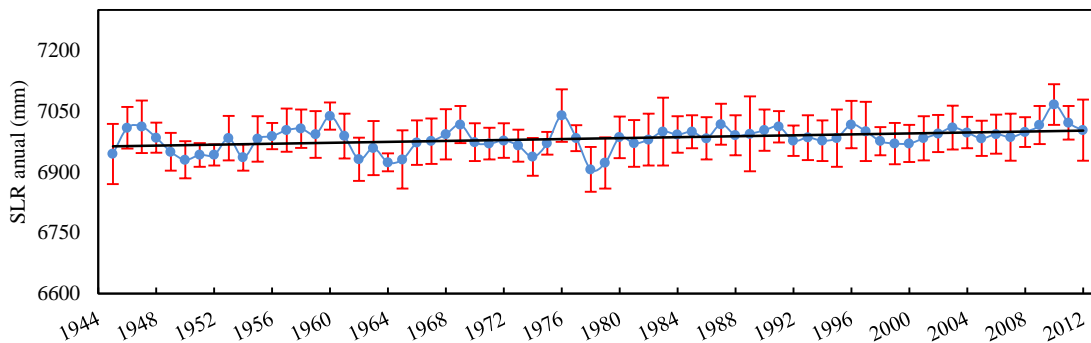
### Ceuta



**Fig. II.4.** Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro.

La figura II.4 muestra la anomalía mensual de la elevación del mar para todo el período de registro. Se observa una alternancia entre períodos de anomalía positiva y negativa que tienden a mantenerse en valores positivos desde 1985 aproximadamente. En esta estación los valores de la anomalía están comprendidos entre  $\pm 100$ mm. Similares a los observados en la estación de Santa Cruz de Tenerife.

### Ceuta



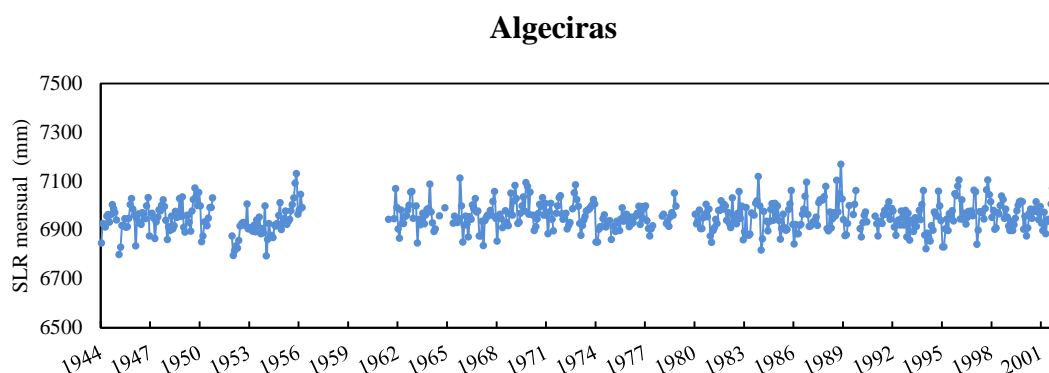
**Fig. II.5.** Variación interanual de la elevación del mar para todo el período de registro. Las barras representan la desviación estándar y la línea recta la tendencia.

La figura II.5 representa la variabilidad interanual de la elevación del mar observándose una ligera tendencia positiva, con una elevación del nivel del mar de  $0,58 \pm 0,17$  cm  $\text{dec}^{-1}$  para el período 1945-2012. El valor obtenido en el presente estudio es estadísticamente equiparable a los bibliográficos:  $0,5 \pm 0,1$  cm  $\text{dec}^{-1}$  para el período 1944-2002 (Marcos et al., 2013) y  $0,52 \pm 0,29$  cm  $\text{dec}^{-1}$  para el período 1944-2009 (*National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*).



### III. Algeciras

CARACTERÍSTICAS	
Estación	Algeciras
Código PSMSL	220-011
Autoridad responsable	Instituto Español de Oceanografía
Situación	Latitud (°) 36,116667
	Longitud (°) -5,433333
Mareógrafo	Radar
Período de estudio	1943-2002

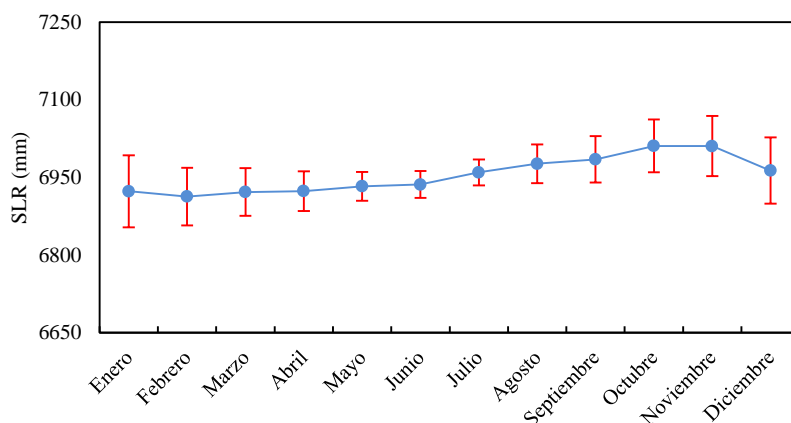


**Fig. III.1.** Datos brutos mensuales de la elevación del nivel del mar (SLR) durante el período de registro.

La figura III.1 muestra la representación de los valores mensuales obtenidos de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar para la estación de Algeciras sin ningún tipo de modificación. Se pueden observar períodos importantes de discontinuidad. El primero de noviembre de 1950 a noviembre de 1951 (13 meses), el segundo de abril de 1956 a mayo de 1961 (62 meses). Además tampoco se disponen de datos para julio agosto y septiembre de 1961 y durante un tercer período de enero a diciembre de 1947 (12 meses). Así mismo hay pequeñas discontinuidades de un mes en el año 1945, 1947 y 1963, seis meses en 1964, cuatro meses en 1965, un mes en 1968, 1970, 1971, 1972 y 1975, seis meses en 1977, dos meses en 1978, todo 1979, un mes en 1984, cuatro meses en 1989 y cinco meses de 1990.

La tendencia obtenida a partir de los datos brutos mensuales para la estación de Algeciras es de  $0,36 \pm 0,14 \text{ cm dec}^{-1}$  y de  $0,37 \pm 0,19 \text{ cm dec}^{-1}$  a partir de las medias anuales.

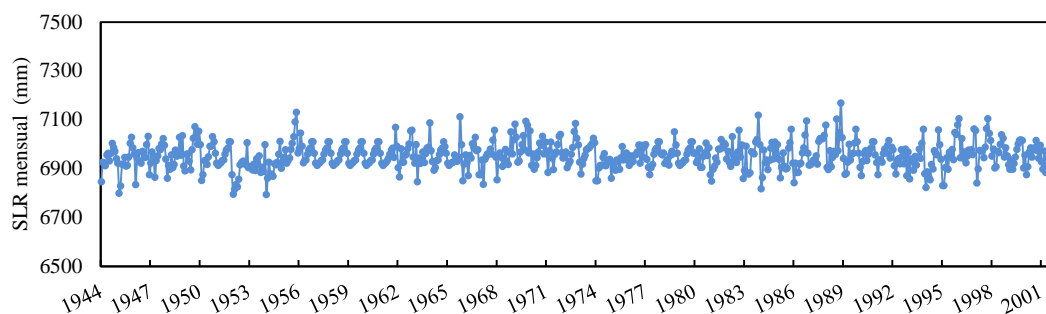
### Algeciras



**Fig. III.2.** Climatología para el período de registro.

La representación de la climatología anual (Fig. III.2.) muestra el comportamiento estándar de la marea durante el año natural y su relación con la presión atmosférica. La curva climatológica de la estación de Algeciras, al igual que la de Ceuta, es tendida debido a la influencia permanente de la baja Norteafricana que se debilita a finales de invierno lo que da lugar a un mínimo y se fortalece en otoño, valores máximos. Los valores se desvían menos en primavera y verano que en otoño e invierno.

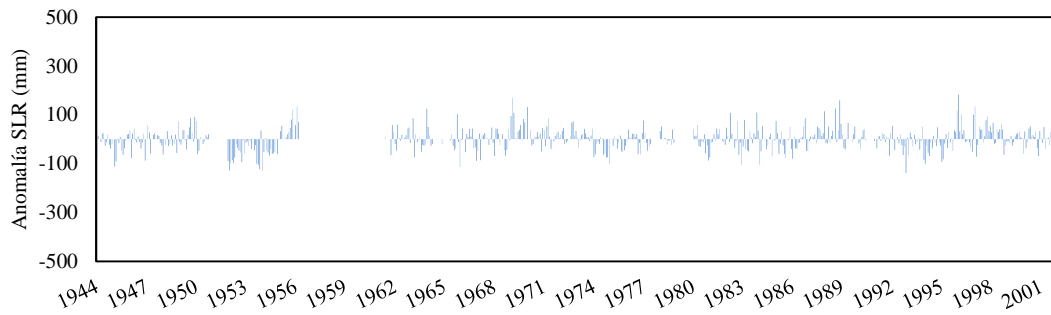
### Algeciras



**Fig. III.3.** Representación de los datos mensuales corregidos con la climatología para todo el período de registro.

En la representación de los datos mensuales corregidos con la climatología (Fig. III.3) se aprecia la variabilidad interanual, comentada en la climatología. Destaca el período de abril de 1956 a mayo de 1961 que se ha corregido con la climatología y representa la variabilidad media.

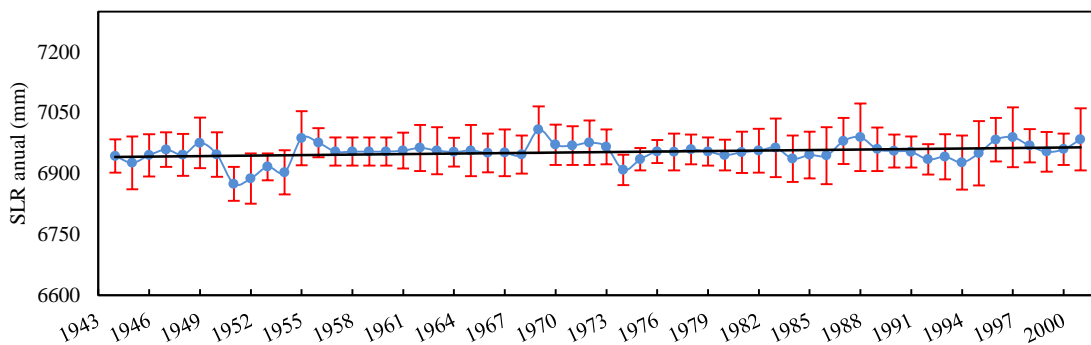
### Algeciras



**Fig. III.4.** Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro.

La figura III.4 muestra la anomalía mensual de la elevación del mar. Se observa una alternancia entre períodos de anomalía positiva y negativa sin ningún dominio claro. En esta estación los valores de la anomalía están comprendidos entre  $\pm 100$ mm. Similares a los observados anteriormente en las estaciones de Santa Cruz de Tenerife y de Ceuta.

### Algeciras



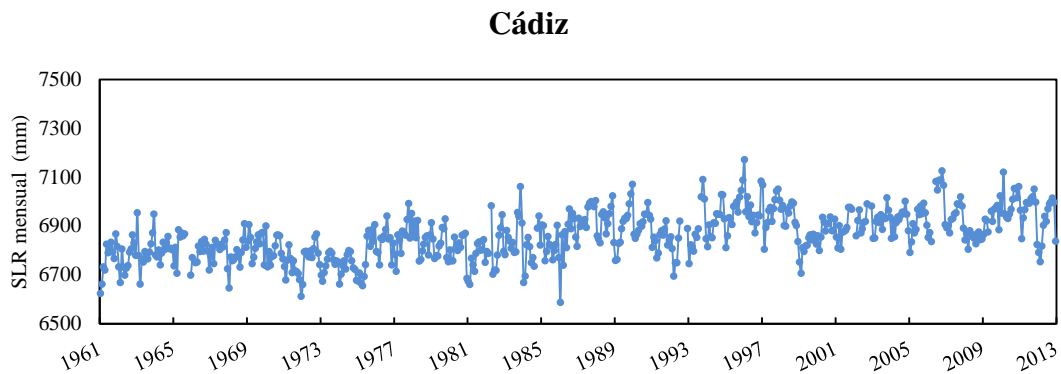
**Fig. III.5.** Variación interanual de la elevación del mar para todo el período de registro. Las barras representan la desviación estándar y la línea recta la tendencia.

La figura III.5 representa la variabilidad interanual de la elevación del nivel del mar observándose una ligera tendencia positiva, con una elevación del nivel del mar de  $0,41 \pm 0,18$  cm  $\text{dec}^{-1}$  para el período 1944-2001. Este valor es estadísticamente equiparable a los bibliográficos:  $0,43 \pm 0,30$  cm  $\text{dec}^{-1}$  para el período 1943-2002 (*National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*).



#### IV. Cádiz

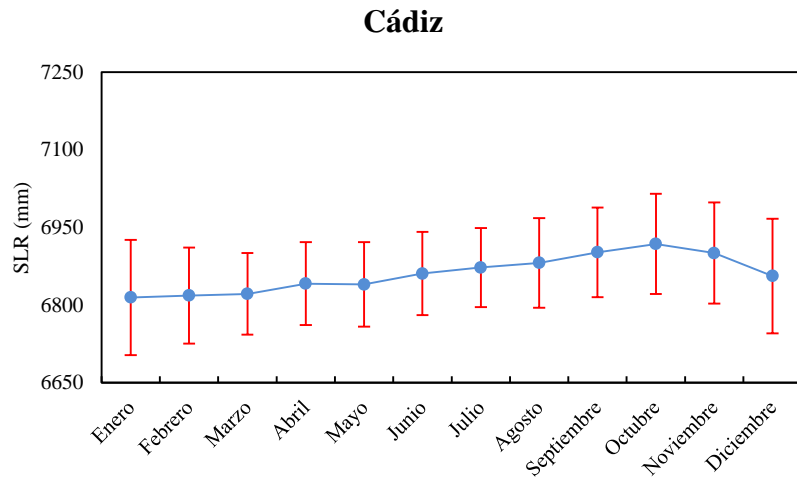
CARACTERÍSTICAS	
<b>Estación</b>	Cádiz III
<b>Código PSMSL</b>	220-003
<b>Autoridad responsable</b>	Instituto Español de Oceanografía
<b>Situación</b>	Latitud (°) 36,533333
	Longitud (°) -6,283333
<b>Mareógrafo</b>	
<b>Período de estudio</b>	1961-2012



**Fig. IV.1.** Datos brutos mensuales de la elevación del nivel del mar (SLR) durante el período de registro.

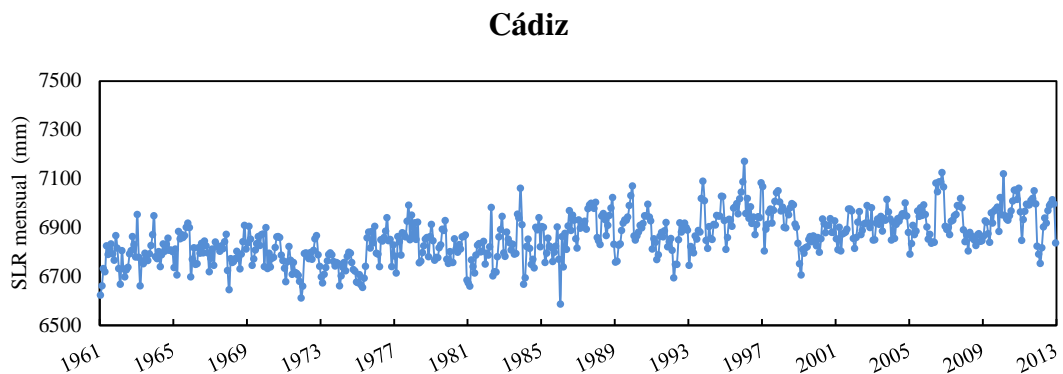
La figura anterior (Fig. IV.1) muestra la representación de los valores mensuales obtenidos de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar para la estación de Cádiz sin ningún tipo de modificación. Se observan pequeñas discontinuidades en la serie de datos: tres meses en 1965, un mes en 1966, 1982 y 1984, cuatro meses en 1992, un mes en 1993, 2001 y 2002, dos meses en 2002, dos meses en 2006 y un mes en 2009.

La tendencia obtenida a partir de los datos brutos mensuales para la estación de Cádiz es de  $3,89 \pm 0,21 \text{ cm dec}^{-1}$  y de  $3,94 \pm 0,41 \text{ cm dec}^{-1}$  a partir de las medias anuales.



**Fig. IV.2.** Climatología para el período de registro.

La representación de la climatología anual (Fig. IV.2) muestra el comportamiento estándar de la marea durante el año natural y su relación con la presión atmosférica. La curva climatológica de la estación de Cádiz, al igual que la de Ceuta y Algeciras, es tendida debido a la influencia permanente de la baja Norteafricana que se debilita a finales de invierno lo que da lugar a un mínimo y se fortalece en otoño, valores máximos. La amplitud de las barras de desviación estándar muestra una mayor desviación con respecto a las estaciones anteriores.

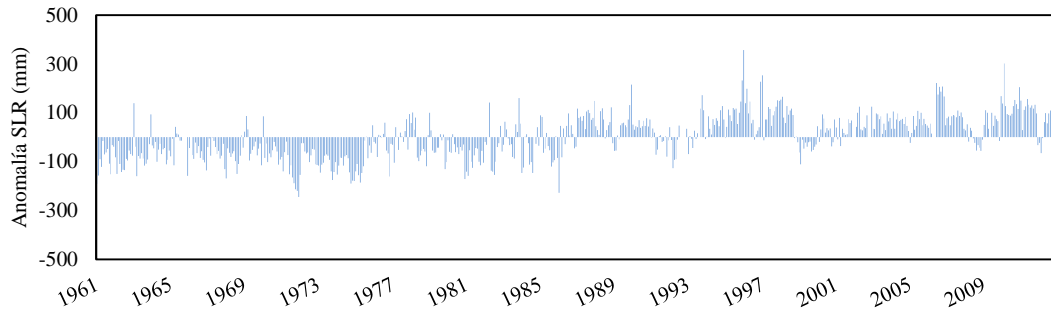


**Fig. IV.3.** Representación de los datos mensuales corregidos con la climatología para todo el período de registro.

En la representación de los datos mensuales corregidos con la climatología (Fig. IV.3) se aprecia la variabilidad anual descrita en la climatología.



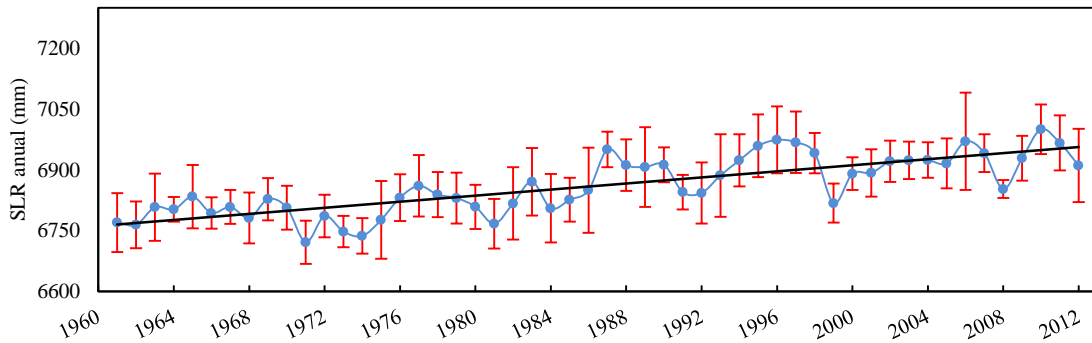
### Cádiz



**Fig. IV.4.** Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro.

La figura IV.4. muestra la anomalía mensual de la elevación del nivel del mar para el período de registro. Se aprecia un predominio de valores negativos hasta 1987 y un predominio de valores positivos desde 1987 hasta la actualidad.

### Cádiz



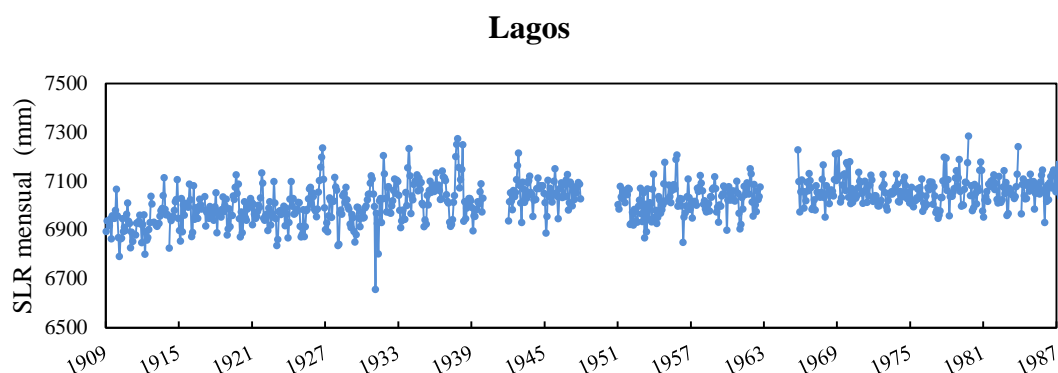
**Fig. IV.5.** Variación interanual de la elevación del mar para todo el período de registro. Las barras representan la desviación estándar y la línea recta la tendencia.

