



## Detección de ondas internas en sistemas acuáticos estratificados poco profundos

Luis P. Thomas, Beatriz M. Marino & Harold A. Fenco

To cite this article: Luis P. Thomas, Beatriz M. Marino & Harold A. Fenco (2018) Detección de ondas internas en sistemas acuáticos estratificados poco profundos, Ribagua, 5:2, 107-127, DOI: [10.1080/23863781.2018.1525269](https://doi.org/10.1080/23863781.2018.1525269)

To link to this article: <https://doi.org/10.1080/23863781.2018.1525269>



© 2018 The Author(s). Published by Informa UK Limited, trading as Taylor & Francis Group on behalf of the International Association for Hydro-Environment Engineering and Research (IAHR)



Published online: 17 Nov 2018.



Submit your article to this journal [↗](#)




Article views: 110



View Crossmark data [↗](#)

## Detección de ondas internas en sistemas acuáticos estratificados poco profundos

Luis P. Thomas <sup>a</sup>, Beatriz M. Marino<sup>a</sup> and Harold A. Fenco<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Centro de Investigaciones en Física e Ingeniería, Centr. Prov. Buenos Aires, CONICET-UNCPBA, Tandil, Argentina; <sup>b</sup>Instituto Nacional de Investigaciones y Desarrollo Pesquero, Mar del Plata, Argentina

### RESUMEN:

En ambientes acuáticos estratificados poco profundos, las márgenes y la batimetría imponen condiciones de contorno que posibilitan la generación de ondas estacionarias que, a diferencia de aquellas que pueden desarrollarse en mar abierto, sólo admiten ciertas frecuencias. En este trabajo se presenta una metodología de procesamiento de datos que permite reconocer ondas internas de baja intensidad, generadas en tales sistemas por el forzamiento de la circulación, debido a las mareas o los vientos. La misma se basa en el análisis de las series temporales de velocidad construidas a partir de los registros de un perfilador acústico Doppler ubicado en una posición fija en el estuario del río de La Plata. El análisis de las componentes principales y las transformaciones de Fourier y wavelet se emplearon para extraer información sobre la variabilidad de la circulación estuarina y la estructura vertical de las corrientes en diferentes escalas temporales. Los resultados muestran comportamientos dinámicos disímiles de las capas tanto superficial como profunda, determinados por la acción mareal en la dirección principal de las corrientes; mientras que el viento juega un papel significativo en el desarrollo de flujos, tanto en la dirección principal como en la perpendicular a ella. Cambios bruscos del viento generan oscilaciones interfaciales con frecuencias bien definidas, asociadas con la generación de ciertas ondas estacionarias que, hasta donde llega nuestro conocimiento, no han sido reportadas aún.

### Internal wave detection in stratified shallow aquatic systems

#### ABSTRACT

In shallow-water stratified environments, banks and bathymetry determine the boundary conditions that generate standing waves that, unlike those developed at open sea, only admit certain frequencies. In this study, a methodology of data processing is introduced to identify low-intensity internal waves generated by forced water circulation, due to tides or winds in such systems. Time series of velocity built from files of an acoustic Doppler profiler located at a fixed position in the La Plata River were analysed estuary employing the principal components analysis, and Fourier and wavelet transforms. Thus, information on estuarine circulation variability and the vertical structure of currents was obtained at different time scales. Results showed the dissimilar dynamic behaviour of the surface and bottom layers, which are determined by the tidal action in the main direction of the currents; while winds play a significant role in the development of currents in both the main direction and the perpendicular one. Abrupt changes in wind intensity and direction cause interface oscillations with well-defined frequencies that are associated with the generation of standing waves, which, to our knowledge, had not yet been reported.

### PALABRAS CLAVE

Componentes principales; estratificación; ondas internas; río de La Plata; transformada de Fourier; wavelets

### KEYWORDS

internal waves; stratification; La Plata River; Fourier transform; principal components; wavelets

## 1. Introducción

La intrínseca complejidad física de las grandes masas estratificadas de agua impone un enorme desafío para entender su comportamiento y poder prever las consecuencias de los fenómenos que allí tienen lugar. Debido a que el agua del mar es una solución de sales (cloruros, sulfatos y carbonatos), sus propiedades físicas varían de acuerdo con el contenido de estas, su

composición y riqueza en seres vivos, sustancias inorgánicas en suspensión y gases disueltos.

La salinidad, que determina las distribuciones de densidad y presión en el cuerpo de agua, no es uniforme ni constante, sino que varía de un lugar a otro, tanto en dirección horizontal como vertical. Las variaciones de salinidad están ligadas con la pérdida o ganancia de agua; ya que el ingreso de corrientes fluviales o agua de lluvias disminuye la salinidad, mientras

el exceso de evaporación o la formación de hielo causan aumentos en la misma. Puesto que la densidad del agua del mar aumenta con la salinidad y disminuye con la temperatura, su variación con respecto a la profundidad puede desarrollar una estratificación estable o inestable, afectando los procesos biológicos, químicos y físicos.

Cuando la interfase entre dos capas de diferente densidad que conforman un sistema es afectada por la acción de algún forzante, se generan en ella perturbaciones en forma de ondas. Como estos fenómenos ocurren en las profundidades, muchas veces son ignorados debido a que suelen no presentar consecuencias significativas en la superficie del agua. Sin embargo, pueden afectar la navegación o adquirir importancia biológica y ambiental, debido a que generan transporte y mezclado de nutrientes, agentes contaminantes y partículas, con implicaciones sobre la distribución de temperatura y la variabilidad del oxígeno disuelto [1–8].

En la superficie, la diferencia de densidad entre el agua y el aire es grande, y entonces las amplitudes de las ondas interfaciales (superficiales en este caso) resultan ser relativamente pequeñas. Pero en el seno oceánico, los gradientes verticales de densidad son menores y se requiere poca energía para mover verticalmente a las partículas de agua, por lo que las amplitudes de las perturbaciones interfaciales internas pueden ser muy grandes, como las observadas por Bockel [9] en el estrecho de Gibraltar.

Las ondas internas [10] radian desde la región perturbada y transportan tanto energía como momentum en escalas temporales relativamente rápidas, y como tales, representan un proceso por el cual los movimientos del fluido pueden acoplarse a diferentes niveles de profundidad. En particular, la habilidad de las ondas internas para propagarse tanto horizontal como verticalmente provee los mecanismos necesarios para el transporte y la dispersión de momentum y energía dentro de toda la masa oceánica [11]. La marea interactúa con el relieve submarino, generando ondas internas cuya energía alimenta parcialmente la mezcla turbulenta de las aguas [12]. No ocurre así en mares poco profundos, donde la marea pierde la mayor parte de su energía en la fricción con el fondo.

Las ondas internas fueron estudiadas por largo tiempo debido al papel que juegan en los procesos de mezclado vertical oceánico y su consecuente implicación en fenómenos a escala global [13,14] y el aumento de la productividad biológica [15,16]. Su observación en el océano remonta a los tiempos de los vikingos, ya que además de ser un fenómeno dinámico, es visible; y en ocasiones hasta audible, en

la superficie [17]. Una descripción exhaustiva del estado de arte de los estudios sobre las ondas internas en el océano hasta el año 1960 fue realizada por Defant [18]. El interés por esta fenomenología creció después de la Segunda Guerra Mundial, cuando la Armada de los Estados Unidos de América (EUA) perdió algunos de sus más avanzados submarinos de ese tiempo, bajo el supuesto de que esos accidentes podrían haber sido causados por ondas internas [19].

La investigación de fenómenos físicos no-estacionarios como la formación y propagación de ondas internas emplea métodos estadísticos tales como el Análisis de Componentes Principales (ACP), el análisis de la frecuencia temporal (e.g. técnicas de Fourier y wavelets) y el análisis multiescalar. Por ejemplo, Hawkins et al. [20] aplicaron estas herramientas para detectar las ondas internas generadas en el estrecho de Luzón y que se propagan en el Mar de China Meridional. Para ello utilizaron el modelo oceánico en dos dimensiones del área desarrollado por Lamb [21], ajustando analíticamente datos densimétricos y batimétricos, así generando las ondas internas por la forzante mareal [22]. Si bien se obtuvieron resultados cualitativos, cada técnica aplicada proporcionó detalles propios e información complementaria de la dinámica de las ondas internas, que respaldan y amplían lo que a simple vista puede resultar no-trivial. Sin embargo, este procedimiento no es aplicable cuando se dispone de una cantidad limitada de mediciones espacio-temporales de campo.

Recién en las últimas décadas, los avances tecnológicos posibilitaron un gran número de mediciones basadas mayormente en registros de perfiles de temperatura y salinidad en una columna de agua [23], [24]. Sin embargo, a pesar de los recursos disponibles, la investigación sobre la ocurrencia de ondas internas en el Atlántico Sur-Occidental (SO) sigue aun escasa. Por satélite fueron observados imágenes de paquetes de ondas internas propagándose principalmente hacia la costa sur-este (SE) de Brasil, cuyo número y distribución geográfica revela diferentes orígenes sobre la plataforma continental [25], así como pulsos de ondas solitarias internas originados a unos 500 km de la desembocadura del Amazonas y extendiéndose por más de 700 km en el Atlántico [26]. Lorenzetti et al. [27] analizaron 89 imágenes del área marítima costera del SE de Brasil, adquiridas en la banda C del SAR a bordo del satélite ENVISAT de la Agencia Espacial Europea, que mostraban perturbaciones superficiales características de ondas internas. Estas fueron relacionadas con la ocurrencia de vientos con intensidad de entre 3 y 6 m/s en su mayoría, y muy pocos con velocidades mayores a 10 m/s. Se generaba el gran número de

paquetes observados con cada ciclo mareal durante todo el año, pero especialmente en verano. Una vez constituidos, los paquetes se propagaban hacia la costa para finalmente dispersarse en un proceso generador de turbulencia y mezclado.

En particular, el estuario del río de La Plata (ERLP) presenta un frente salino y una pluma de agua dulce bien definidos; conformando, la mayor parte del tiempo, un sistema estratificado estable de dos capas sometido a las forzantes de las mareas y los vientos, que lo convierten en un ambiente adecuado para la generación de ondas en la interfase horizontal interna. Diversos proyectos internacionales de cooperación desarrollados durante las últimas dos décadas, que involucraron estudios técnicos y mediciones de campo, permitieron avanzar el conocimiento de la dinámica de este cuerpo de agua y su frente marítimo [28-33], y sus sedimentos [34], [35].

Dragani *et al.* [36] y Sepúlveda *et al.* [31] observaron oscilaciones de frecuencia mareal con características baroclínicas a partir de transectas ADCP colectadas en el estuario. Estos autores encontraron una notoria variabilidad en el perfil de la velocidad en esas frecuencias, mostrando una reversión en la dirección de las mismas entre las capas superior e inferior. Sin embargo, estos estudios estuvieron limitados a la longitud del registro, que en ambos casos fue de 24 h. Dada la intermitencia de estas oscilaciones internas, tiempos más largos de observación son necesarios para realizar un análisis adecuado.

Posteriormente, en el marco del Proyecto PNUD/GEF/RLA 99/G31 FREPLATA llamado “Protección Ambiental del Río de la Plata y su Frente Marítimo: Prevención y Control de la Contaminación y Restauración de Hábitats”, se colectaron series de corrientes ADCP por alrededor de 6 meses de duración (entre los años 2002 y 2003), con una resolución de 0.5 m en profundidad y de 10 min en el tiempo, en dos sitios dentro de la zona frontal del estuario: en el Canal Marítimo, cerca de la costa argentina y en Pontón Recalada, cerca de Montevideo. Estos datos brindaron la primera oportunidad de explorar la circulación estuarina de La Plata y su variabilidad durante varios meses, así como también de analizar la estructura vertical de las corrientes en escalas temporales que van desde las mareas hasta la sinóptica e intra-estacional [32,37]. Las series temporales de las componentes zonal ( $u$ ) y meridional ( $v$ ) de la velocidad se descompusieron en las componentes barotrópica y baroclínica, para periodos ( $\tau$ ) inferiores y superiores a 30 h. A cada uno de estos subconjuntos de datos se le aplicó el ACP.

Simionato *et al.* [32] y Meccia [37] encontraron que las componentes barotrópica y baroclínica contribuyen a la varianza del 50% cada una, y lo mismo ocurre con

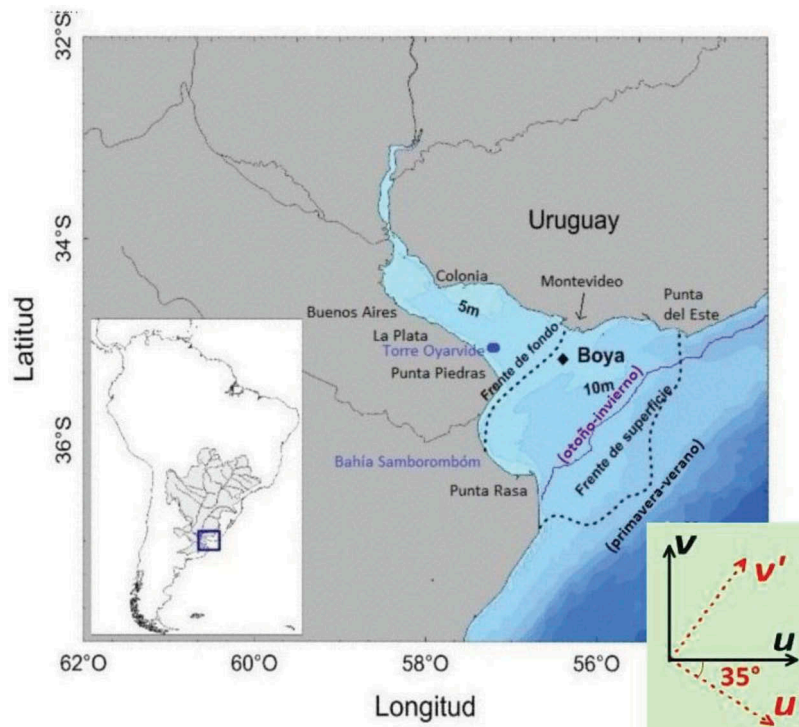
las bajas y altas frecuencias. Se determinó que la variabilidad temporal para períodos mayores a 30 h, tanto para la circulación barotrópica como para la total, se relacionaba con el viento. La componente barotrópica de la corriente para  $\tau < 30$  h fue vinculado a la marea, con oscilaciones de períodos tanto semidiurno como diurno. Por otra parte, los resultados del análisis de la componente baroclínica para  $\tau < 30$  h fueron relacionados con la ocurrencia de ondas internas en la zona frontal del ERLP. Estos autores reportaron oscilaciones con período semi-diurno, diurno e inerciales ( $\tau \approx 20$  h) asociados al Modo 1 del ACP, forzadas por las componentes de la marea, la brisa tierra-mar y la relajación del viento (Las ondas inerciales en un fluido surgen de la relajación del impulso causado por el viento bajo la acción de la fuerza de Coriolis).

