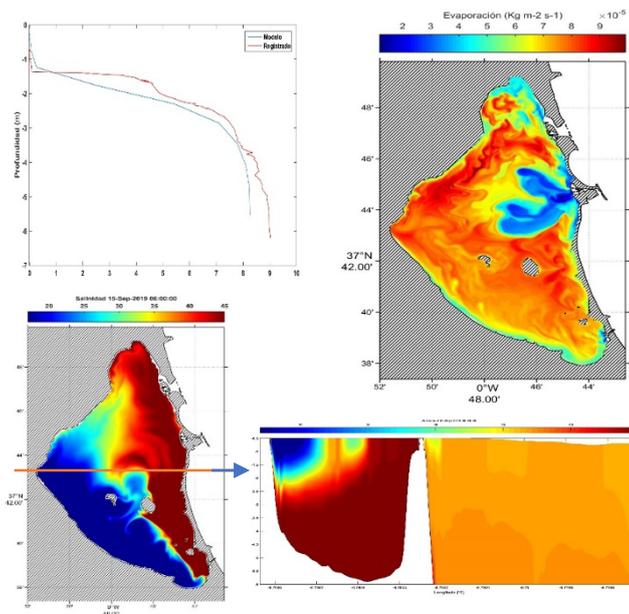


Modelado Hidrodinámico de Alta Resolución del Mar Menor

Estudio del intercambio de agua entre el Mar Menor y el Mediterráneo

Abril 2020



Región de Murcia
Consejería de Agua, Agricultura, Ganadería, Pesca y Medio Ambiente
Dirección General del Mar Menor
C/ Ronda de Levante, 23.
30008 – Murcia.

Javier Gilabert
Francisco López Castejón
Dionisio Tudela Meroño
Carolina Rodríguez de Mesas
Departamento de Ingeniería Química y Ambiental
Universidad Politécnica de Cartagena
Paseo Alfonso XIII, 52
30203 – Cartagena
javier.gilabert@upct.es

CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. OBJETIVOS.....	10
1.2. ESTRUCTURA DEL INFORME.....	11
1.3. EQUIPO DE TRABAJO	11
2. METODOLOGÍA	13
2.1. DATOS OCEANOGRÁFICOS.....	13
2.1.1. <i>Equipos fondeados</i>	14
2.1.2. <i>Sensores de nivel del mar</i>	14
2.1.3. <i>Correntímetros</i>	15
2.2. DATOS ATMOSFÉRICOS.....	15
2.3. TRATAMIENTO DE DATOS.....	15
2.4. ACTUALIZACIÓN DE BATIMETRÍAS.....	18
2.5. MODELO NUMÉRICO – REGIONAL OCEAN MODEL SYSTEM (ROMS)	18
2.5.1. <i>Implementación del modelo ROMS para el Mar Menor</i>	23
2.6. INVENTARIO Y CALENDARIO DE REGISTRO DE DATOS	35
3. RESULTADOS.....	36
3.1. SERIES TEMPORALES OBSERVADOS.....	36
3.1.1. <i>Variables Atmosféricas</i>	36
3.1.2. <i>Variables Oceanográficas</i>	41
3.1.3. <i>Relaciones entre series temporales observadas</i>	61
3.2. MEJORAS INTRODUCIDAS EN EL MODELO	66
3.2.1. <i>Variaciones de la elevación nivel del Mar Menor debido a la entrada de agua desde la cuenca vertiente</i>	67
3.2.2. <i>Elevación del nivel del Mar en Las Encañizadas – Inundación</i>	68
3.2.3. <i>Temperatura</i>	70
3.2.4. <i>Salinidad</i>	71
3.2.5. <i>Tasa de Evaporación</i>	75
3.2.6. <i>Estratificación de la Columna de Agua</i>	77
3.2.7. <i>Nitratos</i>	78
3.2.8. <i>Movimiento de la capa anóxica del fondo que produjo la mortandad masiva de peces y crustáceos el 12/10/2019</i>	80



Región de Murcia
Consejería de Agua, Agricultura,
Ganadería, Pesca y Medio Ambiente



**Universidad
Politécnica
de Cartagena**

4. CONCLUSIONES.....	82
5. AGRADECIMIENTOS	83
6. BIBLIOGRAFÍA	84

INDICE DE TABLAS

<i>Tabla 1. Inventario de registros.....</i>	<i>35</i>
<i>Tabla 2. Estadística básica de las series de corrientes superficial registrada por el ADCP fondeado en Las Encañizadas durante los años 2011 y 2019.....</i>	<i>48</i>
<i>Tabla 3. Estadística básica de las series de corrientes de la capa intermedia registrada por el ADCP fondeado en Las Encañizadas durante los años 2011 y 2019.....</i>	<i>49</i>
<i>Tabla 4. Estadística básica de las series de corrientes de la capa de fondo registrada por el ADCP fondeado en Las Encañizadas durante los años 2011 y 2019.....</i>	<i>50</i>
<i>Tabla 5. Estadística básica de las series de corrientes de la capa de superficie registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019.</i>	<i>52</i>
<i>Tabla 6. Estadística básica de las series de corrientes de la capa intermedia registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019.</i>	<i>53</i>
<i>Tabla 7. Estadística básica de las series de corrientes de la capa de fondo registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019.</i>	<i>54</i>
<i>Tabla 8. Estadística básica de las series de corrientes de la capa de superficie registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019.</i>	<i>56</i>
<i>Tabla 9. Estadística básica de las series de corrientes de la capa Intermedia registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019.</i>	<i>57</i>
<i>Tabla 10. Estadística básica de las series de corrientes de la capa de fondo registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019.</i>	<i>58</i>

INDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1. Ubicación de los clavos geodésicos instalados.</i>	14
<i>Figura 2. Posición del cálculo de las variables en cada una de las variables en una malla tipo Arakawa C.</i>	21
<i>Figura 3. Ejemplo de malla donante que abarca al Mar Menor y parte del Mediterráneo y mallas receptoras de mayor resolución. Los colores indican profundidad en metros.</i>	25
<i>Figura 4. Fotografía del satélite Sentinel del 13/09/2019 (izquierda) e imagen en dónde se marcan en color rojo las ubicaciones seleccionadas como puntos de entrada de agua dulce en el modelo.</i>	32
<i>Figura 5. Comparativa de las series temporales diezminutales superpuestas de 2011 (en color azul) y 2019 (en color rojo).</i>	37
<i>Figura 6. Series temporales de 2011 (en color azul) y 2019 (en color rojo) de temperatura del aire diaria</i>	37
<i>Figura 7. Temperatura del aire en San Javier diaria vs Temperatura del Mar Menor SDC</i>	38
<i>Figura 8. Precipitaciones de 2011 y 2019 junto con la salinidad media del Mar Menor (arriba) para 2019.</i>	39
<i>Figura 9. Variación de la presión atmosférica registrada en la estación de San Javier.</i>	40
<i>Figura 10. Variación del módulo de la velocidad del viento registrada en la estación de San Javier.</i>	40
<i>Figura 11. Variación del módulo de la velocidad del viento registrada en la estación de San Javier.</i> <i>Suavizado diario</i>	41
<i>Figura 12. Series temporales de elevación del nivel del mar Mediterráneo en los años 2011 y 2019.</i>	42
<i>Figura 13. Series del nivel del mar en el C.N. de Lo Pagán (2019) y el punto más cercano donde se registraron datos en 2011.</i>	43
<i>Figura 14. Series de datos de elevación del nivel del mar, registrada por el correntímetro de Las Encañizadas de los años 2011 y 2019.</i>	44
<i>Figura 15. Gráfico elevación 2011 y 2019</i>	45
<i>Figura 16. Gráfico elevación 2011 y 2019.</i>	46
<i>Figura 17. Series temporales del módulo de la corriente superficial registrada por el ADCP fondeado en Las Encañizadas durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.</i>	47
<i>Figura 18. Series temporales del módulo de la corriente de la capa intermedia registrada por el ADCP fondeado en Las Encañizadas durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.</i>	49
<i>Figura 19. Series temporales del módulo de la corriente de la capa de fondo registrada por el ADCP fondeado en Las Encañizadas durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.</i>	50
<i>Figura 20. Series temporales del módulo de la corriente de la capa de superficie registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.</i>	51

<i>Figura 21. Series temporales del módulo de la corriente de la capa intermedia registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.</i>	<i>52</i>
<i>Figura 22. Series temporales del módulo de la corriente de la capa de fondo registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.</i>	<i>53</i>
<i>Figura 23. Series temporales del módulo de la corriente de la capa de superficie registrada por el ADCP fondeado en el canal de Marchamalo durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.</i>	<i>55</i>
<i>Figura 24. Series temporales del módulo de la corriente de la capa intermedia registrada por el ADCP fondeado en el canal de Marchamalo durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.</i>	<i>57</i>
<i>Figura 25. Series temporales del módulo de la corriente de la capa de fondo registrada por el ADCP fondeado en el canal de Marchamalo durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.</i>	<i>58</i>
<i>Figura 26. Series temporales de temperatura del fondo de 2011 y 2019 para Las Encañizadas.</i>	<i>59</i>
<i>Figura 27. Series temporales de temperatura del fondo de 2011 y 2019 para El Estacio.</i>	<i>60</i>
<i>Figura 28. Series temporales de temperatura del fondo de 2011 y 2019 para el canal de Marchamalo... </i>	<i>61</i>
<i>Figura 29. Superposición de las series de elevación del nivel del mar Mediterráneo y el Mar Menor, datos suavizados y decimados diariamente.</i>	<i>62</i>
<i>Figura 30. Correlación cruzada entre las series de elevación del nivel del mar Mediterráneo y Mar Menor para 2019 con datos suavizados y decimados diariamente.</i>	<i>62</i>
<i>Figura 31. Comparación de los caudales a partir de los datos del ADCP para las dos series de 2011 y 2019.</i>	<i>63</i>
<i>Figura 32. Datos de caudal registrados en el Estacio frente a las diferencias de nivel del mar Mediterráneo y Mar Menor.</i>	<i>64</i>
<i>Figura 33. Correlación cruzada entre diferencia de elevación entre mares y caudal en El Estacio.</i>	<i>64</i>
<i>Figura 34. Datos de caudal calculados a partir de la ecuación</i>	<i>65</i>
<i>Figura 35. Zoom de Septiembre en dónde se pueden ver los datos calculados a partir de la ecuación 5 (línea azul) frente a los registrados (línea roja).</i>	<i>66</i>
<i>Figura 36. Elevación del nivel del Mar Menor durante el periodo de la DANA de septiembre de 2019. Línea roja observado, línea azul calculada por el modelo.</i>	<i>68</i>
<i>Figura 37. Prueba de convergencia de datos de temperatura registrados y modelados.</i>	<i>71</i>
<i>Figura 38. Valores de salinidad en la capa del fondo observados (obtenidos del SDC del Mar Menor, línea marrón) y modelados (línea azul).</i>	<i>72</i>

<i>Figura 39. Valores de salinidad en la capa intermedia observados (obtenidos del SDC del Mar Menor, línea marrón) y modelados (línea azul).</i>	72
<i>Figura 40. Serie de salinidad simulada en superficie y fondo en una estación frente a al aeropuerto de San Javier.</i>	73
<i>Figura 41. Perfil vertical del gradiente de salinidad registrado y modelo.</i>	73
<i>Figura 42. Simulación de la salinidad tras la entrada de agua procedente de la cuenca vertiente al Mar Menor tras la DANA de septiembre de 2019.</i>	74
<i>Figura 43. Tasas de evaporación de un día del mes de diciembre (izquierda) y de Julio (derecha) de 2011 calculada por el modelo.</i>	75
<i>Figura 44. Tasa de evaporación calculada por el modelo para 2011. Valores representados cada ocho horas.</i>	76
<i>Figura 45. Comparación de la tasa de evaporación de meses fríos (izquierda) y calurosos (derecha) correspondiente a 2011.</i>	77
<i>Figura 46. Secuencia del perfil de salinidad modelado en un mismo punto desde el 12 de septiembre al 25 de septiembre.</i>	78
<i>Figura 47. Distribución del porcentaje de mezcla como aproximación a la distribución de la concentración de nitratos en la capa de superficie (primera fila de mapas) y fondo (segunda fila), con el perfil del grado de mezcla a 2, 10, 20, 30 y 80 horas de simulación.</i>	79
<i>Figura 48. Fotograma de la simulación de la salinidad con vientos del SE de 6 m/s.</i>	81
<i>Figura 49. Fotograma de la situación inicial de la capa anóxica del fondo del Mar Menor tras la DANA de septiembre de 2019.</i>	81



ACRÓNIMOS

CHS	Confederación Hidrográfica del Segura
COARE	Coupled Ocean Atmosphere Experiment
ESMF	Earth System Modeling Framework
ETL	Environmental Technology Laboratory
IMIDA	Instituto Murciano de Investigación y Desarrollo Agrario y Alimentario
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration, US
ONR	Office of Naval Research, US Navy
ROMS	Regional Ocean Model System
SDC	Servidor de Datos Científicos del Mar Menor
TOGA	Tropical Ocean Global Atmosphere
UPCT	Universidad Politécnica de Cartagena
WHOI	Woods Hole Oceanographic Institution

1. INTRODUCCIÓN

Conforme el Decreto n.º 53/2018, de 27 de abril, por el que se establecen los Órganos Directivos de la Consejería de Empleo, Universidades, Empresa y Medio Ambiente [1], la Dirección General de Medio Ambiente y Mar Menor asumió las competencias y funciones de ejecución de los proyectos y actuaciones en el Mar Menor relacionados con la protección y regeneración ambiental de su ecosistema, sin perjuicio de las atribuidas a otros centros directivos de la Administración Regional. También le corresponderá la coordinación con los distintos organismos y direcciones generales de la Comunidad Autónoma, y con otras Administraciones Públicas y entidades públicas o privadas con competencias concurrentes para el desarrollo de dichos proyectos y actuaciones, y el impulso del conocimiento científico y la investigación aplicada en relación con problemas ambientales de la laguna.

Entre los cometidos de esta, de acuerdo con las directrices y estrategias regionales en materia ambiental y de conservación de la naturaleza, se encuentra la de colaborar en el impulso y desarrollo de estudios oceanográficos para mejorar el conocimiento científico actualizado de la biocenosis y el funcionamiento hidroecológico de la laguna del Mar Menor, a fin de que las decisiones a adoptar favorezcan la conservación de la biodiversidad de la citada laguna y la mejora de sus aguas estén suficientemente fundamentadas.

Mediante el Decreto n.º 274/2018, de 27 de diciembre [2], se establecen las normas especiales reguladoras de la subvención, otorgada mediante concesión directa, por la Consejería de Empleo, Universidades, Empresa y Medio Ambiente, a favor de la Universidad Politécnica de Cartagena para el desarrollo del proyecto sobre modelado hidrodinámico de alta resolución, estudio del intercambio de agua entre el Mar Menor y el Mediterráneo.

Durante 2016 el Mar Menor manifestó una importante crisis ambiental debida al proceso de eutrofización, con las mayores pérdidas de valor ecológico y socio-económico hasta la fecha. Estas manifestaciones se mantuvieron durante 2017 y decreció considerablemente en 2018. El proceso se produjo por el desequilibrio entre la entrada de nitrógeno y su dilución por el

intercambio de agua con el mar Mediterráneo. Durante estos años se tomaron medidas respecto a los vertidos, tales como el control sobre los efluentes superficiales o variaciones en la gestión de los campos de cultivo circundantes. Sin embargo, a lo largo de estos últimos años no se ha valorado la influencia que el intercambio de agua del Mar Menor con el Mediterráneo ha tenido sobre este proceso.

En el año 2011 se realizó un primer acercamiento al estudio del intercambio entre Mar Menor/Mediterráneo con el proyecto “Monitorización costera del Mar Menor” [3], que permitió el fondeo de diferente instrumentación oceanográfica dentro de la laguna y en los canales de comunicación con el Mediterráneo. Este trabajo permitió obtener los primeros datos empíricos sobre la evolución del flujo de intercambios a lo largo de un año y el sistema de corrientes lagunar. Sin embargo, desde entonces no se volvió a abordar con profundidad el estudio del intercambio de agua entre ambos mares.

El presente proyecto investiga la variabilidad en el intercambio de agua entre ambos mares a lo largo del año y entre diferentes años (2011/2019), para poder entender con mayor precisión su funcionamiento y proporcionar una base para las futuras tomas de decisiones por los gestores.

1.1. OBJETIVOS

El objetivo general del proyecto consiste en conocer la variabilidad del intercambio de agua a través de los canales de comunicación entre el Mar Menor y el Mediterráneo a lo largo de 2019.

Este objetivo general se desglosa en los siguientes objetivos particulares:

1. Obtención de datos de campo para el periodo 2019.
2. Tratamiento de datos registrados.

3. Obtención de simulaciones mediante modelado hidrodinámico de alta resolución (Regional Ocean Model System - ROMS).
4. Validación del modelo.
5. Comparar las diferencias interanuales en el intercambio con las de 2011 como año de referencia.

1.2. ESTRUCTURA DEL INFORME

Este documento consta de varios capítulos además de este primero de Introducción. El segundo capítulo de metodología describe la toma de datos, tanto oceanográficos como atmosféricos, el tratamiento de los datos, el modelo utilizado, así como un inventario de registros de datos y simulaciones realizados.

En el tercer capítulo, de resultados, se describen las series temporales de datos registrados por los instrumentos (observados) y las series de datos modelados (calculados). Se ha estructurado en subapartados para datos atmosféricos y datos oceanográficos, elevaciones del nivel del mar, corrientes, temperatura y salinidad. Se han elaborado otros dos subapartados, uno para mostrar las relaciones entre ambas series temporales y otro para mostrar las mejoras realizadas en las capacidades del modelo respecto al usado en 2011.

Seguidamente viene un apartado de conclusiones y finalmente uno de referencias bibliográficas.

1.3. EQUIPO DE TRABAJO

El equipo de trabajo está formado por miembros del laboratorio de Ecosistemas del Departamento de Ingeniería Química y Ambiental de la Universidad Politécnica de Cartagena bajo la dirección del Dr. Javier Gilabert.



Francisco López Castejón, Licenciado en Ciencias del Mar, Máster en Informática y Matemática aplicada a la ciencia y la ingeniería por la Universidad de Murcia, y Doctor en Tecnologías Industriales por la Universidad Politécnica de Cartagena, ha estado al cargo de la gestión de los datos, su tratamiento, implementación del modelo y su validación. Ha contribuido al diseño experimental y en la elaboración de este informe de resultados.

D. Dionisio Tudela Meroño ha contribuido con la gestión de los instrumentos financiados y campañas realizadas para la obtención de datos.

Dña. Carolina Rodríguez de Mesas ha asistido en la toma de muestras, coordinación y archivo de datos.

2. METODOLOGÍA

Para la consecución de los objetivos particulares descritos en el apartado 1.1. de Objetivos, se plantea el siguiente plan de trabajo estructurado en los siguientes capítulos:

1. Obtención de datos oceanográficos
2. Obtención de datos meteorológicos.
3. Actualización de datos batimétricos.
4. Tratamiento de los datos adquiridos.
5. Modelización.
6. Validación del modelo.
7. Validación en base a series temporales.
8. Validación en base a parámetros en el espacio.

En este capítulo se describen las metodologías e instrumentos utilizados en la adquisición de los datos (1 a 5). La validación de los resultados del modelo (6 a 8) se abordará en el capítulo de resultados.

2.1. DATOS OCEANOGRÁFICOS

Los datos oceanográficos recogidos en este estudio corresponden a equipos fondeados en diferentes puntos tales como los canales de comunicación - Las Encañizadas, El Estacio y Marchamalo –, en las instalaciones del Club Náutico de Lo Pagán y de San Pedro del Pinatar en el Mediterráneo. Adicionalmente se fondeó un correntímetro en la zona de la ribera interna del Mar Menor de San Javier.

2.1.1. EQUIPOS FONDEADOS

Los equipos fondeados fueron sensores de presión y perfiladores de corrientes de efecto Doppler (ADCP), estos últimos con capacidad de registrar el nivel del mar y la temperatura.

2.1.2. SENSORES DE NIVEL DEL MAR

Los sensores instalados en los Clubs Náuticos de Lo Pagán y de San Pedro del Pinatar fueron sensores RBR modelo DR-1050 con una exactitud del 0.05% y precisión de ± 0.001 % con un fondo de escala de 10 m.

En la serie de 2019 los sensores de presión se georreferenciaron a cota 0, es decir, nivel del mar en Alicante, tanto el de Lo Pagán como el de San Pedro. Para ello, en colaboración con el área de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría de la UPCT, se realizaron campañas para la colocación de clavos geodésicos en los puntos de la costa en los que se ubicaron sensores de nivel del mar (Figura 1).



Figura 1. Ubicación de los clavos geodésicos instalados.

2.1.3. CORRENTÍMETROS

Los Perfiladores de Corrientes de Efecto Doppler (ADCPs) fondeados en los canales y en la zona próxima a la ribera interna de San Javier fueron del modelo Aquadopp de Nortek de 2 Mhz con capacidad de medida en un rango de ± 10 m/s con una precisión del 1% del valor medio ± 0.005 m/s.

2.2. DATOS ATMOSFÉRICOS

Los datos meteorológicos se obtuvieron de la estación meteorológica del aeropuerto de San Javier de la AEMET (Indicador climatológico: 7031X) situada a $37^{\circ} 46' 42''$ N y $0^{\circ} 48' 21''$ O. Se obtuvieron datos diezminutales de temperatura del aire, presión atmosférica, precipitación, humedad relativa, cobertura nubosa, dirección y velocidad del viento.

2.3. TRATAMIENTO DE DATOS

De acuerdo con la metodología seguida por [4]. Las series de datos obtenidas se han analizado siguiendo los procedimientos descritos por [5] y [6]. Se han usado rutinas, tanto propias como desarrolladas por terceros para los programas OCTAVE [7] y MATLAB R2014 (The MathWorks, Inc.). Según el tipo de datos (corrientes o nivel del mar) se han aplicados diferentes técnicas de análisis, siendo previamente tratados para eliminar aquellos datos considerados erróneos. Por las dificultades en los fondeos, las series temporales han presentado huecos

difíciles de rellenar, por lo que en ocasiones se han dejado los huecos sin interpolación alguna de los datos.

Los sensores de presión registran el valor absoluto que incluye el sumatorio de las variaciones de presión debidas a los cambios de presión atmosférica y a las variaciones del nivel del mar. Para utilizar los datos provenientes de cambios en la altura de la columna de agua, se tuvieron que corregir los datos de presión registradas sustrayéndoles el efecto de la presión atmosférica registrada en la estación meteorológica del Aeropuerto de San Javier, a orillas del Mar Menor.

Los datos de corriente fueron preprocesados siguiendo el mismo protocolo de los datos de presión, eliminando los que presentaran valores erróneos. Además, siguiendo las indicaciones del fabricante [4] se eliminaron los registros con valores de amplitud del ruido de retorno menores de 30 dB en cualquiera de sus haces.

Los datos fueron filtrados de diversas formas. Para el estudio de fenómenos de baja frecuencia (periodos mayores de 24 horas) se filtraron las series de datos para eliminar aquellas oscilaciones menores de este intervalo. Aquí se han utilizado filtros de media móvil de [9] (Ecuación 1), uno de los filtros más usados en el tratamiento de series de datos oceanográficos con el que se filtran las oscilaciones menores a una frecuencia determinada.

$$\left\{ A_{n+1}^2 \frac{A_n}{[(n+1)n]} \right\} \quad \text{Ecuación 1}$$

Mediante el suavizado que proporciona este filtro se elimina el riesgo de “aliasing” (creación de oscilación artificial en la serie al decimar sobre una serie no filtrada previamente) en los datos. Según el tipo de análisis a realizar se utilizan rangos de suavizado diferentes, por ejemplo: para el análisis de la marea se realiza un filtrado horario, eliminando las oscilaciones con periodos menores a una hora, mientras que para estudiar las variaciones del nivel del mar de baja frecuencia, los datos horarios se han suavizado a un periodo de 34 horas [6], obteniendo una serie de datos con las variaciones menores a 1 día filtradas.

Otro análisis realizado fue el de correlaciones cruzadas. El coeficiente de correlación de Pearson (r_{xy}) (Ecuación 2) entre dos conjuntos de datos X_n e Y_n proporciona una medida de la similitud de su distribución.

$$R_{xy} = \frac{\sum_{n=1}^N (x_n - \bar{x}) \cdot (y_n - \bar{y})}{\sqrt{\left[\sum_{n=1}^N (x_n - \bar{x})^2 \cdot \sum_{n=1}^N (y_n - \bar{y})^2 \right]}} \quad \text{Ecuación 2}$$

Presenta dos características destacables: es adimensional y puede variar entre -1 y 1. El coeficiente de determinación (r^2) expresa el porcentaje de varianza (%) de la variable dependiente explicado por la variable independiente y es equivalente al cuadrado de r . Aquí se ha utilizado el nivel de confianza estadística (p) del 99 % ($p < 0.01$).

