Informe

Convenio de colaboración entre la Administración General de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia a través de la Consejería de Agua, Agricultura y Medio Ambiente y la Universidad Politécnica de Cartagena para el desarrollo del proyecto:

Modelado hidrodinámico de alta resolución del Mar Menor, visualización de datos.

Anejo 1

Francisco López Castejón
Javier Gilabert

Cartagena, 15 febrero 2018

Oceanografía Física Descriptiva del Mar Menor

Caracterización de la hidrodinámica y los flujos de intercambio con el Mediterráneo mediante datos in situ y modelado numérico

Francisco López Castejón
Javier Gilabert

Departamento de Ingeniería Química y Ambiental
Universidad Politécnica de Cartagena
Febrero 2018

1. Introducción

Las lagunas costeras se encuentran entre los ecosistemas que más servicios proporcionan a la sociedad debido a su alta productividad (UNESCO 1981; Miller et al. 1990; Kjerfve 1994; Gönenc & Wolflin 2004; Kennish & Paerl 2011; Caumette et al. 2012; Snyder 2016; Sousa et al. 2016). La explotación no sostenible de estos servicios ha alterado, en no pocas ocasiones, la estructura y funcionamiento de muchas de ellas. Son sistemas complejos mayormente regulados por procesos físicos resultantes de los balances energéticos en sus fronteras - aire/agua, tierra/agua, mar abierto/laguna, agua/sedimento – en el marco de su geomorfología y condiciones climáticas.

La hidrodinámica de las lagunas costeras es especialmente compleja por las interacciones entre las muy diferentes variables que la controlan (presión, densidad del agua, velocidad de la corriente, etc.) (Yanagi 2000; Chubarenko *et al.* 2004).

La intensidad y dirección de desplazamiento de una masa de agua es el resultado de la combinación de las fuerzas que sobre ella actúan. En las lagunas costeras, al igual que en otras masas de agua, dos son las fuerzas fundamentales: la de la gravedad y las de fricción (Marshall and Plumb 2008; Mellor 1997; Pedlosky 1998; Stewart 2008; Sverdrup, Johnson, and Fleming 1944). La primera actúa a través de los gradientes de presión, bien por diferencias en la elevación del nivel del mar (barotrópicos) o por variaciones en la densidad del agua (baroclínicos) mientras que las fuerzas de fricción lo hacen mediante la transferencia de momento del viento al agua o a través del rozamiento con el fondo. Además de estas fuerzas, y debido a que el sistema de coordenadas sobre el que se sitúan es rotacional, se produce el efecto de Coriolis que provoca una variación en la dirección del movimiento, desplazándose hacia la derecha en el hemisferio Norte donde nos situamos.

Este documento resume y sintetiza el trabajo realizado por López-Castejón, F. 2017. Caracterización de la hidrodinámica del Mar Menor y los flujos de intercambio con el Mediterráneo mediante datos in situ y modelado numérico. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cartagena. 208 pp. (repositorio.upct.es/bitstream/handle/10317/6361/flc.pdf?sequence=1).

Al conjunto de ecuaciones que gobiernan el movimiento del agua, se le denomina ecuaciones de Navier-Stokes. La siguiente ecuación muestra una versión simplificada la ecuación general indicando la naturaleza de los términos que las componen.

$$\frac{\partial u}{\partial t}+\left\{u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}+w\frac{\partial u}{\partial z}\right\}=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}+\frac{\tau_s}{\rho}-\frac{\tau_b}{\rho}+fv$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+\left\{u\frac{\partial v}{\partial x}+v\frac{\partial v}{\partial y}+w\frac{\partial v}{\partial z}\right\}=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y}+\frac{\tau_s}{\rho}-\frac{\tau_b}{\rho}-fu$$

$$\frac{\partial w}{\partial t}+\left\{u\frac{\partial w}{\partial x}+v\frac{\partial w}{\partial y}+w\frac{\partial w}{\partial z}\right\}=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z}+\frac{\tau_s}{\rho}-\frac{\tau_b}{\rho}-g$$

Viento Fondo Coriolis

Gradiente de presión Fuerzas de fricción

dónde *u*, *v*, *w* corresponden a las componentes x, y, z de la corriente, *g* a la fuerza de la gravedad, *p* la presión de la columna de agua, ρ la densidad del agua, *f* el parámetro de Coriolis, τ_s el estrés de viento y τ_b el estrés de fondo.

Estas ecuaciones parten de dos aproximaciones, la de Boussinesq, que sólo consideran las diferencias de densidad cuando están multiplicadas por la gravedad, y la hidrostática, que considera que el peso del fluido sólo depende de la profundidad.

Aunque las corrientes barotrópicas y baroclínicas se basan en gradientes de presión, conviene resaltar que sus mecanismos de actuación son distintos. Las primeras son debidas a gradientes horizontales de presión por diferencias del nivel del mar, asumiendo que la densidad del fluido sólo depende de la presión que soporta siendo la pendiente producida entre dos puntos de diferente presión la responsable de estas corrientes. Las segundas, por gradientes verticales de presión, debido a inestabilidades entre dos masas de agua de diferente densidad.

El objetivo general y principal de este trabajo ha sido comprender la hidrodinámica del Mar Menor y los mecanismos que la regulan mediante el estudio de las variaciones del nivel del mar en el Mediterráneo y el Mar Menor, de los patrones de corrientes dentro de la laguna, los mecanismos de intercambio de agua a través de los canales y sus flujos y las tasas de renovación del agua en su interior.

Este conocimiento resulta de capital importancia para entender buena parte de los procesos físicos, químicos y ecológicos que en él se desarrollan y para entender también el importante proceso de eutrofización que ha sufrido el Mar Menor en la última década, particularmente desde 2016.

2. Material y métodos

Para alcanzar estos objetivos se han utilizado datos registrados por instrumentación y datos obtenidos a partir de simulaciones numéricas. Entre los primeros se obtuvieron datos meteorológicos, de la estación del aeropuerto de San Javier (AEMET), y oceanográficos - de dirección y velocidad de la corriente y de niveles del mar - mediante fondeo de perfiladores acústicos Doppler (ADCPs) y sensores de presión. Para obtener los datos a partir de simulaciones numéricas se implementó el modelo *Regional Ocean Model System* (ROMS) que proporcionó datos de velocidad y dirección de la corriente además de elevación del nivel del mar, extendidos tanto en el espacio como en el tiempo.

2.1. Datos registrados

Los datos registrados se obtuvieron fondeando un total de doce instrumentos oceanográficos durante más de dos años: seis sensores de presión para la medida de la elevación del nivel del mar exclusivamente y otros seis ADCPs para la medida de

corrientes y temperatura del agua, además del nivel del mar distribuidos en el interior de la laguna, en los canales de comunicación y en el mar Mediterráneo. La Figura 1 muestra la distribución de la instrumentación fondeada y la Tabla 1 el cronograma de los registros realizados indicando el tipo de sensor y tiempo que permanecieron fondeados (más detalles sobre la instrumentación fondeada pueden encontrarse en López-Castejón (2017).

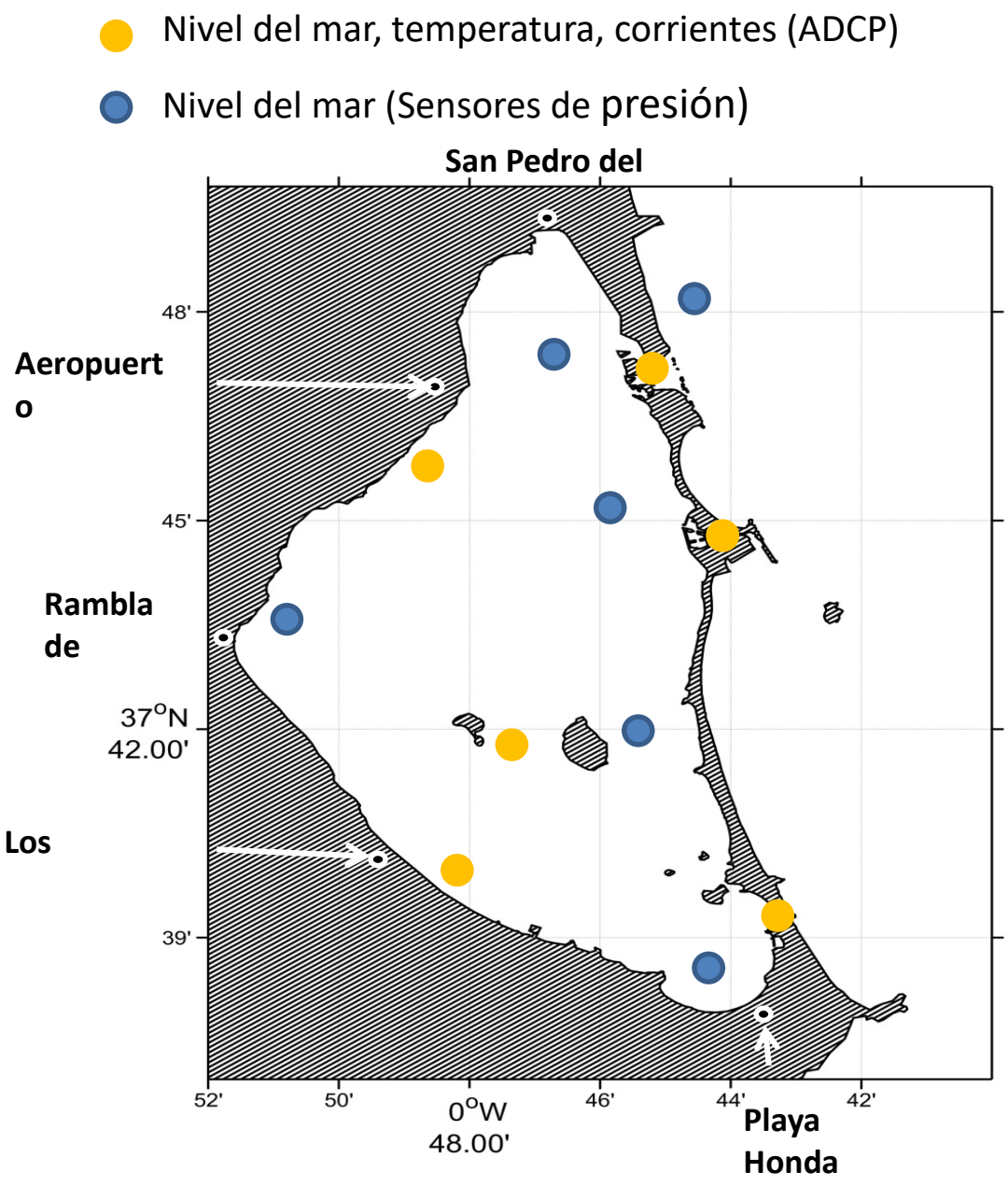
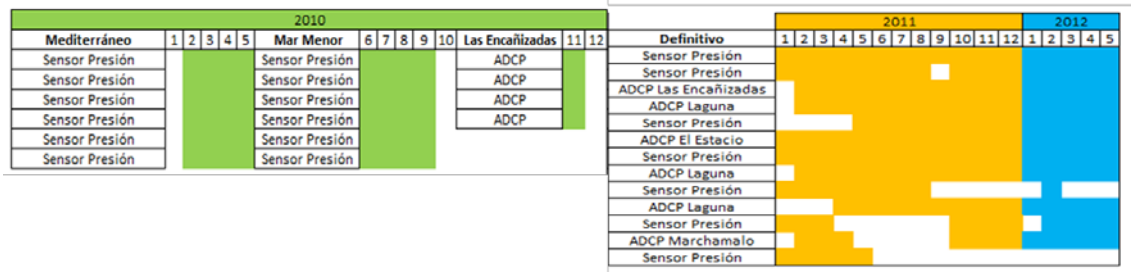


Figura 1 Ubicación de los sensores fondeados.

Tabla 1. Cronograma de los fondeos realizados entre los años 2010 y 2012 en el Mar Menor y el Mediterráneo adyacente.



2.2. Modelo numérico

El estudio de los datos registrados permite describir la hidrodinámica de las zonas en los puntos donde se fondearon los sensores. Para obtener una idea más amplia tanto en el espacio como en el tiempo, es necesario, además, disponer de modelos numéricos hidrodinámicos que permitan obtener una visión de la heterogeneidad de la zona a estudiar. Los resultados de los modelos deben validarse con los datos registrados para comprobar su robustez.

Una decisión clave a la hora de abordar cualquier trabajo que implique simulaciones numéricas es la elección del modelo a utilizar. Aquí se adoptó el modelo de circulación oceánica más utilizado actualmente en el mundo en oceanografía operacional, el *Regional Ocean Model System* - ROMS (Haidvogel et al. 2000; Marchesiello et al. 2003; Moore et al. 2011; Peliz et al. 2003).

