


Tesis Doctoral



**CONEXIÓN DE PROCESOS
HIDROLÓGICOS E HIDRODINÁMICOS
ENTRE EL
GOLFO DE CÁDIZ Y EL MAR DE
ALBORÁN**

Juan Jesús Gomiz Pascual

Cádiz, 2017



TESIS DOCTORAL

CONEXIÓN DE PROCESOS HIDROLÓGICOS E

HIDRODINÁMICOS ENTRE EL

GOLFO DE CÁDIZ Y EL MAR DE ALBORÁN

CONNECTION OF HYDROLOGICAL AND

HYDRODYNAMIC PROCESSES BETWEEN

THE GULF OF CÁDIZ AND ALBORÁN SEA

Juan Jesús Gomiz Pascual

Cádiz, 2017



CONEXIÓN DE PROCESOS HIDROLÓGICOS E HIDRODINÁMICOS ENTRE EL GOLFO DE CÁDIZ Y EL MAR DE ALBORÁN

Memoria presentada por D. Juan Jesús Gomiz Pascual para optar al Grado de Doctor por la Universidad de Cádiz.

Fdo. D. Juan Jesús Gomiz Pascual

Los directores:

Fdo. CU. Dr. D. Miguel Bruno Mejías

Catedrático del Departamento de
Física Aplicada de la Universidad de Cádiz

Fdo. Dra. Dña. Águeda Vázquez López-Escobar

Profesora Contratada Doctora del Departamento de
Física Aplicada de la Universidad de Cádiz



D. MIGUEL BRUNO MEJÍAS, Catedrático del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz, y Dña. ÁGUEDA VÁZQUEZ LÓPEZ-ESCOBAR, Profesora Contratada Doctora del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz,

HACEN CONSTAR:

Que el trabajo recogido en la presente Memoria de Tesis Doctoral, titulada “CONEXIÓN DE PROCESOS HIDROLÓGICOS E HIDRODINÁMICOS ENTRE EL GOLFO DE CÁDIZ Y EL MAR DE ALBORÁN”, presentada por el Licenciado en Ciencias del Mar D. Juan Jesús Gomiz Pascual ha sido realizado bajo nuestra dirección. Considerando que resume su trabajo de Tesis Doctoral y que reúne todos los requisitos legales, autorizamos su presentación y defensa para optar al grado de Doctor por la Universidad de Cádiz.

Para que así conste a los efectos oportunos firmamos la presente en Puerto Real, a 10 de Octubre de 2017.

Fdo. CU. Dr. D. Miguel Bruno Mejías

Fdo. Dra. Dña. Águeda Vázquez López-Escobar

La presente Tesis ha sido realizada gracias a la concesión de una Beca para la Formación de Personal Investigador de la Junta de Andalucía en el marco del proyecto de Excelencia “*Conexión de la hidrodinámica superficial entre el golfo de Cádiz y el mar de Alborán, su relación con los procesos meteorológicos y respuesta de los productores primarios*”,(P11-RNM-7722).

A mí piña. Sin ellas no sería gran parte de la persona que hoy en día soy.

Muchas gracias por todos los años de risas, lloros, nervios, pero sobre todo felicidad.

Una tesis no es sólo el reflejo de un trabajo, sino el capítulo que cierra una etapa de una vida, y el comienzo de uno nuevo. No es un manuscrito, sino son las vivencias, la gente, los conocimientos que son adquiridos a lo largo de varios años de la vida de una persona, y en la que van incluidas la gente conocida, los sitios visitados, horas de sueño, salud, lágrimas, risas, explosiones de sentimientos y emociones.

Me gustaría agradecer el apoyo, los consejos, el cariño, las cervezas, la ayuda, la complicidad, el amor, comprensión y tantas cosas más que la gente que ha estado a lo largo de estos años a mi lado me ha dado, estén ya en mi vida o no.

He tenido la suerte de rodearme de muy buenos amigos a lo largo de mis años, y que poco a poco se han ido convirtiendo en parte de mi familia.

Muchas gracias a mi familia madrileña, todos vosotros que me conocéis desde niño, o que nos hemos ido encontrando a lo largo del camino. Gracias por apoyarme, visitarme allí donde he estado, compartir todo, llorar juntos, reír juntos, y emborracharnos juntos para olvidar penas, para festejar, por irnos de viaje y aguantarme con un portátil trabajando, por sentirse orgullosos de mí. Saber que el que se siente orgulloso soy yo por teneros en mi vida.

Muchas gracias a mi familia Gaditana. Esos viernes de cerveza, o cervezas tras el trabajo para simplemente desconectar, reír, y pasarlo bien. Quiero agradeceros toda la ayuda, todo el apoyo y todos los esfuerzos para hacer posible que haya llegado por fin este día. Estéis todavía en Cádiz o hayáis tenido que iros a otro lado para seguir andando camino, siempre tendréis un huequito

especial en mi corazón, y me encanta que sigamos viéndonos en donde estéis, aquí o en donde sea.

Agradecer a toda la gente del departamento que ha estado, y ya no, que está, y que ha llegado nueva por compartir cariño, amor, palabras conocimientos, preocupaciones, vivir mis piedras, hospitalizaciones, despedidas y bienvenidas. Gracias por ayudarme a labrar una vida en la investigación y la docencia.

A mi familia Bangoriana que me acompañó a lo largo de mi período galés, que estuvieron a mi lado en un momento duro de mi vida, que me acogieron como a uno más de su familia. Me encanta que sigamos en contacto, que nos sigamos viendo pese a cada vez estar más desperdigados por el mundo. Esos miércoles de comida mexicana y sauna, esas fiestas en Hendre hall, todas las noches en el Mostyn con vino que te dejaba la boca pintada. Gracias también por cuidar de Agus hasta que tuve tiempo para traerla conmigo.

Muchísimas gracias a toda la gente que he conocido gracias a las campañas, sobre todo gracias a la sección de Oceanografía del Instituto Hidrográfico de la Marina, tanto personal militar como civil, con los que no sólo he compartido campañas, sino muchas risas y cervezas también en tierra.

A todo el personal del CASEM, por tantos años aguantarme, alimentarme, darme de beber cuando estaba sediento, y compartir charlas y risas.

Gracias a todos los de CIIMAR por hacerme sentir en casa cada vez que hemos compartido estancias y campañas. ¡Qué bonita es Madeira!

A mis directores de tesis que me han ayudado, apoyado, formado, y se han convertido en personas tan especiales que ya son parte de mi familia.

En definitiva, y para no alargar esto más, ya que yo soy más de llorar y menos de palabras. Gracias a todos los que habéis compartido conocimiento, risas, amistad, y habéis ayudado a que sea hoy la persona que soy.

Aitana, Manuel, a vosotros os he dejado para el final. Vuestro tío Lan os quiere con locura, y me hacéis el tío más orgulloso y feliz del mundo.

Y como una tesis no deja de ser una relación de amor odio entre el doctorando y su trabajo, despedirme de ella con unas palabras de Gustavo Adolfo Bécquer:

"¿Quieres que conservemos una dulce memoria de este amor?, pues amémonos hoy mucho y mañana ¡digámonos, adiós!"

PD: Sé que sólo aparecen 2 nombres y que son los de mis sobrinos, pero pensar, es una forma elegante de no olvidar a nadie, y sé que vosotros al leerlo vais a saber perfectamente en dónde estáis...¡siempre en mi corazón!

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS	5.
LISTA DE TABLAS	7.
LISTA DE ACRÓNIMOS	9.
RESUMEN/ABSTRACT	11.
INTRODUCCIÓN	15.
Capítulo 1:	
REGIÓN DE ESTUDIO Y ANTECEDENTES	19.
1.1. Marco geográfico	21.
1.1.1. El golfo de Cádiz	21.
1.1.2. El estrecho de Gibraltar	22.
1.1.3. El mar de Alborán	24.
1.1.4. La cuenca del Guadalquivir	25.
1.2. Marco oceanográfico	27.
1.2.1. Circulación superficial	27.
1.2.2. Circulación profunda	31.
1.2.3. Dinámica del río Guadalquivir	33.
1.3. Evaluación de los aportes continentales provenientes de las cuencas hidrográficas	34.
1.4. Motivación del estudio	36.
Capítulo 2:	
METODOLOGÍA EXPERIMENTAL	39.
2.1. Datos de campañas oceanográficas	41.
2.1.1. GIBRALTAR 2008	42.
2.1.2. ALBORÁN 2011	43.
2.1.3. MEGAN 2015	43.
2.2. Datos usados en la implementación, calibración y validación del modelo hidrológico SWAT	44.
2.2.1. Datos de caudal	45.
2.2.2. Datos meteorológicos	45.
2.2.3. Modelo de elevación digital del terreno (DEM)	46.
2.2.4. Mapa de uso del suelo	47.
2.2.5. Mapa de los tipos de suelo	47.
2.3. Datos de satélite	48.
2.4. Técnicas de análisis aplicadas a los datos	50.
2.4.1. Análisis armónico	50.
2.4.2. QQ-Plots	52.

2.4.3. Rosa de viento y de lluvias	52.
Capítulo 3:	
MODELOS NUMÉRICOS	55.
3.1. Modelo hidrológico:	
SWAT (Soil and Water Assessement Tool)	57.
3.1.1. Descripción del modelo	58.
3.1.2. Calibración y validación del modelo hidrológico: SWAT-CUP	65.
3.2. Modelo hidrodinámico: UCA2D	69.
3.2.1. Descripción del modelo	69.
3.2.2. Implementación de modelo	72.
3.2.2.1. Malla de cálculo	72.
3.2.2.2. Condiciones iniciales y de contorno	73.
3.2.2.3. Parámetros de simulación	73.
3.3. Modelo lagrangiano de transporte y dispersion de partículas	74.
Capítulo 4:	
ANÁLISIS DEL COMPORTAMIENTO DE LAS DESCARGAS DEL RÍO GUADALQUIVIR EN LA FRANJA COSTERA DEL GOLFO DE CÁDIZ Y SUS IMPLICACIONES EN EL MAR DE ALBORÁN	77.
4.1. Calibración y validación del modelo SWAT	79.
4.1.1. Caudal modelado por SWAT vs caudal observado	81.
4.1.2. Caudal vs lluvia	82.
4.1.3. Imágenes de satélite vs caudal del río	84.
4.2. Calibración y validación del modelo hidrodinámico UCA2D	86.
4.3. Régimen de Vientos	90.
4.4. Simulación numérica del transporte y dispersión de la pluma	92.
4.4.1. Implementación del esquema lagrangiano de transporte y dispersión	92.
4.4.2. Resultados de los experimentos numéricos planteados	93.
4.5. Discusión de resultados	99.
Capítulo 5:	
REVISING THE ROLE OF HIGH ORDER BAROCLINIC MODES OF INTERNAL WAVES IN DIAPYCNAL MIXING: WESTERN ALBORAN SEA AS A CASE STUDY	105.
5.1. Abstract	108.
5.2. Introduction	108.
5.3. Observations of internal waves and associated mixing phenomena	111.
5.4. Multimodal character of internal waves and vertical mixing	114.

5.5. Empirical Orthogonal Function Analysis on ADCP records	123.
5.6. Discussion	125.
5.7. Conclusions	129.
5.8. Acknowledgements	130.
CONCLUSIONES	131.
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	133.

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 1:

Figura 1.1. Mapa del golfo de Cádiz	22.
Figura 1.2. Mapa del estrecho de Gibraltar	23.
Figura 1.3. Mapa del mar de Alborán	24.
Figura 1.4. Mapa de la cuenca del Guadalquivir	26.
Figura 1.5. Esquema de los patrones de circulación superficial en la zona de estudio	28.
Figura 1.6. Esquema de la estructura tricapa y esquema de los patrones de circulación profunda en la zona de estudio	32.

Capítulo 2:

Figura 2.1. Mapa con las localizaciones de los datos obtenidos en las distintas campañas	42.
Figura 2.2. Mapa con las localizaciones de las estaciones meteorológicas y de monitoreo	45.
Figura 2.3. Modelo de elevación digital del terreno	46.
Figura 2.4. Mapa de usos de suelo	47.
Figura 2.5. Mapa de tipos de suelo	48.

Capítulo 3:

Figura 3.1. Esquema de los principales factores físicos en una cuenca	61.
Figura 3.2. Parámetros idóneos de ser tenidos en cuenta para calibrar caudal	66.
Figura 3.3. Salida con los nuevos parámetros SWAT-CUP	68.
Figura 3.4. Malla del dominio usado	72.

Capítulo 4:

Figura 4.1. Calibración y validación SWAT	80.
Figura 4.2. Comparación SWAT vs datos observados	82.
Figura 4.3. QQ-Plot Caudal vs lluvia	83.
Figura 4.4. True color+Chla+Rosa de vientos lluvias intensas	84.
Figura 4.5. True color+Chla+Rosa de vientos sequía	85.
Figura 4.6. Amplitud y fase M2 y S2 con UCA2D	89.
Figura 4.7. Rosas de viento	91.
Figura 4.8. Test de sensibilidad 10/100 partículas lagrangiano	93.
Figura 4.9. Campo de corrientes implementados	94.
Figura 4.10. Boya de deriva vs UCA2D y vs UCA2D+UCA2.5D	95.
Figura 4.11. Experimentos lagrangianos SWAT+UCA2D+vientos	97.

Figura 4.12. Experimentos lagrangianos SWAT+UCA2D+vientos+lluvias	98.
Figura 4.13. Experimento lagrangiano UCA2D+UCA2.5D	98.
Figura 4.14. Imagen de concentración de clorofila, boya de deriva, y rosa de vientos	101.
Figura 4.15. Campos de velocidad media de la corriente sólo marea, mare y viento de levante, marea y viento de poniente	101.
Figura 4.16. Rosa de lluvias para la zona de estudio	103.

CHAPTER 5:

Figure 5.1. Map of the studied zone, ASAR sensor, and vertical sections ADCP	112.
Figure 5.2. Profiles corresponding to casts P0 to P6	113.
Figure 5.3. Vertical modes for horizontal velocity	115.
Figure 5.4. Rate of observed velocity variance	116.
Figure 5.5. Comparison between observed velocity profiles and those synthesized in terms of vertical modes	118.
Figure 5.6. a) Temporal variation of standard deviation b) Fraction of variance explained by the different baroclinic modes	119.
Figure 5.7. Time variation of shear (S) profiles during the sampling period	121.
Figure 5.8. Comparison between density differences	122.
Figure 5.9. Comparison between baroclinic modes and EOF patterns resulting from the application of EOF to the observed vertical shear profiles	124.
Figure 5.10. a) Temporal variation of standard deviation prior to the arrival b) Fraction of variance explained by the different baroclinic modes	128.

LISTA DE TABLAS

Capítulo 3:

Tabla 3.1. Valores de los principales parámetros de simulación	74.
---	------------

Capítulo 4:

Tabla 4.1. Validación de las simulaciones hidrodinámicas.	88.
Tabla 4.2. Tabla de registro de los vientos de la zona a lo largo del periodo comprendido entre el 2012 y el 2016.	90.
Tabla 4.3. Caudales en épocas de estiaje, medio, y época de lluvias.	95.

LISTA DE ACRÓNIMOS

ADCP	Acoustic Data Current Profiler
ARS	Agricultural Research Service
CHG	Confederación Hidrográfica del Guadalquivir
Chl-a	Clorofila a
CORINE	Coordination of Information on the Environment
CREAMS	Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems
CTD	Conductivity Temperature Depth
DEM	Modelo Digital de Elevación
EPIC	Erosion-Productivity Impact Calculator
FAO	Food and Agriculture Organization
GIS	Sistema de Información Geográfica
GLEAMS	Groundwater Loading Effects on Agricultural Management Systems
GRL	Geophysical Research Letters
GW	Ground Water
HRU	Hydrological Response Unit
IHM	Instituto Hidrográfico de la Marina
MAPAMA	Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectrometer
MEDDIES	Mediterranean Eddies
NAO	North Atlantic Oscillation
ROTO	Routing Outputs to Outlet
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SST	Temperatura Superficial del Agua
STD	Standar Deviation
SWAT	Soil and Water Assessment Tool
SWRRB	Simulator for Water Resources in Rural Basins
TKE	Turbulent Kinetic Energy
VM	Vessel Mounted

RESUMEN

La presente Tesis estudia dos procesos que son cruciales para comprender la respuesta de los productores primarios al forzamiento físico en el sistema golfo de Cádiz – estrecho de Gibraltar – mar de Alborán:

(i) La dinámica de los aportes continentales de los ríos que descargan al golfo de Cádiz, que transportan, entre otros componentes, nutrientes que a su vez contribuyen de forma importante al crecimiento del fitoplancton en la franja costera del Golfo y estrecho de Gibraltar.

(ii) Los procesos de mezcla vertical inducidos por las ondas internas generadas en el umbral de Camarinal, prestando especial atención a las mezclas verticales que se producen en el mar de Alborán y que pueden jugar un papel significativo en el suministro de nutrientes a la capa superior, ayudando por lo tanto al sostenimiento del fitoplancton en esta región.

En cuanto a los aportes continentales del río Guadalquivir, la evolución de la pluma de turbidez hacia el estrecho de Gibraltar precisa que imperen condiciones de vientos con componente norte, noroeste u oeste. Por el contrario, el desarrollo de la pluma hacia el oeste precisa de vientos con componente este, sur o sureste. Por otra parte, como la mayor parte de las precipitaciones en la cuenca del Guadalquivir ocurren en coincidencia con vientos de componente oeste, los momentos de máxima descarga en la desembocadura del río ocurren bajo condiciones que favorecen el transporte por la franja costera de las sustancias inmersas en la pluma y otras propiedades asociadas a ella, hacia el estrecho de Gibraltar y mar de Alborán.

En cuanto a los procesos de mezcla vertical inducidos por las ondas internas, se ha encontrado un mecanismo para la ocurrencia de mezcla vertical dentro de la pycnoclina, en el que es esencial la implicación de modos baroclinos de orden superior (hasta el modo 9). La presencia de estos modos baroclinos de orden superior confieren una regularidad importante en la presencia de ondas internas en la región de Alborán, regularidad que se traspassa a los procesos de mezcla inducidos por estas ondas. Además, la pequeña escala vertical (unos 20 m) y horizontal (unos 100 m) de estos modos baroclinos requieren que los modelos numéricos, destinados a simular procesos de mezcla vertical en estas regiones, tengan una resolución espacial lo suficientemente alta para que permita resolver las longitudes de onda implicadas.

Palabras clave: *Guadalquivir, golfo de Cádiz, estrecho de Gibraltar, mar de Alborán, mezcla vertical, pluma de turbidez, ondas internas.*

ABSTRACT

The present thesis concerns the study of two processes that are crucial to understand the response of primary producers to physical forcing in the Gulf of Cadiz - Gibraltar Strait - Alborán Sea system:

(i) The dynamics of the continental inputs of the rivers that discharge to the Gulf of Cadiz, which transport, among other components, nutrients that in turn contribute in a significant way to phytoplankton growth in the coastal margin of the Gulf and Strait of Gibraltar.

(ii) The vertical mixing processes induced by internal waves generated at Camarinal Sill, paying particular attention to the vertical mixing that occurs in the Alborán Sea and which may play a significant role in the nutrient supply to the upper layer, thus helping to sustain phytoplankton growth in this region.

Regarding the continental contributions of the Guadalquivir river, the evolution of the turbidity plume to the Strait of Gibraltar requires that conditions of winds with north, northwest or west component prevail. On the contrary, the development of the plume to the west needs winds with east, south or southeast component. On the other hand, since most of the rainfall in the Guadalquivir basin occurs in coincidence with winds of a westerly component, the moments of maximum discharge at the mouth of the river occur under conditions that favor the transport along the coastal margin of the substances immersed in the plume and other properties associated with it, the Straits of Gibraltar and Alborán Sea.

Concerning the vertical mixing processes induced by the internal waves, a mechanism has been found for the occurrence of vertical mixing within the pycnocline, in which the implication of higher order baroclinic modes (up to mode 9) is essential. The presence of these higher order baroclinic modes confers an important regularity to the internal waves passages by the Alborán region, which is transferred to the mixing processes induced by these waves. In addition, the small vertical scale (about 20 m) and horizontal (about 100 m) of these baroclinic modes require that the numerical models intended to simulate vertical mixing processes in these regions, have a high enough spatial resolution to allow for solving the involved wavelengths.

Key words: *Guadalquivir, Gulf of Cadiz, Strait of de Gibraltar, Alboran Sea, vertical mixing, turbidity plume, internal waves.*

INTRODUCCIÓN:

La presente tesis ha sido desarrollada en el marco del proyecto de excelencia de la Junta de Andalucía “*Conexión de la hidrodinámica superficial entre el golfo de Cádiz y el mar de Alborán, su relación con los procesos meteorológicos y respuesta de los productores primarios*”, (P11-RNM-7722). Los objetivos científicos de este proyecto eran los siguientes:

- Estudiar la variabilidad espacial y temporal de la circulación superficial de la cuenca oriental del golfo de Cádiz y sección noroccidental del mar de Alborán.
- Analizar la distribución de propiedades físicas (temperatura y salinidad) y biológicas (productores primarios) en ambas cuencas y su relación con los procesos hidrodinámicos.
- Caracterización de la influencia que las fluctuaciones meteorológicas ejercen sobre la hidrodinámica del golfo de Cádiz y mar de Alborán.
- Avanzar en el desarrollo de las simulaciones meteorológicas e hidrodinámicas con modelos numéricos para el análisis de los procesos implicados.

Concretamente, se pretende contribuir a alcanzar parte de estos objetivos profundizando en el estudio de dos procesos que son cruciales para comprender la respuesta de los productores

primarios al forzamiento físico en el sistema golfo de Cádiz – estrecho de Gibraltar – mar de Alborán:

- a) La dinámica de los aportes continentales de los ríos que descargan al golfo de Cádiz, que transportan entre otros componentes nutrientes, que a su vez contribuyen de forma importante al crecimiento del fitoplancton en la franja costera del Golfo y estrecho de Gibraltar.
- b) Los procesos de mezcla vertical inducidos por las ondas internas generadas en el umbral de Camarinal, prestando especial atención a las mezclas verticales que se producen en el giro noroccidental del mar de Alborán y que pueden jugar un papel significativo en el suministro de nutrientes a la capa superior, ayudando por lo tanto al sostenimiento del fitoplancton en esta región.

De acuerdo con este enfoque, los objetivos específicos de la tesis son los siguientes:

1. Implementar un modelo hidrológico en la cuenca del Guadalquivir que permita evaluar los aportes continentales de este río a la plataforma continental del golfo de Cádiz frente a diferentes situaciones meteorológicas.
2. Analizar a partir de experiencias de modelado hidrodinámico y bajo diferentes condiciones de forzamiento meteorológico y de marea, cómo evolucionan estos aportes continentales a lo largo de la franja costera del golfo de Cádiz, con especial interés en los transportes dirigidos hacia el estrecho de Gibraltar.
3. Revisar el papel que tienen las ondas internas de gran amplitud que se generan en el umbral de Camarinal, en la ocurrencia de procesos de mezcla vertical a través de la pycnoclina en la mitad occidental del mar de Alborán.

La memoria de tesis se estructura en los siguientes capítulos:

- En el Capítulo 1 se describen las principales características hidrológicas e hidrodinámicas de la región a investigar. También se realiza una revisión de los trabajos previos existentes que determinan el punto de partida de la presente tesis.
- En el Capítulo 2 se detalla la información relativa a las observaciones que serán utilizadas en el estudio, así como la metodología usada para el tratamiento de las mismas.
- El Capítulo 3 se dedica a la descripción de los modelos matemáticos que serán utilizados y los detalles relativos a su implementación en la región de estudio y su validación, mostrando primero la validación con las observaciones existentes.
- En el Capítulo 4 se muestran los principales resultados de los diferentes experimentos numéricos realizados y la discusión de los mismos.
- En el Capítulo 5, escrito totalmente en inglés para cumplir con la normativa vigente para la obtención de título internacional de Doctor, se presenta un artículo enviado a la revista *Geophysical Research Letters* en Julio del 2017. En dicho artículo, se revisan algunos aspectos fundamentales sobre los procesos de mezcla vertical inducidos por las ondas internas de gran amplitud generadas en el umbral de Camarinal.
- Finalmente se incluye un apartado en el que se exponen las principales conclusiones del estudio y se proponen las principales líneas de trabajo a desarrollar en un futuro como consecuencia de los resultados obtenidos en esta tesis.

Capítulo 1:

REGIÓN DE ESTUDIO Y ANTECEDENTES

A lo largo del presente capítulo se procede a presentar el marco geográfico y oceanográfico de la zona en la cual se desarrolla la presente tesis: golfo de Cádiz, estrecho de Gibraltar, mar de Alborán, y río Guadalquivir. Además, se introducirá una revisión de los estudios existentes en los que se evalúan los aportes continentales de sustancias que llegan al mar provenientes de la cuenca hidrográfica. Finalmente, en base a los antecedentes presentados se plantearán las líneas de investigación que se trabajarán en la presente tesis.

1.1. Marco geográfico.

1.1.1. El golfo de Cádiz.

Se encuentra al suroeste de la Península Ibérica, centrado en una latitud de $\sim 36^\circ$ N (Figura 1.1.). Su límite occidental lo constituye el meridiano de $\sim 9^\circ$ W entre el cabo de San Vicente en el norte y el cabo de Beddouzza en el sur y su límite oriental coincide con el margen occidental del estrecho de Gibraltar, comprendido entre el cabo de Trafalgar y cabo Espartel ($\sim 6^\circ$ W).

Entre sus características geográficas destaca, además del cabo de San Vicente, el cabo de Santa María, el cual divide la región en dos cuencas de diferentes características morfológicas. La plataforma continental de la cuenca occidental es más estrecha, de unos 15 Km, cortada por el profundo cañón submarino de Portimao. Por su parte, la cuenca oriental tiene una plataforma más ancha, en torno a 50 Km, y una mayor entrada de aportes de agua dulce y sustancias continentales

procedentes de los ríos Guadiana, Piedras, Guadalquivir, Tinto y Odiel. Estas diferencias influyen en la oceanografía de la zona generando una variabilidad dinámica y biológica entre ambas cuencas (Navarro y Ruiz, 2004; Navarro y Ruiz, 2006; García-Lafuente y Ruiz, 2007; Prieto *et al.*, 2009).

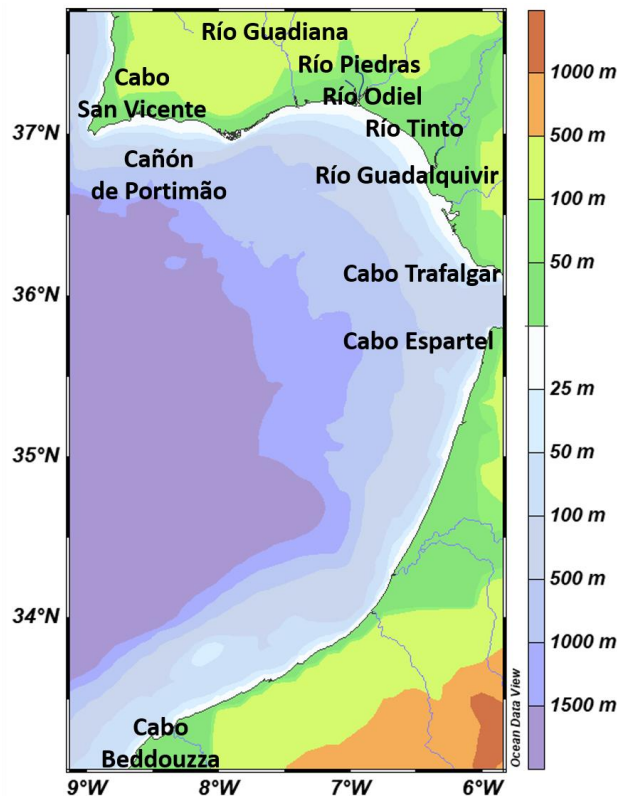


Fig. 1.1. Mapa de la zona de estudio. Golfo de Cádiz. Realizado con Ocean Data View.