Cuando se trabaja con series temporales de datos resulta de interés establecer la función de autocorrelación, para detectar periodicidades en una misma serie, y la función de correlación cruzada para detectar similitudes entre series y su desfase. La función de correlación cruzada permite, por ejemplo, determinar los desfases entre los cambios en la presión atmosférica y las variaciones consecuentes del nivel del mar o los vientos y las corrientes.

Se ha realizado también un análisis de mareas de las series de elevación del Mar Mediterráneo para intentar deducir la influencia del viento en la costa de la Manga que da al Mediterráneo. El análisis de la marea se ha realizado siguiendo la metodología expuesta por [10] utilizando para ello la rutina para MATLAB/OCTAVE T-Tide [11] que aplica la metodología de análisis de armónicos clásico descrita en [12] y [13]. En el análisis de mareas se han considerados solamente aquellos constituyentes con una amplitud y fase significativas con un nivel de confianza mayor del 95%. Para cada uno de los componentes se ha calculado la relación señal/ruido, que indica la proporción de la señal que puede ser atribuida a ruido en el registro. Sólo se han considerado aquellos componentes con una relación mayor de 2 [11]. De entre estos, se han considerado tanto los principales diurnos y semidiurnos (O1, K1, N2, M2, S2) como los de aguas somera (M3, SK3, MN4, MS4, M6).

2.4. ACTUALIZACIÓN DE BATIMETRÍAS

La cuestión de la batimetría en el Mar Menor no está todavía completamente resuelta. Los datos de base oficiales son los de la II Edición de febrero de 1998 de la carta náutica del Instituto Hidrográfico de la Marina de 1969.

En 2017 el IEO realizó dos campañas oceanográficas dentro del programa “Estudio Oceanográfico Integral de Alta Resolución de la Laguna Costera del Mar Menor, Murcia” [5]. Se levantó una batimetría mediante equipo GeoSwath que proporciona tanto datos batimétricos de alta resolución como valores de reflectividad acústica del fondo marino, proporcionando una cartografía detallada de los diferentes tipos de sustrato, hábitats y *bedforms*. Los datos obtenidos fueron tratados mediante software CARIS Hips & Sips, generando modelos digitales del terreno y mapa batimétrico. Es, hasta la fecha, la batimetría más actualizada. No obstante, este estudio se realizó únicamente en profundidades mayores de 3 metros por lo que la parte más superficial del Mar Menor no fue incluida.

Recientemente [6] y [7] ha aportado la batimetría de mayor resolución y actualidad en los canales del Mar Menor obtenidos mediante fotogrametría mediante imágenes de satélite desde 2012 a 2019 validando estos valores con datos *in situ* obtenidos mediante USV.

Algunas zonas más costeras de menor extensión se han levantado también mediante diferentes técnicas de sondado.

Reuniendo todos los datos anteriores disponibles se ha elaborado una batimetría que es la más actualizada posible en su conjunto y la que hemos utilizado en este estudio.

2.5. MODELO NUMÉRICO – REGIONAL OCEAN MODEL SYSTEM (ROMS)

El Regional Ocean Model System (ROMS) consta de una serie de desarrollos computacionales independientes o acopladas a modelos tanto atmosféricos como de oleaje, de

sedimentos, de hielo, biogeoquímicos, bioópticos y biológicos [información adicional puede encontrarse en <https://www.myroms.org/index.php>].

Está basado en las convenciones del Earth System Modeling Framework (ESMF) de forma que es un software de código abierto bajo licencia MIT/X es interoperable con protocolos, métodos analíticos y estándares de documentación comunes para datos y flujo de trabajo compartido [8]. Es por tanto un modelo de desarrollo distribuido y mantenido por la comunidad de desarrolladores y usuarios (más de 6.000 en todo el mundo). El diseño, desarrollo y comprobación ha sido subvencionado por la Office of Naval Research (ONR), Ocean, Atmosphere, and Space Research Division, de la Armada Estadounidense. Los principales desarrolladores han sido Arango (Rutgers University), Ezer (Princeton University), y Shchepetkin (UCLA). El comité ejecutivo del Proyecto ROMS incluye a Haidvogel (Rutgers University), McWilliams (UCLA), and Street (Stanford University). Esta iniciativa de la ONR es parte de un esfuerzo mayor para mejorar las capacidades de predicción oceánica.

ROMS es un modelo oceánico de ecuaciones primitivas de superficie libre que sigue el terreno ampliamente utilizado por la comunidad científica para una gran gama de aplicaciones (p.e., [9]; [10]; [11]; [12]; [13]; [14]; [15]; [16]).

El núcleo dinámico de ROMS se compone de cuatro algoritmos separados que incluyen el no lineal (NLM) 13 ([17] y [18]), el tangente lineal (TLM), el representante tangente lineal (RPM) y el contiguo (ADM) [19]. A su vez, hay varios algoritmos de control para ejecutar cada uno de ellos, tanto juntos como por separado, que se utilizan para estudiar la dinámica, la sensibilidad y la estabilidad de los resultados ante perturbaciones, errores o incertidumbres que ocurren naturalmente en el sistema de pronóstico y de muestreo adaptativo [19]. El algoritmo adjunto de sensibilidad (ADSEN) calcula la respuesta de una función elegida del modelo de circulación a las variaciones en todos los atributos físicos del sistema [20]. También incluye algoritmos para la asimilación de datos que varían con restricciones fuertes (S4DVAR, IS4DVAR) y débiles (W4DVAR) [21]. Dispone de un algoritmo de control para la predicción de conjunto a través de perturbaciones en el forzamiento y/o las condiciones iniciales a lo largo de las direcciones más inestables en el espacio, al igual que varios algoritmos de comprobación para probar la precisión y corrección de los algoritmos TLM, RPM y ADM.

Por economía computacional, para la ecuación de la cantidad de movimiento con superficie libre se resuelven utilizando un esquema de avance en el tiempo explícito y dividido (*split-explicit time-stepping scheme*), que requiere un tratamiento especial y acoplamiento entre los modos barotrópico (rápido) y baroclínico (lento). Se lleva a cabo un número finito de pasos de tiempo barotrópico, dentro de cada paso baroclínico, para evolucionar las ecuaciones de cantidad de movimiento integradas verticalmente y de superficie libre. Para evitar los errores asociados con el *aliasing* de frecuencias resueltas por los pasos barotrópicos pero no resueltos por el paso baroclínico, los campos barotrópicos se promedian en el tiempo antes de reemplazar aquellos valores obtenidos con un paso baroclínico más largo. Se usa un filtro de tiempo en forma de coseno, centrado en el nuevo nivel de tiempo, para promediar los campos barotrópicos [22]. Además, el intervalo de tiempo separado está limitado a mantener exactamente las propiedades de conservación de volumen y conservación de consistencia que son necesarias para las ecuaciones de trazadores [22]. Actualmente, todas las ecuaciones 2D y 3D se diferencian en el tiempo utilizando un algoritmo de paso de tiempo predictivo (*Leap-Frog*) y corrector (Adams-Molton) que es robusto y estable. La estabilidad mejorada del esquema permite pasos de tiempo más largos, por un factor de aproximadamente cuatro, que compensa con creces el aumento del costo del algoritmo predictor-corrector.

En la vertical, las ecuaciones primitivas se discretizan sobre la topografía variable utilizando coordenadas σ de seguimiento del terreno estiradas [23].

Las coordenadas σ permiten una mayor resolución en áreas de interés, como la termoclina y las capas límite inferiores proporcionando cinco opciones disponibles en función de la zona y detalle que se desee resaltar [23]: 1) $C(\sigma)$ definida como una función por partes; 2) Función de Geyer para alta resolución de capa límite inferior en aplicaciones relativamente poco profundas, también definida como una función por partes; 3) función de Shchepetkin [24] definida como una función continua de doble estiramiento (*stretching*) y 4) función cuadrática polinomial de Legendre que permite mejores resoluciones en capas cercanas a la superficie [25].

La plantilla predeterminada utiliza diferencias finitas centradas de segundo orden en una cuadrícula vertical escalonada. Las opciones para la plantilla de orden superior están disponibles a través de una reconstrucción conservadora y parabólica de derivadas verticales [18]. Esta clase de modelo exhibe una mayor sensibilidad a la topografía, lo que resulta en errores de gradiente

de presión. Estos errores surgen debido a la división del término gradiente de presión en un componente a lo largo de σ y una corrección hidrostática (para más detalles, ver [26]). El algoritmo numérico en ROMS está diseñado para reducir estos errores [17].

En la horizontal, las ecuaciones primitivas se evalúan utilizando coordenadas curvilíneas ortogonales ajustadas a los límites en una rejilla Arakawa C escalonada. La formulación general de coordenadas curvilíneas incluye coordenadas cartesianas (métricas constantes) y esféricas (métricas variables). Los límites costeros también se pueden especificar como una cuadrícula finita discretizada a través del enmascaramiento de tierra/mar. Al igual que en la vertical, la plantilla horizontal utiliza diferencias finitas centradas y de segundo orden. Sin embargo, el código está diseñado para facilitar la implementación de plantillas de orden superior. En la rejilla Arakawa C los componentes de velocidad u y v de la corriente se calculan en los laterales de cada uno de los nodos, mientras que la densidad (ρ), la elevación (ζ) y la componente w , se calculan en el centro. Está diseñado para utilizar múltiples niveles de anidación y cuadrículas compuestas.

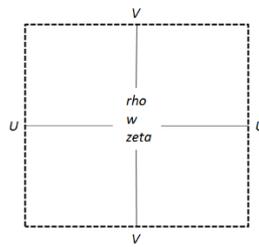


Figura 2. Posición del cálculo de las variables en cada una de las variables en una malla tipo Arakawa C.

ROMS tiene varias opciones para esquemas de advección: diferencias centradas de segundo y cuarto orden; y de tercer orden, en sentido ascendente. El esquema posterior es el modelo predeterminado y tiene una disipación de *hiperdifusión* dependiente de la velocidad como el error de truncamiento dominante [27]. Estos esquemas son estables para la metodología predictor-corrector del modelo. Además, existe una opción para la representación conservadora spline parabólica de la advección vertical que tiene propiedades de dispersión similares a un esquema convencional preciso de ocho órdenes.

Hay varias parametrizaciones a escala de cuadrícula en ROMS. La mezcla horizontal de impulso y trazadores puede realizarse a lo largo de niveles verticales, superficies geopotenciales

(profundidad constante) o superficies isopícnicas (densidad constante). El operador de mezcla puede ser armónico (stencil de 3 puntos) o biarmónico (stencil de 5 puntos) [26].

La parametrización de mezcla vertical en ROMS puede ser por esquemas de cierre locales o no locales. Los esquemas de cierre local se basan en las ecuaciones de energía cinética turbulenta de nivel 2.5 de Mellor y Yamada (1982) [28] que presenta una jerarquía de complejidad incremental, ROMS proporciona hasta el nivel 2.5 con las modificaciones de Galperin *et al.* [29] desarrolladas por Allen *et al.* [30] y la parametrización de la Escala de Longitud Genérica (GLS) [31]. El esquema de cierre no local se basa en la formulación de capa límite de perfil K [32]. El esquema de perfil K se ha ampliado para incluir tanto las capas límite oceánicas superficiales como las inferiores. El GLS es un modelo de turbulencia de dos ecuaciones que permite una amplia gama de cierres de mezcla verticales, incluidos los populares esquemas k-kl (Mellor-Yamada nivel 2.5), k- ϵ y k- ω . También se han agregado varias funciones de estabilidad ([29]; [33]; [34]) para proporcionar mayor flexibilidad. En un estudio [15] se evaluó el rendimiento de estos cierres de turbulencia en ROMS en términos de aplicaciones idealizadas de transporte de sedimentos. Además, existe un esquema de capa límite de lecho de olas/corriente que proporciona la tensión del fondo [35] y el transporte de sedimentos, importantes en aplicaciones costeras.

Actualmente, la capa límite de interacción aire-mar en ROMS se basa en la parametrización masiva de Fairall *et al.* [36] adoptando el algoritmo COARE (Experimento de Respuesta de Atmósfera Oceánica Acoplada) para el cálculo de flujos superficiales de cantidad de momento, calor sensible y calor latente. Esta capa límite se utiliza para el acoplamiento de una o dos vías con modelos atmosféricos.

ROMS está escrito en Fortran 90/95. Utiliza el preprocesamiento en C para activar las diversas opciones físicas y numéricas. El código se puede ejecutar en computadoras en serie o en paralelo. El código utiliza un paradigma de paralelización de grano grueso que divide la cuadrícula 3D computacional en mosaicos. Cada mosaico es operado por diferentes procesos paralelos. Aunque originalmente el código fue diseñado para arquitecturas informáticas de memoria compartida y las directivas de paralelización que dependen del compilador OpenMP 2.0 Standard está solo en la rutina principal, pero más tarde se desarrolló una versión MPI y ambas posibilidades están ahora incluidas en el programa.

Se han establecido varios estándares de codificación para facilitar la legibilidad, el mantenimiento y la portabilidad del modelo. Todas las variables del modelo de estado se asignan dinámicamente y se pasan como argumentos a las rutinas computacionales a través de estructuras desreferenciadas de puntero. Todas las modificaciones realizadas por usuarios son reutilizables automáticamente. Esta estructura de código facilita los cálculos sobre cuadrículas anidadas y compuestas.

ROMS tiene una interfaz genérica de memoria distribuida que facilita el uso de varios protocolos de paso de mensajes. Actualmente, el intercambio de datos entre nodos se realiza con MPI. Sin embargo, otros protocolos como MPI2, SHMEM y otros pueden codificarse sin excesivo esfuerzo.

El software de procesamiento previo y posterior para la preparación de datos, análisis, trazado y visualización de ROMS es muy extenso. Toda la estructura de datos de entrada y salida del modelo se hace a través de ficheros en formato NetCDF (<https://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/>), lo que facilita el intercambio de datos entre computadoras, comunidad de usuarios y otro software de análisis independiente.

2.5.1. IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO ROMS PARA EL MAR MENOR

2.5.1.1. Mallas anidadas (Discretización Horizontal)

Para la obtención de la malla de trabajo para el Mar Menor se ha usado el programa GridBuilder (Austides.com) mediante el cual se permite obtener gráficamente un fichero de batimetría compatible con el modelo ROMS. Una vez obtenida se ha utilizado la rutina de MATLAB “coarse2fine”, que permite realizar una malla receptora de mayor resolución dentro de la malla donante, utilizando para ello una interpolación del tipo de vecino natural “*Natural Neighbor Interpolation*”, un método basado en una triangulación que tiene un área de influencia pesada

asociada con cada punto muestreado. Con el objetivo de evitar la aparición de corrientes artificiales debido a gradientes de horizontal de presión ficticios, las mallas se han suavizado hasta obtener un número de Haney ($rx1$) menor de 8 [17].

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 resolución conlleva un incremento del tiempo de cálculo, debiendo de buscarse un compromiso entre el número de nodos usados y el tiempo de cálculo. Para ello se han adoptado dos estrategias: 1) usar una resolución que permita la correcta modelización de los fenómenos hidrodinámicos estudiados sin comprometer los tiempos de cálculo y 2) aprovechar la capacidad de ROMS de usar mallas anidadas de doble dirección, obteniendo una mayor resolución sólo en aquellas zonas en las que sea necesario, como por ejemplo los canales de comunicación. Se entiende por anidamiento cuando dos mallas, una llamada donante y otra receptora, intercambian información entre ellas, pudiendo ser ambas de la misma resolución o la receptora de mayor resolución que la donante. En este último caso se denomina refinamiento, siendo este el usado para incrementar la resolución en los canales, tal y como se puede observar en la Figura 3. Según cómo intercambien la información, el anidamiento puede ser en una sola dirección, la malla donante hacia la receptora, o bidireccional, intercambiando información entre ambas. Esta última capacidad ha permitido, no sólo obtener una mejor resolución en los canales, sino que estos tengan influencia sobre la hidrodinámica lagunar, siendo esta característica indispensable a la hora de contemplar los flujos de entra/salida desde el Mar Mediterráneo al Mar Menor.

Se ha trabajado con diferentes mallas, una de resolución de 66x84 m para el interior del Mar Menor (donante) a la que se han anidado tres mallas (receptoras) de mayor resolución para cada uno de los canales de 9x12 y 7x9 m para Las Encañizadas, El Estacio y Marchamalo respectivamente tal y como se muestra en la Figura 3.

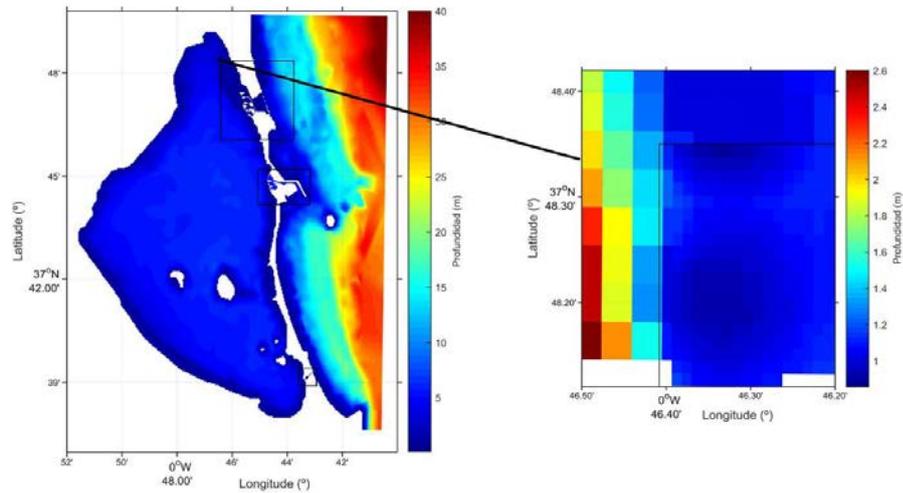


Figura 3. Ejemplo de malla donante que abarca al Mar Menor y parte del Mediterráneo y mallas receptoras de mayor resolución. Los colores indican profundidad en metros.

2.5.1.2. Condiciones iniciales

Antes de iniciar las simulaciones se deben especificar los valores de inicio de la velocidad de la corriente, elevación del nivel del mar, temperatura y salinidad. Para ello se ha considerado una situación de reposo con un módulo de la velocidad y nivel del mar igual a cero, salinidad de 37.5 P.S.U. para el Mar Mediterráneo y 43 P.S.U. para el Mar Menor y una temperatura de 20 °C del agua en ambos mares.

2.5.1.3. Condiciones de contorno

El cálculo de los valores de las variables en las zonas de los contornos presenta una dificultad debido a no tener ningún nodo anexo a partir del cual calcular el valor en el nodo adyacente. Por ello diferentes autores han desarrollado aproximaciones para establecer los valores en los bordes de las mallas, como por ejemplo usar un valor fijo preestablecido (p.e.: velocidad de la corriente igual a cero), formulaciones matemáticas (p.e.: Calculo de la velocidad a partir de la ecuación de propagación de una onda en agua someras) o una combinación de

ambos. Los modelos numéricos producen una serie de pequeños errores en sus cálculos debido a las aproximaciones realizadas en las ecuaciones que los rigen, el uso de un número limitado de decimales o por la falta de datos precisos en la zona de estudio. La forma de propagación de estos errores dentro del dominio de cálculo se puede aproximar a una onda y por tanto se podría conocer qué valor tendría en el contorno, permitiendo que el error no vuelva al interior de la malla de cálculo, denominándose a esta técnica radiación. Establecer las condiciones de contorno de manera correcta es fundamental a la hora de asegurar la estabilidad del modelo.

En las simulaciones realizadas se han usado diferentes condiciones de contorno para la malla donante en función de la variable: elevación del nivel del mar, cantidad de movimiento (u , v , w), temperatura y salinidad. En el caso de las mallas receptoras no es necesario especificar condiciones de contorno, ya que toma sus valores de la malla donante.

2.5.1.4. Forzantes

El movimiento de las masas de agua es debido a la acción de una serie de fuerzas sobre ellas: viento, mareas, cambios del nivel del mar, etc. De igual manera, las ecuaciones que rigen el modelo numérico necesitan de estas fuerzas, a las que denominaremos forzantes, para calcular el movimiento de la masa de agua. En las simulaciones realizadas los forzantes que se han tenido en cuenta son los cambios del nivel del mar incorporados a través de las condiciones de contorno descritas anteriormente, el viento y las diferencias de densidades. Como ya se ha dicho, la información meteorológica usada se ha obtenido de la estación meteorológica de San Javier perteneciente a la Agencia Española de Meteorología.

2.5.1.4.1. Elevación del nivel del mar

La primera aproximación que se planteó a la hora de establecer las variaciones del nivel del mar en los contornos del modelo fue la de utilizar los componentes de marea calculados a partir de los datos registrados por el sensor fondeado en el Mediterráneo. Sin embargo, esta estrategia se mostró insuficiente al no considerar fenómenos de mesoescala, como vientos locales o barómetro invertido, cuya influencia sobre las variaciones del nivel del mar en la costa mediterránea adyacente al Mar Menor, quedó manifiesta en el primer análisis realizado de los datos registrados, siendo por tanto fundamental su consideración a la hora de modelar el intercambio de agua a través de los canales. Por tanto, se usaron como condiciones de contorno para la elevación del nivel del mar los datos registrados por el sensor fondeado en el Mediterráneo. Sin embargo, esta metodología por sí sola puede provocar inestabilidades en el modelo, al forzarlo a adoptar unos valores en el contorno diferentes a los calculados en el interior. Para evitar esto se utilizó la condición de contorno de Radiación + Anidamiento (*Radiation + Nudging* [37]), aproximándose en este caso a la velocidad de fase de una onda perpendicular al contorno, pudiendo establecer el valor de la elevación en el mismo y permitiendo la propagación al exterior de la malla de los errores. Simultáneamente se fuerza el valor en los contornos hacia el prefijados por el usuario (variaciones del nivel del mar registradas), pudiendo establecerse el grado de forzamiento que se quiere imponer hacia estos valores en los contornos.

2.5.1.4.2. Cantidad de Movimiento (u, v)

Con el objetivo de ahorro computacional, ROMS trabaja simultáneamente en dos modos, uno 2D barotrópico calculado en cada paso de tiempo, y otro 3D baroclínico que se calcula cada cierto número de paso del 2D.

En el modo barotrópico, al no haberse registrado velocidades de corriente en los contornos, se han utilizado condiciones del tipo Flather [38] que permite calcular en los contornos

las velocidades a partir de las diferencias de nivel del mar (Ecuación 3), utilizando para ello la ecuación de la velocidad de una onda de gravedad, donde u corresponde a la velocidad de la corriente, u^{ext} a la velocidad en el contorno, g fuerzas de la gravedad, D profundidad, ζ la altura del nivel del mar y ζ^{ext} la altura del nivel del mar en el contorno.

$$u = u^{ext} - \sqrt{\frac{g}{D}}(\zeta - \zeta^{ext}) \quad \text{Ecuación 3}$$

En el modo baroclínico se han utilizado condiciones de radiación [48] y [49], las cuales, a diferencias de las anteriores, no sólo aproximan el cálculo a una onda perpendicular al contorno, sino que permite adaptarse a ondas que se aproximen en diferentes ángulos.

2.5.1.4.3. Temperatura y Salinidad

Al igual que en el caso de la elevación se han usado las condiciones de “*Radiation + Nudging*” en los contornos para la temperatura y salinidad forzándolos a tomar en los contornos valores de 17°C para la temperatura y 37.5 PSU para la salinidad, al corresponder la malla donante al Mar Mediterráneo.

2.5.1.4.4. Esquema de mezcla turbulenta vertical

ROMS permite la elección por parte del usuario de diferentes alternativas de resolución de la difusión vertical turbulenta: Mellor-Yamada [28], *Generic Length Scale* (GLS) [31], *Large et al.* [32] y Brunt-Väisälä [50], siendo el GLS, que incluye el de Mellor-Yamada 2.5, el que ha producido resultados más cercanos a las observaciones, y por tanto el utilizado en las simulaciones.

2.5.1.4.5. Rozamiento con el fondo

Existen tres formulaciones disponibles a la hora de abordar el cálculo del estrés de fondo: lineal, logarítmica y cuadrática. En nuestro caso se ha utilizado la aproximación lineal con un coeficiente de rozamiento en el fondo diferente para el Mar Menor y cada uno de los canales.