2.3. Implementación del modelo

2.3.1. Discretización horizontal del área de estudio y batimetría

En este trabajo se adoptó la batimetría del Mar Menor y la zona del Mediterráneo adyacente oficial más reciente disponible (Carta Náutica 471 A. De Cabo Palos a Cabo Roig. Mar Menor. Murcia. Instituto Hidrográfico de la Armada) modificada por las batimetrías actualizadas en 2011 de los tres canales de comunicación (Las Encañizadas, El Estacio y Marchamalo) obtenidas mediante la realización de campañas batimétricas llevadas a cabo para este efecto.

El número de puntos (nodos) que conforman la malla de trabajo sobre la que se interpolan los datos batimétricos proporciona una idea de la resolución espacial del modelo. Sin embargo, el aumento de esta resolución conlleva un incremento del tiempo de cálculo, debiendo buscarse un compromiso entre la resolución espacial y el esfuerzo de computación sin comprometer la correcta modelización de los fenómenos hidrodinámicos a estudiar. Para ello se aprovecha la capacidad de ROMS de usar mallas anidadas bidireccionalmente, obteniendo una mayor resolución en las zonas donde más detalle se requiere (p.e. en los canales de comunicación). La Figura 2 muestra la malla utilizada en el Mar Menor y una sección de la correspondiente a Las Encañizadas. La discretización vertical se hizo mediante coordenadas σ que siguen el terreno disminuyendo el espesor de las capas en las zonas de menor profundidad con un total de 10 capas.

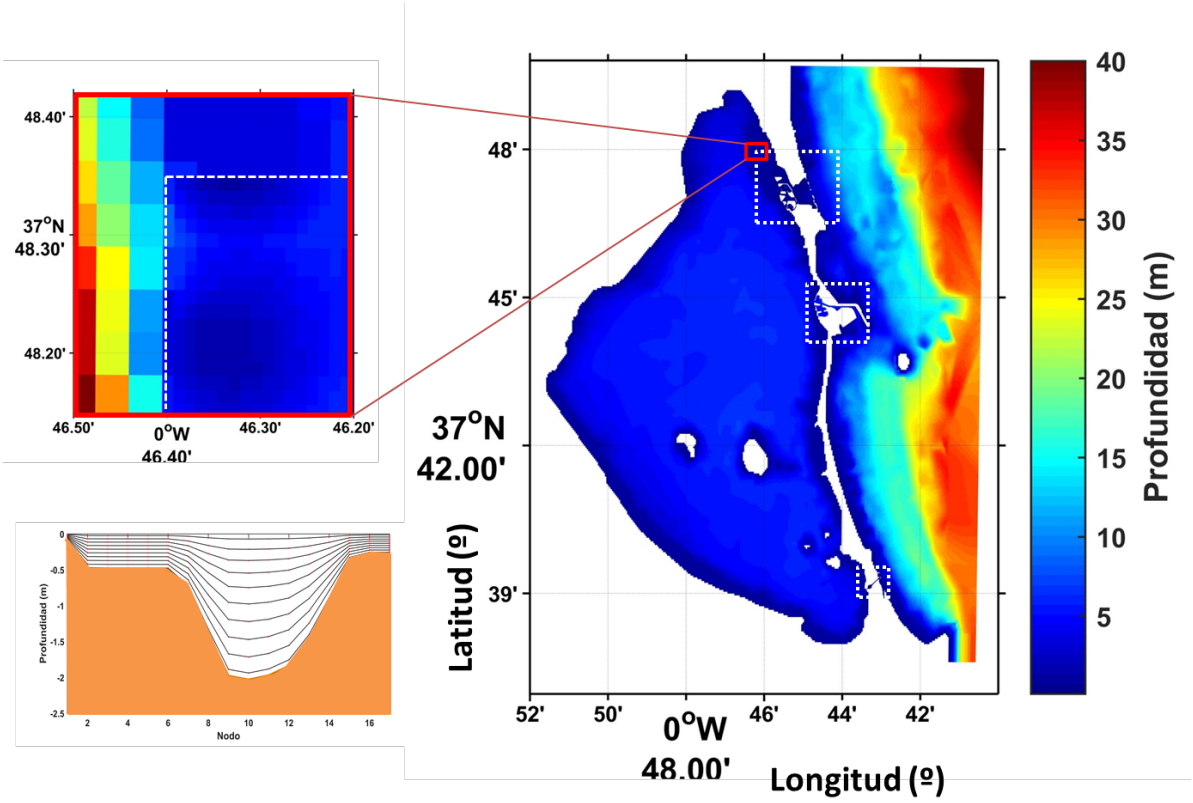


Figura 2. Mallado utilizado por ROMS para el Mar Menor (derecha). Los recuadros blancos muestran las mallas de los canales con mayor resolución. En la parte izquierda arriba se muestra el detalle de una esquina de la malla utilizada en Las Encañizadas. En la inferior un ejemplo del sistema de capas σ.

En Las Encañizadas se elaboró, en colaboración con el Departamento de Ingeniería Minera, Geológica y Cartográfica de la UPCT, un modelo digital de terreno con resolución centimétrica, tanto en la horizontal como en la vertical, para determinar las zonas de inundación existentes (Pérez 2011). La Figura 3 muestra la instrumentación y la distribución de puntos de control en la zona. Se registraron un total de 2733 puntos referidos todos ellos al vértice geodésico más cercano, ubicado en la zona Sur de Las Encañizadas.

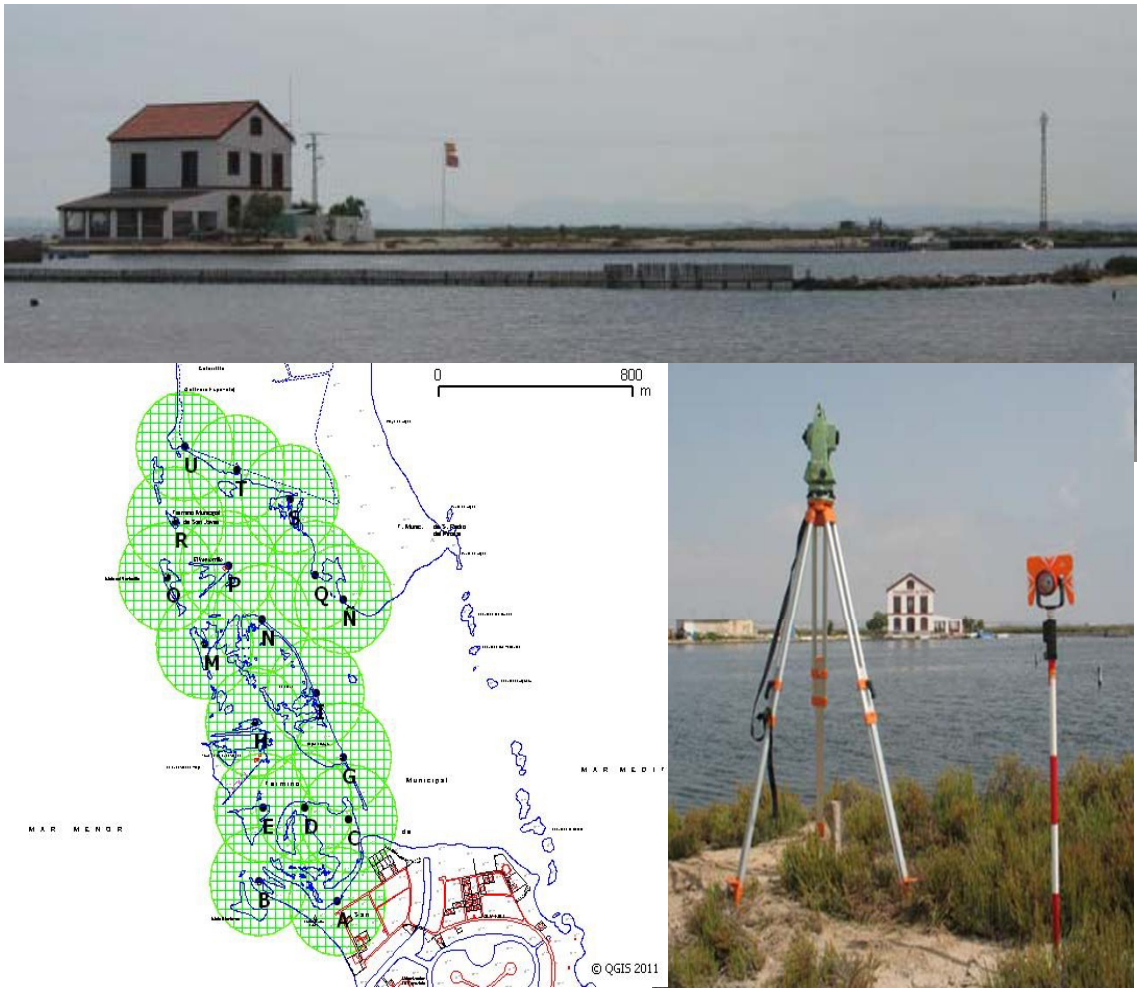


Figura 3. Instrumentación utilizada para el levantamiento batimétrico de Las Encañizadas con la distribución de los puntos donde se fijó la estación total.

La resolución espacial del modelo se estableció en 70 m en el Mar Menor, en 20 m para Las Encañizadas, 12 para El Estacio y 4 m para Marchamalo.

2.3.2. Validación del modelo.

La validación de un modelo consiste en comparar los datos reales on los simulados para comprobar su robustez. Existen múltiples y diversos factores que impiden que la simulación de procesos naturales sea de una fiabilidad del 100% (Oreskes *et al.* 1994).

Algunos de estos factores son las propias aproximaciones asumidas en las ecuaciones hidrodinámicas, trabajar en un sistema discreto, la heterogeneidad espacial y temporal del proceso considerado o la falta de datos de forzantes para el modelo. En el caso del Mar Menor, cuando se producen situaciones de calmas relativas - con muy bajas intensidades de corriente – se muestra una dificultad intrínseca para obtener una validación del 100%. La Tabla 2 muestra, a modo de resumen, algunos resultados de la validación del modelo frente a diferentes instrumentos fondeados. Se pueden apreciar valores del coeficiente de correlación de Pearson (*r*) entre 0.82 y 0.93 para el módulo de la corriente en situaciones de mayor intensidad, - a excepción de Las Encañizadas donde se requiere un estudio más detallado por su geomorfología y dinámica interna -, y entre 0.7 y 0.75 en situaciones de menor intensidad (prácticamente calmas). Con respecto a la dirección de corriente se encuentran valores de *r* entre 0.91 y 1 en rangos de mayor intensidad de corriente y entre 0.67 y 0.91 en situaciones de calma (una información más detallada de la validación puede encontrarse en López-Castejón (2017)).

Tabla 2. Tabla resumen de resultados de validación del modelo frente a dirección (Dir) y módulo (Mod) de las corrientes registradas por los correntímetros en situaciones de alta (> 0.08 m/s m/s) y baja (< 0.08 m/s) intensidad de corriente.

	Mar Menor		**Encañizadas**		**El Estacio**		**Marchamalo**	
Corrientes	*Dir (r)*	*Mod (r)*	*Dir (r)*	*Mod (r)*	*Dir (r)*	*Mod (r)*	*Dir (r)*	*Mod (r)*
Alta intensidad	1	0.93	0.88	0.57	0.99	0.94	0.91	0.82
Baja intensidad	0.67	0.70	0.89	0.74	0.88	0.75	0.91	0.73

2.4. Análisis de datos

El análisis de los datos empíricos registrados (nivel del mar y corrientes) se realizó siguiendo los procedimientos descritos por Emery & Thomson (2001) y Koutitonsky (2007) para el análisis de series temporales en oceanografía física y lagunas costeras respectivamente. Para ello se han utilizado rutinas, tanto propias como desarrolladas por terceros para los programas OCTAVE (Eaton et al. 2015) y MATLAB 2014 (The MathWorks, Inc.). Según el tipo de datos (corrientes o nivel del mar) se han aplicado diferentes técnicas de análisis, tanto en el dominio del tiempo como de la frecuencia, siendo previamente tratados para eliminar aquellos datos considerados erróneos. La Figura 4 muestra un esquema de los métodos utilizados.