En el presente trabajo presentamos una metodología complementaria a las ya conocidas para analizar la información de campo, a fin de detectar eventos dinámicos de amplitud mucho menor que la mareal, originados repentinamente en ambientes estratificados poco profundos como el ERLP. La implementación de esta forma de procesamiento de datos permite inferir la ocurrencia de ondas internas generadas por el forzamiento de la circulación debido a la acción del viento, utilizando el ACP, y las transformadas de Fourier y wavelets (u ondículas). Se parte de la hipótesis según la cual la estratificación estable de un fluido posibilita la creación y propagación de ondas internas en su seno, vinculando energéticamente las capas dispuestas a distintas profundidades.

En lugar de dividir la información de acuerdo a los modos baroclínico y barotrópico, los flujos y eventuales oscilaciones con periodos igual a los de las componentes mareales fueron descartados, concentrando la atención en fluctuaciones con periodos diferentes de aquellos y  $\leq 30$  h. Esto tiene la ventaja de detectar oscilaciones muy débiles, que de otra forma podrían quedar encubiertas.

## 2. Descripción De La Zona De Estudio

El río de La Plata tiene un extenso estuario de aguas poco profundas ubicado entre las costas de Argentina y Uruguay (Fig. 1). Es uno de los estuarios mayores y más importantes del mundo, y sus aguas vierten al océano Atlántico. Presenta una forma de embudo con orientación NO-SE, tiene escasa profundidad (<20 m), unos 280 km de longitud y un ancho que aumenta hacia el SE, siendo 32 km entre Colonia (Uruguay) y La Plata (Argentina); alcanzando 100 km entre Montevideo (Uruguay) y Punta Piedras (Argentina); y unos 220 km entre Punta del Este (Uruguay) y Punta



**Figura 1.** Río de la Plata y su estuario, indicado por las posiciones de los frentes de salinidad superficiales y de fondo bajo condiciones de buen tiempo. Se indica la ubicación de la boya con los instrumentos para recolección de datos. Abajo y a la derecha se muestran los ejes a partir de los cuales se definen las componentes de la velocidad medida ( $u$ ,  $v$ ) y la rotada ( $u'$ ,  $v'$ ).

Rasa (Argentina) [38]. Abarca una superficie total estimada en  $35.000 \text{ km}^2$ . Es alimentado por los ríos Paraná y Uruguay, integrando con ellos la segunda cuenca más extensa del continente ( $\approx 3,1 \times 10^6 \text{ km}^2$ , el área sombreada de gris en el mapa en la Fig. 1). Estos ríos proporcionan más del 97% del ingreso de agua dulce al sistema, siendo su descarga media unos  $24.000 \text{ m}^3/\text{s}$  [39], lo que pone a este sistema fluvio-marino en 5° lugar en el mundo en cuanto a descarga fluvial y 4° en área de drenaje.

A base de la morfología y de lo que se infiere de su dinámica, el sistema se divide clásicamente en dos regiones separadas por la Barra del Indio, una elevación o barrera sumergida de forma convexa y con profundidades de 6,5 a 7,0 m, la cual cruza el río entre Punta Piedras y Montevideo. La región superior esta ocupada mayormente por agua dulce y se caracteriza por bancos someros con profundidades entre 1 y 4 m, que se encuentran separados de las costas por canales con profundidades que varían entre 5 y 8 m. Al E de la Barra, esta el Canal Marítimo, una depresión ancha con profundidades de 12 a 14 m al N y 20 m al S, que separa la Bahía Samborombón (al O) de una región de bancos conocida como Alto Marítimo (al E) con profundidades de entre 6 y 12 m. Al N de estos bancos, el Canal Oriental, el más profundo del sistema, con

profundidades de hasta 25 m, se extiende a lo largo de la costa de Uruguay. El rango mareal varía entre 0,3 y 1 m [40], aunque la máxima intrusión aguas-arriba esta controlada por la barrera sumergida y la descarga de agua dulce. El régimen mareal del estuario es mixto, siendo la componente semi-diurna M2 la más significativa, con una amplitud de 0,27 m en Buenos Aires; no obstante, se observan desigualdades diurnas importantes, mayormente causadas por O1 con una amplitud de 0,15 m [41].

Si bien abundan mediciones del nivel del agua en el ERLP, las de velocidad son escasas, por lo que mucho de lo que se sabe es inferido de simulaciones numéricas [32]. Tanto la información de campo como las simulaciones numéricas sugieren que el viento es la principal forzante de la dinámica estuarina [35], [42], aunque también influyen la descarga fluvial de los tributarios y las ondas de las mareas oceánicas (astronómica y meteorológica). En condiciones normales, los efectos del viento sólo se sienten en el estrato superior de las aguas del ERLP; por debajo de la halóclina, al abrigo de una mayor profundidad. La capa inferior no recibe otras influencias que las de la topografía del fondo y de la configuración de la línea costera, evidenciando escasos cambios estacionales. La densidad en el estuario

esta controlada por la salinidad; mientras que los cambios de temperatura, aunque importantes a escala estacional, sólo producen gradientes pequeños [28].

Dado que el viento presenta una alta variabilidad en la región, el frente de salinidad superficial exhibe también gran variabilidad, al menos a escala sinóptica y estacional (Fig. 1). Durante el otoño-invierno, las aguas superficiales derivan hacia el NNE a lo largo de la costa uruguaya, debido a la acción de los vientos zonales del ONO y al máximo estacional de la descarga continental [28,43]. En cambio, durante la primavera-verano, el frente de salinidad superficial se desplaza hacia el sur. Esta característica fue atribuida principalmente a los vientos dominantes provenientes del E, y menos a los valores mínimos de la descarga continental durante ese periodo del año [28,43].

Controlado por la batimetría, el frente de salinidad del fondo, en cambio, mantiene una posición más estable durante el año, siguiendo aproximadamente a la isobata de 10 m [28]. Como resultado de la estabilidad del frente del fondo y el constante desplazamiento del frente superficial, el estuario exhibe una estructura como de cuña salina variable en el tiempo durante la mayor parte del año. La extensión horizontal y el gradiente vertical de salinidad de la intrusión sufren un ciclo estacional asociado a desplazamientos del frente superficial [28,44]. La extensión transversal de la intrusión salina en el ERLP es de unos 150 km en la porción N, y 100 km en las porciones central y S del estuario durante el invierno; mientras que, en verano, puede alcanzar hasta los 250 km en la porción S [28]. Se observan gradientes verticales de salinidad de alrededor de 16 ups/m durante el invierno, que se reducen a unos 8 ups/m durante el verano en la pycnoclina [28].

### 3. Metodología

#### 3.1 Mediciones

En el marco de actividades del Proyecto PNUD/GEF/RLA 99/G31 FREPLATA que fueron desarrolladas entre noviembre 2009 y diciembre 2010, una boya oceanográfica fue fondeada a 35°12'S y 56°24'O (véase su ubicación dentro del estuario en la Fig. 1) para monitorear las variables atmosféricas presentes (dirección e intensidad del viento, presión atmosférica, temperatura del aire, humedad y precipitación), empleando una estación automática *Vaisala*; y variables oceanográficas (temperatura, salinidad, presión, turbidez, oxígeno disuelto, fluorescencia, corrientes y olas) en la superficie, con un equipo SMATCH (*Sonda Autónoma Multiparámetro con Transmisión y Cloración*) y un perfilador acústico

vertical Doppler (o ADCP) *WorkHorse Sentinel* de la compañía Teledyne RD Instruments, que opera a una frecuencia de 1200 KHz. Esta boya también contaba con un panel solar para alimentación y dos baterías que aseguraban su autonomía energética, así como un geoposicionador para registrar la posición geográfica del equipo, un compás magnético que observaba su rumbo u orientación, y una antena. Todos los instrumentos fueron previamente calibrados en el laboratorio. Contaban con una malla de protección que también prevenía la adherencia de colonias de organismos.

La boya fue amarrada a dos muertos de 5 toneladas de peso que la mantuvieron en la zona de interés y evitaban excesivos balanceos rotación de los instrumentos. El ajuste final de la dirección de observación se realizó utilizando la información proporcionada por el compás magnético.

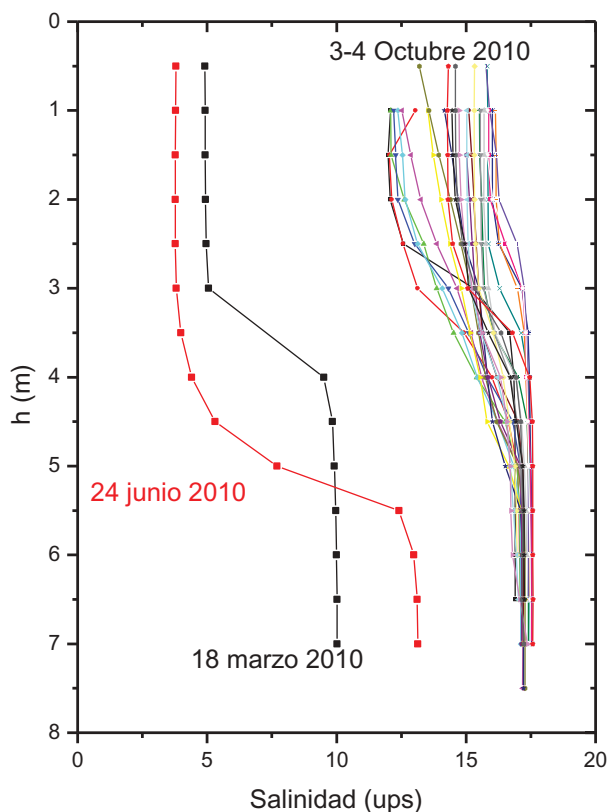
El ADCP fue programado para medir las componentes E-O ( $u$ ) y N-S ( $v$ ) de la velocidad (Fig. 1) cada 10 min y cada 0.5 m a 13 niveles de profundidad en la columna de agua bajo la boya, y almacenar la información en dos memorias internas. Los valores de  $u$  y de  $v$  reportados en la sección 4 fueron el promedio de 6 mediciones, reduciéndose así las fluctuaciones.

Además, se establecieron 26 estaciones de medición en todo el ERLP en las que se muestrearon perfiles de conductividad, temperatura y presión, con un CTD *SeaBird 19 Plus*, en 10 campañas realizadas por buques de las fuerzas armadas de Argentina y de Uruguay. Los perfiles de salinidad obtenidos con esta modalidad en el sitio donde se encontraba la boya están representados en la Fig. 2. Aunque estos perfiles no correspondan al intervalo de tiempo elegido para la aplicación de la metodología propuesta, ellos permitieron inferir la presencia de dos capas con distribución uniforme de salinidad en el lugar de medición.

Se encontró que la profundidad de la halóclina variaba de acuerdo a la estación del año y la descarga de agua dulce, entre 2 y 6 m. En particular, los resultados de las mediciones de velocidad presentados en la Sección 4 son consistentes con una halóclina presente a unos 6 m de profundidad.

#### 3.2 Flujos barotrópico y baroclínico

La introducción de los conceptos básicos asociados a los flujos barotrópico y baroclínico según el ejemplo clásico desarrollado por Cushman-Roisin y Beckers [45] (ver también [46-48]) facilita la comprensión de la metodología comúnmente aplicada [32,37] y la interpretación de los resultados. Considérese un cuerpo de agua constituido por dos capas de diferente densidad, homogéneas y en movimiento. A cada capa le



**Figura 2.** Perfiles de salinidad típicos de otoño, invierno y primavera registrados con CTD en el sitio de medición del ADCP.

corresponde una velocidad y un espesor característicos. Si los espesores son pequeños, las aceleraciones verticales pueden despreciarse y la presión en función de la profundidad es hidrostática. Las ecuaciones de conservación de la masa y del *momentum* resultantes se expresan en función de la gravedad reducida  $g'$  ( $\ll g$ : aceleración gravitatoria) y admiten funciones oscilatorias como solución. En particular, se puede obtener un flujo oscilatorio verticalmente uniforme, y el desplazamiento vertical de la interfase es proporcional a la altura de la superficie libre. Para este modo de oscilación, conocido como *barotrópico*, las capas se comportan como si tuvieran la misma densidad (e.g. *seiches* en estuarios). Por el contrario, cuando el caudal volumétrico integrado verticalmente es nulo, el caudal en la capa superficial se compensa con el caudal en la dirección opuesta existente en la capa profunda, y la variación del nivel de la superficie libre es pequeña comparada con el desplazamiento de la interfase entre las capas. Este modo de oscilación interno se denomina *baroclínico*.