La figura IV.5 representa la variabilidad interanual de la elevación del nivel del mar observándose una tendencia positiva, con una elevación del nivel del mar de  $3,75 \pm 0,40 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1961-2012. Este valor es ligeramente inferior pero estadísticamente equiparable a los bibliográficos:  $4,0 \pm 0,3 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1961-2001 (Marcos et al., 2013) y  $4,02 \pm 0,74 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1961-2001 (*National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*).



## V. Lagos

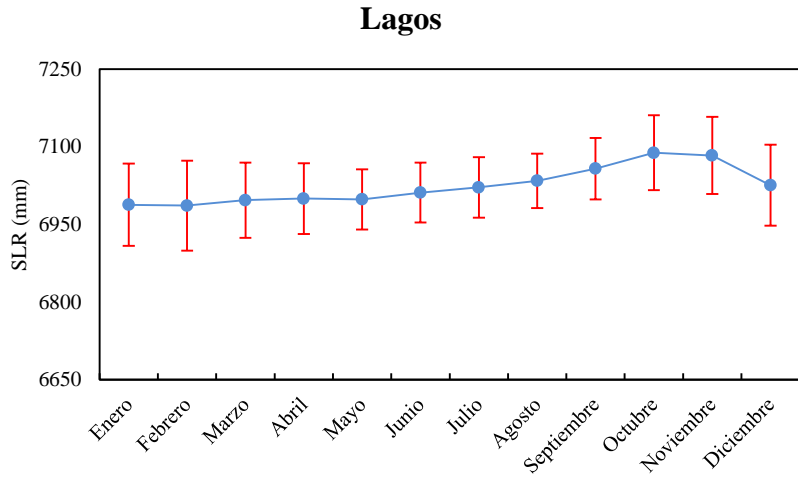
CARACTERÍSTICAS	
<b>Estación</b>	Lagos
<b>Código PSMSL</b>	210-031
<b>Autoridad responsable</b>	Instituto Geográfico Portugués
<b>Situación</b>	Latitud (°) 37,100000
	Longitud (°) -8,666667
<b>Mareógrafo</b>	Presión; Radar
<b>Período de estudio</b>	1908-1999



**Fig. V.1.** Datos brutos mensuales de la elevación del nivel del mar (SLR) durante el período de registro.

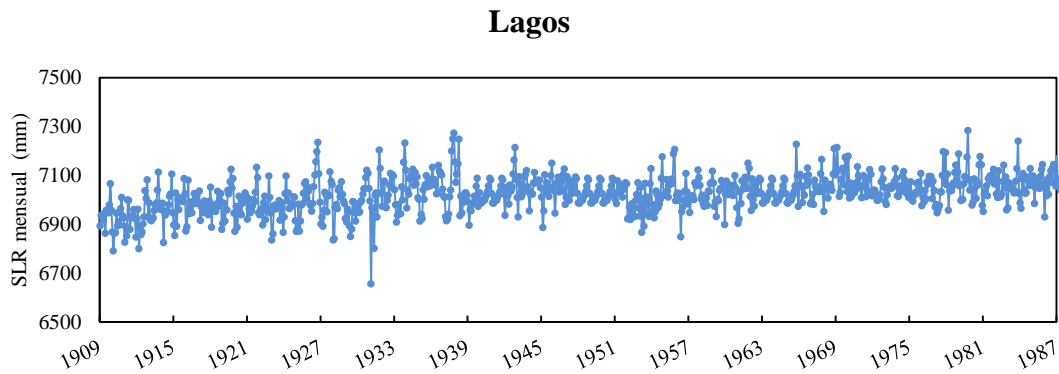
La figura anterior (Fig. V.1) muestra la representación de los valores mensuales obtenidos de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar para la estación de Lagos sin ningún tipo de modificación. Se pueden observar tres discontinuidades importantes. La primera de enero de 1940 a diciembre de 1941 (24 meses), la segunda de enero de 1948 a diciembre de 1950 (36 meses) y la tercera de octubre de 1962 a septiembre de 1965 (36 meses). Además, se observan pequeñas discontinuidades de dos meses en el año 1911 y de un mes en 1912, 1913, 1914, 1916, 1917, 1979, 1983 y 1984.

La tendencia obtenida a partir de los datos brutos mensuales para la estación de Lagos es de  $1,51 \pm 0,10 \text{ cm dec}^{-1}$  y de  $1,51 \pm 0,16 \text{ cm dec}^{-1}$  a partir de las medias anuales.



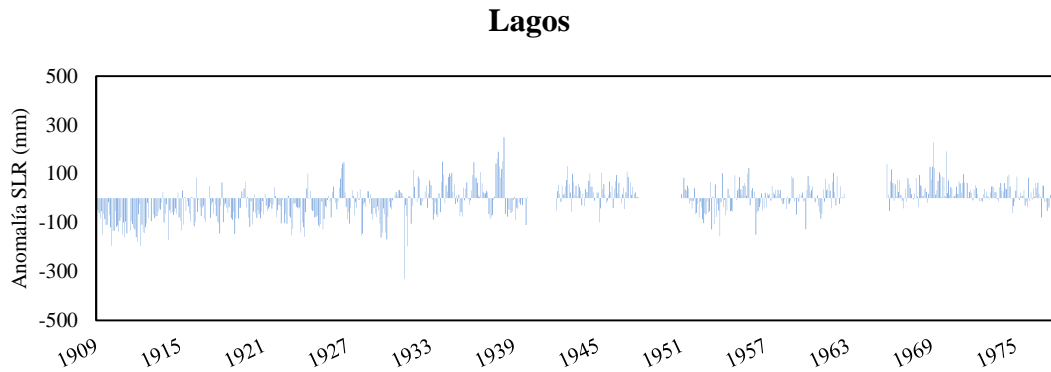
**Fig. V.2.** Climatología para el período de registro.

La representación de la climatología anual (Fig. V.2) muestra el comportamiento estándar de la marea durante el año natural y su relación con la presión atmosférica. La curva climatológica de la estación de Lagos tiene su máximo en el otoño debido a la influencia de la baja Norteafricana y el mínimo en primavera-verano por la influencia del anticiclón de las Azores. Las barras de desviación estándar muestran una mayor desviación del nivel del mar respecto a la media en los meses de otoño e invierno.



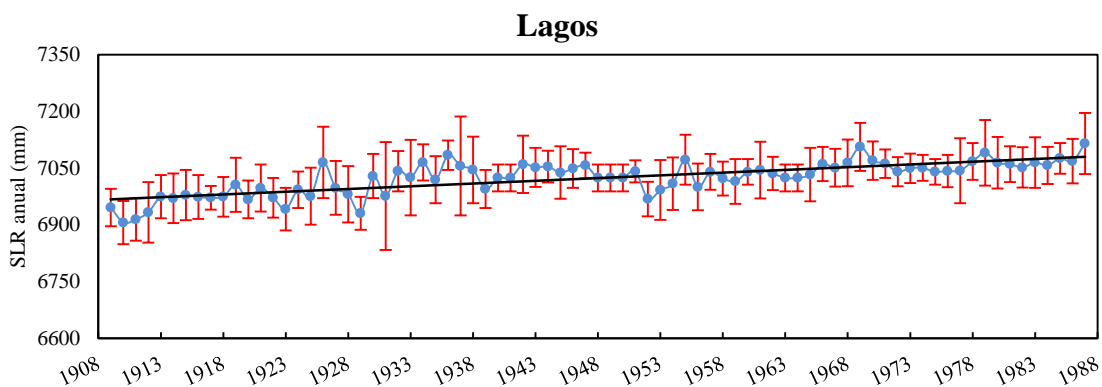
**Fig. V.3.** Representación de los datos mensuales corregidos con la climatología para todo el período de registro.

En la representación de los datos mensuales corregidos con la climatología (Fig. V.3) se aprecia la variabilidad anual descrita en la climatología y cómo la amplitud de esta variabilidad se va reduciendo. Destacan los períodos de enero de 1948 a diciembre de 1950 y de octubre de 1962 a septiembre de 1965 los cuales se han corregido con la climatología y representan la variabilidad media.



**Fig. V.4.** Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro.

La figura V.4 muestra la anomalía mensual de la elevación del nivel del mar para el período de registro. Se observa el paso de un predominio de valores negativos a un predominio de valores positivos en torno a 1933. En la década de los treinta se encuentran los valores máximos y mínimos de anomalía.



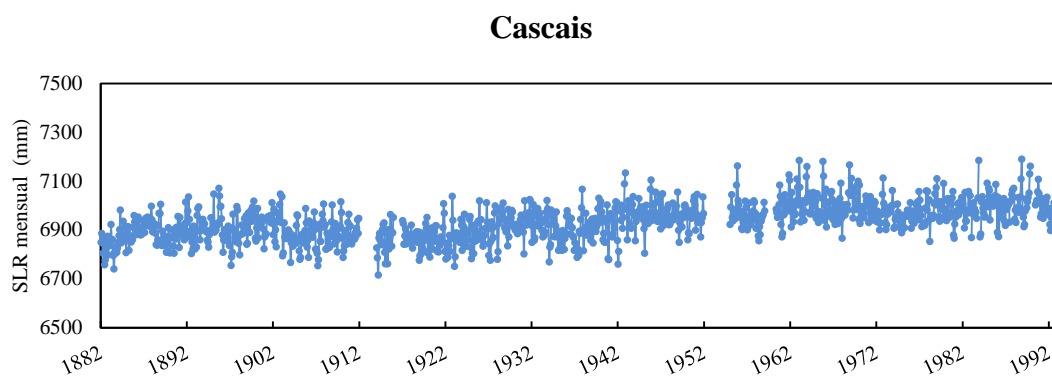
**Fig. V.5.** Variación interanual de la elevación del mar para todo el período de registro. Las barras representan la desviación estándar y la línea recta la tendencia.

La figura V.5 representa la variación interanual de la elevación del mar observándose una tendencia positiva, con una elevación del nivel del mar de  $1,44 \pm 0,14$   $\text{cm dec}^{-1}$  para el período 1909-1987. El valor obtenido es estadísticamente equiparable a los bibliográficos:  $1,5 \pm 0,1$   $\text{cm dec}^{-1}$  para el período 1908-1999 (Marcos et al., 2013),  $1,35 \pm 0,18$   $\text{cm dec}^{-1}$  para 61 años (Wöppelman et al., 2007) y  $1,50 \pm 0,24$   $\text{cm dec}^{-1}$  para el período 1908-1999 (*National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*).



## VI. Cascais

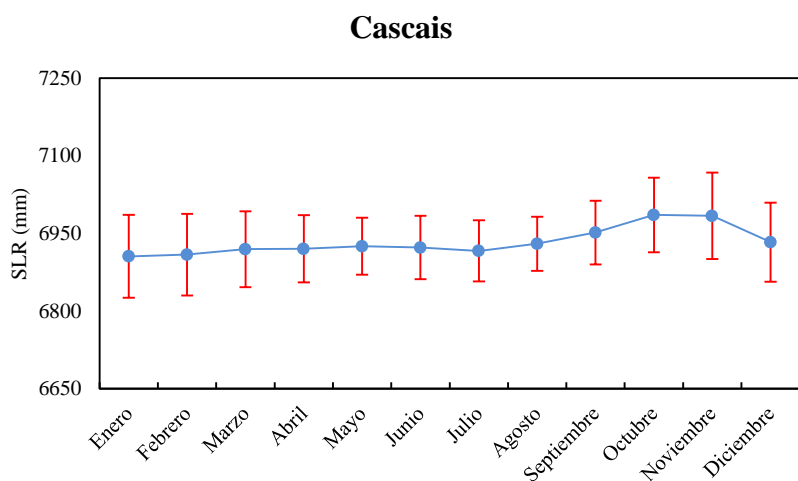
CARACTERÍSTICAS	
<b>Estación</b>	Cascais
<b>Código PSMSL</b>	210-021
<b>Autoridad responsable</b>	Instituto Geográfico Portugués
<b>Situación</b>	Latitud (°) 38,683333
	Longitud (°) -9,416667
<b>Mareógrafo</b>	Flotador; Acústico
<b>Período de estudio</b>	1882-1993



**Fig. VI.1.** Datos brutos mensuales de la elevación del nivel del mar (SLR) durante el período de registro.

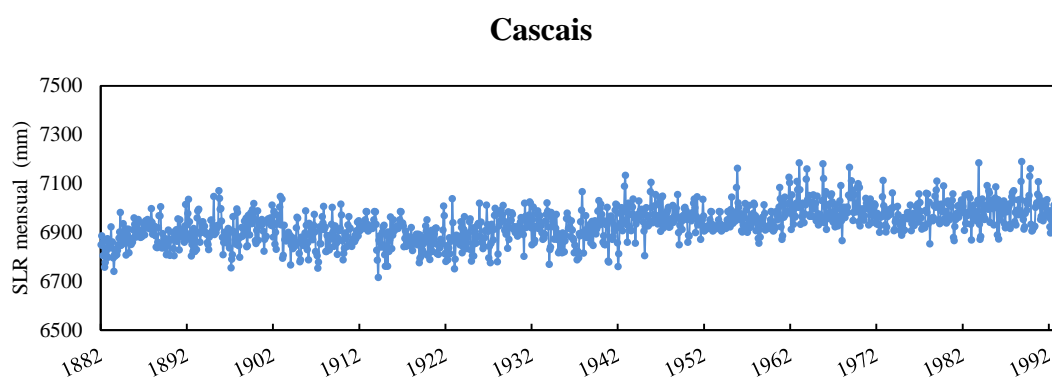
La figura anterior (Fig. VI.1) muestra la representación de los valores mensuales obtenidos de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar para la estación de Cascais sin ningún tipo de modificación. Se pueden observar cuatro discontinuidades importantes. La primera de enero de 1912 a diciembre de 2013 (24 meses), la segunda de enero a diciembre de 1916, la tercera de enero de 1952 a diciembre de 1954 (36 meses) y la cuarta de febrero de 1959 a abril de 1960 (15 meses). Además hay pequeñas discontinuidades, dos meses en el año 1942, un mes en 1982, dos meses en 1983, un mes en 1985, 1987 y 1989 y cinco meses en 1990.

La tendencia obtenida a partir de los datos brutos mensuales para la estación de Cascais es de  $1,28 \pm 0,05 \text{ cm dec}^{-1}$  y de  $1,26 \pm 0,09 \text{ cm dec}^{-1}$  a partir de las medias anuales.



**Fig. VI.2.** Climatología para el período de registro.

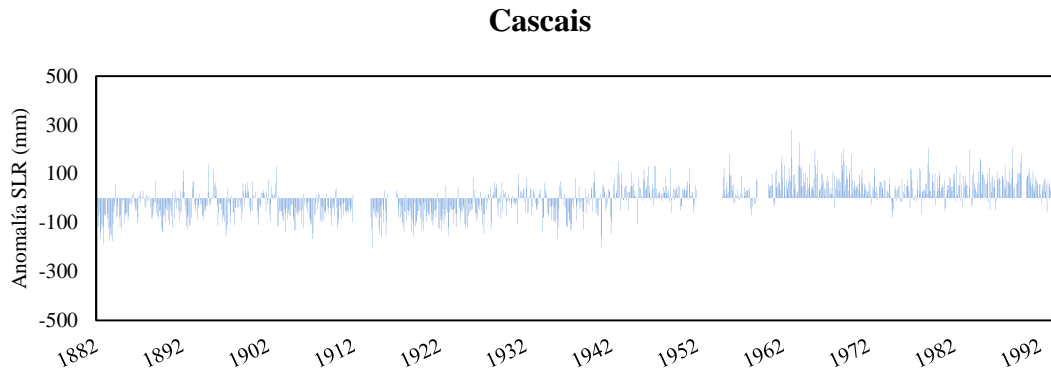
La representación climatológica anual (Fig. VI. 2) muestra el comportamiento del nivel del mar durante el año natural y su relación con la presión atmosférica. La curva climatológica de la estación de Cascais tiene su máximo en otoño con el debilitamiento del anticiclón de las Azores y el fortalecimiento de la baja Norteafricana. Los valores mínimos de desviación se dan de mediados de primavera a finales de verano y los máximos en otoño-invierno.



**Fig. VI.3.** Representación de los datos mensuales corregidos con la climatología para todo el período de registro.

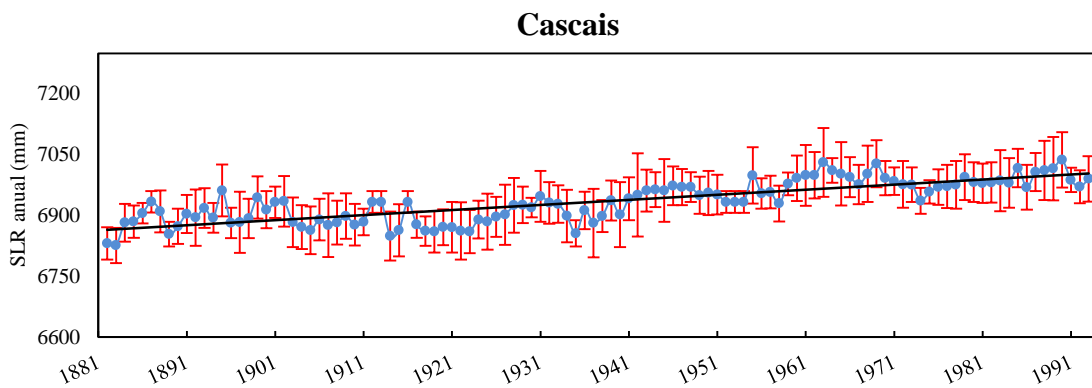
En la representación de los datos mensuales corregidos con la climatología (Fig. VI.3) se aprecia la variabilidad interanual, comentada anteriormente.





**Fig. VI.4.** Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro.

La figura VI.4 muestra la anomalía de la elevación del nivel del mar durante todo el período de registro. Se observa un paso de anomalías negativas a anomalías positivas en torno a 1942.



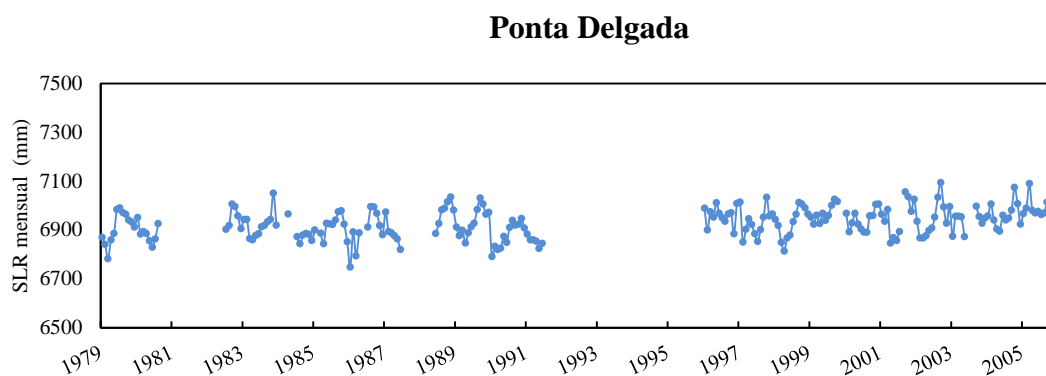
**Fig. VI.5.** Variación interanual de la elevación del mar para todo el período de registro. Las barras representan la desviación estándar y la línea recta la tendencia.

La figura IV.5 representa la variabilidad interanual del nivel del mar observándose una tendencia positiva, con una elevación del nivel del mar de  $1,25 \pm 0,09$   $\text{cm dec}^{-1}$  para el período 1882-1993. El valor obtenido es estadísticamente equiparable a los bibliográficos:  $1,3 \pm 0,1$   $\text{cm dec}^{-1}$  para el período 1882-2005 (Marcos et al., 2013),  $1,22 \pm 0,10$   $\text{cm dec}^{-1}$  para 97 años (Wöppelman et al., 2007) y  $1,27 \pm 0,15$   $\text{cm dec}^{-1}$  para el período 1882-1993 (*National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*).