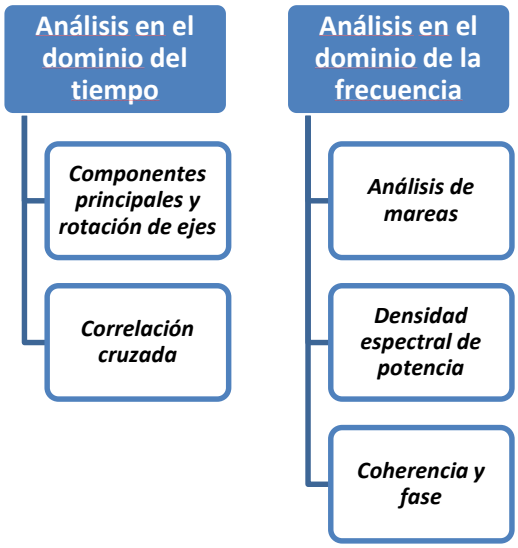


Figura 4. Esquema de análisis de datos registrados realizados en el dominio del tiempo y la frecuencia.

3. Resultados

En este apartado se describen resumidamente los principales resultados obtenidos. En primer lugar, se analizan los niveles del Mar Mediterráneo y del Mar Menor para estudiar y clasificar seguidamente las corrientes dentro de la laguna y describir los fenómenos oceanográficos, tales como giros y frentes, que se producen con diferentes situaciones de viento. Finalmente, se describen los mecanismos de acción de cada uno de los canales de comunicación para estimar los flujos de intercambio de agua y los tiempos de residencia del agua en interior del Mar Menor.

3.1. Nivel del mar

3.1.1. Nivel del mar Mediterráneo

Del análisis de marea realizado, se deduce que la amplitud de marea es del orden de 13 cm tratándose de una marea mixta con predominio diurno que puede explicar en torno a un 10% de los cambios de nivel del Mar Mediterráneo (Tabla 3).

Tabla 3. Componentes de marea, con amplitud y fase, resultantes del análisis de los datos de variación del nivel del Mar Mediterráneo.

Componente	Fase (º)	Amplitud (m)
O1	126.71	0.0259
K1	155.22	0.0429
N2	27.89	0.0052
M2	50.59	0.0279
S2	72.2	0.0118
Total		0.1274
Varianza explicada	9.3%	

Las variaciones de nivel del mar Mediterráneo son producidas principalmente por los cambios en la presión atmosférica, las cuales están asociadas de manera inversa con cambios en la altura del nivel del mar. Este fenómeno es conocido como *barómetro invertido*. Las correlaciones cruzadas entre las series temporales de presión atmosférica y de nivel del mar Mediterráneo presentan un coeficiente del 40% y un desfase de 11 horas (Figura 5), significando que los efectos de la presión atmosférica sobre el nivel del mar se retardan en torno a ese tiempo.

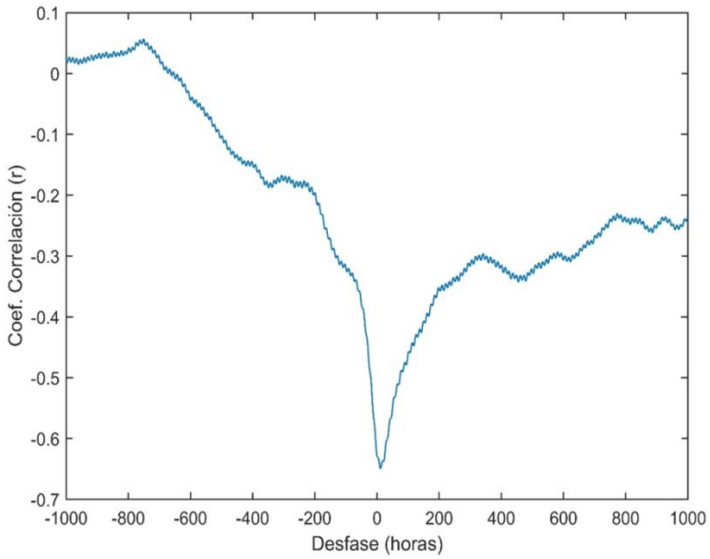


Figura 5. Coeficiente de correlación (r) y desfase (horas) obtenidos entre la presión atmosférica y las variaciones del nivel del mar Mediterráneo.

El viento también influye sobre los cambios de nivel del mar, tanto aquellos que soplan paralelos a La Manga, como los perpendiculares a ésta. Durante los eventos en los que el viento sopla perpendicular a la costa y en dirección hacia mar abierto, se produce un descenso del nivel del mar, mientras que éste aumenta si sopla desde mar abierto perpendicular a La Manga. En cambio, cuando es paralelo a La Manga en dirección Sur, se produce un aumento del nivel del mar por efecto del transporte de Ekman (resultado del balance entre fricción por viento y efecto de Coriolis), mientras que disminuye cuando lo hace en dirección hacia el Norte.

3.1.2. Nivel del Mar Menor

En contraposición al Mar Mediterráneo, las variaciones del nivel del mar en la laguna debidas a la marea son muy pequeñas, con un máximo de un 1.3% de variación explicada. Esto se debe al efecto de filtrado que cada uno de los canales ejercen sobre la marea entrante, anulándola casi completamente como en el caso de Marchamalo.

Como en el Mediterráneo, el efecto de barómetro invertido también se aprecia en el Mar Menor con una magnitud similar.

El viento arrastra el agua en su capa superficial por las fuerzas de fricción apilándola en los extremos de la laguna (p.e. Janzen 2002). La intensidad de este fenómeno depende del módulo del viento, del recorrido que tenga el viento en la dirección que sopla (carrera de viento –fetch-) y de la duración del mismo sobre esa dirección. Los datos resultantes, tanto registrados como del modelo, muestran desniveles entre la parte Norte y la Sur del Mar Menor de hasta 10 cm debido este fenómeno. En la Figura 6 se muestra el resultado de una simulación con un viento de intensidad 12 m/s soplando hacia el NE (típico viento fuerte de lebeche en la zona), produciendo una acumulación de agua en el extremo Norte y un descenso del nivel del mar en el Sur. Estos desniveles tienen una gran importancia a la hora de explicar el sistema de corrientes lagunar.

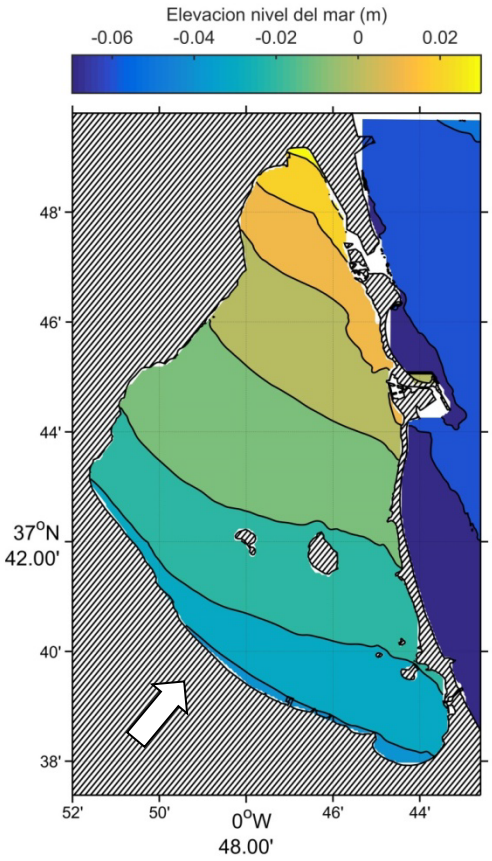


Figura 6. Altura del nivel del mar obtenido a partir de la simulación numérica para un viento de intensidad 12 m/s soplando hacia el NE.

3.2. Corrientes en el Mar Menor

A modo de resumen se puede afirmar que el sistema de corrientes en el interior del Mar Menor está forzado fundamentalmente por el viento que establecen los patrones de circulación dominantes. No obstante, y aunque habitualmente se ha asumido un Mar Menor con un patrón de corrientes bien definido y relativamente constante, la realidad dista bastante de este esquema, poniéndose de manifiesto la amplia heterogeneidad en cuanto a corrientes y estructuras oceanográficas - giros, frentes, etc… - que se forman en su interior.

Seguidamente se describen estos sistemas de corrientes, tanto superficiales como profundas para mostrar posteriormente las estructuras oceanográficas más destacadas.

3.2.1. Corrientes superficiales

El viento provoca un desplazamiento del agua superficial en su mismo sentido acelerándose o frenándose en función de la orientación de la costa. Las corrientes de mayor velocidad en la laguna pueden encontrarse en superficie cercanas y paralelas a la costa. Las corrientes más fuertes se presentan en las riberas internas de San Javier y Los Urrutias, en función de la dirección e intensidad del viento. La Figura 7 muestra una corriente de mayor intensidad en las costas del aeropuerto de San Javier cuando el viento sopla en dirección NE - SW (constituyen el 67% de los vientos de la zona) o en la de Los Urrutias cuando sopla en dirección SE - NW. Los máximos valores registrados en superficie son de 0.1 m/s, poniendo de manifiesto que la hidrodinámica lagunar es de baja intensidad.

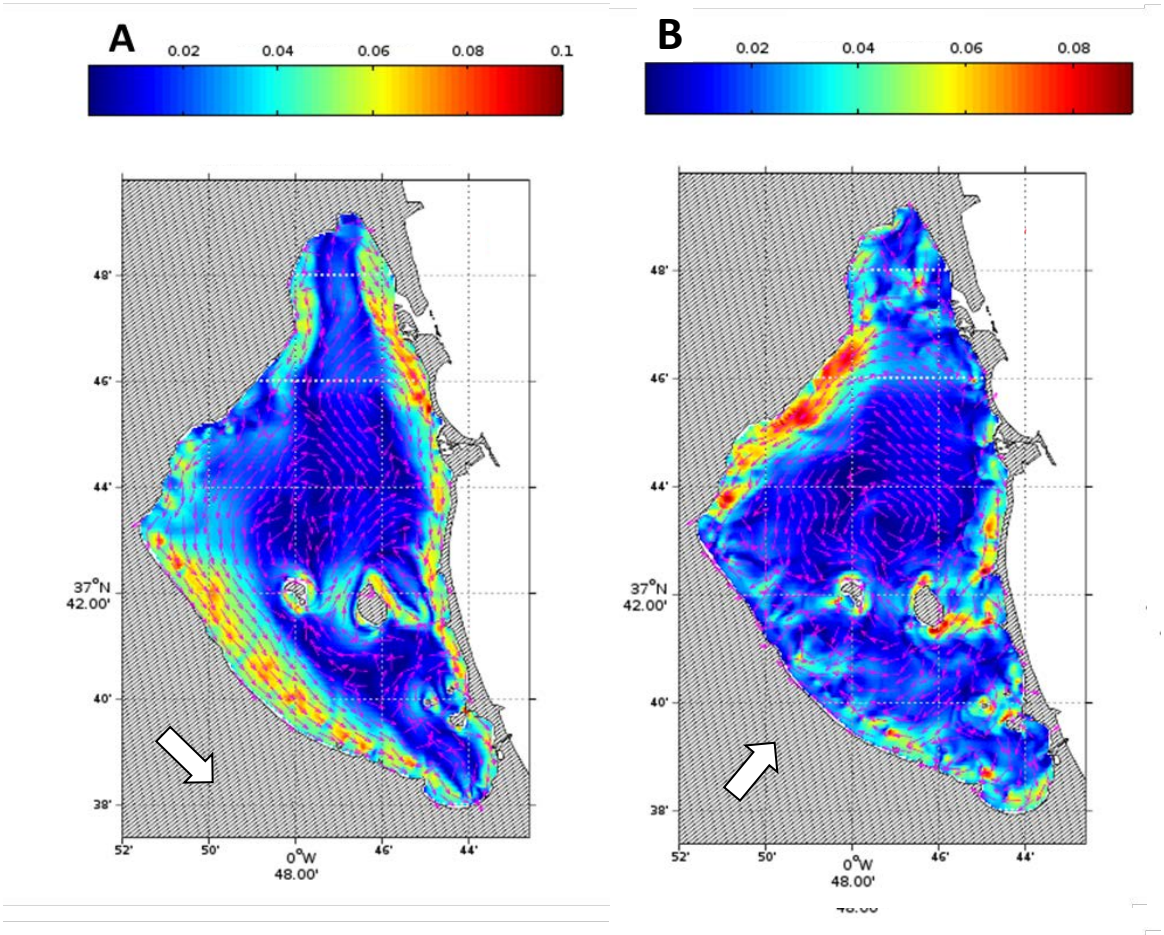


Figura 7. Dirección de corriente (flechas) y velocidad (tabla de colores) resultante para un viento de dirección hacia el SO (derecha) y hacia el SE (izquierda) ambas de 4.5 m/s (las flechas blancas indican la dirección del viento).