1.1.2. El estrecho de Gibraltar.

El estrecho de Gibraltar es la única conexión entre el mar Mediterráneo y el océano Atlántico, y constituye un canal con geometría bastante irregular situado entre África y Europa. Se extiende desde el cabo de Trafalgar (España) con el cabo Espartel (Marruecos) en 5° 16' W en su extremo occidental hasta Punta Europa (Gibraltar) con Almina (España) en su término oriental en torno al meridiano 6° 03' W. Su eje principal guarda un ángulo de 15°, en sentido anti-horario, con

respecto a la dirección Este-Oeste a una latitud media de 35° 58' N y su anchura varía entre los 44 km en el extremo occidental y los 23 km en el extremo oriental pasando por el estrechamiento de Tarifa donde desciende hasta los 14 km. La apertura hacia el Océano Atlántico es gradual, mientras que la abertura al mar de Alborán es brusca, aumentando la sección transversal rápidamente (Fig. 1.2.).

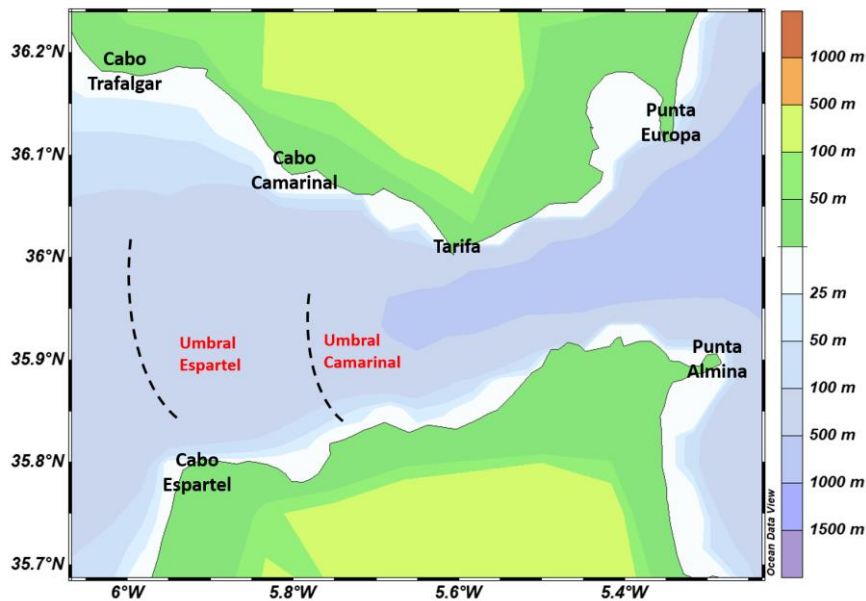


Figura 1.2. Mapa del estrecho de Gibraltar. Realizado con Ocean Data View.

Su formación está relacionada con procesos geotectónicos entre las placas Euroasiática y Africana, lo cual explica su abrupta batimetría caracterizada por la sucesiva alternancia de zonas profundas y elevaciones submarinas a lo largo de su eje principal, el cual por lo general, aumenta hacia el Mediterráneo, desde unos 500 m en la zona de conexión con el océano Atlántico hasta superar los 1000 m en las zonas más profundas que lo conectan al mar de Alborán. Este incremento hacia el este no es continuo, sino que se interrumpe bruscamente en dos zonas; el Umbral de Espartel, en la zona de conexión con el océano Atlántico donde la profundidad mínima es del orden de 300 m, y la zona del Umbral de Camarinal, donde la profundidad mínima es del

orden de 150 m. Estas dos zonas constituyen puntos de control sobre los procesos de intercambio de masas de agua entre las dos cuencas. Especialmente el umbral de Camarinal, permite el establecimiento de un control hidráulico que regula el intercambio bi-capa (García-Lafuente *et al.*, 1998).

La topografía presenta una sucesión de cabos, ensenadas y bahías con fuertes gradientes longitudinales y latitudinales, que interactúan con el sistema de corrientes para crear patrones hidrodinámicos variables y muy complejos.

1.1.3. El mar de Alborán.

El mar de Alborán es la zona oriental de transición entre las aguas atlánticas y las mediterráneas, y se extiende desde del estrecho de Gibraltar hasta una línea imaginaria entre el cabo de Gata (Almería-España) y el cabo Fégalo (Orán-Argelia). Con una anchura máxima de 180 km de Norte a Sur, presenta una profundidad máxima de 2200 m, y media de 1000 m. Su plataforma continental está surcada por cañones submarinos y fondos rocosos. Está atravesado por una cordillera de unos 150 Km de longitud, dando lugar a una cuenca oeste y una cuenca este, en la que emerge la Isla de Alborán (Fig. 1.3.).

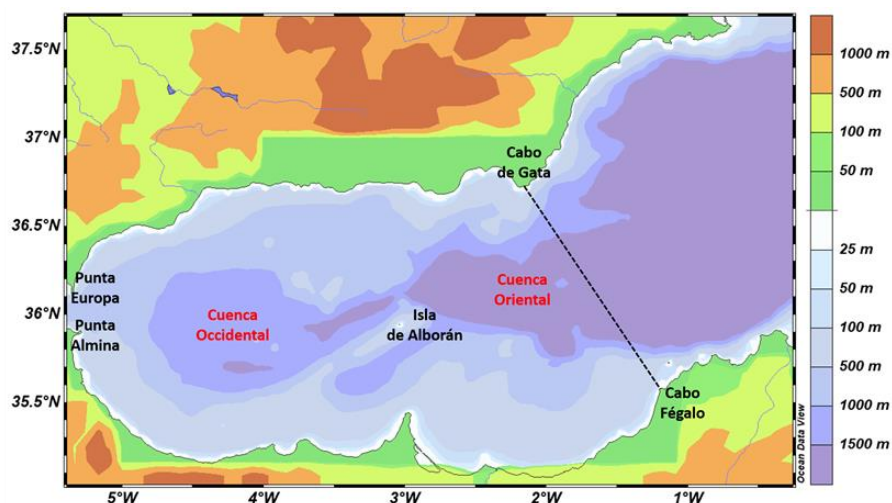


Fig. 1.3. Mapa del mar de Alborán. Realizado con Ocean Data View.

Esta zona presenta una gran diversidad de estructuras y procesos oceanográficos, junto a una fuerte interacción entre la hidrodinámica, la topografía y frentes oceanográficos. La mezcla de aguas entre ambas cuencas crea unas condiciones únicas que contribuyen a la riqueza y singularidad de la vida marina.

1.1.4. La Cuenca del Guadalquivir.

La cuenca del Guadalquivir es un espacio único localizado en el suroeste de España que posee unos extraordinarios valores naturales, culturales, históricos y económicos, donde la actividad humana lleva coexistiendo con una rica biodiversidad a lo largo de los siglos: asentamientos poblacionales, agricultura tradicional de las riberas, explotaciones de salinas, actividades de placer y recreo, comercio marítimo, arrozales, etc. (Ruiz *et al.*, 2014). En su tramo bajo, la parte de estuario, el Guadalquivir es navegable desde Sevilla (~110 km – 1800 km²), y en su camino hacia la desembocadura, cruza el Parque Nacional Natural de Doñana, el patrimonio de la UNESCO y la biosfera más importante de España (Ruiz *et al.*, 2014). El caudal medio anual para la estación de monitoreo más cercana a la desembocadura, Alcalá del Río (figura 1.4.), es 116,5 m³/s (Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente -MAPAMA-; Confederación Hidrográfica del Guadalquivir -CHG-, informe 2016), siendo para toda la cuenca del río la precipitación media anual 573 mm pero con una distribución irregular debido a los patrones del área; siendo esta medida para los meses húmedos (de Noviembre a Abril) 983 mm, y los meses secos (de Mayo a Octubre) 260 mm, y todo ello unido al hecho de que sólo en 24 horas puede ser recogida la mitad de la precipitación media anual. Todos estos factores componen los efectos de las sequías e inundaciones del área (Borrego-Marín *et al.*, 2015), y hacen que las barreras naturales de este sistema sean fácilmente sobrepasadas e inunden las tierras adyacentes (Bath and Blomquist, 2004; Argüelles *et al.*, 2012).

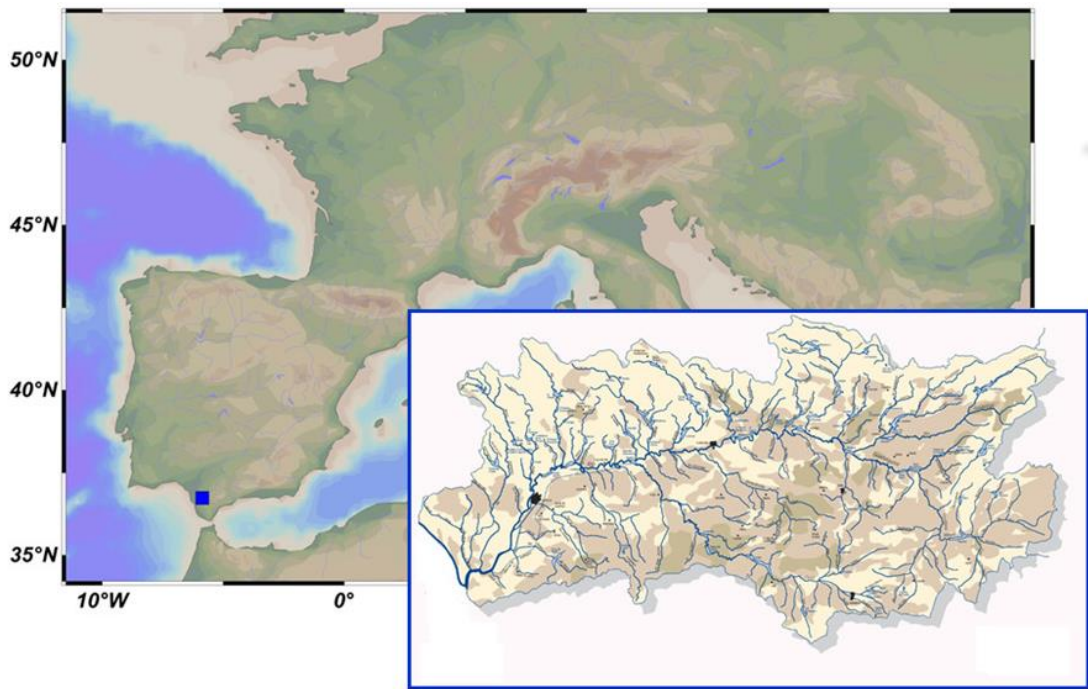


Fig. 1.4. Río Guadalquivir. Estación de medida de Alcalá del Río señalada en el mapa. www.chguadalquivir.es

Los recursos hidrológicos entre el 1 de Junio y el 30 de Septiembre del 2016 medidos en la estación de Alcalá del Río fueron 354 hm^3 de los cuales 278 hm^3 provenían de la presa de Alcalá del Río, y 76 hm^3 por parte del canal del bajo Guadalquivir. Estos recursos fueron usados para la agricultura del estuario y para mantener el balance de sal en los campos de arroz del área (CHG, 2016). La agricultura del Guadalquivir es un sector muy importante, y por lo tanto también lo es mantener el suministro de agua y la calidad del agua, siendo el recurso hídrico para toda la cuenca en el año 2015 de un total de $3815,46 \text{ hm}^3/\text{año}$ donde un 88% fue para la demanda de agricultura, y un 10 % para demanda urbana. La acuicultura en la parte baja del Guadalquivir es otro gran sector demandante de agua donde el total de caudal demandado es de $142 \text{ hm}^3/\text{año}$, y por consiguiente de estos tres grandes sectores, el agua en este tramo final acaba recibiendo grandes aportes de materia orgánica, contaminantes y materia inorgánica que finalmente será transportada

hasta el golfo de Cádiz (Berbel *et al.*, 2015; CHG, 2016). Por consiguiente, la cuenca es objeto de continuo estudio debido al estrés soportado (Bath and Blomquist, 2004; Borrego *et al.*, 2014).

1.2. Marco oceanográfico.

1.2.1. Circulación superficial.

El golfo de Cádiz es uno de sistemas más complejos e interesantes del océano global. Por un lado, es un área de intercambio y mezcla entre el océano Atlántico, y el mar Mediterráneo. Por otro lado, está bajo la influencia del brazo norte de la corriente de las Azores (Navarro & Ruiz, 2006) y por otro, también recibe aporte de agua dulce de los ríos Tinto, Odiel, Piedras, y otros ríos de poca longitud, y de dos ríos principales, el Guadiana y Guadalquivir (Gomez-Enri *et al.*, 2012), siendo este último el más importante contribuidor a la productividad en comparación con los otros (Prieto *et al.*, 2009).

En el patrón general de circulación del Golfo, la estacionalidad proporciona regímenes alternantes en las aguas superficiales junto con una intensa generación de mesoescala, que puede modular el intercambio en el estrecho de Gibraltar (Folkard *et al.*, 1997). La morfología costera condiciona fuertemente el forzamiento físico debido a un cambio abrupto en el cabo San Vicente, donde las costas oeste y sur convergen formando un ángulo casi recto. Al este del cabo, se encuentra una gran cala donde se produce una recirculación muy intensa (Navarro & Ruiz, 2006). El patrón de corrientes general de la zona está formado por un flujo anticiclónico hacia el este por encima de la pendiente continental hasta el estrecho de Gibraltar, y contra corrientes por encima de la plataforma y el océano abierto (Folkard *et al.*, 1997, Peliz y Fiuza, 1999; Relvas y Barton, 2002, Sánchez *et al.*, 2006; Criado-Aldeanueva *et al.*, 2006), formando células ciclónicas por encima de la plataforma entre capas y una circulación anticiclónica en el centro del Golfo (figura

1.5.). Ambas celdas están conectadas por un intercambio importante entre la plataforma continental y el talud oceánico (Sánchez & Relvas, 2003).

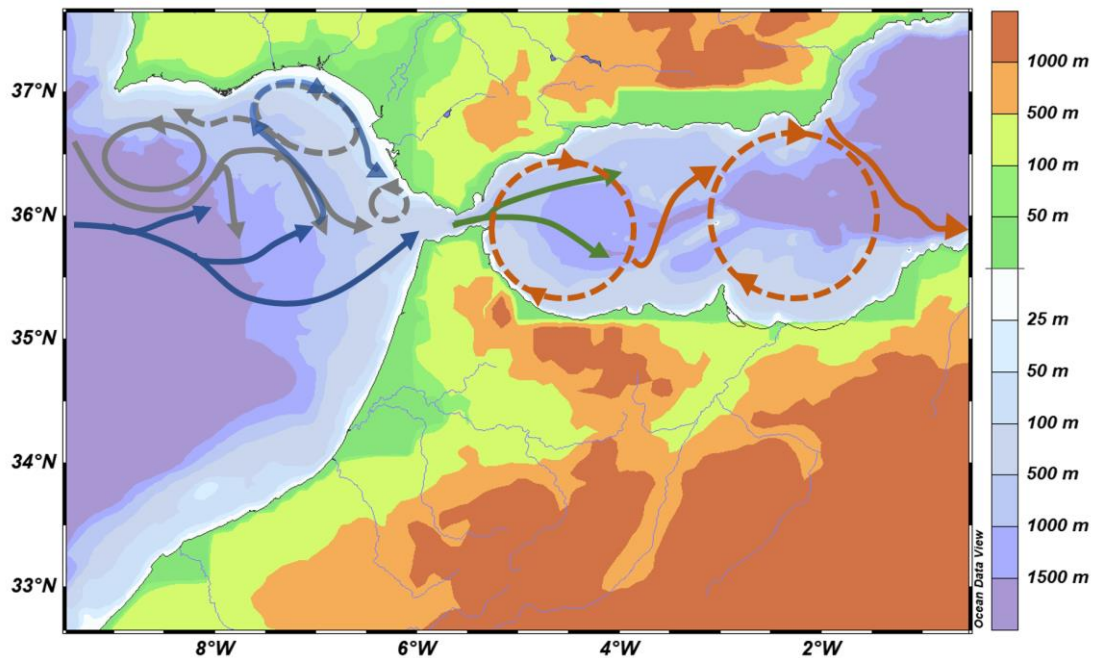


Figura 1.5. Esquema de los patrones de circulación superficial descritos en el apartado. En azul la corriente de las Azores, en gris la corriente del Golfo, en verde el chorro, y en naranja los giros de Alborán.

Una visión clásica explica este patrón como una actuación bimodal (Oeste-Suroeste en invierno y Este de Mayo a Septiembre) inducida por forzamiento de viento. Sin embargo, otros estudios demuestran que viene determinado principalmente por otros sistemas como es el gradiente de presión generado (Relvas & Barton, 2002) o por el flujo de flotación de los aportes continentales (García Lafuente *et al.*, 2006), o por la convergencia con la corriente de las Azores (Sánchez & Relvas, 2003), o el intercambio en el estrecho de Gibraltar (Mauritzen *et al.*, 2001; Peliz *et al.*, 2009), o los regímenes de viento a larga escala (Sánchez *et al.*, 2006), más que por la tensión local del viento.

Uno de los trabajos pioneros en el estudio de la oceanografía superficial del golfo de Cádiz corresponde a Stevenson (1977) quién describió por primera vez el frente de Huelva a partir de

imágenes de temperatura superficial del mar (SST) en la misión espacial Skylab en 1973. Posteriormente, Fiúza *et al.* (1982) y Fiúza (1983) estudiaron el afloramiento del cabo de San Vicente empleando también imágenes de SST. El conocimiento de los patrones de circulación e intercambio de masas de agua en las capas superiores del golfo de Cádiz experimentó un avance significativo con el proyecto mar99-0643, titulado "Distribución y dinámica de plancton y seston en el golfo de Cádiz: escalas de variabilidad y control por procesos físicos y biológicos", desarrollado por investigadores de las Universidades de Cádiz y Málaga entre los años 2000 y 2002 y cuyos resultados dieron lugar a la tesis doctoral de Gabriel Navarro, investigador participante en esta iniciativa, así como a un volumen monográfico de la prestigiosa revista Deep Sea Research II titulado "The Gulf of Cadiz oceanography: A multidisciplinary view" (Ruiz y García-Lafuente, 2006). Los trabajos publicados en este número especial pusieron de manifiesto los principales patrones de circulación que describen la variabilidad temporal y espacial de las corrientes y otras propiedades oceanográficas (como la temperatura y la concentración de clorofila) en las capas superiores del golfo de Cádiz (García-Lafuente *et al.*, 2006; Criado-Aldeanueva *et al.*, 2006; Navarro y Ruiz, 2006; Navarro *et al.*, 2006).

El análisis exhaustivo de la corriente superficial (figura 1.5.) establece que una rama de la corriente de las Azores (del giro subtropical del Atlántico Norte) penetra en el golfo de Cádiz y continúa su camino hacia el este, hasta que parte de ella penetra en el estrecho de Gibraltar, mientras que otra parte se dirige hacia el sur recirculando anticiclónicamente para unirse con las corrientes de las Azores y de Canarias (García-Lafuente *et al.*, 2006; Criado-Aldeanueva *et al.*, 2006). Otros estudios basados en campañas oceanográficas e imágenes de satélite (Ochoa y Bray, 1991; Sánchez y Relvas, 2003; Vargas *et al.*, 2003) indican una circulación anticiclónica similar. Pero esta circulación superficial parece estar afectada por las fluctuaciones estacionales que el giro subtropical de Atlántico Norte sufre debido a la influencia del anticiclón de las Azores. Así, la circulación anticiclónica descrita, parece tener lugar en los meses de primavera-verano,

mientras que en otoño-invierno los estudios sugieren una circulación ciclónica a lo largo del norte del golfo de Cádiz (Folkard *et al.*, 1997; Jia, 2000; Mauritzen *et al.*, 2001; Ambar *et al.*, 2002; Criado-Aldeanueva, *et al.*, 2009).

La parte de agua Atlántica que no recircula (ni ciclónica, ni anticiclónicamente) penetra en el estrecho de Gibraltar y llega hasta el mar de Alborán constituyendo el “Chorro Atlántico” cuya compleja dinámica ha sido ampliamente estudiada por diversos autores (Lacombe, 1971; Lanoix, 1974; Perkins y Saunders, 1984; La Violette, 1984; Bormans y Garret, 1989; Arnone *et al.*, 1990; Pekins *et al.*, 1990; Benzohra y Millot, 1995; García-Lafuente *et al.*, 1998; García-Lafuente *et al.*, 1999; Macías *et al.*, 2006; Macías *et al.*, 2008). La entrada del Chorro Atlántico contribuye al mantenimiento de los dos giros anticiclónicos que caracterizan a la circulación dentro del mar de Alborán, el Giro Occidental y el, menos frecuente, Giro Oriental (Lacombe, 1971; Lanoix, 1974; Arnone *et al.*, 1990; La Violette, 1984). La intensidad con la que el Chorro Atlántico penetra en el mar de Alborán y, por lo tanto, la formación del Giro Occidental, está directamente relacionada con la variabilidad de los flujos a través del estrecho de Gibraltar. A su vez, los flujos en el estrecho de Gibraltar varían debido fundamentalmente a tres forzamientos: Intercambio baroclino, forzamiento de marea y forzamiento meteorológico (Lacombe y Richez, 1982). Superpuesto al intercambio bi-capa cuasi-estacionario, el forzamiento de marea produce una periodicidad semidiurna que da lugar a los flujos entrantes y salientes y a una periodicidad quincenal que da lugar a las mareas vivas y muertas, mientras que el forzamiento meteorológico (fundamentalmente asociado a las fluctuaciones de presión atmosférica sobre el Mediterráneo Occidental) origina los flujos subinerciales de periodicidad comprendida entre varios días y varios meses (Crepón, 1965; Candela *et al.*, 1989; García Lafuente *et al.*, 2002).

En este sentido, García-Lafuente *et al.* (1998) postularon que el Giro Occidental se desarrollaba en periodos de condiciones supercríticas, cuando el Chorro Atlántico se intensificaba,

mientras que en condiciones subcríticas el Chorro Atlántico se debilitaba y se dirigía hacia el sur impidiendo el desarrollo del Giro.

A pesar de que en las interpretaciones sobre los campos espaciales de las variables oceanográficas medidas, se tiende a aceptar que la dinámica en esta zona es estacionaria durante un período de tiempo relativamente largo, mayor a 1 semana (Vargas *et al.*, 2006, García Lafuente *et al.*, 1998) los últimos trabajos realizados en el área (García Lafuente *et al.*, 2002, Macías *et al.*, 2008) revelan una importante variabilidad espacio-temporal en la dinámica del giro occidental que parece estar dominada por escalas de tiempo comprendidas entre 1 y 3 días.

Por otra parte, García Lafuente *et al.* (2002) y Macías *et al.* (2008) han mostrado que las fluctuaciones del chorro Atlántico forzadas por las variaciones de presión atmosférica en el Mediterráneo Occidental constituyen el principal factor que provoca el cambio en la forma y tamaño y en ocasiones la desaparición del giro, así como la formación de un nuevo giro.

1.2.2. Circulación profunda.

El enclave geográfico del golfo de Cádiz, conectado al Atlántico Norte por el oeste y al estrecho de Gibraltar por el este, constituye la pieza fundamental para comprender el régimen de circulación general en la zona. Por un lado, el agua mediterránea, de mayor densidad, fluye en profundidad saliendo hacia el océano Atlántico a través del estrecho de Gibraltar y golfo de Cádiz. Dada la importancia de la contribución de este agua mediterránea en la circulación oceánica global, esta circulación profunda en el golfo de Cádiz, así como la formación meddies (Mediterranean Eddies) (Navarro *et al.*, 2006), promoviendo una mezcla de aguas ricas en nutrientes (Prieto *et al.*, 2009), ha sido foco de atención de numerosos estudios oceanográficos (Zenk, 1970; Ambar y Howe, 1979; Bryden y Stommel, 1982; Zenk y Armi, 1990; Ochoa y Bray, 1991; Bower *et al.*, 1995; Baringer y Price, 1999; Ambar *et al.*, 2002; Serra y Ambar, 2002). Por

otro lado, el agua atlántica, menos densa, penetra en superficie en el mar Mediterráneo para suplir el déficit de agua que en él se produce por evaporación.

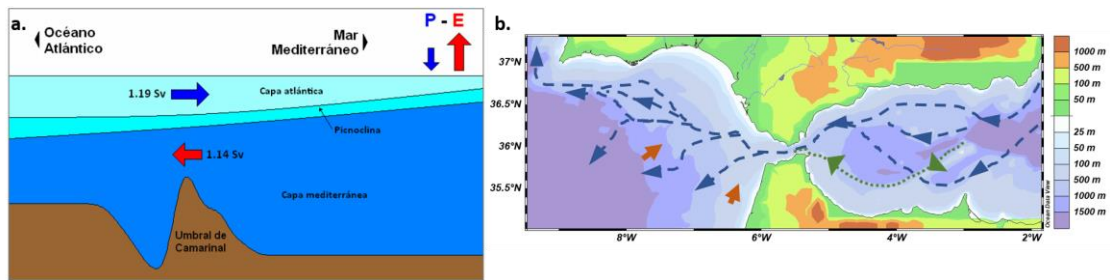


Figura 1.6. a. Esquema general de la estructura tricapa y la circulación termohalina media en el estrecho de Gibraltar. b. Esquema básico de circulación entre las masas de agua atlántica y mediterránea. En naranja agua atlántica profunda. En azul agua mediterránea intermedia. En verde agua mediterránea profunda. Tomado de Hernández-Molina *et al.*, 2002.

Además, el establecimiento del control hidráulico que se produce en el estrecho de Gibraltar debido a su morfología particular, como ya fue indicando en el subapartado anterior, produce la generación de ondas internas de gran amplitud y corto periodo en el umbral de Camarinal (Figura 1.6.) cuyas consecuencias biogeoquímicas constituyen un fenómeno oceanográfico clave para comprender la respuesta de los productores primarios en el mar de Alborán (Vázquez, 2007; Macías, 2006; Vázquez *et al.*, 2009). Estas ondas internas se generan en el umbral de Camarinal cuando el flujo saliente alcanza 1 m/s, generalmente durante mareas vivas, aunque la acción de las presiones atmosféricas puede llegar a inhibir su generación en estos periodos o activarlas en mareas muertas (Vázquez *et al.*, 2008). Cuando el flujo saliente se debilita, las ondas se liberan propagándose hacia el mar Mediterráneo (Frassetto, 1964; Ziegenbein 1969; Ziegenbein, 1970; Armi y Farmer, 1988). La cizalla vertical originada durante el establecimiento y propagación de las ondas internas induce procesos de mezcla vertical permitiendo la entrada en el agua superficial, más iluminada, de agua más fría y rica en nutrientes favoreciendo el crecimiento fitoplanctónico allí donde las ondas se dirigen (Lamb, 1997; Witman *et al.*, 1993; Leitcher *et al.*, 1998; Macías, 2006). Además, durante la generación de estas ondas se produce una succión de agua desde las costas del norte y del sur del Estrecho alimentando el

centro del canal con agua costera, rica en clorofila, que es transportada con las ondas internas hasta llegar al mar de Alborán (Vázquez *et al.*, 2009).

Macías *et al.* (2006) y Vázquez *et al.* (2009) han puesto de manifiesto la importancia que los procesos de mezcla vertical activados por las ondas internas de gran amplitud generadas en el Umbral de Camarinal pueden tener en definir las características de las aguas del chorro Atlántico que penetra en el mar de Alborán. Teniendo en cuenta que estos procesos de ondas internas son controlados principalmente por el forzamiento de marea, su variabilidad debería ser un factor a tener en cuenta para entender la hidrografía real del giro occidental de Alborán. Adicionalmente, en el trabajo de Vázquez *et al.* (2009) se puede observar que estas ondas internas, en su salida al mar de Alborán son difractadas orientándose, en muchas ocasiones, una parte de sus frentes en dirección aproximadamente paralela a la costa norte del mar de Alborán. Estos frentes de ondas internas difractados terminan disipando y produciendo mezcla vertical en la plataforma continental de la costa norte contribuyendo a un enriquecimiento costero que ocurriría cada 12 horas en situaciones de mareas vivas (Vázquez *et al.*, 2009).

