

Relation between daily variations in sea level and meteorological forcing in Sancti Petri Channel (SW Spain)

Respuesta de las variaciones del nivel medio diario del mar en el Caño de Sancti Petri (Cádiz, España) a los forzamientos meteorológicos

A Aboitiz^{1*}, B Tejedor¹, JJ Muñoz¹, JM Abarca²

¹ Departamento de Física Aplicada, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz, Polígono Río San Pedro s/n, 11510, Puerto real (Cádiz), España. * E-mail: aazne.aboitiz@uca.es

² Demarcación de Costas de Andalucía-Atlántico, Ministerio de Medio Ambiente, Marianista Cubillo n. 7, 11071, Cádiz, España.

Abstract

Sea level series were recorded from October 2006 to January 2007 at two different sites in a shallow-water estuary of SW Spain. Results showed a very significant temporal variability in daily sea level. Moreover, 85% of the variance was explained by atmospheric pressure variability, obtaining a relation between sea level and atmospheric pressure of around -2 cm hPa^{-1} . A more detailed study showed the existence of two different types of oscillations in daily sea level: the first, with periods of 10 days, was related to the inverted barometer (IB) effect associated with synoptic-scale atmospheric pressure oscillations (IB factor of around $1.4 \pm 0.1 \text{ cm hPa}^{-1}$), and the second, with periods of more than 10 days, was related to pressure changes in the planetary-scale atmospheric waves. Even though the high barometric behaviour of the 10-day period was partially related to the local winds, the shallowness of the study area invalidated the assumption of a static IB effect (-1 cm hPa^{-1}). Rather, it was the dynamic IB effect that explained the displacement of the IB factor relative to the static assumption.

Key words: inverted barometer effect, long-period sea level oscillations, shallow waters.

Resumen

Se analizaron dos series simultáneas del nivel del mar registradas entre octubre de 2006 y enero de 2007 en una zona estuarina somera al sur de España. Los resultados evidenciaron una variabilidad temporal muy significativa del nivel medio diario del mar. Del análisis de las series se dedujo que 85% de la varianza es explicada por variaciones de la presión atmosférica, con un factor de proporcionalidad entre ambas series en torno a -2 cm hPa^{-1} . Un estudio más exhaustivo demostró la existencia de dos tipos de oscilación en el nivel medio diario del mar, uno con periodos en torno a los 10 días cuyo comportamiento fue explicado por el efecto de barómetro invertido originado por las oscilaciones de presión atmosférica de escala sinóptica, con valores de factor de barómetro invertido (BI) en torno a $-1.4 \pm 0.1 \text{ cm hPa}^{-1}$, y otro con periodos superiores a 10 días, asociado a las variaciones de presión atmosférica ligadas a las ondas atmosféricas de escala planetaria. Aunque el efecto local del viento permitió explicar una pequeña parte del comportamiento supra-barométrico observado, la poca profundidad de la zona de estudio hizo que la suposición de efecto de BI estático (-1 cm hPa^{-1}) dejase de tener validez en esta zona, siendo el efecto de barómetro invertido dinámico el que permitió explicar las desviaciones del FBI respecto a la esperada respuesta estática.

Palabras clave: aguas someras, efecto de barómetro invertido, oscilaciones del nivel del mar de periodo largo.

Introduction

Sancti Petri Channel, located in southwestern Spain (fig. 1), is 16 km long and has a mean depth relative to mean sea level of approximately 3 m. This tidal channel is open at both ends and is connected to two water bodies with different dynamic characteristics: on one end to Cádiz Bay and on the other to the Atlantic Ocean. From a morphobathymetric point of view, this channel is formed by a main, well-defined, shallow channel, flanked by wide muddy areas that are covered during high tide and exposed during low tide, to which numerous secondary natural and man-made channels are connected. The latter were

Introducción

El Caño Sancti Petri, situado en la parte meridional de España (fig. 1), con una longitud de 16 km y una profundidad media respecto al nivel medio del mar de aproximadamente 3 m, es un caño de marea cuyos extremos están conectados a dos cuerpos de agua con diferentes características dinámicas, por un lado la Bahía de Cádiz y por el otro el Océano Atlántico. Desde el punto de vista morfobatimétrico, este caño está formado por un canal principal somero, bien definido y flanqueado por amplias zonas fangosas que se cubren con la pleamar y quedan al descubierto en bajamar, al que se conectan

constructed to supply water to the old saltworks, currently used as marine culture farms.

The study of long-term variations in sea level in this area is becoming more important because significant decreases and increases in mean sea level will strongly impact the amount and quality of the water flowing into the culture farms. Periods of abnormally low sea levels could result in a significant decrease in both water supply and water quality. On the other hand, given the shallow topography, periods of abnormally high sea levels could cause serious flooding in the area.

Previous research on the propagation of the tide wave, and associated currents, in the Sancti Petri Channel (Vidal and Tejedor 2005) indicated that the tide penetrates almost simultaneously at both ends, the resulting wave thus showing a quasi-stationary behaviour. Tejedor and Bruno (1996) and Martín *et al.* (2006) determined the extreme sea level regime and the possible areas subject to flooding based on measurements taken over one month at different points along the Sancti Petri Channel. These studies revealed a long-term variability in sea level in the study area but the short time series available impeded greater analysis.

In general, research on sea level variations with a period of more than one day show that the main factors causing these oscillations are atmospheric pressure and wind, and in many cases there is a frequency dependence in the response of the sea level. For example, Alpar and Yüce (1996) studied sea level variations in the Aegean Sea and found an inverted barometer (IB) behaviour for frequencies below 0.5 cpd, as well as great coherence between the variations in sea level and the meridional wind component for oscillations with a period of more than 8 days, the contribution of the zonal wind component being insignificant. Lascaratos and Gacic (1990) reported that in the Adriatic Sea and other areas of the Mediterranean, sea level variations of 1–10 days were mainly due to variations in atmospheric pressure associated with synoptic-scale atmospheric perturbations, and that, on the contrary, sea level variations of more than 10 days were related to planetary atmospheric waves. Bruno *et al.* (1997) analyzed the dynamics of Cádiz Bay and used a cross-spectral analysis to confirm the existence of a quasi-static response of sea level to atmospheric pressure variations for frequencies below 0.2 cpd. Park and Watts (2005) also found a barometric behaviour for frequencies below 0.2 cpd in the Sea of Japan, while Paraso and Valle-Levinson (1996), and Salas-Monreal and Valle-Levinson (2008) concluded that in Chesapeake Bay, wind had a greater effect on long-period sea level variations than atmospheric pressure. Moreover, the barometric response of sea level due to changes in pressure can differ with the frequency. Thompson (1981), for example, showed that the IB factor was less than 1 cm hPa⁻¹ for frequencies between 1/30 and 1/5 cpd, and greater than 2 cm hPa⁻¹ for frequencies between 3/10 and 2/3 cpd, which was only qualitatively explained in terms of the effect induced by the wind. Nevertheless, despite the recent increase in research on the response of sea level to changes in atmospheric pressure and though there are numerous studies on

numerosos caños menores de origen natural o antrópico. En este último caso, los caños han sido creados para permitir el abastecimiento de agua a las antiguas salinas, actualmente transformadas en granjas de cultivos marinos.

El estudio de las variaciones del nivel del mar de periodo largo en esta zona está adquiriendo gran importancia ya que las disminuciones o aumentos significativos del nivel medio del mar tendrán gran influencia en la cantidad y la calidad del agua entrante a las granjas de cultivos marinos. Eventos de niveles del mar anormalmente bajos pueden ocasionar que el caudal de agua que abastece las granjas disminuya sustancialmente, al mismo tiempo mermando sustancialmente su calidad. Asimismo, dada la somera topografía de la zona, los eventos de niveles del mar anormalmente altos pueden causar inundaciones importantes.