2.5.1.4.6. Zonas inundables (*Wet/Dry*)

Una de las capacidades de ROMS es el poder considerar celdas, según la altura del nivel del mar (zeta), como secas, siendo el flujo nulo a través de esta, y permitiendo otra vez el flujo a su través cuando el nivel del mar supera una altura establecida por el usuario (D_{crit}).

Para cada paso de tiempo, el modelo calcula la profundidad total (D), donde h corresponde a la profundidad de la batimetría:

$$D(i,j)=h(i,j)+zeta(i,j,1)$$

Si D es menor que el mínimo establecido en D_{crit} , entonces el nivel del agua pasa a ser:

$$zeta(i,j,1) = D_{crit} - h(i,j)$$

De esta manera se asegura que ninguna celda quede con una altura de agua muy pequeña que pudiera desestabilizar el modelo. Tal y cómo se ha dicho, mientras $D < D_{crit}$ (seco), no existe flujo a través de esa celda.

Esta posibilidad ha permitido ofrecer una aproximación realista al modelado de Las Encañizadas, ya que el análisis de los datos obtenidos muestra que esta dinámica de zonas húmedas y secas es determinante a la hora de explicar la hidrodinámica del canal y por tanto los flujos de intercambio.

2.5.1.4.7. Flujos aire/agua

Para el cálculo de los flujos de calor se ha activado en el modelo el uso de una capa límite atmósfera/océano mediante la cual el modelo calcula el flujo de calor neto y el estrés de viento a partir de los datos meteorológicos facilitados. El cálculo de la transferencia de calor a través de la capa límite está basado en la parametrización del intercambio entre el aire y el mar [39] abreviado como LKB. El calor neto (Q_{NET}) se obtiene a partir del sumatorio del flujo de calor por radiación de onda corta (Q_{SO}), el de radiación de onda larga (Q_{LW}), el calor latente (Q_L), el sensible (Q_S) y la advección del calor por las corrientes (Q_{adv}). A partir de la latitud y la fecha, junto con los datos de humedad relativa y temperatura del aire proporcionados, el modelo es capaz de calcular el valor de estas variables.

$$Q_{NET} = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_S + Q_L + Q_{adv} \quad \text{Ecuación 4}$$

Para ello ROMS utiliza el algoritmo del “*Coupled Ocean Atmosphere Experiment*” (COARE versión 3.0) [40]; [41] elaborado a partir del programa TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere) validado con datos tanto del Atlántico (boya de WHOI) como del Pacífico (R/V Flip) [42] entre otras bases de datos (p.e. NOAA/Environmental Technology Laboratory (ETL)).

El algoritmo establece tres categorías de medidas en los flujos turbulentos en la interfase aire / agua: medición directa, estimaciones y modelado. La medición directa de los flujos implica estrictamente el cálculo de la covarianza media de las variables meteorológicas con fluctuaciones relevantes medidas cerca de la superficie del mar. Las estimaciones de flujo implican el cálculo de flujos a partir de datos asociados, como la parte de alta frecuencia del espectro meteorológico (el método de disipación inercial) o la diferencia en la superficie media y los valores meteorológicos medios a cierta altura de referencia. Las estimas son parametrizaciones porque se basan en la similitud de otros procesos y en funciones y coeficientes empíricos [55] que se basan en la aplicación de métodos de estimación de flujos a partir de valores derivados de las variables meteorológicas relevantes en lugar de los datos reales. Las variables derivadas del modelo generalmente se obtienen en escalas espaciales y temporales bastante diferentes de las mediciones utilizadas para obtener las funciones y coeficientes empíricos [56], [51], [57].

Los procesos de transferencia cerca de la superficie se procesan en términos de caracterización de la superficie (rugosidad del mar), resolviendo 1) los problemas que surgen con velocidades muy bajas del viento, 2) las propias constantes termodinámicas para el cálculo del flujo de calor con las correcciones debidas a la humedad relativa y 3) las estimas del enfriamiento de la superficie por la lluvia.

2.5.1.4.8. Entrada de agua dulce

Al modelo se le ha añadido la capacidad de incorporar el agua dulce entrante desde la cuenca vertiente, tanto de escorrentía superficial, en uno o varios puntos, como de descarga subterránea del acuífero.

Para ello y con vistas a la simulación del episodio de la DANA de septiembre de 2019 se ha utilizado una primera aproximación a partir de la imagen de satélite Sentinel del 13/09/2019.

En una primera aproximación se ha ajustado el flujo en función de la cantidad de agua que entró al Mar Menor estimada por un sensor de elevación del nivel del mar repartido igualmente por 60 puntos de entrada distribuidos según la fotografía del satélite Sentinel del 13/09/2019. La estima de la descarga de agua subterránea se ajustó, de modo también uniforme de acuerdo con los últimos valores obtenidos por TRAGSA para la Confederación Hidrográfica del Segura (CHS).



Figura 4. Fotografía del satélite Sentinel del 13/09/2019 (izquierda) e imagen en dónde se marcan en color rojo las ubicaciones seleccionadas como puntos de entrada de agua dulce en el modelo.

2.5.1.5. Validación hidrodinámica

La validación hidrodinámica del modelo se basa en el trabajo realizado por [4]. En este trabajo se validaron las corrientes y la elevación del nivel del mar con un conjunto de 9 sensores de elevación del nivel del mar y 6 ADCPs situados tanto en los canales como en el interior y exterior de la laguna.

Habitualmente las validaciones de los modelos hidrodinámicos se realizan frente a variables que presenten poca variabilidad o una dinámica estable en su evolución, como por ejemplo el módulo de la corriente o la elevación del nivel del mar. En este trabajo se ha querido comprobar la capacidad del modelo frente a todo el abanico de velocidades posibles y en todos los escenarios, por ello, la validación no se ha limitado sólo al Mar Menor, sino también a los tres canales de comunicación, usando las variables módulo y dirección de la corriente. Además, con el objetivo de conocer bajo qué condiciones hidrodinámicas el modelo presenta mejores

resultados, se han dividido las direcciones de la corriente en 4 secciones, y dentro de cada una de ellas en 4 rangos de velocidad, calculando en cada uno de ellos, tanto para la dirección como para el módulo, los parámetros enumerados anteriormente y el tanto por ciento de ocurrencia de ese régimen hidrodinámico. Este procedimiento se ha repetido a diferentes profundidades (superficie, media y fondo).

La confianza en el modelo para las corrientes superficiales es muy alta, tanto en módulo como en dirección, siendo mejor su respuesta frente a corrientes mayores de 0.08 m/s. Para el rango y dirección de la corriente más frecuente, entre 0.04 y 0.08 m/s y entre 180 y 360°, la correlación (r) mínima del modelo con los datos registrados es de 0.98 para la dirección y 0.73 para el módulo. Este comportamiento se mantiene en profundidad, llegando a alcanzar incluso un valor de r cercano a 1 tanto para el módulo como para la dirección en intensidades de corrientes altas. Los resultados más desfavorables obtenidos, tanto en superficie como en el fondo, se han dado en la dirección entre 0 y 90°, con un $r = 0.62$, sin embargo, esta dirección se da con poca frecuencia (14 %). Por lo tanto, se puede decir que los resultados obtenidos para el modelo representan el patrón de corrientes del punto en el que se fondearon los ADCPs.

En el canal de Marchamalo, para los episodios más comunes (>60%), correspondiente a la dirección entre 216° y 310°, el modelo reproduce las corrientes registradas con una alta fiabilidad, tanto en superficie como en el fondo, obteniendo un r mínimo de 0.91 tanto para la dirección como para la intensidad, y un RMS pequeño. Las menores correlaciones ($r = 0.68$) entre los datos registrados y el modelo se dan para las direcciones menos frecuentes y los rangos de intensidad menor, suponiendo estas un 3% del total.

En El Estacio el modelo es capaz de reproducir las corrientes registradas con una alta fiabilidad, siendo la correlación (r) obtenida en torno a 0.93 y un RMS pequeño, tanto para la dirección como para la intensidad, siendo capaz de modelar los cambios periódicos de dirección que se dan en El Estacio.

El modelado de Las Encañizadas presenta una serie de dificultades tales como:

- Presencia de escollos (*esculls*) en su vertiente Mediterráneo que modifican los flujos de entrada y salida por las mismas.
- Batimetría muy heterogénea con cambios bruscos.

- Presencia de zonas de inundación, quedando en función del nivel del mar algunas zonas fuera del agua, modificando de esta manera la hidrodinámica.
- Fondos poblados por algas (*Caulerpa prolifera*) y fanerógamas marinas (*Cymodocea nodosa* y *Ruppia cirrhosa*), lo que provoca que algunas zonas, aunque no queden secas si quedan casi cerradas por la presencia de ellas, aumentando además el rozamiento del agua y disminuyendo la corriente [58] [59] y [60].
- El uso de los datos de viento registrados en San Javier.
- No se ha contemplado el oleaje.

En superficie el modelo es capaz de reproducir los cambios de dirección de la corriente, con un $r = 0.97$ para la dirección (180° - 270°) de la corriente más frecuente. Sin embargo, las menores correlaciones ($r = 0.56$) se obtienen en el módulo de la corriente en esa dirección. Aunque con peores resultados que en el resto de los canales, se ve como el modelo es capaz de reproducir la corriente en las capas no superficiales con un r mínimo de 0.60 y una media de 0.72.

2.6. INVENTARIO Y CALENDARIO DE REGISTRO DE DATOS

En la siguiente tabla se muestra el cronograma con los equipos y lugares de fondeo de instrumentos de 2019. Los diferentes colores hacen referencia al número de serie del equipo fondeado que no se detalla aquí.

Tabla 1. Inventario de registros.

		2019											
		Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
ADCP	Las Encañizadas	Green	Purple	Purple	Purple	Purple	Orange	Yellow	Yellow	Yellow	Green	Green	Orange
	El Estacio	Grey	Grey	Grey	Grey	Grey	Grey	Green	Green	Green	Purple	Purple	Purple
	Marchamalo	Green	White	Green	Green	Green	Purple	Orange	Orange	Orange	Yellow	Yellow	Green
Elevación	San Pedro	White	White	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow						
	Los Urrutias	Yellow	Green	Green	Green	Green	Green	Green	Green	Green	Green	Green	Green
	Lo Pagán	White	White	White	White	White	White	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange

3. RESULTADOS

3.1. SERIES TEMPORALES OBSERVADOS

En este apartado se describen las series de datos observados (registrados) por los instrumentos fondeados. Se subdivide en dos apartados, uno para los datos atmosféricos registrados por la estación meteorológica de la AEMET en el aeropuerto de San Javier y otro para los datos oceanográficos registrado tanto por los sensores de elevación del nivel del mar como los ADCPs.

3.1.1. VARIABLES ATMOSFÉRICAS

Los datos se han organizado mediante gráficos que comparan las series temporales superpuestas de 2011 (en color azul) y 2019 (en color rojo).

3.1.1.1. Temperatura del aire

La Figura 6 muestra las dos series temporales diezminutales, tal y como se recibieron de la estación meteorológica sin aplicar filtro alguno, de la temperatura del aire. Se puede observar claramente las variaciones día/noche de la temperatura y la evolución de la tendencia anual.

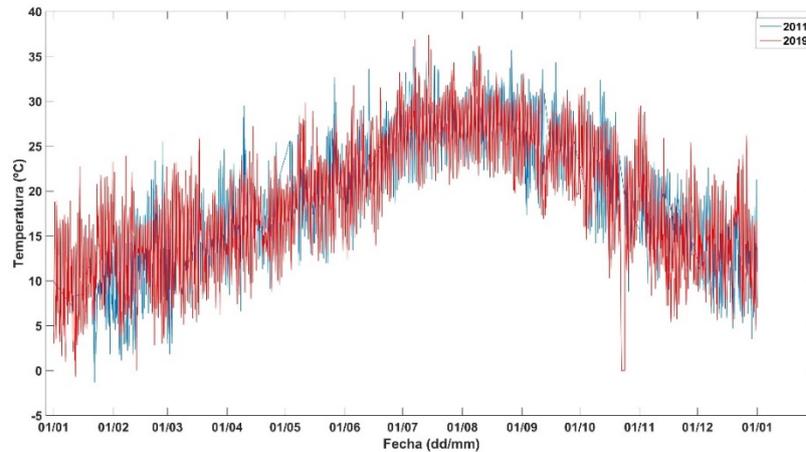


Figura 5. Comparativa de las series temporales diezminutales superpuestas de 2011 (en color azul) y 2019 (en color rojo).

La Figura 6 muestra los datos filtrados diarios de las dos series.

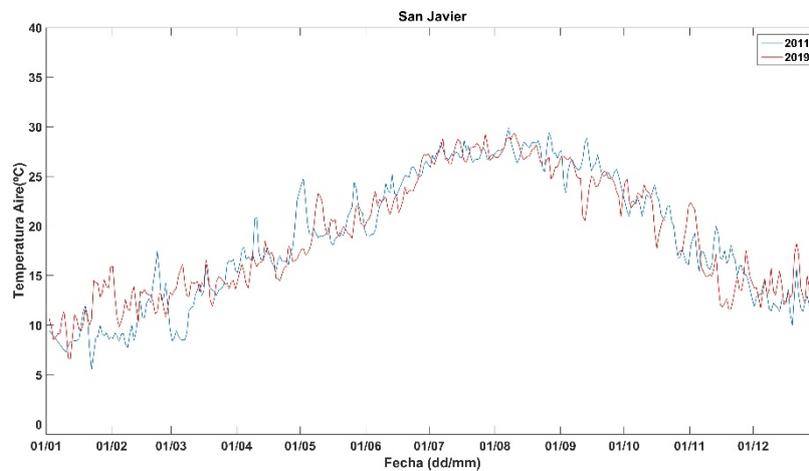


Figura 6. Series temporales de 2011 (en color azul) y 2019 (en color rojo) de temperatura del aire diaria

En la Figura 7 se muestra la serie de datos de temperatura diaria de la atmósfera con los datos de la temperatura media del Mar Menor obtenidos a partir de los datos de CTD del Servidor de Datos Científicos del Mar Menor (SDC), tomados por el servicio de Pesca y Acuicultura de la Consejería de Agua, Agricultura, Ganadería, Pesca y Medio Ambiente y disponibles a través de Canal Mar Menor (http://sdcmarmenor3557.cloudapp.net/marmenorapp/l4_medias.html). En este gráfico se aprecia la tendencia de los datos mostrándose también las discrepancias debidas

a la heterogeneidad espacial de las masas de agua. Tal y cómo era de esperar, los datos de temperatura del aire y del agua muestran la misma tendencia, al depender la temperatura en la laguna básicamente de las variaciones atmosféricas.

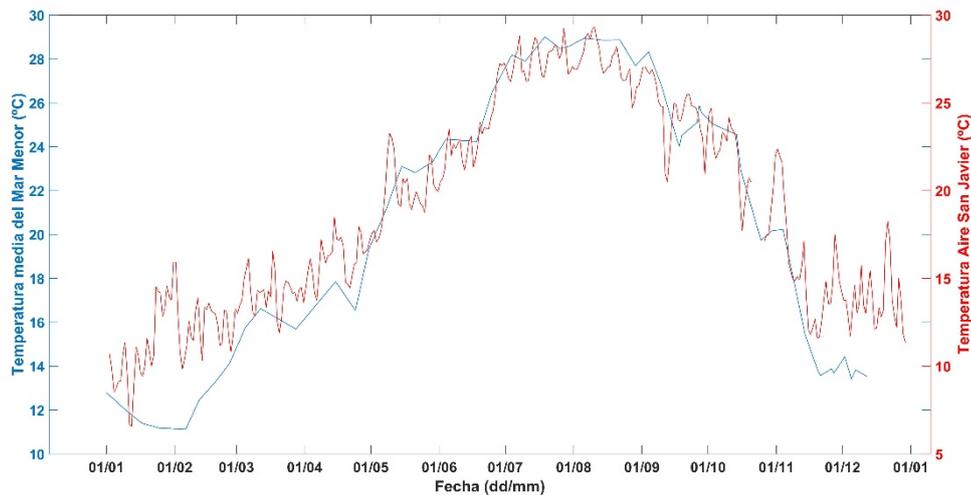


Figura 7. Temperatura del aire en San Javier diaria vs Temperatura del Mar Menor SDC

3.1.1.2. Precipitación

La Figura 8 muestra una superposición de las precipitaciones de 2011 y 2019 junto con la salinidad media del Mar Menor también tomada del SDC, donde se aprecian las bajadas de salinidad en cada episodio de lluvias importante a lo largo de 2019.

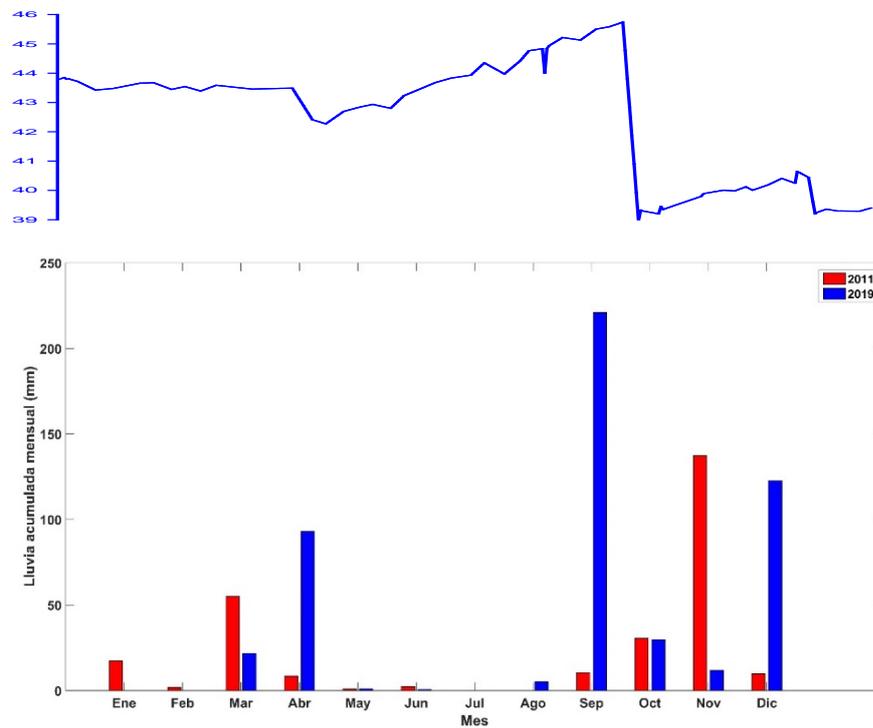


Figura 8. Precipitaciones de 2011 y 2019 junto con la salinidad media del Mar Menor (arriba) para 2019.

3.1.1.3. Presión atmosférica

La superposición de las series de presión atmosférica de 2011 y 2019 (Figura 9) confirma que la mayor variabilidad corresponde a los meses de invierno en sentido amplio, siendo los de verano mucho más uniformes. A su vez se observan variaciones amplias entre los dos inviernos de 2011 y 2019 indicando que durante los meses de invierno es cuando se produce el mayor intercambio de agua entre los dos mares y, por tanto, es la época crítica para la renovación del agua, y consecuentemente cuando se produce la mayor dilución de sustancia disueltas en el agua como puedan ser los vertidos desde la cuenca vertiente.

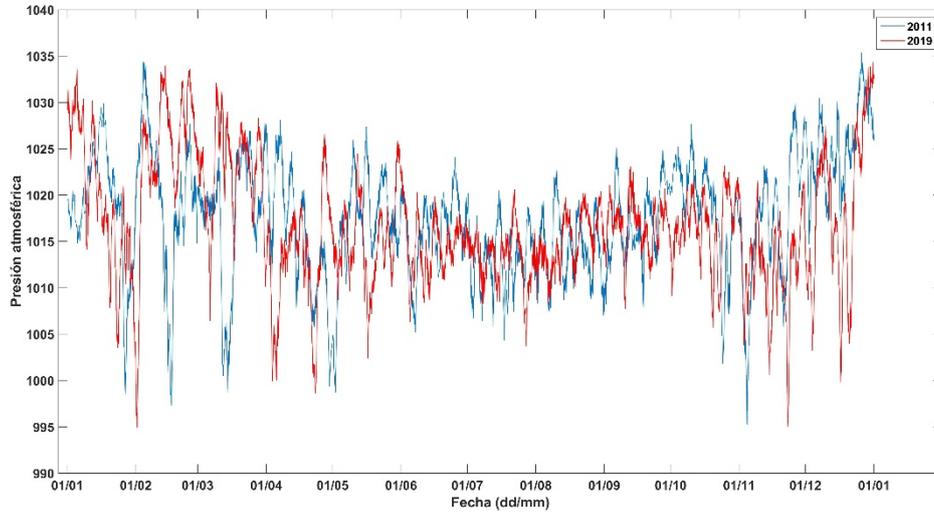


Figura 9. Variación de la presión atmosférica registrada en la estación de San Javier.

3.1.1.4. Viento

Al igual que se hizo con los gráficos de temperatura del aire, la Figura 10 muestra las series diezminutales de intensidad del viento para ambos años y la Figura 11 los datos filtrados diarios.

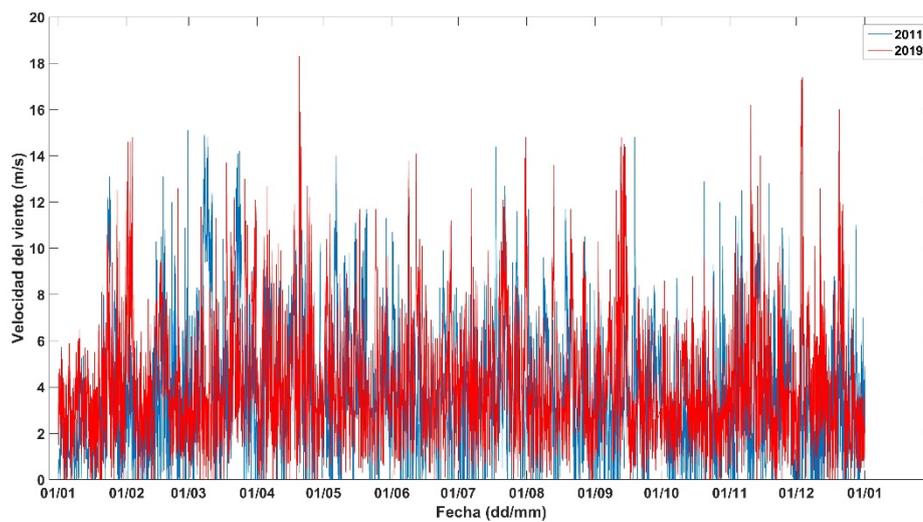


Figura 10. Variación del módulo de la velocidad del viento registrada en la estación de San Javier.

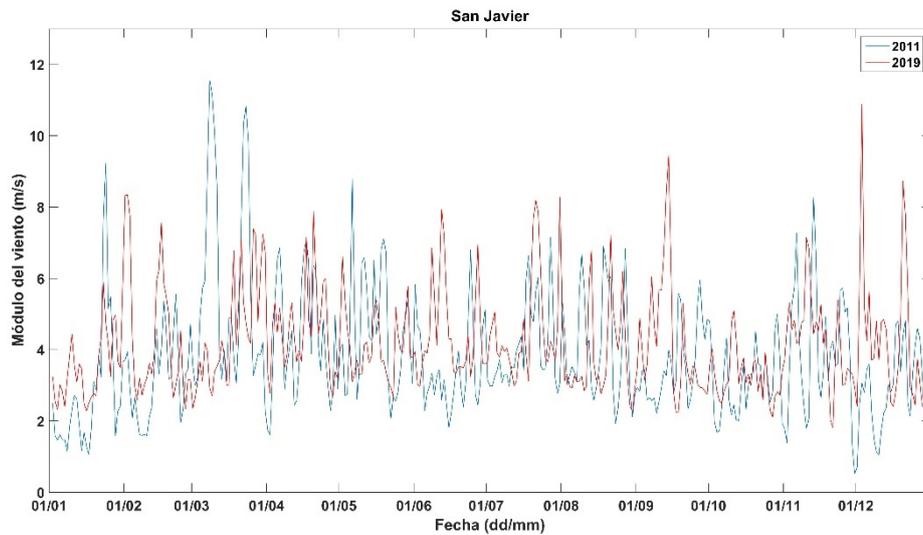


Figura 11. Variación del módulo de la velocidad del viento registrada en la estación de San Javier. Suavizado diario

El viento también presenta una mayor variabilidad en los meses invernales presentando episodios en ambos años con intensidad del viento mayor de 14 m/s. Esta situación hace que la entrada de agua del Mediterráneo que se produce por los canales, se distribuya por toda la laguna en vez de quedar confinada a la zona de la costa más pegada a los canales por el interior de la laguna.