## VII. Ponta Delgada

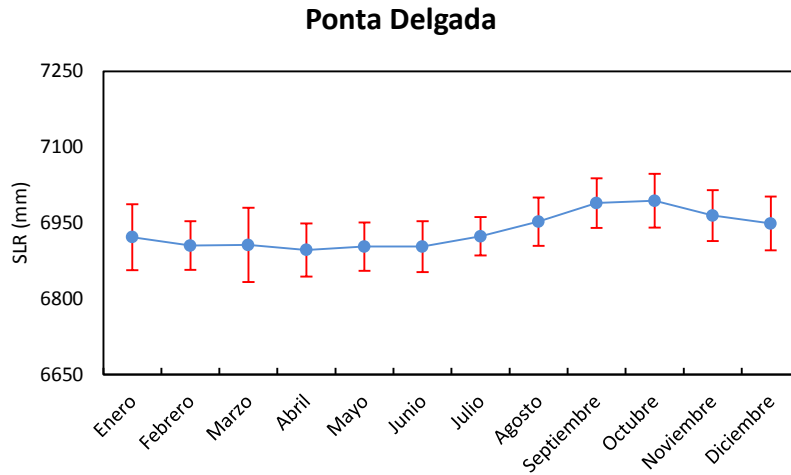
CARACTERÍSTICAS	
<b>Estación</b>	Ponta Delgada
<b>Código PSMSL</b>	360-001
<b>Autoridad responsable</b>	Instituto Hidrográfico Portugués
<b>Situación</b>	Latitud (°) 37,736000
	Longitud (°) -25,67116
<b>Mareógrafo</b>	Flotador; Acústico
<b>Período de estudio</b>	1978-2007



**Fig. VII.1.** Datos brutos mensuales de la elevación del nivel del mar (SLR) durante el período de registro.

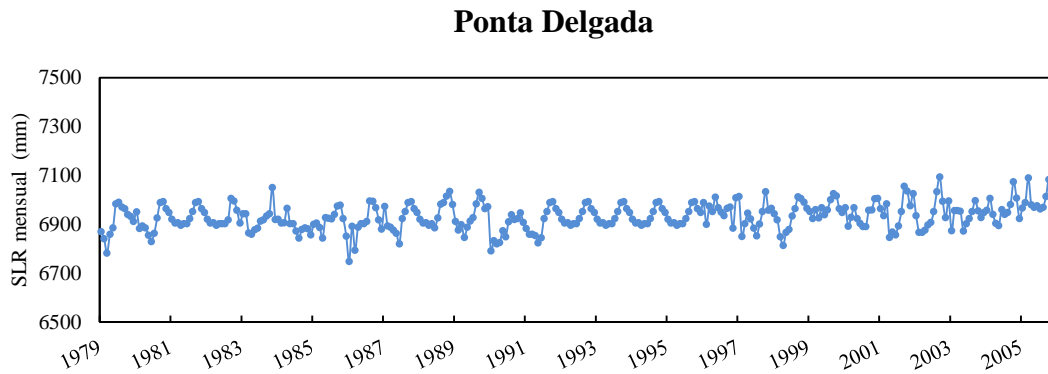
La figura anterior (Fig. VII.1) muestra la representación de los valores mensuales obtenidos de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar para la estación de Ponta Delgada sin ningún tipo de modificación. Se observan importantes períodos de discontinuidad en los datos. El más importante comprende de julio de 1991 a diciembre de 1995 (54 meses), el segundo de septiembre de 1980 a junio de 1982 (22 meses) y el tercero de julio de 1987 a mayo de 1988 (11 meses). Además existen pequeñas discontinuidades de cinco meses en el año 1984, un mes en 1985, dos meses en 1986, dos meses en 1999, un mes en 2001 y tres meses en 2003.

La tendencia obtenida a partir de los datos brutos mensuales para la estación de Ponta Delgada es de  $2,85 \pm 0,43 \text{ cm dec}^{-1}$  y de  $2,94 \pm 0,61 \text{ cm dec}^{-1}$  a partir de las medias anuales.



**Fig. VII.2.** Climatología para el período de registro.

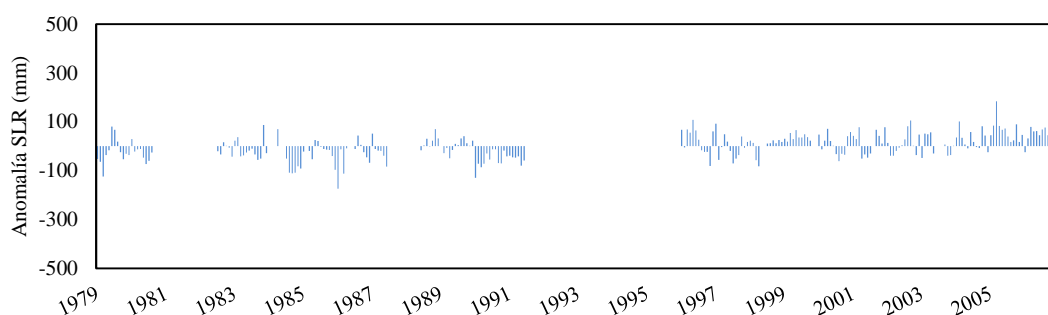
La representación de la climatología (Fig. VII.2) muestra el comportamiento estándar durante el año natural y su relación con la presión atmosférica. La curva climatológica de la estación de Ponta Delgada muestra valores mínimos a principios del verano con el fortalecimiento del anticiclón de las Azores y máximos en otoño por la influencia de la baja Norteafricana. La dispersión de los valores respecto a la media es similar durante todo el año, despuntando ligeramente los meses de enero y marzo.



**Fig. VII.3.** Representación de los datos mensuales corregidos con la climatología para todo el período de registro.

En la representación de los datos mensuales corregidos con la climatología (Fig. VII.3) se aprecia la variabilidad interanual, comentada en la climatología. Destacan los períodos de septiembre de 1980 a junio de 1982 y de julio de 1991 a diciembre de 1995 que se han corregido con la climatología y representan la variabilidad media. Destacan los períodos de julio de 1991 a diciembre de 1995 y de septiembre de 1980 a junio de 1982 los cuales se han corregido con la climatología y representan la variabilidad media.

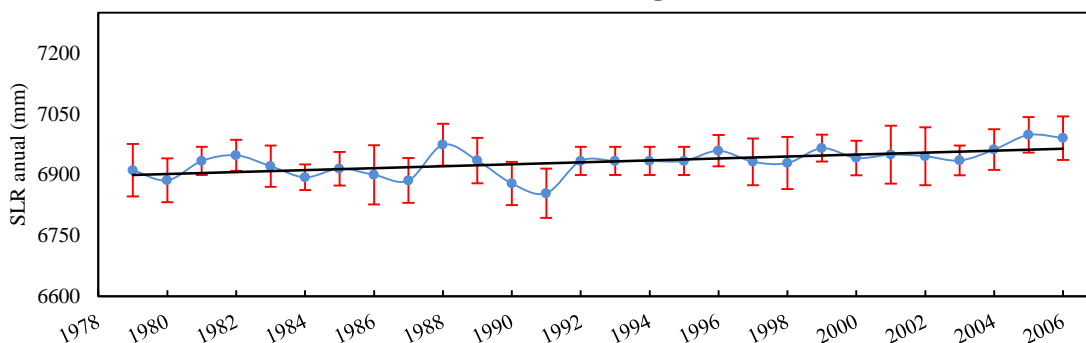
### Ponta Delgada



**Fig. VII.4.** Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro.

La figura VII.4 muestra la anomalía de la elevación mensual del nivel del mar para todo el período de registro. Se observa una alternancia entre períodos de anomalía positiva y negativa que tienden a mantenerse en valores positivos a partir de aproximadamente 1999.

### Ponta Delgada



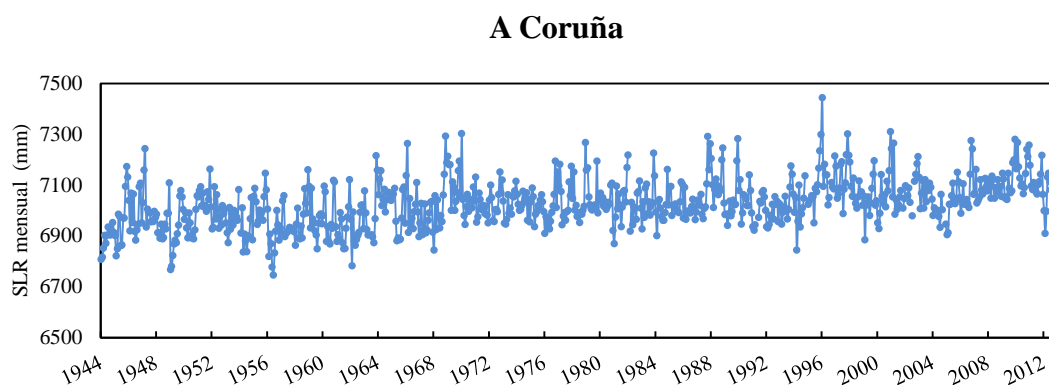
**Fig. VII.3.** Variación interanual de la elevación del mar para todo el período de registro. Las barras representan la desviación estándar y la línea recta la tendencia.

La figura VII.5 representa la variabilidad interanual de la elevación del mar observándose una ligera tendencia positiva, con una elevación del nivel del mar de  $2,39 \pm 0,63 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1979-2006. Este valor es estadísticamente equiparable al obtenido por la NOAA,  $2,58 \pm 1,10 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1978-2007 (*National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*).



## VIII. A Coruña

CARACTERÍSTICAS	
Estación	A Coruña
Código PSMSL	200-030
Autoridad responsable	Instituto Español de Oceanografía
Situación	Latitud (°) 43,366667
	Longitud (°) -8,400000
Mareógrafo	Flotador
Período de estudio	1943-2012

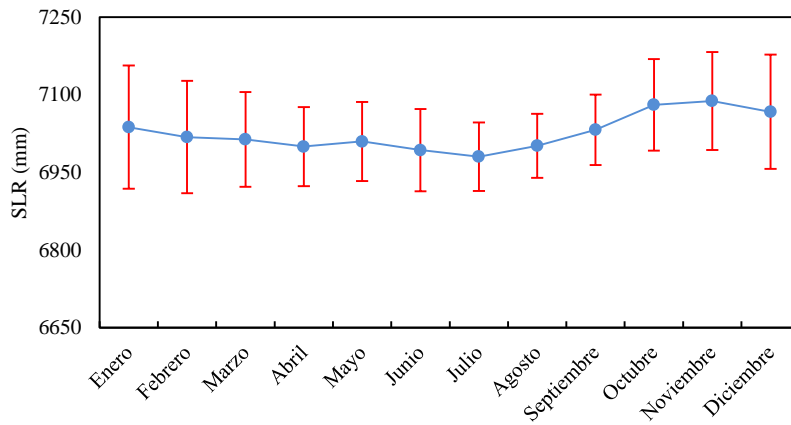


**Fig. VIII.1.** Datos brutos mensuales de la elevación del nivel del mar (SLR) durante el período de registro.

La figura anterior (Fig. VIII.1) muestra la representación de los valores mensuales obtenidos de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar para la estación de A Coruña sin ningún tipo de modificación. Se pueden observar pequeñas discontinuidades: un mes en 1954, dos meses en 1963, un mes en 1982, dos meses en 1991, dos meses en 1994, un mes en 1995, 1996 y 2001, tres meses en 2002 y cuatro meses en 2004.

La tendencia obtenida a partir de los datos brutos mensuales para la estación de A Coruña es de  $2,28 \pm 0,15 \text{ cm dec}^{-1}$  y de  $2,37 \pm 0,24 \text{ cm dec}^{-1}$  a partir de las medias anuales.

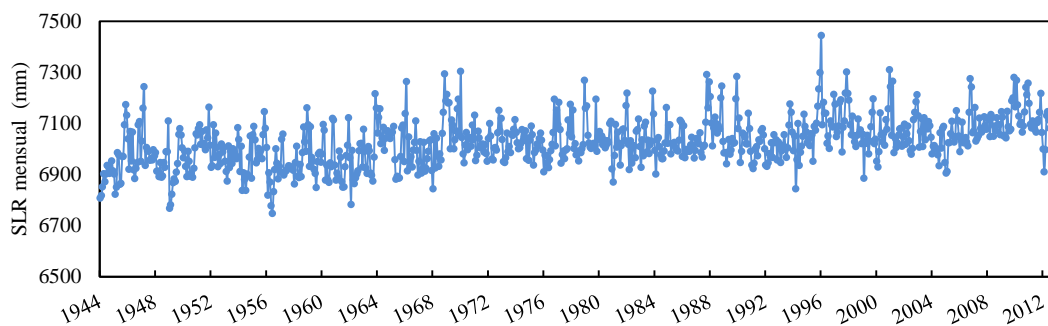
### A Coruña



**Fig. VIII.2.** Climatología para el período de registro.

La representación de la climatología anual muestra el comportamiento estándar de la marea durante el año natural y su relación con la presión atmosférica. La curva climatológica de la estación de A Coruña (Fig. VIII.2) muestra valores mínimos a en verano cuando se ve influenciada por el anticiclón de las Azores y máximos en otoño con la entrada de borrascas. Para esta estación se pueden apreciar una mayor dispersión en los datos que en las estaciones anteriores debido a una mayor variabilidad en la presión atmosférica de unos años a otros sobre todo en los meses de otoño- invierno.

### A Coruña

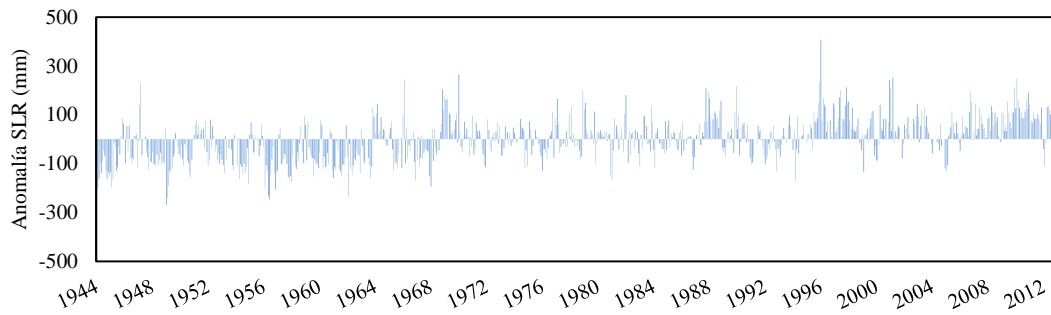


**Fig. VIII.3.** Representación de los datos mensuales corregidos con la climatología para todo el período de registro.

En la representación de los datos mensuales corregidos con la climatología (Fig. VIII.3) se aprecia la variabilidad interanual, comentada en la climatología. En la gráfica se aprecia que se trata de una zona con gran variabilidad.



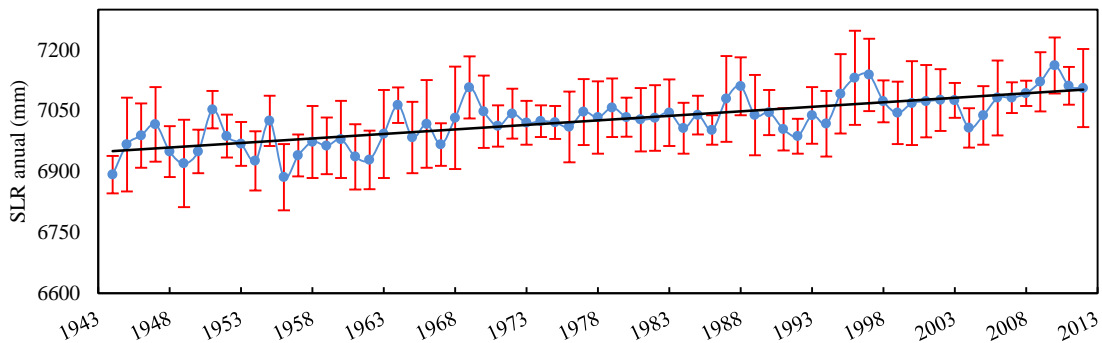
### A Coruña



**Fig. VIII.4.** Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro.

La figura VIII.4 muestra la anomalía mensual de la elevación del nivel del mar para el período de registro. Se observa un período de predominio negativo hasta aproximadamente 1968, seguido de un período de fluctuación entre anomalías positivas y negativas hasta aproximadamente 1996 cuando comienza un predominio de valores positivos.

### A Coruña



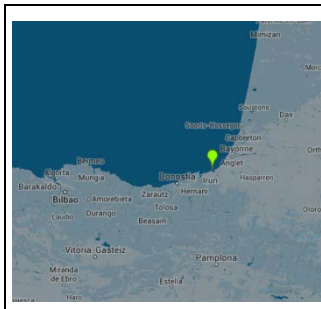
**Fig. VIII.5.** Variación interanual de la elevación del mar para todo el período de registro. Las barras representan la desviación estándar y la línea recta la tendencia.

La figura VIII.5 representa la variabilidad interanual de la elevación del mar observándose una tendencia positiva, con una elevación del nivel del mar de  $2,22 \pm 0,24$   $\text{cm dec}^{-1}$  para el período 1944-2012. Este valor es superior al obtenido por Gómez-Gesteira et al.,  $1,67$   $\text{cm dec}^{-1}$  para el período 1943-2004 (Gómez Gesteira et al., 2011) y al obtenido por Marcos et al.  $1,4 \pm 0,2$   $\text{cm dec}^{-1}$  para el período 1943-2001 (Marcos et al., 2013). Es superior pero estadísticamente equiparable al obtenido por la NOAA,  $1,53 \pm 0,43$   $\text{cm dec}^{-1}$  para el período 1943-2012) (*National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*).

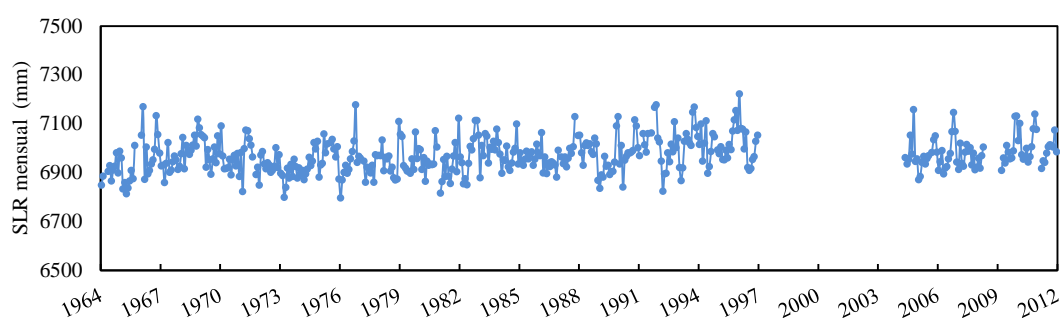


## IX. St John de Luz

CARACTERÍSTICAS	
Estación	St. John de Luz/Socoa
Código PSMSL	190-141
Autoridad responsable	Servicio Hidrológico y Oceanográfico de la Marina
Situación	Latitud (°) 43,395239
	Longitud (°) -1,681623
Mareógrafo	Radar
Período de estudio	1942-2011



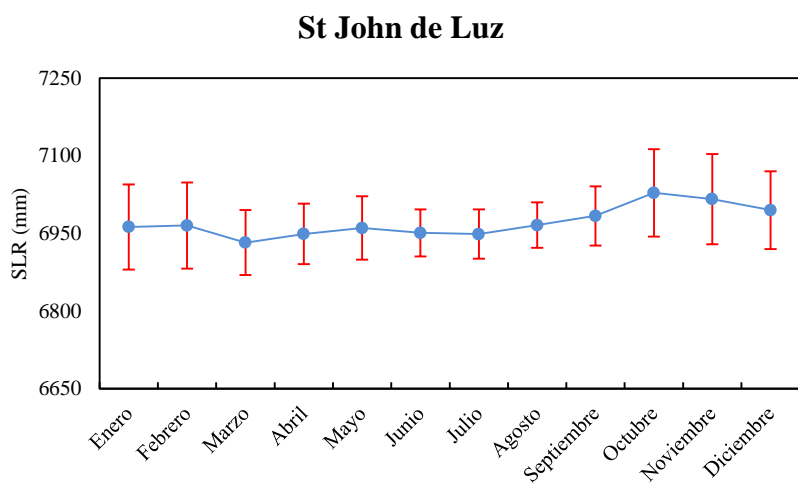
### St John de Luz



**Fig. IX.1.** Datos brutos mensuales de la elevación del nivel del mar (SLR) durante el período de registro.

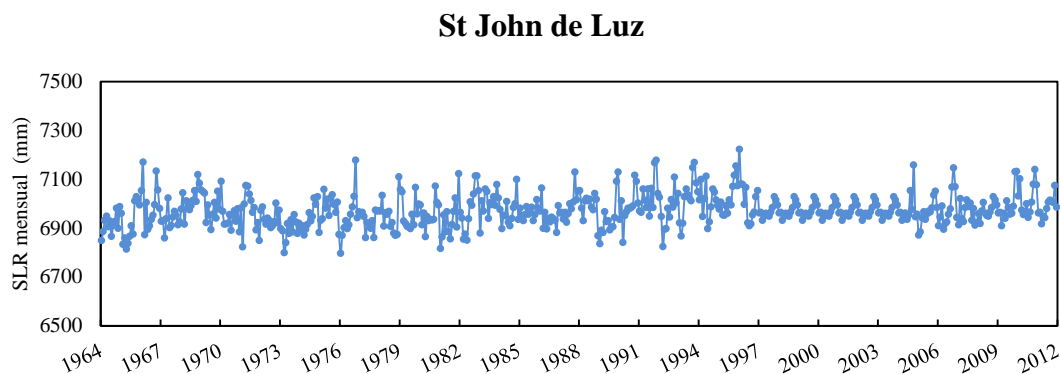
La figura anterior (Fig. IX.1) muestra la representación de los valores mensuales obtenidos de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar para la estación de St. John de Luz sin ningún tipo de modificación. Se puede observar una importante discontinuidad de enero de 1997 a abril de 2004 (88 meses) y otra menor de mayo de 2008 a febrero de 2009 (10 meses). Además se observan otras pequeñas discontinuidades: dos meses en 1964, tres meses en 1965, un mes en 1971, 1975, 1977 y 1980, dos meses en 1987, tres meses en 1991, un mes en 1994, un mes en 2005 y dos meses en 2011.

La tendencia obtenida a partir de los datos brutos mensuales para la estación de St. John de Luz es de  $1,27 \pm 0,24 \text{ cm dec}^{-1}$  y de  $1,17 \pm 0,39 \text{ cm dec}^{-1}$  a partir de las medias anuales.