Trabajos anteriores en esta zona permitieron describir la propagación de la onda de marea, y sus corrientes asociadas, en el Caño Sancti Petri (Vidal y Tejedor 2005), deduciéndose que la onda de marea penetra casi simultáneamente por los dos extremos del caño, por lo que la onda resultante presenta un comportamiento cuasi-estacionario. Asimismo, Tejedor y Bruno (1996) y Martín *et al.* (2006) determinaron el régimen extremo del nivel del mar en la zona, así como las posibles áreas sujetas a inundaciones, a partir de series de mediciones de un mes de duración tomadas en diferentes puntos a lo largo del Caño Sancti Petri. Estos trabajos evidenciaron la existencia de una variabilidad de periodo largo del nivel del mar en la zona de estudio, pero no llegaron a analizarla ya que sólo disponían de series de corta duración.

En general, las investigaciones realizadas acerca de las variaciones del nivel del mar de periodo mayor a un día demuestran que los principales factores que causan dichas oscilaciones son la presión atmosférica y el viento, existiendo en muchos casos una dependencia frecuencial en la respuesta del nivel del mar, tanto en relación a la causa que la origina, como en la respuesta del nivel del mar. Por ejemplo, Alpar y Yüce (1996), en su estudio sobre las variaciones del nivel del Mar Egeo, demostraron un comportamiento de barómetro invertido (BI) para frecuencias inferiores a 0.5 cpd y una gran coherencia entre las variaciones de nivel del mar y la componente meridional del viento para las oscilaciones de periodo mayor a 8 días, resultando insignificante la contribución de la componente zonal del viento. Lascaratos y Gacic (1990) indicaron que en el Mar Adriático y en otras zonas del Mediterráneo las variaciones del nivel del mar entre 1 y 10 días eran debidas principalmente a variaciones de presión atmosférica relacionadas con perturbaciones atmosféricas de escala sinóptica y que, por el contrario, las oscilaciones de nivel del mar de periodo mayor a 10 días se debían a ondas atmosféricas planetarias. Bruno *et al.* (1997), en su estudio sobre la dinámica de la Bahía de Cádiz, confirmaron a través de análisis espectral cruzado la existencia de una respuesta cuasi-estática del nivel del mar a las variaciones de presión atmosférica para frecuencias inferiores a 0.2 cpd. De igual manera Park y Watts (2005) encontraron un comportamiento

long-period sea level variations in the open sea, information is lacking on the behaviour of these sea level variations in very shallow waters like estuaries, salt marshes, and tide channels. This study therefore aimed to determine the long-period sea level oscillations in Sancti Petri Channel and what causes them.

Material and methods

Simultaneous sea level series were taken at two recreational ports along the Sancti Petri Channel (fig. 1): Puerto Deportivo de Sancti Petri (PDSP), located near the southernmost part of the channel where it connects to the Atlantic Ocean, and Puerto Deportivo de Gallineras (PDG), located in the middle part of the channel. The sites are approximately 5 km apart and have mean depths of 5 and 3 m, respectively. Simultaneous atmospheric pressure and wind data were obtained from the Real Observatorio de la Armada (Royal Naval Observatory) at San Fernando (ROA-SF), located near both sites (fig. 1).

Both PDG and PDSP are secondary ports, for which long-period sea level series are unavailable. Aquatec pressure gauges were therefore installed at both sites (accuracy of 0.2% over the entire range, equivalent to 0.01 m). Measurements were taken from 6 October 2006 to 5 January 2007 (92 days), with a 10-min sampling range. To eliminate the fluctuations

barométrico para frecuencias menores a 0.2 cpd en el Mar de Japón, mientras que Paraso y Valle-Levinson (1996) y Salas-Monreal y Valle-Levinson (2008), concluyeron que en la Bahía de Chesapeake el viento presentaba mayor influencia sobre las variaciones del nivel del mar de periodo largo que la presión atmosférica. Asimismo, la respuesta barométrica del nivel del mar frente a los cambios de presión puede diferir con la frecuencia. Thompson (1981), por ejemplo, demostró que el factor de BI era menor a 1 cm hPa^{-1} para las frecuencias entre 1/30 y 1/5 cpd, y mayor a 2 cm hPa^{-1} en el rango entre 3/10 y 2/3 cpd, lo que fue explicado sólo de manera cualitativa en términos del efecto inducido por el viento. Sin embargo, a pesar de que en los últimos tiempos se ha incrementado el estudio de la respuesta del nivel del mar a los cambios de presión atmosférica y de que existe un número considerable de investigaciones sobre las variaciones del nivel del mar de periodo largo en el océano abierto, hacen falta de estudios que aborden el comportamiento de estas variaciones en aguas someras como estuarios, marismas y caños de marea. Este trabajo tuvo como objetivo el estudio de las oscilaciones de nivel del mar de periodo largo en el Caño Sancti Petri, así como de las causas que las originan.

Materiales y métodos

Se tomaron series simultáneas de niveles del mar en dos puntos del Caño Santi Petri (fig. 1): por un lado, en el Puerto Deportivo de Sancti Petri (PDSP), situado en las cercanías del extremo meridional del caño y, por tanto, en las proximidades de su conexión con el Océano Atlántico; y por otro, en el Puerto Deportivo de Gallineras (PDG) situado a medio recorrido del caño. Ambos puntos distan aproximadamente 5 km y sus profundidades medias son 5 y 3 m, respectivamente. También se contó con datos simultáneos de presión atmosférica y viento tomados por el Real Observatorio de la Armada en San Fernando (ROA-SF), en las proximidades de los puntos PDSP y PDG (fig. 1).

Los puntos PDG y PDSP son puertos deportivos secundarios y, por tanto, no disponen de series continuas de niveles del mar de larga duración, por lo que se instalaron medidores de presión Aquatec en ambos puntos, con una precisión del sensor de presión de 0.2% del rango completo, equivalente a 0.01 m. Las medidas fueron tomadas entre el 6 de octubre de 2006 y el 5 de enero de 2007 (92 días), con un intervalo de muestreo de 10 minutos. Posteriormente a los datos se les aplicó un filtro de media móvil $A_6A_6A_7$ (Godín 1972) con el fin de eliminar las fluctuaciones de periodo menor a 1 hora.

Para traducir las medidas de presión absoluta a alturas del nivel del mar respecto al cero del instrumento (nivel de referencia del sensor) se utilizaron las medidas simultáneas de presión atmosférica del ROA-SF, tomadas con frecuencia horaria. De manera general y debido a la topografía suave de la zona, se considera que los datos meteorológicos tomados por el ROA-SF son representativos de la zona de estudio, no existiendo efectos locales que modifiquen el comportamiento del viento