3.2.2. Contracorrientes y corrientes de fondo

El incremento de nivel del mar producido por el empuje del viento provoca, como ya se ha comentado, un desnivel que debe compensarse mediante la aparición de una corriente en dirección contraria a la del viento, es decir, a favor del gradiente de presión horizontal, discurriendo en superficie y denominándose *contracorriente*. Cuando esta corriente discurre por el fondo la denominamos *corriente de fondo* y se genera por el gradiente de presión vertical. En la Figura 8 se aprecia cómo un viento soplando hacia el

SO tiende a producir en la superficie de la zona central de la laguna una *contracorriente* a favor del gradiente generado por el apilamiento del agua.

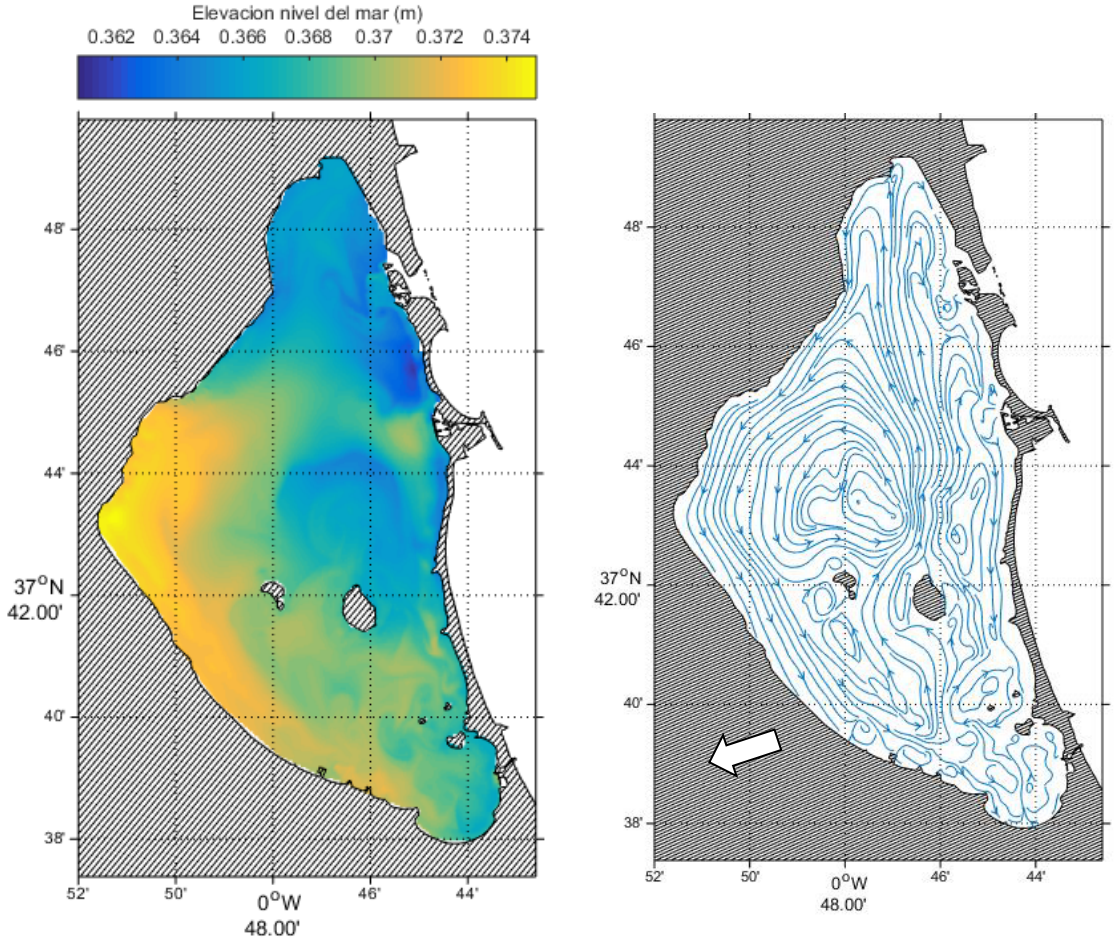


Figura 6. Elevación del nivel del Mar producida por un viento soplando hacia el SO (izquierda) y correspondiente contracorriente superficial (derecha).

Otra situación se puede apreciar en la Figura 10, en este caso con un viento de mayor intensidad dirigiéndose hacia el NE que acumula agua en esta vertiente y produce una *corriente de fondo* en dirección contraria a la superficial.

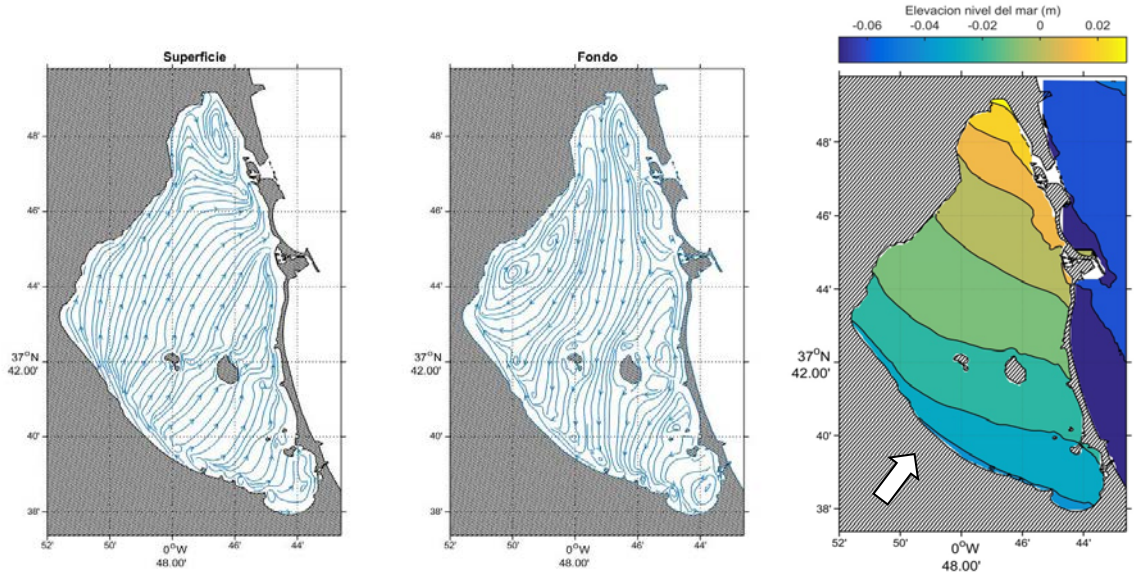


Figura 7. Corrientes producidas por un viento soplando hacia el NE de 10 m/s (flecha en el panel de la derecha). De izquierda a derecha: corriente superficial; corriente de fondo y altura del nivel del mar.

3.3. Estructuras oceanográficas

En el Mar Menor se describen diferentes estructuras oceanográficas tales como giros y frentes. Estos fenómenos son de gran importancia porque generan zonas de acumulación de diferentes sustancias y partículas, tanto disueltas como nutrientes o de organismos, particularmente fitoplancton y zooplancton.

Los giros se generan mayormente por la geomorfología de la costa, cuando las corrientes se desvían de una dirección rectilínea. Los frentes, en cambio, se originan mayormente en dirección Este-Oeste cuando dos corrientes diferentes, en este caso estribaciones de los giros en la cubeta Norte y Sur, circulan paralelas sin cruzarse entre sí.

3.3.1. Giros

En el Mar Menor se producen diferentes tipos de giros. Los de mayores dimensiones son los que se forman en las cubetas Norte y Sur mientras que los de menores dimensiones lo hacen en los extremos de ambas cubetas. Estas estructuras son bien conocidas en oceanografía por ser zonas de acumulación de nutrientes y de organismos planctónicos. En el Mar Menor se han podido observar en algunas ocasiones acumulaciones tanto de nutrientes como de organismos, por ejemplo medusas, en zonas donde el modelo ha detectado la formación frecuente de algunos de estos giros (p.e. Pérez-Ruzafa et al. 2002). Aquí se denomina giros Norte y Sur a los que se dan en las zonas centrales de las respectivas cubetas y giros de San Pedro y Playa Honda a los que se dan en los extremos opuestos de ambas.

3.3.1.1. Giro Norte

Es el que se forma con mayor frecuencia en la cubeta Norte debido a que se produce por uno de los vientos dominantes en el Mar Menor en el eje NE-SO. Lo más habitual es que sea ciclónico, debido a vientos que soplan en dirección SO y de intensidades mayores de 9 m/s. Durante los periodos en los que el viento sopla en dirección opuesta (hacia el NE) el giro cambia su sentido de rotación, pasando a ser anticiclónico. Este giro se genera en superficie y se desplaza hacia la costa oeste en profundidad, tal y como muestra la Figura 11.

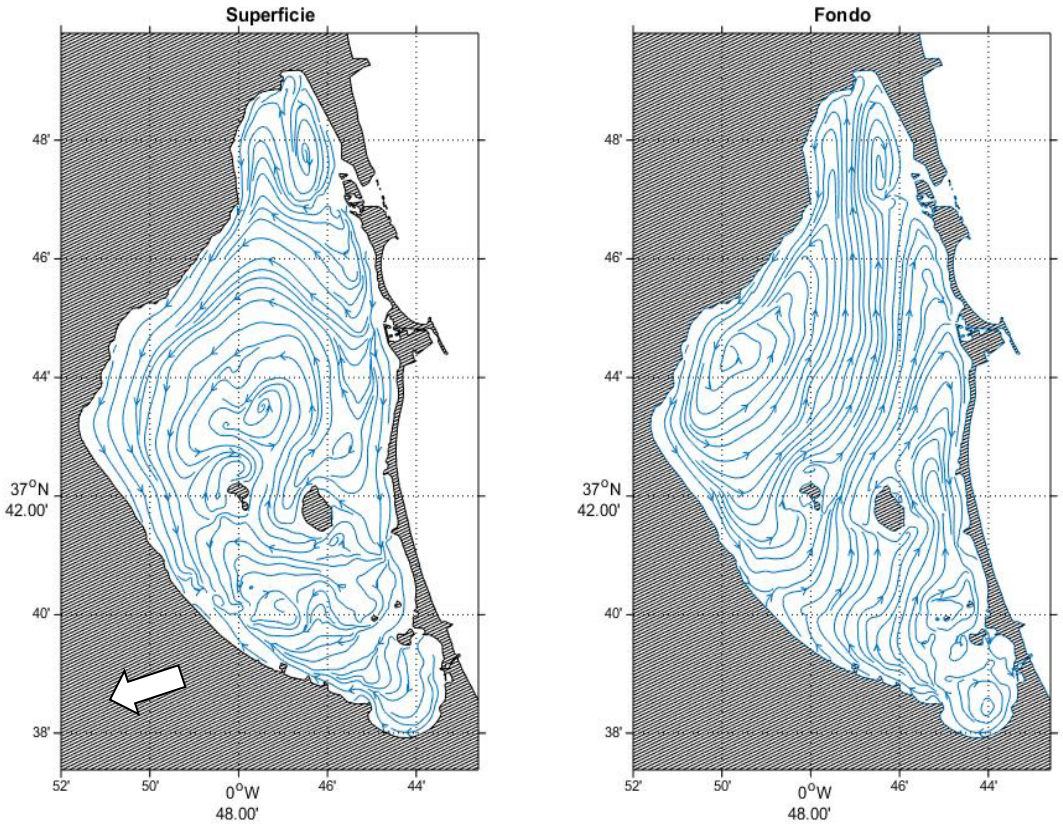


Figura 8. Giro superficial en la cubeta Norte del Mar Menor producido por vientos dirigidos hacia el SO (izquierda) con desplazamiento del giro hacia la costa en el fondo (derecha).

3.3.1.2. Giro Sur

Es el que se presenta en la cubeta Sur, con menor frecuencia, debido a que se origina con vientos NO-SE no muy habituales en la zona. Su dirección de rotación más habitual es en sentido anticiclónico por la frecuencia de vientos soplando hacia el SE. En esta situación el giro se observa claramente en profundidad y pegado a costa, pudiendo englobar la Isla del Ciervo. Cuando el viento sopla hacia el NO el giro es ciclónico, de menor tamaño y ligeramente desplazado hacia el Sur (Figura 12).