Las diferencias horizontales de presión en cuerpos de agua extendidos dan lugar a flujos barotrópicos, los cuales generan movimientos de volúmenes significativos de agua a grandes distancias. Por el contrario, los

flujos baroclínicos surgen por los efectos de la interacción de la corriente con la forma del fondo, las variaciones del viento y/o cambios bruscos en la marea. Luego, para fines prácticos, en un sitio específico la componente barotrópica del flujo se determina a partir de la velocidad media en profundidad, mientras que la diferencia entre la velocidad y ese valor medio determina la componente baroclínica.

### 3.3 Métodos matemáticos aplicados al análisis de la información de campo

#### 3.3.1 Análisis de las Componentes Principales

El Análisis de las Componentes Principales (ACP) es una técnica estadística de síntesis de la información utilizada para reducir la dimensión (número de variables) de un conjunto de datos, perdiendo la menor cantidad de información posible. Fue descrita por Pearson [49] como un análogo del cálculo de los ejes principales de inercia en la mecánica; y posteriormente, fue desarrollada por Hotelling [50]. El ACP conlleva la construcción de la matriz simétrica de covarianza; los autovalores y autovectores se encuentran mediante una transformación lineal, de forma que cada autovector sea ortogonal a los demás [51], [52]. Las nuevas variables (autovectores) son denominadas componentes principales (CP). Los autovalores reflejan la varianza en la dirección del autovector correspondiente, ordenándose en forma decreciente. La mayor varianza ocurre en el primer eje con la *primera componente principal* como variable; la segunda varianza más grande es representada sobre el segundo eje, y así sucesivamente.

En el presente trabajo, el ACP se aplica a mediciones de la velocidad  $U$  realizadas repetidamente en  $p$  niveles de profundidad, a fin de detectar las correlaciones existentes entre las variaciones temporales de  $U$  en diferentes profundidades. Estas variaciones de  $U$  se representan por medio de la varianza  $\sigma_j^2$  en cada nivel  $j$ , donde  $\sigma_j$  es la desviación estándar de  $U_j$  y las variables independientes son las profundidades  $h_j$ , con  $j = 1, 2, \dots, p$ . La velocidad  $U_j(t_i)$  con  $i = 1, \dots, n$  correspondiente a  $h_j$  se expresa como una serie discreta de nuevas variables independientes ( $y_k$ ) a calcular en función de los tiempos  $t_1, t_2, t_3, \dots, t_n$ ; como sigue:

$$U_j(t_i) = \sum_{k=1}^p q_k(t_i) y_k(h_j) \quad (1)$$

Las funciones base  $y_k(h_j)$  son una combinación lineal de las velocidades a profundidades  $h_j$ , en cuyo caso, se las interpreta físicamente como perfiles de velocidad. Así, el conjunto de  $U_j$  se expresa en

función de una serie de perfiles de velocidad  $y_k$  característicos del flujo. Los coeficientes o amplitudes  $q_k(t_i)$  dan cuenta de la participación que tiene cada perfil de velocidad en el total, en función del tiempo.

Si la suma en la Ecuación 1 se efectúa sobre todos los  $y_k$ , se obtiene  $U_j(t_i)$  sin pérdida de información. Considerando los  $m < p$  primeros términos de la serie, se obtiene la Ecuación 2:

$$U_j^m(t_i) = \sum_{k=1}^m q_k(t_i) y_k(h_j) + r_j^m(t_i) \quad (2)$$

donde  $r_j^m(t_i)$  es el error asociado con la truncación de la serie en el término  $m$ . Se eligen  $y_k(h_j)$  y  $q_k(t_i)$  de manera que la suma del error cuadrático medio en todas las profundidades definido en Ecuación 3:

$$R^m = \sum_{j=1}^p (r_j^m)^2 \quad (3)$$

se reduzca a un mínimo. Lorenz [53] mostró que  $R^m$  se minimiza eligiendo  $y_k(h_j)$  y  $q_k(t_i)$  tal que Ecuación 4 y Ecuación 5:

$$\sum_{j=1}^p y_k(h_j) y_l(h_j) = \delta_{kl} = \begin{cases} 1 & \text{si } k = l \\ 0 & \text{si } k \neq l \end{cases} \quad (4)$$

$$\overline{N q_k^* q_l^*} = d_{kl}. \quad (5)$$

En la Ecuación 5, la simbología  $\overline{(\dots)}$  denota el promedio temporal y  $(\dots)^*$  denota una desviación del valor medio. La Ecuación 4 implica que las CP son ortogonales en el espacio, mientras que la Ecuación 5 implica que sus amplitudes son ortogonales en el tiempo.

Habitualmente se consideran  $m < p$  componentes, tal que la suma de los autovalores represente el 90-95% de la varianza total, para tener una buena representación de las variaciones encontradas en los datos. Cuando las velocidades en los diferentes niveles de profundidad del agua del estuario se correlacionan en algún grado, las primeras componentes explican una alta proporción de la varianza total. Así, unos pocos perfiles de velocidad no correlacionados reproducen gran parte de la información. Esto puede interpretarse como una reducción de la dimensión del conjunto de datos: donde se necesitaban  $p$  variables independientes para obtener la información, luego del análisis bastan  $m$  perfiles de velocidad para retener las características más importantes del flujo.

El ACP también se aplica para hallar las principales correlaciones entre las velocidades y el viento, la densidad del agua a diferentes profundidades, la temperatura del aire, la radiación solar y cualquier otra

medición disponible. En estos casos, como las variables tienen diferentes unidades, debe usarse la descomposición en autovalores de la matriz de correlación, en vez de la matriz de covarianza. Las limitaciones son las mismas y se basan tanto en la hipótesis de linealidad como en que las fluctuaciones tienen distribuciones gaussianas. Esta segunda hipótesis es equivalente a suponer que las grandes variaciones proporcionan información más importante y que los datos cumplan una alta relación señal-ruido. Por lo tanto, las CP asociadas con varianzas mayores representan la estructura de interés, mientras que aquellas con varianzas menores representan variaciones aleatorias o de poco interés.

### 3.3.2 Transformada de Fourier

El análisis de Fourier se utiliza para determinar las frecuencias características de una serie temporal. Es una transformación que cambia la dependencia de una función  $f(t)$  al dominio de la frecuencia mediante el conjunto completo de funciones ortogonales  $e^{i\omega t}$ , donde  $\omega$  es la frecuencia angular. El resultado es la transformada (o espectro) de Fourier  $F(\omega)$ .

La transformada de Fourier  $F(\omega_k)$  de un conjunto discreto  $f(t_i)$  de  $n$  datos equi-espaciados en el tiempo  $t_i$  ( $i = 1, 2, \dots, n$ ) se puede calcular fácilmente por medio de algún algoritmo simplificado de la transformada rápida de Fourier (FFT). La extensión del dominio temporal determina el rango de frecuencias (o el ancho de banda) de la transformada, mediante el principio de incertidumbre. Cuanto mayor es el tiempo abarcado por los datos a analizar, mejor definidas están las frecuencias angulares. Por otra parte, el intervalo entre una medición y la siguiente determina la frecuencia angular máxima en el espectro, y limita la reconstrucción de las variaciones de una señal a partir de su transformada. El criterio de Nyquist establece que la tasa de muestreo (o registro) de la función a analizar debe ser dos veces la frecuencia más alta de la señal de entrada, para evitar el efecto de *aliasing*. Este efecto consiste en la obtención de señales diferentes e indistinguibles (*alias*) a partir de la transformada de la señal muestreada, y ocurre cuando la frecuencia de muestreo es insuficiente. La aplicación del criterio de Nyquist permite discernir sin ambigüedad la señal reconstruida [54].

Cuando se emplea la transformada de Fourier para analizar las variaciones del nivel del mar debidas a las mareas, se obtienen las conocidas componentes astronómicas mareales llamadas M2, S2, N2 y K2 con período semi-diurno ( $11.97 \text{ h} < \tau < 12.66 \text{ h}$ ); las componentes K1, O1 y Q1 con período diurno ( $23.93 \text{ h} < \tau < 25.82 \text{ h}$ ); y otras adicionales de período mayor. En aguas someras como las observadas en los estuarios, también



pueden aparecer las armónicas M4 (lunar) o S4 (solar) (o *shallow water overtides* [que se traduce sobremareas de aguas no profundas]) con  $\tau \approx 6$  h. Por otra parte, cuando se calcula la transformada de Fourier de la velocidad medida en cada profundidad, se obtienen las frecuencias características de las oscilaciones a esa profundidad. Esto es especialmente útil cuando la columna de agua se encuentra estratificada y las oscilaciones se establecen en determinadas capas de fluido.

El espectro de Fourier permite distinguir el contenido de frecuencias de la señal que se analiza. Sin embargo, no es posible deducir en qué tiempo aparecen o desaparecen las componentes de la señal. Por lo tanto, la transformada de Fourier presenta desventajas en algunas aplicaciones, en especial en aquellas asociadas con señales no estacionarias. Cuando se requiere un análisis simultáneo en los dominios de tiempo y frecuencia, es necesario recurrir a la transformación llamada “*wavelet*,” por ejemplo [55].

### 3.3.3 Wavelets

Mientras que  $F(\omega)$  descompone la señal en un conjunto infinito de funciones sinusoidales de amplitud constante que son periódicas y de dominio ilimitado ( $-\infty < t < \infty$ ) para cada frecuencia  $\omega$ , la transformación *wavelet* descompone la señal en una serie de ondículas localizadas en el tiempo; es decir en señales con una amplitud que crece y decrece rápidamente después de unas pocas oscilaciones, y que tienen un promedio temporal nulo. Las funciones *wavelet* usadas pueden ser reales o complejas, y en general, se definen como en la Ecuación 6:

$$\Psi_{a,b} = \frac{1}{\sqrt{a}} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right), \quad a > 0, b \in R. \quad (6)$$

La función original  $\psi(t)$  sin trasladar ni escalar es la llamada *wavelet* madre, y la transformada *wavelet* se define como en la Ecuación 7:

$$\varphi_{a,b} = \int_{-\infty}^{\infty} \psi_{a,b}^*(t) dt, \quad (7)$$

donde el símbolo “\*” indica “conjugada.”

En la Ecuación 7, el símbolo  $\varphi_{a,b}$  representa una transformación bidimensional con dos parámetros. Para una señal dependiente del tiempo  $f(t)$ , los dos dominios de la transformada son el tiempo  $b$  y el parámetro  $a \neq 0$  de la escala. El resultado de la transformada es la descomposición de la señal en el tiempo, en una serie de coeficientes  $C(a,b)$  reales o complejos (según la *wavelet* usada). Es de notar también que la descomposición se lleva a cabo mediante una convolución entre la señal y la *wavelet*.

La señal original  $f(t)$  puede recuperarse aplicando la transformada *wavelet* inversa, mediante la fórmula de reconstrucción es dada por la ecuación 8:

$$f(t) = \frac{1}{K_\Psi} \int_{a=0}^{\infty} \int_{b=-\infty}^{\infty} \varphi_{a,b} \Psi_{a,b}(t) da db. \quad (8)$$

donde la constante  $K_\Psi$  depende de la *wavelet* madre seleccionada.

Especialmente útil para nuestro propósito es la *wavelet de Morlet* [56,57], que se define en la Ecuación 9 como:

$$\psi_\lambda(t) = \frac{1}{c_\lambda \pi^{1/4}} e^{-t^2/2} (e^{i\lambda t} - e^{-\lambda/2}) \quad (9)$$

en donde Ecuación 10 es la constante de normalización para cumplir la condición de admisibilidad:

$$c_\lambda = \left(1 + e^{-\lambda^2} - 2e^{-3\lambda^2/4}\right) \quad (10)$$

El parámetro  $\lambda$  permite establecer un compromiso entre las soluciones en el tiempo y en la frecuencia. Normalmente, se usa  $\lambda > 5$  para evitar problemas con la *wavelet* de Morlet con una resolución temporal alta.

Para las señales que sólo contienen modulaciones de frecuencia y amplitud que varían lentamente (e.g. audio) no es necesario utilizar  $\lambda$  pequeños. Bajo la restricción  $\lambda > 5$ , la frecuencia central de la *wavelet* de Morlet se considera aproximadamente igual a  $\lambda$ . La función  $\psi_\lambda(t)$  está centrada en  $t = 0$  y, si bien en teoría se extiende desde  $-\infty$  hasta  $+\infty$ , sólo tiene valor significativo entre dos instantes de tiempo que dependen del parámetro  $\lambda$ . Si se desea centrarla en  $t = b \neq 0$ , y además interesa ampliar o reducir el intervalo de tiempo en el que la función tiene valores no nulos significativos, puede trasladarse y escalarse la *wavelet* básica  $\psi_\lambda(t)$ , mediante un factor  $a$  como se hace en la Ecuación 6.

Para realizar la descomposición, los diferentes espectros de potencias de *wavelet* deben contar con una normalización común para los espectros de señales o series de tiempo. En el caso tratado en sección 4, se cuenta con un valor esperado (o esperanza matemática) para el espectro de potencias  $|W_n(s)|^2$  igual a  $N$  veces el valor esperado de  $|\hat{x}_k|^2$  con la Ecuación 11:

$$\hat{x}_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-2\pi i kn/N} \quad (11)$$

donde el índice de frecuencia  $k = 0, 1, \dots, N-1$ .

Por otra parte, la coherencia mide la correlación cruzada entre dos series de tiempo y una función de frecuencia. La transformada de Fourier se utiliza para

identificar bandas de frecuencia donde se relacionan dos series de tiempo [58]. La *wavelet* de coherencia o *Wavelet Transform Coherence (WTC)* para dos series de tiempo se define como en Ecuación 12:

$$R_n^2(S) = \frac{|\langle S^{-1} W_n^{xy}(S) \rangle|^2}{\langle S^{-1} |W_n^x(S)|^2 \rangle \langle S^{-1} |W_n^y(S)|^2 \rangle} \quad (12)$$

donde  $W_n^{xy}(S)$  es la transformada cruzada *wavelet* de las dos series temporales  $W_n^x(S)$  y  $W_n^y(S)$ , y  $S$  es el operador suavizado [59].