**Fig. IX.2.** Climatología para el período de registro.

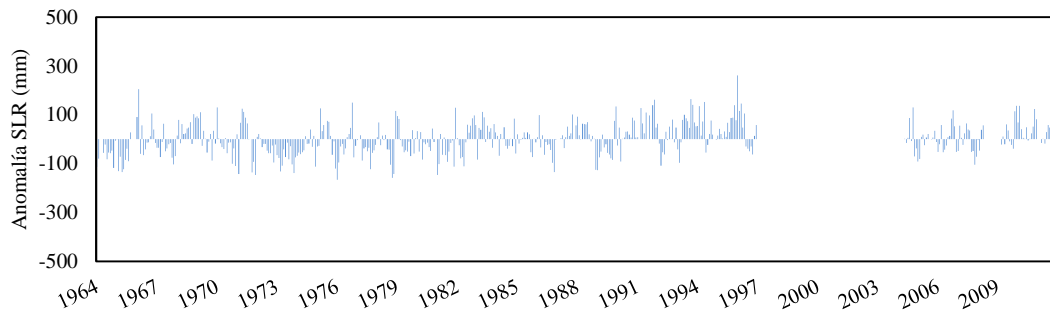
La representación de la climatología anual (Fig. IX.2) muestra el comportamiento estándar de la marea durante el año natural y su relación con la presión atmosférica. La curva climatológica de la estación de St. John de Luz muestra valores máximos en otoño debido a la entrada de borrascas. También muestra una mayor dispersión en otoño y en invierno debido a la mayor variabilidad.



**Fig. IX.3.** Representación de los datos mensuales corregidos con la climatología para todo el período de registro.

En la representación de los datos mensuales corregidos con la climatología (Fig. IX.3) se aprecia la variabilidad interanual, comentada en la climatología. Destaca el período de enero de 1997 a abril de 2004 que se ha corregido con la climatología y representa la variabilidad media. Destaca el período de enero de 1997 a abril de 2004 que se ha corregido con la climatología y representa la variabilidad media.

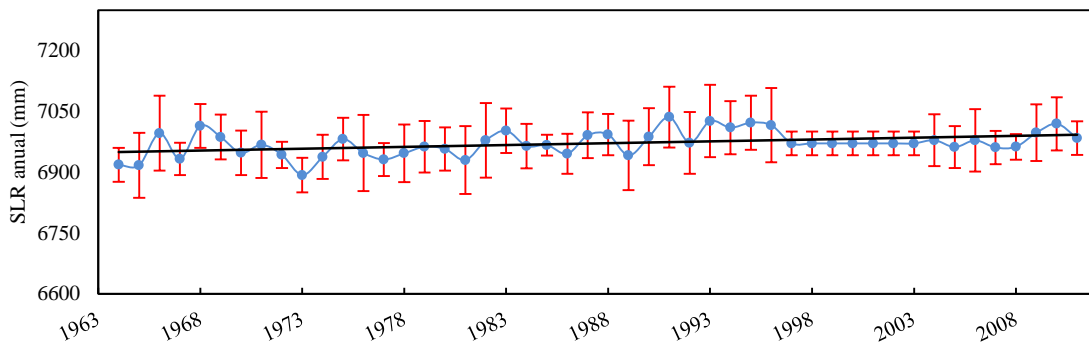
### St John de Luz



**Fig. IX.4.** Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro.

La figura IX.4 muestra la anomalía de la SLR mensual para todo el período de registro. Se observa una alternancia entre períodos de anomalía positiva y negativa con un predominio de valores positivos en la década de los noventa cuando se alcanzan los valores más elevados.

### St John de Luz



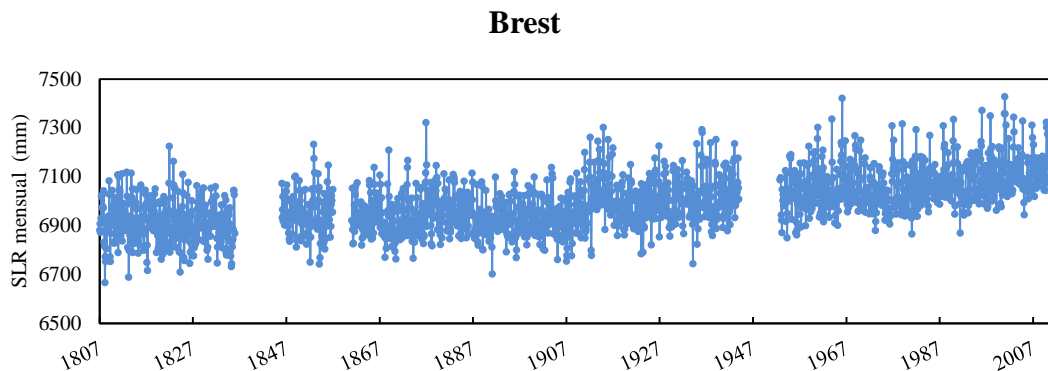
**Fig. IX.5.** Variación interanual de la elevación del mar para todo el período de registro. Las barras representan la desviación estándar y la línea recta la tendencia.

La figura IX.5 representa la variabilidad interanual de la SLR observándose una tendencia positiva, con una elevación del nivel del mar de  $0,91 \pm 0,29 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1964-2011. Este valor es inferior al obtenido por Marcos et al.,  $2,1 \pm 0,3 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1942-1996 (Marcos et al., 2013) y al obtenido por Chust et al.,  $2,09 \pm 0,42 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1942-2006 (Chust et al., 2009). También es ligeramente inferior pero equiparable al obtenido por la NOAA,  $1,40 \pm 0,58 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1942-2011 (*National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*).



## X. Brest

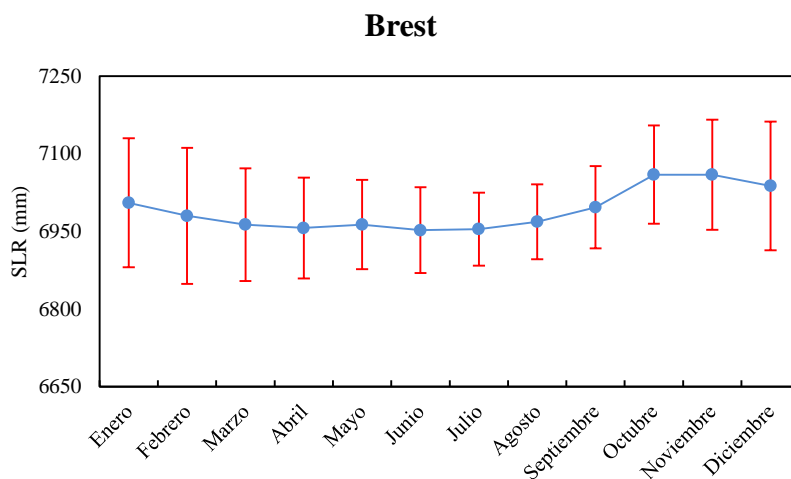
CARACTERÍSTICAS	
<b>Estación</b>	Brest
<b>Código PSMSL</b>	190-091
<b>Autoridad responsable</b>	Servicio Hidrológico y Oceanográfico de la Marina
<b>Situación</b>	Latitud (°) 48,382900
	Longitud (°) -4,495040
<b>Mareógrafo</b>	Flotador; Acústico; Radar
<b>Período de estudio</b>	1807-2011



**Fig. X.1.** Datos brutos mensuales de la elevación del nivel del mar (SLR) durante el período de registro.

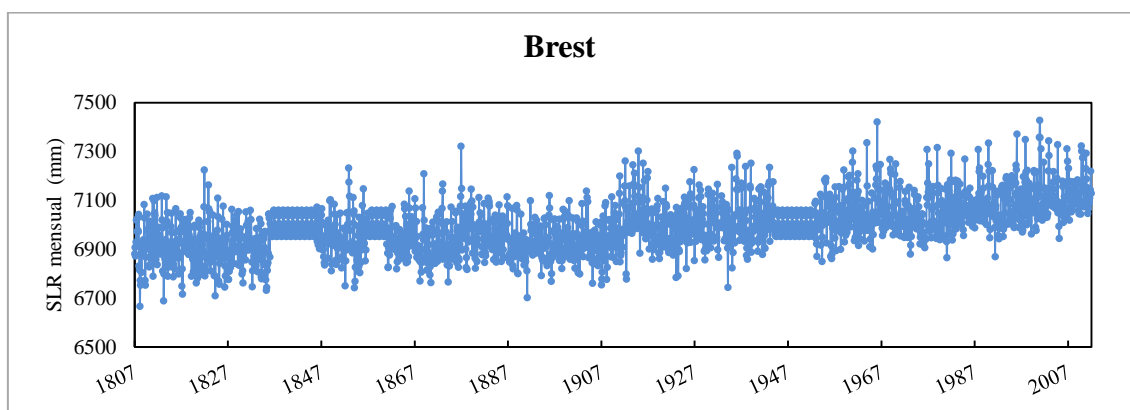
La figura anterior (Fig. X.1) muestra la representación de los valores mensuales obtenidos de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar para la estación de Brest sin ningún tipo de modificación. La estación de Brest muestra el período de registro más largo del presente estudio. Durante el mismo se aprecian tres períodos con una importante discontinuidad en los datos. El primero de enero de 1836 a diciembre de 1845 (120 meses), el segundo de enero de 1857 a diciembre de 1860 (48 meses) y el tercero de enero de 1944 a septiembre de 1952 (105 meses). Además, se observan pequeñas discontinuidades: un mes en 1917, un mes en 1980 y un mes en 1982.

La tendencia obtenida a partir de los datos brutos mensuales para la estación de Brest es de  $1,06 \pm 0,03 \text{ cm dec}^{-1}$  y de  $1,06 \pm 0,05 \text{ cm dec}^{-1}$  a partir de las medias anuales.



**Fig. X.2.** Climatología para el período de registro.

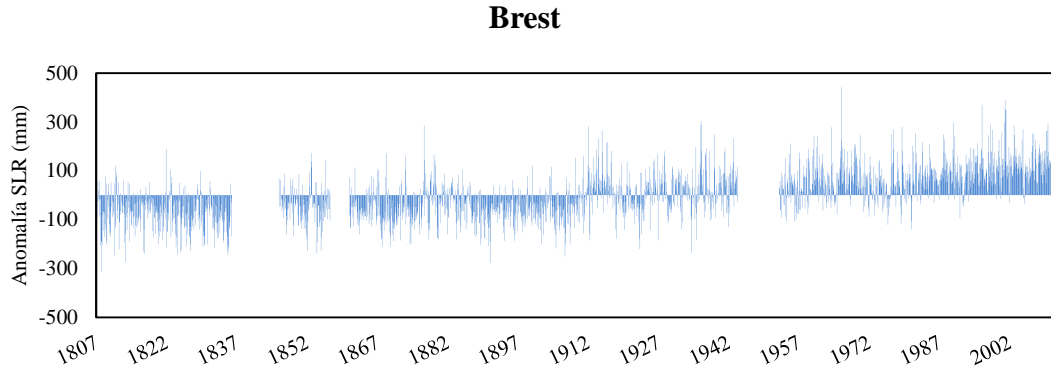
La representación de la climatología anual (Fig. X.2) muestra el comportamiento estándar de la marea durante el año natural y en relación con la presión atmosférica. La curva climatológica de la estación de Brest muestra valores mínimos en primavera-verano debido a la influencia anticiclónica y máximos en otoño debido a la entrada de borrascas. La amplitud de las barras de desviación indica una gran dispersión de los valores respecto a la media, sobre todo en los meses de otoño-invierno.



**Fig. X.3.** Representación de los datos mensuales corregidos con la climatología para todo el período de registro.

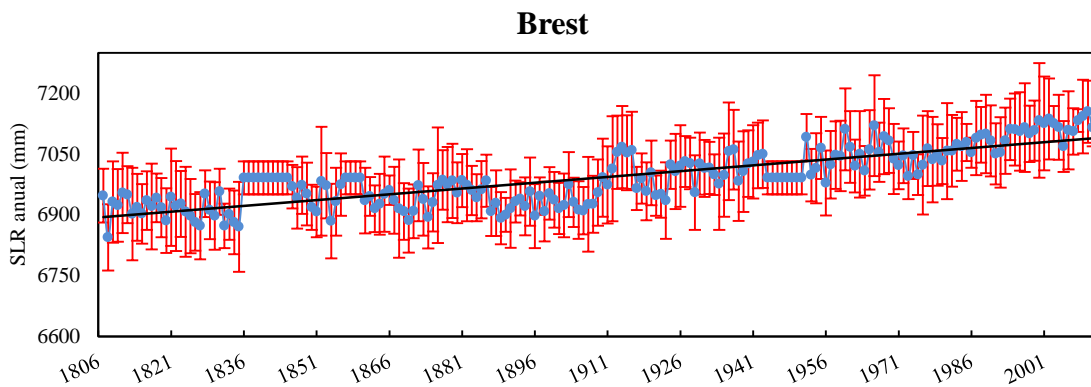
En la representación de los datos mensuales corregidos con la climatología (Fig. X.3) se aprecia la variabilidad interanual, comentada en la climatología con un amplio rango de marea. Destacan los períodos de 1836 a diciembre de 1845, de enero de 1957 a diciembre de 1860 y de enero de 1944 a septiembre de 1952, los cuales se han corregido con la climatología y representan la variabilidad media.





**Fig. X.4.** Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro.

La figura X.4 muestra la anomalía de elevación del nivel del mar durante el período de registro. Se observa una alternancia entre períodos de anomalía positiva y negativa aunque con un predominio de valores negativos hasta 1912 y con un predominio de valores positivos a partir de entonces.



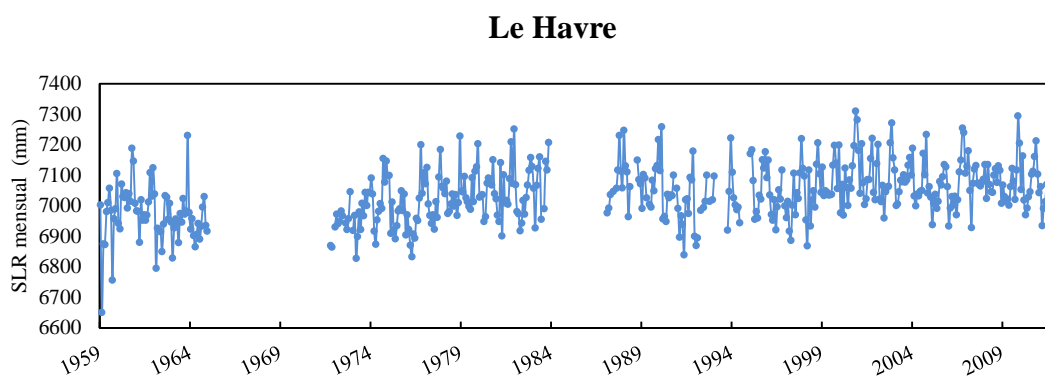
**Fig. X.5.** Variación interanual de la elevación del mar para todo el período de registro. Las barras representan la desviación estándar y la línea recta la tendencia.

La figura X.5 representa variabilidad interanual de la SLR observándose una tendencia positiva, con una elevación del nivel del mar de  $0,95 \pm 0,05 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1807-2011. Este valor es inferior a  $1,40 \pm 0,05 \text{ cm dec}^{-1}$  obtenido por Wöppelman et al., para un período de 87 años (Wöppelman et al., 2007) y a  $1,41 \pm 0,11 \text{ cm dec}^{-1}$ , obtenido para el período 1900-2006 (Haigh et al., 2009). Además es estadísticamente equiparable al obtenido por la NOAA,  $1,05 \pm 0,08 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1908-1999 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA).



## XI. Le Havre

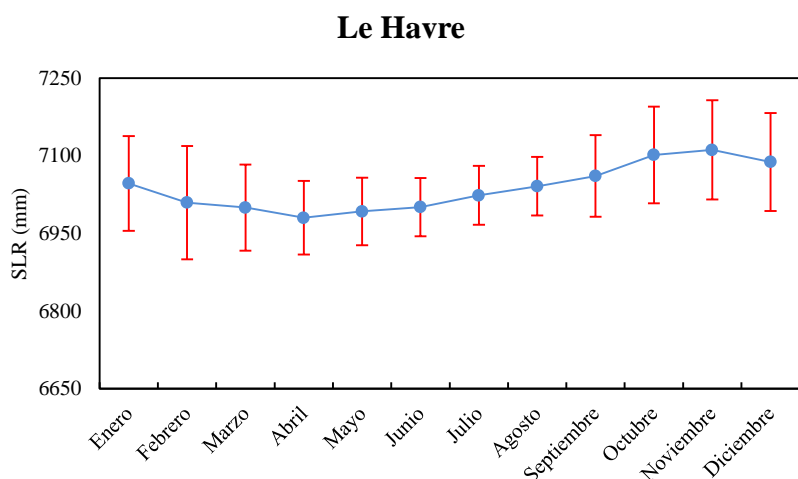
CARACTERÍSTICAS	
Estación	Le Havre
Código PSMSL	190-051
Autoridad responsable	Servicio Hidrológico y Oceanográfico de la Marina
Situación	Latitud (°) 49,482015
	Longitud (°) 0,106066
Mareógrafo	Radar
Período de estudio	1941-2011



**Fig. XI.1.** Datos brutos mensuales de la elevación del nivel del mar (SLR) durante el período de registro.

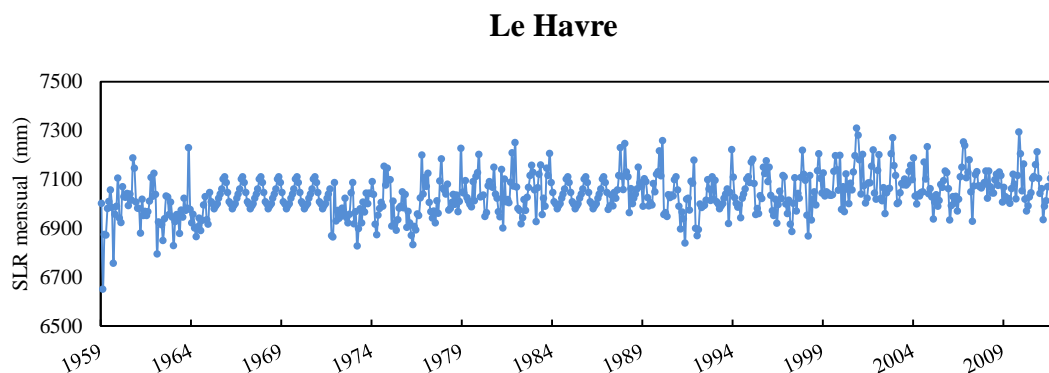
La figura anterior (Fig. XI.1) muestra la representación de los valores mensuales obtenidos de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar para la estación de Le Havre sin ningún tipo de modificación. Se observan dos discontinuidades importantes. La primera de enero de 1965 a septiembre de 1971 (81 meses) faltando también diciembre de 1971, la segunda de diciembre de 1983 a enero de 1987 (38 meses). Además se observan pequeñas discontinuidades: dos meses en 1972, un mes en 1983, tres meses en 1987, cuatro meses en 1988, un mes en 1989, un mes en 1990, cuatro meses en 1992, ocho meses en 1993, seis meses en 1994 y un mes en 1996.

La tendencia obtenida a partir de los datos brutos mensuales para la estación de Le Havre es de  $2,44 \pm 0,24 \text{ cm dec}^{-1}$  y de  $2,37 \pm 0,33 \text{ cm dec}^{-1}$  a partir de las medias anuales.



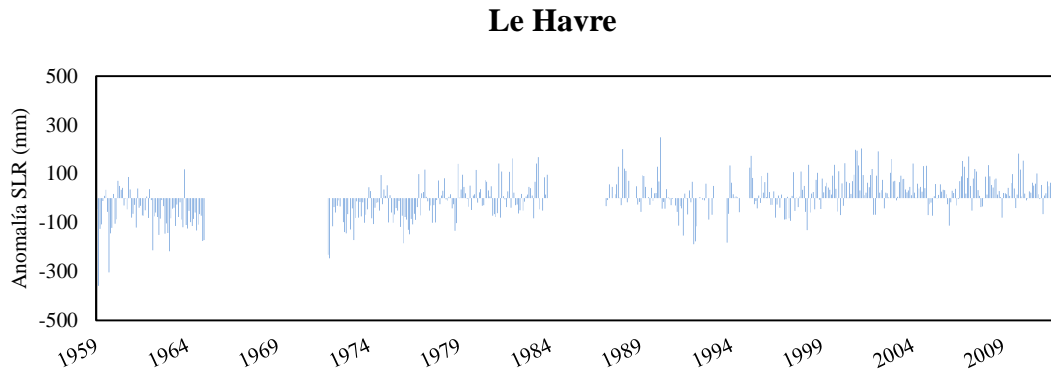
**Fig. XI.2.** Climatología para el período de registro.

La representación de la climatología anual (Fig. XI.2) muestra el comportamiento estándar de la marea durante el año natural y su relación con la presión atmosférica. La curva climatológica de la estación de Le Havre muestra valores mínimos en primavera debido a la influencia anticiclónica y máximos en otoño debido a la entrada de borrascas. Los valores tienen una menor dispersión en primavera y verano que en otoño e invierno.