3.1.2. VARIABLES OCEANOGRÁFICAS

Como se ha comentado en el capítulo de metodología, las variables oceanográficas registradas han sido: elevación del nivel del mar, corrientes y temperatura del agua en el fondo. En este apartado se procede del mismo modo que con las variables atmosféricas.

3.1.2.1. Elevación del nivel del mar

La elevación del nivel del mar se debe a un conjunto de fenómenos entre los que intervienen el fenómeno barométrico inverso debido a la presión atmosférica, las mareas, el stress de viento y fenómenos de transporte de Ekman entre otros. Aquí se recogen las variaciones de la elevación en los años 2011 y 2019 registradas por los sensores fondeados tanto en el Mediterráneo (San Pedro del Pinatar) como en el Mar Menor (Lo Pagán).

3.1.2.1.1. Mediterráneo

La Figura 12 muestra la variación del nivel del Mar Mediterráneo registrada por el sensor fondeado en el puerto de San Pedro del Pinatar. La elevación está referida al nivel del Mar Alicante al ser esta la cota usada en España como referencia del nivel del mar (cota 0). Se aprecia, como ocurría con las series de presión atmosférica, una mayor variabilidad en los meses de invierno que en los de verano, al igual que diferencias más significativas entre los dos años en esta época del año.

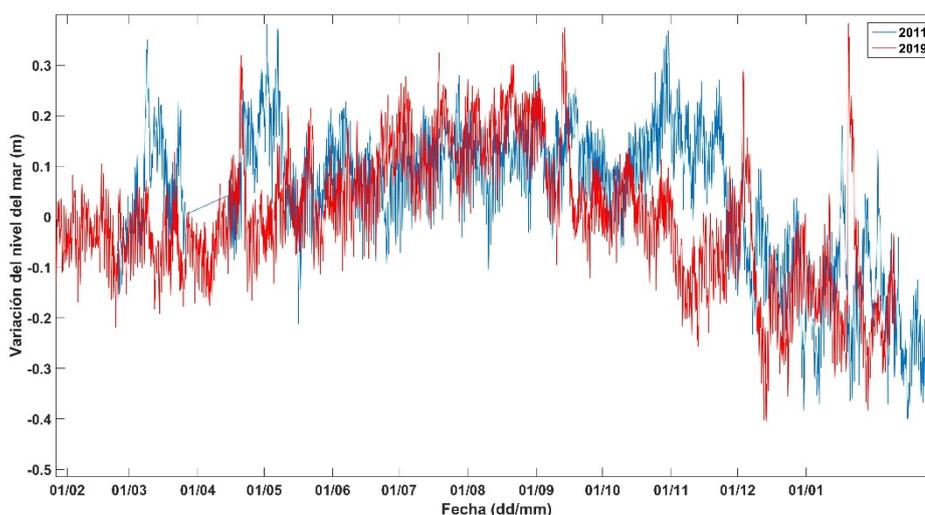


Figura 12. Series temporales de elevación del nivel del mar Mediterráneo en los años 2011 y 2019.

3.1.2.1.2. Lo Pagán

La Figura 13 muestra las series temporales de elevación del sensor fondeado en el Club Náutico de Lo Pagán superpuestas con la serie de 2011 registrado por otro sensor fondeado en una zona próxima. La serie de 2019 se ha extendido a parte de 2020 para que coincida con la de 2011 y donde, además, se pueden observar los desniveles producidos por las diferentes DANAS, incluida la de enero de 2020.

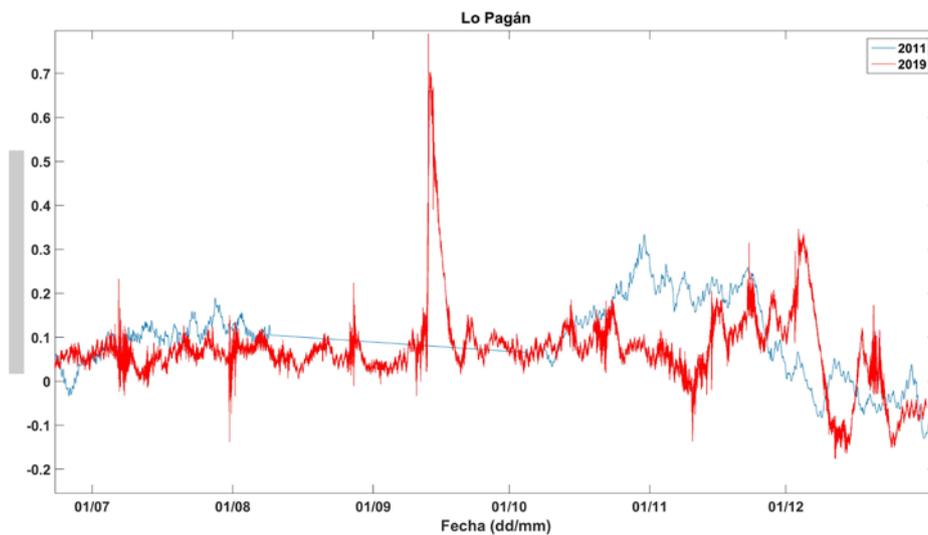


Figura 13. Series del nivel del mar en el C.N. de Lo Pagán (2019) y el punto más cercano donde se registraron datos en 2011.

Cabe destacar las diferencias registradas en noviembre de ambos años, mientras que en el año 2011 la elevación del nivel aumento cerca de 20 cm, en el 2019, para el mismo mes disminuyó en torno a 10 cm.

3.1.2.1.3. Las Encañizadas

La Figura 14 muestra una tendencia de datos muy similar a la de los del Mediterráneo ya que, de hecho, el ADCP de Las Encañizadas está situado en su vertiente Mediterránea. Hay que tener en cuenta que la batimetría de Las Encañizadas fue muy diferente en 2011 y 2019, y que las elevaciones pueden quedar significativamente modificadas por este factor. En 2011 Las Encañizadas estaban mucho más abiertas al Mar Mediterráneo que en 2019, mucho más cerradas por el efecto del aterramiento con arenas de la playa de la Llana.

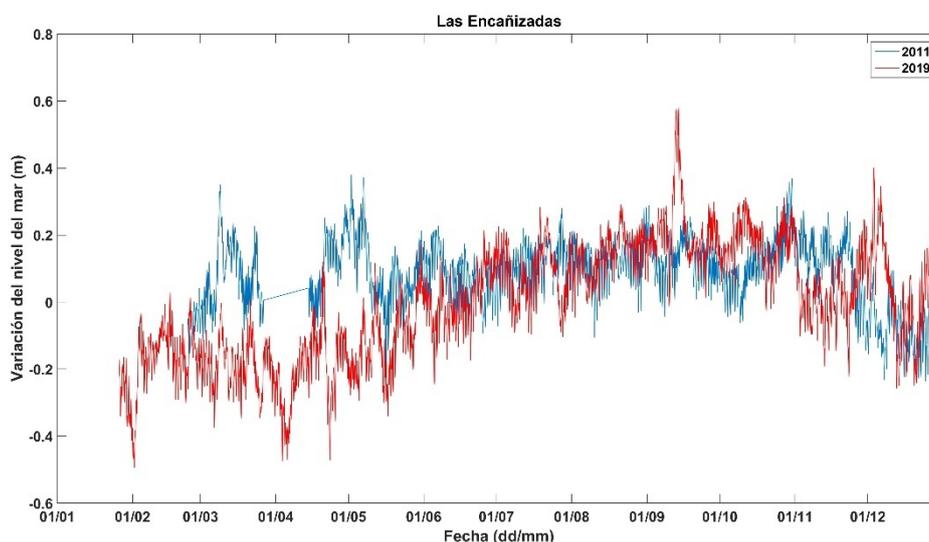


Figura 14. Series de datos de elevación del nivel del mar, registrada por el correntímetro de Las Encañizadas de los años 2011 y 2019.

3.1.2.1.4. El Estacio

Los datos de este canal muestran de nuevo la mayor variabilidad en los meses de invierno con respecto a los de verano, con la variabilidad marcada entre los dos años. En la serie de 2019 se observa, además, el episodio de la DANA del 12-13 de septiembre, con un pico anómalo en la serie. Se observa que este pico no es tan pronunciado en el canal del Estacio como en Lo Pagán.

Esto puede ser debido al balanceo que se produce entre los desniveles registrados en el Mediterráneo y los del Mar Menor, siendo el punto de fondeo en el centro del canal el punto de balanceo entre los dos mares.

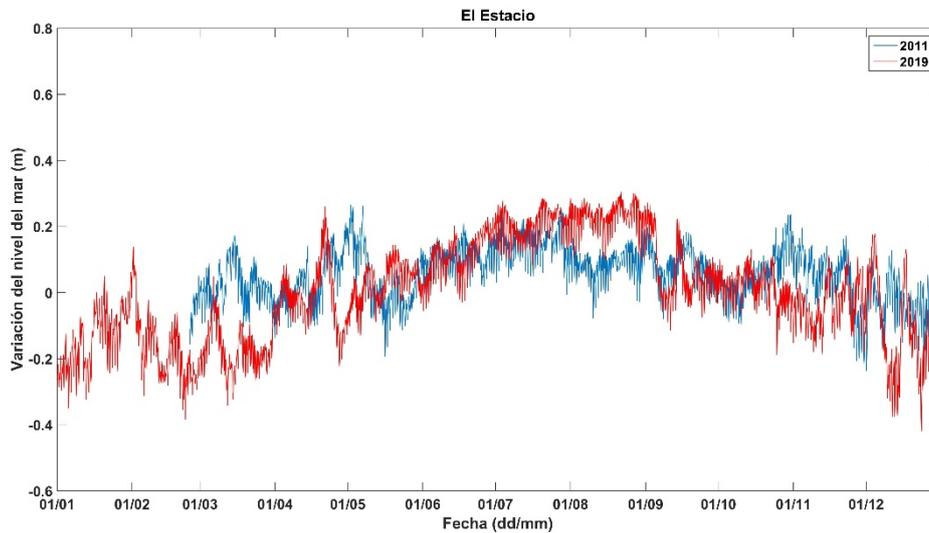


Figura 15. Gráfico elevación 2011 y 2019

3.1.2.1.5. Marchamalo

La elevación del nivel del mar en el ADCP de Marchamalo resulta algo más compleja de interpretar con los datos obtenidos por el mismo problema de las batimetrías comentado para Las Encañizadas. En 2011 el canal se dragó, de forma que en la serie de ese año se partía de un canal más colmatado en la primera parte y más profundo en la segunda, mientras que en 2017 el canal se volvió a dragar dejando las obras sin terminar y el canal prácticamente cerrado, tal y como se ha encontrado durante 2019.

En estas series de datos se puede observar que las variaciones son más parecidas a las del Mar Menor cuando el canal está colmatado y más parecidas al Mediterráneo cuando está más abierto.

Se observa también un pico correspondiente a la DANA de septiembre de 2019 muy pronunciado y más simétrico que el que se encontró en Lo Pagán.

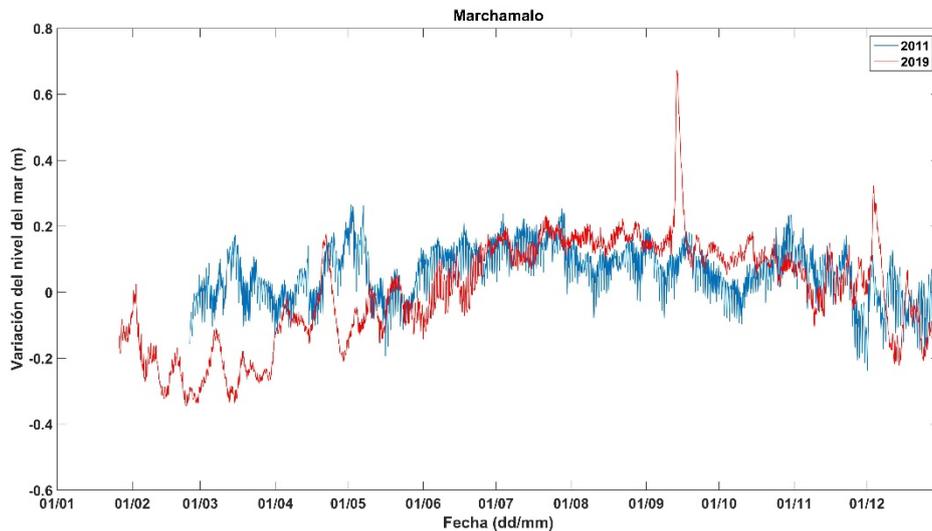


Figura 16. Gráfico elevación 2011 y 2019.

3.1.2.2. Corrientes

En este apartado se presentan los datos registrados por los ADCPs fondeados en las tres zonas de comunicación entre el Mediterráneo y el Mar Menor. Estos equipos registran la corriente en un elevado número de capas de las que aquí se entresacan la superficial, la capa media y la capa de fondo.

Los datos del módulo de la corriente se presentan con gráficos de series temporales superpuestas para los años 2011 y 2019 con los de dirección mediante rosas de corrientes.

3.1.2.2.1. Las Encañizadas

3.1.2.2.1.1. CAPA SUPERFICIAL

Como se ha comentado, la Figura 17 muestra las series temporales del módulo de la corriente y las rosas de corrientes para las series de 2011 y 2019. Se puede observar que en la capa superficial el módulo fue generalmente mayor en 2011 que en 2019, si bien la máxima velocidad del viento se produjo en el episodio de la DANA de septiembre de 2019. Las direcciones mayoritarias de las corrientes indican que 2011 fue un año dominado por corrientes hacia el SE y SO, mientras que 2019 por corrientes hacia el NE y NO. La velocidad de corriente en la capa superficial está asociada a fenómenos baroclínicos como los producidos por el viento.

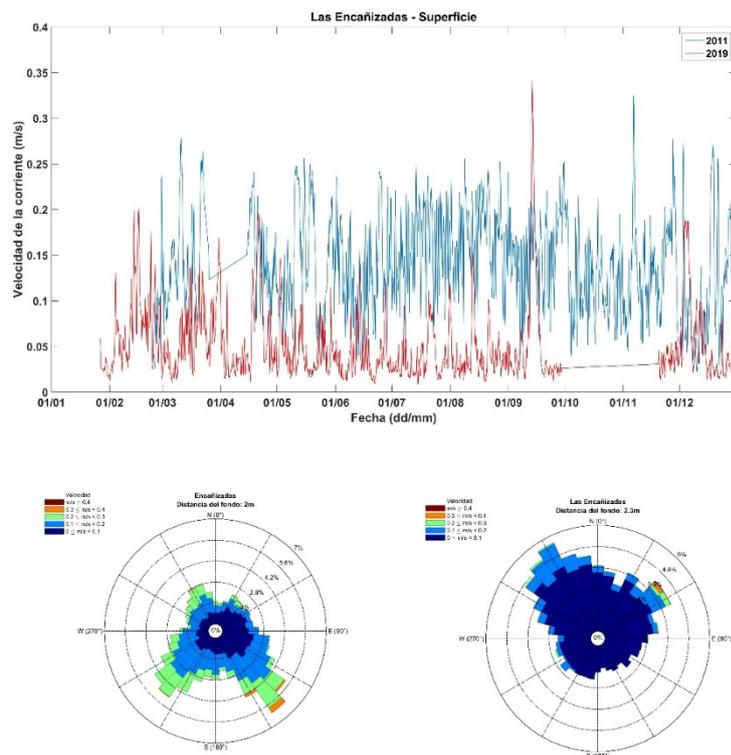


Figura 17. Series temporales del módulo de la corriente superficial registrada por el ADCP fondeado en Las Encañizadas durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.

Tabla 2. Estadística básica de las series de corrientes superficial registrada por el ADCP fondeado en Las Encañizadas durante los años 2011 y 2019.

	2011	2019
Registros	10438	5907
Módulo Medio (m/s)	0.128	0.051
Módulo Máximo (m/s)	0.382	0.402
Módulo Mínimo (m/s)	0.001	0.0003
Módulo std (m/s)	0.074	0.046
Dirección Media (°)	180.051	189.673
Dirección Máxima (°)	359.918	359.949
Dirección Mínima (°)	0.062	0.093
Dirección std (°)	91.650	118.257

3.1.2.2.1.2. CAPA INTERMEDIA

La Figura 18 muestra que en la capa intermedia hubo una mayor velocidad de la corriente en 2019 que en 2011, mientras que las direcciones dominantes en 2011 fueron E-O, en 2019 fueron NE-NNO, indicando que en 2011 hubo un intercambio efectivo mientras que en 2019 seguía siendo corrientes debidas a vientos sin apenas intercambio efectivo. Este hecho se debe a la modificación de la batimetría por colmatación de La Encañizadas. La sección atravesada de estas golas fue muy diferente en 2011 y 2019. En este último año estaban colmatadas por la acción del transporte de sedimentos desde la playa de La Llana. Se observa también el pico de la DANA, lógicamente con menor magnitud al tratarse de una capa más profunda.

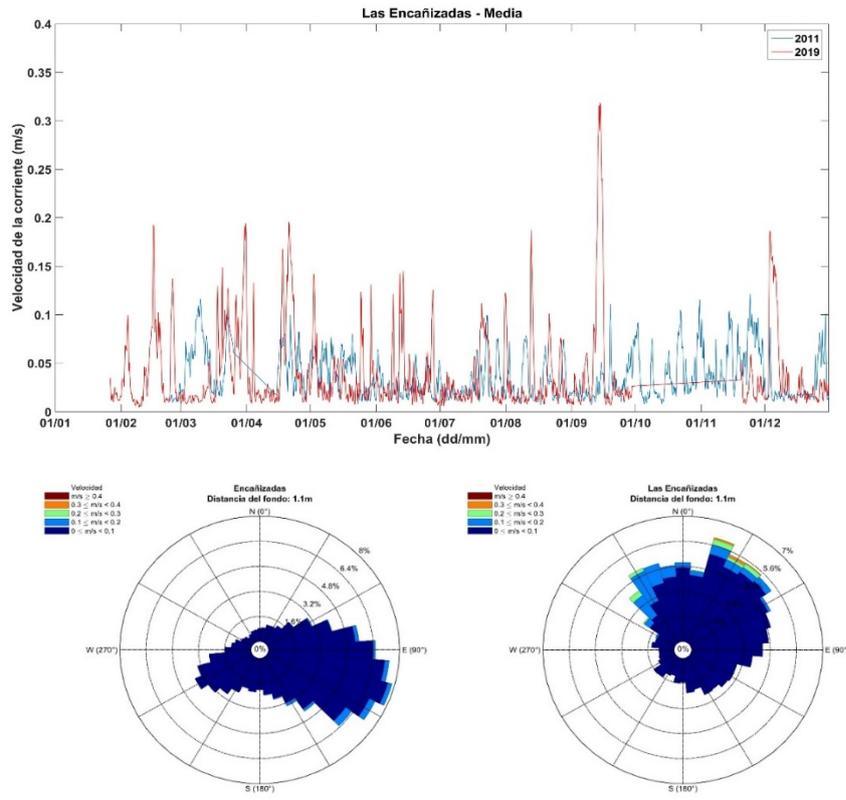


Figura 18. Series temporales del módulo de la corriente de la capa intermedia registrada por el ADCP fondeado en Las Encañizadas durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.

Tabla 3. Estadística básica de las series de corrientes de la capa intermedia registrada por el ADCP fondeado en Las Encañizadas durante los años 2011 y 2019.

	2011	2019
Registros	10438	5907
Módulo Medio (m/s)	0.033	0.039
Módulo Máximo (m/s)	0.155	0.389
Módulo Mínimo (m/s)	0.001	0.0001
Módulo std (m/s)	0.025	0.047
Dirección Media (°)	148.763	150.682
Dirección Máxima (°)	359.918	359.949
Dirección Mínima (°)	0.062	0.093
Dirección std (°)	76.734	118.448

3.1.2.2.1.3. CAPA DE FONDO

Las series de datos en la capa de fondo confirman la tendencia de los de la capa intermedia con una mayor salida de agua por esta capa hacia el Mediterráneo. Se observa también el pico de la DANA más atenuado.

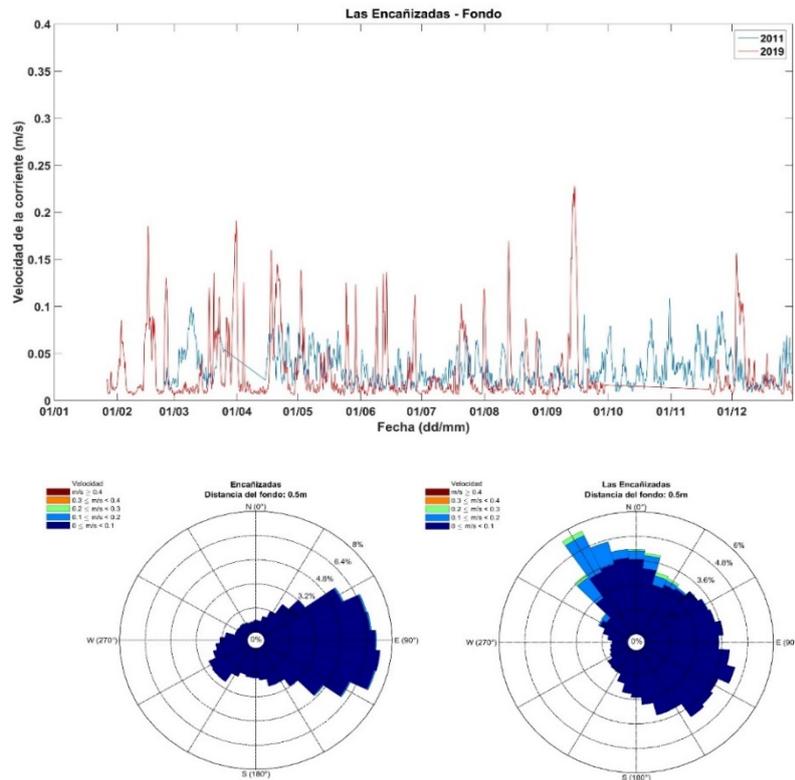


Figura 19. Series temporales del módulo de la corriente de la capa de fondo registrada por el ADCP fondeado en Las Encañizadas durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.

Tabla 4. Estadística básica de las series de corrientes de la capa de fondo registrada por el ADCP fondeado en Las Encañizadas durante los años 2011 y 2019.

	2011	2019
Registros	10438	5907
Módulo Medio (m/s)	0.031	0.039
Módulo Máximo (m/s)	0.136	0.389
Módulo Mínimo (m/s)	0.0001	0.0001
Módulo std (m/s)	0.025	0.047
Dirección Media (°)	139.379	150.682
Dirección Máxima (°)	359.897	359.998
Dirección Mínima (°)	0.141	0.043
Dirección std (°)	79.646	118.448529

3.1.2.2.2. El Estacio

Al tratarse de un canal rectilíneo donde el agua bascula entre sus dos extremos conforme los niveles de los dos mares y habiéndose mantenido prácticamente la misma batimetría en los dos años, no cabría esperar, como de hecho indican los datos, una variabilidad elevada.

La serie temporal de este ADCP mantiene huecos importantes en 2019 debido tanto a anomalías en el sensor como a problemas en el fondeo, además del episodio de la DANA de septiembre de 2019 donde dejaron de registrarse datos por aterramiento del sensor. Las corrientes tan fuertes, que desafortunadamente no quedaron registradas, erosionaron el sedimento debajo del fondeo quedando a una profundidad mayor y aterrado.

3.1.2.2.2.1. CAPA SUPERFICIAL

Las series de datos (Figura 20) indican, tal y como cabía esperar, que la variabilidad encontrada no fuera muy elevada (véase Tabla 5 de estadísticas básicas de las series).

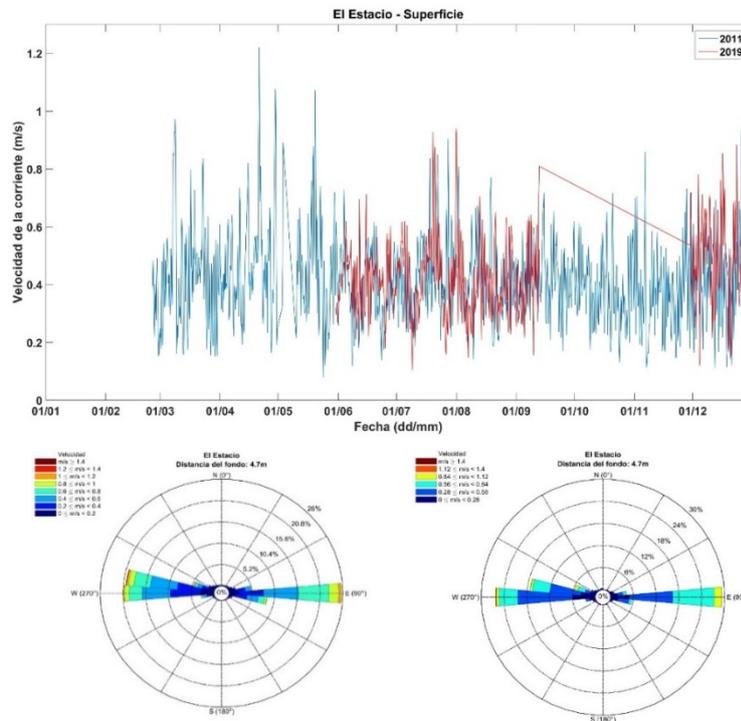


Figura 20. Series temporales del módulo de la corriente de la capa de superficie registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.