El factor  $S^{-1}$  se usa para convertir la densidad de energía [60]. En la *wavelet* de coherencia, la fase se formula como en la Ecuación 13:

$$\Phi_n(S) = \tan^{-1} \frac{J \{ W_n^{xy}(S) \}}{R \{ W_n^{xy}(S) \}} \quad (13)$$

donde  $J$  es la parte imaginaria y  $R$  es la parte real de la transformada cruzada de  $W_n^{xy}(S)$  [60].

El nivel de confianza de los resultados es determinado por el cono de influencia (COI), que permite limitar los efectos de borde originados al principio y al final de la serie finita de tiempo con la que se trabaja. La solución consiste en rellenar el final de la serie de tiempo con 0 antes de encontrar la transformada *wavelet*, y quitarlos posteriormente [61]. Tanto para el espectro de potencias de *wavelet* como para la coherencia de *wavelets*, el COI permite obtener un nivel de confianza del 95% para los datos analizados en la sección 4.

#### 4. Resultados

De todas las mediciones de velocidad efectuadas con el ADCP (localizado en el sitio indicado, Fig. 1), importan aquellas cuyas variaciones presentan escalas temporales de entre un par de horas y varios meses. Del análisis del conjunto completo de datos disponibles, es posible encontrar indicios de variaciones de velocidad con frecuencias diferentes a la mareal. Debido a que 10 meses de medición resulta ser un tiempo demasiado extenso para análisis, tales indicios son demasiado débiles, por lo que es necesario trabajar con intervalos temporales menores. La elección de la extensión del intervalo se hizo considerando que:

- la intensidad de las fluctuaciones se reduce a medida que el promedio se realiza sobre un mayor número de datos;
- la extensión del intervalo elegido debe ser mayor que el máximo periodo característico ( $\approx 30$ h) que

quiere determinarse, de acuerdo a las condiciones expuestas en la sección 3.2.2; y

- las oscilaciones causadas por ondas internas persisten por algunos días antes de desvanecerse.

Como consecuencia, el conjunto de datos se dividió en intervalos de varios días que se analizan por separado. Se encontró que, tomando intervalos de 10 días, las perturbaciones detectadas pueden vincularse mejor con las posibles forzantes del sistema estuarino. Por razones de brevedad, a continuación se presentan sólo los resultados correspondientes al intervalo representativo comprendido entre el 9 al 19 mayo 2010, para ilustrar la aplicación de la metodología propuesta (El análisis de los otros intervalos fue realizado por Fenco [62]).

Los datos se procesaron usando el programa MATLAB, siguiendo el esquema mostrado en la Fig. 3. Las componentes zonal  $u$  y meridional  $v$  de la velocidad de la corriente se rotaron  $35^\circ$  en sentido horario, para hallar las componentes  $u'$  y  $v'$ , haciendo coincidir la dirección de  $u'$  con el eje coordenado paralelo a la dirección principal de la corriente en el ERLP (Fig. 1). A tanto  $u'$  como  $v'$  se les aplicó un filtro elimina-banda de Hamming, a cada profundidad  $h$ ; para suprimir las componentes astronómicas de la marea con períodos semidiurno ( $11.5 < \tau < 13.0$  h) y diurno ( $23.0 < \tau < 26.0$  h). La evolución temporal de los perfiles resultantes de velocidad se representó en el diagrama de Hovmöller, mostrado en la Fig. 4. Al eliminar el patrón periódico debido a las mareas, es posible detectar las fluctuaciones de la corriente mas pequeñas que las marealesy que son el objeto de este estudio. Observamos que, entre el 9 y 14 de mayo, las fluctuaciones de las corrientes fueron poco intensas, mientras que incrementaron en intensidad el 15 de mayo para  $v'$  y el 16 de mayo para  $u'$ .

La Fig. 5 muestra el gráfico polar de la velocidad de la corriente promediada en toda la columna de agua para cada tiempo, es decir, la componente barotrópica del flujo en este intervalo temporal. Se observa que el flujo entrante desde el mar es más intenso que el reflujos, y que tiene una dirección concentrada en  $320^\circ$ ; por el contrario, el reflujos abarca un amplio rango de direcciones y tiene menor intensidad. Para detectar los patrones característicos de los perfiles de velocidad y su variación temporal, se aplicó el proceso 2 de la Fig. 3, mediante el cual fué posible calcular las CP como se describe en sección 3.2.1. Así se encontraron los tres primeros modos de  $u'$  y de  $v'$  que constan cada uno de un perfil de velocidad  $y_i(h)$  y de su correspondiente amplitud en función del tiempo  $q_i(t)$  ( $i = 1, 2, 3$ ). Los autovalores de la descomposición

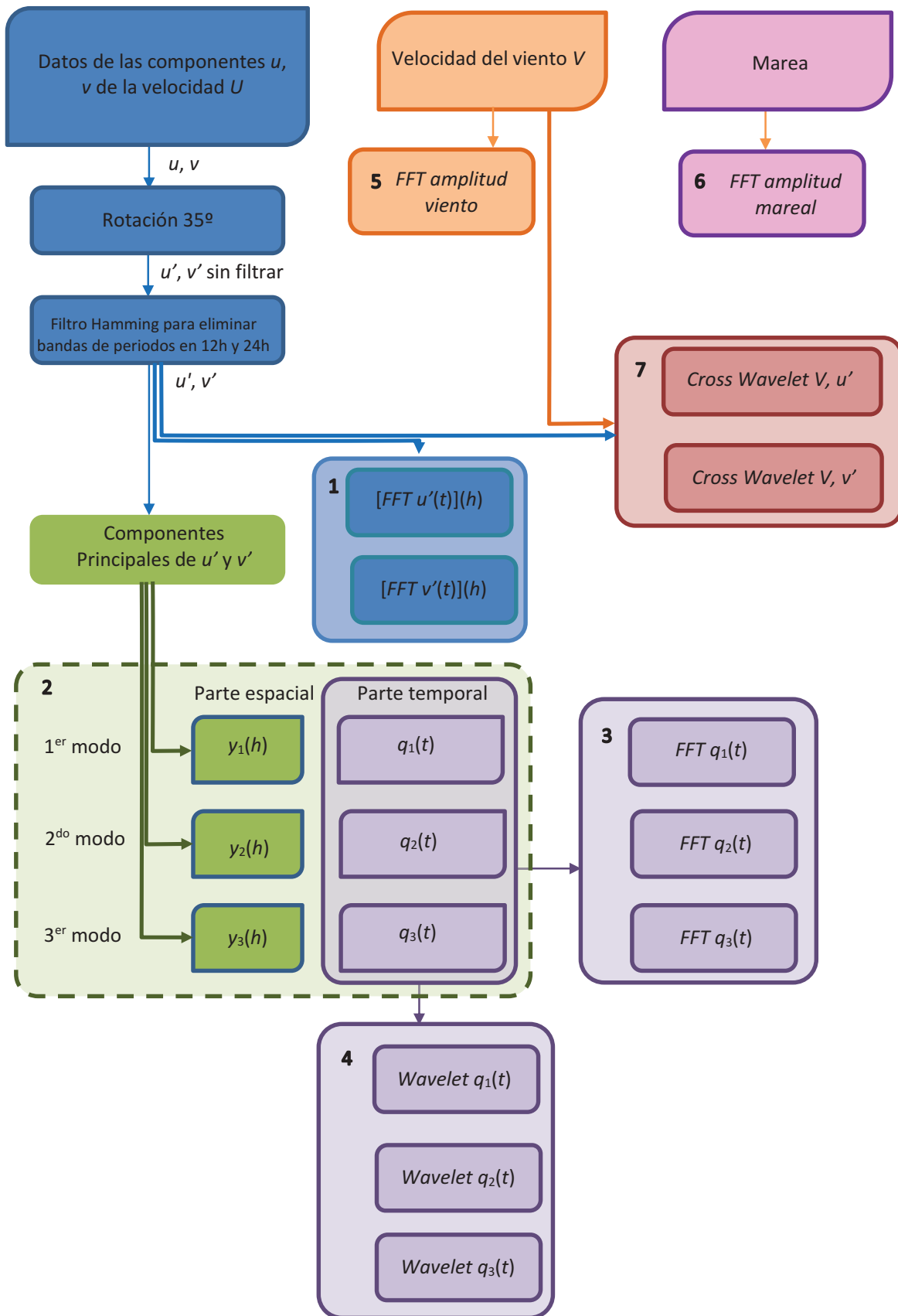
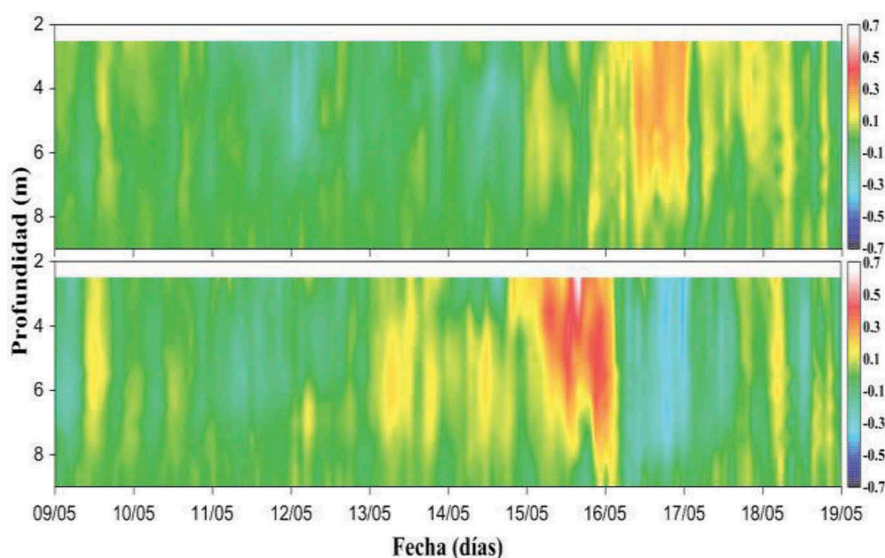
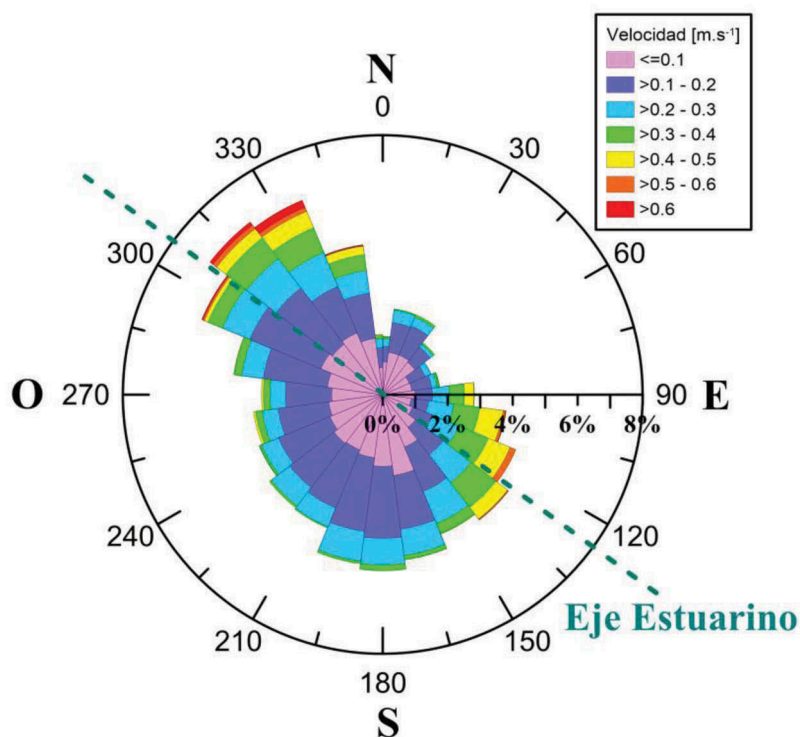


Figura 3. Esquema mostrando los procesamientos realizados a los datos de velocidad.



**Figura 4.** Diagrama Hovmoller para las componentes filtradas paralela  $u'$  (arriba) y perpendicular  $v'$  (abajo) al eje del estuario correspondiente al intervalo comprendido entre el 9 y 19 de mayo 2010.



**Figura 5.** Gráfico polar de la velocidad promediada en toda la columna de agua en m/s correspondiente al intervalo comprendido entre 9 y 19 mayo de 2010.

de las CP para tanto  $u'$  como  $v'$  se muestran en la [Tabla 1](#). En el intervalo analizado, se encuentra que la suma para los tres modos es 81% y 85% para  $u'$  y  $v'$ , respectivamente, lo cual sugiere que los modos sucesivos (no considerados aquí) también son considerables. En otros intervalos analizados, la participación del primer modo llega al 70%, mientras la suma de los tres supera el 90% [62].