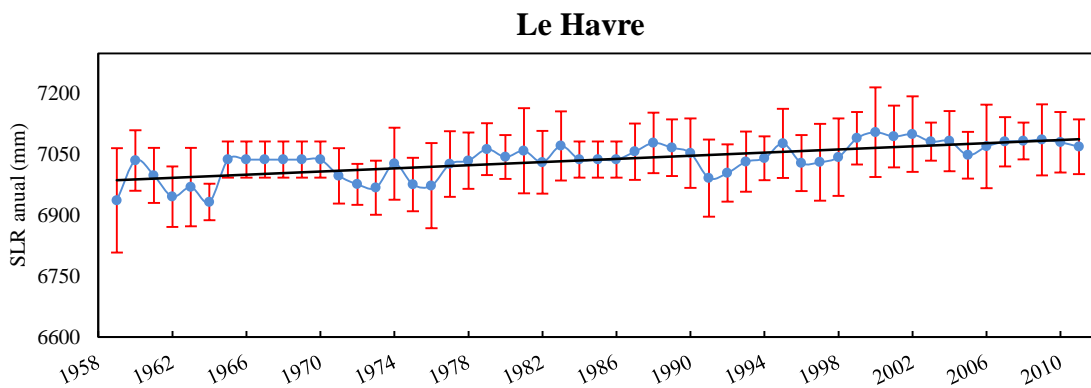
**Fig. XI.3.** Representación de los datos mensuales corregidos con la climatología para todo el período de registro.

En la representación de los datos mensuales corregidos con la climatología (Fig. XI.3) se aprecia la variabilidad interanual, comentada en la climatología. Destacan los períodos de enero de 1965 a septiembre de 1971 y de diciembre de 1983 a enero de 1987, los cuales se han corregido con la climatología y representan la variabilidad media.



**Fig. XI.4.** Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro.

La figura XI.4 muestra la anomalía mensual de la elevación del nivel del mar durante el período de registro. En torno a 1977 se pasa de un predominio de valores negativos a un predominio de valores positivos.



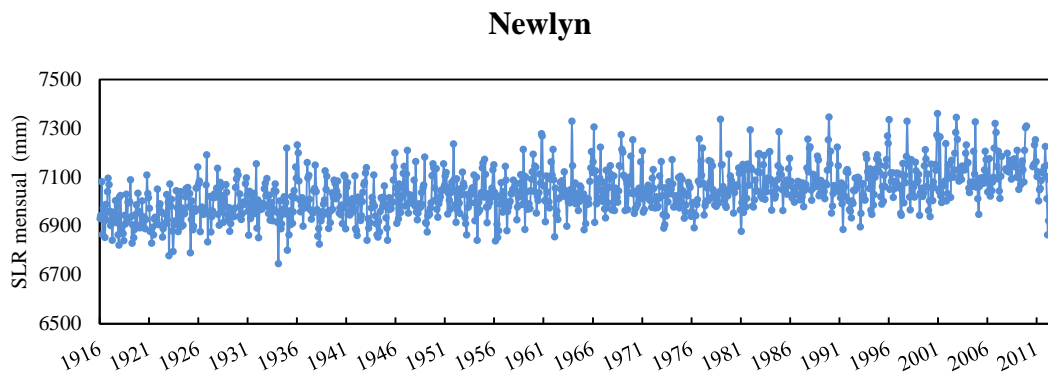
**Fig. XI.5.** Variación interanual de la elevación del mar para todo el período de registro. Las barras representan la desviación estándar y la línea recta la tendencia.

La figura XI.5 representa la variabilidad interanual de la SLR observándose una tendencia positiva, con una elevación del nivel del mar de  $1,95 \pm 0,27 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1959-2011. Este valor es estadísticamente equiparable a los bibliográficos:  $2,53 \pm 0,39 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1959-2006 (Haigh et al., 2009) y  $2,15 \pm 0,52 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1941-2011 (*National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*).



## XII. Newlyn

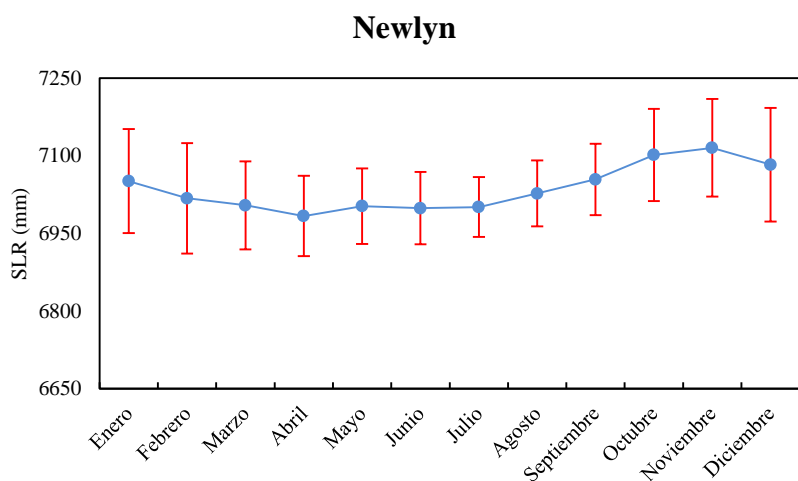
CARACTERÍSTICAS	
<b>Estación</b>	Newlyn
<b>Código PSMSL</b>	170-161
<b>Autoridad responsable</b>	Laboratorio Oceanográfico Proudman
<b>Situación</b>	Latitud (°) 50,103000
	Longitud (°) -5,542833
<b>Mareógrafo</b>	Flotador; Presión; Bubbler; Radar
<b>Período de estudio</b>	1915-2012



**Fig. XII.1.** Datos brutos mensuales de la elevación del nivel del mar (SLR) durante el período de registro.

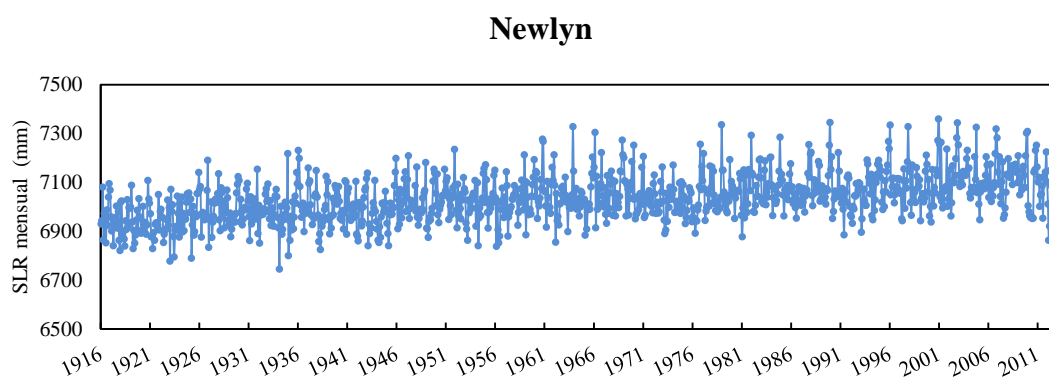
La figura anterior (Fig. XII.1) muestra la representación de los valores mensuales obtenidos de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar para la estación de Newlyn sin ningún tipo de modificación. Se pueden observar pequeñas discontinuidades: un mes en 2002, cuatro meses en 2007, siete meses en 2010 y un mes en 2011.

La tendencia obtenida a partir de los datos brutos mensuales para la estación de Newlyn es de  $1,79 \pm 0,09 \text{ cm dec}^{-1}$  y de  $1,76 \pm 0,10 \text{ cm dec}^{-1}$  a partir de las medias anuales.



**Fig. XII.2.** Climatología para el período de registro.

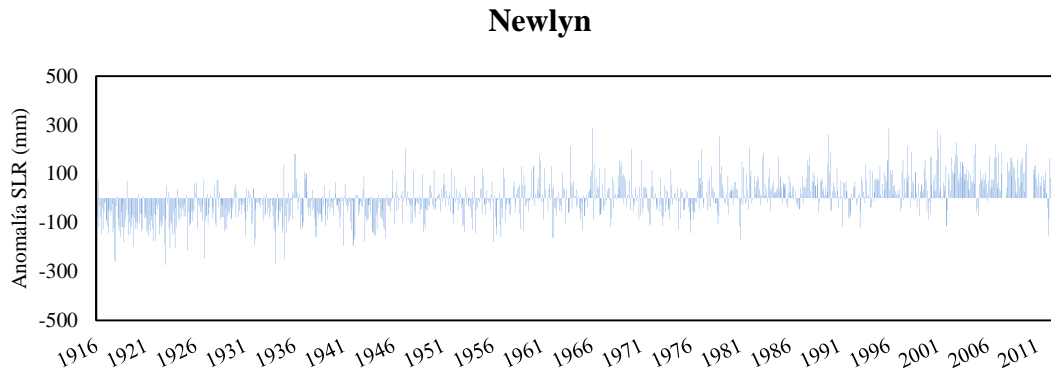
La representación de la climatología anual (Fig. XII.2) muestra el comportamiento estándar de la marea durante el año natural y su relación con la presión atmosférica. La curva climatológica de la estación de Newlyn muestra valores mínimos en primavera-verano debido a la influencia anticiclónica y máximos en otoño por la entrada de borrascas. La inestabilidad durante los meses de otoño e invierno se refleja en una mayor dispersión de los valores respecto a la media.



**Fig. XII.3.** Representación de los datos mensuales corregidos con la climatología para todo el período de registro.

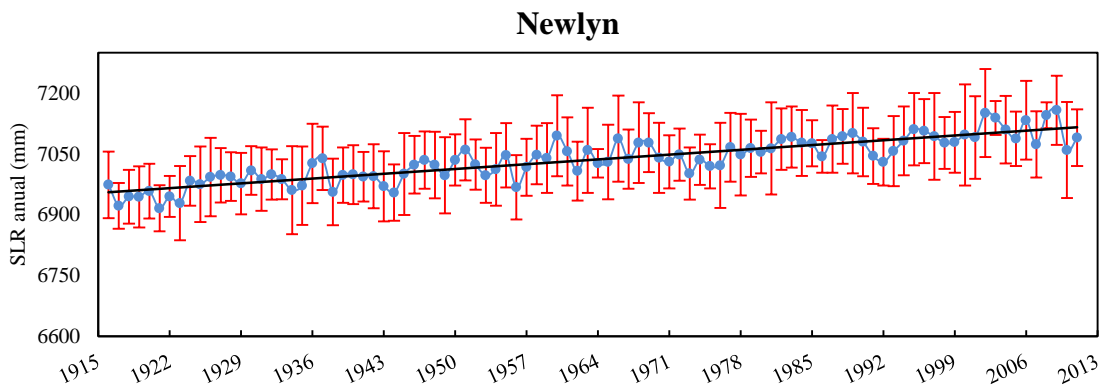
En la representación de los datos mensuales corregidos con la climatología (Fig. XII.3) se aprecia la variabilidad interanual, comentada en la climatología.





**Fig. XII.4.** Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro.

La figura XII.4 muestra la anomalía mensual de la elevación del nivel del mar durante el período de registro. Se observa un claro dominio de valores negativos desde 1916 hasta 1946 y una alternancia entre valores positivos y negativos hasta 1981 cuando comienza un período de dominio de anomalías positivas.



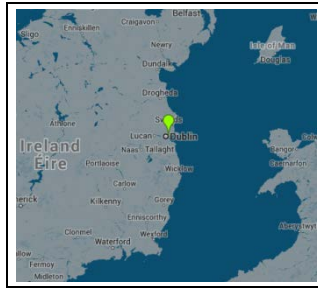
**Fig. XII.5.** Variación interanual de la elevación del mar para todo el período de registro. Las barras representan la desviación estándar y la línea recta la tendencia.

La figura XII.5 representa la variabilidad interanual de la SLR observándose una tendencia positiva, con una elevación del nivel del mar de  $1,69 \pm 0,10 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1916-2012. Este valor es estadísticamente equiparable a los bibliográficos:  $1,74 \pm 0,10 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1916-2006 (Haigh et al., 2009),  $1,69 \pm 0,11 \text{ cm dec}^{-1}$  para 87 años (Wöppelman et al., 2007) y  $1,76 \pm 0,17 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1915-2011 (*National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*).

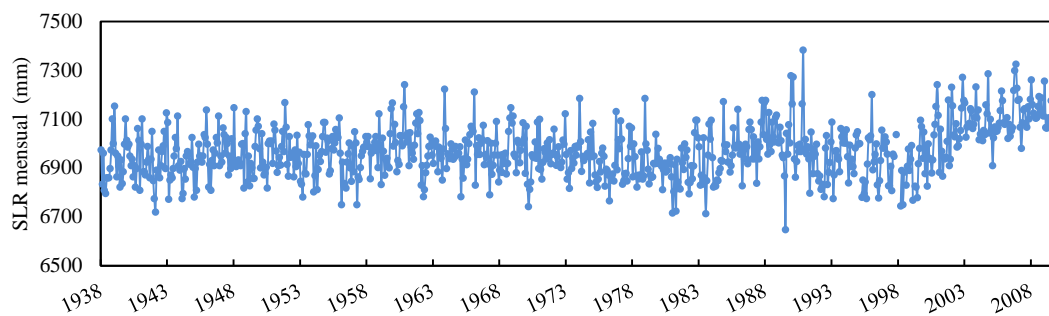


### XIII. Dublín

CARACTERÍSTICAS	
Estación	Dublín
Código PSMSL	175-071
Autoridad responsable	
Situación	Latitud (°) 53,350000
	Longitud (°) -6,216667
Mareógrafo	Radar
Período de estudio	1938-2009



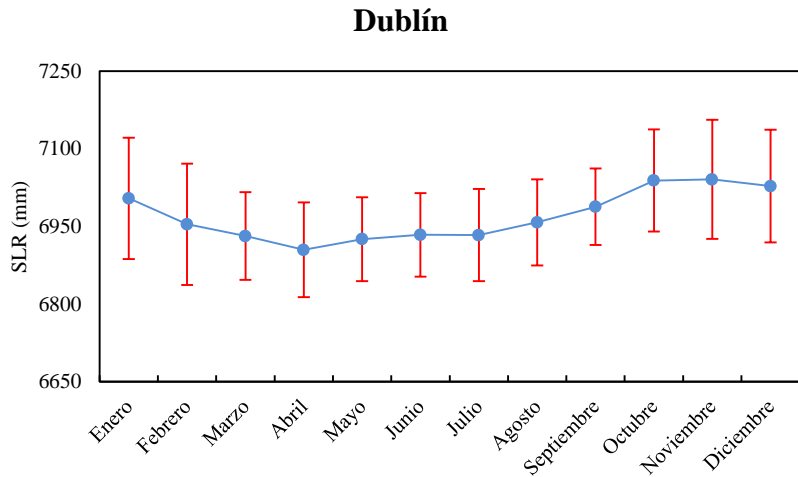
#### Dublín



**Fig. XIII.1.** Datos brutos mensuales de la elevación del nivel del mar (SLR) durante el período de registro.

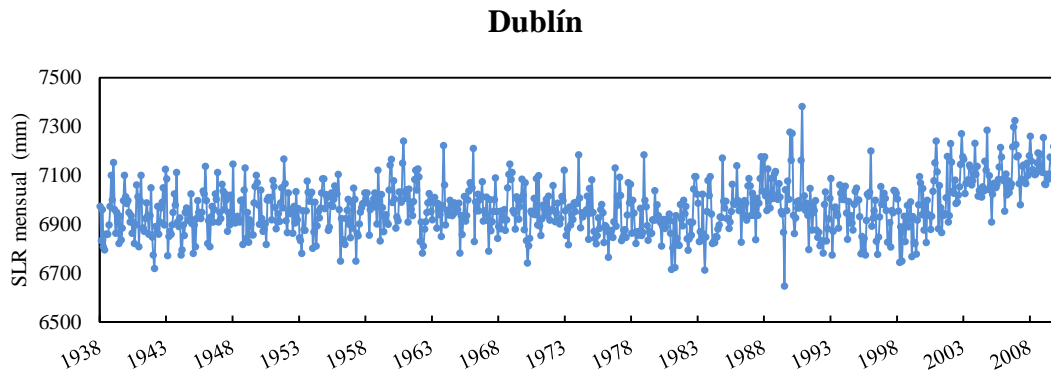
La figura anterior (Fig. XIII.1) muestra la representación de los valores mensuales obtenidos de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar para la estación de Dublín sin ningún tipo de modificación. Se pueden observar pequeñas discontinuidades: un mes en 1995, dos meses en 1997, tres meses en 1998, un mes en 1999 y un mes en 2006.

La tendencia obtenida a partir de los datos brutos mensuales para la estación de Dublín es de  $1,46 \pm 0,17 \text{ cm dec}^{-1}$  y de  $1,39 \pm 0,33 \text{ cm dec}^{-1}$  a partir de las medias anuales.



**Fig. XIII.2.** Climatología para el período de registro.

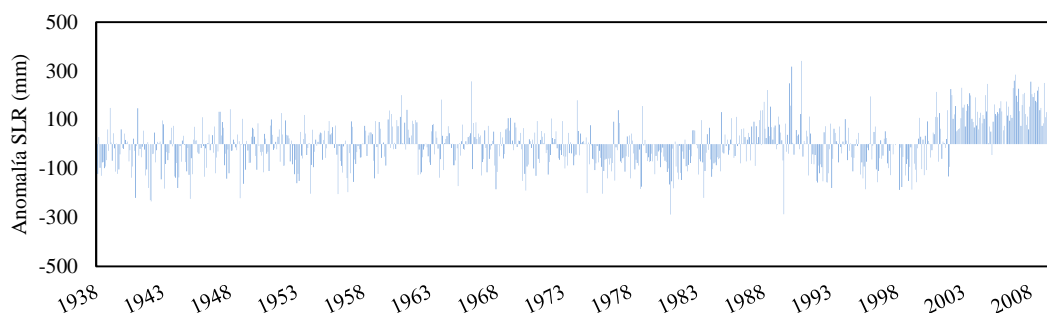
La representación de la climatología anual (Fig. XIII.2) muestra el comportamiento estándar de la marea durante el año natural y su relación con la presión atmosférica. La curva climatológica de la estación de Dublín muestra valores mínimos en primavera-verano debido a la influencia anticiclónica y máximos en otoño debido a la entrada de borrascas. La inestabilidad de la zona se refleja en una amplia dispersión de los valores de nivel del mar respecto a la media.



**Fig. XIII.3.** Representación de los datos mensuales corregidos con la climatología para todo el período de registro.

En la representación de los datos mensuales corregidos con la climatología (Fig. XIII.3) se aprecia la variabilidad interanual, comentada en la climatología. En torno a 1990 se observa un período de gran variabilidad y a partir del 2000 aproximadamente una tendencia positiva muy marcada.

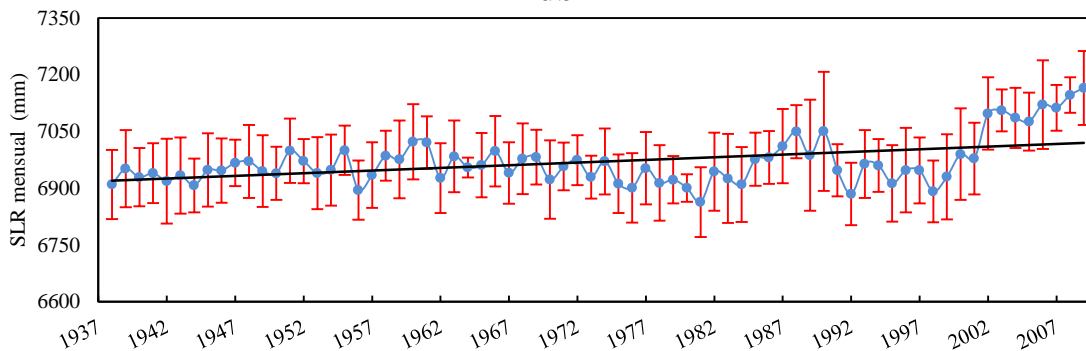
### Dublín



**Fig. XIII.4.** Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro.

La figura XIII.4 muestra la anomalía mensual de la elevación del nivel del mar para el período de registro. Se observa una fluctuación entre valores positivos y negativos durante la mayor parte del registro. De mediados de los 70 a inicios de los 80 esta variabilidad tiende a mantenerse en valores negativos. A finales de los 80 predominan los valores positivos alcanzándose los valores máximos y mínimos de anomalía. En los 90 la variabilidad de la anomalía de la SLR se decanta hacia valores negativos y a partir del año 2000 se observa un claro dominio de valores positivos.

### Dublín



**Fig. XIII.5.** Variación interanual de la elevación del mar para todo el período de registro. Las barras representan la desviación estándar y la línea recta la tendencia.

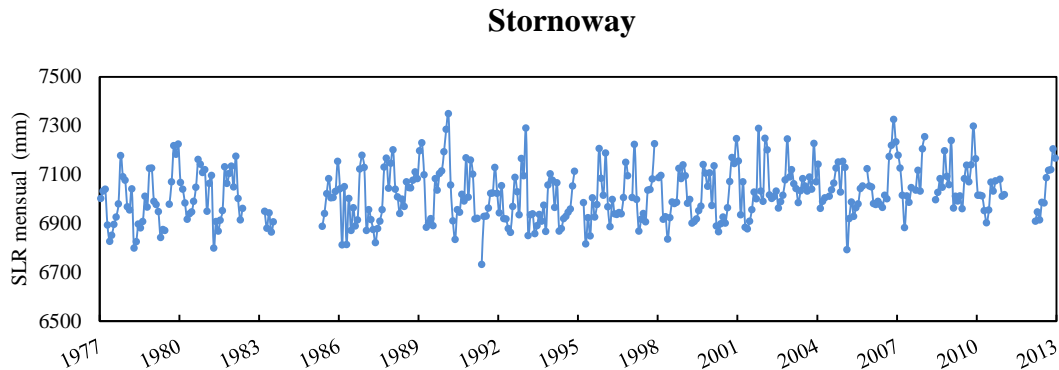
La figura XIII.5 representa la variabilidad interanual de la SLR observándose una ligera tendencia positiva, con una elevación del nivel del mar de  $1,4 \pm 0,32 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1938-2009. Este valor discrepa del obtenido por Haigh et al.,  $0,20 \pm 0,27 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1938-2001 (Haigh et al., 2009) y del de la NOAA,  $0,07 \pm 0,40 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1938-2001 (*National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*).