Tabla 5. Estadística básica de las series de corrientes de la capa de superficie registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019.

	2011	2019
Registros	10708	7639
Módulo Medio (m/s)	0.417	0.423
Módulo Máximo (m/s)	1.107	1.280
Módulo Mínimo (m/s)	0.001	0.002
Módulo std (m/s)	0.214	0.224
Dirección Media (°)	187.430	189.086
Dirección Máxima (°)	355.644	358.072
Dirección Mínima (°)	1.933	14.785
Dirección std (°)	90.195	89.938

3.1.2.2.2. CAPA INTERMEDIA

Los resultados para esta capa (Figura 21, Tabla 6) muestran la misma tendencia de la capa superficial.

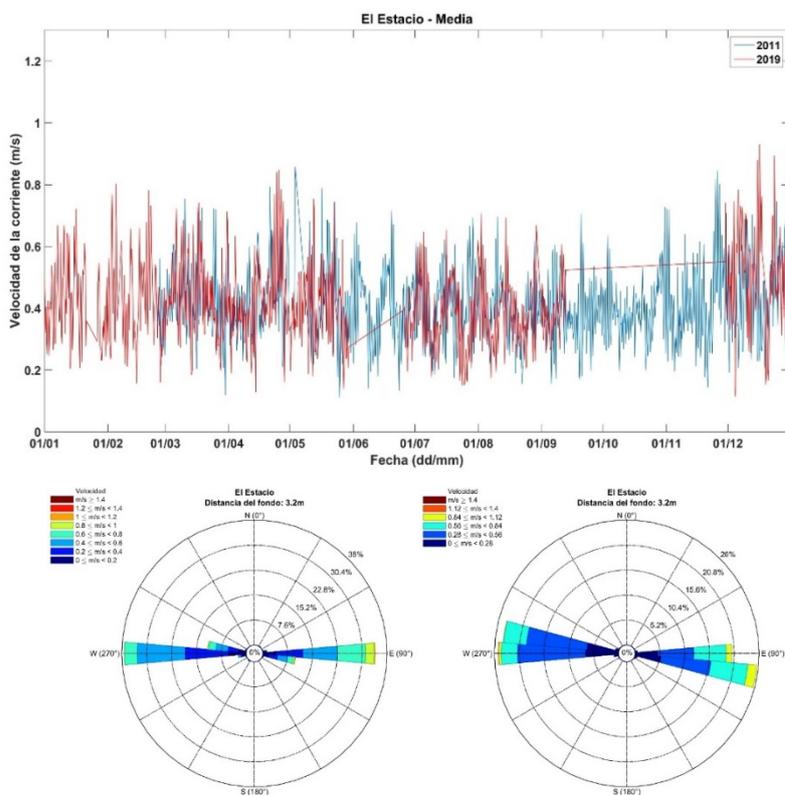


Figura 21. Series temporales del módulo de la corriente de la capa intermedia registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.

Tabla 6. Estadística básica de las series de corrientes de la capa intermedia registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019.

	2011	2019
Registros	10708	7639
Módulo Medio (m/s)	0.41	0.42
Módulo Máximo (m/s)	1.10	1.28
Módulo Mínimo (m/s)	0.001	0.002
Módulo std (m/s)	0.21	0.22
Dirección Media (°)	187	189
Dirección Máxima (°)	355	358
Dirección Mínima (°)	1.9	14.7
Dirección std (°)	90.19	89.9

3.1.2.2.3. CAPA DE FONDO

Al igual que en la capa intermedia, la tendencia en la capa de fondo, la Figura 22 y la Tabla 7 muestran que se sigue el patrón esperado.

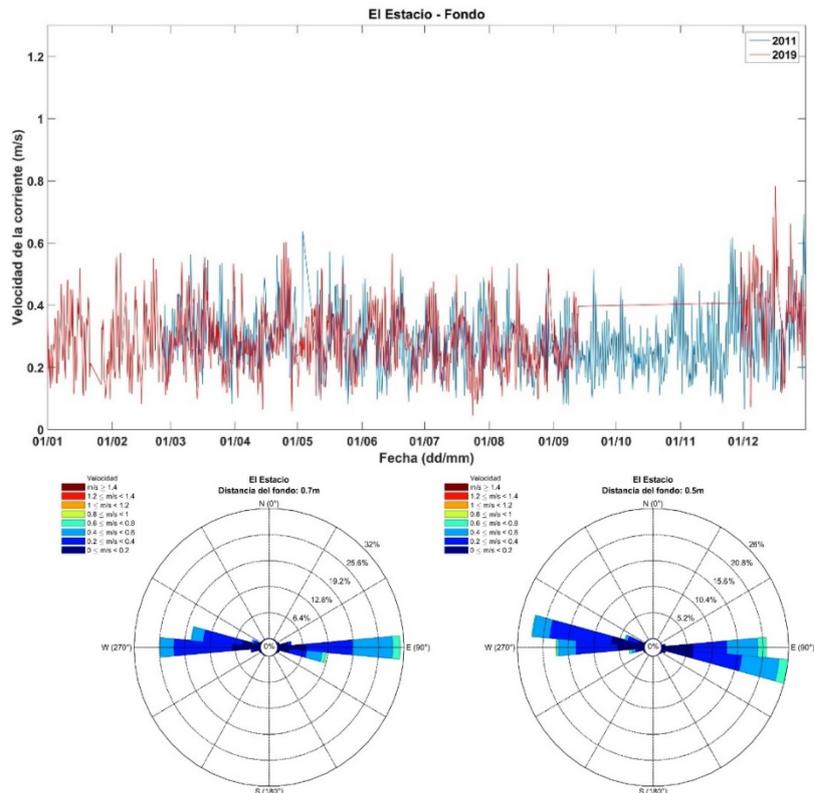


Figura 22. Series temporales del módulo de la corriente de la capa de fondo registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.

Tabla 7. Estadística básica de las series de corrientes de la capa de fondo registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019.

	2011	2019
Registros	10708	8265
Módulo Medio (m/s)	0.287	0.296
Módulo Máximo (m/s)	0.824	0.956
Módulo Mínimo (m/s)	0.0009	0.0005
Módulo std (m/s)	0.161	0.170
Dirección Media (°)	183.117	185.318
Dirección Máxima (°)	357.021	357.774
Dirección Mínima (°)	0.752	4.500
Dirección std (°)	91.83	90.452

3.1.2.2.3. Marchamalo

El canal de Marchamalo tiene una morfología diferente a la del Estacio, en su parte más cercana al Mar Menor se ensancha formando una cubeta de decantación. La batimetría de esta canal ha variado según los años cuando se realizaban dragados de mantenimiento periódicamente. Los huecos de la serie de 2011 se deben a uno de estos dragados que se amplió durante más tiempo del normal al ser más intenso que el de años precedentes. La serie de 2011 contiene una primera parte con una batimetría más somera y una segunda con una más profunda debida al dragado mencionado.

La batimetría de 2019 es muy distinta, pues en 2017 se realizó un dragado intenso que quedó sin terminar dejando una batimetría irregular y con muy poco intercambio con el Mediterráneo.

La serie de 2019 se prolonga hasta principios de 2020 para indicar la influencia de la DANA de ese mes en la corriente en el canal.

3.1.2.2.3.1. CAPA SUPERFICIAL

Las discontinuidades en la serie no permiten visualizar las diferencias en los meses de verano, pero no se observa gran variabilidad en el módulo entre los dos años registrados (Figura 23). La

Tabla 8 pone de manifiesto una mayor diferencia entre el módulo máximo y mínimo en 2019, probablemente debido a las situaciones de DANA. No obstante, estos registros requieren una revisión para contrastarlos según las batimetrías y niveles del mar para poder llegar a conclusiones más precisas.

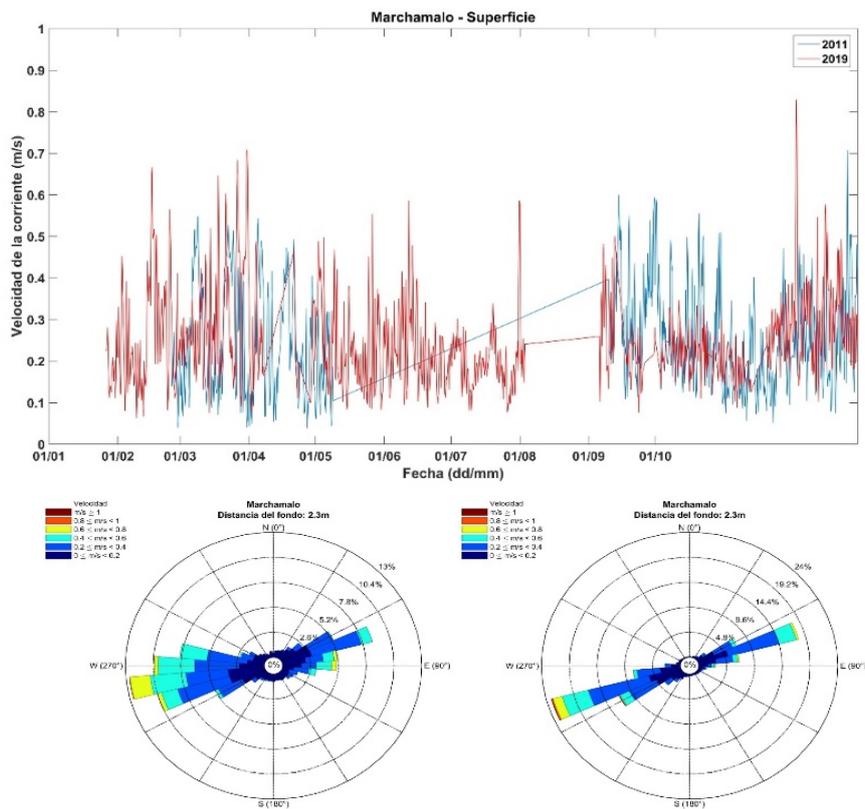


Figura 23. Series temporales del módulo de la corriente de la capa de superficie registrada por el ADCP fondeado en el canal de Marchamalo durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.

Tabla 8. Estadística básica de las series de corrientes de la capa de superficie registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019.

	2011	2019
Registros	6904	7583
Módulo Medio (m/s)	0.256	0.249
Módulo Máximo (m/s)	0.910	1.707
Módulo Mínimo (m/s)	0.0007	0.0035
Módulo std (m/s)	0.162	0.163
Dirección Media (°)	187.934	173.149
Dirección Máxima (°)	359.581	359.868
Dirección Mínima (°)	0.021	0.053
Dirección std (°)	94.231	87.949

3.1.2.2.3.2. CAPA INTERMEDIA

En esta capa se puede apreciar un módulo menor de marzo a mayo de 2011 que el de 2019, probablemente ligado a la batimetría. En esta capa también se hace notar el episodio de la DANA de enero de 2020, mientras que la de septiembre de 2019, al igual que en la capa superficial, no supuso una corriente tan elevada como en el canal del Estacio.

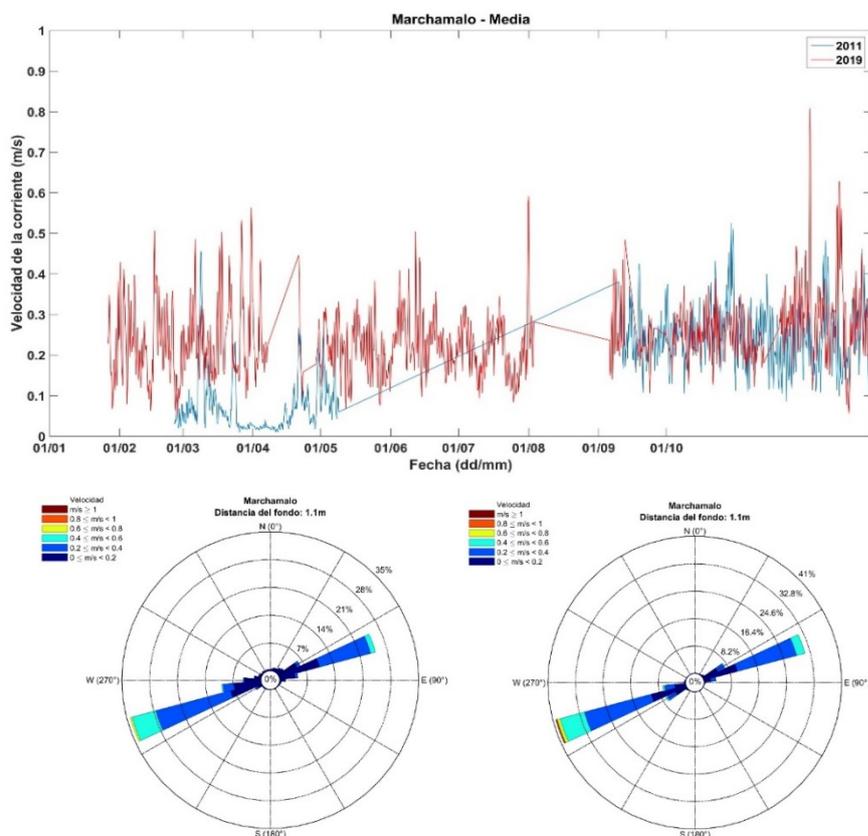


Figura 24. Series temporales del módulo de la corriente de la capa intermedia registrada por el ADCP fondeado en el canal de Marchamalo durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.

Tabla 9. Estadística básica de las series de corrientes de la capa Intermedia registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019.

	2011	2019
Registros	6904	7583
Módulo Medio (m/s)	0.196	0.247
Módulo Máximo (m/s)	0.766	1.652
Módulo Mínimo (m/s)	0.001	0.0008
Módulo std (m/s)	0.139	0.148
Dirección Media (°)	173.367	169.977
Dirección Máxima (°)	358.884	359.898
Dirección Mínima (°)	1.236	4.305
Dirección std (°)	95.891	90.678

3.1.2.2.3.3. CAPA DE FONDO

Al igual que en los otros canales, la tendencia de la capa de fondo sigue a la intermedia con un módulo más reducido (Figura 25, Tabla 10).

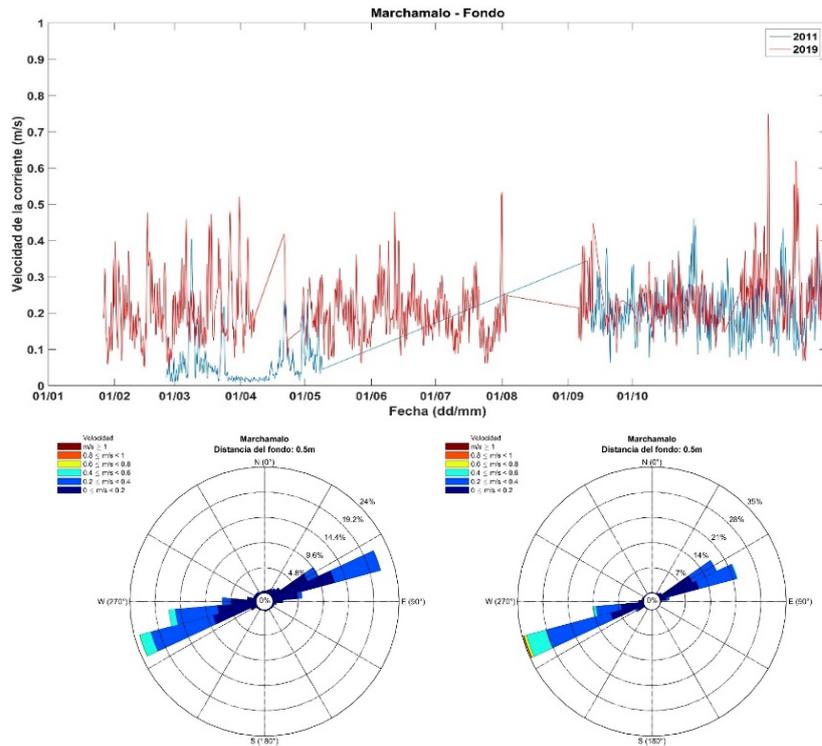


Figura 25. Series temporales del módulo de la corriente de la capa de fondo registrada por el ADCP fondeado en el canal de Marchamalo durante los años 2011 y 2019 y sus correspondientes rosas de corrientes.

Tabla 10. Estadística básica de las series de corrientes de la capa de fondo registrada por el ADCP fondeado en El Estacio durante los años 2011 y 2019.

	2011	2019
Registros	6904	7583
Módulo Medio (m/s)	0.165	0.22
Módulo Máximo (m/s)	0.683	1.47
Módulo Mínimo (m/s)	0.0002	0.001
Módulo std (m/s)	0.122	0.13
Dirección Media (°)	170.783	169.46
Dirección Máxima (°)	359.955	358.73
Dirección Mínima (°)	0.156	0.02
Dirección std (°)	97.663	94.33

3.1.2.3. Temperatura en la Capa del Fondo

Como se ha comentado previamente, los ADCP utilizados disponen de un sensor de temperatura que registran este valor en el fondo. En este apartado se muestran los valores de los tres ADCPs fondeados en los canales. En todos ellos se aprecia una tendencia similar acorde con la variación mostrada por las series de temperatura del aire.

3.1.2.3.1. Las Encañizadas

La Figura 26 muestra las series de 2011 y 2019 para Las Encañizadas. Se aprecia que durante el mes de marzo la temperatura fue, en términos generales, mayor en 2019 que en 2011. También se aprecia una bajada de la temperatura anómala en el episodio de la DANA de 2019. Así mismo, los datos registrados en 2019 presentan una mayor variabilidad con subidas y bajadas en torno a 5°C en espacios cortos de tiempo (1-2 días).

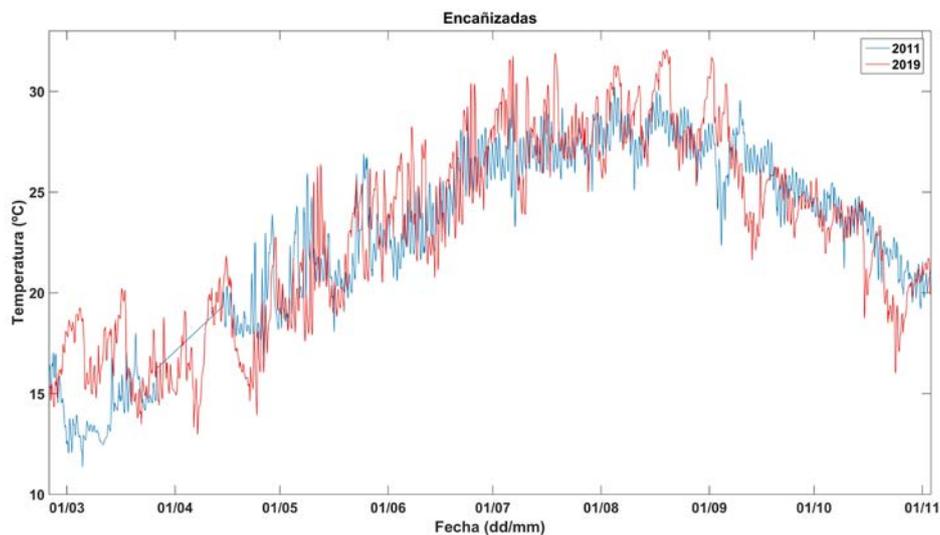


Figura 26. Series temporales de temperatura del fondo de 2011 y 2019 para Las Encañizadas.

3.1.2.3.2. El Estacio

En el canal de El Estacio se aprecia la misma tendencia que en Las Encañizadas, tanto en el mes de marzo como en septiembre de 2019 por la DANA. Debido al enterramiento del sensor por la DANA se puede apreciar una suavizado en las variaciones de altas frecuencias en la temperatura debido al carácter amortiguador de los sedimentos que lo cubrían.

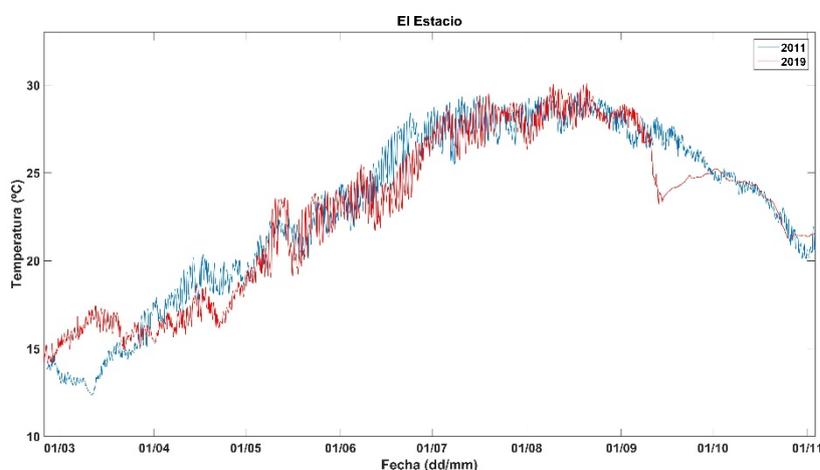


Figura 27. Series temporales de temperatura del fondo de 2011 y 2019 para El Estacio.

3.1.2.3.3. Marchamalo

Al igual que las otras dos zonas de intercambio, el canal de Marchamalo muestra el mismo patrón, pudiéndose observar claramente la bajada significativa de la temperatura por la DANA

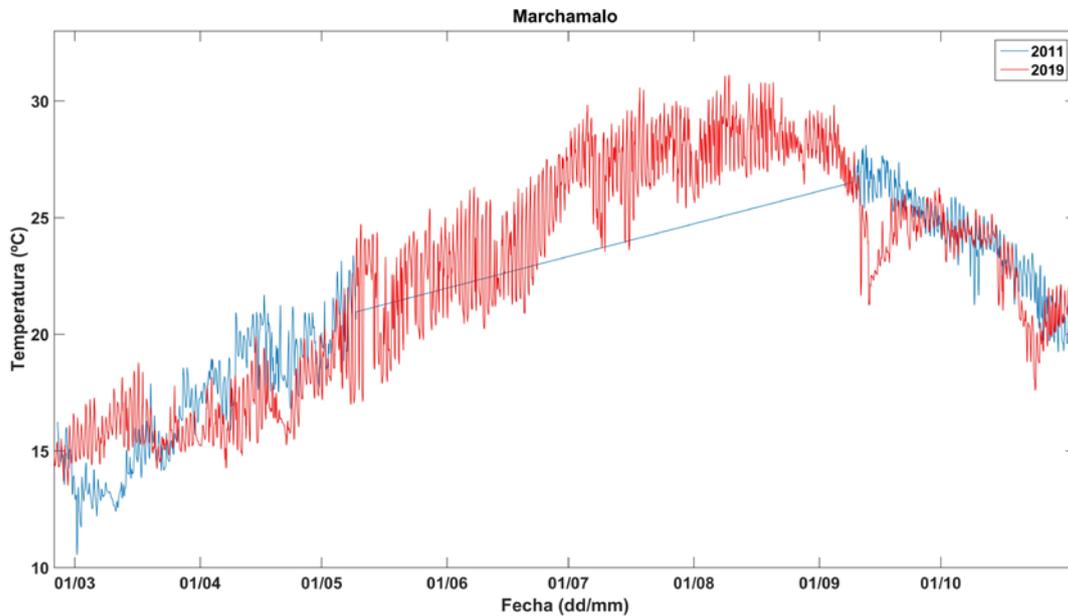


Figura 28. Series temporales de temperatura del fondo de 2011 y 2019 para el canal de Marchamalo.

3.1.3. RELACIONES ENTRE SERIES TEMPORALES OBSERVADAS

3.1.3.1. Relación entre la elevación del nivel del Mar Menor con respecto a la del Mediterráneo

Como se ha comentado anteriormente, las series temporales de elevación del nivel del mar de 2019, tanto del Mediterráneo como del Mar Menor, fueron referenciadas a cota 0 (nivel del mar en Alicante) para que fueran comparables a la hora de poder calcular los flujos a través de los canales a partir de sus desniveles.