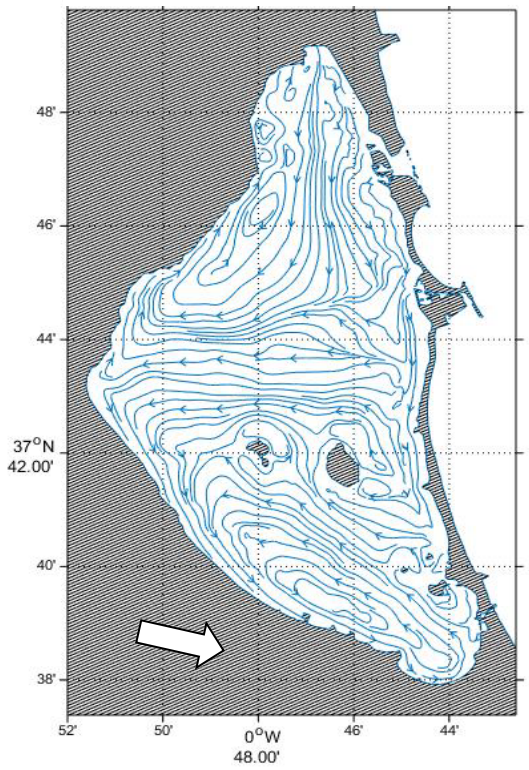


Figura 9. Giro ciclónico en la cubeta Sur provocado por vientos en dirección hacia el SE de intensidad 3.6 m/s.

3.3.1.3. Giros de San Pedro y Playa Honda

Cuando el viento sopla en el eje Norte-Sur, coincidiendo con el eje de mayor longitud de la laguna, se produce un aumento de la variación del nivel del mar en ambos extremos de la laguna dependiendo del sentido en el que sople. Como se ha comentado, este desnivel se ve compensado por la aparición de una corriente de retorno en profundidad en dirección contraria a la del viento. Esta corriente choca con la costa en el extremo Norte (San Pedro del Pinatar) generando un giro anticiclónico que denominamos giro de San Pedro. Esta misma situación se produce en el extremo Sur, en Playa Honda, cuando el viento sopla hacia el Sur. Estos giros, particularmente el de San Pedro, pueden tener implicaciones reteniendo los sedimentos que entran por Las Encañizadas en el

extremo Noreste de la Laguna, tal y como se puede apreciar en algunas imágenes de satélite de la Figura 13.

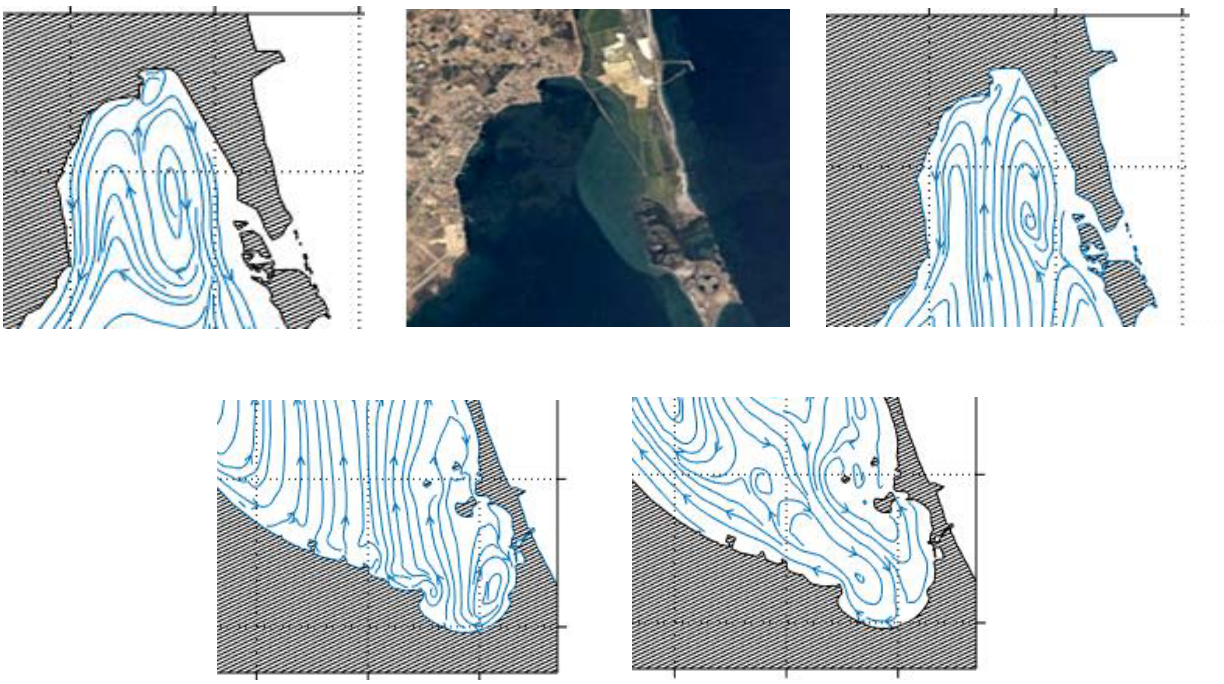


Figura 10. Giros de San Pedro (arriba) y Playa Honda (abajo).

3.3.2. Frentes

Como se ha comentado previamente, los frentes se originan mayoritariamente en dirección Este-Oeste en la zona central del Mar Menor por la confluencia de los giros Norte y Sur. El modelo pone de manifiesto la tendencia a formarse este frente con vientos en direcciones NE, SO y NO de aproximadamente 6 m/s. Cuando los vientos son de menor intensidad generan una corriente superficial más homogénea en toda la laguna sin llegar a formarse el frente. En cambio, vientos de mayor intensidad generan un mayor gradiente de presión horizontal provocando la contracorriente que impide su formación.

Durante una campaña realizada en agosto de 2016 con vientos similares se observó un frente delineado por la acumulación de espumas flotantes (línea blanca de la fotografía de la Figura 14) que prácticamente atravesaba el Mar Menor de Este a Oeste. Estas espumas aparecen por la mayor concentración de materia orgánica en el agua y actúan a modo de trazadores haciendo visible el frente. La posición del evento detectado coincide con el frente dibujado por el modelo.

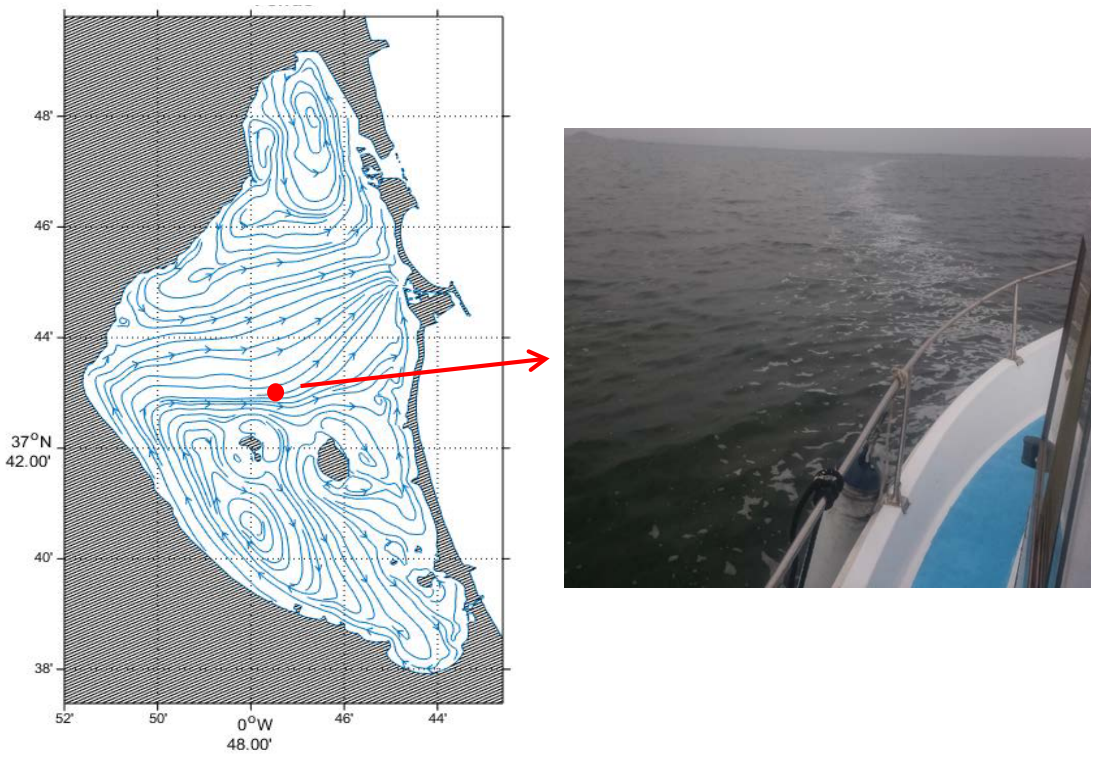


Figura 11. Frente predicho por el modelo (izquierda) y línea de espumas observada el 16/08/2016 (derecha).

3.4. Canales de comunicación

Los canales de comunicación juegan un papel decisivo regulando los procesos en el interior del Mar Menor. Los resultados obtenidos indican que los tres canales actúan en conjunto y que las variaciones en cualquiera de ellos afectan al funcionamiento de los otros. El de El Estacio, en su configuración actual, es el que mayor influencia tiene en la renovación del agua de la laguna. En esta sección se describen los canales para abordar posteriormente el cálculo de las tasas de intercambio de agua.

2.4.1. Las Encañizadas

Con una longitud total de 1.2 Km en su parte Este, Las Encañizadas (Figura 15) comunican con el Mar Mediterráneo mediante una serie de canales ubicados entre afloramientos rocosos, con profundidades entre los 0.5 y los 3 metros. Estos canales dan paso al sistema de zonas inundables con nuevos canales, cada uno con una configuración diferente, cambios de batimetría bruscos y zonas de inundación. Durante los periodos en que el nivel del mar desciende, estas zonas quedan expuestas, y por tanto sin paso del agua, provocando una disminución del flujo total. Hay que añadir, además, la complejidad debida a la alta densidad de vegetación acuática sumergida, restringiendo las corrientes (Luhar and Nepf 2013) y, por tanto, el intercambio. Las Encañizadas tienen una superficie variable en función del grado de inundación y un volumen total referido a cota cero de 2011 de 382868 m^3.

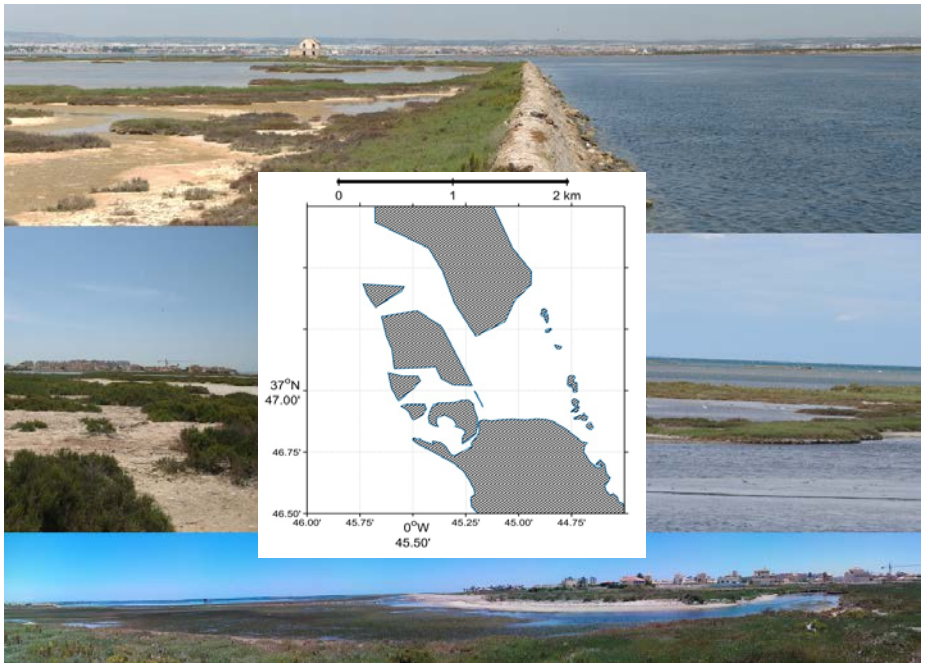


Figura 15. Fotografías tomadas en distintas zonas de Las Encañizadas, mostrando algunos de los canales y las zonas inundables.

Los cambios de nivel del mar en Las Encañizadas están dominados principalmente por la presión atmosférica y el viento, con una influencia de la marea muy pequeña (5 %). Las corrientes aquí son generadas en su mayoría por viento. Cuando el viento es de componente Este - sopla hacia La Manga - el agua que entra no puede ser totalmente evacuada hacia el Mar Menor generándose corrientes de retorno en el fondo, estableciendo un sistema de bicapa en la vertiente mediterránea tal y como muestran los datos de corriente registrados en la Figura 16, donde el signo positivo indica dirección hacia el Mediterráneo y el negativo dirección hacia el Mar Menor.