Esta discrepancia se debe a la diferencia en los períodos de estudio ya que, como se aprecia en la gráfica, en el último tramo se produce un incremento significativo en la elevación del nivel del mar.



#### XIV. Stornoway

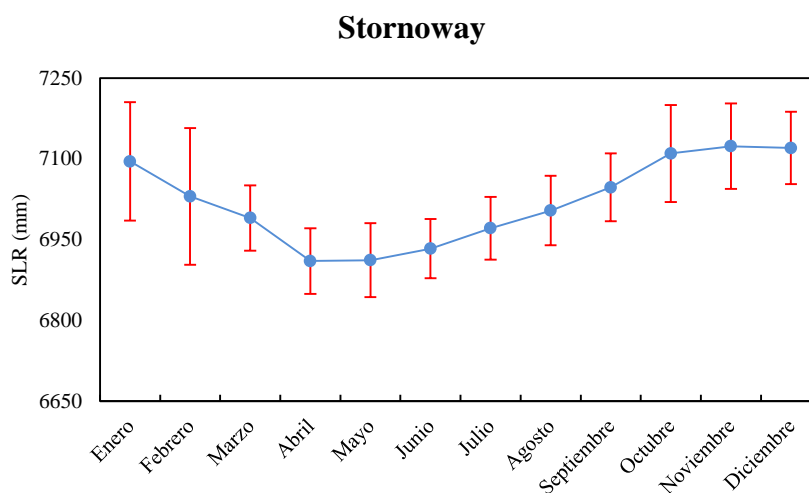
CARACTERÍSTICAS	
Estación	Stornoway
Código PSMSL	170-251
Autoridad responsable	Laboratorio Oceanográfico Proudman
Situación	Latitud (°) 58,207806
	Longitud (°) -6,388972
Mareógrafo	Flotador; Bubbler
Período de estudio	1977-2012



**Fig. XIV.1.** Datos brutos mensuales de la elevación del nivel del mar (SLR) durante el período de registro.

La figura anterior (Fig. XIV.1) muestra la representación de los valores mensuales obtenidos de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar para la estación de Stornoway sin ningún tipo de modificación. Se observan tres discontinuidades importantes en la serie de datos. La primera de junio de 1982 a febrero de 1983 (9 meses), la segunda de agosto de 1983 a abril de 1985 (21 meses) y una tercera de febrero de 2011 a febrero de 2012 (13 meses). Además se observan pequeñas discontinuidades: un mes en 1979, un mes en 1991, tres meses en 1995, un mes en 1996, un mes en 1997, un mes en 2004, un mes en 2005, un mes en 2007, cuatro meses en 2008 y un mes en 2010.

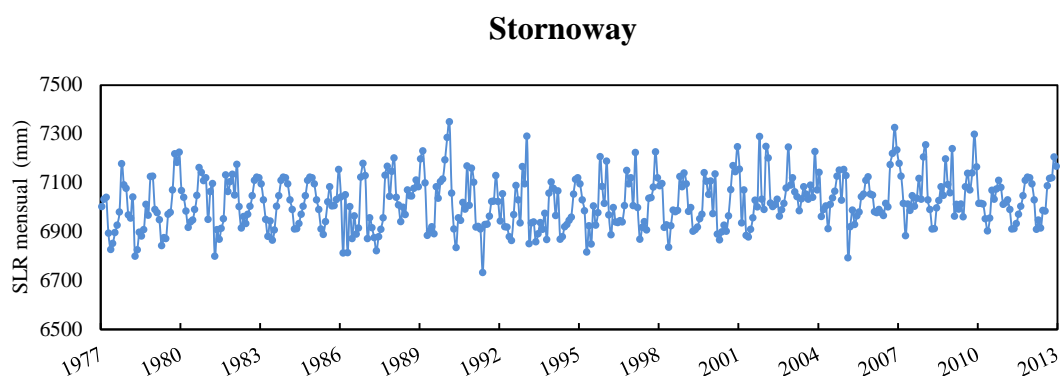
La tendencia obtenida a partir de los datos brutos mensuales para la estación de Stornoway es de  $2,16 \pm 0,55 \text{ cm dec}^{-1}$  y de  $2,00 \pm 0,59 \text{ cm dec}^{-1}$  a partir de las medias anuales.



**Fig. XIV.2.** Climatología para el período de registro.

La representación de la climatología anual (Fig. XIV.2) muestra el comportamiento estándar de la marea durante el año natural y su relación con la presión atmosférica. La curva climatológica de la estación de Stornoway muestra valores mínimos en primavera-verano debido a la influencia anticiclónica y máximos en otoño debido a la entrada de borrascas. La gran diferencia entre el máximo y el mínimo se debe a su situación geográfica en el límite entre el alta de Escandinavia y la baja de Islandia.

Los valores máximos de desviación se dan en otoño-invierno, lo que indica que en estas estaciones el nivel del mar varía más respecto a la media.

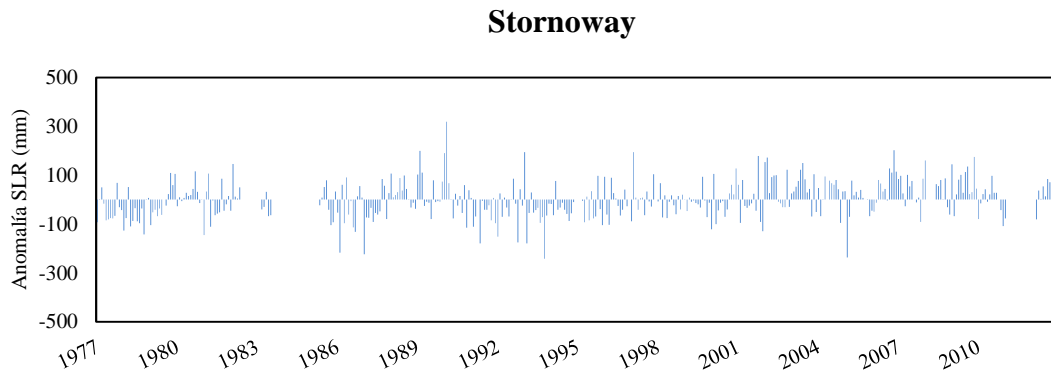


**Fig. XIV.3.** Representación de los datos mensuales corregidos con la climatología para todo el período de registro.

En la representación de los datos mensuales corregidos con la climatología (Fig. XIV.3) se aprecia la variabilidad interanual, comentada en la climatología. Destacan los períodos de junio de 1982 a febrero de 1983, de agosto de 1983 a abril de 1985 y una de

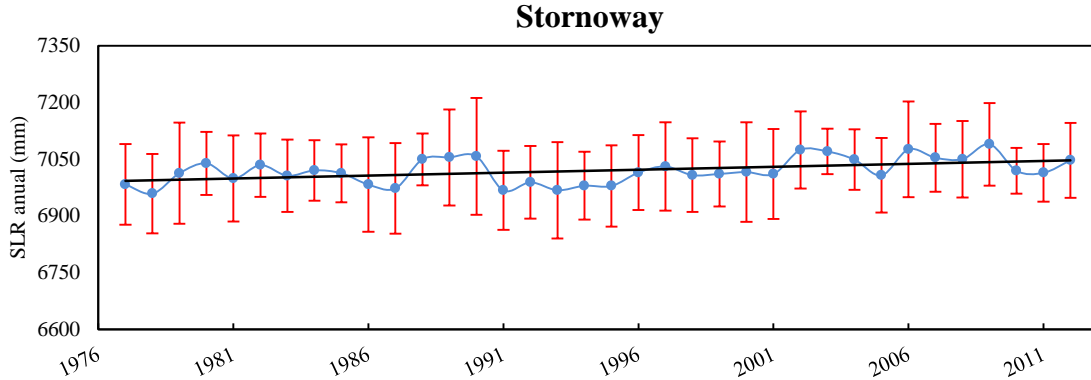


febrero de 2011 a febrero de 2012 los cuales se han corregido con la climatología y representan la variabilidad media.



**Fig. XIV.4.** Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro.

La figura XIV.4 muestra la anomalía mensual de la elevación del nivel del mar durante el período de registro. Se observa una alternancia entre períodos de anomalía positiva y negativa que tienden a mantenerse en valores positivos desde el 2000 aproximadamente.




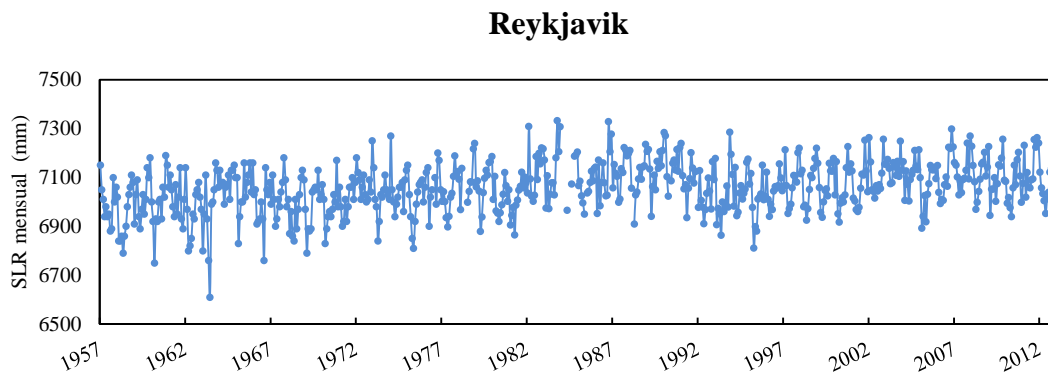
**Fig. XIV.5** Variación interanual de la elevación del mar para todo el período de registro. Las barras representan la desviación estándar y la línea recta la tendencia.

La figura XIV.5 representa la variabilidad interanual de la SLR observándose una tendencia positiva, con una elevación del nivel del mar de  $1,53 \pm 0,49 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1977-2012. Este valor es estadísticamente equiparable a los bibliográficos:  $1,83 \pm 0,69 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1977-2006 (Haigh et al., 2009) y  $1,92 \pm 0,94 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1977-2011 (*National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*).



#### XIV. Reykjavik

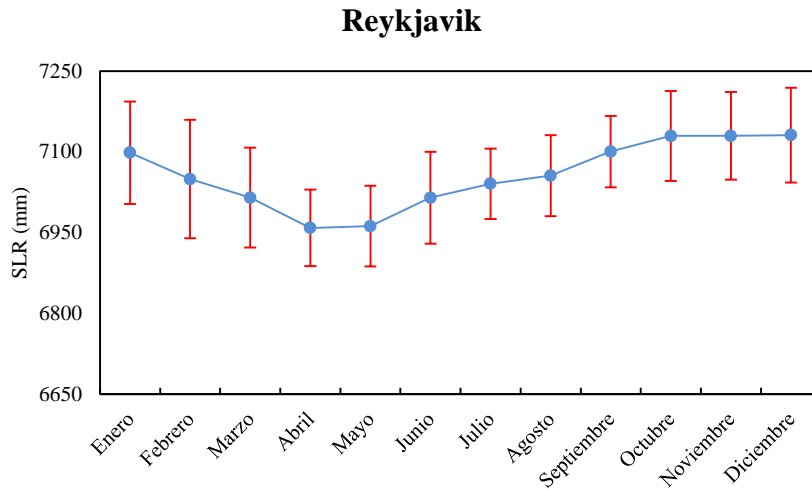
	CARACTERÍSTICAS	
	Estación	Reykjavik
	Código PSMSL	010-001
	Autoridad responsable	Servicio Hidrográfico de Islandia
	Situación	Latitud (°) 64,150583
		Longitud (°) -21,939880
	Mareógrafo	Flotador; Presión
Período de estudio	1956-2012	



**Fig. XV.1.** Datos brutos mensuales de la elevación del nivel del mar (SLR) durante el período de registro.

La figura anterior (Fig. XV.1) muestra la representación de los valores mensuales obtenidos de la base de datos del Servicio Permanente para el Nivel del Mar para la estación de Reykjavik sin ningún tipo de modificación. Se pueden observar pequeñas discontinuidades en la serie de datos: un mes en 1976, tres meses en 1978, siete meses en 1984, un mes en 1985, un mes en 1988, un mes en 1990 y un mes en 1991.

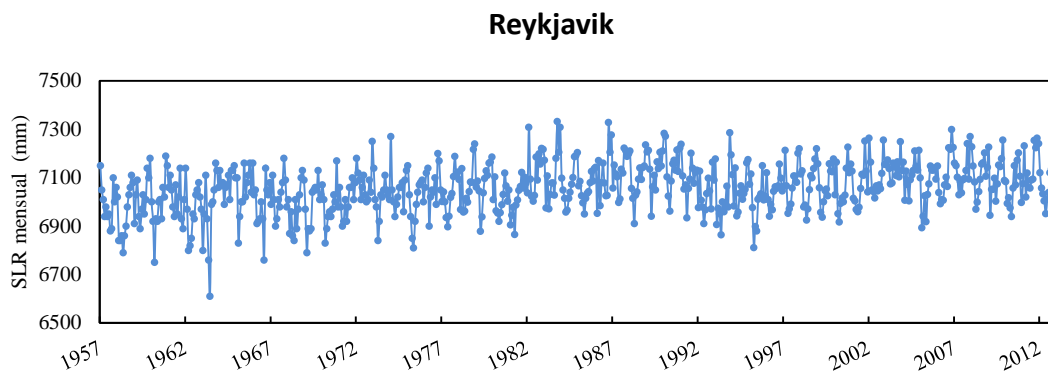
La tendencia obtenida a partir de los datos brutos mensuales para la estación de Reykjavik es de  $2,20 \pm 0,23 \text{ cm dec}^{-1}$  y de  $2,18 \pm 0,34 \text{ cm dec}^{-1}$  a partir de las medias anuales.



**Fig. XV.2.** Climatología para el período de registro.

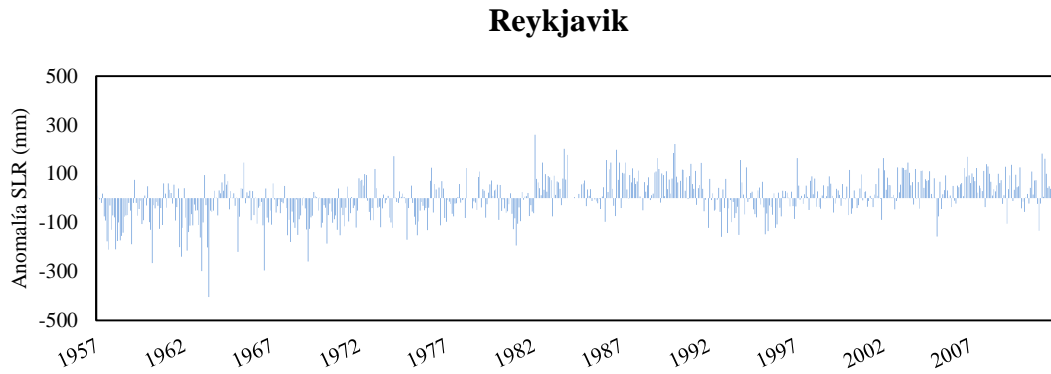
La representación de la climatología anual (Fig. XV.2) muestra el comportamiento estándar de la marea durante el año natural y su relación con la presión atmosférica. La curva climatológica de la estación de Reykjavik muestra valores mínimos en primavera debido al debilitamiento de la baja de Islandia y máximos en otoño-invierno cuando ésta se fortalece. En esta estación se observan los valores climatológicos más elevados de nivel del mar.

La amplitud de las barras de desviación indica una gran dispersión de los valores respecto a la media durante todo el año, con valores máximos en invierno.



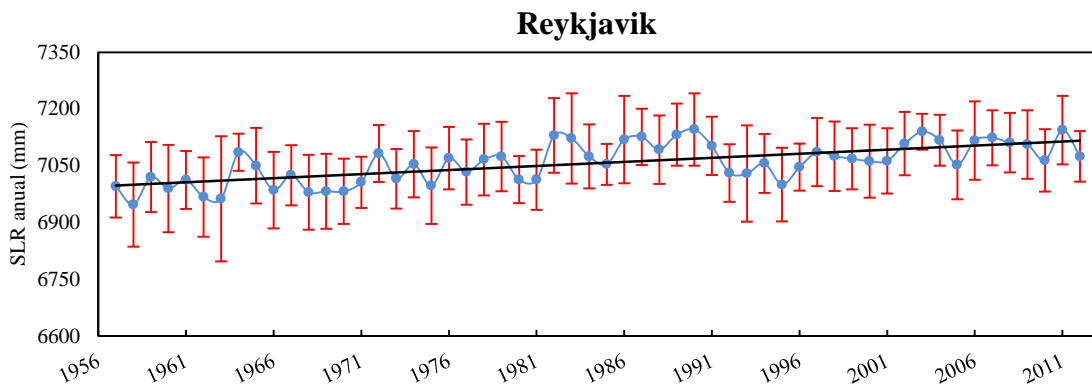
**Fig. XV.3.** Representación de los datos mensuales corregidos con la climatología para todo el período de registro.

En la representación de los datos mensuales corregidos con la climatología (Fig. XV.3) se aprecia la variabilidad interanual, comentada en la climatología.



**Fig. XV.4.** Anomalía de los datos mensuales de elevación del nivel del mar durante el período de registro.

La figura XV.4 muestra la anomalía mensual de la elevación del mar durante el período de registro. Se observa el paso de un predominio de valores negativos con mayor valor de anomalía a un predominio de valores positivos con anomalías más pequeñas.



**Fig. XV.5.** Variación interanual de la elevación del mar para todo el período de registro. Las barras representan la desviación estándar y la línea recta la tendencia.

La figura XV.5 representa la variabilidad interanual de la SLR observándose una tendencia positiva, con una elevación del nivel del mar de  $2,17 \pm 0,33 \text{ cm dec}^{-1}$  para el período 1957-2012. Este valor es estadísticamente equiparable al obtenido por la NOAA,  $2,33 \pm 0,50 \text{ cm dec}^{-1}$  (1953-2011) (*National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*).



#### 4.1.2. Comparación entre métodos

Como se comentó anteriormente en la sección 3.2 Procedimiento, las tendencias de la elevación del mar en cada una de las estaciones se han calculado de dos formas diferentes. En un caso se han calculado las tendencias anuales y mensuales con los datos crudos (método 1) y en el otro se ha utilizado la climatología para completar los huecos en las series de datos mensuales (método 2).

En la tabla 4.1 se muestran los valores de la tendencia con su correspondiente error y el coeficiente de determinación ( $R^2$ ) obtenidos para cada estación con ambos métodos, tanto para los datos mensuales como los anuales.

El coeficiente de determinación nos indica la relación entre el valor de la línea de tendencia y el valor de la serie de datos. Así, se observa que en las series de datos anuales la línea de tendencia tiene un mejor ajuste que en la serie mensual, y la discrepancia entre los valores del coeficiente de determinación entre los dos métodos no es significativa.

Al comparar las tendencias obtenidas a partir de datos mensuales y anuales se aprecia que, de forma general, difieren menos entre ellas en el método 2 que en el método 1 y el error en las tendencias es menor para el método 2 que para el 1.

Comparando las tendencias obtenidas en los dos métodos se observa que en doce de las quince estaciones la diferencia no es significativa, por lo que en este caso el uso de la climatología no sesga los datos. En las estaciones de Ponta Delgada ( $2,85 \text{ cm dec}^{-1}$  frente a  $2,33 \text{ cm dec}^{-1}$  y  $2,94 \text{ cm dec}^{-1}$  frente a  $2,39 \text{ cm dec}^{-1}$ ), Le Havre ( $2,44 \text{ cm dec}^{-1}/1,99 \text{ cm dec}^{-1}$  y  $2,37 \text{ cm dec}^{-1}/1,95 \text{ cm dec}^{-1}$ ) y Stornoway ( $2,16 \text{ cm dec}^{-1}/1,62 \text{ cm dec}^{-1}$  y  $2,00 \text{ cm dec}^{-1}/1,53 \text{ cm dec}^{-1}$ ) la variación entre las tendencias es significativa y esto se debe a la escasez de datos.

Así, el método climatológico es válido siempre y cuando el período de discontinuidad en la serie no sea muy largo.