La Figura 29 muestra la superposición de las series de elevación del nivel del mar Mediterráneo (sensor del puerto de San Pedro del Pinatar) y del Mar Menor (sensor del C.N. Lo Pagán) ambas series decimadas diariamente. Se puede apreciar un ligero desfase entre el nivel del Mar Menor con respecto al del Mediterráneo que también se observó en las series decimada

horariamente (no mostradas aquí). El pico que muestra la Figura 29 en septiembre corresponde a la DANA de ese mes.

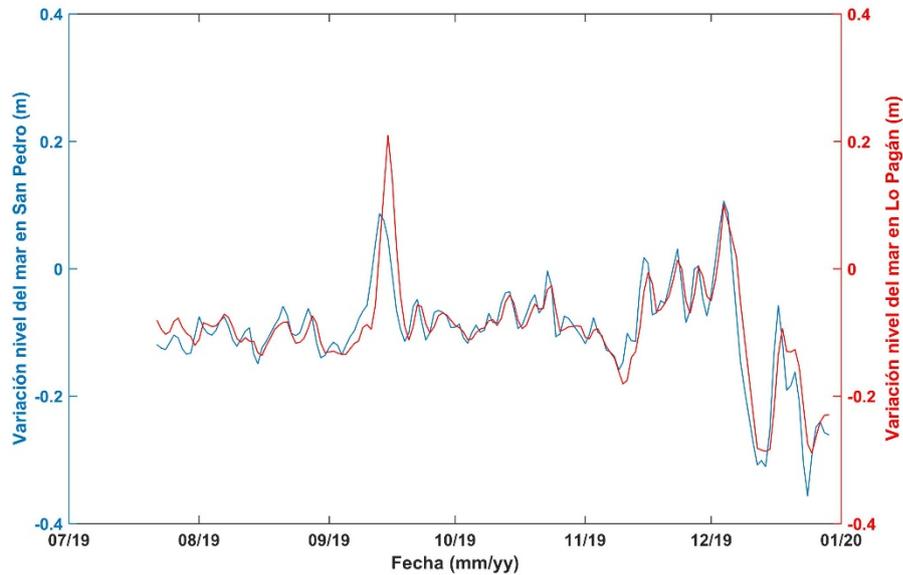


Figura 29. Superposición de las series de elevación del nivel del mar Mediterráneo y el Mar Menor, datos suavizados y decimados diariamente.

Al realizar la correlación cruzada entre ambas series (Figura 30) se aprecia un desfase de 1 día mostrando un coeficiente de correlación r de 0.93.

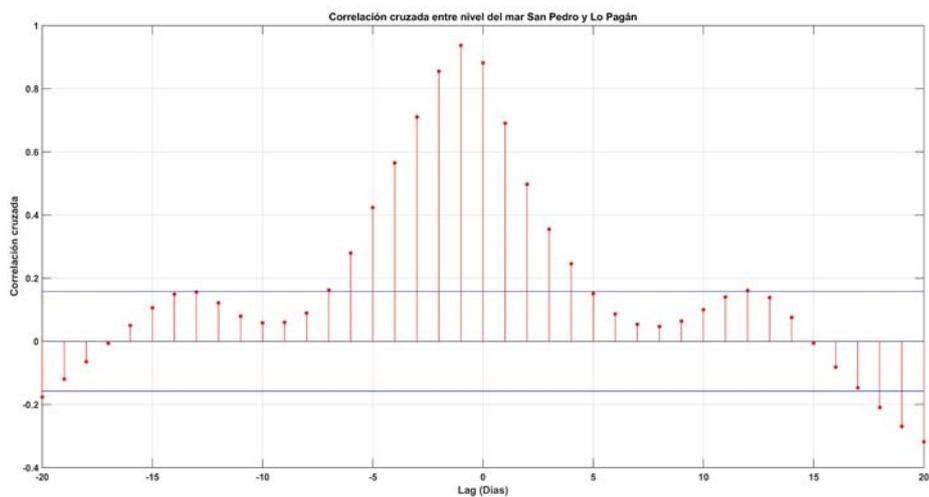


Figura 30. Correlación cruzada entre las series de elevación del nivel del mar Mediterráneo y Mar Menor para 2019 con datos suavizados y decimados diariamente.

3.1.3.2. Relación entre diferencias de elevación entre mares y flujo a través de El Estacio

La Figura 31 muestra la comparación de los caudales calculados a partir de los datos registrados por los ADCPs para las dos series de 2011 y 2019. Aunque cada año presenta ligeras diferencias se puede observar la pauta seguida hasta ahora en la que en el verano el intercambio es mucho menor que en los meses invernales.

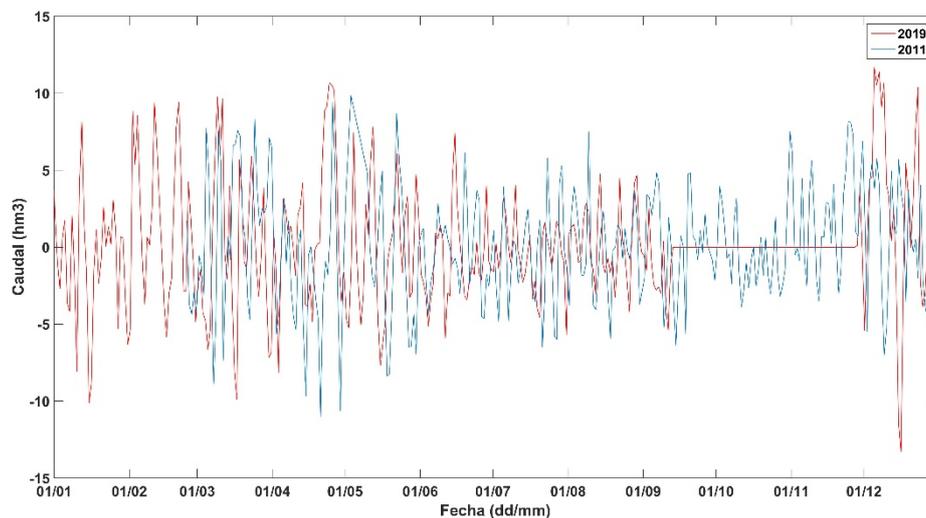


Figura 31. Comparación de los caudales a partir de los datos del ADCP para las dos series de 2011 y 2019.

A partir de los datos obtenidos en el apartado anterior se puede deducir la relación entre la diferencia de elevación entre mares y el flujo a través del canal de El Estacio. En la Figura 32 se muestran los datos de caudal registrados en el Estacio frente a las diferencias de nivel del mar. Se puede observar una correlación negativa entre ambas. El análisis de correlación cruzada entre ambas series (Figura 33) muestra una correlación negativa elevada ($r = -0.89$).

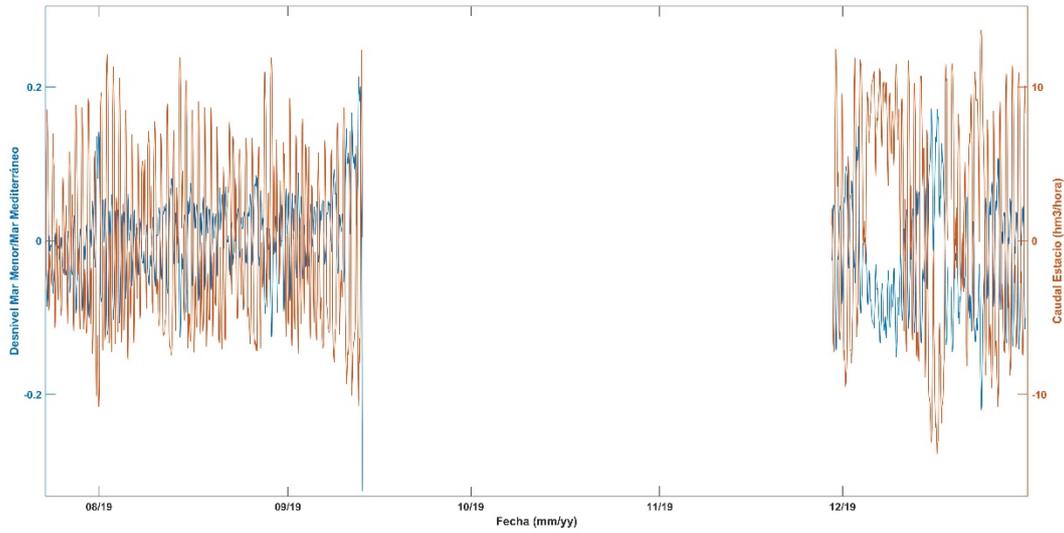


Figura 32. Datos de caudal registrados en el Estacio frente a las diferencias de nivel del mar Mediterráneo y Mar Menor.

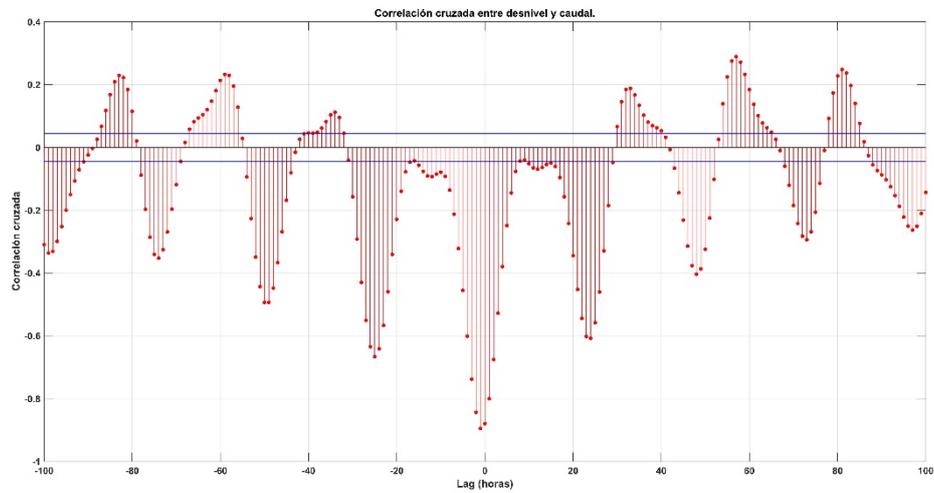


Figura 33. Correlación cruzada entre diferencia de elevación entre mares y caudal en El Estacio.

El caudal a través del Estacio se puede calcular, por tanto, a partir de las diferencias del nivel entre los dos mares mediante un modelo lineal

$$Q = -0.027 - 9.524 \Delta\eta \quad \text{Ecuación 5}$$

Donde Q es el flujo horario (entrada (+) o salida (-) de agua) y $\Delta\eta$ es la diferencia entre la elevación del nivel del mar Mediterráneo y del Mar Menor. Los valores para el término independiente (-0.027) pueden variar para un intervalo de confianza del 95% entre -0.0401 y -0.014, y para el término lineal entre -9.738 y -9.309 para el mismo intervalo de confianza.

La Figura 34 muestra ahora las series de datos de caudal calculados mediante la ecuación 5 y los registrados por el ADCP. Se aprecia a caudales altos el modelo lineal subestima ligeramente los caudales y en regímenes bajos los sobrestima también ligeramente. Pero en general parece una buena aproximación, a falta de afinar los cálculos y mejorar la ecuación, para obtener el caudal a partir de dos sensores de presión.

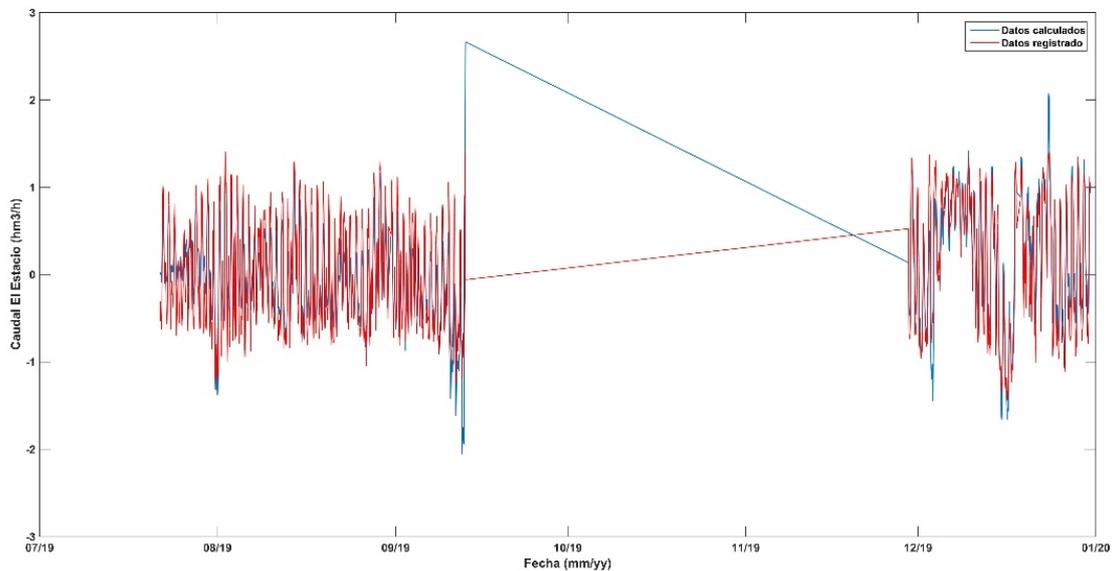


Figura 34. Datos de caudal calculados a partir de la ecuación

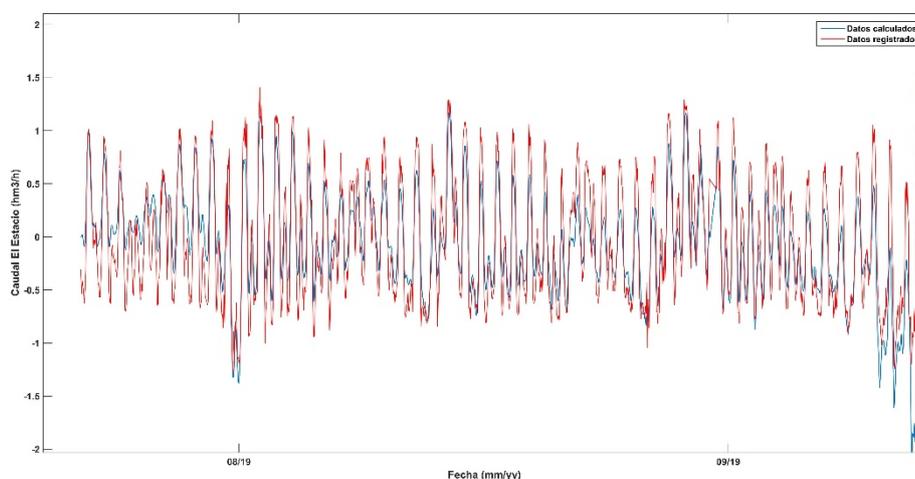


Figura 35. Zoom de Septiembre en dónde se pueden ver los datos calculados a partir de la ecuación 5 (línea azul) frente a los registrados (línea roja)

3.2. MEJORAS INTRODUCIDAS EN EL MODELO

Además de la instrumentación fondeada, su mantenimiento y el tratamiento de los datos registrados, se han introducido una serie de mejoras en el modelo hidrodinámico. Se ha probado toda una serie de ajustes a diferentes algoritmos para obtener una mejor aproximación a su funcionamiento y ver el grado de coherencia con los valores observados. Este paso es necesario para realizar simulaciones de larga duración que permitan entender las dinámicas con mayor detalle.

En este trabajo se han afinado las variaciones de elevación del nivel del mar tanto en el interior de la laguna como en los canales de comunicación debido a la entrada de agua desde las ramblas. También se han modificado algunos aspectos del modelo de interacción aire-agua COARE v 3.0, para el cálculo de la temperatura del agua, la evaporación y la salinidad. Algunas de estas mejoras se han validado parcialmente con los datos disponibles, por ejemplo, se ha podido contrastar la temperatura del fondo registradas por los ADCPs con la obtenida por el modelo en algunos pases del modelo limitados. Estos pases limitados sirven para corregir los ajustes antes

de proceder a una validación real de los datos, pero muestran la tendencia satisfactoria que permitirá obtener unas validaciones correctas.

El fenómeno de la DANA de 2019 ha sido un evento único de gran interés para su modelado - y contraste tanto de hipótesis como de herramientas de modelado -. En este trabajo se han orientado algunos esfuerzos para su modelización, aún sin disponer de todos los datos necesarios para una validación exigente.

En este apartado se detallan algunas de las mejoras introducidas y fenómenos simulados. Hay que entenderlos como un inicio en este proceso que ya se está, de hecho, ampliando, pero que en este trabajo se da cuenta únicamente del inicio de ellos y las hipótesis establecidas para la estrategia de validación.

3.2.1. VARIACIONES DE LA ELEVACIÓN NIVEL DEL MAR MENOR DEBIDO A LA ENTRADA DE AGUA DESDE LA CUENCA VERTIENTE

Para comprobar que tras las mejoras introducidas el modelo es capaz de simular correctamente la elevación del nivel del mar por aportes desde las ramblas, se ha elegido el episodio de la DANA de septiembre de 2019 simulando desde el 12/09/2019 hasta el 13/10/2019. En este episodio el sensor de elevación del nivel del mar registró un aumento de 0.6 m en torno a 13 horas. Tomando una superficie del Mar Menor de 135 Km², se puede estimar que entraron aproximadamente 81 Hm³ que suponen aproximadamente un 14% del volumen del Mar Menor. A su vez, si se considera que el nivel del mar aumentó en unas 13 horas, el flujo de entrada podría estimarse en 1730 m³/s o, lo que es lo mismo, 6.23 Hm³/h aproximadamente.

La Figura 31 muestra las series observadas (registradas por el sensor de Lo Pagán) y las predichas por el modelo. Hay que tener en cuenta que en el modelo se introdujo el flujo de entrada del agua dulce de forma distribuida conforme se explica en el apartado 2.5.1.4.8. y, por lo tanto, es una aproximación no contrastada con datos observados, que, por otra parte, no se tiene constancia que se hayan descrito. Aún con todo, el modelo reproduce de forma satisfactoria

el aumento de la elevación del nivel del mar del mismo orden al registrado, por lo que las diferencias hay que atribuirlos, más bien a las aproximaciones realizadas en los caudales de entrada, estimados a partir de la altura de la elevación del nivel del mar y distribuidos acorde a la fotografía del satélite Sentinel del 13/09/2019 (Figura 4).

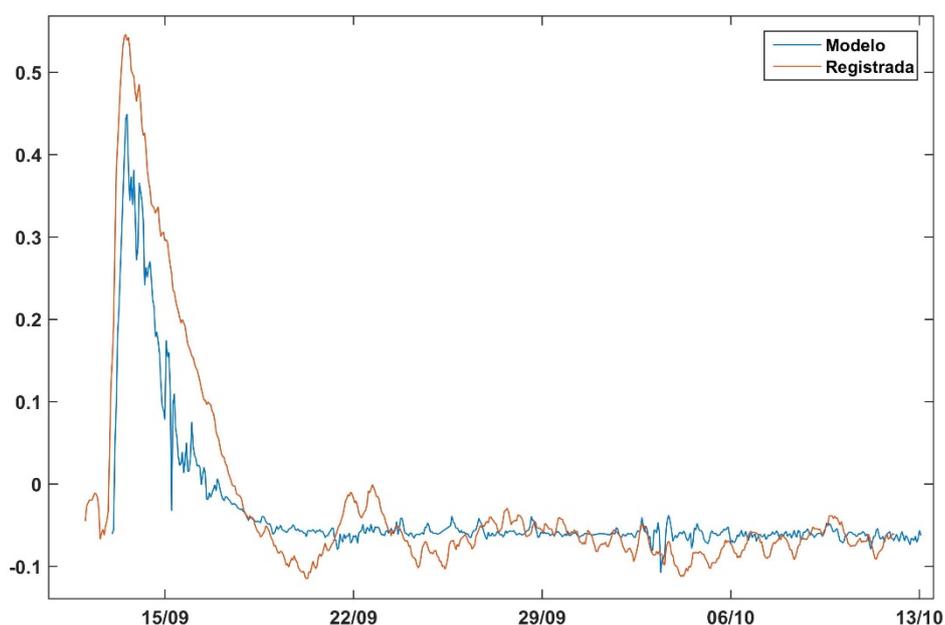


Figura 36. Elevación del nivel del Mar Menor durante el periodo de la DANA de septiembre de 2019. Línea roja observado, línea azul calculada por el modelo.

3.2.2. ELEVACIÓN DEL NIVEL DEL MAR EN LAS ENCAÑIZADAS – INUNDACIÓN

Las Encañizadas juegan un papel clave en los eventos de precipitaciones importantes como los de las DANAs. Tras una tormenta con lluvia, el nivel del Mar Menor se eleva y la mayor vía de desagüe la ofrecen Las Encañizadas. Este sistema de canales tiene una longitud de 1 Km una anchura de 1.26 Km y una profundidad máxima de 2.5 m, aunque su mayor parte presentan agua muy someras inferiores a 20 cm. Esto significa que cuando el nivel del Mar Menor crece, la

sección atravesada que presentan las Encañizadas aumenta considerablemente aumentando por tanto el flujo de agua a través de este sistema de canales. De hecho, es lo que sucedió tras la DANA de septiembre, de lo contrario el nivel del mar se hubiera mantenido durante mucho más tiempo, mientras que se restableció en aproximadamente 6 días.

El modelo trata esta zona como inundable (utilizando el módulo *wet/dry* de ROMS descrito con anterioridad). Al tratarse de un modelo de capa libre, considera que el agua puede inundar zonas por encima de una cota determinada en función del nivel del mar, circulando agua sobre ellas, quedando zonas emergidas sin circulación de agua cuando el nivel desciende.

La morfología de Las Encañizadas presenta un reto para su modelación al que hay que añadir la morfología del sustrato.

En la morfología cabe destacar un muro de piedra con una discontinuidad en la que existe una depresión del terreno (El Toyo) cuyo sustrato es fango muy poco compactado. En su vertiente mediterránea Las Encañizadas quedan delimitadas por los Escollos (Escullis) dejando una amplia zona con sedimento de fango y arribazones de *Posidonia oceánica* junto con arena. De hecho, la parte que ahora se mantiene emergida está compuesta de estos elementos.

Las zonas con sedimento consolidado están cubiertas de las fanerógamas marinas *Ruppia cirrhosa* y *Zostera noltii*. Ambas especies presentan un tallo de tipo rizoma formando una tupida red enterrada en los sedimentos. En la primera las hojas son acintadas, estrechas de 0.1 cm de anchura y de ápice obtuso, mientras que en la segunda están agrupadas en haces de 2 a 5 hojas, son acintadas, de ápice escotado, y de hasta 20 cm de longitud.

De este modo, los coeficientes de rozamiento del agua con el sustrato son muy variables influyendo sobre la elevación del nivel del mar. Cuando los niveles del mar son bajos, por debajo de la altura de las hojas, el agua encuentra una alta oposición al avance, pero cuando lo supera, el estrés de fondo es muy diferente según la zona provocando variaciones en las corrientes y en los niveles del mar.

Esta complejidad todavía no se ha abordado con suficiente detalle como para realizar simulaciones con un alto grado de fiabilidad. La batimetría y tipo de fondo cambiante

continuamente aumentan la complejidad de este proceso. La dificultad en el fondeo de instrumentos por vandalismo es también una dificultad añadida no menor.

Teniendo en cuenta estos aspectos, se han realizado algunas simulaciones parciales considerando el episodio de la DANA, y aunque todavía son necesarios muchos ajustes en los parámetros que intervienen en la simulación en función de los elementos considerados con anterioridad, se simulan razonablemente bien las zonas inundadas.

3.2.3. TEMPERATURA

El conjunto de algoritmos del módulo COARE v3.0 considera una amplia gama parámetros, entre los que se encuentran los atmosféricos, con especial incidencia de la temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento y cobertura nubosa, además de la fecha, la latitud. A partir de estos valores se derivan toda otra serie de parámetros con los que luego se calculan los flujos de calor y, con ellos, la evaporación y a partir de ésta la salinidad.

El algoritmo COARE, una vez adaptado a las condiciones del Mar Menor, ha mostrado robustez y capacidad de ajuste rápido. La Figura 37 muestra cómo iniciando el modelo con una diferencia de más de 5° C en las condiciones iniciales con respecto a los valores observados tiende a converger hacia éstos en menos de dos semanas de simulación, teniendo en cuenta, además, que no se ajustaron previamente otros parámetros. A la hora de redactar este informe estos resultados ya funcionan con precisión no simulada previamente. También hay que tener en cuenta que se están utilizando como referencia valores observados de temperatura en el fondo del mar, y por tanto influidos por procesos advectivos y de interfase agua/sedimento que no se están considerando en las pruebas realizadas y una vez ajustados proporcionan resultados satisfactorios previos a su validación.