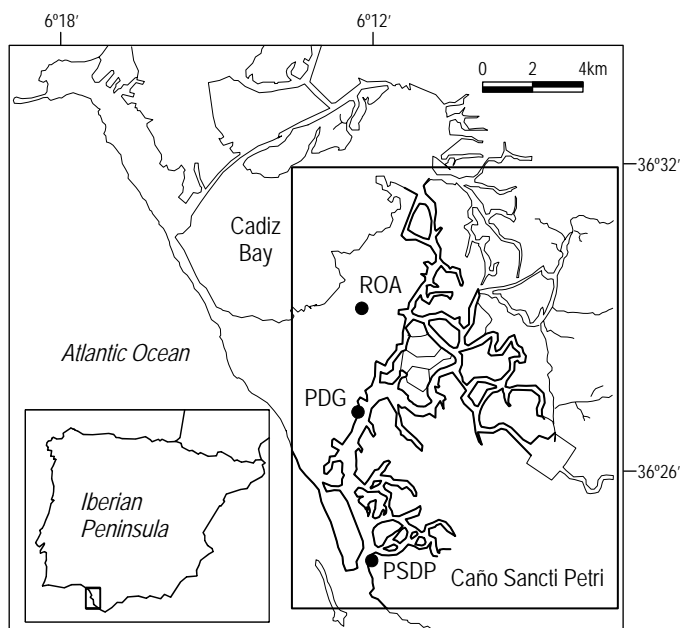


Figure 1. Study area, showing the location of the Real Observatorio de la Armada at San Fernando (ROA-SF) and the two sampling sites: Puerto Deportivo de Sancti Petri (PDSP; $36^{\circ}23'42.8'' \text{ N}$, $6^{\circ}12'32.7'' \text{ W}$) and Puerto Deportivo de Gallineras (PDG; $36^{\circ}26'19.9'' \text{ N}$, $6^{\circ}12'18.6'' \text{ W}$).

Figura 1. Área de estudio mostrando la ubicación del Real Observatorio de la Armada den San Fernando (ROA-SF) y los dos puntos de medida: el Puerto Deportivo de Sancti Petri (PDSP; $36^{\circ}23'42.8'' \text{ N}$, $6^{\circ}12'32.7'' \text{ W}$) y el Puerto Deportivo de Gallineras ($36^{\circ}26'19.9'' \text{ N}$, $6^{\circ}12'18.6'' \text{ W}$).

with a period of less than 1 h, data were filtered with a moving average filter (Godin 1972), $A_6A_6A_7$.

The absolute pressure measurements were transformed to sea level heights relative to the instrument's zero (sensor's reference level) using the simultaneous ROA-SF atmospheric pressure measurements taken at hourly intervals. Given the area's soft topography, the ROA-SF meteorological data are considered representative for the study area since there are no local effects that modify the wind behaviour. A water density value of 1025 kg m^{-3} was used, obtained by *in situ* measurements.

Results and discussion

Sea level oscillations in the study area presented a typical semidiurnal behaviour, with tide ranges varying between 3.5 and 0.75 m during the study period. The harmonic analysis of the entire height series for PDG showed predominance of the semidiurnal constituents, mainly M_2 , with an amplitude of 99 cm, followed by S_2 and N_2 , with amplitudes of 37 and 21 cm, respectively. The diurnal constituents were one order of magnitude lower, constituents O_1 and K_1 showing the highest amplitudes of 6 and 5 cm, respectively. As was expected in such a shallow area, the nonlinear interaction constituents played a fundamental role and were responsible for the asymmetry and/or distortion of the wave, with a very significant amplitude for the constituents originated by the interaction of M_2 and S_2 . The five main constituents explained 98% of the total variance of the series, with M_2 explaining 80%. The harmonic analysis of the data series revealed the importance of the long-period constituents (M_{sf} and M_m), with an energetic content explaining 1% of the variance.

To determine the variability of the astronomical constituents, the sea level series were divided into lunar months and a

en la zona. Se utilizó un valor de densidad del agua igual a 1025 kg m^{-3} , obtenido mediante mediciones *in situ*.

Resultados y discusión

Las oscilaciones del nivel del mar en la zona presentaron un comportamiento típicamente semidiurno con rangos de marea que, en el periodo de estudio, oscilaron entre 3.5 m y 0.75 m. El análisis armónico efectuado sobre la serie completa de elevaciones tomada en PDG mostró el predominio de las constituyentes semidiurnas, principalmente de M_2 , con una amplitud de 99 cm, seguida de las constituyentes S_2 y N_2 , con amplitudes de 37 y 21 cm, respectivamente. Las constituyentes diurnas fueron un orden de magnitud menores, siendo las constituyentes O_1 y K_1 las de mayor amplitud, con valores de 6 y 5 cm, respectivamente. Asimismo, y como era de esperar en una zona tan somera, las constituyentes de interacción no lineal tuvieron un papel fundamental, ya que fueron responsables de la asimetría y/o distorsión de la onda, con una amplitud muy significativa para las constituyentes originadas por interacción de M_2 y S_2 . Las cinco constituyentes principales explicaron 98% del total de la varianza de la serie, siendo M_2 la responsable del 80%. Asimismo, el análisis armónico efectuado a la serie de datos puso en evidencia la importancia de las constituyentes armónicas de periodo largo (M_{sf} y M_m), con un contenido energético que explicó 1% de la varianza de toda la serie.

Con el fin de determinar la variabilidad de las constituyentes astronómicas, las series de niveles del mar se dividieron en meses lunares, realizando un análisis armónico para cada una de las sub-series. Los resultados demostraron que, mientras que las constituyentes principales presentaban gran estabilidad, no ocurría lo mismo con las M_m y M_{sf} . La gran variabilidad de las constituyentes de periodo largo y del nivel medio mensual del mar (tablas 1, 2) demuestra la existencia de fenómenos

Table 1. Mean sea level (MSL) by lunar months (October: 6/10/06–6/11/06; November: 4/11/06–6/12/06; December: 4/12/06–5/1/07).

Tabla 1. Nivel medio del mar (MSL) por meses lunares (octubre: 6/10/06–6/11/06; noviembre: 4/11/06–6/12/06; diciembre: 4/12/06–5/1/07).

	Lunar month			Statistical analysis	
	October	November	December	Mean	Deviation
Monthly MSL	325 cm	310 cm	291 cm	309 cm	17 cm

Table 2. Long-period harmonic constituents for the complete sea level height series for PDG, together with the statistical analysis of constituents M_m and M_{sf} obtained by lunar months (October: 6/10/06–6/11/06; November: 4/11/06–6/12/06; December: 4/12/06–5/1/07).

Tabla 2. Constituyentes armónicas de largo periodo para la serie completa de elevaciones del nivel del mar tomada en PDG junto con el análisis estadístico de las constituyentes M_m y M_{sf} obtenidas por meses lunares (octubre: 6/10/06–6/11/06; noviembre: 4/11/06–6/12/06; diciembre: 4/12/06–5/1/07).

Constituent	Complete series			Statistical analysis			
	Frequency (cycles/h)	Amplitude (cm)	Phase (°GMT)	Amplitude (cm)		Phase (°GMT)	
				Mean	Deviation	Mean	Deviation
M_m	0.00151215	3	255	3	3	210	69
M_{sf}	0.00282193	2	57	2	2	242	143

harmonic analysis was performed for each subseries. The results showed that though the main constituents presented great stability, that was not the case for M_m and M_{sf} . The great variability of the long-period constituents and of the monthly mean sea level (tables 1, 2) indicates the existence of external phenomena that interact with the long-period oscillations of astronomical origin. To determine that long-period variability, the $A_{24}A_{24}A_{25}$ moving average filter (Godin 1972) was applied to the residual sea level series (observed minus predicted), and the resulting series were interpreted as the daily sea level variations in the study area. Note that the long-period constituents (M_{sf} and M_m) were not included in the sea level prediction because they were not statistically significant. Similar results were obtained in the analysis of the sea level height series for PDSP, indicating that the external phenomena interacting with the heights had a spatial scale greater than the length of the channel.