**Tabla 4.1.** Análisis estadístico comparativo de los dos métodos.

ESTACIÓN	PERÍODO DE ESTUDIO	Método 1				Método 2			
		Datos mensuales		Datos anuales		Datos mensuales		Datos anuales	
		Tendencia (cm dec <sup>-1</sup> )	R <sup>2</sup>	Tendencia (cm dec <sup>-1</sup> )	R <sup>2</sup>	Tendencia (cm dec <sup>-1</sup> )	R <sup>2</sup>	Tendencia (cm dec <sup>-1</sup> )	R <sup>2</sup>
1.Santa Cruz de Tenerife	1993-2011	6,62±0,75	0,265	5,59±0,75	0,778	5,63±0,75	0,201	5,30±0,68	0,780
2.Ceuta	1945-2012	0,61±0,10	0,043	0,58±0,17	0,150	0,59±0,10	0,040	0,58±0,17	0,146
3.Algeciras	1944-2001	0,36±0,14	0,012	0,37±0,19	0,077	0,34±0,12	0,011	0,41±0,18	0,087
4.Cádiz III	1961-2012	3,89±0,21	0,372	3,94±0,41	0,655	3,77±0,20	0,357	3,75±0,40	0,638
5.Lagos	1909-1987	1,51±0,10	0,220	1,51±0,16	0,575	1,45±0,09	0,207	1,44±0,14	0,563
6.Cascais	1882-1993	1,28±0,05	0,329	1,26±0,09	0,652	1,22±0,05	0,310	1,25±0,09	0,647
7.Ponta Delgada	1979-2006	2,85±0,43	0,157	2,94±0,61	0,589	2,33±0,35	0,119	2,39±0,63	0,354
8.A Coruña I	1944-2012	2,28±0,15	0,232	2,37±0,24	0,603	2,24±0,14	0,228	2,22±0,24	0,567
9.St. John de Luz	1964-2011	1,27±0,24	0,057	1,17±0,39	0,200	0,96±0,19	0,041	0,91±0,29	0,175
10.Brest	1807-2011	1,06±0,03	0,345	1,06±0,05	0,749	0,95±0,03	0,304	0,95±0,05	0,674
11.Le Havre	1959-2011	2,44±0,24	0,180	2,37±0,33	0,566	1,99±0,20	0,137	1,95±0,27	0,506
12.Newlyn	1916-2012	1,79±0,09	0,278	1,76±0,10	0,769	1,70±0,09	0,255	1,69±0,10	0,761
13.Dublín	1938-2009	1,46±0,17	0,082	1,39±0,33	0,203	1,44±0,17	0,080	1,40±0,32	0,215
14.Stornoway	1977-2012	2,16±0,55	0,040	2,00±0,59	0,278	1,62±0,48	0,026	1,53±0,49	0,222
15.Reykjavik	1957-2012	2,20±0,23	0,125	2,18±0,34	0,441	2,21±0,23	0,125	2,17±0,33	0,445

### 4.1.3. Tendencias del nivel del mar eustático.

Al tener en cuenta las variaciones litosféricas se calcula la tendencia del nivel del mar eustático es decir, la tasa de variación del volumen de la masa de agua oceánica. Para tener en cuenta estas variaciones litosféricas se aplicó el factor de corrección propuesto por el modelo ICE 4G a las tendencias anuales relativas obtenidas en el apartado anterior.

Para las estaciones de Ponta Delgada, Le Havre y Stornoway se tomaron las tendencias anuales relativas calculadas mediante el método 1, en el resto de las estaciones se tomaron las calculadas mediante el método 2.

Así, en la tabla 4.2 se muestran las tendencias anuales relativas, el factor de corrección y la tendencia corregidas con el modelo ICE 4G, obteniendo las tendencias del nivel del mar eustático.

**Tabla 4.2.** Tendencia del nivel del mar eustático a partir tendencias anuales y corrigiendo el Ajuste Isostático Glacial.

ESTACIÓN	SLT (cm dec <sup>-1</sup> )	ICE 4G (VM2) (cm dec <sup>-1</sup> )	SLT corregida (cm dec <sup>-1</sup> )
1.Santa Cruz de Tenerife I (España)	5,30±0,68	-0,22	5,08±0,68
2.Ceuta (España)	0,58±0,17	-0,43	0,15±0,17
3.Algeciras (España)	0,41±0,18	-0,43	-0,02±0,18
4.Cádiz III (España)	3,75±0,40	-0,41	3,34±0,40
5.Lagos (Portugal)	1,44±0,14	-0,30	1,14±0,14
6.Cascais (Portugal)	1,25±0,09	-0,29	0,96±0,09
7.Ponta Delgada (Portugal)*	2,94±0,61	-0,30*	2,64±0,61
8.A Coruña I (España)	2,22±0,24	-0,13	2,09±0,24
9.St. John de Luz/Socoa (Francia)	0,91±0,29	-0,32	0,59±0,29
10.Brest (Francia)	0,95±0,05	0,26	1,21±0,05
11.Le Havre (Francia)	2,37±0,33	0,02	2,39±0,33
12.Newlyn (Reino Unido)	1,69±0,10	0,25	1,94±0,10
13.Dublín (Irlanda)	1,40±0,32	-0,40	1,00±0,32
14.Stornoway (Reino Unido)	2,00±0,59	-0,34	1,66±0,59
15.Reykjavik (Islandia)	2,17±0,33	0,09	2,26±0,33

\* Las tablas de corrección no aportan un valor para la estación de Ponta Delgada (Portugal) por lo que se tomó el valor de la estación de Lagos (Portugal) ya que se encuentran a la misma latitud y éste es el parámetro más importante para la determinación de este coeficiente.

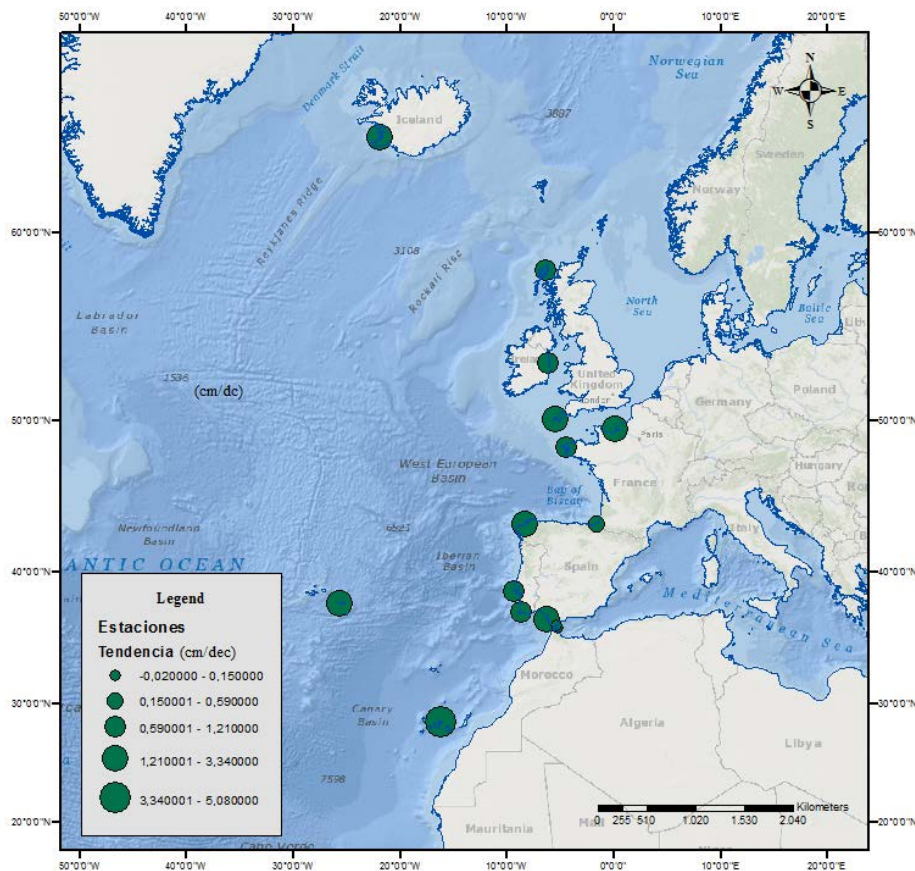
Los valores positivos de corrección isostática indican que la estación se encuentra dentro de la región cubierta de hielo durante la última glaciación, mientras que los valores negativos sitúan la estación en la región periférica. Una vez aplicado el factor de corrección isostática se observa que la tendencia se mantiene en valores positivos, excepto en la estación de Algeciras.



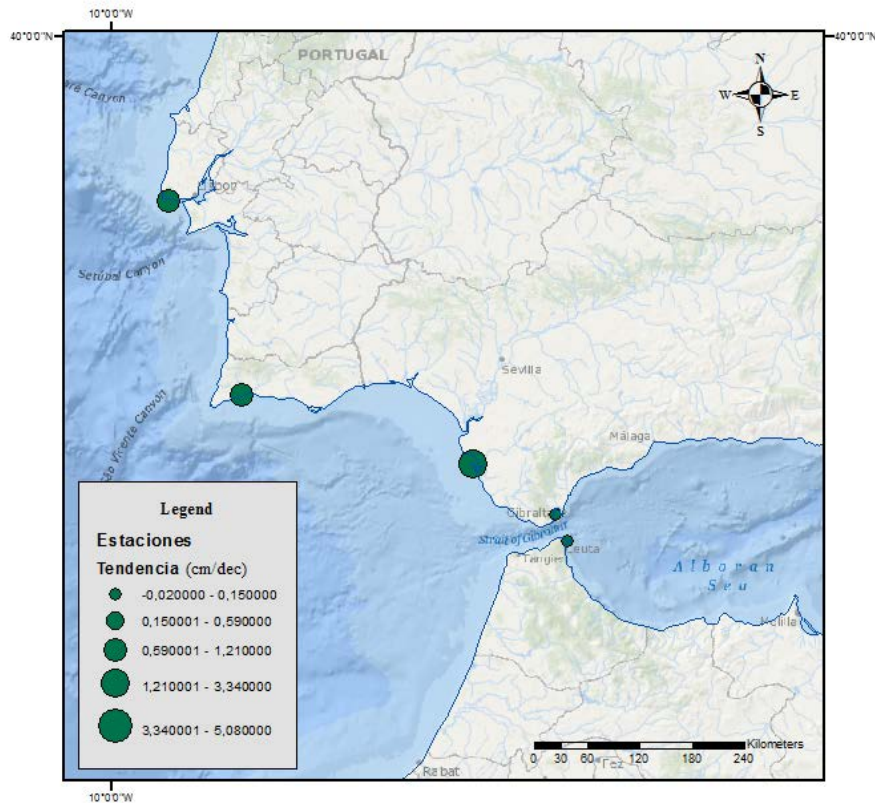
En general se puede observar un aumento en el nivel del mar para prácticamente todas las estaciones analizadas durante sus periodos de registro. El valor máximo, un incremento del nivel del mar eustático de  $5,08 \text{ cm dec}^{-1}$ , se obtiene para la estación de Santa Cruz de Tenerife (España). Este máximo difiere considerablemente de las otras tendencias pero, como ya se comentó anteriormente, puede deberse a que es el período más corto y reciente y refleja la variabilidad climática actual, influenciada por una alta tasa de aumento de la temperatura superficial oceánica.

El valor mínimo se obtuvo para la estación de Algeciras (España) con una tendencia de  $-0,02 \text{ cm dec}^{-1}$ . Este valor no es significativo para indicar una tendencia hacia el descenso del nivel del mar en la zona, ya que la barra de error con un valor  $\pm 0,18$  es mayor que la tendencia. Se puede concluir que en la zona el nivel del mar se mantiene estable. En las estaciones de Ceuta (España) con una tendencia de  $0,15 \pm 0,17 \text{ cm dec}^{-1}$  y St. John de Luz/Socoa (Francia)  $0,59 \pm 0,29 \text{ cm dec}^{-1}$  la variación del nivel del mar tampoco es concluyente.

En la figura 4.1 se representan las tendencias del nivel del mar eustático. Debido a la cercanía geográfica entre las estaciones de Cádiz y de Algeciras la representación de la tendencia en Algeciras solapa la representación de la tendencia de Cádiz, por lo que se ha realizado un zoom la zona (Fig. 4.2).



**Fig. 4.1.** Tendencias del nivel del mar eustático para la zona de estudio.

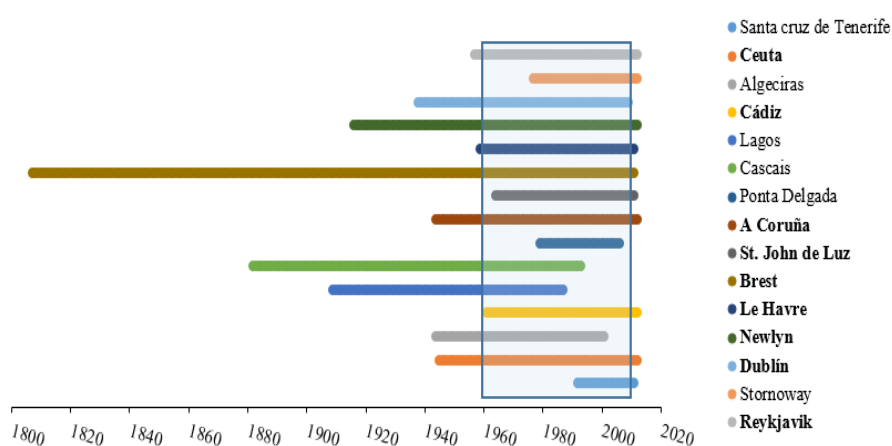


**Fig. 4.2.** Tendencias del nivel del mar eustático en la zona del Estrecho de Gibraltar.

Al Sur de la zona de estudio se encuentra la estación de Santa Cruz de Tenerife para la que, como ya se ha comentado anteriormente, se obtiene el valor de tendencia isostática más elevado [ $5,08 \pm 0,68 \text{ cm dec}^{-1}$ ]. En la región del Estrecho de Gibraltar se sitúan las estaciones de Ceuta y Algeciras, las cuales distan entre si alrededor de 30 km, por lo que son las estaciones más cercanas utilizadas en este estudio. Para estas estaciones se obtienen las tendencias eustáticas más bajas [ $0,15 \pm 0,17$  y  $-0,02 \pm 0,18 \text{ cm dec}^{-1}$ ], valores que se solapan al tener en cuenta el error. Siguiendo la costa española hacia el Oeste y cerca de estas dos estaciones se encuentra la estación de Cádiz, para la que se obtiene la segunda tendencia más elevada [ $3,34 \pm 0,40 \text{ cm dec}^{-1}$ ]. En el Golfo de Vizcaya se observa la tendencia obtenida para la estación de St. John de Luz también se observa una tendencia baja de SLR [ $0,59 \pm 0,29 \text{ cm dec}^{-1}$ ]. Para las otras estaciones de estudio la tendencia varía entorno a una media de  $1,59 \text{ cm dec}^{-1}$  (de  $0,96$  a  $2,26 \text{ cm dec}^{-1}$ ).

## 4.2. Comparación y correlación entre estaciones.

Para poder comparar el comportamiento observado en el nivel del mar entre todas las estaciones de estudio, se seleccionó un período de tiempo común que cumpliera una serie de requisitos. Primero que fuese el más largo posible para realizar un estudio riguroso y segundo que el número de estaciones con ese período de registro fuese representativo de la zona de estudio (costa este del Atlántico Norte). El período de tiempo que cumplía ambos requisitos fue 1964-2009 (Fig. 4.3) que corresponde a un período de 46 años común para más de la mitad de las estaciones de estudio (9 de 15).



**Fig. 4.3.** Períodos de estudio

Para realizar dicha comparación se utilizaron los datos mensuales del método 2 para el período de estudio y se correlacionaron las estaciones mediante Spearman calculando su fiabilidad. Dicha correlación se calculó de dos formas distintas primero sin eliminar la tendencia lineal (tabla 4.3), y después eliminando la tendencia lineal de cada una de las series (tabla 4.4). Hay que tener presente que los resultados para la estación de Le Havre pueden estar condicionados, al igual que sucedía en el cálculo de tendencias, por los períodos de discontinuidad.

La tendencia positiva, más o menos elevada, del nivel del mar en todas las estaciones sesga los valores, así los valores de correlación obtenidos cuando no se elimina la tendencia lineal de cada serie son ligeramente mayores.

Los resultados de las tablas 4.3 y 4.4 muestran correlaciones significativas (con fiabilidades superiores al 95%) indicando que cuando se produce un aumento (disminución) del SLR en una estación también aumenta (disminuye) en la otra.

Las únicas anticorrelaciones, o correlaciones negativas, obtenidas son entre las estaciones de Reykjavik y Ceuta y entre Reykjavik y St. John de Luz. En este caso

cuando aumenta (disminuye) el nivel del mar en una estación disminuye (aumenta) en la otra. La estación de Reykjavik sólo muestra una correlación significativa con la de Dublín ( $r= 0,38$  con una fiabilidad  $> 95\%$ ).

La mayor correlación entre estaciones se observa entre las estaciones de Brest y Newlyn, debido a su proximidad geográfica ( $r= 0,88$  con una fiabilidad  $> 99\%$ ). También se observan altas correlaciones significativas (con un  $r$  superior a  $0,50$ ) entre las estaciones de Brest- A Coruña, Brest- Dublín, Brest- St. John de Luz, Brest- Le Havre, Newlyn- A Coruña, Newlyn- Dublin, Le Havre- Newlyn.

Las estaciones españolas (Ceuta, Cádiz y A Coruña) se correlacionan entre sí aunque la correlación es mayor entre Ceuta y Cádiz por su proximidad geográfica.

Los resultados de estas correlaciones permiten dividir la costa Noreste y Este del Atlántico Norte en dos subzonas con comportamientos del nivel del mar similares. Así, una primera subzona englobaría las estaciones de Ceuta y Cádiz, situadas al Sur de la zona de estudio y una segunda las estaciones de A Coruña, St. John de Luz, Brest, le Havre, Newlyn y Dublín, situadas al Norte. Puesto que no se disponen de datos para ninguna de las estaciones portuguesas durante el período de estudio no se ha podido evaluar la similitud o discrepancia del comportamiento del nivel del mar en esta zona.

**Tabla 4.3.** Correlación entre estaciones utilizando Spearman para el período 1964-2009 sin eliminar la tendencia lineal.

\*Fiabilidad >95%

ESTACIÓN	2.Ceuta	4.Cádiz III	8.A Coruña I	9.St. John de Luz	10.Brest	11.Le Havre	12.Newlyn	13.Dublín	15.Reykjavik
2.Ceuta		0,47*	0,45*	0,39*	0,36*	0,11*	0,40*	0,21*	-0,01
4.Cádiz III	0,47*		0,45*	0,33*	0,40*	0,24*	0,40*	0,34*	0,25*
8.A Coruña I	0,45*	0,45*		0,47*	0,65*	0,36*	0,71*	0,46*	0,09*
9.St. John de Luz	0,39*	0,33*	0,47*		0,58*	0,33*	0,54*	0,27*	-0,02
10.Brest	0,36*	0,40*	0,65*	0,58*		0,66*	0,90*	0,63*	0,22*
11.Le Havre	0,11*	0,24*	0,36*	0,33*	0,66*		0,62*	0,50*	0,26*
12.Newlyn	0,40*	0,40*	0,71*	0,54*	0,90*	0,62*		0,68*	0,27*
13.Dublín	0,21*	0,34*	0,46*	0,27*	0,63*	0,50*	0,68*		0,47*
15.Reykjavik	-0,01	0,25*	0,09*	-0,02	0,22*	0,26*	0,27*	0,47*	

**Tabla 4.4.** Correlación entre estaciones utilizando Spearman eliminando la tendencia lineal de cada estación para el período 1964- 2009.

\*Fiabilidad >95%

ESTACIÓN	2.Ceuta	4.Cádiz III	8.A Coruña I	9.St. John de Luz	10.Brest	11.Le Havre	12.Newlyn	13.Dublín	15.Reykjavik
2.Ceuta		0,43*	0,41*	0,35*	0,29*	0,01	0,33*	0,11*	-0,11*
4.Cádiz III	0,43*		0,37*	0,25*	0,24*	0,00	0,23*	0,12*	0,06
8.A Coruña I	0,41*	0,37*		0,43*	0,60*	0,26*	0,68*	0,39*	0,00
9.St. John de Luz	0,35*	0,25*	0,43*		0,54*	0,27*	0,49*	0,18*	-0,11*
10.Brest	0,29*	0,24*	0,60*	0,54*		0,62*	0,88*	0,56*	0,12*
11.Le Havre	0,01	0,00	0,26*	0,27*	0,62*		0,55*	0,42*	0,12*
12.Newlyn	0,33*	0,23*	0,68*	0,49*	0,88*	0,55*		0,62*	0,17*
13.Dublín	0,11*	0,12*	0,39*	0,18*	0,56*	0,42*	0,62*		0,38*
15.Reykjavik	-0,11*	0,06	0,00	-0,11*	0,12*	0,12*	0,17*	0,38*	

### 4.3. Influencia de la longitud del período en el nivel del mar.

En los estudios sobre la variación del nivel del mar es muy importante la longitud de la serie de datos. Para analizar esta influencia se determinaron las tendencias del nivel del mar para dos periodos de tiempo. El primero de 46 años (1964-2009) es el período más largo común para más de la mitad de las estaciones, y el segundo de 27 años (1983-2009), es lo suficientemente largo para aportar información climatológica. Además, el segundo periodo nos permite analizar la influencia del último período de calentamiento, iniciado en torno a 1977, en las tendencias del nivel del mar. Las tendencias se calcularon a partir de los datos mensuales del método 2 para ocho de las quince estaciones. Los resultados, tendencias con su error y fiabilidad y porcentaje de cambio del período 1983-2009 respecto al período 1964-2009, se muestran en la tabla 4.5.