1.2.3. Dinámica del río Guadalquivir.

Desde el punto de vista del estudio de los procesos hidrodinámicos relacionados con el río Guadalquivir, existen varios estudios experimentales que se centran en la dinámica de los flujos río adentro y que han usado los datos proporcionados por el programa de monitorización del río Guadalquivir, promovido por la Autoridad Portuaria de Sevilla y que estuvo funcionando durante el período 2008-2011 (Navarro *et al.*, 2012). Desde el punto de vista del modelado hidrodinámico los estudios existentes (García-Lafuente *et al.*, 2012; Padilla *et al.*, 2016) han usado modelos unidireccionales que no resuelven la dinámica 2D y 3D en la desembocadura del río.

En cuanto a la pluma de salinidad y sedimentos que se produce en la desembocadura, existen diversos trabajos experimentales basados en el análisis de imágenes de satélite provenientes del sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer), que han permitido cierta caracterización del comportamiento de esta pluma bajo diferentes condiciones de forzamiento de marea, de caudal de descarga y meteorología (Caballero y Navarro, 2016). Caballero *et al.* (2014) encuentran que en situaciones de intensa descarga de los ríos que vierten al golfo de Cádiz, las plumas de aguas continentales que se extienden sobre la plataforma continental tienen una clara incidencia en la modificación de los patrones de circulación costeros. Además, se ha puesto de manifiesto que parte de la variabilidad interanual que presentan los patrones de turbidez está relacionada con la NAO (North Atlantic Oscillation) (Navarro *et al.*, 2011). Mendiguchía *et al.* (2007), muestran como estas plumas de turbidez pueden ser biogeoquímicamente caracterizadas por las concentraciones de nutrientes inorgánicos y metales pesados que contrastan significativamente con los valores encontrados en aguas más alejadas de la costa.

1.3. Evaluación de los aportes continentales provenientes de las cuencas hidrográficas.

Los procesos que afectan a la hidrología continental y que contribuyen a determinar las propiedades de las aguas continentales que descargan en el estuario constituyen un importante componente en la biogeoquímica de los estuarios. Una de las herramientas más utilizadas para simular estas propiedades es el SWAT (Soil and Water Assessment Tool) (Neitsch *et al.*, 2011). Este modelo simula la calidad y cantidad de agua superficial y subterránea y predice el impacto ambiental del uso de la tierra, las prácticas de manejo de la tierra y el cambio climático. Para ello

utiliza como datos de entrada el volumen de precipitaciones, temperatura atmosférica, vientos, cartografías de elevación del suelo, de tipos de suelo y de usos del suelo.

Por ejemplo, Narsimlu *et al.* (2013) usaron SWAT para modelar la cuenca superior del río Sind (India), donde específicamente la calibración y validación fueron esenciales para la obtención de resultados bastante precisos en comparación con los observados. Zahabiyoun *et al.* (2012) modelaron la cuenca del Gharesou, uno de los principales tributarios del río Karkheh en Irán. En un estudio sobre el transporte sedimentario a lo largo del río Simiyu (Tanzania), van Griensven *et al.* (2013), compararon el modelo hidrológico SWAT con el modelo hidrodinámico SOBEK-RE-1D, concluyendo que la salida del modelo SWAT era bastante más precisa que la que había sido obtenida mediante el modelo hidrodinámico. Los caudales del río fueron modelados mediante el uso de SWAT por Kankam-Yeboah *et al.* (2013), usando como caso de estudio la cuenca del río Volta Blanco y la cuenca del Pra en Ghana. Jha and Gassman (2013) también usaron SWAT para predecir que los caudales, de cara al calentamiento global, decrecerán afectando a la disponibilidad y reservorios de agua en la cuenca del río Raccoon, Iowa, USA, para lo que previamente tuvieron que modelar, calibrar y validar el modelo SWAT. La respuesta hidrológica y efectos en la calidad del agua fueron estudiados por Khoi and Suetsugi (2012), mostrando cómo el cambio climático impactará en los regímenes de caudal en la cuenca del río Be Vietnam, donde tras la calibración y validación de SWAT, obtuvieron buenos resultados que mostraban cómo la temperatura se incrementará entre 1°C y 2.9°C por año, y un incremento también de la precipitación anual con la excepción de la estación seca donde las lluvias seguirían siendo prácticamente nulas. Luo *et al.* (2013) aplicaron SWAT para estudiar la respuesta hidrológica y calidad del agua con respecto al cambio climático en el norte de la costa Ranges y el oeste de Sierra Nevada, California, para lo que previamente explicaban el proceso en detalle para una buena calibración y validación del estado actual de la cuenca.

1.4. Motivación del estudio.

En los antecedentes descritos se ha puesto de manifiesto la importancia que tienen los aportes continentales que se producen en el estuario del Guadalquivir en la respuesta biológica del fitoplancton a lo largo de la franja costera del golfo de Cádiz.

Aunque todos estos estudios previos tienen un gran valor, en cuanto que proporcionan observaciones muy detalladas en el interior del río e importante información, derivada del análisis de imágenes de satélite, que ha permitido catalogar diferentes patrones de dispersión de la pluma bajo diferentes condiciones de marea y meteorológicas, se carece de estudios hidrodinámicos que permitan conocer con el suficiente detalle la evolución de la pluma de baja salinidad durante su esparcimiento sobre la plataforma continental del golfo de Cádiz, y como varían las concentraciones de las diferentes sustancias contenidas en ella, así como conocer los efectos de este esparcimiento en la fertilización y productividad primaria de la franja costera afectada.

Esta laguna de conocimiento demanda el desarrollo de modelos matemáticos que permitan simular los aportes continentales bajo diferentes condiciones meteorológicas (usando herramientas como SWAT) y modelos hidrodinámicos que permitan simular la evolución de las plumas originadas por estas descargas en la franja costera del golfo de Cádiz, bajo diferentes condiciones de forzamiento de marea y meteorológico. La implementación de estos modelos y el análisis de los resultados generados constituirá por lo tanto uno de los principales objetivos de la presente tesis.

Otro fenómeno poco investigado, que puede tener un papel importante en la producción primaria en la región estudiada, son los procesos de mezcla vertical inducidos por las ondas internas. Sólo existe un trabajo el debido a Wesson y Gregg (1994) en el que se estudia a partir de medidas de campo los procesos de mezcla vertical turbulenta en el estrecho de Gibraltar y no existe ningún estudio en donde se analicen estos procesos en el mar de Alborán. Por lo tanto,

profundizar en el estudio de estos procesos de mezcla vertical en el mar de Alborán constituirá otro de los objetivos fundamentales de la presente tesis.

Capítulo 2:

METODOLOGÍA EXPERIMENTAL

Este capítulo se dedica a la descripción de los datos usados en la presente tesis. Se comenzará con los datos tomados durante la realización de diferentes campañas oceanográficas. A continuación, se describirán los datos descargados de bases de datos públicos de libre distribución para su uso en ciencia, necesarios para la implementación de los modelos. Seguidamente, se describirán las imágenes de satélite usadas. Por último, se presentarán las distintas técnicas de análisis usadas para el tratamiento de datos procedentes tanto de las campañas oceanográficas como de las bases de datos.

2.1. Datos de campañas oceanográficas.

Parte de los datos usados en esta tesis, fueron tomados durante tres campañas oceanográficas: “Gibraltar 2008”, “Alborán 2011” y “MEGAN2015”.

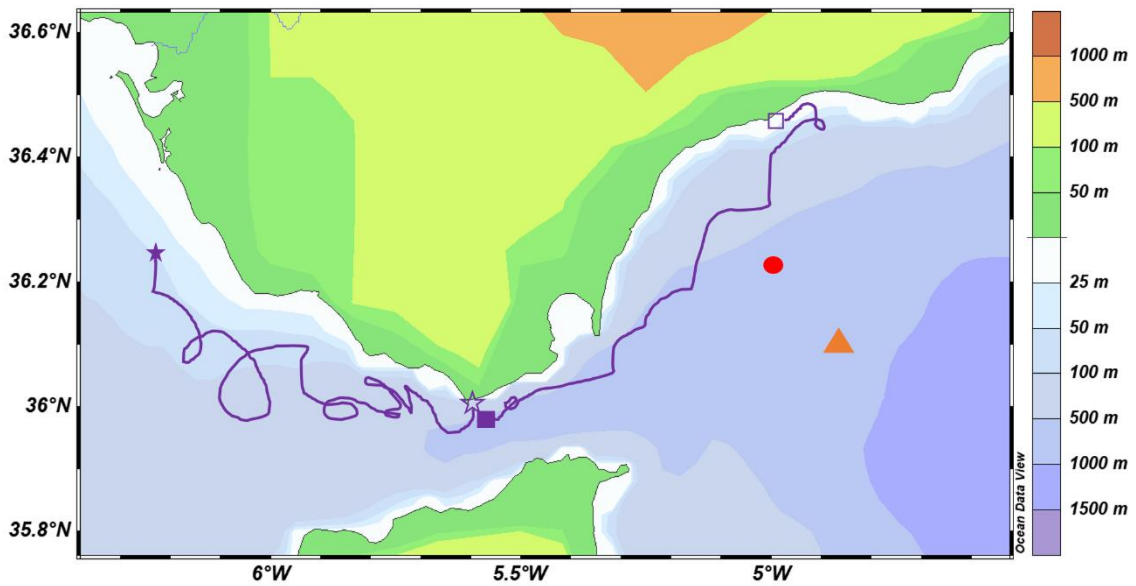


Figura 2.1. Mapa donde se muestran en el círculo rojo el punto de toma de datos de la campaña GIBRALTAR2008, el triángulo naranja los datos de la campaña ALBORÁN2011, en morado los datos de la campaña MEGAN2015 (estrella: boya LCA00053; cuadrado: boya LCE00104)

2.1.1. GIBRALTAR 2008:

La Campaña “Gibraltar 08” (Septiembre-Octubre 2008) se desarrolló en el marco del proyecto del Plan Nacional de I+D+I “Procesos submesoescalares de transporte, mezcla y difusión en el estrecho de Gibraltar” (CTM2005-08142-C03-01/MAR). El objetivo de esta campaña era la descripción del sistema de corrientes del estrecho de Gibraltar y la distribución de variables biológicas, con objeto de validar y perfeccionar los modelos 2D que se han propuesto para la zona. La campaña principal se dividió en varias fases, no obstante, describiremos únicamente los datos recogidos que serán usados en la presente tesis:

- Datos de velocidad de corriente de los primeros 400 metros tomados por un ADCP (Acoustic Data Current Profiler) de casco marca RDI de 75 kHz, configurado para medir cada minuto y 50 celdas de profundidad de 8 metros.
- Datos de disipación turbulenta medidos con un TurboMap.

Para el desarrollo del trabajo que será presentado en esta tesis, se analizaron los datos medidos por el ADCP y el TurboMap el 2 de Octubre del 2008 entre las 15:50 y las 18:20 UTC. En la figura 2.1. se muestra la posición en la que fueron adquiridos los datos tomados con el TurboMap y el ADCP.

2.1.2. ALBORÁN 2011:

La campaña Alborán 2011 que se realizó a bordo del Buque Hidrográfico Malaspina, tenía como objetivos, por un lado, la validación de medidas de corriente adquiridas con los radares CODAR del estrecho de Gibraltar mediante el uso de datos registrados con el ADCP de casco del barco y la suelta de boyas de deriva; y por otro, la evaluación y la caracterización de los cambios de la estructura vertical debido a ondas internas en el mar de Alborán.

El ADCP (Flowquest de 75 kHz) se fondeó el día 11 de octubre a las 13:49 UTC en la posición de la estación fija, coordenadas N 36° 10' 04", W 5° 12' 39" (mostrada en la figura 2.1.), a una profundidad de 545 metros. El período de registro fue de 24 horas, el intervalo de muestreo fue de 2 minutos y el tamaño de celda de 8 m. La maniobra del fondeo incluyó el empleo de un ancla de liberación Ixea (Modelo Ocean2500, nº serie: AR861B2, Código de desarme: 086B). La recuperación del fondeo se realizó el día 12 de Octubre a las 12:50 UTC.

2.1.3. MEGAN2015:

La campaña MEGAN se desarrolló a bordo del Buque Oceanográfico B/O Sarmiento de Gamboa, entre los días 21 de Septiembre y 11 de Octubre del 2015 para la toma de datos oceanográficos en el estrecho de Gibraltar y el mar de Alborán bajo el proyecto "Procesos de mesoescala y submesoescala en el estrecho de Gibraltar: La conexión Trafalgar-Alborán"

financiado por el Plan Nacional de Ciencia y Tecnología Marina del Ministerio de Economía y Competitividad [CMT2013-49048-C2-1-R (y 2-R)].

El proyecto y la campaña partía con el ánimo de describir la dinámica de los fenómenos característicos de las franjas costeras en el marco del Estrecho de Gibraltar, sus conexiones con el canal de aguas más abiertas donde fluye el agua superficial atlántica que penetra en el mar de Alborán y el análisis de este transporte y su significado en el marco del funcionamiento del mar de Alborán Occidental.

Para el desarrollo del presente trabajo, se han usado datos de boyas de deriva; modelos Coastal Nomad (la LCA00053) y Offshore Nomad (la LCA000104) proporcionadas por la empresa SouthTEK. Estas boyas han sido testadas y validadas en diversos estudios (Vazquez *et al.*, 2015; Gutierrez *et al.*, 2011). La LCA00053 fue liberada el 21/09/2015 en las coordenadas 36° 18' 34.4" N – 6° 24' 14.8" W a las 8:23 (UTC), su posición se transmitía con una cadencia de un dato cada 15 minutos y se recuperó el 26/09/2015 en las coordenadas 36° 05' 18.83"N – 5° 35'56.85"W a las 16:30 (UTC). La LCE00104 fue liberada el 24/09/2015 en las coordenadas 35° 59' 2.4" N – 5° 36' 46.8" W a las 14:25 (UTC) con una cadencia de un dato cada 30 minutos, y recuperada el 29/09/2015 en las coordenadas 36° 29' 29.8" N – 4° 56' 48.7" w a la 1:00 (UTC).

2.2. Datos usados en la implementación, calibración y validación del modelo hidrológico SWAT.

Diferentes bases de datos de distintas instituciones oficiales españolas fueron usadas para la obtención de series temporales de datos para la implementación, calibración y validación del modelo SWAT en el estuario del Guadalquivir y alrededores. Se han usado medidas de caudal, datos meteorológicos, imágenes de elevación digital del terreno, y mapas con base de datos en GIS

(Sistema de Información Geográfica) de uso y tipos de suelo. En los siguientes párrafos se detallarán algo más las características principales de cada tipo de datos.

2.2.1. Datos de caudal.

Se trata de datos de caudal medio diario (Q_d , en m^3/s) para el río Guadalquivir que fueron descargados del Sistema Automático de Información Hidrológica ofrecido por el Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente (MAPAMA) para el periodo comprendido entre el 2005 y el 2014 [<http://sig.mapama.es/redes-seguimiento/>]. La estación de muestreo localizada a pocos kilómetros río abajo tras la presa de Alcalá del Río y que posee el mismo nombre, fue la elegida al ser la estación más cercana a la desembocadura (Fig 2.2.).



Figura 2.2. Mapa donde se muestra la localización de la estación de monitoreo para la obtención de datos de caudal (símbolo del agua), y de las estaciones agroclimáticas para los datos meteorológicos (símbolo de la nube con lluvia).

2.2.2. Datos meteorológicos.

La colección de datos meteorológicos fue obtenida desde las estaciones automáticas agroclimáticas de la Junta de Andalucía [<http://www.juntadeandalucia.es/agriculturaypesca/ifapa/ria/servlet/FrontController>]. Cuatro estaciones fueron escogidas cubriendo así el área de estudio para el periodo 2005-2014 (Fig 2.2.). Estas estaciones agroclimáticas cuentan con distintos instrumentos para la colecta de distintos

parámetros meteorológicos (lluvia, temperatura, humedad del aire, y dirección y módulo del viento) de los cuales fueron descargados valores medios diarios de precipitación y temperatura. También se descargaron datos de viento de la estación agroclimática del puerto de Chipiona para el periodo 2012–2016.

2.2.3. Modelo de elevación digital del terreno (DEM).

La DEM fue obtenida de la Agencia Espacial Europea [<http://www.cgiar-csi.org/data/srtm-90m-digital-elevation-database-v4-1>]. Se trata de una imagen de la Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), con una resolución espacial de 1 arco-segundo (~30 m).

Esta imagen es esencial para el desarrollo del modelo SWAT, puesto que contiene toda la información sobre la geomorfología de los cauces, elevaciones de las montañas, y demás accidentes geográficos de la cuenca a estudiar.

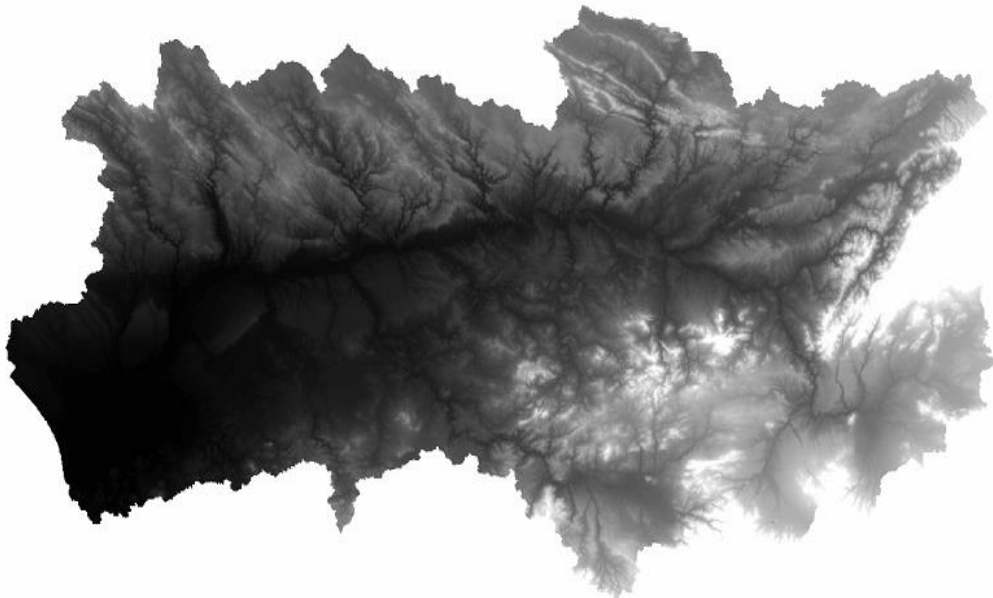


Figura 2.3. Imagen del modelo de elevación digital del terreno (DEM file).

2.2.4. Mapa de uso del suelo.

Este mapa fue descargado de la base de datos Coordination of Information on the Environment (CORINE) versión 1.3 con una resolución de 100 m [<http://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/corine-land-cover-2006-raster>]. Este mapa da información de los tipos de uso del suelo como puede ser zona urbana de densidad media, o arrozales, o bosque de pinos, etc. Esta información tiene asociada una base de datos en la cual se estima la demanda y/o aporte de agua en función del uso que se le esté dando al terreno. Si se tiene información acerca del crecimiento de una población o reconversiones del uso del terreno, ésta puede ser añadida mediante SWAT para implementarla en las simulaciones.

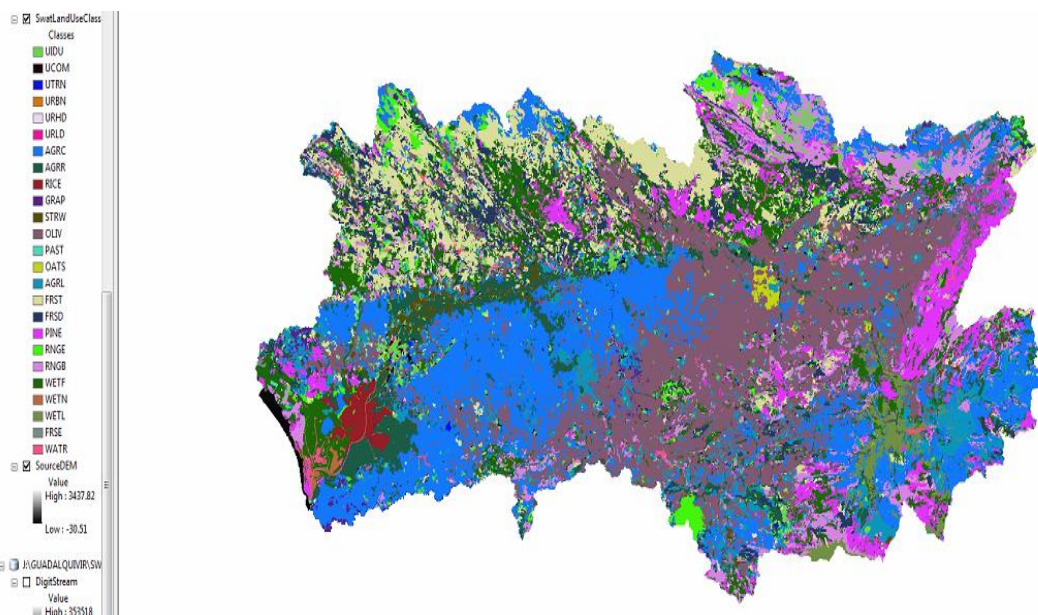


Figura 2.4. Mapa de usos del suelo de la base de datos Corine V1.3. adaptados a SWAT. A la izquierda leyenda de la tipología usada por SWAT para la clasificación de los distintos usos del suelo.

2.2.5. Mapa de los tipos de suelo.

El mapa de los diferentes tipos de suelo en función de su composición (% arena, % arcilla, y % sílice) fue descargado de la base de datos de la FAO (Food and Agriculture Organization, [<http://data.fao.org/es/map?entryId=446ed430-8383-11db-b9b2-000d939bc5d8&tab=metadata>]),

versión 3.6 con una resolución especial de 5 arco-segundos (~150 m), en formato ESRI para poder ser usado en ArcGIS, mientras que la base de datos que se necesita para el correcto funcionamiento de SWAT para cada una de las distintas capas que conforman los diferentes tipos de suelo (K_{USLE} -coeficiente para la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo-, permeabilidad de las distintas subcapas, punto de saturación de agua de las distintas subcapas, etc.), fueron calculados según las especificaciones y formulaciones que dan como pauta en el manual de usuario.

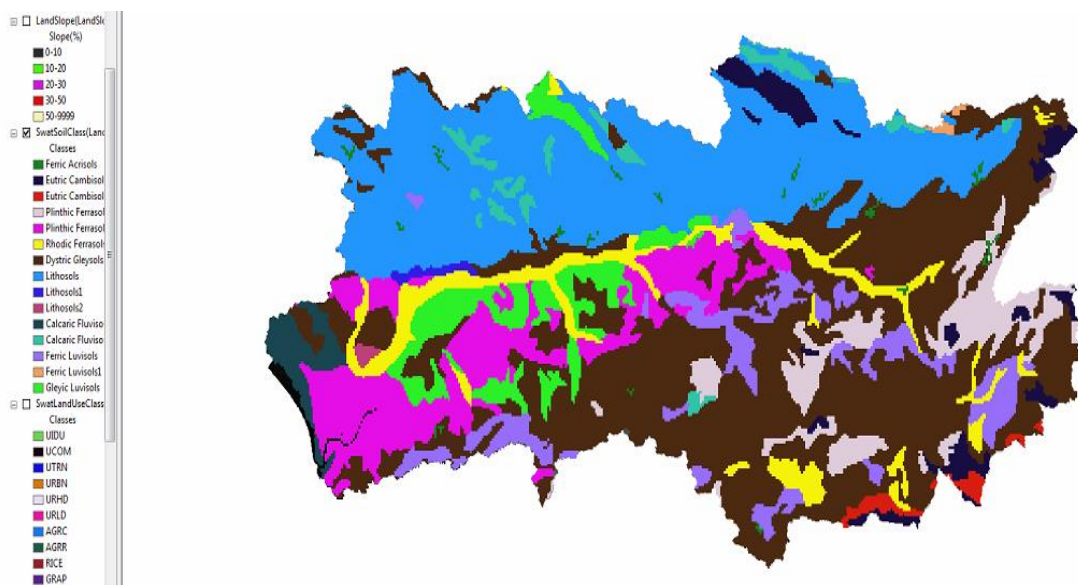


Figura 2.5. Mapa de tipos del suelo de la base de datos FAO v 3.6. adaptados a SWAT. A la izquierda leyenda con la tipología usada por SWAT para clasificar los distintos tipos de suelo en función de su composición.

2.3. Datos de Satélite.

Las imágenes de satélite son un reflejo de los patrones circulatorios superficiales a diferentes escalas, dependiendo de la resolución espacial de éstas. Las imágenes de clorofila-a superficial muestran la distribución de las concentraciones de este pigmento asociadas a estos patrones circulatorios, indicando zonas donde la biomasa superficial del fitoplancton es mayor.

Los ficheros que contienen las diferentes variables registradas por el sensor de MODIS/Aqua se actualizan diariamente en la página <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>. Las imágenes para una

fecha concreta y la traza que contiene la zona de interés se pueden descargar de dicha página. En nuestro estudio se han usado imágenes de nivel 2 de procesado de los datos ya que ofrecen una cobertura temporal diaria. A través del programa SeaDAS 7.3.2 (software libre implementado bajo windows) se extraen las variables, se georeferencian y se proyectan en Mercator con 1 km de resolución para ser graficadas posteriormente mediante diversos scripts que funcionan bajo el uso del programa de libre distribución GNU Octave.

MODIS-Aqua es un sensor científico integrado en la plataforma multispectral lanzada por la NASA en 2002 y que provee de imágenes diarias de color oceánico y temperatura superficial del agua para el área de estudio en este caso. Para intentar evitar cobertura nubosa excesiva se escogieron periodos tanto de sequía como de lluvias intensas con la menor presencia de nubes posible. Para intentar caracterizar la pluma de turbidez generada en la desembocadura del Guadalquivir, se siguió la metodología de otros trabajos en la misma zona de estudio (Caballero and Navarro, 2016; Caballero *et al.*, 2014; Caballero *et al.*, 2011). De esta forma, usando datos de color oceánico L2 y 1 km de resolución, y trabajando con la longitud de onda nLw555 se ha podido dar forma y contorno a la pluma de agua fresca. El uso de esta longitud de onda, frente a otras, da una buena aproximación de la cantidad de sedimentos en suspensión que llegan al mar transportados por el agua dulce del río en eventos de temporales de lluvia (Lahet *et al.*, 2001; Loisel *et al.*, 2001; Toole y Siegel, 2001; Otero y Siegel, 2004; Nezlin y Di Giacomo, 2005; Thomas y Weatherbee, 2006; Caballero *et al.*, 2011).

Finalmente, imágenes True-Color RGB MODIS-Aqua de la página de AERONET, NASA (https://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/data_usage.html) han sido descargadas de la estación de Huelva, y de la estación de Marbella-San Pedro. Estas imágenes son el resultado de fusionar la banda 1-ROJO (620-670 nm) con la banda 4-VERDE (545-565 nm) y la banda 3-AZUL (459-479 nm) dando como resultado unas imágenes cuasi reales (como fotografías).

2.4. Técnicas de análisis aplicadas a los datos.

En este subapartado se va a describir el fundamento de las técnicas de análisis de series temporales y espaciales que se han usado en el estudio. Una de las técnicas de análisis, la descomposición en modos verticales baroclinos se tratará en el capítulo 5 en donde se revisan los procesos de mezcla vertical inducidos por las ondas internas en el Mar de Alborán.

2.4.1. Análisis armónico.

Para los datos de corriente obtenidos en las distintas campañas oceanográficas, se aplicó uno de los más conocidos métodos de análisis de series temporales de niveles y corrientes usados en oceanografía cuando se requiere determinar las amplitudes de las constituyentes asociadas a frecuencias de origen astronómico, el método de análisis armónico de ajuste por mínimos cuadrados (Godin, 1972).

El método se basa en suponer que una serie temporal puede ser descompuesta en suma de ondas, asociadas cada una de ellas a una frecuencia astronómica, dadas por los desarrollos del potencial de marea (Doodson, 1921; Cartwright y Tayler, 1971). De esta forma la serie $S(j\Delta t)$ muestreadas en un cierto intervalo de tiempo Δt con $j=-N$, N siendo $2N+1$ el número total de datos se puede ajustar a la serie continua $S(t)$ de la siguiente manera:

$$S(t) = S_0 + \sum_{i=1}^M a_i \cos(\omega_i t - \phi_i) \quad (2.1.)$$

donde S_0 es el valor medio de la serie, a_i y ϕ_i representan la amplitud y fase (relativa al instante central del registro) de las diferentes ondas componentes de marea de frecuencias ω_i conocidas y M es el número de componentes que serán incluidas en el ajuste.