The daily mean sea level series for PDG and PDSP (fig. 2a) showed two types of variation: one with a greater temporal scale (more than a one-month period) and another of smaller scale, between 4 and 10 days, superposed on the former. The variation of the greater time scale showed an ascending trend in the first days, increasing about 30 cm in only 20 days, and then decreased to 50 cm in one month and a half. This long-period sea level pattern concurs with the decreasing trend observed for the monthly mean sea level. Also, the presence of a sea level maximum in autumn and consequent temporal decrease concurs with the results obtained by other authors (Lascaratós and Gacic 1990). The smaller time-scale daily

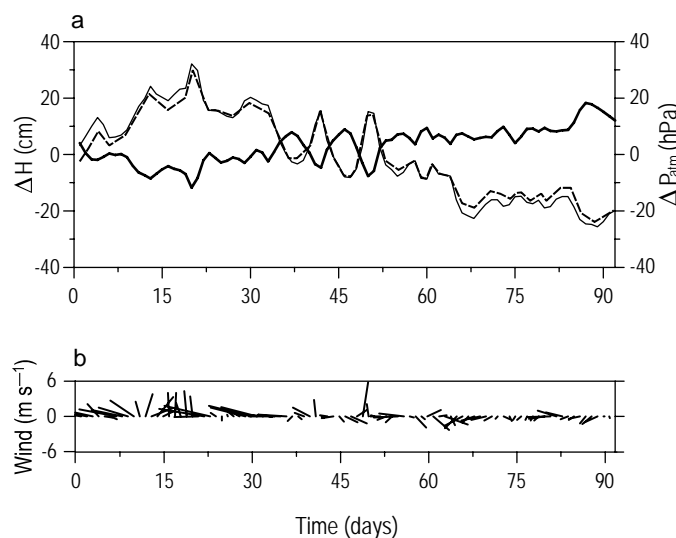


Figure 2. (a) Long-period sea level at PDSP (broken thin line) and PDG (continuous thin line), and mean daily atmospheric pressure (continuous thick line). (b) Mean daily wind (represented from an oceanographic viewpoint).

Figura 2. (a) Nivel del mar de largo periodo en PDSP (línea fina discontinua) y PDG (línea fina continua), y presión atmosférica media diaria (línea gruesa continua). (b) Viento medio diario (representado desde el punto de vista oceanográfico).

externos que interactúan con las oscilaciones de largo periodo de origen astronómico. Con el fin de estudiar dicha variabilidad de periodo largo, se aplicó un filtro de media móvil $A_{24}A_{24}A_{25}$ (Godin 1972) a la serie residual de niveles del mar (serie observada menos la predicha). La serie resultante fue interpretada en términos de las variaciones del nivel medio diario en la zona de estudio. Hay que señalar que en la predicción de los niveles del mar no se incluyeron las constituyentes de periodo largo, M_{sf} y M_m , por no ser éstas estadísticamente significativas. El análisis efectuado sobre la serie de elevaciones de niveles del mar tomada en el PDSP mostró resultados similares, lo que sugiere que los fenómenos externos que interactuaron con las elevaciones tuvieron una escala espacial mayor a la longitud del propio caño.

Las series de niveles medios diarios del mar en PDG y PDSP (fig. 2a) mostraron dos tipos de variación, por un lado una de mayor escala temporal (de periodo mayor a un mes) y otra de menor escala, entre 4 y 10 días, superpuesta a la primera. La variación de mayor escala temporal mostró una tendencia ascendente en los primeros días, con un aumento en torno a 30 cm en tan sólo 20 días, que disminuyó posteriormente hasta 50 cm en un mes y medio. Este patrón del nivel del mar de periodo largo concuerda con la tendencia descendente observada en el nivel medio mensual. Asimismo, la presencia de un máximo del nivel del mar en otoño y su consiguiente disminución temporal concuerdan con los resultados obtenidos por otros autores (Lascaratós y Gacic 1990). En cuanto a las variaciones del nivel medio diario de escala temporal menor, aunque en general presentaron rangos de variación pequeños, en cierto periodo registraron diferencias importantes de hasta 26 cm en tan sólo 4 días. El análisis cualitativo de las series de nivel medio diario del mar en PDSP y PDG muestra que las oscilaciones ocurrieron en ambos puntos de manera simultánea, aunque tuvieron mayor amplitud en PDG. Estos resultados fueron confirmados mediante un análisis espectral cruzado entre las series, con fases de 0° y valores de función de transferencia ligeramente mayores a 1 para todas las bandas (fig. 3), lo que demuestra que aunque los factores que afectaron a los niveles medios del mar en PDSP y PDG fueron los mismos, su efecto fue ligeramente mayor en PDG.

Además de la propia configuración geométrica del caño, los agentes externos que pueden originar una mayor variación en la altura del nivel del mar son la presión atmosférica y el viento. El primero de ellos por el denominado efecto de BI, que establece una disminución (aumento) en la altura en torno a 1cm por cada aumento (disminución) de 1 hPa en la presión atmosférica (Pugh 1987) y el segundo, por el efecto de arrastre y/o transporte al que puede dar lugar.

Dadas las características dinámicas de la zona de estudio, determinadas por su cercanía al Estrecho de Gibraltar, ésta se caracteriza por los persistentes e intensos vientos de componente E-W, denominados localmente como Levante (viento procedente del este) y Poniente (viento procedente del oeste). Sin embargo, dada la orientación del Caño Sancti Petri cabe

mean sea level variations generally presented small variation ranges, but at some point significant differences of up to 26 cm in only 4 days were recorded. The qualitative analysis of the daily mean sea level series for PDSP and PDG indicated that the oscillations occurred simultaneously at both sites, though with greater amplitude at PDG. These findings were confirmed by a cross-spectral analysis between the series, with phases of 0° and transfer function values slightly higher than 1 for all the bands (fig. 3). This shows that even though the factors affecting mean sea levels at PDSP and PDG were the same, their effect was slightly greater at the latter.

In addition to the channel's own geometric configuration, the external agents capable of causing greater variation in sea level height are atmospheric pressure and wind: the former as a result of the so-called IB effect which establishes a decrease (increase) in height of about 1 cm per each increase (decrease) of 1 hPa in atmospheric pressure (Pugh 1987), and the latter because of the drag and/or transport effect that it can produce.

The dynamic characteristics of the study area are determined by its proximity to the Strait of Gibraltar and it is characterized by persistent and intense easterly (*Levante*) and westerly (*Poniente*) winds. However, given the orientation of the Sancti Petri Channel, which coincides with its longitudinal axis, northerly and southerly winds would be expected to have greater influence at PDSP and PDG.

Plotting together the long-period variations of ΔH (daily mean level relative to the mean level of the three-month series), of ΔP_{atm} (atmospheric pressure minus mean annual atmospheric pressure in the study area, 1013.2 hPa), and of wind (fig. 2a, b) revealed the close relation between the first two variables. In general, mean daily sea level increases

esperar que los vientos de mayor influencia en PDSP y PDG sean los de componente N-S debido a que ésta coincide con el eje longitudinal del caño.

La representación gráfica conjunta de las variaciones de periodo largo de ΔH (nivel medio diario respecto al nivel medio de la serie trimestral), de ΔP_{atm} (presión atmosférica menos presión atmosférica media anual en la zona de estudio, 1013.2 hPa) y del viento (fig. 2a, b) pone de manifiesto la estrecha relación entre las dos primeras variables. En general, los aumentos (disminuciones) del nivel medio diario del mar están asociados a disminuciones (aumentos) de largo periodo de ΔP_{atm} , lo cual es consistente con el efecto de BI. Sin embargo, el hecho de que las amplitudes de las oscilaciones de nivel del mar sean mucho mayores a las de la presión atmosférica sugiere que, en la zona de estudio y durante el periodo considerado, el comportamiento del nivel del mar respecto a las variaciones de presión atmosférica fue supra-barométrico (factor de BI mayor a 1).