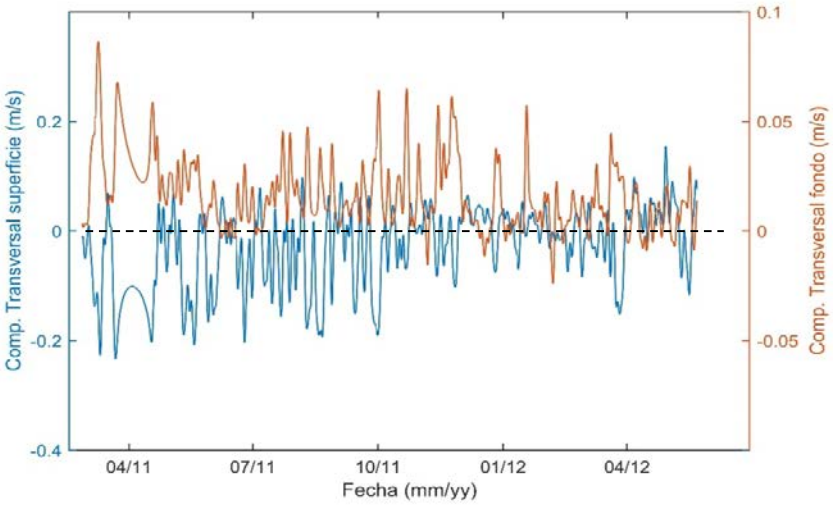


Figura 12. Componente transversal de la corriente registrados por el correntímetro en superficie (azul) y fondo (naranja) de dirección contraria (positivo sale agua, negativo entra).

La Figura 17 muestra dos situaciones en las que se aprecia que cuando el nivel está más bajo (derecha) quedan parte de las zonas inundables expuestas disminuyendo la sección atravesada y restringiendo el flujo.

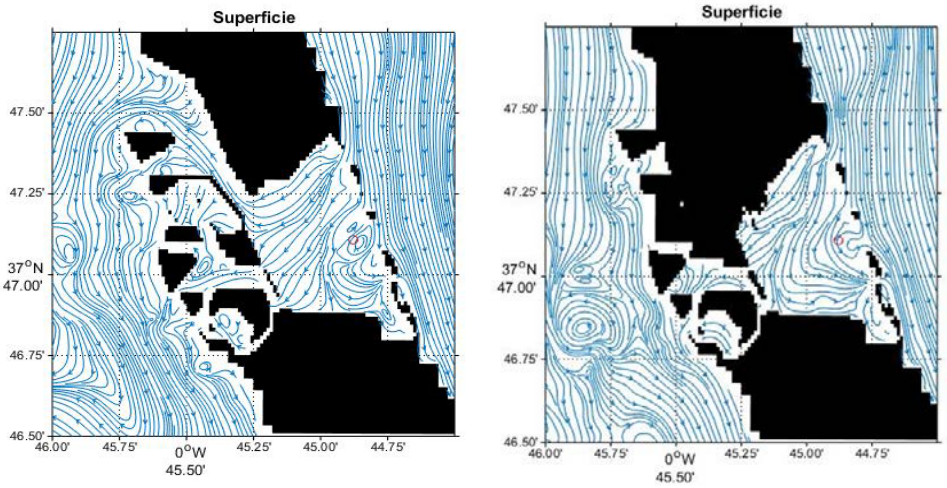


Figura 13. Simulación realizada para Las Encañizadas en la que se puede apreciar el efecto del secado de las zonas de inundación (derecha).

2.4.2. El Estacio

El canal de El Estacio (Figura 18) es el único navegable de los 3 existentes. Tiene una longitud aproximada de 1.7 Km, una profundidad media de 4.69 metros, obtenida a partir de las campañas batimétricas realizadas en 2011, y una orientación en su canal principal de 173º respecto al Norte albergando un volumen de 567062 m^3. A través de este canal se produce el mayor intercambio de agua entre la laguna y el Mar Mediterráneo.

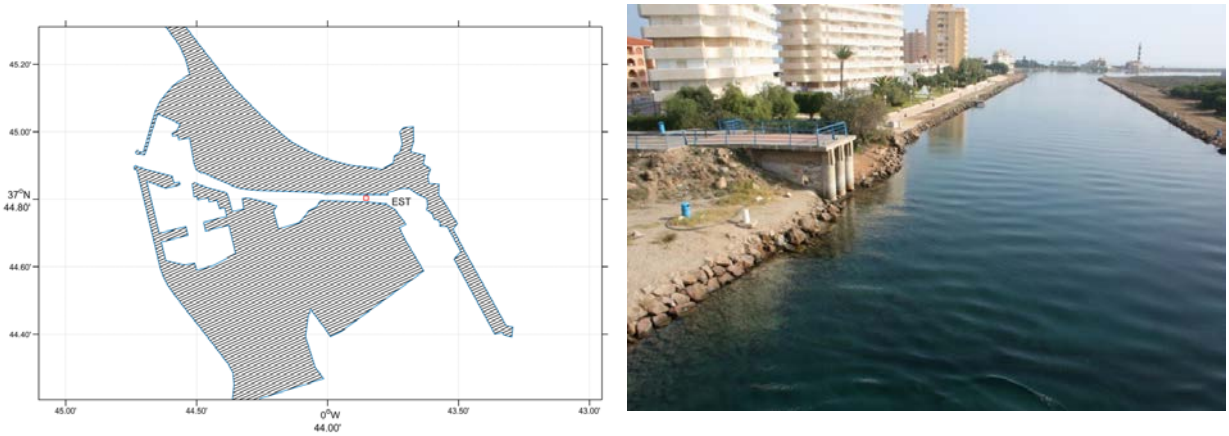


Figura 18. Ubicación del canal de El Estacio en el Mar Menor.

De los tres canales es el que presenta mayores velocidades de corrientes, con valores registrados en la capa superficial de hasta 1.3 m/s en sentido E-O debido a la orientación del canal. Presenta la mayor amplitud de marea (de hasta 0.11 m), explicando el 12.5% de la variación del nivel del canal y casi el 50% de la varianza total de la corriente.

Se trata por tanto de un canal forzado por mareas y presión atmosférica, que explica el sentido alternante de la corriente en el canal con el mismo periodo mareal. No obstante, pueden encontrarse periodos en los que la dirección de la corriente se mantiene durante varios días consecutivos en uno de los dos sentidos, bien entrando o saliendo

agua. Esto se debe, de nuevo, al efecto de *barómetro invertido* que la presión atmosférica ejerce sobre el nivel del mar. En efecto, en días anticiclónicos (asociados a altas presiones), el nivel del Mediterráneo baja, produciéndose un gradiente de presión horizontal en el canal en sentido hacia el Mediterráneo haciendo que salga agua de la laguna. En cambio, en días de borrascas, cuando la presión atmosférica es menor y el nivel del Mediterráneo sube con respecto al del Mar Menor, el gradiente de presión horizontal genera movimiento de agua hacia el interior produciendo una entrada de agua continua. La Figura 19 muestra la relación entre la presión atmosférica y el componente *u* (Este-Oeste) de la corriente, indicando que la corriente puede tener el mismo sentido (positivo hacia el Este, negativo hacia el Oeste) durante varios días seguidos. Este fenómeno se mantiene hasta que el gradiente se anula al alcanzarse el equilibrio entre ambos mares (Arévalo, 1988).

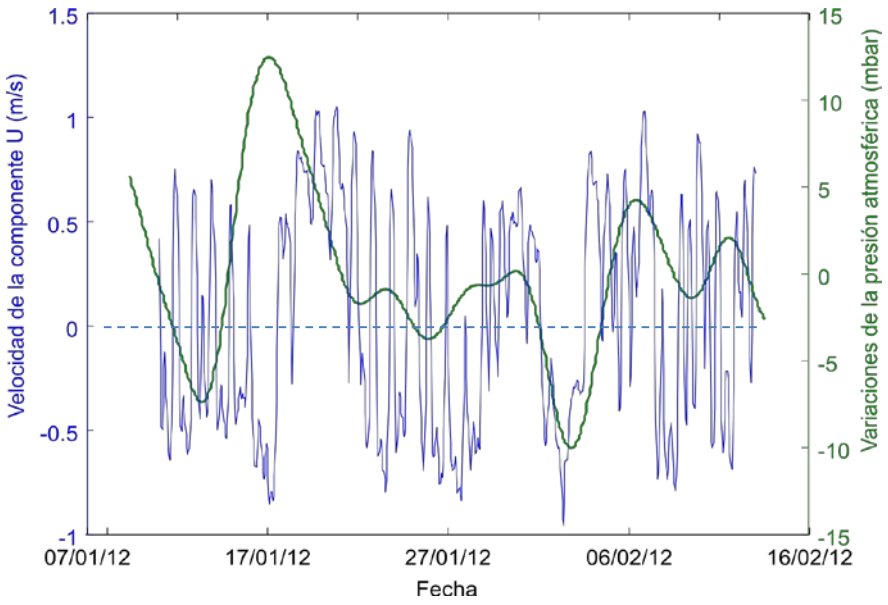


Figura 14. Variaciones de la componente u de la corriente en la capa del fondo (color azul) y variaciones de presión atmosférica (color verde).

En la vertical, la corriente circula en la misma dirección no encontrándose estructuras bicapa, aunque es posible encontrarla ocasionalmente y muy superficialmente cuando el viento sopla en la misma dirección que el canal en contra del gradiente de presión.

2.4.3. Marchamalo

El de Marchamalo es, en extensión, el menor de los 3 canales. Con una anchura en torno a los 20 metros presenta un ensanchamiento en su eje central al Oeste. La parte del canal que da al Mediterráneo tiene una inclinación de 46º respecto al Norte, orientando su bocana en dirección Sur (Figura 20). La parte que da al Mar Menor presenta una inclinación de 263º, con su bocana orientada al Oeste-Este. Debido a su alta actividad sedimentaria el canal queda prácticamente colmatado, motivo por el cual se draga periódicamente para impedir el encharcamiento del agua en su zona central en verano.

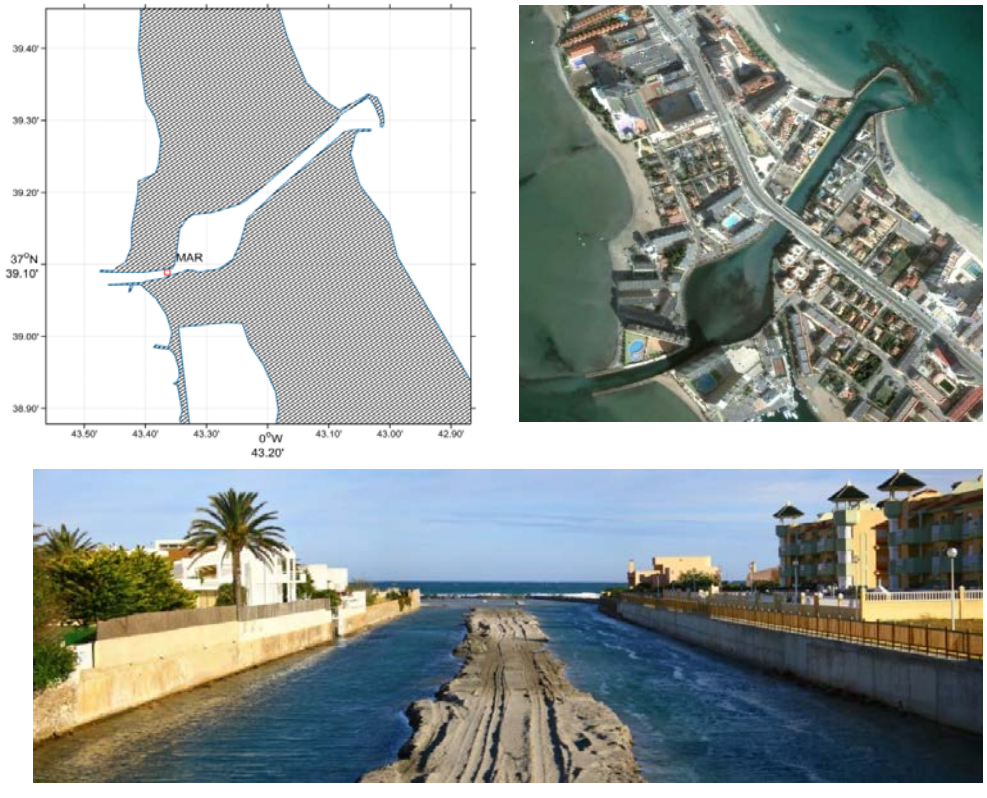


Figura 20. Ubicación del canal de Marchamalo en el Mar Menor. La fotografía de abajo corresponde al dragado que se efectuó en 2011.