Desde el punto de vista práctico, conviene expresar la ecuación (2.1.) en la siguiente forma alternativa:

$$S(t) = S_0 + \sum_{i=1}^M (A_i \cos \omega_i t + B_i \text{sen} \omega_i t) \quad (2.2)$$

en donde:

$$a_i = \sqrt{A_i^2 + B_i^2} \quad (2.3.)$$

$$\phi_i = \text{arctag}\left(\frac{B_i}{A_i}\right) \quad (2.4.)$$

y los coeficientes S_0 , A_i y B_i se determinan bajo la condición que haga mínima la expresión:

$$\mu^2 = \sum_{j=-N}^N [S(t) - S(j\Delta t)]^2 \quad (2.5.)$$

tomando como origen de tiempo el instante central del registro. La condición para que este error sea mínimo es:

$$\frac{\partial \mu^2}{\partial S_0} = \frac{\partial \mu^2}{\partial A_i} = \frac{\partial \mu^2}{\partial B_i} = 0 \quad (2.6.)$$

La aplicación de estas condiciones determina un sistema de ecuaciones de $2M+1$ ecuaciones y $2M+1$ incógnitas (S_0 , A_i y B_i) una vez resuelto el sistema y calculados estos coeficientes, las constantes armónicas de cada constituyente de marea respecto al instante central del registro (a_i y ϕ_i) se pueden determinar a partir de (2.3.) y (2.4.).

2.4.2. QQ-Plots.

Los QQ-Plots o gráficos Quantile-quantile son un método gráfico para diagnosticar las diferencias entre la distribución de probabilidad de una población de la que se extrajo una muestra aleatoria y una distribución utilizada para comparación. Muestran una gráfica cuantil-cuantil de dos muestras. Si las muestras provienen de la misma distribución, la gráfica será lineal (Loganathan et al., 1987).

Los datos de la muestra son superpuestos a una línea que une el primer y el tercer cuartil de cada distribución (esto es un ajuste lineal robusto de las estadísticas de orden de las dos muestras). Esta línea se extrapola a los extremos de la muestra para ayudar a evaluar la linealidad de los datos (Afshar-Kaveh *et al.*, 2017).

Es una técnica muy útil para comparar volúmenes de datos muy grandes y analizar si existe algún tipo de correlación entre ellos. En la presente tesis se ha usado esta técnica de análisis con los datos de lluvia descargados de las estaciones agroclimáticas y caudal descargados de la base de datos del MAPAMA. Además, ha sido utilizada tanto para comparar los datos de lluvia entre las distintas estaciones, como para comparar los datos de lluvia con los de caudal.

2.4.3. Rosa de viento y de lluvias.

La rosa de vientos es un diagrama circular que nos sirve para determinar la velocidad y dirección del viento, así como su porcentaje de ocurrencia. Esta técnica gráfica ha sido usada con los datos de viento de la estación agroclimática del puerto de Chipiona, y con los datos de lluvia de la misma.

En esta tesis, además de presentar las rosas de viento tradicionales, se añadió una variante donde se sustituyó el módulo del viento por precipitación media diaria y se mantuvo la

columna de dirección del viento con el ánimo de discernir de una manera rápida e intuitiva si los periodos de lluvias tenían algún tipo de relación con los vientos en la zona.

Capítulo 3:

MODELOS NUMÉRICOS

En el presente capítulo se describirán los diferentes modelos numéricos que serán utilizados en el estudio. Se han usado un modelo hidrológico de captación, un modelo hidrodinámico y un modelo lagrangiano.

3.1. Modelo Hidrológico: SWAT (Soil and Water Assessment Tool).

Los modelos hidrológicos son representaciones simplificadas de los sistemas hidrológicos reales, normalmente una cuenca hidrográfica, a partir de los cuales se puede estudiar la relación causa-efecto de una cuenca a través de los datos de entrada/salida y lograr un mejor entendimiento de los procesos físicos hidrológicos que tienen lugar dentro de la cuenca. Además, los modelos hidrológicos permiten simular y predecir el comportamiento hidrológico de los procesos físicos en la cuenca.

Dado que el estuario del Guadalquivir es un sistema altamente complejo, sometido a cambios continuos, tal y como se indicaba en el apartado 1.1.4., hace que todos estos factores deban de ser tenidos en cuenta a la hora del desarrollo de un modelo hidrológico. Esta es la

principal razón para el uso de SWAT en este estudio, puesto que SWAT puede ser fácilmente modificado en caso de que cambie el cauce (continuos dragados y ampliaciones del puerto de Sevilla), cambios en los usos del suelo (cambios en los tipos de agricultura, o incluso desaparición en algunos territorios de la misma), en el suministro de agua (por cambios en las demandas de los distintos sectores), y cambios en los tipos de suelo (bien por aumento de los núcleos urbanos, acidificaciones o basificaciones del suelo), y por lo tanto de esta manera poder recalcular de manera sencilla nuevamente salidas de caudal del río, transporte de sedimentos, fosfatos, nitratos, nitritos, (...) (Narsimlu *et al.*, 2013).

3.1.1. Descripción del modelo.

SWAT es el acrónimo de Soil and Water Assessment Tool y es el modelo de captación/hidrológico usado en el desarrollo hidrológico de la tesis. SWAT está escrito en lenguaje FORTRAN y es un modelo de código abierto, apoyado activamente por el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos. SWAT tiene más de veinticinco años de historia y es un modelo a escala de cuenca desarrollado para cuantificar el impacto de las prácticas de uso del suelo en cuencas grandes y complejas. Simula la calidad y cantidad de agua superficial y subterránea y predice el impacto ambiental del uso de la tierra, las prácticas de manejo de la tierra y el cambio climático. SWAT es un modelo de simulación a larga escala; No está diseñado para eventos aislados durante un período corto, pero se pueden aislar eventos de corta escala temporal para su análisis a partir de simulaciones de años completos. Requiere información sobre el clima de la zona, las propiedades del suelo, la topografía, la vegetación y los usos de la tierra. Los procesos físicos asociados con el agua, sedimentos y nutrientes son calculados por SWAT (Neitsch *et al.*, 2011).

SWAT integra características de varios modelos ARS (Agricultural Research Service) y es una evolución del modelo SWRRB (Simulator for Water Resources in Rural Basins) (Williams *et*

al., 1985; Arnold *et al.*, 1990). Entre los modelos que fueron usados para el desarrollo de SWAT, se incluyen el modelo CREAMS (Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems) (Knisel, 1980), GLEAMS (Groundwater Loading Effects on Agricultural Management Systems) (Leonard *et al.*, 1987), y EPIC (Erosion-Productivity Impact Calculator) (Williams *et al.*, 1984). El desarrollo del modelo SWRRB comenzó con la modificación de modelo diario runoff CREAMS, mejorando el código para que permitiera realizar los cálculos computacionales de manera paralela en las diferentes subcuencas para predecir la producción de agua en cada una, incluyendo el agua subterránea y la componente del flujo de retorno, mejorando así el método para calcular la pérdida por transmisión. Finalmente, para el cálculo del impacto causado en la cuenca por procesos de erosión/producción, el modelo EPIC fue agregado.

El SWRRB era corrido fácilmente para cuencas de un área del orden de 100 km², pero cuando el área de estudio era un orden de magnitud mayor, el SWRRB no podía ser usado ya que estaba limitado a un máximo de 10 subcuencas, donde el agua y los sedimentos eran transportados directamente desde la subcuenca a la salida de la cuenca. Estas limitaciones animaron a la creación del modelo ROTO (Routing Outputs to Outlet; Arnold *et al.*, 1995), que usaba las múltiples rutas de salida del modelo SWRRB y redirigía el flujo a través de canales y sumideros. Pero ROTO solo era una solución a corto plazo porque tanto los ficheros de entrada como de salida necesitaban de bastante capacidad de almacenaje. Además, todos los itinerarios tenían que ser realizados de manera individual para posteriormente introducirlos en ROTO. Para salvar esta dificultad, SWRRB y ROTO fueron unidos y optimizados en un único modelo: SWAT, el cual integra lo mejor de cada modelo.

Desde que SWAT fue desarrollado a principios de los 90, ha sido objeto de continuas revisiones y expansiones para mejorar sus capacidades. A pesar del hecho de que SWAT fue inicialmente desarrollado para ser corrido bajo condiciones de Estados Unidos (por ejemplo, para los parámetros de crecimiento de los cultivos), posteriores versiones han sido mejoradas

permitiendo variar y ajustar este tipo de parámetros bajo las condiciones de cualquier zona del mundo. Después de que SWAT fuera modificado por Kannan *et al.* (2007), el modelo se considera aplicable a cualquier caso de estudio en Europa.

SWAT está basado en la ecuación de balance hídrico:

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_{day} - Q_{surf} - W_{seep} - E_a - Q_{gw}) \quad (3.1.)$$

donde:

SW_t es la humedad del suelo (mm H₂O)

SW_0 es la humedad base del suelo (mm H₂O)

t es el tiempo (días)

R_{day} es el volumen de agua de lluvia diario (mm H₂O)

Q_{surf} es el valor de la escorrentía superficial (mm H₂O)

W_{seep} es la filtración de agua del suelo hacia las capas profundas (mm H₂O)

E_a es el valor de la evotranspiración (mm H₂O)

Q_{gw} es el valor de caudal de agua subterránea (mm H₂O).

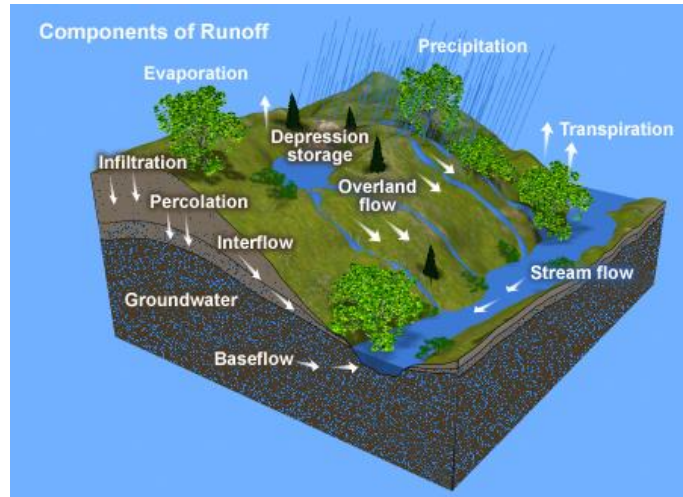


Figura 3.1. Esquema de los principales procesos físicos en la cuenca.

Fuente: Manual de usuario de SWAT.

Para calcular el caudal diario (Q_j^{day}) la fórmula usada es (Simić *et al.*, 2009):

$$Q_j^{day} = \frac{1}{86.4} \sum_{i=1}^k (Q_{surf}^i + Q_{gw}^i) A_{HRU}^i (m^3/s) \quad (3.2)$$

Donde A_{HRU}^i es el área de la Unidad de Respuesta Hidrológica (Hydrological Response Unit -HRU) medida. Donde los subíndices i y j indican los pasos espaciales horizontales, y k el paso temporal.

Y esta otra para el caudal horario (Q_j^{hour}):

$$Q_j^{hour} = f(Q_{j-1}^{day}, Q_j^{day}, Q_{j+1}^{day}) (m^3/s) \quad (3.3)$$

$$Q_k^{hour} = k \left(\frac{Q_j^{day} - Q_{j-1}^{day}}{24} \right) + \frac{Q_j^{day} + Q_{j-1}^{day}}{2} \quad k = 0,1,2,3, \dots, 11 \quad (3.4)$$

$$Q_k^{hour} = (k - 12) \left(\frac{Q_j^{day} - Q_{j-1}^{day}}{24} \right) + Q_j^{day} \quad k = 12,13,14, \dots, 23 \quad (3.5)$$

La fórmula de Soulsby-Van Rijn para el transporte es usada para el cálculo del transporte total de sedimentos (carga de fondo + carga en suspensión), q_t :

$$q_t = A_s \bar{U} \left[(\bar{U}^2 + \frac{0.018}{C_D} U_{rms}^2)^{0.5} - \bar{U}_{cr} \right]^{2.4} \quad (3.6.)$$

Donde:

q_t =es la tasa del transporte total de sedimentos.

A_s =parámetro relativo al tamaño de grano que asigna SWAT en función del tipo de suelo por el que discurre el cauce.

\bar{U} =corriente promediada en profundidad.

U_{rms} =corriente media cuadrática.

\bar{U}_{cr} =corriente umbral media.

C_D =coeficiente de arrastre superficial por viento.

La tasa de evaporación potencial considerando cobertura del suelo es calculada como:

$$E_s = (EA) * (E_0) \quad (3.7.)$$

Donde:

E_s = es la tasa de la evaporación potencial de agua a través del suelo (mm/día).

EA = es el índice de cobertura del suelo.

E_0 = es la tasa de evaporación potencial en la superficie (mm/día).

Para la evaporación potencial del agua del suelo para una capa "l" la fórmula que se usa es:

$$SEV_i = EV_{z(i)} - EV_{z(i-1)} \quad (3.8.)$$

Donde:

SEV = la tasa de la evaporación potencial del agua para la capa (mm/día).

EV = el total del agua evaporada del suelo en mm para el suelo de profundidad Z en mm.

Para el cálculo de la evapotranspiración potencial el programa permite escoger entre tres posibles métodos: Hargreaves, Priestley-Taylor, y Penman-Monteith. Donde el método Hargreaves necesita únicamente de datos de temperatura y radiación solar para calcular la evotranspiración (Hargreaves y Sumani, 1985, y Hargreaves y Allen, 2003). El método Priestley-Taylor se recomienda en zonas donde no existen limitaciones de agua dado que las ecuaciones fueron propuestas para zonas en las que considera que raramente se obtiene una situación de equilibrio, puesto que parten de la hipótesis de una superficie evaporante que no tiene limitación de agua, por lo que la atmósfera-superficie se mantienen en equilibrio, es decir, el gradiente del déficit de presión de vapor se considera nulo (Priestley y Taylor, 1972, Donatelli *et al.*, 2006). Y finalmente, el método Penman-Monteith es considerado más correcto, pero para poder aplicarse se necesitan datos de radiación solar diaria, temperatura máxima, temperatura mínima, humedad relativa máxima, humedad relativa mínima y velocidad de viento (Allen *et al.*, 2006, Walter *et al.*, 2005).

El flujo lateral o la contribución de pequeños caudales que discurren debajo de la superficie pero sobre la zona saturada, es calculada de manera simultánea con redistribución usando un modelo cinemático de almacenamiento. El modelo explica las variaciones en conductividad, pendiente, contenido de agua en el suelo y permite que fluya hacia la superficie. Para ello usa la ecuación del modelo de almacenamiento cinemático de continuidad de masa en diferencias finitas:

$$\frac{S_2 - S_1}{t_2 - t_1} = i L - \frac{q_{lat1} + q_{lat2}}{2} \quad (3.9.)$$

Donde:

S_i =El volumen de agua drenable de agua almacenada en la zona saturada (mm^{-1}).

t_i =tiempo

i =tasa de entrada de agua en la zona saturada (m^2h^{-1}).

L =longitud de la pendiente de la ladera (m).

q_{lat} =flujo lateral (m^3h^{-1}).

SWAT en el cálculo de la percolación usa como técnica de almacenamiento combinada con un modelo de flujo de fisuras para predecir el flujo a través de cada capa de suelo. El modelo de flujo de fisuras permite la percolación de las precipitaciones infiltradas, aunque el contenido de agua en el suelo sea menor que la capacidad de campo. Las porciones que forman parte de la capa de agua almacenada no pueden filtrarse hasta que el almacenamiento exceda la capacidad del suelo. Esta técnica de enrutamiento de almacenamiento está basada en la siguiente ecuación:

$$SW_i = SW_{oi} \exp\left(\frac{-\Delta t}{TT_i}\right) \quad (3.10.)$$

SW_i = contenido de agua en el suelo al final del día (mm).

SW_{oi} = contenido de agua en el suelo al comienzo del día (mm).

TT = tiempo de recorrido a través de la capa (h).

El flujo base, definido como el caudal que entra al cauce principalmente de agua subterránea, pero también de lagos y glaciares, durante períodos largos cuando no ocurre

precipitación o derretimiento de nieve, se calculó usando el programa B-Flow, junto con el cual también se obtiene el flujo base alfa factor y la fracción de agua de escorrentía requeridos en los archivos .gw. Este programa es un filtro basado en la metodología desarrollada por Arnold and Allen (1999).

3.1.2. Calibración y validación del modelo hidrológico: SWAT-CUP.

SWAT-CUP es un programa desarrollado por Karim C. Abbaspour que puede ser usado para calibrar y validar de manera automatizada el modelo SWAT. Para ello, previamente, recordar que se define como calibración de un modelo al proceso por el cual las salidas que nos dan son comparadas con datos observados. Mediante el ajuste de ciertos parámetros, en función de los resultados de esa comparación, vamos consiguiendo optimizar nuestro modelo hasta que obtener que la solución sea lo más parecida posible a la observación. Por otro lado, la validación es comparar los datos observados con las salidas de nuestro modelo en otro periodo de tiempo distinto al usado para la calibración. Para ello, se procederá a ejecutar el modelo ya trabajando bajo los nuevos parámetros adquiridos durante la calibración. Si esta comparación es casi tan buena, o incluso mejor que la obtenida en la calibración, podremos dar por validado nuestro modelo para poder extrapolar las soluciones a cualquier otro periodo de tiempo sin necesidad de realizar otra vez la verificación con los datos observados. El proceso de calibración puede ser realizado de manera manual, es decir, ejecutamos nuestro modelo, comparamos con datos observados y en función de las discrepancias podemos saber qué parámetros se deben ajustar. Ajustamos los parámetros necesarios, volvemos a correr el modelo, lo volvemos a comparar, y así hasta que hayamos ajustado el modelo para que reproduzca de la manera más fiel posible la realidad. Otra manera de calibrar el modelo es usando un programa en el que especifiquemos el rango dentro del cual pueden variar determinados parámetros. En este caso, introducimos nuestro

modelo y nuestros datos observados, y el programa se encarga de realizar las simulaciones en las que de manera iterativa va variando esos parámetros hasta que, realizando comparaciones estadísticas entre los resultados observados y los resultados calculados, se cumpla la condición que nosotros hayamos decidido imponer (por ejemplo, tener un coeficiente de correlación entre ambos datos mayor a 0.8).

En nuestro caso, siguiendo el manual de instrucciones, así como diversas publicaciones (Abbaspour *et al.*, 2007; Yang *et al.*, 2008; Abbaspour, 2014), procedimos a realizar una calibración automática y validación del modelo para la cuenca del Guadalquivir usando los datos descargados del MAPAMA.

Este software tiene distintos métodos para calibrar el modelo dependiendo de los datos observados y el propósito de la investigación. En este caso, el caudal del río era la principal variable, para lo cual el método recomendado es el llamado SUFI2 (Abbaspour, 2014). Usando este método, el software para cada ejecución cambia de manera aleatoria dentro de unos márgenes sugeridos por el programa en función de los tipos y usos de suelo de la zona. En el caso de que se tenga muy claro el rango o incluso el valor de alguno de los parámetros, el investigador puede imponerlo. Tras ejecutar el número de iteraciones impuestas por el investigador, el modelo volverá a proponer un rango de valores que cumplan las condiciones estadísticas que previamente fueron impuestas para comparación entre el caudal observado y el simulado (Fig 3.2.).

Parameters:

? Basic Information				Value			Filter Conditions (optional)				Particular Settings		
#	Par Name	File Name	File Ext.	Method	Min	Max	Hydro Grp	Soil Texture	Landuse	Subbasins	Slope	Layers/Columns	Properties
1	CN2		.mgt	T' Relative	-0.41...	0.094...				(All)			
2	ALPHA_BF		.gwt	T' Replace	0.016...	0.983...				(All)			
3	GW_DELAY		.gwt	T' Replace	-259....	394.6...				(All)			
4	GWQHN		.gwt	T' Replace	0.030...	1.969...				(All)			

Figura 3.2. Parámetros sensibles que deberían ser cambiados durante la calibración para proyectos de medidas de caudal.

Los cuatro parámetros sensibles de ajuste con este método son:

- *CN2*: Es el número SCS inicial de la curva de escorrentía para la condición de humedad. El número de la curva SCS es una función de la permeabilidad del suelo, el uso del suelo y las condiciones del agua del suelo. Divide la escorrentía de la infiltración. Si el valor del parámetro *CN2* es menor que cero, la infiltración es el proceso dominante sobre la escorrentía en nuestro área de trabajo, mientras que si el valor de *CN2* es mayor que cero, está dominada por la escorrentía.
- *ALPHA_BF*: es el factor alfa del flujo base. Es el parámetro para definir el flujo base del río. Este parámetro es el parámetro esencial para el cálculo del agua subterránea (*GW*).

$$\alpha_{gw} = \frac{1}{N} \ln \left[\frac{Q_{gw,N}}{Q_{gw,0}} \right] = \frac{1}{BFD} \ln[10] = \frac{2.3}{BFD} \quad (3.11.)$$

Donde: $Q_{gw,N}$ es el flujo de agua subterránea el día *N* (mm H₂O), $Q_{gw,0}$ es el flujo de agua subterránea al comienzo del periodo de recesión, y *BFD* es el número de días de flujo base para una cuenca hidrográfica.

- *GW_DELAY*: Es el retraso estimado de tiempo entre que las aguas llegan (bien de lluvia, suelta de embalses,...) hasta que empieza a percolar, infiltrarse, etc...
- *GWQMN*: Es el umbral de profundidad del agua en el acuífero superficial requerido para que ocurra el flujo de retorno.

Después de configurar una serie de simulaciones en la primera iteración, el programa puede ser ejecutado y cuando la iteración con las simulaciones haya terminado, se obtendrán diferentes salidas donde las más importantes son: *Summary_Stat*, *Best_Par*, *Best_Simulation*, *95ppu_plot* y *New_Pars* (véase la figura 3.3.). *New_Pars* nos proporciona el nuevo intervalo para los valores *CN2*, *ALPHA_BF*, *GW_DELAY* y *GWQMN* que serán usados en las nuevas iteraciones a ejecutar.

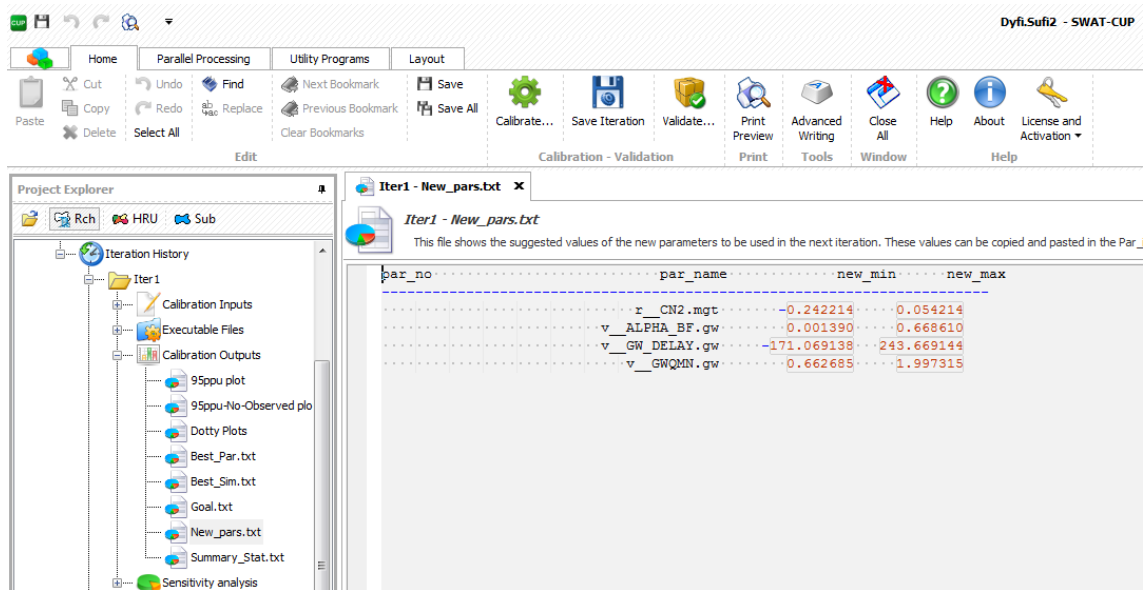


Figura 3.3. Salida con los parámetros nuevos propuestos por SWAT-CUP.

Para calibrar el modelo, se suele definir un periodo de calentamiento (periodo de años que se simulan, pero no se usan para que los procesos físicos se vayan equilibrando), y se define un periodo de simulación que debe de coincidir con los años en los que poseemos datos observados. Una vez definidos estos periodos, hay que definir las condiciones estadísticas que queremos imponerle. En este estudio se han usado los siguientes modelos estadísticos de evaluación, Eficiencia de Nash-Sutcliffe (NS), Porcentaje de Sesgo (PBIAS), Coeficiente de Determinación (R^2):

$$NS = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_{m,t} - Q_{s,t})^2}{\sum_{t=1}^T (Q_{m,t} - \bar{Q}_m)^2} \quad (3.12.)$$

$$PBIAS = \left[\frac{\sum_{t=1}^T (Q_{s,t} - Q_{m,t})}{\sum_{t=1}^T Q_{m,t}} \right] \times 100 \quad (3.13.)$$

$$R^2 = \left[\frac{\sum_{t=1}^T (Q_{m,t} - \bar{Q}_m)(Q_{s,t} - \bar{Q}_s)}{\left[\sum_{t=1}^T [(Q_{m,t} - \bar{Q}_m)^2]^{0.5} \sum_{t=1}^T [(Q_{s,t} - \bar{Q}_s)^2]^{0.5} \right]} \right] \quad (3.14.)$$

3.2. Modelo hidrodinámico: UCA2D.

Los modelos hidrodinámicos se encargan de reproducir la dinámica de los fluidos geofísicos, en nuestro caso en el océano, considerando una serie de asunciones o simplificaciones entre las cuales, suelen destacar que el fluido es incompresible, es decir, que su densidad no varía con el cambio de presión, a diferencia de lo que ocurre con los gases, se considera despreciable la pérdida de energía por la viscosidad, ya que se supone que un líquido es óptimo para fluir y esta pérdida es mucho menor comparándola con la inercia de su movimiento, y se supone que el flujo de los líquidos es un régimen estable o estacionario, es decir, que la velocidad del líquido en un punto es independiente del tiempo. En la presente tesis se usará un modelo hidrodinámico, el modelo UCA2D, para simular el comportamiento de la pluma de turbidez y salinidad en la franja costera del golfo de Cádiz. En los siguientes párrafos se procederá a la descripción de dicho modelo.

3.2.1. Descripción del modelo.

El modelo hidrodinámico UCA2D (Álvarez *et al.*, 1999) resuelve las ecuaciones de conservación de la masa y el momento, verticalmente promediadas (es decir, las corrientes calculadas representan el valor medio de toda la columna de agua; en un ambiente tan somero como el que nos ocupa la representatividad de este valor es muy alta). El modelo resuelve numéricamente el sistema de ecuaciones mediante un esquema semi-implícito en diferencias finitas de Crank-Nicolson sobre una malla tipo-C de Arakawa, lo que confiere gran estabilidad y precisión a la solución numérica. El modelo considera también las tensiones por fricción con el fondo y por efecto del viento en superficie, mediante la parametrización conocida como ley logarítmica ('law of the wall'). Las salidas del modelo en cuanto a las necesidades presentes son la elevación de la superficie del agua respecto al nivel medio del mar local y la velocidad de la

corriente (verticalmente promediadas) en cada nodo de la malla para los instantes de tiempo deseados.