Con el fin de determinar la influencia de la presión atmosférica y el viento sobre el nivel del mar se realizaron análisis de regresión entre las series de periodo largo de ΔH , ΔP_{atm} y τ_x y τ_y (componentes zonal y meridional de la tensión tangencial del viento en superficie). El valor del coeficiente de arrastre C_D fue obtenido a partir de la parametrización propuesta por Large y Pond (1982). Los resultados obtenidos (tablas 3, 4) muestran que la presión atmosférica explicó 85% de la varianza de la serie de niveles del mar de periodo largo, con un factor de proporcionalidad en torno a -2 cm hPa^{-1} entre ambas series en ambos puntos. En cuanto a la influencia del viento, se demuestra que la componente zonal τ_x no explicó más que un porcentaje insignificante de la varianza de la serie de niveles del mar.

Table 3. Results of the simple and multiple regression analyses for PDG (ΔH in cm, ΔP_{atm} in hPa, and τ in N m^{-2}).

Tabla 3. Resultados de los análisis de regresión simple y múltiple en PDG (ΔH en cm, ΔP_{atm} en hPa y τ en N m^{-2}).

Regression analysis	Coefficient of determination R^2 (%)	Proportionality factor (cm hPa^{-1})	Residual standard error (cm)
$\Delta H = 6.9 - 2.2 \Delta P_{atm}$	84.5	-2.2 ± 0.1	6
$\Delta H = -0.2 + 1684.2 \tau_y$	56.5	–	10
$\Delta H = -0.2 - 210.6 \tau_x$	5.4	–	15
$\Delta H = 5.9 - 1.9 \Delta P_{atm} + 417.3 \tau_y$	86.1	-1.9 ± 0.1	6

Table 4. Results of the simple and multiple regression analyses for PDSP (ΔH in cm, ΔP_{atm} in hPa, and τ in N m^{-2}).

Tabla 4. Resultados de los análisis de regresión simple y múltiple en PDSP (ΔH en cm, ΔP_{atm} en hPa y τ en N m^{-2}).

Regression analysis	Coefficient of determination R^2 (%)	Proportionality factor (cm hPa^{-1})	Residual standard error (cm)
$\Delta H = 6.0 - 2.0 \Delta P_{atm}$	85.5	-2.0 ± 0.1	5
$\Delta H = -0.3 + 1489.6 \tau_y$	56.0	–	9
$\Delta H = -0.3 - 191.1 \tau_x$	5.6	–	14
$\Delta H = 5.1 - 1.7 \Delta P_{atm} + 337.9 \tau_y$	87.0	-1.7 ± 0.1	5

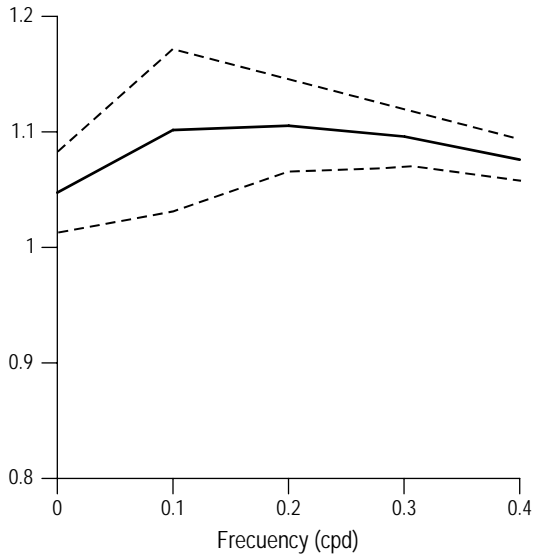


Figure 3. Transfer function modulus obtained by the cross-spectral analysis between the mean daily sea level series at PDSP (in) and PDG (out). The frequency increase used in the spectrum was $\Delta f = 0.1$ cpd. The 95% confidence limits, calculated according to Jenkins and Watts (1968), are included.

Figura 3. Módulo de la función de transferencia obtenida mediante el análisis espectral cruzado entre las series de niveles medios diarios en PDSP (entrada) y PDG (salida). El incremento de frecuencias utilizado en el espectro fue $\Delta f = 0.1$ cpd. Se incluyen los límites de confianza al 95% calculados de acuerdo con Jenkins y Watts (1968).

(decreases) were associated with long-period decreases (increases) of ΔP_{atm} , which is consistent with the IB effect. Nevertheless, the fact that the amplitudes of sea-level oscillations are much greater than those of atmospheric pressure suggests a high barometric behaviour of sea level relative to the variations in atmospheric pressure (IB factor greater than 1) in the study area during the study period.

To determine the influence of atmospheric pressure and wind on sea level, regression analyses were performed between the long-period series of ΔH , ΔP_{atm} , and τ_x and τ_y (zonal and meridional components of the surface wind stress). The value of the drag coefficient (C_D) was obtained by the parameterization proposed by Large and Pond (1982). The results obtained (tables 3, 4) showed that atmospheric pressure explained 85% of the variance of the long-period sea-level series, with a proportionality factor of around -2 cm hPa^{-1} between both series at both sites. Regarding the influence of wind, the zonal component (τ_x) explained only an insignificant percentage of the variance in the sea level series; thus, the most influential wind component was the meridional component (τ_y), coinciding in direction with the longitudinal axis of Sancti Petri Channel. The inclusion of this component in the multiple regression analysis does not significantly increase the percentage of explained variance, though it does cause a 15% decrease in the proportionality factor between ΔP_{atm} and ΔH . The regression analyses suggest a statistically significant relation between the variables for a 99% confidence level (P values = 0.0000),

La componente del viento de mayor influencia fue, por tanto, τ_y , que coincide en dirección con el eje longitudinal del Caño Sancti Petri. La inclusión de esta componente en el análisis de regresión múltiple no aumenta significativamente el porcentaje de varianza explicada aunque sí hace disminuir 15% el factor de proporcionalidad entre ΔP_{atm} y ΔH . Los análisis de regresión sugieren una relación estadísticamente significativa entre las variables para un nivel de confianza de 99% (valores de P iguales a 0.0000), excepto para el modelo entre ΔH y la componente τ_x del viento, que presenta valores de P en torno a 0.5.

Un hecho a destacar de los análisis de regresión efectuados son los elevados valores obtenidos en PDSP y en PDG para el factor de proporcionalidad entre ΔP_{atm} y ΔH para el periodo considerado (tablas 3, 4). Si inicialmente se considera este factor de proporcionalidad como factor de BI, se observa que los valores obtenidos son muy superiores al establecido por el efecto de BI estático y, por tanto, según los resultados, en la zona de estudio tendrán lugar aumentos (disminuciones) del nivel del mar en torno a 2 cm por cada disminución (aumento) de 1 hPa de la presión atmosférica. Estos resultados muestran el comportamiento supra-barométrico del nivel del mar en la zona de estudio. Además, la ligera diferencia en el valor del factor de BI deducido para PDG y PDSP explicaría la mayor amplitud de las observaciones del nivel medio diario del mar obtenidas en PDG.