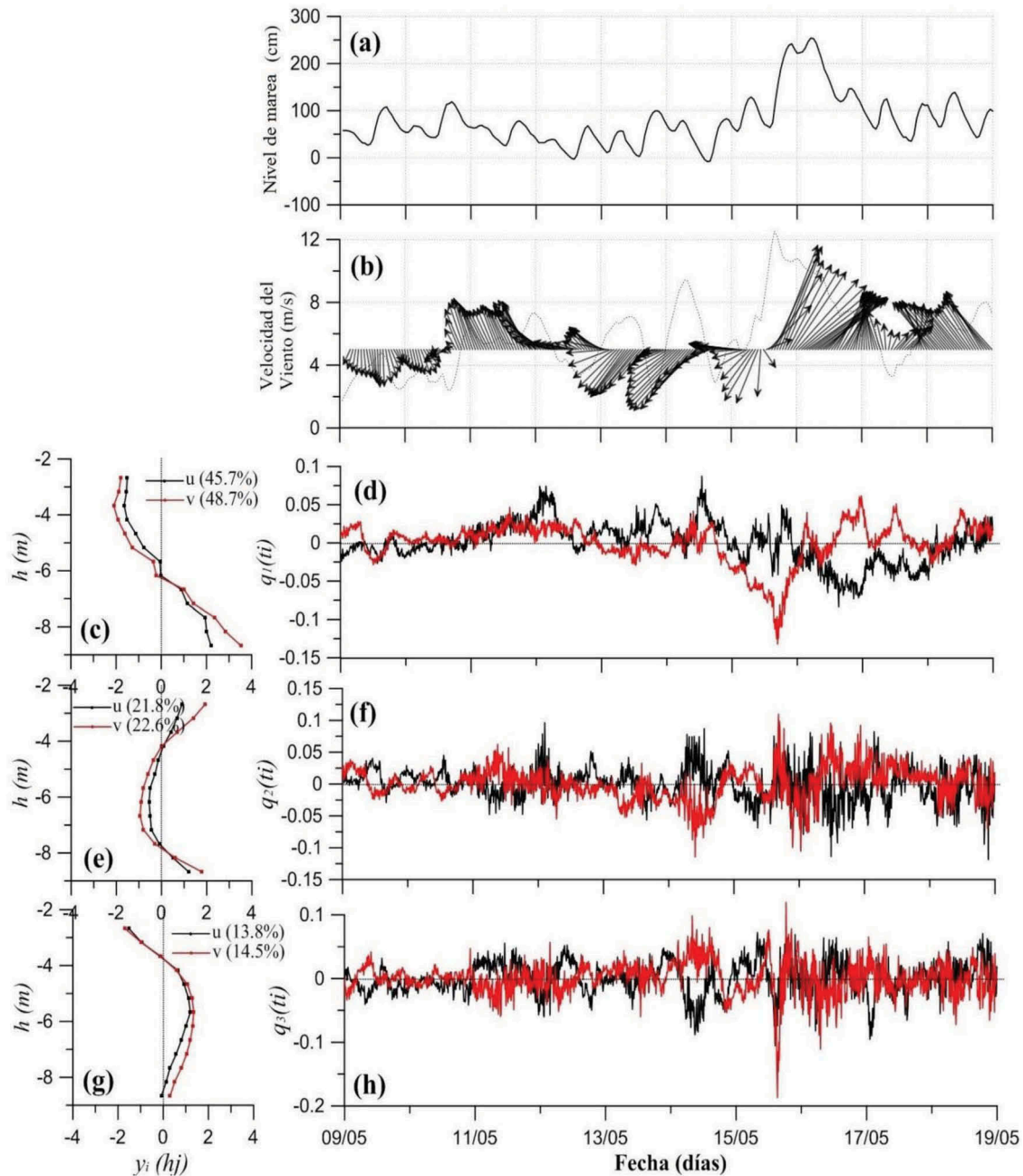
La [Fig. 6](#) presenta las series temporales de la marea (a), del viento (b), de los autovectores  $y_i(h)$  (c, e, g), y las correspondientes evoluciones  $q_i(t)$  de los tres primeros modos (d, f, h). Es de notar el cambio brusco de la dirección del viento, el incremento de su intensidad el 15 de mayo, cuando alcanza 12 m/s soplando desde el SE, y el posterior aumento del nivel del agua hasta un máximo de 2.5 m.

**Tabla 1.** Autovalores obtenidos del Analisis de Componentes Principales (ACP) de las componentes de la velocidad de la corriente en el intervalo 9–19 de mayo, 2010.

Modo	Componente paralela ( $u'$ )	Componente perpendicular ( $v'$ )
1	44,9%	49,4%
2	21,9%	21,5%
3	14,4%	14,6%

Consistentemente, la zona roja (el máximo de variación) en el correspondiente diagrama Hovmoller

de  $v'$  (Fig. 4) del 15 de mayo cambia a celeste (mínimo) el 16, conjuntamente con la aparición de una zona roja en  $u'$ . Esto indica que los cambios del viento modifican apreciablemente a las corrientes. La elevación anormal del nivel del mar podría deberse a una marea de tormenta (*storm surge*), un fenómeno que suele afectar al litoral marítimo argentino regularmente [63,64]. Su ocurrencia se constata mediante el análisis de las condiciones atmosféricas sinópticas, lo cual excede los



**Figura 6.** (a) Nivel de marea registrada en Torre Oyarvide; (b) intensidad (línea punteada) y dirección (vectores) del viento. Estructura vertical del: (c) primer modo, (e) segundo modo y (g) tercer modo con sus correspondientes variaciones temporales (d), (f) y (h) respectivamente, entre el 9 y 19 mayo, 2010. La componente  $u'$  de la velocidad se representa con líneas negras, mientras la componente  $v'$  con líneas rojas.

objetivos del presente trabajo. Simultáneamente con el cambio del viento, disminuye la amplitud del primer modo de  $v'$  (d) y comienzan a presentarse fluctuaciones temporales significativas en el segundo modo (f) y el tercer modo (h).

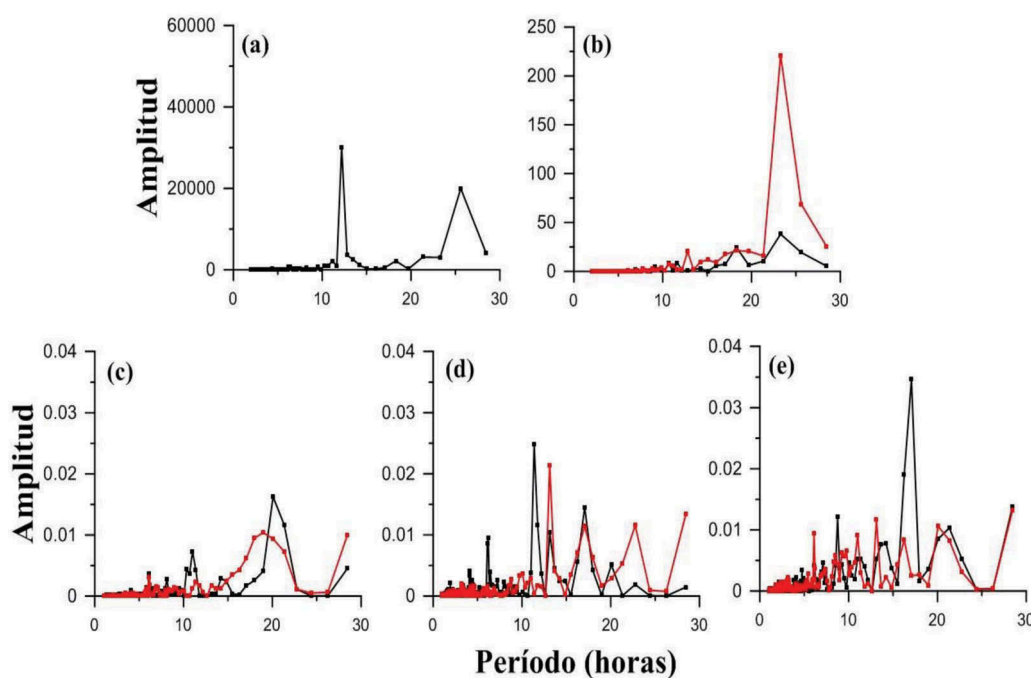
La diferencia entre la dinámica de las capas superior e inferior surge en los modos superiores. Los perfiles del modo 2 (e) presentan un máximo a mitad de la columna de agua, es decir a unos 6 m de profundidad. Las variaciones temporales del modo 2 no presentan una analogía evidente con las principales forzantes del sistema. El perfil del modo 3 (g) tiene dos cambios de signo en la columna de agua, y una magnitud que se muestra muy fluctuante con el tiempo (h). Por lo tanto, procesamientos adicionales son necesarios para caracterizar estos modos. Se recurrió entonces al análisis espectral, que resulta de calcular las transformadas de Fourier de las series temporales de la evolución  $q_i(t)$  de los tres primeros modos (vea el proceso 3, Fig. 3), del viento (el proceso 5) y de la marea (el proceso 6). De esta manera se halla la amplitud en función de la frecuencia, se transforman las frecuencias en periodos y hemos representado los espectros resultantes en la Fig. 7.

Se observó que la marea (Fig. 7a) presenta la mayor amplitud con un período  $\tau \approx 12$  h, y otra de menor

amplitud con  $\tau \approx 24$  h: ambas correspondientes a las componentes astronómicas. Sin embargo, no se destacan ondas con periodos diferentes a  $\tau \approx 12$  o 24 h, aunque un aumento en la escala vertical permite detectar ondas con  $\tau \approx 18$  h y otras de muy pequeña amplitud con  $\tau \approx 6$  h, correspondientes a las armónicas M4 (lunar) o S4 (solar) para aguas someras.

Los espectros de las componentes del viento (Fig. 7b) muestran máximos principales en periodos cercanos al diurno, en coincidencia con el período usual de las brisas marinas; mientras que la componente perpendicular al eje estuarino exhibe una mayor amplitud que la paralela. Los espectros del modo 1 de tanto  $u'$  como  $v'$  (Fig. 7c) presentan una amplitud significativa para  $\tau \approx 20$  h; mientras que en los modos 2 (Fig. 7d) y 3 (Fig. 7e), se observan valores importantes de la amplitud también para otros periodos.

Las transformadas de Fourier mostradas en la Fig. 7 resultan insuficientes para correlacionar las corrientes con los cambios bruscos del nivel de marea y del viento registrados el 15 y 16 de mayo, respectivamente. Para detectar los periodos característicos correspondientes a diferentes profundidades, recurrimos al procesamiento 1, del que resultan los respectivos espectros de frecuencia. Así se aplica la transformada de Fourier a las componentes  $u'$  y  $v'$  para cada nivel de profundidad



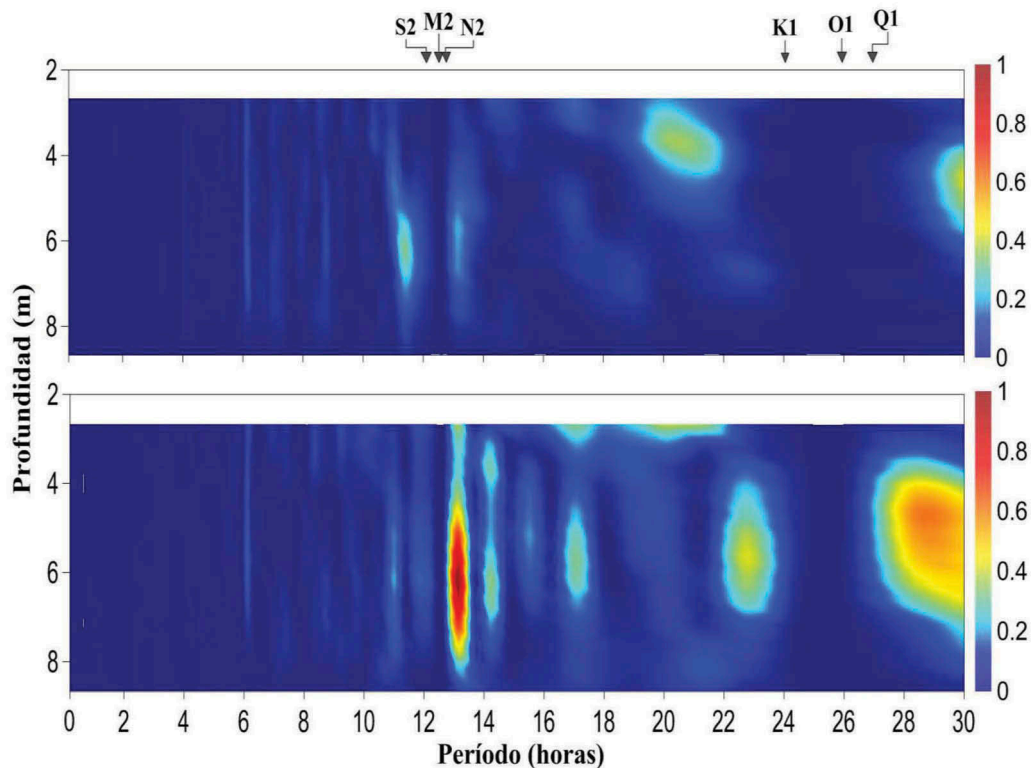
**Figura 7.** Transformada de Fourier de la (a) marea, (b) componentes del viento perpendiculares (línea roja) y paralelas (línea negra) al eje estuarino. También se presentan las transformadas de las series temporales  $q(t)$  del primer (c), segundo (d) y tercer (e) modos mostrados en la Fig. 6 (d,f,h), respectivamente correspondientes a  $u'$  (líneas negra) y  $v'$  (líneas rojas), destacándose los períodos más notorios entre el 9 y 19 mayo, 2010.

$h$ , que se representan en función del período en la Fig. 8. La intensidad es nula para los principales períodos mareales ( $\tau \approx 12$  y  $24$  h) ya que los datos están depurados por el filtro elimina-banda de Hamming. El espectro correspondiente a  $u'$  presenta intensidad despreciable para todas las profundidades, excepto para  $\tau \approx 20$  h a 3 m de profundidad. En cambio, en el espectro correspondiente a  $v'$  aparecen máximos para  $\tau \approx 13, 14, 17$  y  $23$  h; y mayores a  $24$  h a una profundidad de unos 6 m, los cuales corresponden con las oscilaciones del modo 2, cuyo espectro se representa en Fig. 7d.