En sistemas litorales someros y restringidos, la influencia astronómica directa sobre la hidrodinámica local puede considerarse despreciable frente al resto de fenómenos que la condicionan, por lo que el efecto de la marea en la zona se manifiesta como un forzamiento externo por la onda mareal que se propaga desde mar abierto al interior del dominio, a través de las conexiones existentes entre ambos; así, las ecuaciones del momento y continuidad para aguas someras, integradas verticalmente, pueden expresarse como (ver, e.g., Dronkers, 1964):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv + g \frac{\partial \xi}{\partial x} + r \frac{u\sqrt{u^2+v^2}}{H} - \frac{1}{H} \nabla(HA_h \nabla u) + C_D \frac{\rho_a w_x \sqrt{w_x^2 + w_y^2}}{\rho H} = 0 \quad (3.15.)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} - fu + g \frac{\partial \xi}{\partial y} + r \frac{v\sqrt{u^2+v^2}}{H} - \frac{1}{H} \nabla(HA_h \nabla v) + C_D \frac{\rho_a w_y \sqrt{w_x^2 + w_y^2}}{\rho H} = 0 \quad (3.16.)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial uH}{\partial x} + \frac{\partial vH}{\partial y} = 0 \quad (3.17.)$$

donde t es el tiempo (s); x, y las posiciones espaciales horizontales (m); g la aceleración gravitatoria ($m s^{-2}$); $H = h + \xi$ la profundidad total (m), siendo h la profundidad batimétrica (m) y ξ la elevación de la superficie libre (m), ambas respecto al nivel de referencia $z = 0$; u, v las componentes horizontales de la velocidad de la corriente ($m s^{-1}$), verticalmente promediadas para toda la columna de agua; $f = 2\omega \sin\psi$ el parámetro de Coriolis (s^{-1}), siendo $\omega = 7.2722 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$ la frecuencia angular de rotación terrestre y ψ la latitud (rad); r el coeficiente de fricción por fondo (adimensional); A_h el coeficiente de viscosidad horizontal ($m^2 s^{-1}$; este coeficiente, tras la discretización de las ecuaciones, debe considerarse como de “viscosidad numérica”, actuando *de facto* como un filtro que suaviza y estabiliza la solución numérica eliminando las perturbaciones de alta frecuencia sin origen físico, y ha de establecerse sobre todo en función de la resolución

espacial empleada); C_D es el coeficiente de arrastre superficial por viento (estándar = 0.0012); w_x y w_y son las componentes zonal y meridional de la velocidad del viento a 10 m de altura; y ρ_a es la densidad del aire (aprox. 1.2 kg/m³).

El modelo UCA2D emplea un método numérico de resolución en diferencias finitas semi-implícito de Crank-Nicholson (ver, e.g., Marchuk, 1980), sobre una malla tipo-C de Arakawa (Mesinger y Arakawa, 1976). Así, cada paso de tiempo (desde n hasta $n+1$) es subdividido en dos “semipasos”; en el primero, $u^{n+1/2}$ y $\zeta^{n+1/2}$ se resuelven de forma implícita mientras que $v^{n+1/2}$ se calcula explícitamente, mientras que en el segundo semipaso v^{n+1} y ζ^{n+1} se resuelven implícitamente y u^{n+1} de forma explícita. El sistema discreto de ecuaciones se completa con la imposición de las condiciones de contorno sólido (línea de costa: libre deslizamiento e impenetrabilidad) y las condiciones iniciales (forzamientos) en los contornos líquidos (conexión con mar abierto: amplitudes y fases de elevación y velocidad para las componentes mareales consideradas, asumida una variación sinusoidal con el tiempo).

En el contorno abierto se puede imponer además la denominada “condición radiativa de velocidad” (Reid y Bodine, 1968; Flather y Heaps, 1975), de forma que las perturbaciones numéricas en las velocidades calculadas adyacentes a la frontera, que se alejen considerablemente de los valores forzados en ésta, no son tenidas en cuenta en iteraciones posteriores (se “radian” hacia fuera del dominio, evitando que la perturbación se propague al interior de éste).

En cada simulación se obtienen los campos de elevación $\xi(x,y,t)$ y velocidades $u(x,y,t)$, $v(x,y,t)$ a intervalos regulares de tiempo Δt . Adicionalmente, el modelo integra espacialmente las ecuaciones del momento y continuidad con el fin de cuantificar la energía asociada a cada término de las mismas, y obtener un balance energético total en cada instante, que debe tender hacia

valores nulos para asegurar el carácter conservativo del sistema, así como la estabilidad de la solución numérica.

3.2.2. Implementación de modelo.

3.2.2.1. Malla de cálculo.

La malla de cálculo desarrollada para la simulación numérica de la hidrodinámica en el golfo de Cádiz comprende desde la frontera occidental del Golfo a la altura de Isla Cristina al Norte y Rabat al Sur, hasta la salida del estrecho de Gibraltar cercana a la punta de Europa al Norte y Ceuta al Sur (Figura 3.4.).

Se diseñó una malla regular ortogonal con una resolución espacial 1 km. La batimetría empleada se basó en las cartas náuticas publicadas por el Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM) y el Almirantazgo Británico, la base de datos ETOPO-1 de la NOAA (www.ngdc.noaa.gov).

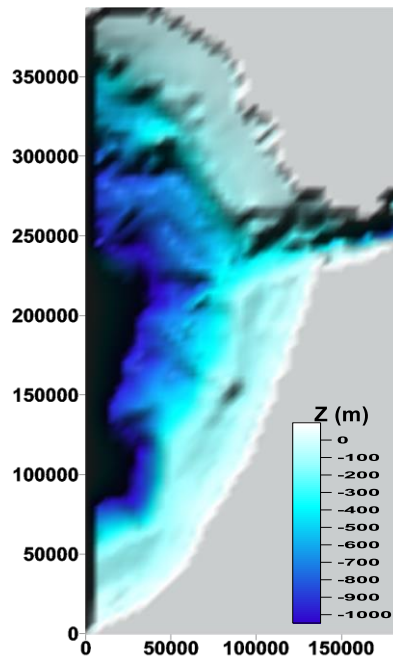


Figura 3.4. Mapa del dominio obtenido a partir de la malla de cálculo usada.

3.2.2.2. Condiciones iniciales y de contorno

En las fronteras sólidas del dominio de simulación (i.e., línea de costa) se impusieron las condiciones de libre deslizamiento e impenetrabilidad. Mientras que en las fronteras abiertas se estableció el forzamiento de la marea correspondiente a las constituyentes M2 y S2, a fin de considerar el ciclo principal quincenal de mareas vivas y muertas, además de la constituyente de frecuencia cero Z0 correspondiente al flujo barotrópico medio, implementadas mediante técnicas de interpolación/extrapolación a partir de medidas experimentales de velocidad obtenidas en las campañas (capítulo 2) y las proporcionadas por Álvarez *et al.* (2011). Se consideraron 9 situaciones de viento: una en calma y 8 espacialmente uniformes y constantes en el tiempo, todos con una velocidad de 10 m/s y con direcciones de procedencia del E, NE, N, NW, W, SW, S y SE a fin de abarcar un amplio abanico de variabilidad. Finalmente, se consideraron dos situaciones distintas de caudal de salida en el estuario del Guadalquivir, correspondientes situaciones pluviométricas media (116.5 m³/s) y lluviosa (1126.0 m³/s), proporcionados por el modelo de cuenca SWAT durante el período 2005-2016. Por tanto, en total fueron considerados 18 escenarios hidro-meteorológicos distintos.

3.2.2.3. Parámetros de simulación.

Los parámetros y características de las simulaciones fueron establecidos tras los correspondientes análisis de sensibilidad y calibración, de acuerdo tres criterios principales adecuados a cada caso: estabilidad numérica y conservación de masa y energía, exactitud y precisión de la solución numérica, y optimización computacional. En la Tabla 3.1. se ofrece un listado de los principales parámetros del modelo y los valores finalmente implementados en las simulaciones.

Tabla 3.1. Valores de los principales parámetros de simulación.

Parámetro	Definición	Valor
Δt	Paso de tiempo de cálculo	5 s
C_D	Coefficiente de fricción por fondo	0.003
C_W	Coefficiente de fricción por viento	0.0012
A_H	Coefficiente de difusión horizontal	0.05 m ² /s

3.3. Modelo lagrangiano de transporte y dispersión de partículas.

Para simular la evolución de la pluma, se ha usado un modelo lagrangiano de transporte y dispersión de partículas. En dicho modelo, la posición horizontal $x=x_i+yj$ de cada partícula vertida para el paso de tiempo k -ésimo de simulación es calculado desde el valor del paso de tiempo previo como:

$$x_k = x_{k-1} + u_{k-1} \Delta t + \delta \quad (3.18.)$$

Donde Δt es el intervalo de tiempo entre pasos de tiempo consecutivos, $u = u_i + v_j$ es el vector horizontal de la velocidad de la corriente (especialmente interpolada de las salidas del modelo hidrodinámico), y el término $\delta = \delta_x i + \delta_y j$ corresponde a la dispersión de las partículas, calculada de acuerdo a un modelo 2-D de recorrido aleatorio (ver, e.g., Csanady, 1973) como:

$$\delta = r \sqrt{2D_H \Delta t} \quad (3.19.)$$

Donde D_H es el coeficiente de dispersión horizontal, y $r = r_x i + r_y j$ es un vector bidimensional cuyas componentes cogen valores aleatorios, según una distribución normal con media 0 y desviación estándar 1 (Matsuzaki y Fujita, 2014). El valor de D_H puede ser establecido directamente por experimentos con boyas de deriva en el área de estudio, o estimado de expresiones teóricas/empíricas en concordancia con el caso de estudio. Para los contornos sólidos (i.e., la línea de costa) se impone una condición de reflexión total, mientras que una condición

radiativa es impuesta en las fronteras con mar abierto (i.e., según las partículas de vertido van traspasando las fronteras son eliminadas de los siguientes cálculos de computación).

Capítulo 4:

ANÁLISIS DEL COMPORTAMIENTO DE LAS DESCARGAS DEL RÍO GUADALQUIVIR EN LA FRANJA COSTERA DEL GOLFO DE CÁDIZ Y SUS IMPLICACIONES EN EL MAR DE ALBORÁN

El presente capítulo se dedicará a la presentación y posterior discusión de los resultados obtenidos con la aplicación de los diferentes modelos numéricos que se han implementado para simular el comportamiento de las descargas producidas por el río Guadalquivir en la franja costera del golfo de Cádiz. Se inicia este capítulo con los resultados de la calibración y validación de estos modelos, los cuales serán presentados en primer lugar. Seguidamente, se caracterizarán las condiciones de precipitaciones, caudales del río y viento, bajo las cuales se realizarán los diferentes experimentos de simulación de transporte y dispersión de estas descargas con el modelo UCA2D y el esquema de simulación de trayectorias de partículas basado en el campo de velocidades proporcionado por este modelo. Finalmente, se presentarán y discutirán los resultados de estos experimentos numéricos.

4.1. Calibración y Validación del modelo SWAT.

La mayor parte de los contenidos de este apartado han sido publicados en el artículo titulado *“Soil and Water Assessment Tool: SWAT Catchment Model to Assess Guadalquivir River Management”* publicado en el número de Marzo del 2016 de la revista Sea Technology.

Con el fin de ayudar a establecer los principales parámetros para favorecer la calibración, es aconsejable acotar los datos del base flow alpha factor y el runoff/base flow fraction requeridos en los ficheros .gw en un rango lo más parecido a la realidad. El caudal base fue calculado usando

por un lado el caudal observado, y por otro el filtro B-Flow incluido en el programa. Los datos observados para el caudal del río descargados del MAPAMA también fueron usados para calibrar y validar el modelo SWAT para el río Guadalquivir.

Mediante el uso del programa SWAT-CUP se realizó una calibración automática para la cuenca del Guadalquivir. Se usó el método SuFi, con un total de 4500 iteraciones en un total de 5 simulaciones realizadas, para optimizar los parámetros de la simulación, con un periodo de calentamiento comprendido entre el 2001 y el 2004, y un periodo de simulación entre el 1 de Enero del 2005 y el 31 de Diciembre del 2007. El caudal del río observado y el calculado para Alcalá del Río fueron comparados (fig 4.1.A.) obteniéndose una buena correlación entre los datos simulados y los datos observados (NSE=0.95, PBIAS=6.53%, and $R^2=0.96$).

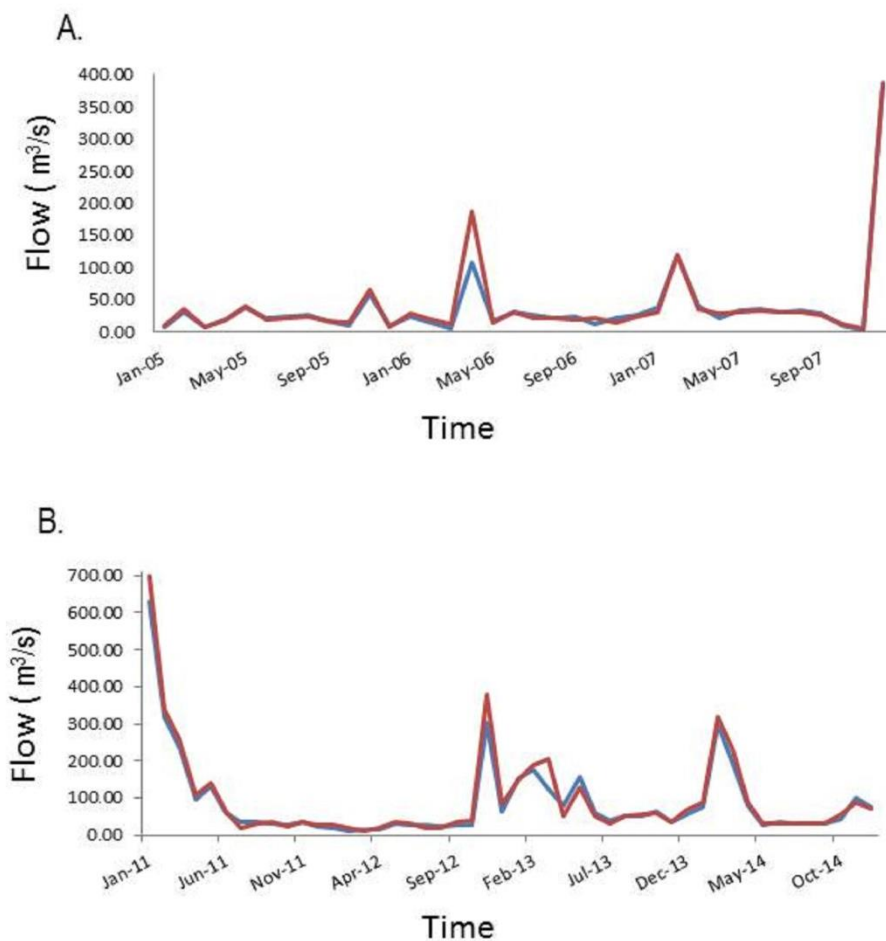


Fig. 4.1. Caudal simulado del río Guadalquivir (línea roja) y el caudal observado en la estación de medida en Alcalá del Río (línea azul) para el periodo de calibración (A.) y para el periodo de validación (B.).

Para la validación, se usó un periodo de calentamiento entre el 2005 y el 2010, y simulado un periodo comprendido entre el 1 de Enero del 2011 y el 31 de Diciembre del 2014, obteniendo incluso una mejor correlación entre los datos observados y los simulados que en la calibración (NSE=0.96, PBIAS=7.71%, and R²=0.98) (fig. 4.1. B.).

Después de la calibración y validación del modelo, dando como resultado una buena correlación entre los datos simulados y observados, podemos decir que el modelo SWAT es una herramienta adecuada para calcular el caudal del río Guadalquivir que llegará a la desembocadura en función de las lluvias a lo largo de la cuenca.

A pesar de que el río Guadalquivir está lleno de presas, el caudal está altamente regulado por la lluvia. Las presas se localizan antes del estuario y, durante el invierno y época de lluvias, mantienen cerradas las compuertas para intentar mantener el flujo natural del río, y se abren completamente en el verano para evitar niveles bajos del agua en los arrozales que están situados cerca de la boca del río.

4.1.1. Caudal modelado por SWAT vs caudal observado.

Para comparar el caudal modelado con el observado, fueron usados datos de caudal de la estación de Alcalá del Río para un periodo de un mes de sequía (Julio 2007), y para un periodo de un mes de intensas lluvias (Diciembre-Enero 2009-2010). Ambos periodos fueron elegidos siguiendo 2 criterios fundamentales; el primero y más importante, que fueran periodos en los que se hubieran producido inundaciones por lluvia importantes y sequías importantes datadas; y el segundo, que, a la hora de obtener imágenes de satélite, pudiéramos caracterizar los periodos con la menor cobertura nubosa posible. Estos periodos simulados con SWAT fueron comparados con datos observados de la estación de medida de Alcalá del Río. Tal y como se puede observar en

la figura 4.2., y como cabía esperar tras los resultados mostrados en el subapartado anterior, los máximos caudales son ligeramente sobrestimados, mientras que los mínimos caudales son mínimamente subestimados, pero en líneas generales SWAT está reproduciendo el caudal en esta parte del río de una manera bastante fiel a la recogida por los datos observados.

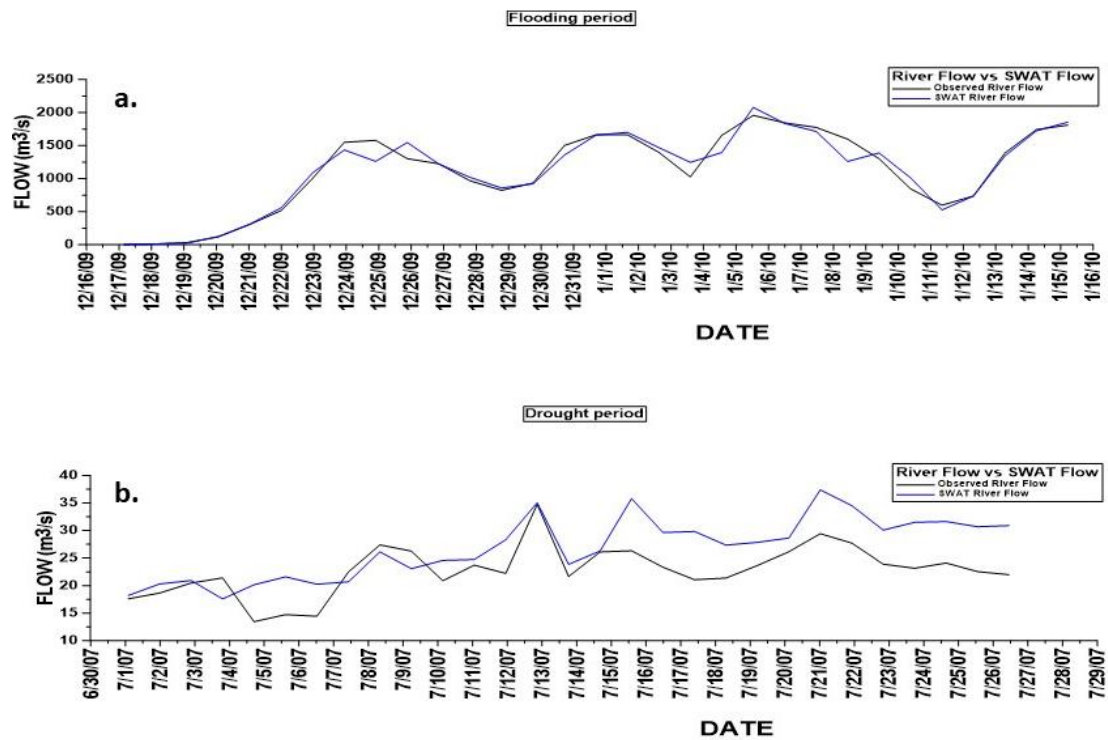


Fig. 4.2. Caudal del río en la estación de Alcalá del Río vs salida del caudal modelado en SWAT en la subcuenca donde está localizada la estación de Alcalá del Río. a. entre el 17 de Diciembre del 2009 y el 16 de Enero del 2010 correspondiente al periodo de lluvias fuertes; b. desde el 1 de Julio del 2007 al 29 de Julio del 2007 donde hubo un periodo de sequía durante el cual hubo una fuerte tormenta que dio lugar a una inundación rápida el 21 de Julio.

4.1.2. Caudal vs lluvia.

Según puede ser extraído como información de la figura 4.3., existe una clara relación entre el caudal del río y la lluvia en el periodo comprendido entre el 2005 y el 2014. Siguiendo estudios previos, como los de Borrego-Marin *et al.* (2015), Bath y Blomquist (2004), o Argüelles *et al.* (2012) donde ya ponían de manifiesto esta relación, podemos decir que efectivamente el resultado obtenido no difiere de lo que cabría esperar. Además, los trabajos presentados por

Navarro *et al.* (2011) y Caballero *et al.* (2011) donde se mostraba la relación que existe entre la intensidad de la pluma de turbidez y periodos de lluvias fuertes, en los cuales existe una gran pluma justo después de un evento de fuertes lluvias, bastante diferenciada y mucho más grande que la pequeña pluma de sedimentos asociada a la marea, nos permiten corroborar esta relación entre lluvia-caudal-pluma. Como puede observarse en la figura 4.3., el grado de correlación en la estación de Granada es mucho inferior al resto, pero esto es normal debido a su distancia de la desembocadura, entre medias hay altas concentraciones de población, presas, embalses, suelos agrícolas, y es donde se encuentra Sierra Nevada y el Mulhacén. Jaén también se encuentra bastante lejos, pero en Córdoba aumenta la correlación entre el caudal del río en la desembocadura y la lluvia en Córdoba. Finalmente en Sevilla se puede observar una correlación casi perfecta entre ambas variables físicas. Esto es normal debido a la proximidad de la estación de medida con la desembocadura y a la inexistencia de presas entre la estación meteorológica y la desembocadura.

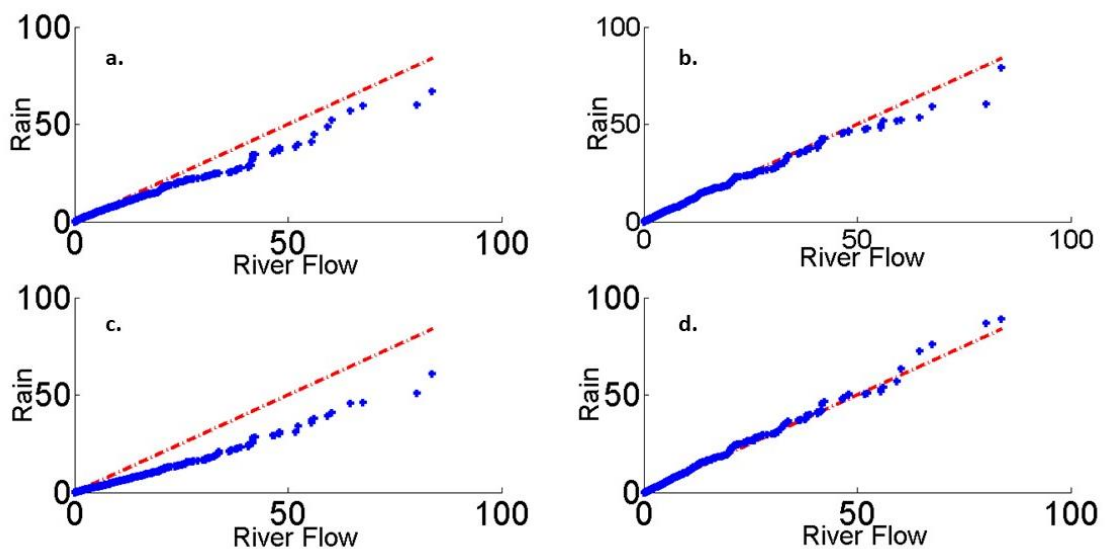


Fig. 4.3. QQ-Plots Caudal del río modelado por SWAT en la boca del estuario vs los datos de lluvias obtenidos en las estaciones agroclimáticas. a. estación de Jaén; b. Córdoba; c. Granada; d. Sevilla.

4.1.3. Imágenes de satélite vs caudal del río.

Las figuras 4.4. y 4.5. muestran imágenes de turbidez y concentración de clorofila. Su análisis permite estudiar la posible relación de estas variables con la intensidad de las descargas del río.

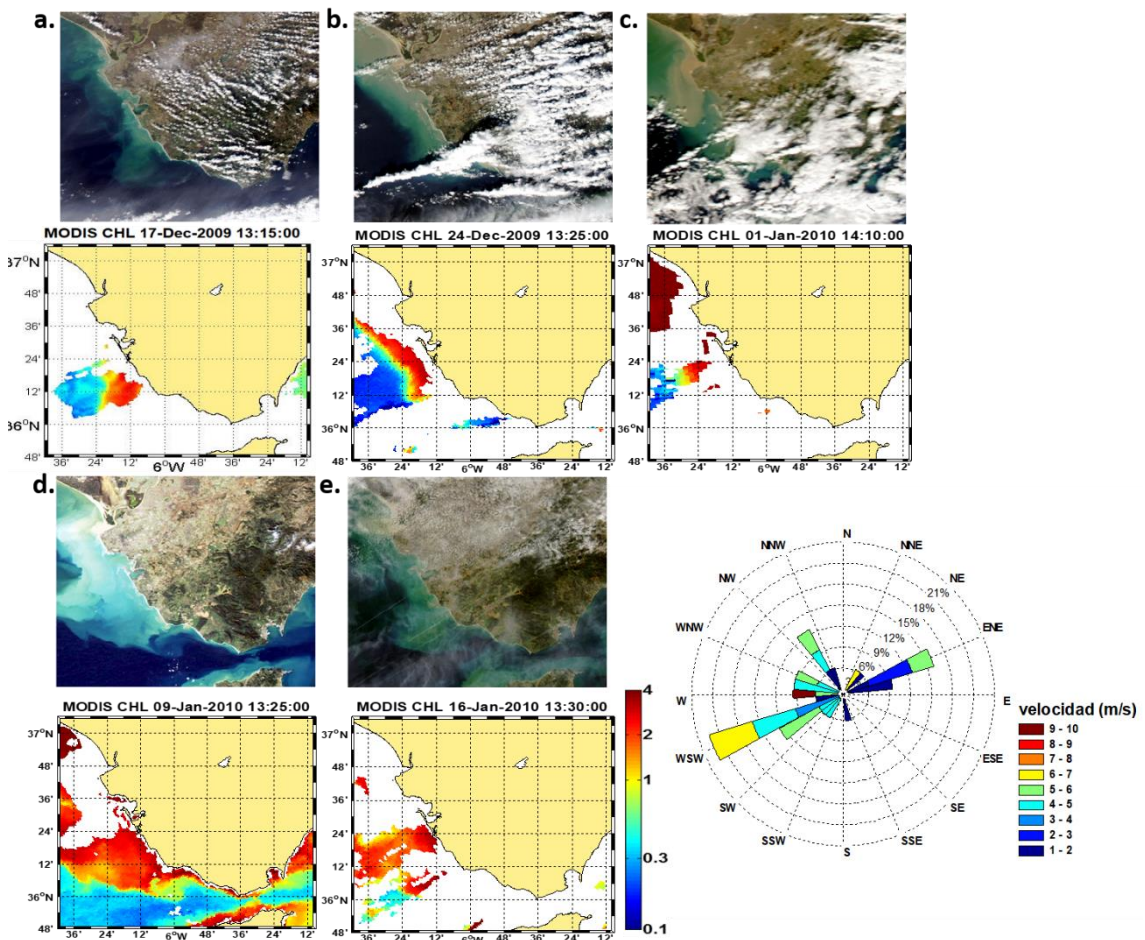


Fig. 4.4. Imágenes de MODIS aqua de True Color y Ocean Color (Chl-a) MODIS y una rosa de viento para el periodo de estudio.