Para estudiar el comportamiento medio frecuencial de las series se realizaron análisis espectrales cruzados entre las series de ΔH y ΔP_{atm} con un $\Delta f = 0.1$ cpd. Los resultados obtenidos (fig. 4) muestran que la serie de ΔH tiene concentrada su varianza entre la banda de muy baja frecuencia y la banda de 0.1 cpd, disminuyendo drásticamente hacia frecuencias superiores. Sin embargo, la mayor parte de la energía de la serie de ΔP_{atm} está concentrada en torno a 0.1 cpd y, por tanto, es debida a las perturbaciones atmosféricas de escala sinóptica. Los valores de coherencia están en todos los casos por encima del nivel de significancia, próximos a 1 para la banda de 0.1 cpd. Sin embargo, los altos valores de coherencia no demuestran por sí solos una relación de BI entre la presión atmosférica y el nivel del mar si no van acompañados de un desfase próximo a 180° . La unión de estos dos factores (alta coherencia y desfase en torno a 180°) permite deducir una relación de tipo lineal entre ambas variables, pudiendo así interpretar el valor de admitancia en términos del factor de BI (Koopmans 1974). Según esto, y en vista de los resultados obtenidos para cada una de las bandas de mayor energía, se puede afirmar que las oscilaciones de nivel del mar de periodo en torno a los 10 días son debidas al efecto de BI originado por las variaciones de presión atmosférica asociadas a las perturbaciones atmosféricas de escala sinóptica, existiendo un retardo de unas 9 horas entre la disminución (o aumento) de la presión atmosférica y el correspondiente aumento (o disminución) del nivel del mar. Para esta banda, los valores de la función de transferencia obtenidos fueron 1.5 ± 0.3 cm hPa^{-1} para PDG y 1.4 ± 0.3 cm hPa^{-1} para PDSP, para un nivel de confianza del 95%. Para la banda

except for the model between ΔH and τ_x (P values of about 0.5).

A particularly noteworthy finding from the regression analysis is the high values obtained at PDSP and PDG for the proportionality factor between ΔP_{atm} and ΔH for the study period (tables 3, 4). If this proportionality factor is initially considered the IB factor, the values obtained are much higher than that established by the static IB effect and, therefore, according to the results, in the study area, increases (decreases) in sea level of around 2 cm would occur for each decrease (increase) of 1 hPa in atmospheric pressure. These results indicate a high barometric behaviour of sea level in the study area. Moreover, the slight difference in the IB factor value deduced

representativa de las oscilaciones de periodo superior a 10 días, la alta coherencia indica una fuerte relación entre las series. Sin embargo, debido a la gran diferencia de fase obtenida para esta banda no se puede afirmar un comportamiento de BI, ya que podría estar relacionada con el desplazamiento de las ondas atmosféricas de escala planetaria (Lascaratos y Gacic 1990). Los valores de función de transferencia obtenidos para esta banda son 1.9 ± 0.5 cm hPa⁻¹ para PDG y 1.8 ± 0.5 cm hPa⁻¹ para PDSP, para un nivel de confianza de 95%, los cuales son similares a los factores de proporcionalidad entre ΔH y ΔP_{atm} obtenidos a partir del análisis de regresión (tablas 3, 4).

Las desviaciones respecto a la respuesta isostática obtenidas por otros autores en otras zonas de estudio son explicadas

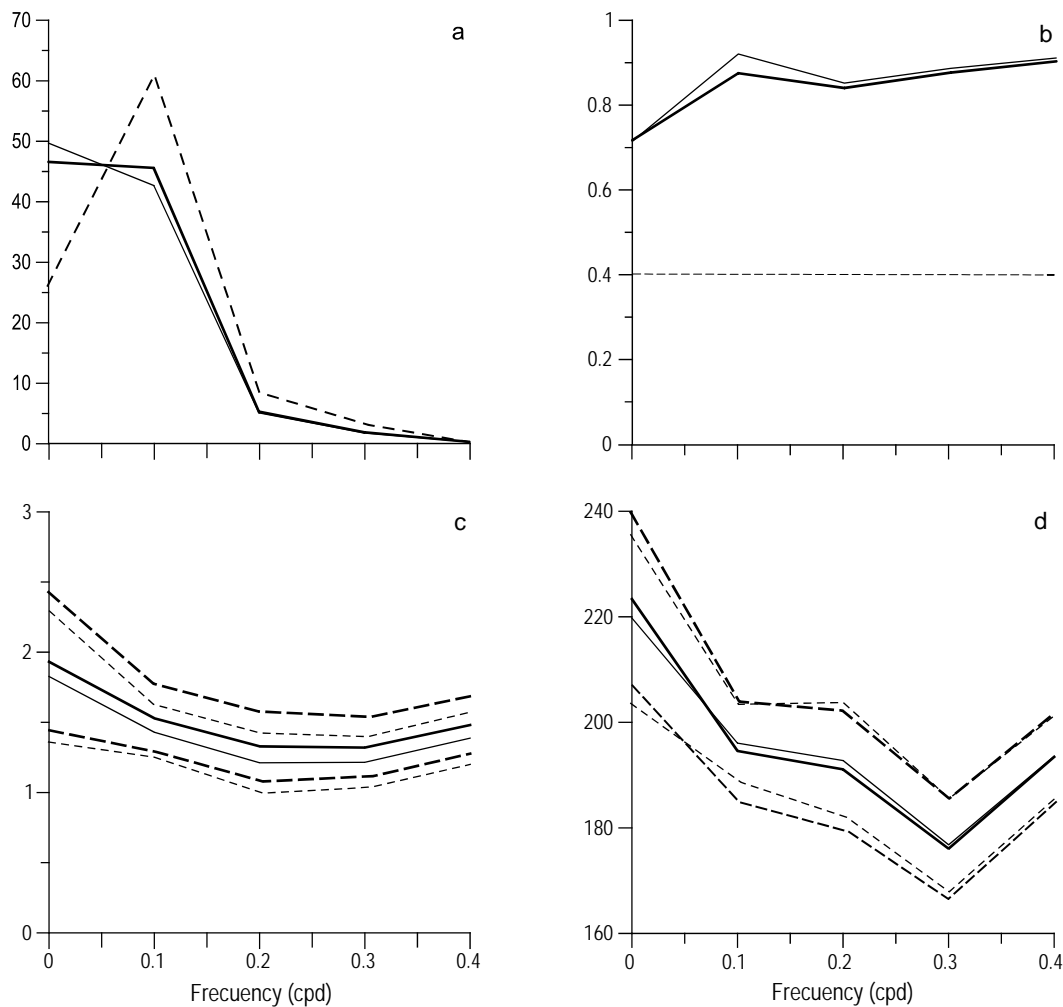


Figure 4. Results of the cross-spectral analysis applied in PDG and PDSP between ΔP_{atm} (in) and ΔH (out). (a) Percentage of variance explained by each band: ΔH_{PDG} (thick line), ΔH_{PDSP} (thin line), and ΔP_{atm} (broken line). (b) Coherence, (c) transfer function modulus, and (d) phase difference between the $P_{atm} - \Delta H_{PDG}$ (thick line) and $\Delta P_{atm} - \Delta H_{PDSP}$ (thin line) series. The frequency increase used in the spectral analysis was 0.1 cpd. The 95% confidence intervals (Jenkins and Watts 1968) are shown.

Figura 4. Resultados del análisis espectral cruzado aplicado en PDG y PDSP entre ΔP_{atm} (entrada) y ΔH (salida). (a) Porcentaje de varianza explicado por cada banda: ΔH_{PDG} (trazo grueso), ΔH_{PDSP} (trazo fino) y ΔP_{atm} (línea discontinua). (b) Coherencia, (c) módulo de la función de transferencia y (d) diferencia de fase entre las series de $P_{atm} - \Delta H_{PDG}$ (trazo grueso) y $\Delta P_{atm} - \Delta H_{PDSP}$ (trazo fino). El incremento de frecuencia usado para el análisis espectral es 0.1 cpd. Se muestran los intervalos de confianza al 95% de probabilidad (Jenkins y Watts 1968).

for PDG and PDSP would explain the greater amplitude of the daily mean sea level observations for PDG.