Aunque se dispone de datos en la estación de St. John de Luz para estos períodos se descartó por presentar importantes discontinuidades en el período 1997-2009, por lo que en este caso la serie quedaría con muy pocos datos.

**Tabla 4.5.** Tendencia del nivel del mar a partir de datos mensuales.

\*Fiabilidad >95%

ESTACIÓN	SLT 1964-2009 (cm dec <sup>-1</sup> )	SLT 1983-2009 (cm dec <sup>-1</sup> )	Diferencia SLT (%)
2.Ceuta (España)	0,80±0,18*	0,05±0,38	
4.Cádiz III (España)	3,83±0,24*	2,57±0,56*	-32,90%
8.A Coruña I (España)	1,41±0,25*	2,19±0,57*	+55,32%
10.Brest (Francia)	2,07±0,27*	2,40±0,58*	+15,94%
11.Le Havre (Francia)	1,87±0,24*	1,94±0,55*	+3,74%
12.Newlyn (Reino Unido)	2,00±0,26*	2,54±0,58*	+27,00%
13.Dublín (Irlanda)	3,19±0,34*	6,97±0,78*	+118,50%
15.Reykjavik (Islandia)	1,99±0,30*	0,47±0,66	

Comparando las tendencias durante los dos períodos de tiempo se observa que se mantiene una tendencia al aumento en el nivel del mar para todas las estaciones aunque las tendencias netas para los dos períodos son diferentes en todas las estaciones. Si se tiene en cuenta el error, los valores se solapan en cuatro de las ocho estaciones: A Coruña, Brest, le Havre y Newlyn (hay que tener en cuenta que las tendencias obtenidas para la estación de le Havre pueden estar condicionados por la climatología). Lo que indica que la tendencia es básicamente la misma para los dos periodos de tiempo

considerados. Sin embargo, la tendencia del nivel del mar es mayor en la estación de Dublín y menor en las estaciones de Ceuta, Cádiz y Reykjavik durante el periodo de tiempo de 27 años que en el de 46 años. Por otro lado, se observa que el error en las tendencias es menor cuando el período de estudio es largo (1964-2009) que cuando es corto (1983-2009), de media la tendencia se reduce en  $0,31\text{cm dec}^{-1}$ .

Los valores de tendencia son significativos (significancia  $>95\%$ ) en todas las estaciones para el período 1964-2009. Durante el período 1983-2009, únicamente se obtienen tendencias significativas en las estaciones de Cádiz, A Coruña, Brest, Le Havre, Newlyn y Dublín. Las tendencias para las estaciones de Ceuta y Reykjavik no son significativas para el periodo de 27 años. Esto implica que para estas dos estaciones dónde se había observado una tendencia menor para el periodo de 27 años que para el de 46 años, ésta no es significativa. Esto confirma la necesidad de series largas para la realización de una buena climatología.

Destaca la estación de Dublín con un porcentaje de cambio de  $+118,50\%$ , es decir, en esta estación la tendencia obtenida para el período 1983-2009 ( $6,97\pm 0,78\text{ cm dec}^{-1}$ ) aumenta en un  $118,50\%$  la tendencia obtenida para el período 1964-2009 ( $3,19\pm 0,34\text{ cm dec}^{-1}$ ). Como se mostró en la representación de los valores de anomalía (Fig. XIII.4), la serie muestra una marcada tendencia positiva durante el último tramo del registro, la cual causa este aumento de tendencia para el período más corto, por ello se debe tener en cuenta no sólo la longitud de la serie de datos si no el período de estudio.

#### 4.4. Influencia del período de estudio en las tendencias mensuales del nivel del mar.

Para analizar la influencia que tiene el período de tiempo en la tendencia del nivel del mar se tomaron dos períodos contiguos y de igual longitud (23 años) uno de 1964 a 1986 y otro de 1987 a 2009. A partir de los datos mensuales del método 2 se obtuvieron las tendencias para las estaciones de estudio durante estos períodos, estos resultados se muestran en la tabla 4.6 así como su error y fiabilidad y el porcentaje de variación de la tendencia del período 1987-2009 respecto al período 1964-1986.

**Tabla 4.6.** Tendencia del nivel del mar a partir de datos mensuales.

\*Fiabilidad >95%

ESTACIÓN	SLT 1964-1986 (cm dec <sup>-1</sup> )	SLT 1987-2009 (cm dec <sup>-1</sup> )	VARIACIÓN SLT (%)
2.Ceuta	1,23±0,53*	0,10±0,48	
4.Cádiz III	1,96±0,65*	0,75±0,68	
8.A Coruña I	0,10±0,68	1,63±0,75*	
10.Brest	0,19±0,76	2,26±0,77*	
11.Le Havre	2,21±0,63*	2,41±0,72*	+9,05%
12.Newlyn	1,39±0,71*	3,04±0,76*	+118,71%
13.Dublín	-1,69±0,78*	8,05±1,02*	+576,33%
15.Reykjavik	3,85±0,84*	0,97±0,82	

Comparando las tendencias para ambos periodos se observa que se mantiene una tendencia al aumento del nivel del mar para los dos periodos de tiempo para todas las estaciones excepto para la de Dublín. En esta estación obtenemos un cambio de tendencia de un periodo al otro. Durante el periodo 1964- 1986 muestra una tendencia a la disminución del nivel del mar de  $-1,69\pm 0,78$  cm dec<sup>-1</sup> y durante el periodo 1987-2009 muestra un fuerte incremento en el nivel del mar de  $8,05\pm 1,02$  cm dec<sup>-1</sup>, ambos significativos. Este cambio de tendencia pone de manifiesto la importancia del periodo de análisis.

Para el período 1964-1986 la tendencia es significativa en las estaciones de Ceuta, Cádiz, Le Havre, Newlyn, Dublín y Reykjavik. Para el período 1987-2009 la tendencia es significativa en las estaciones de A Coruña, Brest, Le Havre, Newlyn y Dublín. Lo que implica que sólo tres estaciones muestran significancia en sus tendencias en ambos periodos que son las estaciones de Le Havre, Newlyn y Dublín,



aunque hay que tener en cuenta que las tendencias calculadas para la estación de Le Havre pueden estar condicionadas por la climatología.

Comparando los dos períodos para las estaciones con significancia estadística se aprecia un aumento de la tendencia de SLR. En la estación de Le Havre se obtiene el menor porcentaje de variación, un incremento de un del 9,05%, mientras que el mayor porcentaje de cambio corresponde a la estación de Dublín, un 576,33%. Este incremento refleja la influencia de la marcada anomalía positiva observada en el último período de la serie.



## *Capítulo 5.*

### *Conclusiones*

A continuación se exponen las conclusiones más destacadas de este Trabajo Fin de Grado:

Del análisis del comportamiento del nivel del mar para las estaciones del este del Atlántico Norte durante el periodo de registro se puede concluir que:

- La climatología de las estaciones muestra en general, máximos en los meses de Octubre y Noviembre, debido a la influencia de los centros de bajas presiones. En el caso particular de la estación de Santa Cruz de Tenerife, el máximo se adelanta a Septiembre debido a la influencia de los alisios. Los meses en los que se observan los mínimos tienen una mayor variabilidad entre las estaciones observándose en Febrero, Abril y Junio influenciados por los centros de altas presiones.
- De las quince estaciones estudiadas se observa una tendencia positiva del aumento del nivel del mar en doce estaciones. En las otras tres estaciones (Algeciras, Ceuta y St. John de Luz/Socoa) la tendencia no es concluyente.

De la comparación entre estaciones para un periodo de tiempo común se puede concluir de manera general que las tendencias son más significativas cuanto mayor es el periodo considerado y además que:

- De la correlación entre estaciones para el periodo 1964- 2009 se obtienen dos sub-zonas de comportamiento del nivel del mar similar. Una al Sur englobando las estaciones de Ceuta y Cádiz y otra al Norte con las de A Coruña, St. John de Luz, Brest, le Havre, Newlyn y Dublín. Las únicas estaciones con correlación negativa (es decir con comportamientos de tendencia del nivel del mar opuestos) son Reykjavik y Ceuta y Reykjavik y St. John de Luz.
- El estudio de tendencias en diferentes períodos de igual longitud indica un aumento de la tendencia en el período más reciente (1983- 2009). Este aumento ha sido especialmente intenso en la estación de Dublín.
- Dublín muestran una aceleración de la tendencia positiva durante los últimos años (desde el año 2000 hasta la actualidad). Esto unido a su situación, en la desembocadura del río Liffey, la convierten en una zona vulnerable frente a inundaciones.



# *Bibliografía*

AVISO+ <http://www.aviso.oceanobs.com/en/altimetry/history.html>

Chust G. et al. (2009), “*Human impacts overwhelm the effects of sea-level rise on Basque coastal habitats (N Spain) between 1954 and 2004*”. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* No 84 (2009) page 453–462.

Douglas, B.C. (2001), “*Sea Level Change in the Era of recording tide gauge.*” In Douglas et al (eds) “*Sea Level Rise: History and Consequences*”. International Geoph. Series. No 75. Academic Press.

García- Lafuente, J, Del Rio, J, Alvarez-Fanjul E, Gomis, D, Delgado, J (2004). “*Some aspects of the seasonal sea level variations around Spain*”. *Journal of Geophysical research* 109 (C9), C09008. Doi: 10.1029/2003JC002070

Gómez- Gesteira, M, Gimeno, L, Decastro, M, Lorenzo, MN, Alvarez, I, Nieto, R, Taboada, JJ, Crespo AJC, Ramos, AM, Iglesias, I, Gómez-Gesteira, JL, Santos, FE, Barriopedro, D, Trigo, IF (2011). “*The state of Climate in NW Iberia*”. *Climate Research* 48 (2, 3), 109-144. Doi: 10.3354/cr01017.

Gornitz, V (2001), “*Impoundment, Groundwater Mining, and Other Hydrologic Transformations: Impacts on Global Sea level Rise.*” In Douglas et al (eds) “*Sea Level Rise: History and Consequences*”. International Geoph. Series. No 75. Academic Press

Gornitz, V (1995), “*A comparison of differences between recent and late Holocene sea level trends from Eastern North America and other selected regions*”. *Journal of Coastal Research Special Issue No. 17: Holocene Cycles: Climate, Sea Levels, and Sedimentation*, pp. 287-297.

Haigh, I, Nicholls, R, Wells, N (2009), “*Mean sea level trends around the English Channel over 20<sup>th</sup> century and their wider context*”. *Continental Shelf Research* Volume 29, Issue 17, 30 September 2009, Pages 2083–2098.

Intergovernmental Panel on Climate Change (2007), “*Fourth Assessment Report: Climate Change*”.

International Hydrographic Organization (1953), “*North Atlantic Ocean and its Subdivisions*”.

Marcos, M, Tsimplis, MN (2008), “*Coastal sea level trends in Southern Europe*”. *Geophysical Journal International*, Volume 175 Issue 1, 12 September 2008, DOI: 10.1111/j.1365-246X.2008.03892.x

Marcos, M, Puyol, B, Calataf, FM, Woppelman, G (2013), “*Sea level changes at Tenerife Island (NE Tropical Atlantic) since 1927*”. *Journal of Geophysical research* 118 Issue 10. Doi: 10.1002/JGRC.20377

- Milne, G A, Mitrovica, JX, Davis, JL, Scherneck, HG, Johansson, JM, Koivula, H Vermeer, M (2004), “*Continuous GPS measurements of postglacial adjustment in Fennoscandia, 2: modeling results*”. Journal of geophysical research: solid earth., 109. B02412.
- National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA, <http://www.noaa.gov>
- OSPAR Commission (2010), “*Quality status report 2010, chapter 2 The North-East Atlantic*”.
- Peltier, W. R (2001), “*Global Glacial Isostatic Adjustment and Modern Instrumental Records of Relative Sea level History*” In Douglas et al (eds) “*Sea Level Rise: History and Consequences*”. International Geoph. Series. No 75. Academic Press.
- Peltier, W. R (2002), “*Global Glacial Isostatic Adjustment: paleogeodetic and space-geodetic tests of the ICE-4G (VM2) model*”. Journal of quaternary science (2002) Volume 17(5-6), pages 491-510. DOI:10.1002/JQS.713.
- Tel Pérez, E (2007), “*Variabilidad y tendencias del nivel del mar en las costas de la península Ibérica y zonas limítrofes: su relación con los parámetros meteorológicos*”. Tesis Doctorales del Instituto Español de Oceanografía. Issue 26, 2007, Pages 10-349.
- Tol R. S. J. (2007), “*The double trade-off between adaptation and mitigation for sea level rise: an application of FUND*”. Mitig Adapt Strat Glob Change 2007 Volume 12 pages 741-753. DOI: 10.107/S11027-007-9097-2.
- University Corporation for Atmospheric Research (2011), “*Introduction to Tropical Meteorology*”.
- Wöpelmann, G, Martin Miguez, B, Bouin, N, Altamimi, Z (2007), “*Geocentric sea-level trend estimates from GPS analyses at relevant tide gauges world-wide*”. Global and Planetary Change Volume 57, Issues 3–4, June 2007, Pages 396–406. DOI: 10.1016/J.GLOPLACHA.2007.02.002.

***ANEXOS***

***PROGRAMAS UTILIZADOS EN MATLAB***





## ANEXO I. CÁLCULO DE TENDENCIAS Y FIABILIDAD SEGÚN SPEARMAN

```
clear all
close all
% Lee los datos de una serie de puntos
nome=input('Nombre fichero ?? ','s');
fp1=fopen(nome,'r');
data=fscanf(fp1,'%f',[2 Inf]);
anho=data(1,:);
slr=data(2,:);
clear data
fclose(fp1);
anho_ini=anho(1);
anho_fin=anho(end);
anho_trendini=input('Anho inicial para trend ?? ');
anho_trendfin=input('Anho final para trend ?? ');
type=input('Trend anual(1), Trend mensual(2) ?? ');
na=(anho_fin-anho_ini)+1;
if type==1
    dimt=na;
elseif type==2
    dimt=na*12;
end
j=0;
for i=1:dimt
    if anho(i)>=anho_trendini & anho(i)<=anho_trendfin
        j=j+1;
        slr_c(j)=slr(i);
        anho_c(j)=anho(i);
    end
end

if type==2
    cont=0;
    dim=length(anho_c);
    for l=1:12:dim
        for k=0:11
            anho_p(l+k)=anho_c(l+k)+cont;
            cont=cont+1/12;
        end
        cont=0;
    end
    anho_c=anho_p;
end

figure(1)
plot(anho_c,slr_c)

coef=polyfit(anho_c',slr_c',1);
coefake=polyval(coef,anho_c);

% Spearman
[valor,tn,p]=spear(slr_c',coefake');
slr_trend=coef(1);
fiab=100*(1-p);

% Pearson
[v,p1]=corr(slr_c',coefake');
```

```

fiab_pearson=100*(1-p1);

clear coef; clear coefake; clear p; clear valor;

fprintf(1,'Tendencia spearman cm dec-1 %6.3f, Fiabilidad %6.2f \n, Fiabilidad Pearson %6.2f
\n',slr_trend,fiab,fiab_pearson)

```

## ANEXO II. CORRELACIÓN ENTRE ESTACIONES Y FIABILIDAD SEGÚN SPEARMAN

```

clear all
close all
load Est1.txt %Datos estacion 1 (ambas de la misma longitud)
load Est2.txt %Datos estacion 2
load Est3.txt %Datos estacion 3
load Est4.txt %Datos estacion 4
load Est5.txt %Datos estacion 5
load Est6.txt %Datos estacion 6
load Est7.txt %Datos estacion 7
load Est8.txt %Datos estacion 8
load Est9.txt %Datos estacion 9
load Est10.txt %Datos estacion 10
load Est11.txt %Datos estacion 11
load Est12.txt %Datos estacion 12
load Est13.txt %Datos estacion 13
load Est14.txt %Datos estacion 14
load Est15.txt %Datos estacion 15
load Est16.txt %Datos estacion 16
load Est17.txt %Datos estacion 17
load Est18.txt %Datos estacion 18

slr1=Est1(:,2);
slr2=Est2(:,2);
slr3=Est3(:,2);
slr4=Est4(:,2);
slr5=Est5(:,2);
slr6=Est6(:,2);
slr7=Est7(:,2);
slr8=Est8(:,2);
slr9=Est9(:,2);
slr10=Est10(:,2);
slr11=Est11(:,2);
slr12=Est12(:,2);
slr13=Est13(:,2);
slr14=Est14(:,2);
slr15=Est15(:,2);
slr16=Est16(:,2);
slr17=Est17(:,2);
slr18=Est18(:,2);

time=Est1(:,1);

tend=input('Detrend ?? (1=y)');
if tend==1
    slr1=detrend(slr1);
    slr2=detrend(slr2);

```

```

slr3=detrend(slr3);
slr4=detrend(slr4);
slr5=detrend(slr5);
slr6=detrend(slr6);
slr7=detrend(slr7);
slr8=detrend(slr8);
slr9=detrend(slr9);
slr10=detrend(slr10);
slr11=detrend(slr11);
slr12=detrend(slr12);
slr13=detrend(slr13);
slr14=detrend(slr14);
slr15=detrend(slr15);
slr16=detrend(slr16);
slr17=detrend(slr17);
slr18=detrend(slr18);
end

% Suavizado de las series
nnei=0;% si es 1 suaviza a un vecino antes y después
slr1_suav=run_ave(nnei,slr1);
slr2_suav=run_ave(nnei,slr2);
slr3_suav=run_ave(nnei,slr3);
slr4_suav=run_ave(nnei,slr4);
slr5_suav=run_ave(nnei,slr5);
slr6_suav=run_ave(nnei,slr6);
slr7_suav=run_ave(nnei,slr7);
slr8_suav=run_ave(nnei,slr8);
slr9_suav=run_ave(nnei,slr9);
slr10_suav=run_ave(nnei,slr10);
slr11_suav=run_ave(nnei,slr11);
slr12_suav=run_ave(nnei,slr12);
slr13_suav=run_ave(nnei,slr13);
slr14_suav=run_ave(nnei,slr14);
slr15_suav=run_ave(nnei,slr15);
slr16_suav=run_ave(nnei,slr16);
slr17_suav=run_ave(nnei,slr17);
slr18_suav=run_ave(nnei,slr18);

figure(1)
clf
plot(time,slr1_suav,'b-')
hold on
plot(time,slr2_suav,'r-')

myfiguresize = [2.5, 2.5, 15, 10];
set(gcf, 'PaperPosition', myfiguresize);
set(gca,'FontWeight','Bold')
set(gca,'fontsize',12)
set(gca,'fontname','Times New Roman')
xlabel('Time','FontWeight','Bold',...
    'fontsize',12,...
    'fontname','Times New Roman');
ylabel('SLR','FontWeight','Bold',...
    'fontsize',12,...
    'fontname','Times New Roman');

% Calcula la correlacion

```

```

[valors,tn,ps]=spear(slr1,slr2);% Correlacion con Spearman
fiabs=100*(1-ps);
fprintf(1,'R y fiab con Spear para St1 vs St2 %3.2f %3.2f \n',valors,fiabs);

[valors,tn,ps]=spear(slr3,slr4);% Correlacion con Spearman
fiabs=100*(1-ps);
fprintf(1,'R y fiab con Spear para St3 vs St4 %3.2f %3.2f \n',valors,fiabs);

[valors,tn,ps]=spear(slr5,slr6);% Correlacion con Spearman
fiabs=100*(1-ps);
fprintf(1,'R y fiab con Spear para St5 vs St6 %3.2f %3.2f \n',valors,fiabs);

[valors,tn,ps]=spear(slr7,slr8);% Correlacion con Spearman
fiabs=100*(1-ps);
fprintf(1,'R y fiab con Spear para St7 vs St8 %3.2f %3.2f \n',valors,fiabs);

[valors,tn,ps]=spear(slr9,slr10);% Correlacion con Spearman
fiabs=100*(1-ps);
fprintf(1,'R y fiab con Spear para St9 vs St10 %3.2f %3.2f \n',valors,fiabs);

[valors,tn,ps]=spear(slr11,slr12);% Correlacion con Spearman
fiabs=100*(1-ps);
fprintf(1,'R y fiab con Spear para St11 vs St12 %3.2f %3.2f \n',valors,fiabs);

[valors,tn,ps]=spear(slr13,slr14);% Correlacion con Spearman
fiabs=100*(1-ps);
fprintf(1,'R y fiab con Spear para St13 vs St14 %3.2f %3.2f \n',valors,fiabs);

[valors,tn,ps]=spear(slr15,slr16);% Correlacion con Spearman
fiabs=100*(1-ps);
fprintf(1,'R y fiab con Spear para St15 vs St16 %3.2f %3.2f \n',valors,fiabs);

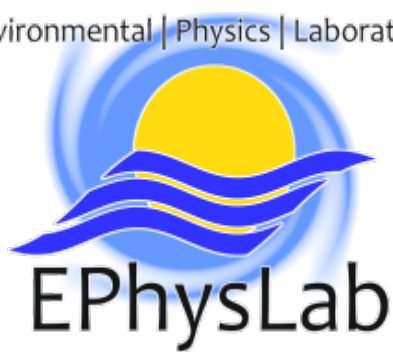
[valors,tn,ps]=spear(slr17,slr18);% Correlacion con Spearman
fiabs=100*(1-ps);
fprintf(1,'R y fiab con Spear para St17 vs St18 %3.2f %3.2f \n',valors,fiabs);

```





Environmental | Physics | Laboratory



**EPhysLab**