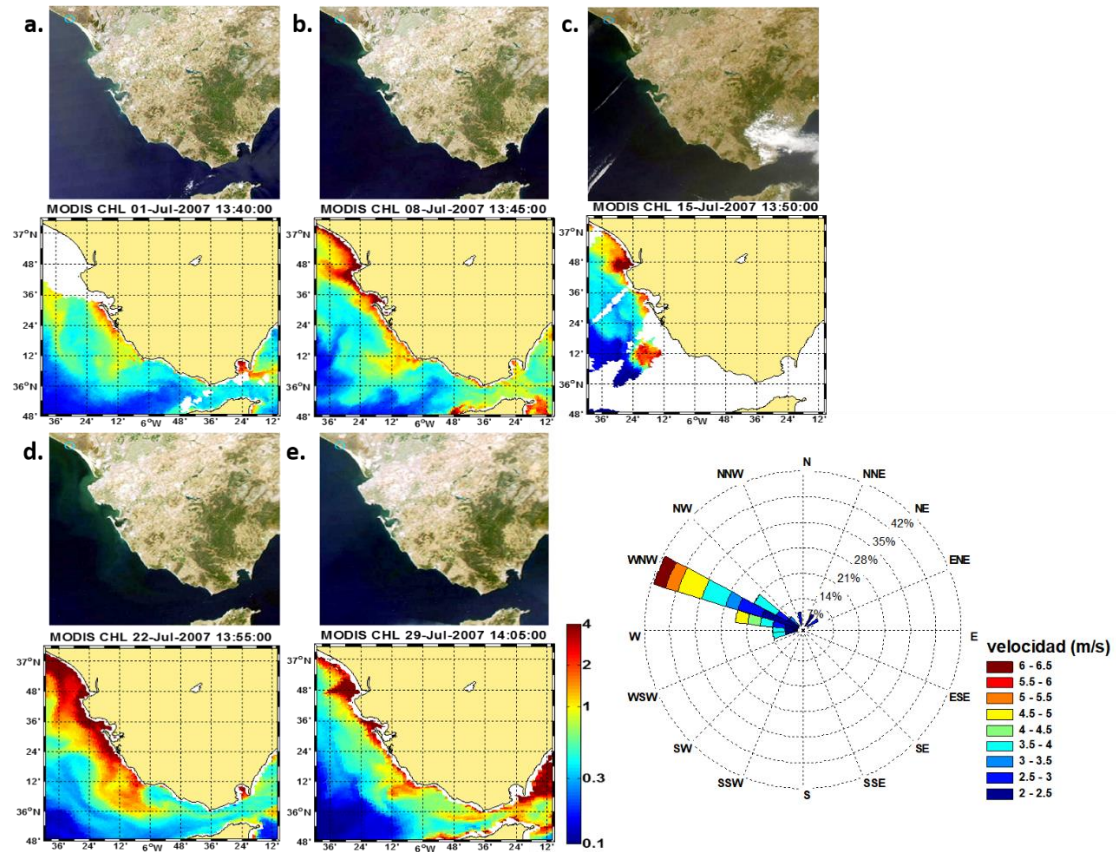


Fig. 4.5. Imágenes de MODIS aqua de True Color y Ocean Color (Chl-a) MODIS y una rosa de viento para el periodo de estudio.

Se observa que existe una conexión entre bajas/altas descargas y menor/mayor presencia de la pluma de turbidez puede ser vista en la boca del estuario.

La figura 4.4. corresponde a un periodo de precipitaciones intensas que ocurrió a finales del año 2009, comienzos del 2010. El período de lluvia comienza el día 18/12/2009 después de un período de al menos dos semanas sin lluvias importantes y la figura 4.4.a. corresponde a la situación de 6 días más tarde. La 4.4.c ha sido tomada justo una semana después del comienzo de las lluvias y después de 4 días de lluvia persistente. Por último, la 4.4.d corresponde a 5 días después de un evento de lluvia importante ocurrido el día 04/01/2010. El conjunto de estas imágenes, permite inferir la evolución de la pluma de turbidez a lo largo de un mes desde el inicio de las lluvias, las cuales después de pasan alcanzar su mayor intensidad (sobre el día 4 de enero de 2010), y poco a poco van disminuyendo hasta cesar completamente.

Por otro lado, la figura 4.5. nos muestra la evolución de la pluma de turbidez a lo largo de un mes, durante un periodo de sequía que ocurrió en el verano de 2007. Las imágenes de satélite corresponden al mes de Julio del 2007, justo en mitad del periodo de sequía sufrido, No obstante, durante este período se recogieron ciertos eventos de lluvias asociados a tormentas de verano, que comienzan el 12 de julio y se prolongan con cierta intermitencia hasta el 22 de julio. Los efectos de estas lluvias en la pluma de turbidez se hacen patentes en la figura 4.5.d., que corresponde a 9 días después del inicio de las tormentas, en donde se muestra una pluma algo más desarrollada que en el resto de imágenes, pero que no llega a tener la intensidad de las mostradas para el período de lluvias al que corresponde la figura 4.4. La figura 4.5.d. que corresponde al 29 de julio de 2007, una semana después de que cesaran las lluvias, muestra una mínima presencia de la pluma de turbidez.

Los resultados mostrados a lo largo de este apartado dan soporte al uso de la herramienta SWAT para evaluar los aportes continentales al Golfo de Cádiz desde el río Guadalquivir.

4.2. Calibración y validación del modelo hidrodinámico UCA2D.

El UCA2D fue ejecutado usando una malla de una resolución de 1x1 km, con un paso de tiempo de 5 segundos, y simulado 3 ciclos de mareas muertas y vivas, de tal forma que los primeros 15 días se usaban como periodo de calentamiento, y los siguientes 2 ciclos de marea (30 días) fueron los usados como resultados de las simulaciones. La simulación se realizó teniendo en cuenta la componente M2 de la marea, y la S2. Para validar el modelo se compararon Amplitudes y Fases de ambas elevaciones con datos de Estaciones de medida obtenidas de distintas fuentes (ver tabla 4.1.), mientras que las corrientes de marea sólo se compararon con datos de la estación de Cádiz. Comparar datos de corriente de marea, y sobre todo con una estación que se encuentra dentro de la Bahía de Cádiz es algo bastante arriesgado. Normalmente

los modelos suelen dar muy buenos resultados cuando se comparan datos de elevaciones de marea, pero todos suelen discrepar en mayor medida cuando se comparan datos de corriente, y aún más en un cuerpo de agua semicerrado como pueda ser una bahía donde la profundidad es somera y bastante variante. En nuestro caso, se puede ver como el UCA2D resuelve bastante bien las elevaciones con errores en la amplitud para la constituyente M2 de un 4.2%, y la S2 de un 7.7%; en la fase de M2 de 8.1 minutos y para S2 de 9.6 minutos; y en las corrientes de marea como puede verse en la tabla 4.1. y teniendo en cuenta que en el modelo asumimos una profundidad fija de 10 m, cuando dentro de la bahía la profundidad media es en torno a 8 m, alcanzándose en varios puntos tan solo 4 metros, por lo que por fricción por fondo se reduce más la velocidad que la calculada por el modelo, podemos concluir que el modelo reproduce razonablemente bien las corrientes observadas.

En la figura 4.6. se muestran los mapas de amplitudes y fases para las principales ondas semidiurnas, estas distribuciones coinciden con las encontradas en otros trabajos de simulación hidrodinámica realizados en el mismo área (Álvarez *et al.*, 1997; Quaresma y Pichón, 2013).

Tabla 4.1. Validación de las simulaciones hidrodinámicas: marea. Fuentes: (1) Puertos del Estado {HIPERLINK: <http://www.puertos.es/es-es/oceanografia/Paginas/portus.aspx>}; (2) Le Provost C., Genco M. L., Lyard F. (1995). Modeling and predicting tides over the world ocean. Quantitative Skill Assessment for Coastal Ocean Models. Coastal and Estuarine Studies 47, 175-201. (3) Álvarez O. (1999). Simulación numérica de la dinámica de marea en la Bahía de Cádiz: análisis de las constituyentes principales, interacción marea-brisa e influencia del sedimento en suspensión. Tesis Doctoral, Departamento de Física Aplicada, Universidad de Cádiz, Cádiz, España, 222 pp. (4) Álvarez O., Tejedor B., Vidal J. (2001). La dinámica de marea en el estuario del Guadalquivir: un caso peculiar de “resonancia antrópica”. Física de la Tierra 13, 11-24. (5) García Lafuente J. M. (1986). Variabilidad del nivel del mar en el Estrecho de Gibraltar: Mareas y oscilaciones residuales. Tesis Doctoral, Instituto Español de Oceanografía, Fuengirola, Málaga, España, 154 pp. (6) Candela J. (1990). The barotropic tide in the Strait of Gibraltar. En: Pratt L. J. (Ed.), The Physical Oceanography of Sea Straits. Kluwer, Dordrecht, pp. 457–475.

Elevación M2								
Estación	Lon(°E)	Lat(°N)	Amplitud (cm)		Fase (°Green.)			
			Observada	Modelada	Observada	Calculada		
Mazagón (1)	-6.83	37.13	105.9	99.2	57.2	57.5		
Medina (2)	-6.70	34.36	95.3	96.7	56.0	56.6		
Cádiz (3)	-6.34	36.60	102.9	99.0	54.1	55.9		
Chipiona (4)	-6.42	36.75	103.7	101.6	54.7	56.8		
C. Trafalgar (5)	-6.03	36.17	76.2	77.2	53.5	53.0		
DW (6)	-5.97	35.88	78.5	77.0	56.1	60.2		
Espartel (5)	-5.94	35.78	75.8	80.9	67.0	62.4		
Pta. Gracia (5)	-5.81	36.08	64.9	71.3	49.0	55.2		
DN (6)	-5.77	35.97	60.1	66.5	51.8	58.8		
RMSE			4.4 cm (4.2%)		3.9° (8.1 min.)			
Elevación S2								
Estación	Lon(°E)	Lat(°N)	Amplitud (cm)		Fase (°Green.)			
			Observada	Modelada	Observada	Calculada		
Mazagón (1)	-6.83	37.13	38.6	34.5	83.9	79.9		
Cádiz (3)	-6.34	36.60	35.1	34.5	82.3	78.5		
Chipiona (4)	-6.42	36.75	37.1	35.4	76.8	79.6		
C. Trafalgar (5)	-6.03	36.17	27.9	26.3	77.0	70.6		
DW (6)	-5.97	35.88	29.0	25.1	82.2	78.9		
Espartel (5)	-5.94	35.78	25.7	26.3	92.0	82.6		
Pta. Gracia (5)	-5.81	36.08	22.3	23.6	74.0	71.5		
DN (6)	-5.77	35.97	22.5	21.2	73.8	73.8		
RMSE			2.3 cm (7.7%)		4.8° (9.6 min.)			
Corrientes de marea. Estación Cádiz (3)								
Const.	Semieje mayor (cm/s)		Semieje menor (cm/s)		Fase (°Green.)		Inclinación (°)	
	Obs.	Mod.	Obs.	Mod.	Obs.	Mod.	Obs.	Mod.
M2	6.7	16.8	-0.5	-2.4	335.5	330.0	8.2	22.6
S2	2.9	7.2	-0.1	-0.7	1.3	3.3	4.1	13.3

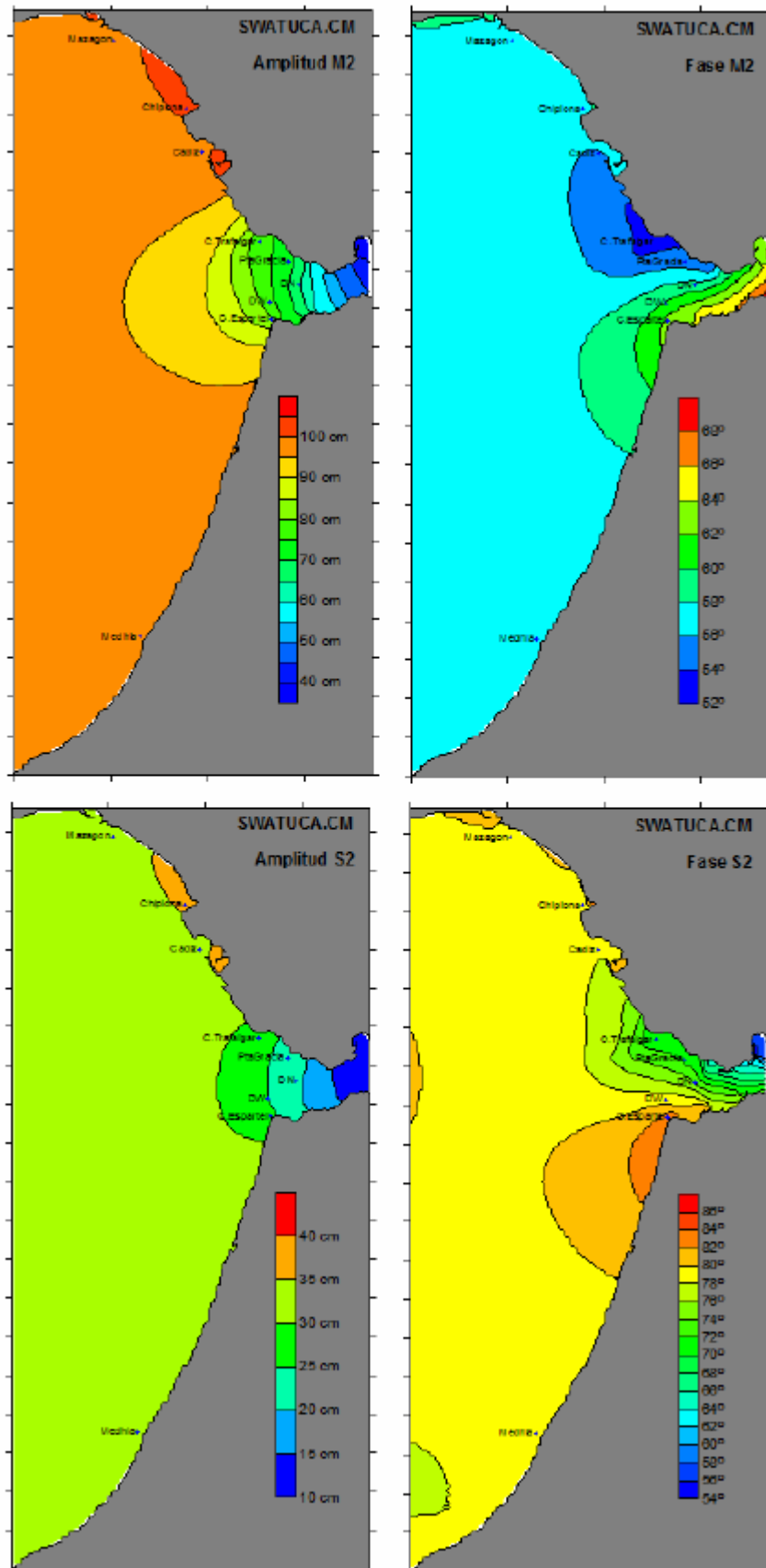


Fig. 4.6. Amplitud y fase para las constituyentes de marea M2 y S2 calculadas con el UCA2D

4.3. Régimen de Vientos.

Los vientos de la zona de estudio fueron analizados para un periodo comprendido entre los años 2012 y 2016, representando una rosa de vientos para cada año, y finalmente una rosa de vientos que integra el periodo completo (figura 4.7.). En la tabla 4.2. quedan recogidos los % de ocurrencia, valores máximos, mínimos y medios para las direcciones principales del viento (N, NE, NW, E, W, S, SW, SE). Como era de esperar, se observa que los ponientes y levantes son los dos vientos más característicos de la zona, siendo en los periodos de poniente donde se registran las mayores intensidades.

Tabla 4.2. Tabla de registro de los vientos de la zona a lo largo del periodo comprendido entre el 2012 y el 2016.

Dirección	(247°-292.5°)		(292.5°-337.5°)		(22.5°-67.5°)		(67.5°-112.5°)	
% Ocurrencia	30.89		28.78		17.96		7.35	
	mod (m/s)	dir(°)	mod (m/s)	dir(°)	mod (m/s)	dir(°)	mod (m/s)	dir(°)
Máx	9.3	272.1	8	305.6	8.4	62.5	8.4	92.1
Min	0.1	255.1	0.1	303.7	0.1	57.4	0.2	82.5
Med	2.26	260.49	2.3	305.21	1.39	53.58	1.13	86.5

Dirección	(112.5°-157.5°)		(337.5°-22.5°)		(202.5°-247.5°)		(157.5°-202.5.5°)	
% Ocurrencia	6.38		3.6		3.17		1.87	
	mod (m/s)	dir(°)	mod (m/s)	dir(°)	mod (m/s)	dir(°)	mod (m/s)	dir(°)
Máx	7.6	112.8	4.1	4.3	5	218.7	4.1	188.7
Min	0.2	137.6	0.2	353.6	0.2	209.1	0.2	191.1
Med	1.4	127.29	1.27	0.34	1.35	213.48	1.17	180.1

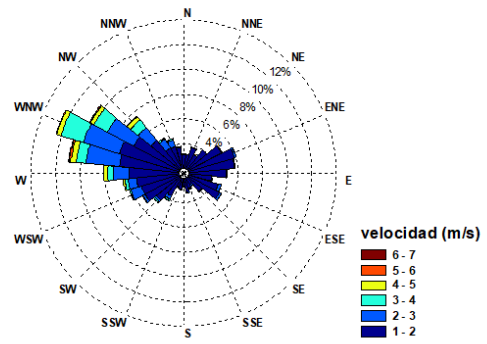
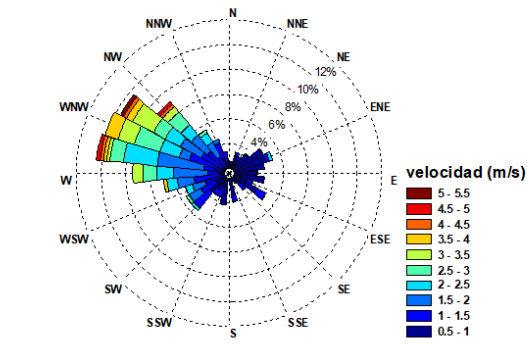
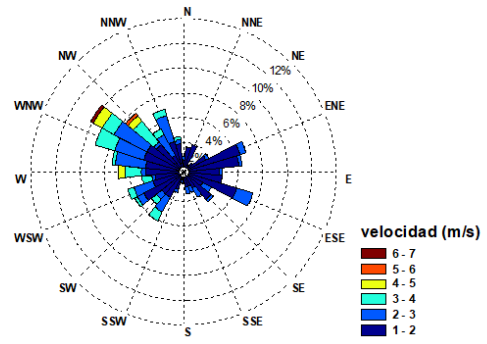
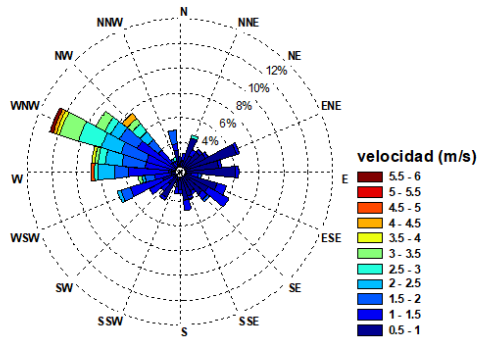
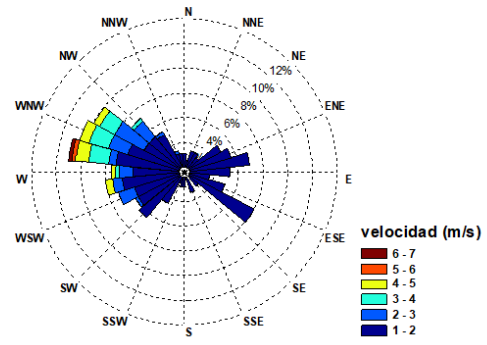
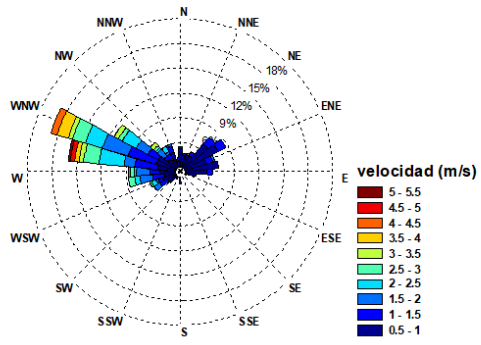


Fig. 4.7. Rosas de Vientos por años, y de igual manera rosa de vientos con el periodo de estudio completo.

4.4. Simulación numérica del transporte y dispersión de la pluma.

4.4.1. Implementación del esquema lagrangiano de transporte y dispersión.

Los campos de corrientes verticalmente integradas fueron proporcionados por el modelo bidimensional UCA2D, forzado con marea y viento. Se estableció una tasa de emisión en la bocana del estuario del Guadalquivir de 10 partículas cada paso de tiempo de cálculo de 30 minutos. Las partículas emitidas fueron consideradas trazadores pasivos sólo sometidos a los procesos de transporte y dispersión turbulenta. El coeficiente de dispersión empleado fue de 2.5 m²/s, estimado a partir de las fluctuaciones de la corriente medidas mediante ADCP AWAC 600KHz de Nortek fondeado cerca de Isla Cristina (37°6'40"N, 7°14'19"W), y a los que se le aplicó análisis armónico para la obtención de las principales constituyentes de marea. Las simulaciones lagrangianas tuvieron una duración total de 30 días, a fin de considerar dos ciclos completos de mareas vivas y muertas. A partir de las distribuciones de dispersión de partículas obtenidas en cada escenario, se estimaron los campos espaciotemporales de proporción de agua estuárica en las áreas afectadas mediante la ecuación:

$$\chi = \frac{nq\Delta t}{n_0Ha} \quad (4.1.)$$

Donde n es el número de partículas presentes en el área correspondiente a cada nodo de cálculo, de superficie $a=\Delta x\Delta y$ y altura de la columna de agua H , n_0 es el número de partículas emitidas (10) cada paso de tiempo (30 minutos), y q es el caudal de salida en la bocana del estuario. Simulaciones de análisis de sensibilidad previas mostraron diferencias de menos del 10% respecto a tasas de emisión de 10 y 100 partículas cada 30 minutos (Figura 4.8.).

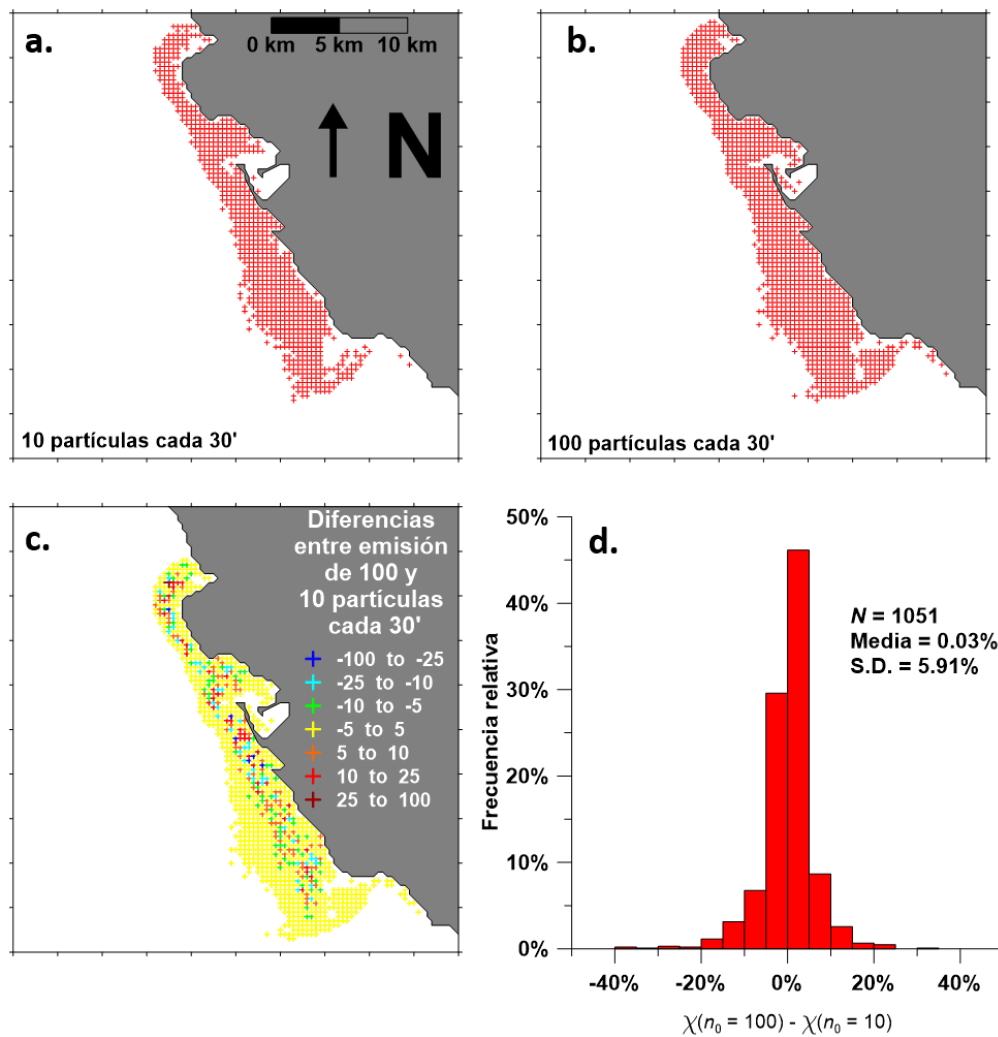


Figura 4.8. a. Gráfica donde se muestra la simulación a un mes con 10 partículas cada 30'; b. Gráfica donde se muestra la simulación a un mes con 100 partículas cada 30'; Gráfica donde se muestra la diferencia entre la gráfica b. y la a.; d. La gráfica es el histograma de frecuencias para las diferencias entre los valores de χ (Chi) obtenidos en dos simulaciones idénticas en todo (viento del W, caudal lluvioso) excepto en la tasa de emisión de partículas: 100 partículas/paso de tiempo y 10 partículas/paso de tiempo, respectivamente.

4.4.2. Resultados de los experimentos numéricos planteados.

Una vez calibrados y validados los diferentes modelos numéricos a utilizar, se ha diseñado una serie de experimentos numéricos para analizar los procesos de transporte y dispersión de la pluma en la franja costera del Golfo de Cádiz. En todos los experimentos se ha partido del campo de velocidades del modelo UCA2D, pero se ha añadido un experimento adicional en el que se ha utilizado además el campo de corriente media del modelo baroclino UCA2.5D (Bruno *et al.*, 2013), para poder tener en cuenta el efecto de esta corriente media en el desarrollo de la pluma en la

cercanía y dentro del Estrecho de Gibraltar, ya que el modelo UCA2D al ser barotrópico, no es capaz de reproducir este campo de corrientes medias asociado al intercambio baroclino a través del Estrecho. En la figura 4.9. se ilustra cómo se ha realizado el encaje entre los campos de velocidad media de ambos modelos. Por otro lado, en la figura 4.10. se muestra una comparativa entre la trayectoria observada de una boya de deriva liberada cerca del borde costero del Estrecho y las trayectorias virtuales obtenidas con el modelo UCA2D sin y con la corriente media del modelo UCA2.5D. Como puede observarse, la trayectoria virtual que más se aproxima a la trayectoria observada es la proporcionada por el modelo que considera la corriente media del UCA2.5D, lo que demuestra la conveniencia de incluir esta corriente media del UCAD2.5 en las simulaciones.

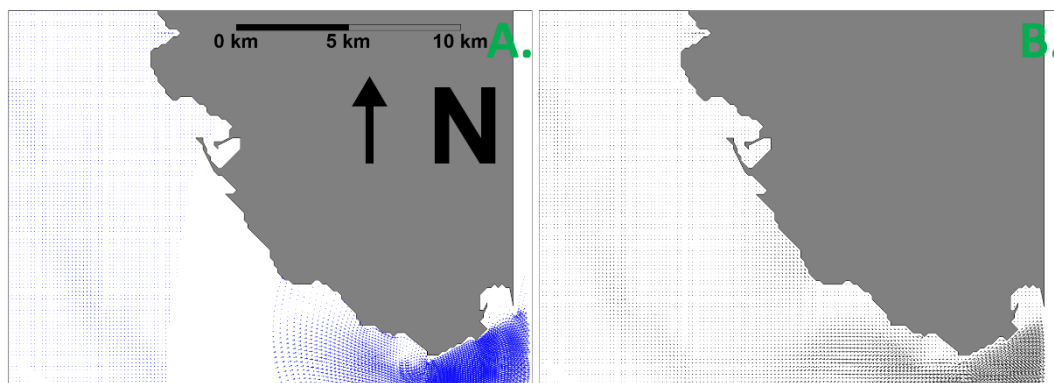


Fig. 4.9. A: En la parte derecha, campo de corrientes medias simuladas con el modelo UCA2D hasta la zona donde predomina un comportamiento más barotrópico (izquierda); en la izquierda: corrientes simuladas con el UCA2.5 desde la zona donde predomina un comportamiento más baroclino; En el centro: zona de transición en la que se realiza un promedio entre las corrientes medias del UCA2D y las del UCA2.5D para evitar cambios bruscos en las velocidades. **B.** Mapa de corrientes definitivo usado para las simulaciones con el modelo lagrangiano.