Este canal presenta la menor amplitud de marea de los tres, explicando solo un 0.3% de las variaciones del nivel del canal, mientras que la presión atmosférica lo hace en torno al 22%. A pesar de la poca influencia de las mareas en el nivel del agua explica en torno al 25% de la varianza de las corrientes.

2.5. Flujo en los canales

Para completar el estudio hidrodinámico del Mar Menor se hace necesario realizar un balance entre entradas y salidas de agua a través de los canales de comunicación para determinar la tasa de renovación.

Previamente al cálculo del flujo se ha determinado la sección atravesada (m^2) de cada canal en el punto de fondeo de los correntímetros. El producto de esta sección por la velocidad (m/s) registrada en cada una de las capas a diferentes profundidades permite conocer la cantidad de agua (m^3/s) que ha entrado o salido por cada capa, obteniéndose así la evolución temporal del flujo en cada canal. En el caso de las encañizadas se han utilizado datos del modelo ante la dificultad de fondear (actos vandálicos) los correntímetros en el sistema de canales.

Para cada uno de los canales se han calculado el *flujo total medio diario,* el *flujo neto medio diario,* y el *flujo neto anual*.

El *flujo total medio diario* (FTMD - Hm^3/d) se ha calculado sumando el valor absoluto (independientemente de su signo, entrada o salida) de los flujos diarios de entrada más los de salida. Esta magnitud da una idea de la cantidad total de agua que atraviesa el canal cada día.

El *flujo neto medio diario* (FNMD - Hm^3/d) corresponde al sumatorio de los flujos diarios teniendo en cuenta su dirección - positivo hacia el Mediterráneo, negativo hacia el Mar Menor - representando por tanto el volumen neto de agua que entra o sale cada día.

Finalmente, el *flujo neto anual* (FNA - Hm^3/año) representa el volumen neto de agua que ha entrado o salido (entradas menos salidas) a través del canal durante un año.

Los resultados obtenidos para cada uno de los canales se muestran en la Tabla 4. Se observa que El Estacio es el canal con mayor *flujo total medio diario* (FTMD - 6.11 Hm^3/día) y el menor *flujo neto medio diario* (FNMD - 0.19±3.77 Hm3/día) de los tres canales, ya que el balance se compensa porque la cantidad de agua que sale diariamente está en el mismo orden de magnitud que la de entrada, debido al régimen mareal del canal. Las Encañizadas y Marchamalo presentan, de otro lado, una clara dirección neta en su flujo, hacia el Mar Mediterráneo en Las Encañizadas y hacia el Mar Menor en Marchamalo (de este último se muestran en la tabla los datos previos y posteriores al dragado realizado en 2011).

Tabla 4. Flujos de agua a través de cada canal del Mar Menor. En el caso del flujo neto medio diario se muestra también la desviación estándar registrada. Para el canal de Marchamalo se muestran los valores previos y posteriores al dragado de 2011.

	Las Encañizadas	El Estacio	Marchamalo	
Anchura sección atravesada (m)	Variable	40	20	
Profundidad de la sección atravesada (m)	Variable	5.2	3.2	
			Pre-dragado	Post-dragado
Flujo neto medio diario (Hm^3/d) – FMND	0.30±1.51	0.19±3.77	-0.43±0.70	-0.47±1.04
Flujo total medio diario (Hm^3/d) – FMTD	3.3	6.11	0.73	1.57
Flujo neto entrada/salida anual (Hm^3/año)	113	69	-157	-171.04

La Figura 20 muestran las variaciones de presión atmosféricas (en color naranja) junto con el *flujo neto medio diario* (FNMD) (azul) en el canal de El Estacio para el tiempo muestreado. Con el objeto de ver la variabilidad estacional de los flujos, se han señalado los periodos de cada estación del año. Se observa la existencia de menores gradientes de presión atmosférica en los meses de primavera / verano con respecto a los

de otoño / invierno. Dado que los gradientes de presión atmosférica se traducen en gradientes de presión horizontal en el canal, se produce más intercambio de agua en invierno que en verano. A lo largo del año analizado, durante los meses de primavera y verano, se ha producido una entrada de agua neta al Mar Menor en torno a los 30 Hm^3, mientras que en Otoño e Invierno han salido alrededor de 70 Hm^3 netos.

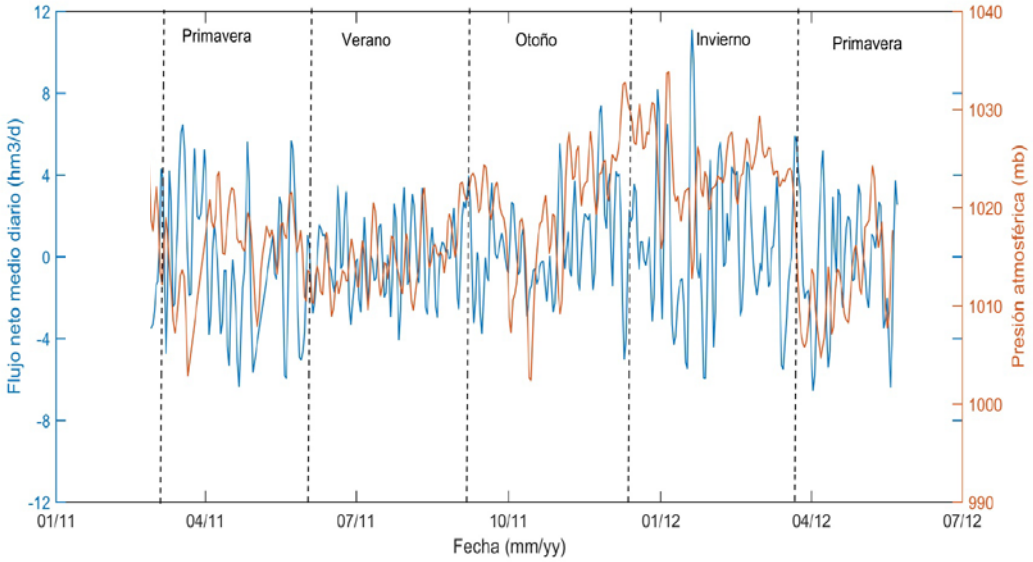


Figura 15. Flujo neto medio diario en El Estacio (color azul) y variaciones de la presión atmosférica (color naranja).

La comparación de los datos de flujo obtenidos para cada uno de los canales (Tabla 4) pone de manifiesto la importancia de El Estacio a la hora de regular la entrada y salida de agua en el Mar Menor, suponiendo anualmente un 60% del total de agua de entrada y salida, frente al 33% de Las Encañizadas o entre el 7% considerándose el canal de Marchamalo antes del dragado de 2011. La aportación de este canal se vio incrementada hasta el 14% a expensas de los otros dos después de su dragado.

2.6. Tasas de renovación

Conocer las tasas de renovación de una masa de agua como la del Mar Menor resulta necesario para entender los procesos que en él se producen. Esta tasa se ha establecido previamente entre 0.79 - 1.2 años (Pérez-Ruzafa 1989; Perni et al. 2011; Cabezas 2009) a partir de aproximaciones a los flujos entre diferentes compartimentos o mediante valores modelados (Umgiesser et al. 2014). No obstante, ninguna de estas aproximaciones ha considerado los datos medidos de flujo de agua a través de los tres canales, sino que se ha trabajado únicamente con los datos de corriente en El Estacio registrados por Arévalo (1988) y con aproximaciones a las secciones atravesadas de los canales.

Como se ha visto con las medidas de flujos en los canales, puede ocurrir que el agua que entre al Mar Menor desde el Mediterráneo vuelva a salir al poco tiempo (por ejemplo, en un ciclo de marea) sin que haya una renovación efectiva del agua del interior de la laguna. Para que se produzca esta renovación es necesario que el agua entrante se mezcle al desplazarse al interior de la laguna por acción del viento. Para conocer la tasa de renovación y su variabilidad espacio-temporal se ha utilizado en el modelo un trazador pasivo como indicador de la renovación dando un valor de 0 para el agua dentro de la laguna y 100 para el agua del Mediterráneo, indicando que aguas en el interior de la laguna con valores 0 equivalen a las que no han sufrido ninguna renovación y cercanas a 100 las que se han renovado completamente en un periodo de tiempo determinado.

Los resultados de este tipo de simulación muestran una dinámica de las tasas de renovación muy diferentes tanto entre la superficie como en el fondo y en su distribución horizontal. La figura (Figura 21) muestra el tiempo en meses que tardaría en renovarse el agua del Mar Menor hasta el 80% (situación que se considera asintótica). La parte central de la cubeta Norte, junto con la franja interna de La Manga (colores azules en la imagen izquierda), presenta en superficie un tiempo de residencia menor de 2 meses. El patrón

de corrientes, formado por giros, dificultan el intercambio de agua con la zona Sur, lo que hace que los tiempos de residencia en esta zona se sitúen entre 6 y 8 meses (colores amarillos).

Figura 16. Tiempo de residencia del agua dentro del Mar Menor en superficie (izquierda) y en la capa más cercana al fondo (derecha) en meses.

Debido a las diferencias de densidad entre el agua Mediterránea y el Mar Menor, el agua entrante tiende a quedarse en una capa de muy poco espesor en superficie. El traspaso de agua desde superficie al fondo se produce mayormente a través de las corrientes de fondo ya descritas. Se ponen de manifiesto las diferencias entre las tasas de renovación en superficie y en el fondo tal y como muestra la Figura 20 donde se dan los menores tiempos de residencia (entre 3 y 4 meses), en la zona de la desembocadura de la rambla de El Albujón y Los Urrutias (colores azul-verde en la imagen de la derecha). Se

pone de manifiesto también cómo en el fondo y frente a La Manga en sentido de Norte a Sur se encuentran los mayores tiempos de residencia del agua, entre 7 y 8 meses (colores amarillos imagen de la derecha), ya que es la zona menos afectada por las corrientes de fondo ya descritas.

Como se ha venido diciendo, los desniveles de agua entre ambos mares son los responsables de los flujos de agua entre los canales. No obstante, por el mecanismo alternante de estos desniveles, estos flujos no presentan, por sí mismos, un intercambio efectivo. Es necesario otro forzante, el viento, que redistribuya el agua en el interior de la laguna. Para entender esto se ha procedido a seleccionar un periodo de un mes en invierno, con mayores oscilaciones de la presión atmosférica - y por tanto del nivel del Mediterráneo - y vientos fuertes, y otro en verano con presión atmosférica más estable y menos vientos.

Las Figuras 21 muestran el contraste entre las tasas de renovación de dos meses seleccionados de invierno (paneles superiores) y verano (paneles inferiores) y entre superficie (paneles de la izquierda) y fondo (paneles de la derecha). El mes seleccionado de invierno representa el de máximas oscilaciones de presión atmosférica registradas, mientras que el de verano el de mínimas. De esta forma cabe esperar las situaciones intermedias a lo largo del año sin olvidar la variación interanual existente.

Se observa que, en superficie el agua se renueva con rapidez en invierno en la cubeta Norte por efecto del canal de El Estacio y que esta agua se desplaza hacia la desembocadura de la rambla de El Albujón para desplazarse hacia los Urrutias por la goemorfología de la zona. Este agua pasa al fondo por los mecanismos ya descritos, pero en un mes no llega prácticamente hasta el extremo Sur del Mar Menor ni a la ribera interna de La Manga.

En verano, por el contrario, el agua sólo se renueva en las proximidades de los canales, pero no llega a la parte interna por la circulación en giros descrita con anterioridad.