To study the mean frequential behaviour of the series, cross-spectral analyses were conducted between the ΔH and ΔP_{atm} series with $\Delta f = 0.1$ cpd. The results obtained (fig. 4) show that the variance in the ΔH series is concentrated between the very low frequency band and the 0.1 cpd band, drastically reducing towards higher frequencies. Most of the energy in the ΔP_{atm} series is concentrated around 0.1 cpd and is therefore due to synoptic-scale atmospheric perturbations. In all cases the coherence values were above the significance level, close to 1 for the 0.1 cpd band; however, the high coherence values alone do not show an IB relationship between atmospheric pressure and sea level if they are not accompanied by a phase difference near 180° . Coupling these two factors (high coherence and phase difference around 180°), it is possible to deduce a linear relationship between both variables and thus interpret the admittance value in terms of the IB factor (Koopmans 1974). Based on this and on the results obtained for each one of the high energy bands, it can be affirmed that the sea level oscillations with a period of around 10 days are due to the IB effect caused by the atmospheric pressure variations associated with synoptic-scale atmospheric perturbations, with a roughly 9-h delay between the decrease (or increase) in atmospheric pressure and the corresponding decrease (or increase) in sea level. For this band, the transfer values obtained were 1.5 ± 0.3 cm hPa⁻¹ for PDG and 1.4 ± 0.3 cm hPa⁻¹ for PDSP (95% confidence level). For the representative band of the oscillations of more than 10 days, the high coherence indicates a strong relationship between series. Nevertheless, in view of the extremely high phase difference obtained for this band it is not possible to determine an IB behaviour, since it could be related to the displacement of planetary-scale atmospheric waves (Lascaratos and Gacic 1990). The transfer function values obtained for this band were 1.9 ± 0.5 cm hPa⁻¹ for PDG and 1.8 ± 0.5 cm hPa⁻¹ for PDSP (95% confidence level), which are similar to the proportionality factors between ΔH and ΔP_{atm} obtained from the regression analysis (tables 3, 4).

en su mayoría por el efecto local del viento (Thompson 1981, Lascaratos y Gacic 1990). El análisis espectral cruzado realizado entre ΔH y τ_y , con $\Delta f = 0.1$ cpd, tanto para los datos de PDG como para los de PDSP (no mostrado aquí), arrojó valores de coherencia próximos a 1 en la banda de periodo de 10 días (muy por encima del nivel de significancia) con diferencias de fase en torno a 13° en ambos puntos, es decir, con retardos próximos a los obtenidos entre ΔP_{atm} y ΔH . Estos resultados parecen mostrar una fuerte relación entre el nivel del mar y el viento en la zona de estudio.

Con el fin de estudiar con detalle las oscilaciones de nivel del mar en la banda de 0.1 cpd, se eliminaron de las series de ΔH , ΔP_{atm} y τ_y , mediante un filtro de Fourier, las oscilaciones de periodos mayores a 15 días. El análisis de regresión aplicado a las series así filtradas (tabla 5) demuestra que el factor de proporcionalidad entre ΔH y ΔP_{atm} en PDSP y PDG coincide aproximadamente con el valor de la función de transferencia de la banda de 0.1 cpd obtenido para cada punto a partir del análisis espectral cruzado. A pesar de que, a priori, los resultados del análisis espectral cruzado entre ΔH y τ_y podrían hacer pensar que el comportamiento supra-barométrico era debido sólo al viento, los resultados del análisis de regresión (tabla 5) descartan tal hipótesis, ya que ni el factor de proporcionalidad entre ΔP_{atm} y ΔH , ni los porcentajes de varianza explicada en los casos de los modelos de regresión simple y regresión múltiple varían sustancialmente. A pesar de que los valores del test F en todos los casos superan al valor umbral del estadístico para un nivel de significancia de 0.05, queda patente la gran diferencia entre la variabilidad explicada por ΔP_{atm} y la explicada por τ_y .

Otro posible factor que puede dar lugar a desviaciones respecto a la respuesta isostática es lo somero de la zona de estudio, cuyos máximos de profundidad media a lo largo de todo el caño son en torno a 5 m. Aunque la hipótesis isostática no da lugar a grandes errores cuando se trabaja en zonas de aguas intermedias y profundas, en zonas de aguas muy someras si son de esperarse grandes desviaciones (Pugh 1987). En estas zonas, la propagación de las perturbaciones atmosféricas sobre

Table 5. Results of the regression analysis for PDSP and PDG for the series in which the oscillations with a period of more than 15 days were eliminated. * *F* test values due only to τ_y .

Tabla 5. Resultados del análisis de regresión para PDSP y PDG para las series de las que se han eliminado las oscilaciones de periodo mayor a 15 días. (*) Valores del test *F* debidos sólo a τ_y .

Regression analysis	Coefficient of determination <i>R</i> ² (%)	Proportionality factor ($\Delta H/\Delta P_{atm}$)	Residual standard error (cm)	<i>F</i> test
PDG				
$\Delta H = -1.6 \Delta P_{atm}$	75.8	-1.6 ± 0.1	3	282.4
$\Delta H = -1.4 \Delta P_{atm} + 2.5 \tau_y$	78.8	-1.4 ± 0.1	3	12.4*
PDSP				
$\Delta H = -1.4 \Delta P_{atm}$	79.3	-1.4 ± 0.1	2	345.5
$\Delta H = -1.3 \Delta P_{atm} + 2.0 \tau_y$	82.0	-1.3 ± 0.1	2	13.2*

The deviations relative to the isostatic response obtained by other authors in other study areas are for the most part explained by the local effect of the wind (Thompson 1981, Lascaratos and Gacic 1990). The cross-spectral analysis between ΔH and τ_y , using $\Delta f = 0.1$ cpd, for both the PDG and the PDSP data (not shown here), revealed coherence values close to 1 in the 10-day-period band (much higher than the significance level), with phase differences of about 13° at both sites, that is, with similar delays to those obtained between ΔP_{atm} and ΔH . These findings seem to show a strong relationship between sea level and wind in the study area.

For a detailed study of the sea level oscillations in the 0.1 cpd band, oscillations with a period of more than 15 days were eliminated from the ΔH , ΔP_{atm} , and τ_y series using a Fourier filter. The regression analysis applied to the filtered series (table 5) indicates that the proportionality factor between ΔH and ΔP_{atm} at PDSP and PDG roughly coincides with the transfer function value of the 0.1 cpd band obtained for each site by the cross-spectral analysis. Even though the results of the cross-spectral analysis between ΔH and τ_y initially indicated that the high barometric behaviour was only due to the wind, the results of the regression analysis (table 5) discarded this hypothesis, since neither the proportionality factor between ΔP_{atm} and ΔH nor the percentages of explained variance in the case of the simple regression and multiple regression models vary substantially. Though the values of the F test in all cases exceed the statistical threshold value for a significance level of 0.05, the large difference between the variability explained by ΔP_{atm} and that explained by τ_y is evident.