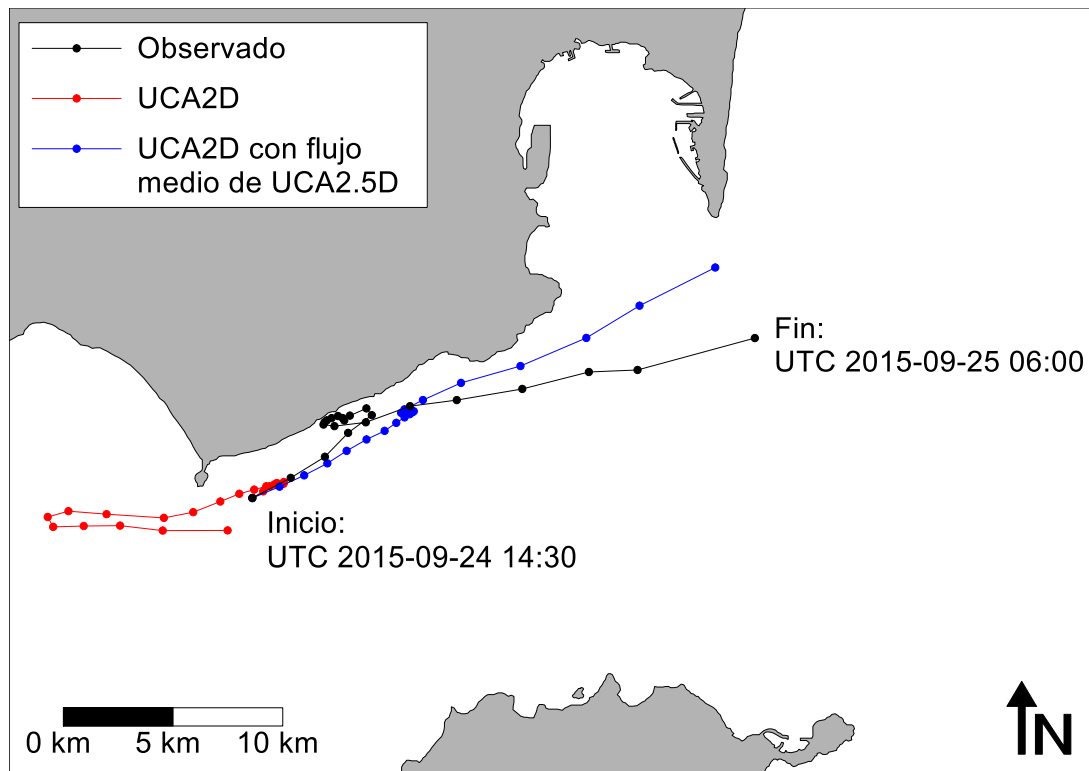


Fig. 4.10. Experimento lagrangiano de la trayectoria de una boya de deriva LCE00104 (negro), con las trayectorias simuladas por los modelos UCA2D (rojo), y con el modelo UCA2D más el flujo medio del UCA2.5D.

Se han ejecutado un total de 19 simulaciones en las que se han tenido en cuenta los caudales medios y máximos registrados en el Guadalquivir (Tabla 4.3.), para 8 direcciones (noreste, norte, noroeste, este, oeste, suroeste, sur y sureste) de un viento de 10 m/s de intensidad, así como para una situación de calma.

Tabla 4.3. Caudales en épocas de estiaje, medio, y época de lluvias.

Caudales m ³ /s			
	Sequía	Normal	lluvias
Máximo	34.77	440.89	1958.93
Mínimo	13.44	3.51	119.99
Medio	22.79	116.5	1125.97

Los resultados obtenidos en estos experimentos se presentan en las figuras 4.11., 4.12. y 4.13. En cuanto a los experimentos del tipo A, con caudal medio (figura 4.11.), puede observarse cómo en ausencia de viento, las partículas se quedan atrapadas cerca de la desembocadura

mientras que con vientos norte o con cierta componente oeste, la pluma de turbidez se extiende, pegada a la costa, hacia el Estrecho. Por otra parte, con viento de componente oeste la pluma se extiende, pegada a la costa, hacia la costa de Portugal.

La evolución de la pluma hacia el Estrecho es más rápida cuando el viento es de componente norte o noroeste, tardando aproximadamente 7 días en llegar al extremo occidental del Estrecho. Con viento de componente oeste, la pluma necesita al menos 14 días para llegar al extremo occidental del Estrecho. Por otra parte, la evolución de la pluma hacia la costa portuguesa es más rápida cuando el viento es de componente este o sureste tardando alrededor de unos 7 días en llegar a la costa del Algarve.

Con caudal típico de fuertes lluvias (figura 4.12.), puede observarse prácticamente el mismo comportamiento, aunque ahora las plumas, están más desarrolladas y presentan una mayor acumulación de partículas en el extremo occidental del Estrecho. Esta acumulación de partículas en esta zona se produce también en el experimento con caudal medio, aunque en menor medida.

Es importante destacar que para los casos en los que la pluma se desarrolla hacia el Estrecho, tanto con caudal medio como con caudal máximo, se observa una tendencia a la acumulación de partículas en la zona cercana a Cabo Trafalgar.

Como se ha escrito al principio, se ha realizado una simulación adicional sumando el campo de corriente media proporcionado por el modelo UCA2.5D, para poder tener en cuenta el efecto de la corriente media del Estrecho en la evolución de la pluma. La simulación se ha realizado para un viento de intensidad de 10 m/s soplando desde el oeste y un caudal de descarga del río máximo. Los resultados correspondientes se muestran en la figura 4.13., en la que también se muestra el resultado correspondiente al experimento equivalente (4.13b), pero sin considerar el efecto de la corriente media del Estrecho. Comparando ambas figuras, la diferencia más

destacable que se aprecia cuando se considera esta corriente media, es que la pluma llega antes al extremo oeste del Estrecho y se prolonga a lo largo del borde costero más allá de Trafalgar.

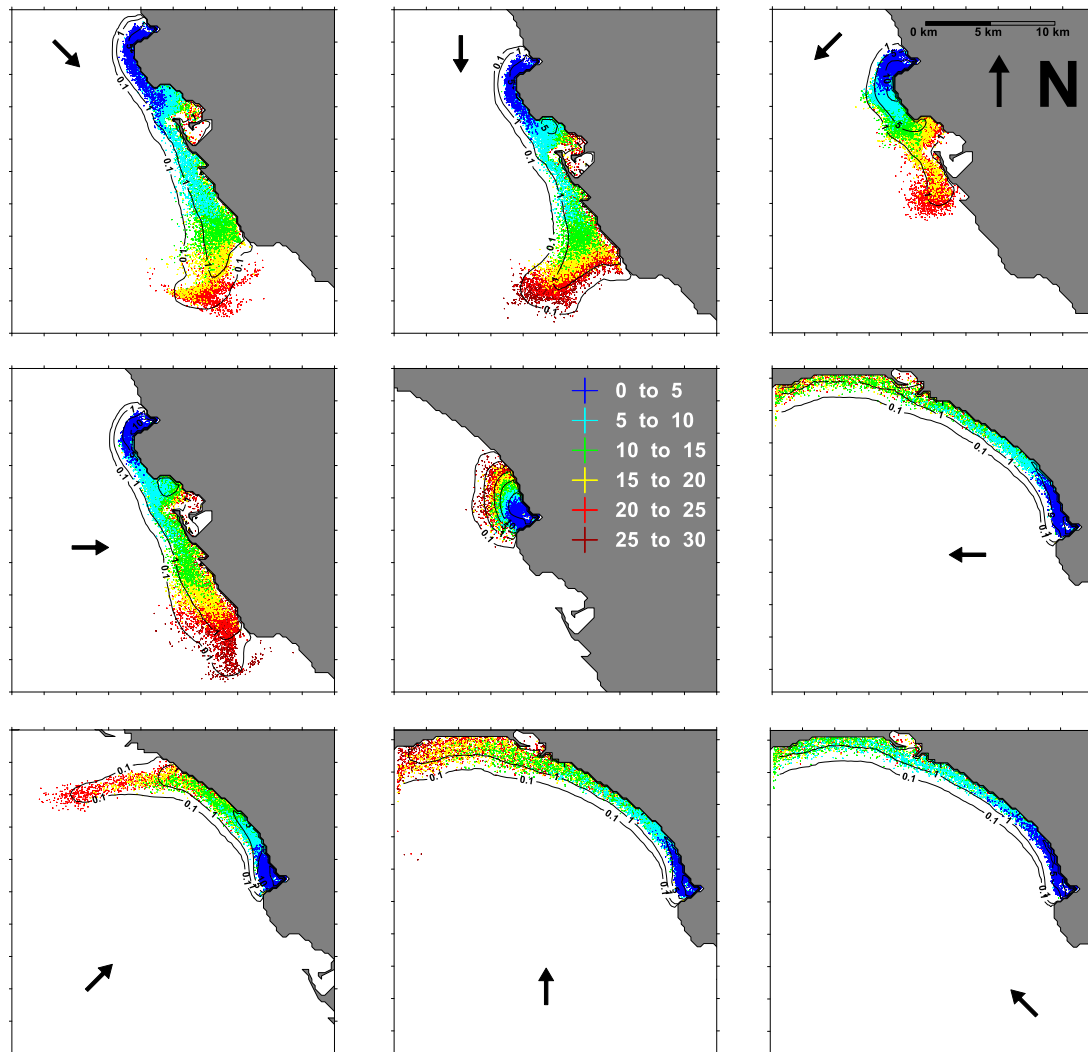


Fig. 4.11. Experimento Lagrangiano caudal medio del Guadalquivir. De azul (partículas más recientes) a rojo (partículas más antiguas). Campos de concentración de agua proveniente del río Guadalquivir (50%, 20%, 10%, 5%, 1%, 0.1%).

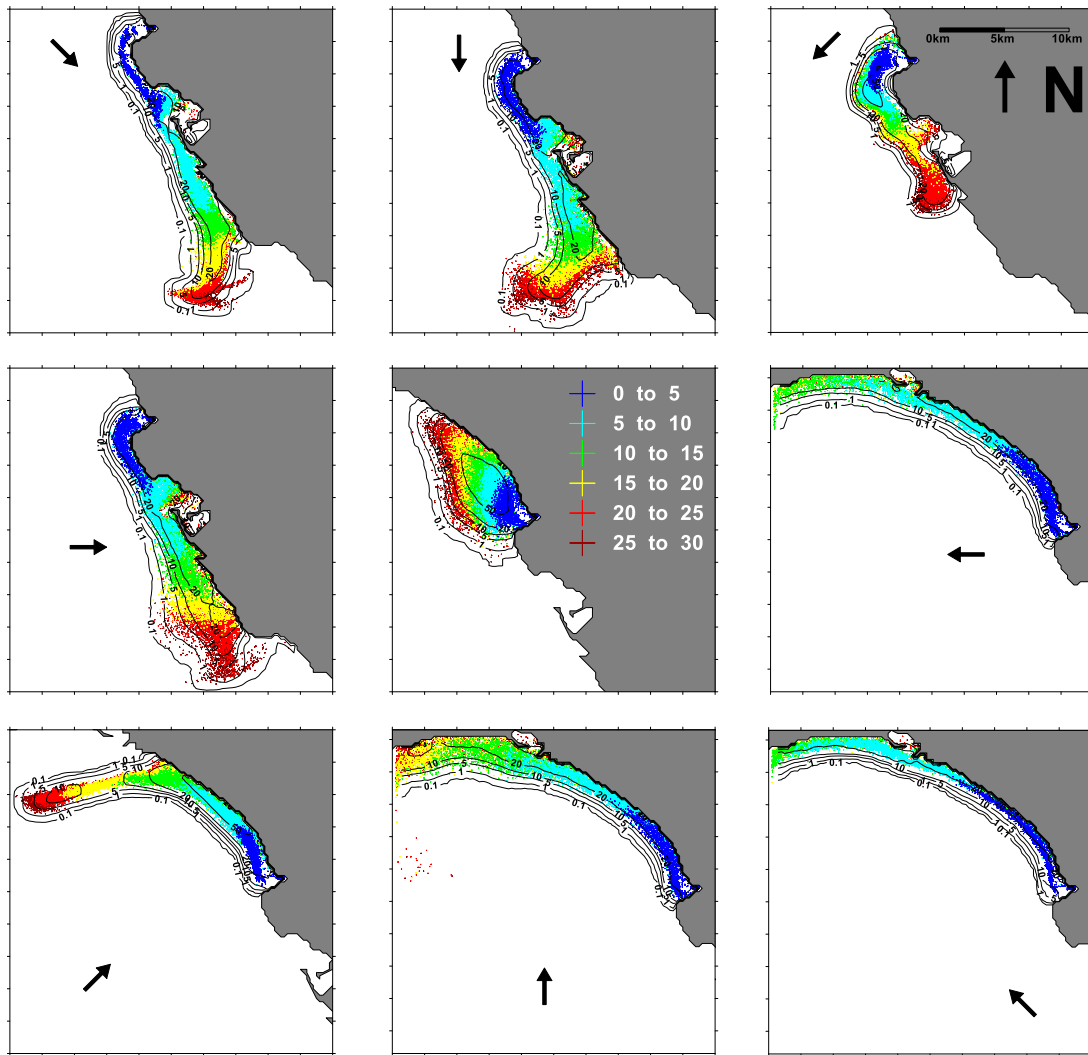


Fig. 4.12. Experimento Lagrangiano caudal con fuertes lluvias del Guadalquivir. De azul (partículas más jóvenes) a rojo (partículas más viejas). Campos de concentración de agua proveniente del río Guadalquivir (50%, 20%, 10%, 5%, 1%, 0.1%).

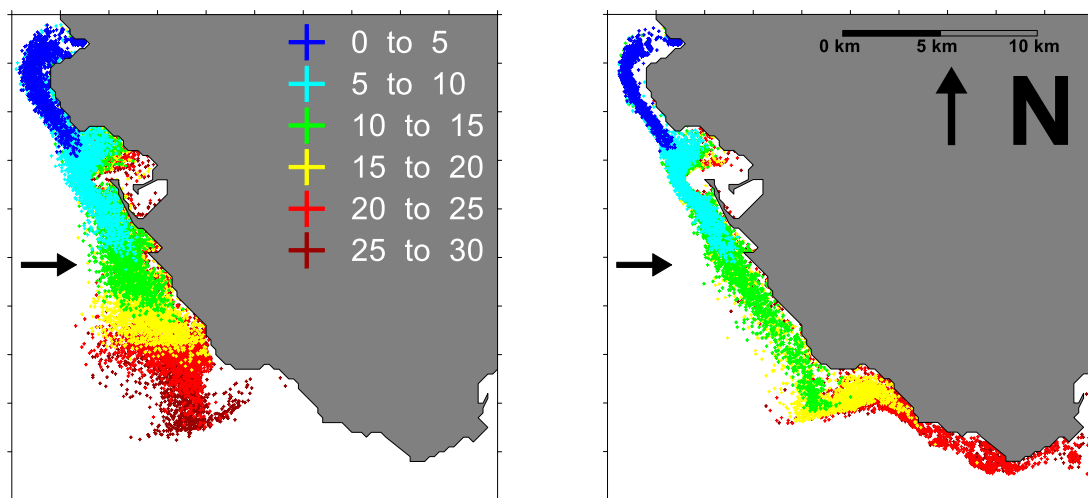


Fig. 4.13. Experimento Lagrangiano caudal con fuertes lluvias del Guadalquivir y vientos de poniente. Izquierda: con corrientes modeladas por el UCA2D; Derecha: UCA2D + UCA2.5D

4.5. Discusión de resultados.

En los resultados mostrados en los apartados previos se ha mostrado que la implementación de la herramienta SWAT en la cuenca del río Guadalquivir ofrece resultados bastante razonables, sobre todo en lo que respecta a la estimación de los caudales que se descargan partiendo de el volumen de precipitaciones en la cuenca. Por lo tanto, parece una herramienta adecuada para especificar los caudales de descarga que produce la pluma de turbidez que posteriormente se extiende a lo largo de la franja costera de esta región. Por otra parte, este proceso de transporte y dispersión de la pluma parece describirse apropiadamente con el modelo barotrópico UCA2D complementado con el campo de corriente media aportado por el modelo baroclino UCA2.5D.

El buen comportamiento del modelo numérico como herramienta para pronosticar la evolución de la pluma de turbidez, se hace patente cuando comparamos la imagen de turbidez de la figura 4.4.a. con la distribución de la pluma simulada con el modelo UCA2D mostrada en las figuras 4.11. y 4.12. (para direcciones del viento norte, noroeste y este). La imagen de la figura 4.4.a. ha sido obtenida 6 días después de haber comenzado un evento de lluvias después de un período de al menos dos semanas sin lluvias importantes. Si consideramos que la pluma no estaba presente antes del evento de lluvias, que se inició el día 18/12/2009, esta imagen permite estimar que la pluma ha tardado unos 6 días en llegar al extremo oeste del Estrecho y este tiempo de viaje se ajusta bastante bien al obtenido a partir de los experimentos numéricos realizados con el modelo hidrodinámico, que es de unos 7 días. Hay que añadir, que las condiciones de viento en el período comprendido entre el 18/12/2009 y el 24/12/2009 se asemejan bastante a las utilizadas en las simulaciones referidas.

También existe un buen acuerdo con estas simulaciones y la imagen de turbidez de la figura 4.5.d. correspondiente a un período de verano con valores de precipitación y descarga del

río más bajos. En este caso, considerando también que la pluma era inexistente antes del comienzo del primer evento de lluvias del día 13/07/2007, el tiempo de viaje de la pluma desde la desembocadura al extremo occidental del Estrecho, estimado en base a la imagen, es de unos 9 días.

En ausencia de vientos, la pluma tiende a esparcirse muy lentamente progresando tímidamente hacia el norte, esto es debido a la simetría entre los flujos llenante y vaciante en la desembocadura del Guadalquivir y a la poca intensidad de la corriente fuera de la desembocadura. El desvío hacia el norte es un efecto genuino de la fuerza de Coriolis. Por otra parte, el desarrollo de la pluma hacia el estrecho de Gibraltar precisa que imperen condiciones de vientos con componente norte, noroeste u oeste. Por el contrario, el desarrollo de la pluma hacia el oeste precisa de vientos con componente este, sur o sureste.

Otro rasgo que es muy bien reproducido por el modelo numérico es la acumulación de partículas justo en la zona de Trafalgar que termina configurando una especie de filamento que evoluciona hacia mar abierto. Esta característica puede ser también constatada comparando las figuras 4.12. (para vientos de dirección norte, noroeste y este) con las figuras 4.4. y 4.5.

Una evidencia adicional de esta tendencia a la acumulación de partículas en esta zona la aporta el experimento realizado con una boya de deriva mostrado en la figura 4.14. En esta figura se observa como la boya de deriva permanece atrapada en la zona de Trafalgar durante varios días antes de proseguir su transporte por el borde costero norte del Estrecho.

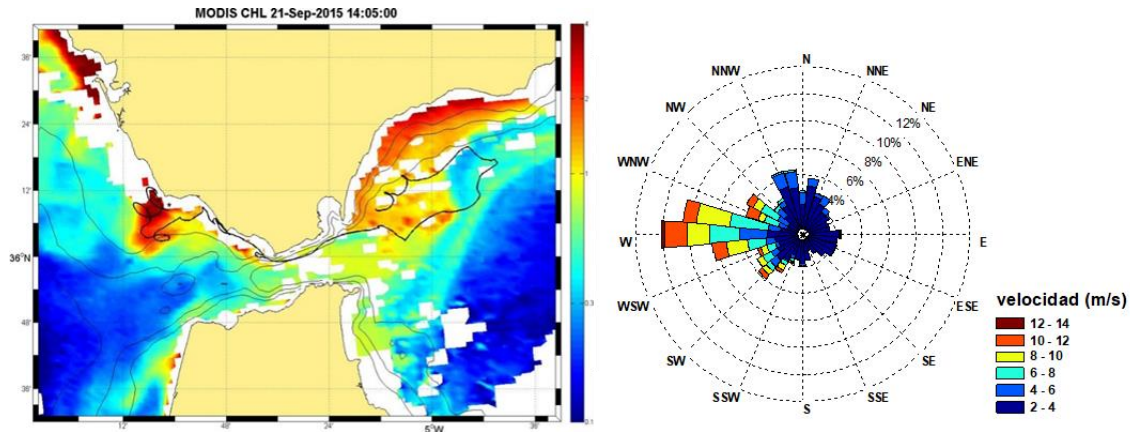


Figura 4.14. Imagen de concentración de clorofila en la que se superpone la deriva de una boya lagrangiana liberada el 21/09/2015 en la zona de Trafalgar. A la derecha, se muestra la rosa de viento en el golfo de Cádiz para los días invertidos por la boya en hacer el recorrido mostrado.

La explicación de esta acumulación en la zona de Trafalgar la pueden aportar las simulaciones de corriente obtenidas con el modelo UCA2D. En la figura 4.15. se muestran los mapas de velocidad media de la corriente obtenidos para tres tipos de forzamiento: Izquierda, sólo marea; centro, marea y viento de levante y derecha, marea y viento de poniente.

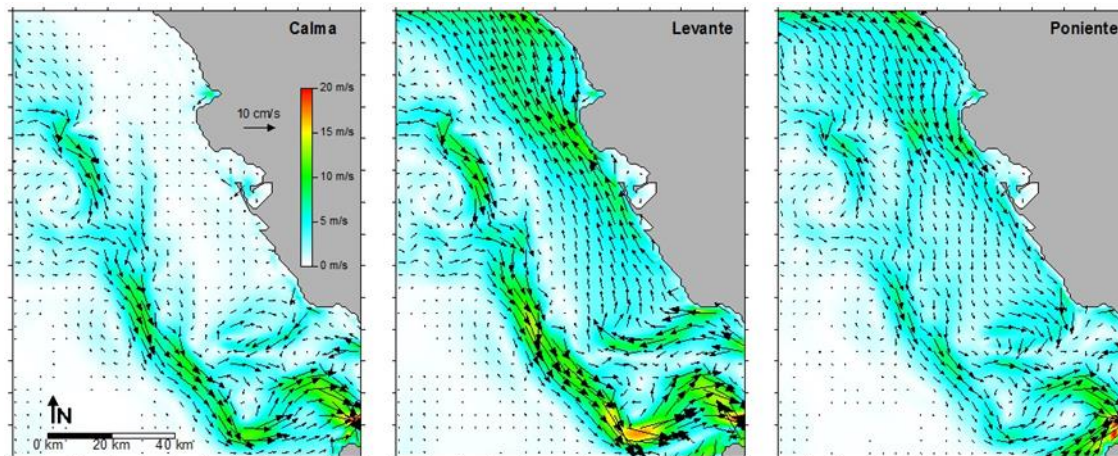


Figura 4.15. Campos de velocidad media de la corriente correspondientes a las salidas de los experimentos de simulación hidrodinámica realizados con el modelo UCA2D. Izquierda: forzamiento sólo de marea; Centro: con marea y viento de Levante; Derecha: con viento de Poniente.

Atendiendo al mapa de velocidad media correspondiente al experimento con forzamiento sólo de marea, se puede observar como esta circulación media tiende a configurar un vórtice alrededor de los bajos de Trafalgar que pone de manifiesto el principal mecanismo por el que las partículas quedan atrapadas en esta zona. La acumulación de partículas producida por esta

estructura del campo de corriente media es modulada bajo el forzamiento del viento. De esta forma, con viento de poniente el campo de corriente media varía notablemente con respecto al obtenido en la simulación sin viento, intensificándose la corriente media en dirección hacia el Estrecho a lo largo de la franja costera, al oeste de Trafalgar. Sin embargo, justo al este de Trafalgar se sigue produciendo una zona de corriente media casi nula que crea un frente entre las aguas al norte y sur de cabo Trafalgar.

Si atendemos a la simulación forzada con un viento de levante, vemos que la corriente media se intensifica en dirección hacia la costa portuguesa, a lo largo de toda la franja costera del Golfo. Esta corriente media hacia Portugal, impide el transporte de la pluma de turbidez hacia el Estrecho la cual se dispone según reproduce el modelo lagrangiano y que se muestra en la figura 4.12. para la simulación forzada con viento de levante.

Aunque esta región de atrapamiento de partículas es una característica genuina de la zona del cabo de Trafalgar, también es cierto que las imágenes de satélite y la trayectoria de la boya de deriva mostrada en la figura 4.14. ponen de manifiesto que con vientos de componente oeste la pluma de turbidez puede seguir su transporte a lo largo de la franja costera del estrecho de Gibraltar e incluso, continuar hacia el giro occidental de Alborán. Este último proceso de transporte no puede ser reproducido por el modelo barotrópico UCA2D ya que este no es capaz de reproducir la corriente media asociada al intercambio baroclino que se da a través del estrecho de Gibraltar. Sin embargo, si al campo de velocidades simuladas por el modelo UCA2D, forzado con viento de poniente, se le suma la corriente media de origen baroclino, simulada por el modelo UCA2.5D, este nuevo campo de velocidades puede ser utilizado por el modelo lagrangiano para simular de nuevo el transporte de partículas desde la desembocadura del río Guadalquivir. Procediendo de esta forma, se obtiene la distribución de partículas mostrada en la figura 4.13. Vemos que, aunque sigue existiendo una importante retención de partículas en la zona de Trafalgar, parte de éstas

pueden seguir su transporte por el borde costero del Estrecho y prolongar su desplazamiento hasta el mar de Alborán.

Otro aspecto que interesa analizar, es la posible relación entre la ocurrencia de precipitaciones y la ocurrencia de vientos con una dirección de procedencia que favorezca el transporte de la pluma hacia el Estrecho de Gibraltar. Para ello, se ha analizado la distribución conjunta de precipitaciones y vientos en la zona de estudio, con la ayuda de un gráfico que hemos convenido en llamar, rosa de lluvias. Esta rosa es análoga a la rosa de vientos, pero en vez de pintar módulo y dirección del viento, se representa la lluvia diaria y la dirección media diaria del viento. Esta rosa, elaborada para el período 2005-2014 se presenta en la figura 4.16.

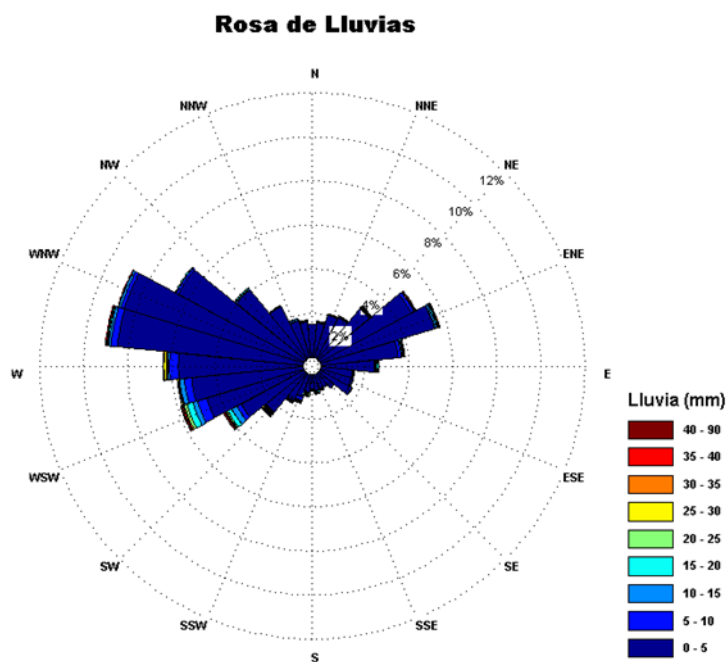


Fig. 4.16. Rosa de Lluvias para el periodo comprendido entre el 1/1/2005 y el 31/12/2014 en la zona de estudio.