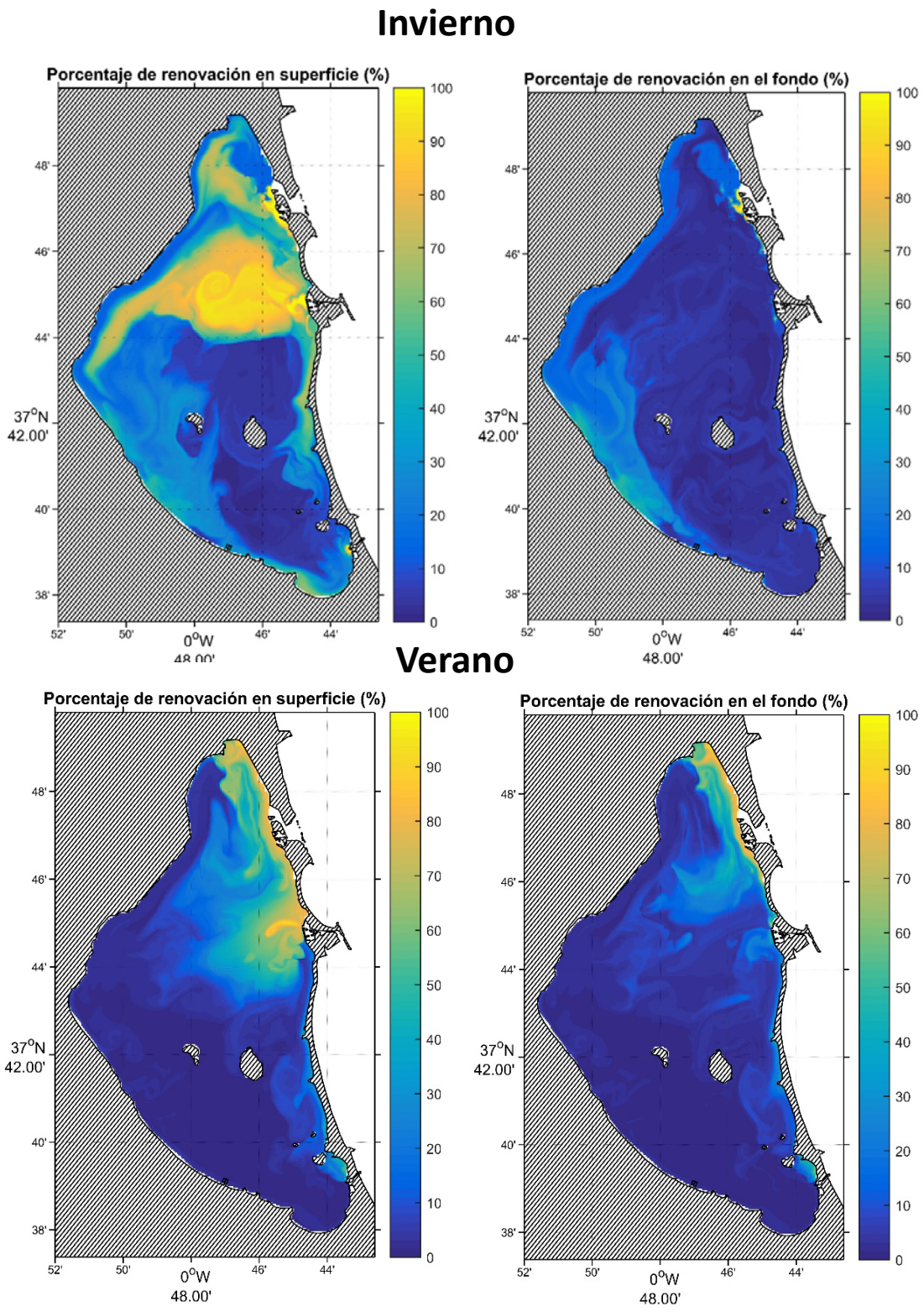


Figura 17. Tasa de renovación (%) en superficie (izquierda) y fondo (derecha) para un mes representativo de invierno (paneles superiores) y verano (paneles inferiores) en el Mar Menor.

3. Conclusiones

De los resultados anteriores se puede concluir que:

- El nivel de agua del Mar Menor está forzado por el nivel del mar Mediterráneo.
- El efecto barométrico invertido es el forzante más importante regulando el nivel de agua del Mar Menor que responde de forma homogénea en toda la laguna.
- El viento produce un incremento del nivel del Mar Menor en la costa hacia la que sopla produciendo un desnivel que puede llegar a los 10 cm.
- Las corrientes superficiales son debidas mayormente a viento, principalmente en el eje NE-SO.
- En profundidad, por debajo de la capa superficial, y sobre la denominada plataforma (entre 0 y 4 m de profundidad), las corrientes se orientan mayoritariamente paralelas a la costa.
- Los desniveles producidos por apilamiento de agua debida al viento generan gradientes de presión horizontal que provocan una contracorriente y gradientes verticales que provocan una corriente de fondo. Ambas corrientes son contrarias a la dirección del viento.
- El sistema de corrientes internas de la laguna comprende tanto giros, a diferentes escalas y profundidades, como frentes.
- El intercambio de agua se produce por gradiente de presión horizontal en los canales.
- El intercambio a través de Las Encañizadas se produce por viento y gradientes de presión horizontal, ejerciendo un papel determinante las zonas inundables. El flujo neto medio diario es de 0.30 Hm^3/d en dirección al Mediterráneo.
- El Estacio responde a la marea y el efecto de barómetro invertido sin apenas verse influido por el viento, excepto en su capa más superficial. Su flujo neto medio diario es de 0.19 Hm^3/d en dirección al Mediterráneo.
- Debido a la morfología y orientación del canal de Marchamalo está forzado por una combinación de barómetro invertido, vientos y marea. El flujo neto medio diario es de 0.43 Hm^3/d en dirección de entrada al Mar Menor.
- Los tres canales ejercen una contribución interdependiente al intercambio de agua.

- La tasa de renovación del agua es heterogénea en la laguna. El tiempo de residencia del agua de la denominada cubeta Norte y el litoral interior de la Manga se sitúa en torno a los 3-4 meses de media, el de la cubeta Sur se sitúa en torno a los 6 meses de media, mientras que en el fondo puede ser superior a los 8 meses.
- La mayor tasa de renovación se produce en otoño-invierno donde se producen cambios de presión atmosférica bruscos con fuertes episodios de viento.

4. BIBLIOGRAFÍA

Cabezas, F. ,2009. Balance hídrico del Mar Menor (Murcia). En Instituto Euromediterráneo del Agua (Ed.), *El Mar Menor. Estado actual del conocimiento científico*. Murcia, pp. 167–206.

Caumette, P., Castel, J., & Herbert, R., 1996. *Coastal Lagoon Eutrophication and ANaerobic Processes (C.L.E.AN.): Nitrogen and Sulfur Cycles and Population Dynamics in Coastal Lagoons*., S. S. & B. Media, Ed., *Developments in Hydrobiology*. Vol. 329. Springer Netherlands.

Chubarenko, B., Koutitonsky, V. G., Neves, R., & Umgiesser, G., 2004. Modeling Concepts. En *Coastal Lagoons: Ecosystem Processes and Modeling for Sustainable Use and Development.* pp. 231–306.

Eaton, J. W., Bateman, D., Hauberg, S., & Wehbring, R., 2015. *GNU Octave version 4.0.0 manual: a high-level interactive language for numerical computations*.

Emery, W. J., & Thomson, R. E., 2001. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. ,W. J. Emery & R. E. Thomson, Eds., Second, Vol. 22. Amsterdam: Elsevier Science.

Gönenc, I. E., & Wolflin, J. P. (Eds.)., 2004. *Coastal Lagoons: Ecosystem Processes and*

Modeling for Sustainable Use and Development. CRC Press.

Guyondet, T., & Koutitonsky, V. G., 2008. Tidal and residual circulations in coupled restricted and leaky lagoons. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *77*(3), pp. 396–408.

Haidvogel, D. B., Arango, H. G., Hedstrom, K., Beckmann, A., Malanotte-Rizzoli, P., & Shchepetkin, A. F., 2000. Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in nonlinear terrain-following coordinates. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, *32*(3–4), pp. 239–281.

J.Kennish, M., & Paerl, H. W. (Eds.)., 2011. *Coastal Lagoons – Critical Habitats of Environmental Change*. *Marine Biology Research.* Vol. 7. CRC Press.

Janzen, C. D., 2002. Wind-forced dynamics at the estuary-shelf interface of a large coastal plain estuary. *Journal of Geophysical Research*, *107*(C10), 3138.

Kjerfve, B., 1994. Coastal Lagoons. In B. Kjerfve (Ed.), *Coastal Lagoon Processes* .First, p. 576. Elsevier Science.

Koutitonsky, V. G., 2007. Time series analysis of lagoon variables. En I. E. Gonenc, V. G. Koutitonsky, B. Rashleigh, R. B. J. Ambrose, & J. P. Wolflin (Eds.), *Assessment of the Fate and Effects of Toxic Agents on Water Resources.* pp. 127–142. Springer Netherlands.

López-Castejón, F., 2017. *Caracterización de la hidrodinámica del Mar Menor y los flujos de intercambio con el Mediterráneo mediante datos in situ y modelado numérico*. Tésis. Universidad Politécnica de Cartagena.

Luhar, M., & Nepf, H. M., 2013. From the blade scale to the reach scale: A characterization of aquatic vegetative drag. *Advances in Water Resources*, *51*, pp. 305–316.

Marchesiello, P., McWilliams, J. C., Shchepetkin, A., Physics, P., & Angeles, L. , 2003. Equilibrium Structure and Dynamics of the California Current System. *Journal of*

Physical Oceanography, *33*(4), pp. 753–783.

Marshall, J., & Plumb, R. A., 2008. *Atmosphere, Ocean, and Climate Dynamics*. R. Dmowska, D. Hartmann, & H. T. Rossby, Eds., *International Geophysics Series*. Elsevier.

Mellor, G., 1997. Introduction to Physical Oceanography. *American Journal of Physics*, *65*(10), 1028.

Miller, J. M., Pietrafesa, L. J., & Smith, N. P. (1990). Principles of hydraulic management of coastal lagoons for aquaculture and fisheries. *FAO Fisheries Technical Paper*, *314*, 88.

Moore, A. M., Arango, H. G., Broquet, G., Powell, B. S., Weaver, A. T., & Zavala-Garay, J., 2011. The Regional Ocean Modeling System (ROMS) 4-dimensional variational data assimilation systems. Part I - System overview and formulation. *Progress in Oceanography*, *91*(1), pp. 34–49.

Oreskes, N., Shrader-Frechette, K., & Belitz, K., 1994. Verification, Validation, and Confirmation of Numerical Models in the Earth Sciences. *Science*, *263*(5147), pp. 641–646.

Pedlosky, J., 1998. *Ocean circulation theory*. Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg. p. 456.

Peliz, Á., Dubert, J., B.Haidvogel, D., & Le Cann, B., 2003. Generation and unstable evolution of a density-driven Eastern Poleward Current: The Iberian Poleward Current. *Journal of Geophysical Research*, *108*(C8).

Pérez-Ruzafa, Á., 1989. *Estudio ecológico y bionómico de los poblamientos bentónicos del Mar Menor (Murcia, S. E. de España)*. Tésis doctoral. Universidad de Murcia.

Pérez-Ruzafa, A., Gilabert, J., Gutiérrez, J. M., Fernández, A. I., Marcos, C., & Sabah, S., 2002. Evidence of a planktonic food web response to changes in nutrient input dynamics in the Mar Menor coastal lagoon, Spain. *Hydrobiologia*, *475*, pp. 359–

369.

Pérez, M., 2011. *Levantamiento topográfico y batimetría de la zona de: La Encañizada de la Torre, La Manga del Mar Menor*. Proyecto fin de carrera. Universidad Politécnica de Cartagena.

Perni, A., Martínez-Carrasco, F., & Martínez-Paz, J., 2011. Economic valuation of coastal lagoon environmental restoration: Mar Menor (SE Spain). *Ciencias Marinas*, *37*, pp. 175–190.

Phleger, F. B., Zimmermann, J. P. F., Allen, G., Nichols, M., Mandelli, E., Krumbein, W. E., Lasserre, P., 1981. Coastal lagoon research, present and future. In *UNESCO/IABO Seminar*. Vol. 33, p. 348. UNESCO.

Snyder, C. (Ed.)., 2016. *Coastal Lagoons: Geology, Characteristics and Diversity*. Nova Science Publishers.

Sousa, L. P., Sousa, A. I., Alves, F. L., & Lillebø, A. I., 2016. Ecosystem services provided by a complex coastal region: challenges of classification and mapping. *Scientific Reports*, *6*(1), 22782.

Stewart, R. H., 2008. Introduction To Physical Oceanography. *American Journal of Physics*, *65*(September), 1028.

Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., & Fleming, R. H., 1944. The Oceans: Their Physics, Chemistry, and General Biology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *70*(304), pp. 159–160.

Umgiesser, G., Ferrarin, C., Cucco, A., Pascalis, F. De, Bellafiore, D., Michol, G., & Marco, B., 2014. Comparative hydrodinamics of 10 Mediterranean lagoons by means of numerica modeling. *Journal of Geophysical Research:*, *119*, pp. 2112–2226.

Yanagi, T., 2000. *Coastal Oceanography*. Springer Netherlands. p. 164.