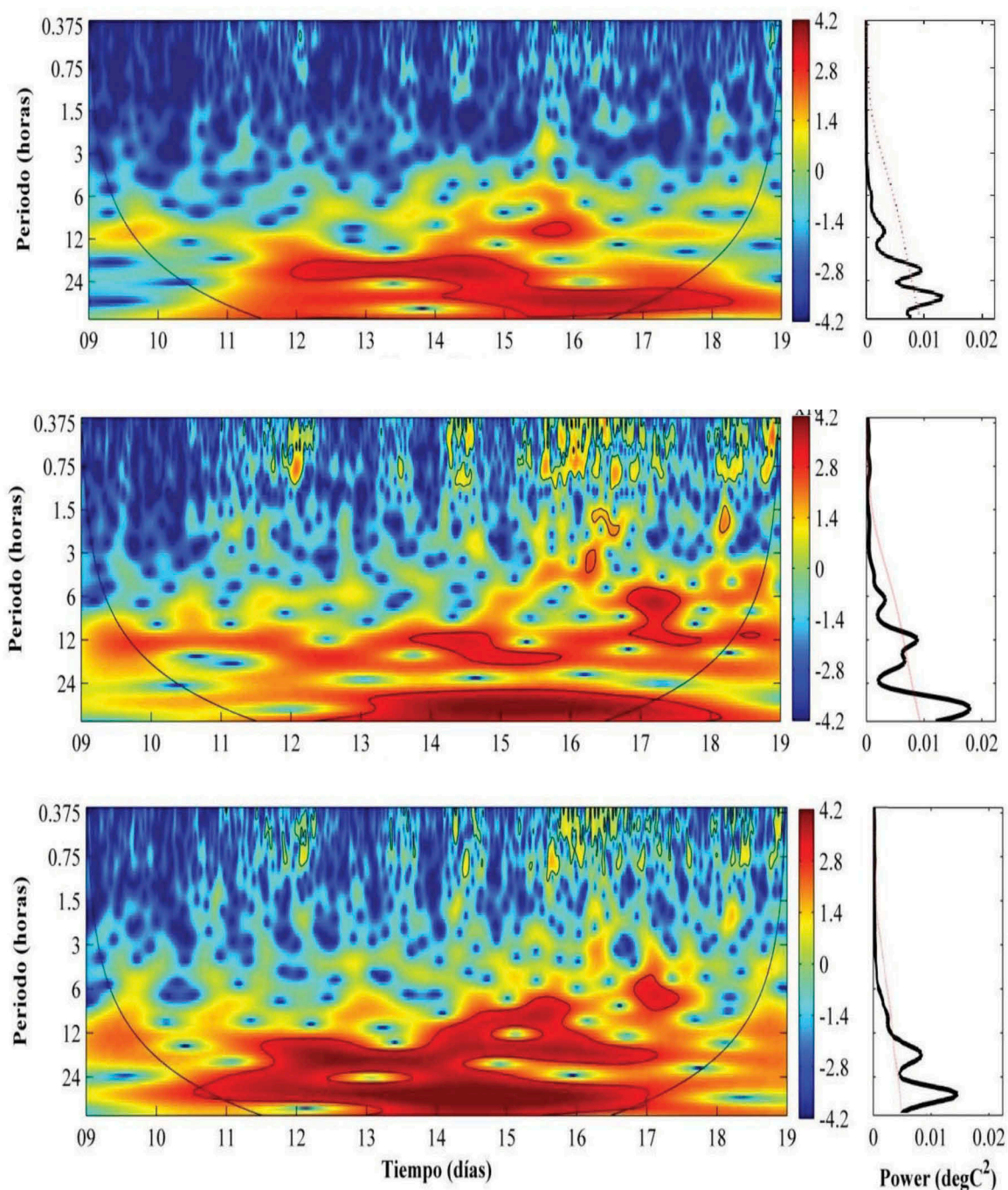
A fin de establecer cuándo aparecen las amplitudes significativas en los modos del ACP, se aplica el análisis wavelet con decaimiento exponencial Morlet (el proceso 4, Fig. 3) para las series temporales asociadas a los tres primeros modos de las CP de  $u'$  y  $v'$  (Figs. 6d, f y h). Los resultados obtenidos para  $u'$  se muestran en la Fig. 9, y para  $v'$  en la Fig. 10. El análisis *wavelet* de la serie de tiempo asociada al primer modo de las CP de  $u'$  (Fig. 9a) muestra intensidades significativas para fluctuaciones con  $\tau \approx 17$  h entre el 12 y 15 de mayo, próximos a 10 h el 15 de mayo, y mayores a 24h entre el 14 y 18 de mayo. Entre 12 y 15 mayo, la marea no muestra ningún comportamiento diferente (Fig. 6a),

aunque la intensidad del viento fluctúa intermitentemente (Fig. 6b).

Para el segundo modo de las CP aparecen zonas de alta intensidad con  $\tau \approx 12-17$  h durante el 14 y 15 de mayo,  $6 \text{ h} \leq \tau \leq 13 \text{ h}$  el 17 de mayo, y mayores a 24 h entre el 13 y 18 de mayo. El modo 3 acompaña principalmente las fluctuaciones de los dos modos principales. Los períodos de estas fluctuaciones son consistentes con las amplitudes máximas detectadas en las respectivas transformadas de Fourier (líneas negras en Fig. 7c, d, e). En cambio, el análisis del modo 1 de la componente  $v'$  (Fig. 10a) presenta una amplitud importante con  $\tau \approx 20$  h, entre los días 15 y 18 de mayo. En los modos 2 y 3 de  $v'$  aparecen intensidades significativas que representan fluctuaciones en un rango de períodos entre las 6 y 20 h a partir del mediodía del 15, simultáneamente con el cambio de la dirección del viento (Fig. 6b); estas fluctuaciones cesan al final del día 16. También aparecen fluctuaciones con  $\tau > 24$  h entre el 13 y 17 de mayo. Así, oscilaciones de  $u'$  y de  $v'$  con  $\tau \approx 20$  h ocurren en días diferentes. La forzante de  $u'$  debe ser el viento, porque la marea presenta un comportamiento periódico en esos días, excepto el 16 de mayo (Fig. 7a). Por otra parte, las fluctuaciones de  $v'$  se producen a partir del cambio



**Figura 8.** Distribución espectral en profundidad de la componente  $u'$  (arriba) y perpendicular  $v'$  (abajo) de la velocidad del agua en W/Hz para el intervalo comprendido entre el 9 y 19 mayo de 2010. En el eje superior se indican los períodos correspondientes a las componentes de marea más importantes.



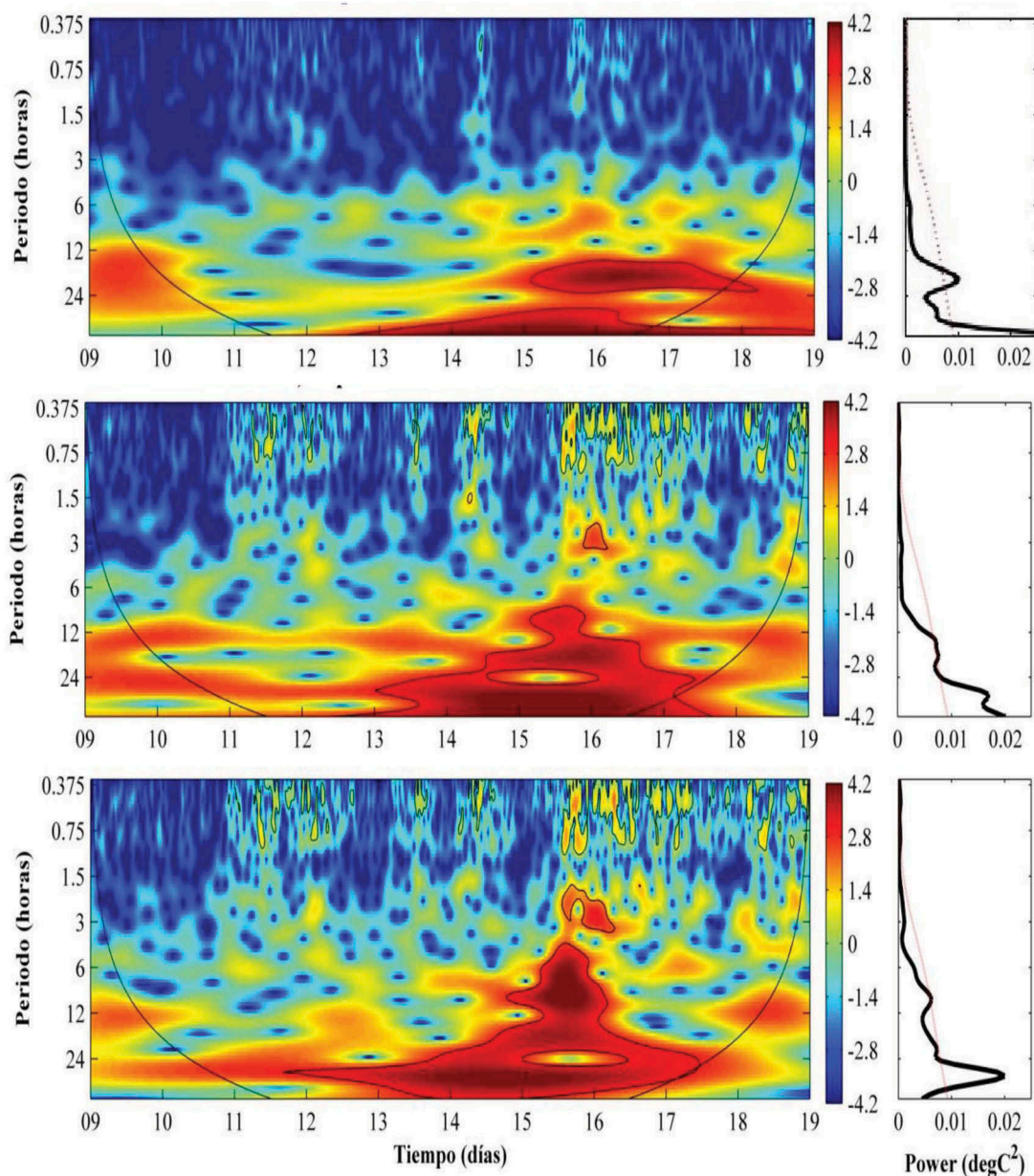
**Figura 9.** Espectros de potencia wavelet asociados a la evolución de los primeros tres modos ACP de  $u'$  para el intervalo comprendido entre el 9 y 19 mayo de 2010. Los correspondientes espectros de potencia global wavelet se muestran a la derecha ( $\times 10^{-3}$ ).

brusco de la dirección del viento junto con el aumento del nivel del agua (Figs. 6b y 6a).

La Fig. 11 muestra el análisis espectral cruzado de *wavelets* realizado mediante la transformada wavelet de coherencia entre las series temporales del viento, y de  $u'$  y  $v'$  (siguiendo el proceso 7, Fig. 3). La

intensidad se representa en falso color y el desfase mediante flechas. La correlación entre las series temporales de  $u'$  y el viento se evidencia con un periodo  $\tau \approx 6$  h y desfase de  $180^\circ$  entre el 15 y 17 de mayo (Fig. 11a). Para  $v'$ , la Fig. 11b muestra una correlación significativa en el rango de periodos 6 h





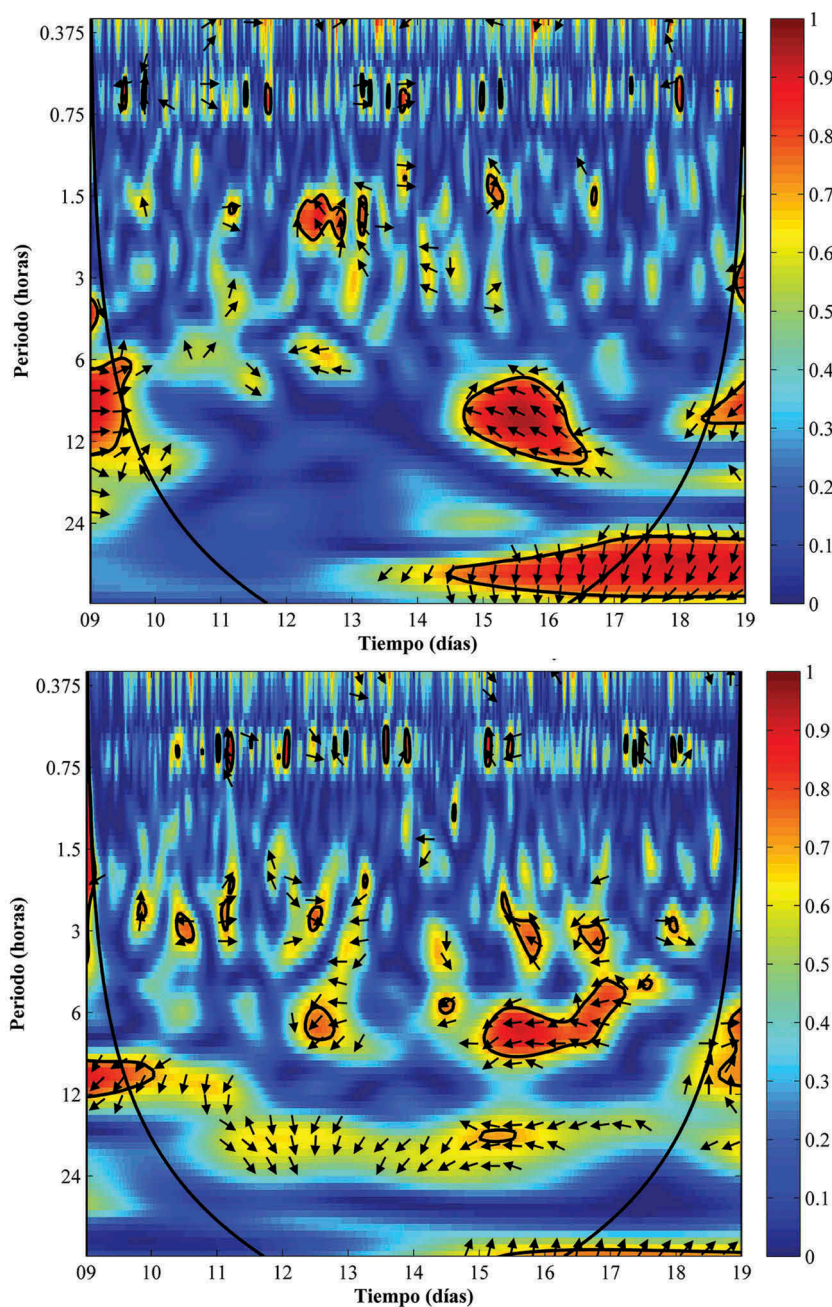
**Figura 10.** Espectros de potencia wavelet asociados a la evolución de los primeros tres modos ACP de  $v'$  para el intervalo comprendido entre el 9 y 19 mayo, 2010. Los correspondientes espectros de potencia global wavelet se muestran a la derecha ( $\times 10^{-3}$ ).