Another possible factor that may result in deviations relative to the isostatic response is the shallowness of the study area (mean maximum depths along the channel are ~ 5 m). Though the isostatic hypothesis does not produce large errors when working in intermediate and deep waters, large deviations are expected in the case of shallow waters (Pugh 1987). In shallow areas, propagation of atmospheric perturbations over the sea surface generates a dynamic response, and the lower the difference between the propagation speed of atmospheric perturbations (C_A) and the propagation speed of a wave in shallow waters ($c = (g \times h)^{1/2}$, Pugh 2004), the greater it will be. This effect is known as the dynamic IB effect. The relation between the static and dynamic IB effects is determined by the following equation (Pugh 1987):

$$\Delta H_D = \frac{\Delta P_{atm}}{\rho g \left(1 - \frac{C_A^2}{hg}\right)} = \frac{\Delta H_E}{\left(1 - \frac{C_A^2}{hg}\right)} \quad (1)$$

where ΔH_E and H_D represent the increases in sea level due to the barometric effect for the static and dynamic cases, respectively; ρ is mean water density; g is gravity; and h is the depth of the study area. Thus, at a same spot, the IB factor

la superficie del océano origina una respuesta dinámica que será tanto mayor cuanto menor sea la diferencia entre la velocidad de propagación de las perturbaciones atmosféricas (C_A) y la velocidad de propagación de una onda en aguas someras ($c = (g \times h)^{1/2}$, Pugh 2004). Este efecto es conocido como efecto de BI dinámico. La relación entre los efectos de BI estático y dinámico está determinada por la siguiente expresión (Pugh 1987):

$$\Delta H_D = \frac{\Delta P_{atm}}{\rho g \left(1 - \frac{C_A^2}{hg}\right)} = \frac{\Delta H_E}{\left(1 - \frac{C_A^2}{hg}\right)} \quad (1)$$

donde ΔH_E y H_D representan los incrementos del nivel del mar debidos al efecto barométrico para los casos estático y dinámico, respectivamente, ρ es la densidad media del agua, g es la gravedad y h es la profundidad de la zona. Según esto, en un mismo punto, el valor del factor de BI variará en función de la velocidad de propagación de las perturbaciones atmosféricas a las que se ve sometida la zona en cuestión. Dando valores a la ecuación 1 ($h = 5$ m, $g = 9.8$ m s⁻²), una perturbación atmosférica de escala sinóptica desplazándose a una velocidad de 14 km h⁻¹ daría lugar a valores del factor de BI de 1.4, muy similares a los obtenidos en la zona de estudio para la banda de 0.1 cpd. Además, este efecto podría originar que, en función de la época del año, una misma variación de presión atmosférica diera lugar a distintos valores de variación del nivel del mar, o bien, que puntos a diferente profundidad experimenten distintos incrementos de altura del nivel del mar tras un mismo incremento de presión.

En conclusión, las elevadas variaciones de los niveles medios diarios y mensuales del mar observadas en la zona y época de estudio, y el que se haya demostrado que éstas son en gran parte debidas a una amplificación del efecto de la presión atmosférica sobre el nivel del mar, hace necesario el estudio detallado del efecto de BI en aguas someras para poder aplicarlo posteriormente a estudios de niveles máximos de mar y, por consiguiente, a la delimitación de zonas sujetas a inundaciones. Asimismo, es necesario el estudio del factor de BI en otras épocas del año ya que, en función de los resultados obtenidos, se prevé que el comportamiento de las oscilaciones de nivel del mar respecto a los forzamientos atmosféricos pudiera variar a lo largo del año.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Real Observatorio de la Armada los datos meteorológicos y a la Sección de Oceanografía del Instituto Hidrográfico de la Marina su inestimable ayuda en el diseño y la instalación de las estructuras destinadas a la colocación de los instrumentos. Este trabajo se realizó en el marco del convenio OT2006/189 "Análisis de la marea en el Caño Sancti Petri y sus repercusiones en la calidad de las aguas de la

value would vary in terms of the propagation speed of the atmospheric perturbations affecting the area in question. Inserting values in equation 1 ($h = 5 \text{ m}$, $g = 9.8 \text{ m s}^{-2}$), a synoptic-scale atmospheric perturbation moving at a speed of 14 km h^{-1} would result in IB factor values of 1.4, very similar to those obtained in the study area for the 0.1 cpd band. Moreover, this effect could cause that, depending on the time of year, the same variation in atmospheric pressure would produce different sea-level variation values, or else, that points at different depths would undergo different increases in sea-level height after the same increase in pressure.

In conclusion, the high variations in daily and monthly mean sea levels observed in the study area and period, and the fact that they were found to be largely due to an amplification of the effect of atmospheric pressure on sea level, indicates the importance of conducting detailed studies of the IB effect in shallow waters so that it can then be applied to studying maximum sea levels and, consequently, the delimitation of areas subjected to flooding. It is also necessary to study the IB factor in other seasons because, based on the results obtained, it seems that the behaviour of the sea level oscillations relative to the atmospheric forcings could vary throughout the year.

Acknowledgements

The authors thank the Spanish Royal Naval Observatory for providing the meteorological data and the Naval Hydrographic Institute (oceanography section) for their valuable help in the design and deployment of the structures in which the instruments were placed. This study was supported by Dirección General de Costas and Cádiz University through project OT2006/189.

English translation by Christine Harris.

References

Alpar B, Yüce H. 1996. Sea level variations on the eastern coasts of the Aegean Sea. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 42.: 509–521.
 Bruno M, Fraguera B, Alonso JJ, Ruiz A, Mañanes R, Rico R. 1997. Atmospheric pressure variations and water mass exchange

marisma”, firmado entre la Dirección General de Costas y la Universidad de Cádiz.

between the continental shelf and the Bay of Cadiz. *Sci. Mar. (Barc.)* 61(3): 379–387.
 Godin G. 1972. *The Analysis of Tides*. Univ. of Toronto Press, Ontario, 264 pp
 Jenkins GM, Watts DG. 1968. *Spectral Analysis and its Applications*. Holden-Day, San Francisco, 525 pp.
 Koopmans LH. 1974. *The Spectral Analysis of Time Series*. Academic Press, 365 pp.
 Large WG, Pond S. 1982. Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 12: 464–482.
 Lascaratos A, Gacic M. 1990. Low frequency sea variability in the northeastern Mediterranean. *J. Geophys. Oceanogr.* 20: 522–533.
 Martín P, Tejedor B, Abarca JM, Muñoz-Pérez JJ. 2006. Determinación del nivel máximo de las mareas en estuarios y marismas: Aplicación al Caño de Sancti Petri (Cádiz). *Rev. Obras Públicas* 3467: 13–26.
 Paraso MC, Valle-Levinson A. 1996. Meteorological influences on sea level and water temperatura in the lower Chesapeake Bay: 1992. *Estuaries* 19(3): 549–561.
 Park JH, Watts DR. 2005. Response of the southwestern Japan/East Sea to atmospheric pressure. *Deep-sea Res. (Part II)* 52: 1671–1683.
 Pugh DT. 1987. *Tides, Surges and Mean Sea Level*. John Wiley & Sons, 472 pp.
 Pugh DT. 2004. *Changing Sea Level. Effects of Tides, Weather and Climate*. Cambridge University Press, 280 pp.
 Salas-Monreal D, Valle-Levinson A. 2008. Sea-level slopes and volume fluxes produced by atmospheric forcing in estuaries: Chesapeake Bay case study. *J. Coast. Res.* 24(2B): 208–217.
 Tejedor L, Bruno M. 1996. Niveles del mar en la Bahía de Cádiz. En: Barragán M (ed.), *Estudios para la Ordenación, Planificación y Gestión Integradas de las Zonas Húmedas de la Bahía de Cádiz*. Oikos-Tau: 185–216.
 Thompson KR. 1981. The response of southern North Sea elevations to oceanographical and meteorological forcing. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 13: 287–301.
 Vidal J, Tejedor B. 2005. Study of the dynamic behaviour of the Sancti Petri Channel, southwest coast of Spain. *Cienc. Mar.* 31: 617–626.

*Recibido en febrero de 2008;
 aceptado en octubre de 2008.*