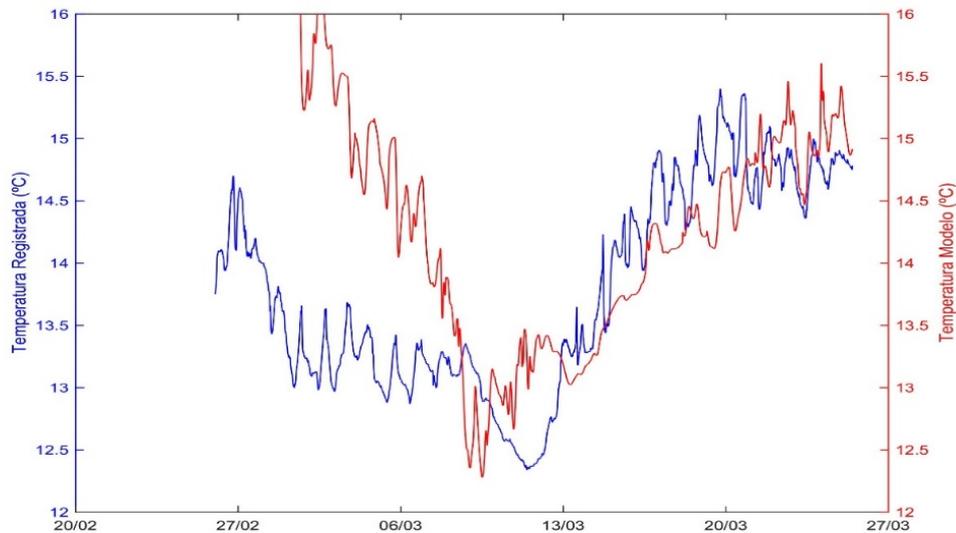


Figura 37. Prueba de convergencia de datos de temperatura registrados y modelados.

3.2.4. SALINIDAD

Los datos de salinidad producidos por el modelo se han contrastado con los obtenidos mediante CTD en las campañas de monitorización del Mar Menor disponibles en el servidor de datos científicos del Mar Menor. Estos datos son discretos, con una tasa de adquisición de datos semanal o mayor, por lo que sólo pueden ser útiles aquí para indicar una tendencia, no para una validación propiamente hablando. En cualquier caso, y únicamente a modo de prueba, se ha rodado el modelo durante un periodo corto de tiempo y se han contrastado los datos en un punto en la zona de San Javier frente al Aeropuerto donde se fondeó un ADCP adicional.

Las Figura 38 y Figura 39 muestra los datos simulados y observados en la capa del fondo e intermedia respectivamente. En esta última se observa cómo el modelo reproduce la tendencia para la salinidad el efecto de la entrada de agua dulce por la DANA de septiembre de 2019.

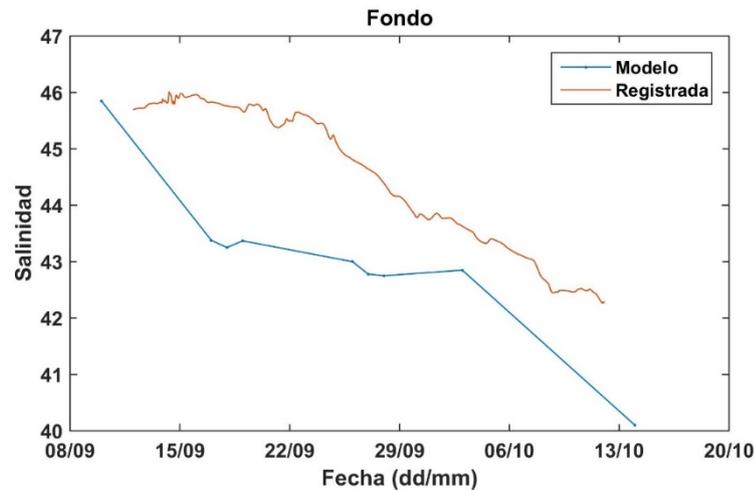


Figura 38. Valores de salinidad en la capa del fondo observados (obtenidos del SDC del Mar Menor, línea marrón) y modelados (línea azul).

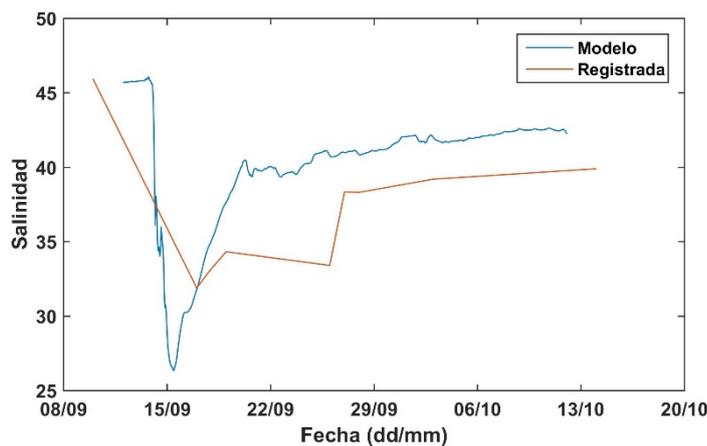


Figura 39. Valores de salinidad en la capa intermedia observados (obtenidos del SDC del Mar Menor, línea marrón) y modelados (línea azul).

La Figura 40 muestra las diferencias de salinidad entre la capa superficial y la de fondo simuladas en un periodo corto de tiempo desde finales de febrero a mediados de marzo. Aunque estos datos son provisionales y deben considerarse todavía con muchas cautelas, pues deben ser validados adecuadamente, sugieren que el modelo es capaz de reproducir las diferencias en este parámetro. De hecho con algunos ajustes realizados se ha podido reproducir la estratificación de la columna de agua debida a la entrada de agua dulce (apartado 3.2.6 más abajo).

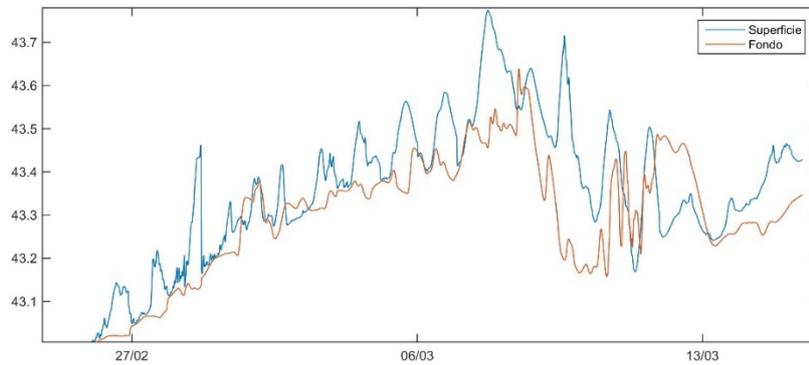


Figura 40. Serie de salinidad simulada en superficie y fondo en una estación frente al aeropuerto de San Javier.

La siguiente prueba que se realizó fue la correspondiente a la distribución vertical de la salinidad. Tomando como ejemplo la estación E06 (37.7104 N, -0.7783 O) del día 19/09/2019 del Servidor de Datos Científicos, se obtienen unos perfiles muy concordantes (Figura 41) indicando la menor salinidad en la capa superficial y su variación con la profundidad.

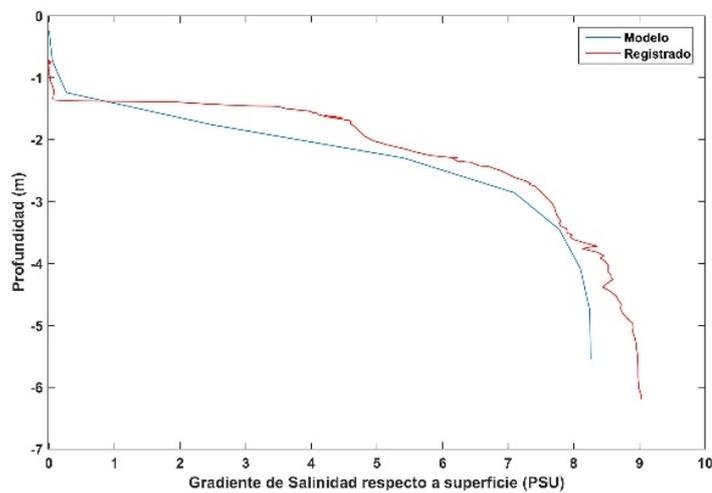


Figura 41. Perfil vertical del gradiente de salinidad registrado y modelo.

También se ha simulado la salinidad durante los tres días siguientes a la Dana de 2019. La Figura 42 muestra la evolución de la salinidad en superficie y una sección transeversal los días 13, 14 y 15 de septiembre de 2019 tras el episodio de la DANA. Si bien estos datos hay que

entenderlos todavía como provisionales, se muestran para indicar que las tendencias observadas se reproducen con el modelo, si bien todavía son necesarios algunos ajustes.

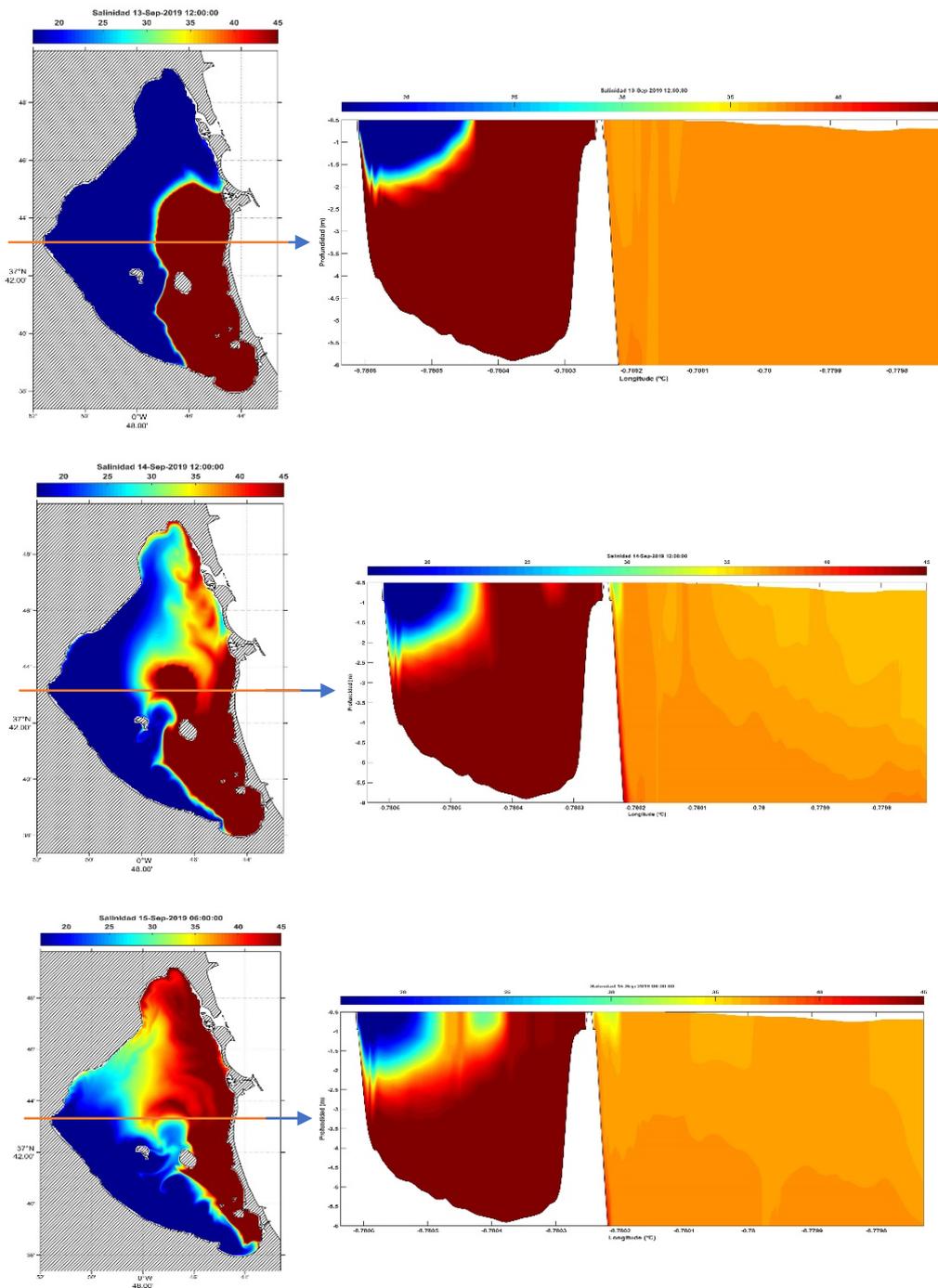


Figura 42. Simulación de la salinidad tras la entrada de agua procedente de la cuenca vertiente al Mar Menor tras la DANA de septiembre de 2019.

3.2.5. TASA DE EVAPORACIÓN

Los mapas de la tasa de evaporación obtenidos por el modelo muestran la gran heterogeneidad tanto temporal como espacial en el Mar Menor.

La Figura 43 muestra dos mapas obtenidos para unas fechas concretas de los meses de diciembre y julio donde se ha mantenido la misma barra de color para indicar las diferencias entre ellas. Se puede observar que en diciembre hay una mínima evaporación, mientras que en julio se duplica al menos.

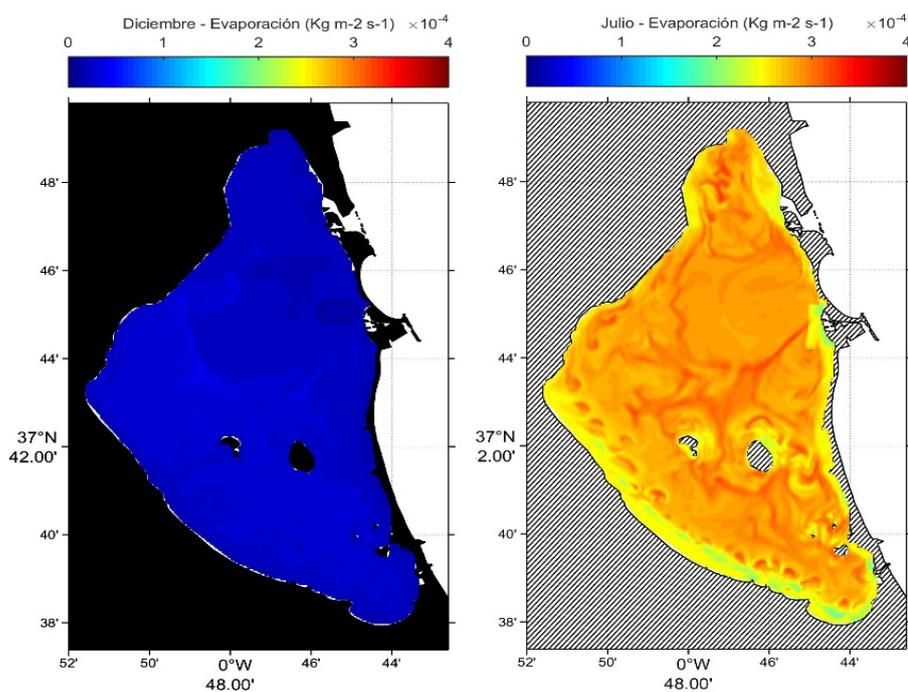


Figura 43. Tasas de evaporación de un día del mes de diciembre (izquierda) y de Julio (derecha) de 2011 calculada por el modelo.

La Figura 44 muestra la evolución de la evaporación total simulada para la serie de 2011 indicando que en momentos puntuales no hay prácticamente evaporación ninguna en invierno y, en cambio, la tasa de evaporación puede cuatriplicarse en los meses de verano.

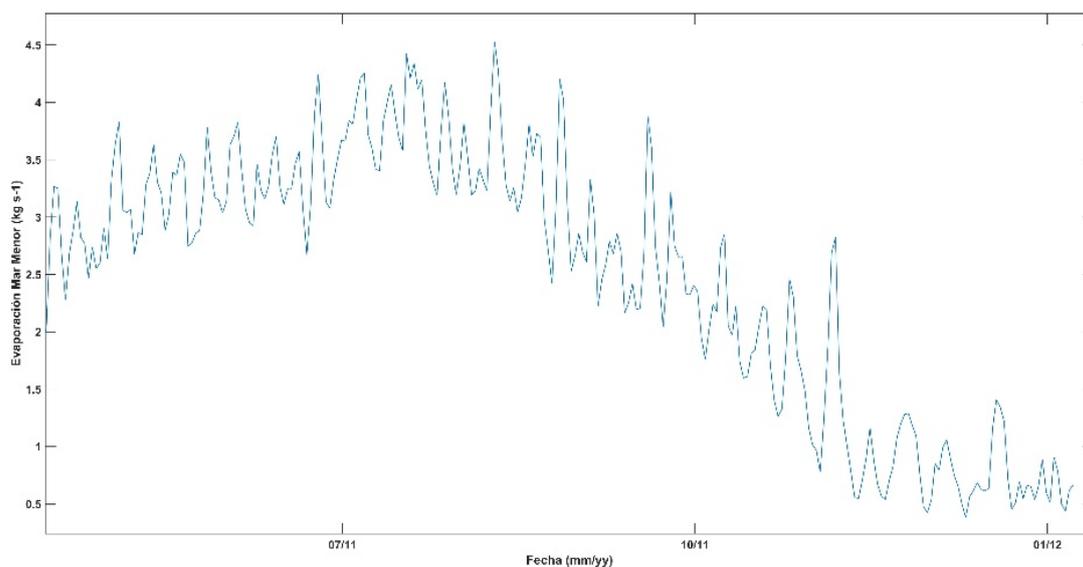


Figura 44. Tasa de evaporación calculada por el modelo para 2011. Valores representados cada ocho horas.

La evaporación es sensible a la temperatura del agua y ésta presenta una heterogeneidad espacial relevante, sobre todo en zonas y periodos de entrada de agua del mediterráneo con diferente temperatura a la del Mar Menor. La Figura 45 muestra dos ejemplos en ello, el de la izquierda corresponde a una situación de meses más fríos, en la que entra agua con mayor temperatura por El Estacio, y la de la derecha a una situación de meses más cálidos en la que el agua que entra es más fría, afectando ambas a la evaporación.

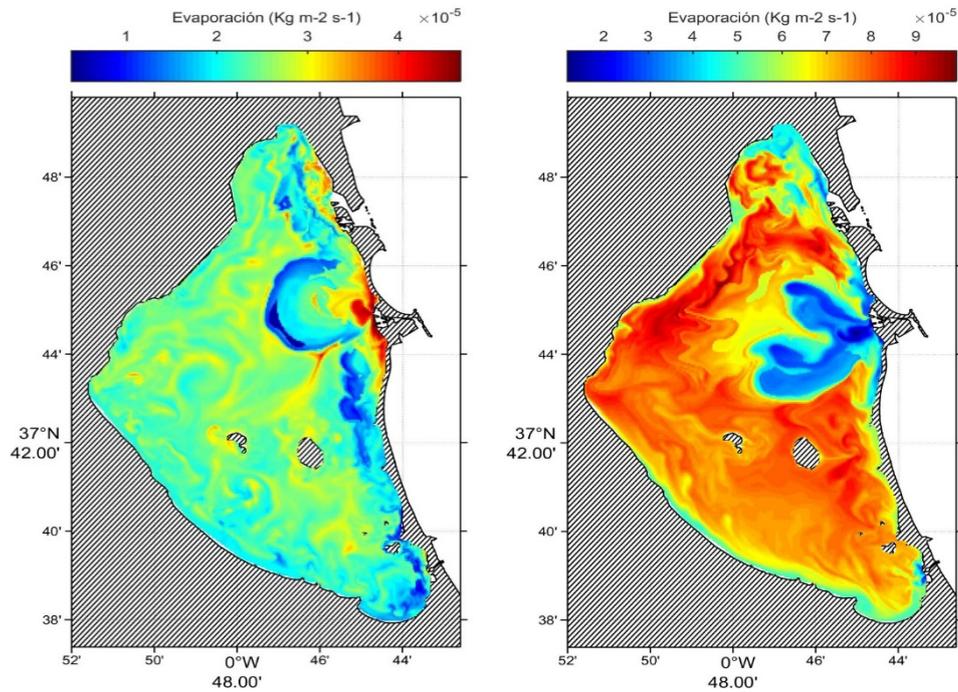


Figura 45. Comparación de la tasa de evaporación de meses fríos (izquierda) y calurosos (derecha) correspondiente a 2011.

3.2.6. ESTRATIFICACIÓN DE LA COLUMNA DE AGUA

El aporte de agua dulce, bien sea por escorrentía superficial o descarga subterránea, altera la estructura vertical de la lámina de agua del Mar Menor. Al introducirse agua menos salada por la superficie ésta tiende a quedarse en esa posición al encontrarse una capa más densa en el fondo. La flotabilidad del agua se mide con la frecuencia de Brünt-Väisälä. En condiciones de baja energía cinética (vientos flojos), la masa de agua menos pesada tiende a subir quedando una estructura bicapa con agua más pesada, de mayor salinidad, en el fondo. En condiciones de mayor energía cinética las capas pueden mezclarse. La Dana de septiembre de 2019 introdujo, como se ha comentado antes, unos 81 Hm^3 de agua poco salina, con gran parte de ella saliendo al Mediterráneo sin mezclarse prácticamente. Al equilibrarse los niveles del Mar Menor y del Mediterráneo tras la DANA, la masa de agua de la laguna quedó estratificada en dos capas. El

número de Richardson indica las condiciones para esta la estratificación. Aunque estos cálculos se realizarán más adelante, el modelo es sensible a este fenómeno y refleja la evolución de la estratificación conforme entró el agua dulce de la DANA. Se observa cómo con el paso del tiempo se mantuvo y fue modificando la estratificación en función de la cantidad de agua que entraba desde la cuenca vertiente, la que salía al Mediterráneo la velocidad del viento. La Figura 46 muestra una secuencia del perfil de salinidad en un mismo punto desde el 12 de septiembre al 25 de septiembre partiendo de un perfil vertical con salinidad 46 P.S.U. hasta que quedó estratificada a partir del 16 de septiembre.

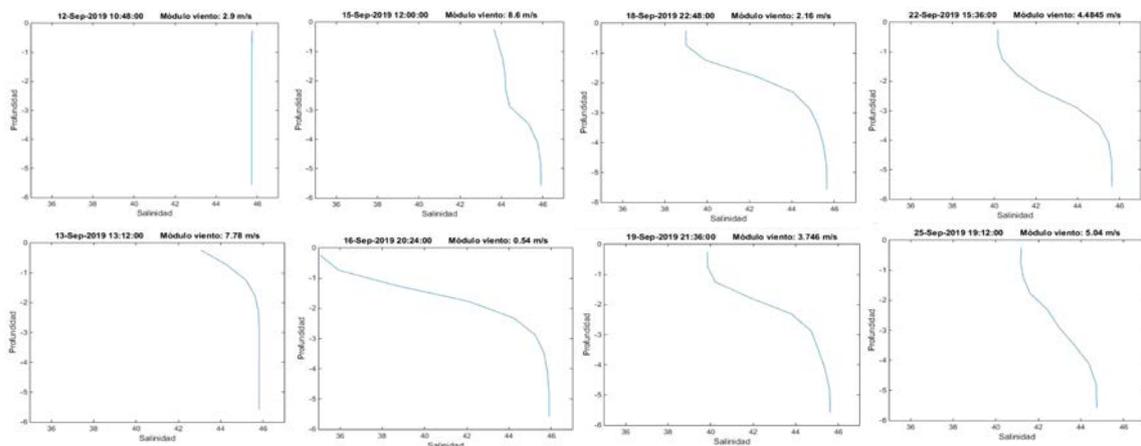


Figura 46. Secuencia del perfil de salinidad modelado en un mismo punto desde el 12 de septiembre al 25 de septiembre.

3.2.7. NITRATOS

A falta de disponer de datos biogeoquímicos con detalle suficiente, existe la aproximación de simular la carga contaminante mediante un trazador pasivo. En este caso se ha simulado la entrada de nitratos como si se comportaran pasivamente, es decir, que la concentración que ha entrado a la laguna se transporta, diluye o concentra, en función del movimiento del agua.

Esta simulación hay que tomarla como lo que es, una mera aproximación, que puede, y de hecho lo hace, producir resultados que se ajustan a las aproximaciones que también se han tenido en cuenta por diferentes autores para estimar la cantidad de nitratos que se vertieron al Menor con motivo de la DANA de septiembre de 2019.