$< \tau < 12$  h, con un desfase de  $135^\circ$  entre el 15 y 17 de mayo.

## 5. Análisis

Las representaciones básicas como la de los gráficos Hovmoller permiten obtener una primera percepción de las variaciones de las corrientes. Sin embargo, deben efectuarse procesamientos matemáticos relativamente complejos, sin perder de vista su significado físico para detectar fluctuaciones de menor intensidad con respecto a las de las corrientes generadas por

la marea. Resulta muy útil rotar las componentes de la velocidad, para hacer coincidir una de ellas con la dirección principal de las corrientes, y reducir el análisis a intervalos de 10 días. De esta forma, se encuentra la relación entre la componente  $u'$  y la marea que actúa, en principio, en la misma dirección. En el ERLP, de ancho considerable, dicha relación no es unívoca, como lo muestra el gráfico polar. Las velocidades medias a profundidad pueden variar en dirección e intensidad significativamente, y también aparecen componentes perpendiculares al eje del estuario.



**Figura 11.** Transformada “Wavelet de Coherencia” entre el viento y  $u'$  (a), y entre el viento y  $v'$  (b), para el intervalo comprendido entre el 9 y 19 mayo, 2010. El color indica la amplitud de la correlación entre las dos series, mientras las flechas indican la fase.

Aun con la rotación y la elección de intervalos de tiempo acotados para su estudio, las variaciones de velocidad de las corrientes, debidas a la acción mareal, son mucho mayores que las fluctuaciones que se pretenden detectar. Usualmente se emplea la descomposición en flujos barotrópico y baroclínico, especialmente útil cuando se analizan fenómenos al mar abierto [18]. Para un estuario de grandes dimensiones y poca profundidad como el ERLP, se obtienen resultados interesantes cuando se anulan las principales componentes astronómicas con periodo semidiurno y

diurno, empleando por ejemplo, un filtro eliminabanda (*notch filter*) de Hamming. De esta forma también puede detectarse la presencia de eventuales modos barotrópicos de oscilación (e.g. *seiches*) que no surgen en el análisis de los flujos baroclínicos. Una vez rotadas y filtradas, las componentes resultantes  $u'$  y  $v'$  de la velocidad están preparadas para aplicarles procesamientos adicionales (e.g. las transformadas de Fourier, el ACP y el análisis de *wavelets*) en forma ordenada y sistemática, para extraer la información de interés.

Encontramos que para ambas componentes de velocidad, los perfiles del primer modo (Fig. 6c) representan una estructura vertical que cambia de signo a unos 6 m de profundidad. Perfiles de este tipo muestran la existencia de un sistema estratificado de dos capas que se mueven con velocidades diferentes, como por ejemplo, la intrusión salina conducida por la marea y las oscilaciones baroclínicas generadas cuando dos capas de diferente densidad oscilan en contrafase.

Los perfiles del segundo modo (Fig. 6e) son adecuados para mostrar que hay ondas internas de baja amplitud generadas en la interfase de un sistema de dos capas, cuando los movimientos de las capas son insignificantes. Los elementos de fluido cercanos a la interfase afectados por estas ondas internas fluctúan en una dirección durante el paso de la cresta de la onda, y en dirección opuesta durante el paso del valle de la onda. Fluctuaciones como estas no podrían manifestarse en el modo 1, porque sus perfiles tienen una amplitud mínima en profundidades intermedias. El modo 3 (Fig. 6g) y siguientes muestran las variaciones de velocidad con respecto a las correspondientes de los dos modos principales; como por ejemplo, de oscilaciones que tienen lugar cerca de la superficie libre.

De los espectros de Fourier mostrados en la Fig. 7c, se infiere que el modo 1 del ACP describe las oscilaciones de  $u'$  y de  $v'$  con  $\tau \approx 20$  h. Como la intrusión salina atraviesa el sitio donde se localiza el ADCP, el tipo de flujo reproducido por el modo 1 debe ser dominante a lo largo del estuario ( $u'$ ), bajo condiciones de buen tiempo. Los avances y retrocesos de la cuña salina se producen siguiendo (con un cierto desfase) la forzante mareal, pero los periodos asociados fueron eliminados con el filtro elimina-banda. En consecuencia, las amplitudes con  $\tau \approx 20$  h deben corresponder a una oscilación propia de un sistema estratificado de dos capas en el modo baroclínico, resultado concordante con los hallazgos de Simionato et al. [32]. Es de notar que este modo se manifiesta en las direcciones tanto paralela como perpendicular al eje estuarino, aunque con periodos característicos ligeramente diferentes, dados por los máximos de amplitud para  $u'$  y para  $v'$  (Fig. 7c).

Los periodos asociados con la evolución del modo 2 del ACP, detectados cuando se aplica la transformación de Fourier (Fig. 7d) para los cuales la amplitud es relevante, son:  $\tau \approx 13, 14, 17$  y  $20$  h en  $u'$  y  $\tau \approx 14, 17$  y  $23$  h en  $v'$ . Comparando estos periodos característicos con los que aparecen en los espectros de Fourier para cada profundidad (Fig. 8), se confirma que estas oscilaciones tienen características de ondas internas generadas en la interfase a unos 6 m de profundidad. Las contribuciones del modo 3 son importantes,

sobresaliendo aquellas con  $\tau \approx 17$  y  $20-21$  h en  $u'$  (Fig. 7e, Fig. 8). Dada la buena definición del periodo de todas estas oscilaciones que también son detectadas en otros intervalos analizados por Fenco [62], se deduce que los periodos encontrados son característicos del sistema estuarino.

El análisis de *wavelets* permite determinar en qué momento surgen las fluctuaciones para un dado periodo, y establecer la correspondencia entre las corrientes y una forzante de tipo impulsivo, como los cambios bruscos de intensidad y dirección del viento. Por otra parte, esta correspondencia, que también surge en los gráficos WTC, representa básicamente el acoplamiento entre el viento y el movimiento de las aguas del ERLP. Cuando las frecuencias así desarrolladas por el viento coinciden con alguna de las frecuencias características de oscilación del cuerpo de agua, se generan fluctuaciones. Correlaciones débiles entre el viento y las corrientes durante varios días que se verifican para  $v'$  (Fig. 11b) dan lugar a las oscilaciones con los distintos periodos encontrados en el modo 2 del ACP. Por otra parte, cambios bruscos de intensidad y dirección del viento como lo ocurrido el 15 de mayo dan lugar a oscilaciones con una variedad de otros periodos característicos.

## 6. Conclusiones

La complejidad física de las grandes masas de agua impone un enorme desafío para entender su comportamiento. En este contexto, analizamos las series temporales de los registros de ADCP obtenidos en una locación fija en el ERLP, que proporcionan información suficiente para profundizar el conocimiento sobre los métodos de detección de fenómenos característicos de los medios estratificados como el de las ondas interfaciales. Nuestros resultados muestran que las corrientes más importantes que ocurren en la dirección del eje estuarino presentan una inversión entre las capas superficiales y del fondo, concordante con la presencia de la intrusión salina en el lugar de medición. La evolución temporal de estas corrientes muestra componentes periódicas que sugieren la ocurrencia de modos baroclínicos de oscilación con una frecuencia de  $\approx 20$  h en dirección tanto longitudinal como transversal al eje estuarino, los cuales ya habían sido reportados por Simionato et al. [18].

Con la excepción de las fluctuaciones con  $\tau \approx 20$  h; aquellas con periodos de  $\tau = 13, 14, 17$  y  $23$  h no fueron reportadas al presente. Estas fluctuaciones corresponden a ondas estacionarias en la interfase de un sistema de dos capas; no obstante, una forzante extraordinaria podría desencadenar fluctuaciones de importancia y

adquirir una amplitud que se visualizaría como fluctuaciones baroclínicas en el sistema. Los resultados reportados muestran que la metodología usada en este trabajo constituye una herramienta adecuada para relacionar las variables medidas (por ej. la velocidad de la corriente) y las forzantes del estuario, que podrían aplicarse a los datos de otros sistemas estratificados, aportando información relevante acerca de los fenómenos físicos presentes.

## ORCID

Luis P. Thomas  <http://orcid.org/0000-0002-4286-6510>

## Referencias

- [1] Williams, K. L., Henyey, F. S., Rouseff, D., Reynolds, S. A., & Ewart, T. (2001). Internal wave effects on high-frequency acoustic propagation to horizontal arrays: experiment and implications to imaging [Efectos de ondas internas sobre la propagación acústica de alta frecuencia: Experimento e implicaciones para imágenes]. *IEEE J Oceanic Eng*, 26, 102–112.
- [2] Klymak, J. M., & Moum, J. N. (2003). Internal solitary waves of elevation advancing on a shoaling shelf [Ondas solitarias internas de elevación avanzando en un plano submarino]. *Geophys Res Lett*, 30.
- [3] Moum, J. N., Farmer, D.M., Smyth, W. D., Armi, L., & Vagle, S. (2003). Structure and generation of turbulence at interfaces strained by internal solitary waves propagating shoreward over the continental shelf [Estructura y generación de turbulencia en las interfases por ondas solitarias propagándose hacia la costa sobre la plataforma continental]. *J Phys Oceanogr*, 33, 2093–2112.
- [4] Nash, J. D., & Moum, J. N. (2005). River plumes as a source of large-amplitude internal waves in the coastal ocean [Plumas de aguas de río como origen de ondas internas de gran amplitud en la región costera oceánica]. *Nature*, 437, 400.
- [5] Wang, Y. H., Dai, C. F., & Chen, Y. Y. (2007). Physical and ecological processes of internal waves on an isolated reef ecosystem in the South China Sea [Procesos físicos y ecológicos de las ondas internas sobre un ecosistema de corales aislado en el Mar del Sur de China]. *Geophys Res Lett*, 34, 1–5.
- [6] Omand, M. M., Leichter, J. J., Franks, P. J., Guza, R. T., Lucas, A. J., & Feddersen, F. (2011). Physical and biological processes underlying the sudden surface appearance of a red-tide in the near shore [Los procesos físicos y biológicos subyacentes a la aparición repentina de la “marea roja” cerca de la costa]. *Limnol Oceanogr*, 56, 787–801.
- [7] Bourgault, D., Morsilli, M., Richards, C., Neumeier, U., & Kelley, D. E. (2014). Sediment resuspension and nepheloid layers induced by long internal solitary waves shoaling orthogonally on uniform slopes [Resuspensión de sedimentos y capas nefeloides inducidas por ondas largas internas rompiéndose ortogonalmente sobre áreas costeras de inclinación uniforme]. *Cont Shelf Res*, 72, 21–33.
- [8] Walter, R. K., Woodson, C. B., Leary, P. R., & Monismith, S. G. (2014). Connecting wind-driven upwelling and offshore stratification to nearshore internal bores and oxygen variability [Conectando afloramientos de agua y estratificación costera producidos por vientos, a ondas internas y variabilidad de oxígeno en áreas costeras]. *J Geophys Res*, 116, 3517–3534.
- [9] Bockel, M. (1962). Travaux océanographiques de ‘Origny’ a Gibraltar [Trabajos oceanográficos desde Origny a Gibraltar]. *Cahiers Océanogr*, 14, 325–329.
- [10] Lighthill, J. *Waves in fluids* [Ondas en fluidos]. (1996). Gran Bretaña: Cambridge University Press.
- [11] Ferrari, R., & Wunsch, C. (2009). Ocean circulation kinetic energy: reservoirs, sources, and sinks [Energía cinética de circulación oceánica: reservas, fuentes y sumideros]. *Annu Rev Fluid Mech*, 41, 253–282.
- [12] Egbert, K., & Ray, R. D. (2001). Estimates of M2 tidal energy dissipation from TOPEX/Poseidon altimeter data [Cálculos de disipación de energía de marea M2 a partir de los datos del altímetro TOPEX/Poseidon]. *J Geophys Res*, 106, 22475–22502.
- [13] Munk, W. H., & Wunsch, C. (1998). Abyssal recipes, II, Energetics of tidal and wind mixing [Criterios abisales II, Energética de las mareas y el mezclado por vientos]. *Deep-Sea Res*, 45, 1977–2010.
- [14] Garrett, C. (2003). Internal tides and ocean mixing [Mareas internas y mezclado oceánico]. *Science*, 301, 858/1-859.
- [15] Kahru, M. (1983). Phytoplankton patchiness generated by long internal waves: a model [Heterogeneidad del fitoplancton generado por largas ondas internas largas: Un modelo]. *Mar Ecol-Prog Ser*, 10, 111–117.
- [16] Lucas, A. J., Franks, P. J. S., & Dupont, C. L. (2011). Horizontal internal-tide fluxes support elevated phytoplankton productivity over inner continental shelf [Flujos de mareas internas horizontales mantienen elevada productividad de fitoplancton sobre la plataforma continental interior]. *Limnol Oceanogr: Fluids Environ*, 1, 56–74.
- [17] Osborne, A. R., & Burch, T. L. (1980). Internal solitons in the Andaman Sea [Solitones internos en el Mar de Andaman]. *Science*, 208, 451–460.
- [18] Defant, A. (1961). *Physical oceanography* [Oceanografía física]. Vol. II., Cap. XVI. New York: Pergamon Press.
- [19] Pinet, P. R. (1992). *Oceanography: an introduction to the planet Oceanus* [Oceanografía: una introducción al planeta Oceanus]. St. Paul, MN: West Publishing Company.
- [20] Hawkins, J. A., Warn-Varnas, A., & Christov, I. Fourier, scattering, and wavelet transforms: Applications to internal gravity waves with comparisons to linear tidal data. En R. V. Donner y S. M. Barbosa (Eds), *Nonlinear Time series analysis in the geosciences: applications in climatology, geodynamics and solar-terrestrial physics* [Análisis no lineal del tiempo en las geociencias: Aplicaciones en climatología, geodinámica y física solar-terrestre] (pp. 223–244). Berlin/Heidelberg: Springer.
- [21] Lamb, K. G. (1994). Numerical experiments of internal wave generation by strong tidal flow across a finite amplitude bank edge [Experimentos numéricos de generación