Aunque no se hace aquí un análisis cuantitativo detallado, que será objeto de otros trabajos, las simulaciones realizadas ponen de manifiesto que la carga contaminante, al igual que la mayoría del agua dulce, debió quedarse en la capa superficial en los días sucesivos a la DANA. La Figura 47 muestra la evolución de estos nitratos considerados como un trazador pasivo entrando por los puntos de acceso del agua dulce considerados en el apartado 2.5.1.4.8.

Se puede apreciar cómo los nitratos se distribuirían por la capa superficial cubriendo aproximadamente la mitad del Mar Menor en unas 10 horas, para completar toda la superficie en poco más de un día (30 horas) incrementándose su concentración en algo más de 3 días (80 horas aproximadamente). En cambio, en la capa de fondo sólo se incrementaría la concentración en las zonas pegadas a las orillas, muy somera, donde prácticamente toda la columna de agua sería de agua dulce.

Estas simulaciones son acordes con los datos observados en campañas de muestreo realizada en los días siguientes a la DANA corroborando que la proliferación de fitoplancton que produjo la anoxia en la capa de fondo se produjo en superficie y no en toda la columna de agua.

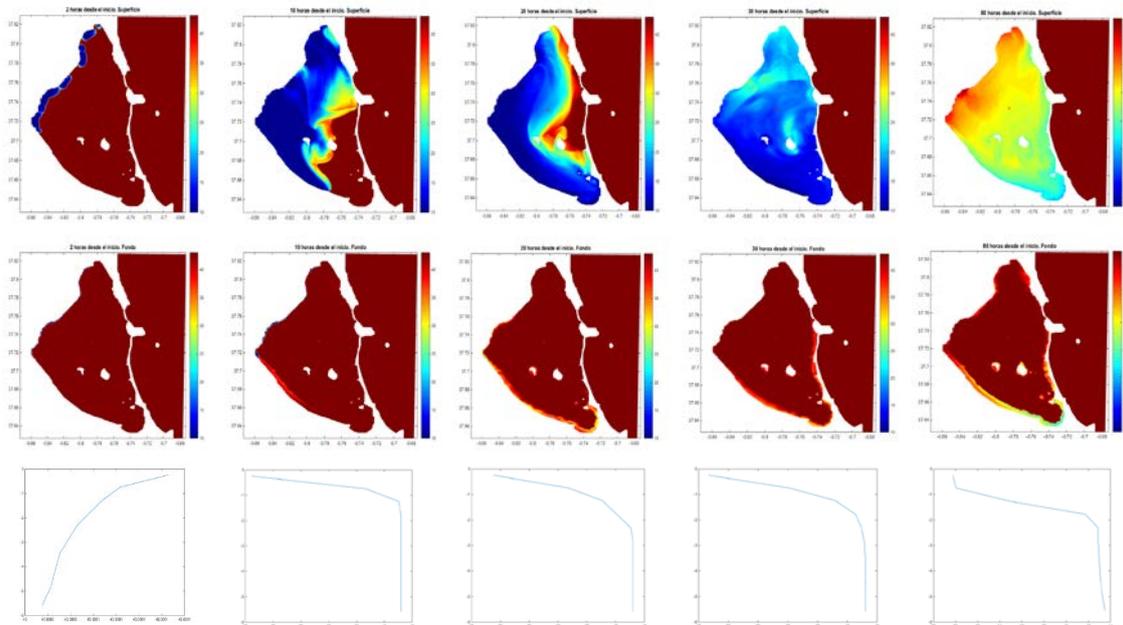


Figura 47. Distribución del porcentaje de mezcla como aproximación a la distribución de la concentración de nitratos en la capa de superficie (primera fila de mapas) y fondo (segunda fila), con el perfil del grado de mezcla a 2, 10, 20, 30 y 80 horas de simulación.

3.2.8. MOVIMIENTO DE LA CAPA ANÓXICA DEL FONDO QUE PRODUJO LA MORTANDAD MASIVA DE PECES Y CRUSTÁCEOS EL 12/10/2019

Como se ha venido mostrando a lo largo de las diferentes secciones de este documento, tras la DANA de septiembre de 2019 la columna del Mar Menor quedó estratificada con una carga de nitratos - y otros nutrientes - en la capa superficial. Los perfiles de salinidad, tanto observados como simulados muestran que la capa profunda por debajo de los 3.5 a 4 metros aproximadamente quedó con una salinidad muy superior a la superficial donde se produjo la proliferación masiva de fitoplancton cuya biomasa, al caer al fondo dejó esa capa anóxica.

La simulación realizada de esas fechas permitió modelar el balanceo de esta capa que al desplazarse hacia la zona de la playa de Villananitos asfixió a la fauna existente en la zona estimada entre 3.5 – 4 toneladas de peces y crustáceos.

Las simulaciones se comenzaron a realizar en cuanto se tuvieron los primeros datos de anoxia en el fondo. La simulación realizada del perfil vertical de salinidad en la que se muestran también el módulo del viento, pone de manifiesto que la estratificación no se rompió por falta de viento (energía cinética) pues hubo prácticamente calma desde inmediatamente después de la tormenta hasta el 12 de octubre. Con una semana de antelación se fueron observando las previsiones de viento para estimar si la ventana de 6 horas de viento de 6 m/s predicha sería capaz de romper esta estratificación. La Figura 48 muestra un fotograma de la simulación donde se aprecia cómo el viento soplando del SE hizo que la capa de fondo se desplazara aflorando hacia la ribera interna de la Manga.

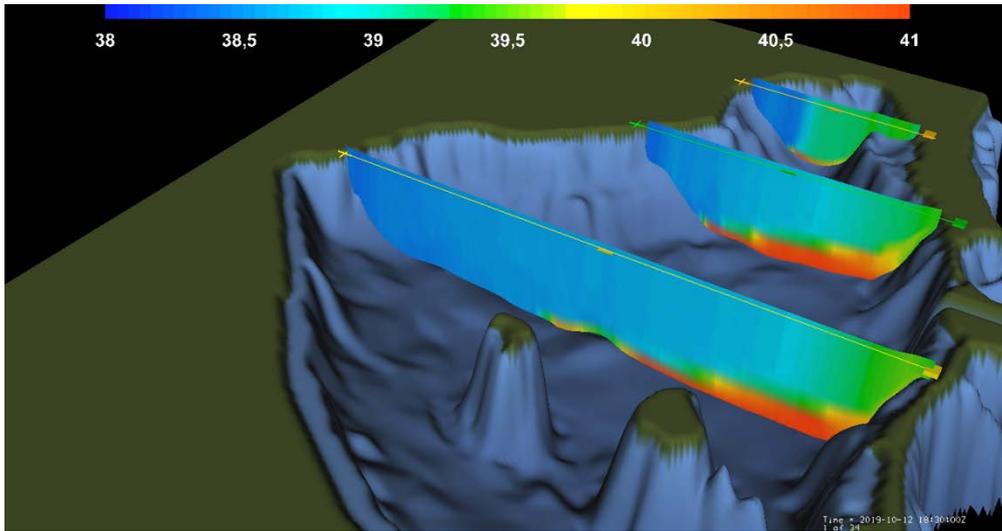


Figura 48. Fotograma de la simulación de la salinidad con vientos del SE de 6 m/s.

De otro lado, la simulación de la isóclina de 40 P.S.U. (Figura 49) pone de manifiesto la situación inicial de la anoxia al quedarse la capa por encima de esa salinidad sin oxígeno. La simulación muestra cómo un ramal se desplazó el día 12 de octubre hacia el norte, y la situación final del día 13 cuando desapareció la anoxia confinada a una capa delgada del fondo.

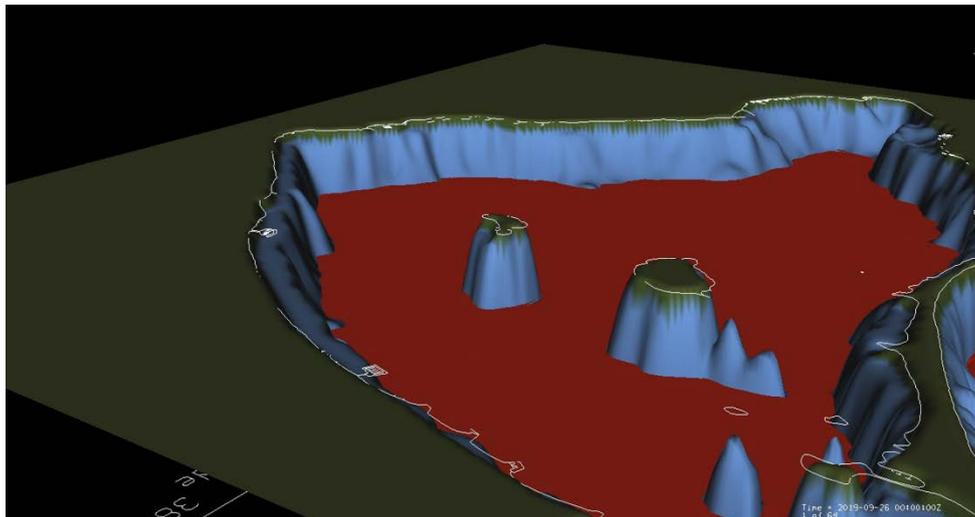


Figura 49. Fotograma de la situación inicial de la capa anóxica del fondo del Mar Menor tras la DANA de septiembre de 2019..

4. CONCLUSIONES

A la vista de los resultados expuestos a lo largo de este documento, se puede concluir que:

- La entrada de agua dulce supone una disminución de la salinidad del Mar Menor hasta el punto de que en la actualidad existe una diferencia mínima entre el agua del Mar Menor y el Mediterráneo adyacente.
- En estas condiciones, y mientras siga entrando agua dulce en las cantidades actuales, el agua más salada tiende a descender produciéndose una estratificación de la columna de agua que puede considerarse permanente, excepto cuando hay grandes temporales de viento que la rompen formándose de nuevo con rapidez en cuanto cesan.
- El agua más pesada estancada en el fondo podría quedarse en condiciones de hipoxia/anoxia entre otras causas por:
 - aumento de la temperatura que disminuiría la solubilidad del oxígeno en el agua;
 - consumo de oxígeno debido a la descomposición de la materia orgánica por microorganismos procedente de la capa superior (por ejemplo, por proliferación de fitoplancton); liberación de compuestos reducidos (SH_2^+ , NH_4^+ , PO_4^+) de sedimentos anóxicos.
- Debido a la estratificación, y si no hay vertido cero de nitratos efectivo y sigue entrando la cantidad de agua dulce con los flujos actuales, el Mar Menor estará muy probablemente expuesto a episodios de hipoxia/anoxia recurrentemente.
- La entrada de agua dulce tras las diferentes DANAs en 2019 y 2020, está teniendo una implicación en la denominada “*mediterraneización*” del Mar Menor mucho mayor de lo que la tuvo en su momento la apertura del canal de El Estacio.
- Las modificaciones producidas por la gran cantidad de agua dulce que ha entrado por las diferentes DANAs, sobresaturación del nivel freático con persistencia de escorrentía superficial de aguas subterráneas, en la hidrodinámica hacen que el Mar Menor haya pasado de tener un comportamiento de “*cubeta de concentración*” a tener un comportamiento más propio de un “*lago*” de agua dulce o estuario, proporcionando un cambio radical en el funcionamiento del ecosistema.



5. AGRADECIMIENTOS

Al Servicio de Pesca de la Consejería de Agua, Agricultura, Ganadería, Pesca y Medio Ambiente, por la toma de datos disponibles en el Servidor de Datos Científicos del Mar Menor (SDC). Al equipo de SIGyT del IMIDA por la elaboración de las batimetrías actualizadas. Al equipo del Área de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría de la UPCT por su ayuda en la georreferenciación de los sensores. Al equipo de SASEMAR por la ayuda prestada en la recuperación de un equipo fondeado. Al puerto deportivo Villa de San Pedro y al Club Náutico de Lo Pagán por albergar dos sensores de elevación del nivel del mar.

6. BIBLIOGRAFÍA

- [1] «Decreto n.º 53/2018, de 27 de abril, por el que se establecen los Órganos Directivos de la Consejería de Empleo, Universidades, Empresa y Medio Ambiente.,» Boletín Oficial de la Región de Murcia, 2018.
- [2] «Decreto n.º 274/2018,» de 27 de diciembre, por el que se establecen las norma favor de la Universidad Politécnica de Cartagena para el desarrollo del proyecto sobre modelado hidrodinámico de alta resolución, estudio del intercambio de agua entre el Mar Menor y el Mediterráneo., 2018.
- [3] «Monitorización Costera para el Mar Menor,» ,CMS (463.01-08_CLUSTER). Plan de Ciencia y Tecnología de la Región de Murcia 2007-2010, Comunidad Autónoma de Murcia, 2008.
- [4] F. López-Castejón, «Caracterización de la hidrodinámica del Mar Menor y los flujos de intercambio con el Mediterráneo mediante datos in situ y modelado numérico.,» Tesis Doctoral, 2017.
- [5] W. Emery y R. Thomson, «Data Analysis Methods in Physical Oceanography Second,» 2001.
- [6] V. Koutitonsky, «Time series analysis of lagoon variables. In Assessment of the Fate and Effects of Toxic Agents on Water Resources,» p. 127–142, 2007.
- [7] «Aquadopp Current Profiler User Guide,» 2008. [En línea].
- [8] E. Fraile-Nuez, F. Machín y J. Santa-Casiano, Estudio oceanográfico integral de alta resolución de la laguna costera del Mar Menor, Murcia: Campaña MM1116, 2017.

- [9] M. Erena, J. Domínguez, F. Aguado-Giménez, J. Soria y S. García-Galiano, «Monitoring Coastal Lagoon Water Quality through Remote Sensing: The Mar Menor as a Case Study,» vol. 11, p. 1468, 2019.
- [10] M. Erena, J. Dominguez, J. Atenza, S. García-Galiano, J. Soria y A. Pérez-Ruzafa,, «Bathymetry Time Series Using High Spatial Resolution Satellite Images. Water,» vol. 12, p. 531, 2020.
- [11] C. Hill, C. DeLuca, Balaji, A. Da Silva y M. Suarez, The architecture of the Earth System Modeling Framework, vol. 6, in Computing in Science & Engineering, Jan-Feb 2004, pp. 18-28.
- [12] D. B. Haidvogel, H. G. Arango, K. Hedstrom, A. Beckmann, P. Malanotte Rizzoli y A. F. Shchepetkin, Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: simulations in nonlinear terrain-following coordinates., vol. 32, Dynamics of Atmospheres and Oceans, 2000, pp. 239-281.
- [13] P. Marchesiello, J. C. McWilliams y A. Shchepetkin, «Equilibrium structure and dynamics of the California Current System,» pp. 753-783, 2003.
- [14] A. Peliz, J. Dubert y D. B. Haidvogel, «Subinertial Response of a Density-Driven Eastern Boundary Poleward Current to Wind Forcing,» pp. 1633-1650, 2003.
- [15] E. Di Lorenzo, «Seasonal dynamics of the surface circulation in the southern California Current System,» pp. 2371-2388, 2003.
- [16] M. S. Dinniman, J. M. Klinck y W. O. S. Jr, «Cross shelf exchange in a model of the Ross Sea circulation and biogeochemistry,» pp. 3103-3120, 2003.
- [17] W. Budgell, «Numerical simulation of ice-ocean variability in the Barents Sea region,» 2005.

- [18] J. C. Warner, C. R. Sherwood, H. G. Arango y R. P. Signell, «Performance of four turbulence closure methods implemented using a generic length scale method,» *Ocean Modelling*, 2005a.
- [19] J. L. Wilkin, H. G. Arango, D. B. Haidvogel, C. S. Lichtenwalner, S. M. Durski y K. S. Hedstrom, «A regional Ocean Modeling System for the Long-term Ecosystem Observatory,» *J. Geophys. Res.*, 2005.
- [20] A. F. Shchepetkin y J. C. McWilliams, «A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate,» 2003.
- [21] A. F. Shchepetkin y J. C. McWilliams, The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model., *Ocean Modelling*, 2005, p. 347–404.
- [22] A. Moore, H. Arango, . A. Miller, B. Cornuelle, E. Di Lorenz y D. Neilson, A Comprehensive Ocean Prediction and Analysis System Based on the Tangent Linear and Adjoint Components of a Regional Ocean Model, vol. 7, *Ocean Modelling*, 2004, pp. 227-258.
- [23] A. Moore, H. Arango, E. D. Lorenzo, A. Miller y B. Cornuelle, «An adjoint sensitivity analysis of the southern portion of the California Current circulation and ecosystem,» vol. Part I: The physical circulation, p. *J. Phys. Oceanogr*, 2006.
- [24] E. Di Lorenzo, A. Moore, H. Arango, B. Cornuelle, A. Miller, B. Powell, B. Chua y A. Bennett, «Weak and Strong Constraint Data Assimilation in the inverse Regional Ocean Modeling System (ROMS): development and applications for a baroclinic costal upwelling system,» *Ocean Modelling*, 2006.
- [25] A. F. Shchepetkin y J. C. McWilliams, The Regional Ocean Modeling System: A split-explicit, free-surface, topography following coordinates ocean model, *Ocean Modelling*, 2005, pp. 347-404.

- [26] Y. Song y D. Haidvogel, A Semi-implicit Ocean Circulation Model Using a Generalized Topography-Following Coordinate System, vol. 115, *Journal of Computational Physics*, 1994, p. 228–244.
- [27] A. F. Shchepetkin y J. C. McWilliams, «An Accurate Boussinesq oceanic model with a practical, "Stiffened" equation of state,» *Ocean Modeling*, pp. 41-70, 2011.
- [28] J. M. Souza, B. Powell, A. C. Castillo-Trujillo y P. Flament, «The Vorticity Balance of the Ocean Surface in Hawaii from a Regional Reanalysis,» *J. Phys. Oceanogr*, pp. 424-440, 2015.
- [29] D. B. Haidvogel y A. Beckmann, «Numerical Ocean Circulation Modeling. Series on Environmental Science and Management,» *Imperial College Press*, p. 319, 1999.
- [30] A. F. Shchepetkin y J. C. McWilliams, «Quasi-monotone advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation,» *Monthly Weather Rev*, vol. 126, pp. 1541-1580, 1998.
- [31] G. L. a. T. Y. Mellor, «Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems,» *Geophys. Space Phys*, vol. 20, pp. 851-875, 1982.
- [32] B. Galperin, L. H. Kantha, S. Hassid y A. Rosati, «A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows,» *J. Atmos. Sci*, vol. 45, pp. 55-62, 1988.
- [33] J. S. Allen, P. A. Newberger y J. Federiuk, «Upwelling circulation on the Oregon continental shelf. Part I: Response to Idealized Forcing,» *J. Phys. Oceanogr*, vol. 35, pp. 1843-1866, 1995.
- [34] L. Umlauf y H. Burchard, «A generic length-scale equation for geophysical turbulence models,» *J. Marine Res.*, vol. 61, pp. 235-265, 2003.
- [35] W. G. Large, J. C. McWilliams y S. C. Doney, «Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization,» *Geophys*, vol. 32, pp. 363-403, 1994.

- [36] L. Kantha y C. Clayson, «Numerical Models of Oceans and Oceanic Processes,» *Academic Press*, vol. 66, p. 940, 1994.
- [37] V. M. Canuto, Y. C. A. Howard y M. S. Dubovikov, «Ocean turbulence I: one-point closure model. Momentum and heat vertical diffusivities,» *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 31, pp. 1413-1426, 2001.
- [38] R. Styles y S. M. Glenn, «Modeling stratified wave and current bottom boundary layers in the continental shelf,» *J. Geophys. Res.*, vol. 105, pp. 24119-24139, 2000.
- [39] C. W. Fairall, E. F. Bradley, D. P. Rogers, J. B. Edson y G. S. Young, «Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment,» *Geophys.*, vol. 101, pp. 3747-3764, 1996.
- [40] P. Marchesiello, J. C. McWilliams y A. F. Shchepetkin, «Open boundary conditions for long-term integration of regional ocean models,» *Ocean Modelling*, vol. 3, pp. 1-20, 2001.
- [41] R. A. Flather y A. M. Dame, «Note on a preliminary scheme for storm surge prediction using numerical models,» *J. R. Met. Soc.*, pp. 123-132, 1976.
- [42] W. Liu, K. Katsaros y J. A. Businger, Bulk parameterization of the air-sea exchange of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface., vol. 36, *J. Atmos. Sci.*, 1979, p. 2052-2062.
- [43] WCRP, Scientific plan for the TOGA Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment., World Climate Research Program Publication Series, N. 3 Addendum, 1990, p. 94.
- [44] P. Webster y R. Lukas, TOGA COARE: The coupled ocean atmosphere response experiment., vol. 73, *Bull. Am. Met. Soc.*, 1992, pp. 1377-1416.

- [45] A. A. Grachev y C. W. Fairall, «Dependence of the Monin–Obukhov Stability Parameter on the Bulk Richardson Number over the Ocean,» *NOAA Environmental Technology Laboratory*, vol. 36, p. 406, 1997.
- [46] B. Haidvogel, H. Arango, W. Budgell, B. Cornuelle, E. Curchitser, E. Di Lorenzo, K. Fennel, W. Geyer, A. Hermann, L. Lanerolle, J. Levin, J. McWilliams, A. Miller, A. Moore, T. Powell, A. Shchepetkin, C. Sherwood, R. Signell, J. Warner y J. Wilkin, Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the Regional Ocean Modeling System, vol. 227, *Journal of Computational Physics*, 2008, p. 3595–3624.
- [47] C. Fairall, E. Bradley, J. Hare, A. Grachev y J. Edson, Bulk Parameterization of Air–Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm., *Journal of Climate*, 2003, pp. 571-591.
- [48] J. C. Warner, C. R. Sherwood, R. P. Signell, C. K. Harris y H. G. Arango, Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model., vol. 34, *Computers & Geosciences*, 2008, p. 1284–1306.
- [49] J. e. a. Eaton, «GNU Octave version 4.0.0 manual: a high-level interactive language for numerical computations.,» 2015.
- [50] G. Godin y L. Trotti, «Trieste, water levels 1952–1971: a study of the tide, mean level and seiche activity.,» *Miscellaneous Special Publication*, vol. 28, pp. 1-24, 1975.
- [51] D. Pugh, «Tides, surges and mean sea-level (reprinted with corrections),» *John Wiley & Sons Ltd.*, 1996.
- [52] R. Pawlowicz, B. Beardsley y S. Lentz, «Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE.,» *Computers & Geosciences*, vol. 28(8), p. 929–937, 2002.

- [53] M. Foreman, «Manual for tidal heights analysis and prediction.,» *Pacific Marine Science Report*, vol. 97, p. 1–66, 1977.
- [54] G. Godin, The analysis of tides and currents, New York: B.B. Parker: In John Wiley & Sons, ed. Tidal hydrodynamics, 1991, p. 675–690.
- [55] I. Orlanski, «A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows,» *J. Comp. Sci.*, vol. 21(3), pp. 251-269, 1976.
- [56] W. H. Raymond y H. L. Kuo, «A radiation boundary condition for multi-dimensional flows, Quart,» *J. R. Met. Soc.*, vol. 110, pp. 535-551, 1984.
- [57] A. Gargett y G. Holloway, «Dissipation and diffusion by internal wave breaking,» *J. Mar. Res.*, vol. 42, pp. 15-27, 1984.
- [58] G. Geernaert, Bulk parametrizations for the wind stress and heat fluxes., vol. Volume I — Current Theory. Springer., S. W. a. Fluxes, Ed., Geernaert, G.L.: Plant, W.J., 1990.
- [59] K. Hanawa y Y. Toba, «Critical examination of estimation methods of long-term mean air sea heat and momentum transfers.,» *Ocean-air Interactions*, vol. 1, pp. 79-93, 1987.
- [60] W. Liu, «Moisture and latent heat flux variabilities in the tropical Pacific derived from satellite data.,» *J. Geophys. Res.*, vol. 93, pp. 6749-6760, 1988.
- [61] D. Ledvina, G. Young y C. Fairall, «The effect of averaging on bulk estimates of heat and momentum fluxes for the tropical Western Pacific Ocean.,» *J. Geophys. Res.*, vol. 98, pp. 20211-20217, 1993.
- [62] H. Nepf, «Flow and Transport in Regions with Aquatic Vegetation.,» *Annual Review of Fluid Mechanics*, vol. 44(1), p. 123–142, 2012a.

- [63] H. Nepf, «Hydrodynamics of vegetated channels,» *Journal of Hydraulic Research*, vol. 50(3), p. 262–279, 2012b.
- [64] M. Luhar y H. Nepf, «From the blade scale to the reach scale: A characterization of aquatic vegetative drag.,» *Advances in Water Resources*, vol. 51, p. 305–316, 2013.