- de ondas internas por mareas intensas a través de un banco de amplitud finita]. *J Geophys Res*, 99, 843–864.
- [22] Chao, S.-Y., Ko, D.-S., Lien, R.-C., & Shaw, R.-T. (2007). Assessing the West Ridge of Luzon Strait as an internal wave mediator [Evaluación del lado occidental del estrecho de Luzon como mediador de ondas internas]. *J Oceanogr*, 63, 897–911.
- [23] Massel, S. R. (2015). *Internal gravity waves in the shallow seas* [Ondas internas de gravedad en mares poco profundos]. Series GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences. Suiza: Springer.
- [24] Apel, J. R. (2002). *Oceanic internal waves and solitons. En An atlas of oceanic internal solitary waves* [Un atlas de ondas solitarias internas]. Washington, DC, EUA: Global Ocean Associates.
- [25] Jackson, C. R., & Apel, J. R. (2002). *An atlas of internal solitary-like waves and their properties* [Un atlas de ondas internas del tipo solitaria y sus propiedades] (pp. 1–40) (Preparado por Global Ocean Associates para el Office of Naval Research en Alexandria, VA, EUA).
- [26] Jackson, C. Internal wave detection using the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) [Detección de ondas internas usando MODIS]. (2007). *J Geophys Res*, 112, C11012. doi:10.1029/2007JC004220.
- [27] Lorenzetti, J. A., & Dias, F. G. (2013). Internal solitary waves in the Brazilian SE continental shelf: Observations by Synthetic Aperture Radar [Ondas solitarias internas en el SE de la plataforma continental de Brazil: Observaciones con SAR]. *Int J Oceanog*, 11pp., <http://dx.doi.org/10.1155/2013/403259>, <http://www.hindawi.com/journals/ijocean/2013/403259/>
- [28] Guerrero, R. A., Acha, M. E., Framiñan, M. E., & Lasta, C. (1997). Physical oceanography of the Río de La Plata estuary [Oceanografía física del estuario de Río de La Plata]. *Cont Shelf Res*, 17, 727–742.
- [29] Guerrero, R. A., Lasta, C., Acha, M. E., Mianzan, H., & Framiñan, M. E. (1997). *Atlas hidrográfico del río de La Plata*. Buenos Aires, Argentina y Montevideo, Uruguay: Comisión Administradora del Río de la Plata, Instituto Nacional de investigación y desarrollo Pesquero.
- [30] Guerrero, R., Piola, A., Osiroff, A.P., Molinari, G., & Jauregui, S. (2004). *Análisis de datos oceanográficos históricos*. Proyecto: Protección Ambiental Del Río de la Plata y su Frente Marítimo: Prevención y Control de la Contaminación y Restauración de Hábitats. PNUD/GEF/RLA/99/G31 – A5.20 INIDEP-SHN. INIDEP: Inf. Tec. 106–04.
- [31] Sepúlveda, H. H., Valle-Levinson, A., & Framiñan M. (2004). Observations of subtidal and tidal flows in the Río de la Plata Estuary [Observaciones de flujos mareales y submareales en el estuario del río de La Plata]. *Cont Shelf Res*, 24, 509–525.
- [32] Simionato, C. G., Meccia, V., Dragani, W., & Nuñez, M. (2005). Barotropic tide and barocline waves observations in the Río de la Plata Estuary [Observaciones de ondas de marea barotrópicas y baroclinas de olas en el estuario del río de La Plata]. *J Geophys Res-Oceans*, 110: C06008.
- [33] Acha, E. M., Mianzan, H., Guerrero, R., Carreto, J., Gilberto, D., & Montoya, N. (2008). An overview of physical and ecological processes in the Río de la Plata Estuary [Perspectiva general de los procesos físicos y ecológicos del estuario del río de La Plata]. *Cont Shelf Res*, 28, 1579–1588.
- [34] Moreira, D., Simionato, C. G., Gohin, F., Cayocca, F., & Tejedor, M. L. C. (2013). Suspended matter mean distribution and seasonal cycle in the Río de La Plata estuary and the adjacent shelf from ocean color satellite (MODIS) and in-situ observations [Distribución media y ciclo estacional de la materia suspendida en el estuario del río de La Plata y la plataforma adyacente a partir de observaciones satelitales color e in-situ del océano]. *Cont Shelf Res*, 68, 51–66.
- [35] Framiñan, M. B., & Brown, O. B. (1996). Study of the Río de la Plata turbidity front, Part I: spatial and temporal distribution [Estudio del frente de turbidez del río de La Plata, Parte 1: distribución espacial y temporal]. *Cont Shelf Res*, 16, 727–742.
- [36] Dragani, W. C., Simionato, C. G., & Nuñez, M. N. (2002). On the vertical structure of currents in the intermediate Río de la Plata: Observational study [Estudio observacional acerca de la estructura vertical de corrientes en la zona intermedia del río de La Plata]. *Geoacta*, 27, 71–84.
- [37] Meccia, V. L. (2008). *Estudios de la circulación forzada por el viento en el estuario del río de la Plata y sus implicancias en la estratificación: resultados del análisis de datos y simulaciones numéricas*. (tesis doctoral inédita). Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.
- [38] Fossati, M., Santoro, P., Mosquera, R., Martínez, C., Ghiardo, F., Ezzatti, P., Pedocchi, F., & Piedra-Cueva, I. (2014). Dinámica de flujo, del campo salino y de los sedimentos finos en el río de la Plata. *Rev Iberoam Agua*, 1, 48–63.
- [39] Borús, J., Uriburu Quirno, M., & Calvo, D. (2013). *Evaluación de caudales diarios descargados por los grandes ríos del sistema del Plata al estuario del Río de La Plata*. *Alerta hidrológico*. Informe. Ezeiza, Argentina: Instituto Nacional del Agua y el Ambiente.
- [40] Cabreira, A. G., Madirolas, A., Alvarez Colombo, G., Acha, E. M., & Mianzan, H. W. (2006). Acoustic study of the Río de la Plata estuarine front [Estudio acústico del frente del estuario de río de La Plata]. *ICES J Mar Sci*, 63, 1718–1725.
- [41] D'Onofrio, E., Fiore, M., & Romero, S. (1999). Return periods of extreme water levels estimated for some vulnerable areas of Buenos Aires [Periodos de retorno de niveles extremos de agua estimados para algunas áreas vulnerables de Buenos Aires]. *Cont Shelf Res*, 19, 1681–1693.
- [42] Simionato, C. G., Dragani, W., Meccia, V., & Nuñez, M. (2004). A numerical study of the barotropic circulation of the Río de La Plata Estuary: Sensitivity to bathymetry, Earth rotation and low frequency wind variability [Un estudio numérico de la circulación barotrópica del estuario de Río de la Plata: Sensibilidad a la batimetría, la rotación de la tierra y la variabilidad de vientos con baja frecuencia]. *Estuar Coast Shelf S*, 61, 261–273.
- [43] Simionato, C. G., Nuñez, M. N., & Engel, M. (2001). The salinity front of the Río de la Plata: a numerical

- case study for winter and summer conditions [El frente de salinidad del río de La Plata: Caso de estudio numérico para condiciones de invierno y verano]. *Geophys Res Lett*, 28, 2641–2644.
- [44] Framiñan, M. B., Etala, M. P., Acha, E. M., Guerrero, R. A., Lasta, C. A., & Brown, O. B. (1999). Physical characteristics and processes of the Río de la Plata Estuary. En G. M. E. Perillo, M. C. Piccolo, & M. Pino Quivira (Eds), *Estuaries of South America: their morphology and dynamics* (pp. 161–194) [Estuarios de sudamerica: Su morfología y dinámica]. New York, NY: Springer.
- [45] Cushman-Roisin B., & Beckers, J. M. (2011). Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects (Vol. 101), R. Dmowska, D. Hartmann, H. T. Rossby (Eds). Serie International Geophysics. EUA: Academic Press.
- [46] Stewart, R. (2008). *Introduction to physical oceanography* [Introducción a la oceanografía física]. TX: Texas A&M University. Disponible en: <https://www.uv.es/hegigui/Kasper/por%20Robert%20H%20Stewart.pdf>
- [47] Massel, S. R. (2015). *Internal gravity waves in the shallow seas* [Ondas internas de gravedad en mares poco profundos]. Series GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences. Suiza: Springer.
- [48] Pedlosky, J. (2003). *Waves in the ocean and atmosphere: introduction to wave dynamics* [Ondas en el oceano y la atmósfera: introducción a la dinámica de las ondas]. Berlin: Springer-verlag.
- [49] Pearson, K. (1901). On lines and planes of closest fit to systems of points in space [Acerca de líneas y planos ajustados para describir sistemas de puntos en el espacio]. *Philos Mag* (Series 6), 2, 559–572.
- [50] Hotelling, H. (1933). Analysis of a complex of statistical variables into principal components [Análisis de un complejo de variables estadísticas en sus componentes principales]. *J Educ Psychol*, 24, 417–441, 498–520.
- [51] Jolliffe, I. T. (2002). *Principal component analysis* [Análisis de componentes principales]. 2<sup>da</sup> Ed. New York, NY: Springer-Verlag.
- [52] Randall, D. A. (2003). Empirical orthogonal functions [Funciones ortogonales empíricas]. In *Selected Notes*, Dept. Atmospheric Science, Colorado State University. Disponible en: <https://kiwi.atmos.colostate.edu/group/dave/pdf/EOFs.pdf>
- [53] Lorenz, E. N. (1956). *Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction* [Funciones ortogonales empíricas y predicción estadística del tiempo]. Sci. Rep. N° 1, Statistical Forecasting Project, Cambridge, MA: Massachusetts Institute of Technology, 48pp.
- [54] Measurement Computing Corporation. (2012). *Data acquisition handbook. a reference for DAQ and analog and digital signal conditioning* [Manual de Adquisición de Datos. Una referencia para DAQ y acondicionamiento de señales analógicas y digitales].
- [55] Montejó, L. A., & Suárez, L. E. (2007). Aplicaciones de la Transformada Ondícula (“Wavelet”) en ingeniería estructural. *Asoc. Argentina de Mecánica Computacional*, XXVI, 2742–2753.
- [56] Goupillaud, P., Grossmann, A., & Morlet, J. (1984) Cycle octave and related transforms in seismic signal analysis [Octavo ciclo y transformadas relacionadas en el análisis de señales sísmicas]. *Geoexploration*, 23, 85–102. DOI: 10.1016/0016-7142(84)90025-5
- [57] Mallat, S. G. (1999). *A wavelet tour of signal processing*. 2<sup>da</sup> Ed. Londres, Inglaterra: Academic Press.
- [58] Torrence, C., & Webster, P. (1999). Interdecadal changes in the ENSO-Monsoon System. *J Climate*, 12, 2679–2690.
- [59] Grinsted, A., Moore, J., & Jevrejeva, S. (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Proc Geoph*, 11, 561–566.
- [60] Hartmann, D.L. (2007). The general circulation of the atmosphere and its variability [La circulación general de la atmósfera y su variabilidad]. *J Meteorol Soc Jpn*, 85B, 123–143.
- [61] Torrence, C., & Compo, G. (1998). A practical guide to wavelet analysis [Guía práctica al análisis de wavelets]. *B Am Meteorol Soc*, 79, 61–78.
- [62] Fenco, H. A. (2017). Fenómenos físicos desarrollados en un sistema estratificado natural: las aguas del Mar Argentino adyacentes a la costa bonaerense. [tesis de grado inédita] Tandil, Argentina: Facultad de Ciencias Exactas, Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires.
- [63] Escobar, G., Vargas, W., & Bischoff, S. (2004). Wind tides in the Rio de la Plata estuary: meteorological conditions [Mareas por vientos en el estuario del Rio La Plata: Condiciones metereologicas]. *Int J Climatol*, 24, 1159–1169.
- [64] D’Onofrio E. E., Fiore M. M., & Pousa, J. L. (2008). Changes in the regime of storm surges at Buenos Aires, Argentina [Cambios en el regimen de las ondas de tormenta en Buenos Aires, Argentina]. *J Coastal Res*, 24, 260–265.