Se puede ver que un porcentaje importante de las lluvias en la cuenca del Guadalquivir se presentan coincidiendo con la ocurrencia de vientos de poniente. Esta coincidencia en la ocurrencia de vientos de poniente y lluvias tiene una especial importancia, ya que eso implica que en los momentos de mayor descarga del río las plumas tienden a desarrollarse hacia el Estrecho.

Este desarrollo implica el transporte por la franja costera de las sustancias inmersas en la pluma y otras propiedades asociadas a ella, hacia el estrecho de Gibraltar y mar de Alborán. Entre las sustancias transportadas son especialmente relevantes los nutrientes y el fitoplancton, las cuales interactúan entre sí. Por un lado, los aportes de nutrientes que salen con la pluma contribuyen al crecimiento del fitoplancton en la franja costera del golfo de Cádiz consumiendo parte de los nutrientes presentes. Por otro lado, tanto el fitoplancton como los nutrientes son transportados hacia el Estrecho y, a través de este, hasta Alborán por los bordes costeros. Una vez estas sustancias llegan al borde costero del Estrecho se espera que los procesos de afloramiento de aguas de la interfaz o cercanas a ellas sigan aportando nutrientes a estos bordes (Bruno *et al.*, 2013), posibilitando que el fitoplancton transportado pueda seguir creciendo mientras atraviesa el Estrecho y cuando llega al mar de Alborán, contribuyendo de una forma significativa al crecimiento del fitoplancton en esta última región.

Chapter 5:

**REVISING THE ROLE OF HIGH
ORDER BAROCLINIC MODES OF
INTERNAL WAVES IN DIAPYCNAL
MIXING: WESTERN ALBORAN SEA
AS A CASE STUDY**

This chapter born with the aim of follow the current normative to complete an International PhD degree where at least one chapter must to be written in English. This chapter is a paper submitted at the beginning of May 2017 to GRL (Geophysical Research Letters), actualized with the editor and reviewers' comments, and resubmitted in September 2017 following the advertisement of the editor.

The authors' list is:

Gomiz-Pascual¹ J. J., Vázquez A.¹, Bruno M.¹, Rodríguez A.², González C. J.¹, Bolado-Penagos M.¹, Álvarez O.¹, Aguiar-González B^{2,3}

¹Departamento de Física Aplicada, Avda República Saharaui S/N, 11510, Puerto Real, Cádiz, Spain.

²Departamento de Física, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Campus Universitario de Tafira, 35017, Las Palmas de Gran Canaria, Spain.

³School of Marine Science and Policy, University of Delaware, Newark, DE 19716, USA

Keywords: Turbulence, vertical mixing, internal waves, Strait of Gibraltar, Alboran Sea, strain, vertical shear.

The paper and the chapter have the same title and in this chapter, will be presented an analysis based on measurements from a turbulence microprofiler, equipped with CTD sensors, has allowed for investigating the mixing processes induced by internal waves in the Northwestern Alboran Sea. The results reveal the existence of a mechanism for the occurrence of vertical mixing within the pycnocline in which the involvement of higher order modes of the internal waves is essential. The described process, not investigated up to date, is expected to be working in wherever place in the ocean affected by internal wave activity and is of particular consideration to account for the diapycnal mixing processes in the pycnocline. We strongly think that it is a very new vision that will mark the importance of the resolutions of the model to can resolve the vertical kinetic coefficient considering the resolution of this higher order modes.

5.1. Abstract.

Vertical mixing processes induced by internal waves are investigated in the Northwestern Alboran Sea. Analysis is based on measurements from a turbulence microprofiler, equipped with CTD sensors. The effect of shear and strain induced by internal waves on diapycnal mixing has been assessed by least squares fitting to baroclinic modes. Analysis reveals that the consideration of high order modes (up to mode 9) is needed to explain why and how the observed turbulent kinetic energy dissipation within the pycnocline takes place.

5.2. Introduction.

Two different processes are usually predominant in the generation of turbulence and diapycnal mixing in the stably-stratified ocean. The first is instability resulting from the shear or differential motion of water, i.e. the vertical shear of the horizontal current, $S=dU/dz$, which is often caused by internal waves (Garget and Holloway, 1984; Gregg, 1989). The second process is the

so-called double diffusion, a form of convection that results from the different molecular diffusion coefficients of heat and salinity (St Laurent and Smith, 1998).

Concerning the shear-generated instability, it is generally occasioned by internal wave breaking which leads to the production of turbulence in a rather intermittent way. To predict when vertical mixing is expected to occur, it is customary to use the gradient Richardson number, which is defined as:

$$Ri=N^2/S^2 \quad (5.1.)$$

where N is the buoyancy frequency.

Whilst many coincidences have been found in the location of mixing and low Ri values, in other studies, the distortion of the density field by internal waves, sometimes known as the strain, γ , appears to provide a better index for mixing. The strain of the wave field can be written in terms of the buoyancy frequency as

$$\gamma= [(\langle N^2 \rangle / N^2) - 1] \quad (5.2.)$$

where $\langle \rangle$ stands for the mean (long-term averaged) N , γ is positive where the vertical density gradient is reduced below the mean value at a given level by the presence of the waves, and negative where it is increased. According to several studies, such as that of Alford and Pinkel (2000), it appears that vertical shear may not be the key factor describing the relationship between internal waves and the presence of unstable stratification. The waves produce vertical shear but also modulate the stratification of the water column. In accordance with this idea, several empirical parameterizations of kinetic energy dissipation and/or the vertical diffusivity coefficient are offered to integrate the effects of the two processes (Kunze *et al.*, 1990; Polzin, 1995; Kunze *et al.*, 2006). In all of them is considered the contribution of the different baroclinic modes, but assuming a but assuming a preset theoretical distribution of variance among the modes, which is only expected to be met in oceanic regions far from submarine canyons and seamounts. In these approach, the variance is mainly assigned to the first mode decreasing monotonically with mode number while

for vertical shear the variance is minimum for the first mode and increases with the mode number. This theoretical distribution is weighted by an asymptotic curve which exhibits little change beyond of mode 5. On the other hand, Mackinnon and Gregg (2003) have found that this theoretic energy distribution among the baroclinic modes does not work for internal wave observations over continental shelves. They consider only up to mode 5 and found large discrepancies between the observed variance distribution for the vertical shear and the theoretical one, which showed contrary tendencies with increasing mode number. With exception of this latter work, the role of baroclinic modes have been only approached in a rather bulk manner, which only seems to work in oceanic regions well far from the coastal margins. Therefore, it is demanded more insight in the analysis of the role that baroclinic modes play in the internal-waves-induced vertical mixing in oceanic regions close to continental margins, canyons and seamounts.

In the present work we consider the role of the large amplitude internal waves generated at the main sill of the Strait of Gibraltar (the Camarinal Sill) in triggering the induced vertical mixing processes of the Alboran Sea, once the waves reach this area. Specifically, we assess the linkage between internal-wave-induced shear and strain, putting special focus on the multimodal character of internal wave perturbations and the contribution of the higher baroclinic modes.

In this oceanographic area, very large internal waves are formed by the interaction of the barotropic tidal flow with the bottom topography of the Camarinal Sill and the stratified water column. The initial depression of the internal waves arises by non-linear processes and non-hydrostatic dispersion, and considerable amplitudes are reached, often up to 100 m, (Armi and Farmer, 1988; Richez, 1994; Vázquez *et al.* 2006).

Following Vázquez *et al.* (2008), once these internal waves form at the Camarinal Sill, they get trapped on the lee side of the Sill because critical or supercritical conditions are established over this topographic feature. Following the same authors, once the barotropic current intensity has

weakened to less than 1 m s^{-1} , subcritical conditions over the Sill are established and the internal waves are released, to begin their propagation towards the Alboran Sea.

The article is organized as follows. After describing the observations regarding the variables of internal waves and mixing, a methodology is presented for analyzing the combined effect of shear and strain in the production of vertical mixing. Finally, the results of the analysis are discussed and the main conclusions are drawn.

5.3. Observations of internal waves and associated mixing phenomena.

The data used in this study were obtained in September-October 2008 during an oceanographic cruise carried out aboard the R/Vs “Sarmiento de Gamboa”. The location of the measurements and an initial presentation of part of the recorded data are given in figure 5.1. Two different types of records were acquired:

- (i) Measurements from a turbulence microprofiler, the TurboMAP-L (Doubell *et al.* 2009) which is equipped with fast response conductivity, temperature, vertical shear and fluorescence probes capable of measuring at sub-centimeter scales. This is a free-falling instrument with typical profiling speeds between 0.5 and 0.8 m s^{-1} and a sampling rate of 512 Hz . Shear measurements from the TurboMAP-L are used to estimate rates of turbulent kinetic energy dissipation (ε).
- (ii) Profiles obtained onboard by a 75 kHz Vessel Mounted Acoustic Doppler Current Profiler (VM ADCP) during a period of about 2 hours when internal waves were passing by the measurement station (see figure 5.1.). VM ADCP data were sampled at 1 minute intervals and vertical resolution for the VM ADCP profiles was 8 m .

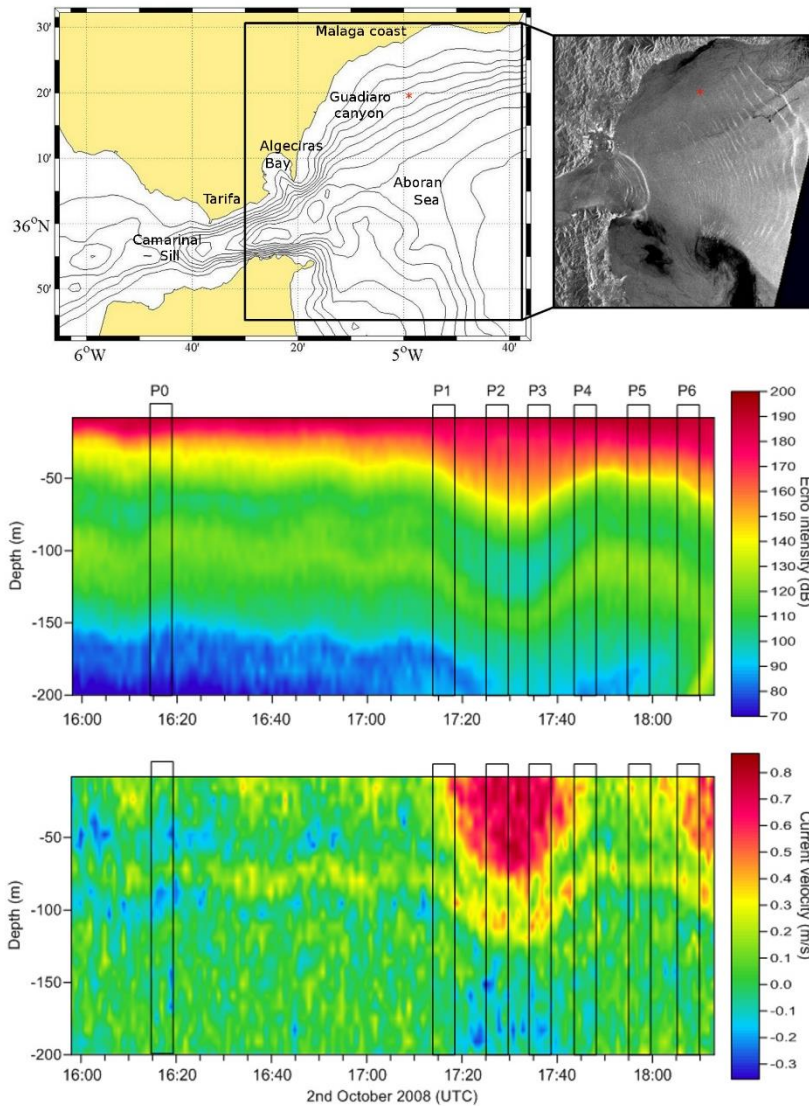


Figure 5.1. On the top, map of the studied zone with location of the measurements station (red point) and internal wave trains entering the Alboran Sea from the Strait of Gibraltar as captured by the ASAR sensor of the ENVISAT satellite. In the middle and bottom, vertical sections of, respectively, echo intensity and current velocity in the orthogonal direction to the internal wave fronts, recorded by the ADCP on October 2nd 2008 at the measurements station. The vertically elongated rectangles in vertical sections indicate the time of the Turbomast casts performed.

In each cast, density profiles, ε and current velocity were recorded while a depression internal soliton passed by the measurement station. The first cast, P0, was made when the soliton had not yet reached the measurement site, in order to serve as the reference cast. The subsequent profiles (P1 – P6) obtained in the presence of the soliton are compared with the reference cast with the object of studying the induced vertical mixing processes. However, as can be seen in the echo intensity images and current velocity profiles provided by the ADCP (figure 5.1.) around the time of

this first cast, moderate amplitude undulations may be observed, which indicate the presence of some internal wave activity.

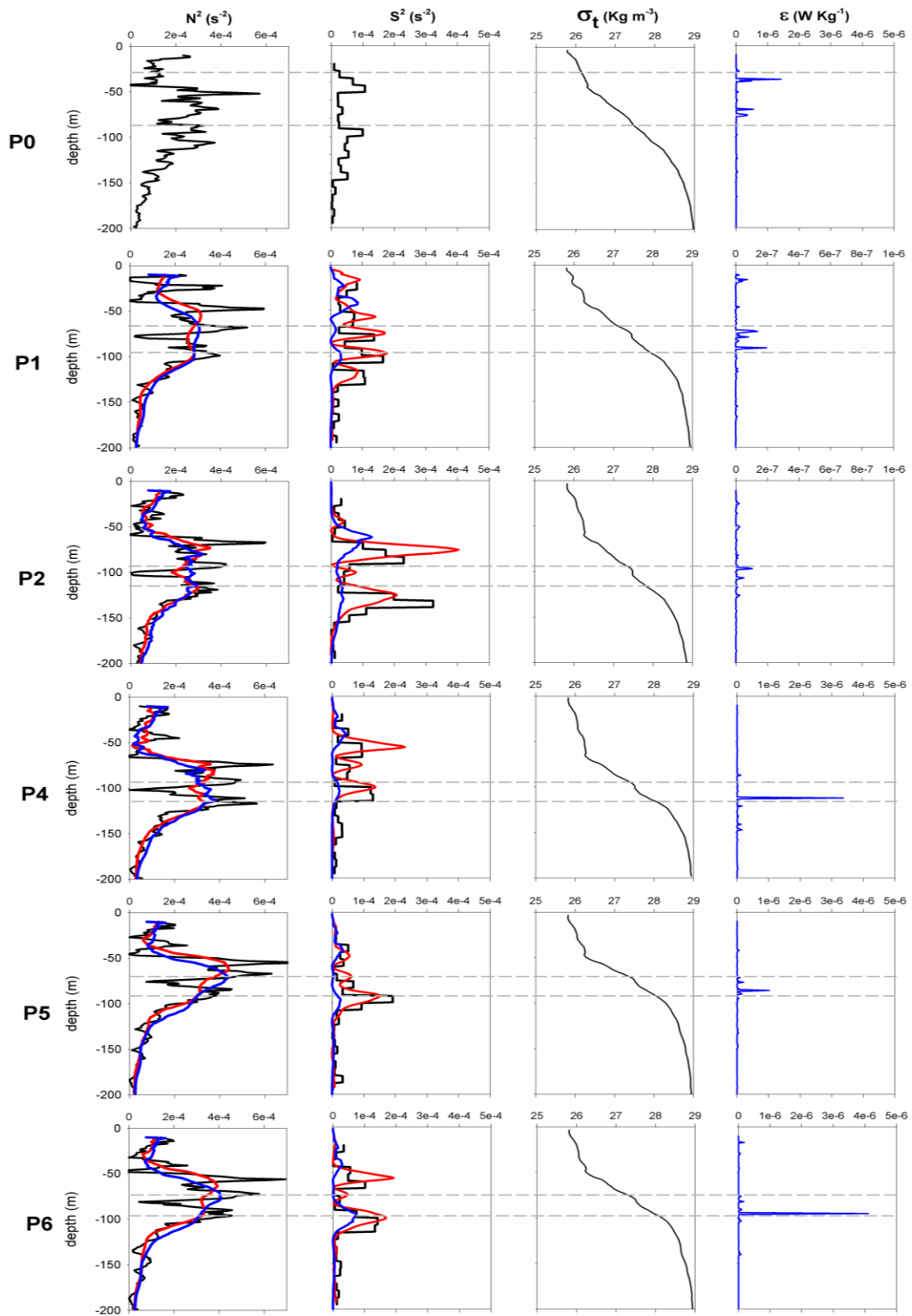


Figure 5.2. Profiles corresponding to casts P0 to P6. Buoyancy frequency (N^2), vertical shear (S^2), density (σ_t) and turbulent kinetic energy dissipation (ϵ). For N^2 and S^2 black lines stand for observed values, blue lines for values synthesized with modes 1,2,3 and 5, red lines for values synthesized with modes 1,2,3,5,6,7,8 and 9.

All N^2 profiles show minima within the pycnocline, less pronounced in the reference cast P0. These minima correspond to staircase structures within the pycnocline (see density profiles). On the other hand, as a general rule, the dissipation maxima are located at depths where the minimum values of N^2 are located near maximum values of S^2 . This behaviour can be illustrated by comparing the profiles corresponding to casts P2 and P4.

Therefore, the observed vertical mixing processes seem to require the joint participation of vertical shear and strain effects and neither of these two effects seems clearly dominant over the other. On the other hand, Figure 5.2. shows that the temporal evolution of the vertical shear profiles determines, within the pycnocline, three bands of high shear values that undulate accordingly with the isopycnic deformation produced by the internal waves. It can be seen from the same figure that the location of the highest dissipation values are located within or near such bands of high shear values. Furthermore, taking into account the short vertical scale of that shear, it seems that higher order baroclinic modes may be behind this fact.

5.4. Multimodal character of internal waves and vertical mixing.

From the information reported so far concerning the pycnocline region, it seems that a combined effect of shear and strain induced by the internal waves could explain the location of the “staircase” structures and the intra-pycnocline ε maxima.

To assess the effect of the multimodal composition of internal-wave-induced strain and shear we have fitted both the recorded density and the current velocity profiles to a linear combination of the vertical dynamical modes obtained from the solution of the Sturm-Liouville problem (Lee and Beardsley, 1974; Mackinnon and Gregg, 2003; Vlasenko *et al.*, 2005) given by:

$$\frac{\omega^2}{\omega^2 - N^2(z)} \bar{\psi}_{zz}(z) = k^2 \bar{\psi}(z) \quad (5.3.)$$

and subject to the boundary conditions at the surface ($z=D$) and bottom ($z=0$)

$$\hat{\psi}(z = D) = 0 ; \hat{\psi}(z = 0) = 0 \quad (5.4.)$$

where ω is the frequency of the internal wave; k is wave number; $\bar{\psi}(z)$ is the amplitude of the stream function corresponding to the 2D problem, with coordinate z oriented upward. Note that earth rotation effects have been disregarded, this is a plausible assumption if we consider that frequency of the analyzed waves (corresponding to periods in the range of 20-60 min) are much higher than inertial frequency, which corresponds in that latitude to a period of 20.41 hours.

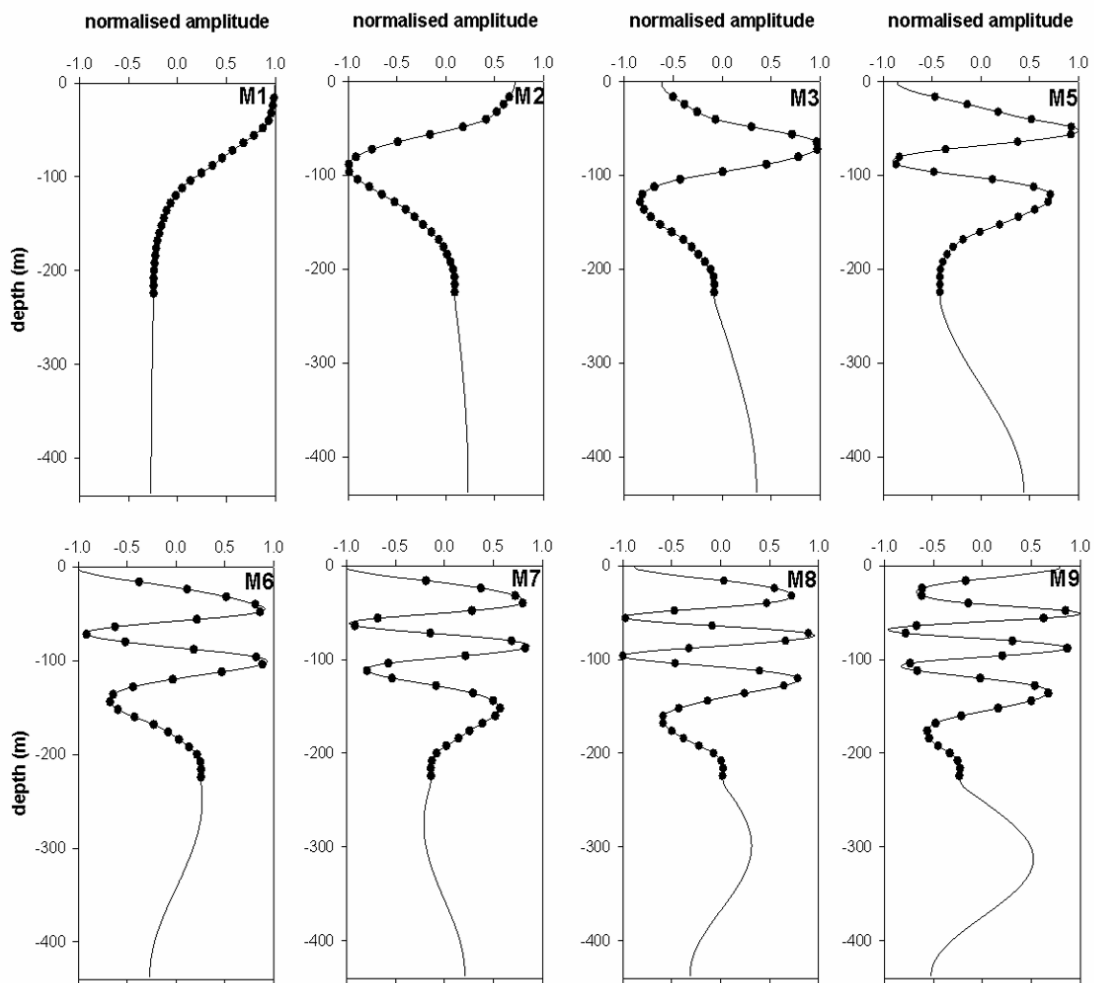


Figure 5.3. Vertical modes for horizontal velocity corresponding to the N^2 profile of the reference cast P0. Black circles indicate the positions of the velocity observations.

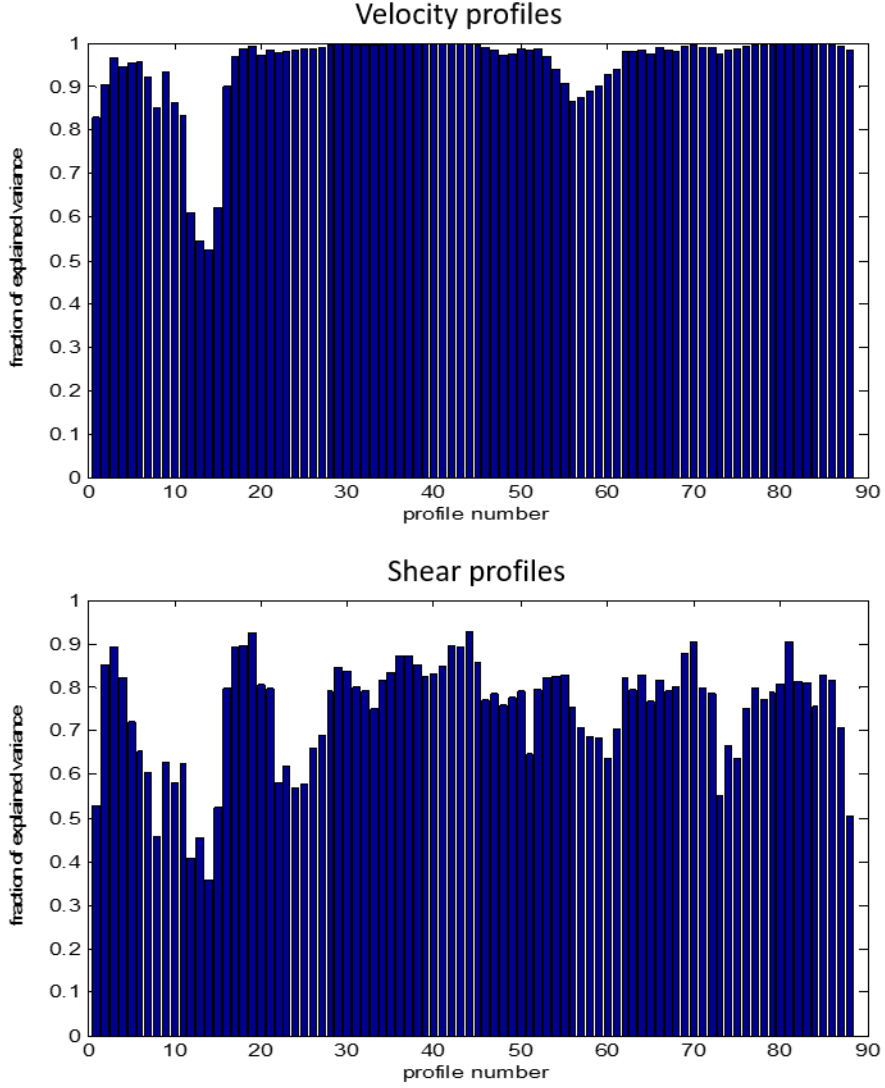


Figure 5.4. Rate of observed velocity variance explained by the fitting to the vertical modes shown in figure 5.3., for horizontal velocity and vertical shear.

The $N(z)$ profile used has been obtained for the density profile obtained before the arrival of the internal solitons (cast P0). Once the vertical modes $\hat{\psi}_n(z)$ are computed, density profiles may expressed in terms of these modes as

$$\rho_m(z_i, t) = \rho_0(z_i) + \frac{\rho_0(z_i)}{g} \sum_{n=1}^M \gamma_n(t) \Gamma_n(z_i) \quad (5.5)$$

where $\rho_0(z_i)$ is the time-averaged density profile; z_i is the vertical co-ordinate of the density observations; M is the number of modes considered; $\Gamma_n(z_i) = N^2(z_i)\hat{\psi}_n(z_i)$ and $\gamma_n(t)$ are the time-dependent coefficients determined by the least squares fit to the observed profiles at the

different times of the CTD casts. Similarly, current velocity profiles may be expressed in terms of these modes as:

$$u(x, z, t) = \gamma_0(t) \cos(k_0 x - \omega t) + \sum_{n=1}^M \gamma_n(t) \frac{\partial \hat{\psi}_n}{\partial z} \cos(k_n x - \omega t) \quad (5.6.)$$

where the coefficient $\gamma_0(t)$ stands for the barotropic component of the current. Hereinafter, we will assume that, once the coefficients $\gamma_n(t)$ have been determined, the strain and shear induced by the internal waves will be adequately reproduced by (5.5.) and (5.6.).

In spite the internal wave scales we deal with are not so large (between 1000 and 2000 m) as compared with the water depth, we will assume that they are large enough in comparison with the thickness of the water column portion where the greater density gradients are allocated (pycnocline), which is about 150-200 m. This stratified portion of the water column will act as a wave guide, and internal waves inside it will get vertically trapped, propagating only horizontally (Phillips, 1977; Munk, 1981).

In the following paragraphs we report the results from the fitting of the observations to dynamical modes. We begin by describing the results corresponding to fitting the current velocity profiles which provides a finer temporal resolution (1 min). In figure 5.3. are shown the vertical modes for the horizontal velocity with indication of the position of the ADCP observations (black circles). It can be seen that the vertical resolution of the observations is suitable for including in the fitting so high modes as mode 9.

In order to remove signal noise from the records, before fitting, velocity time series were smoothed using a moving average filter to remove signals with periods of less than 5 minutes. A moving average of three points was also applied to the vertical profiles. Current velocity was decomposed into one component in the direction orthogonal to the internal wave fronts, and another aligned with the fronts; the fit was then applied to these two components separately.

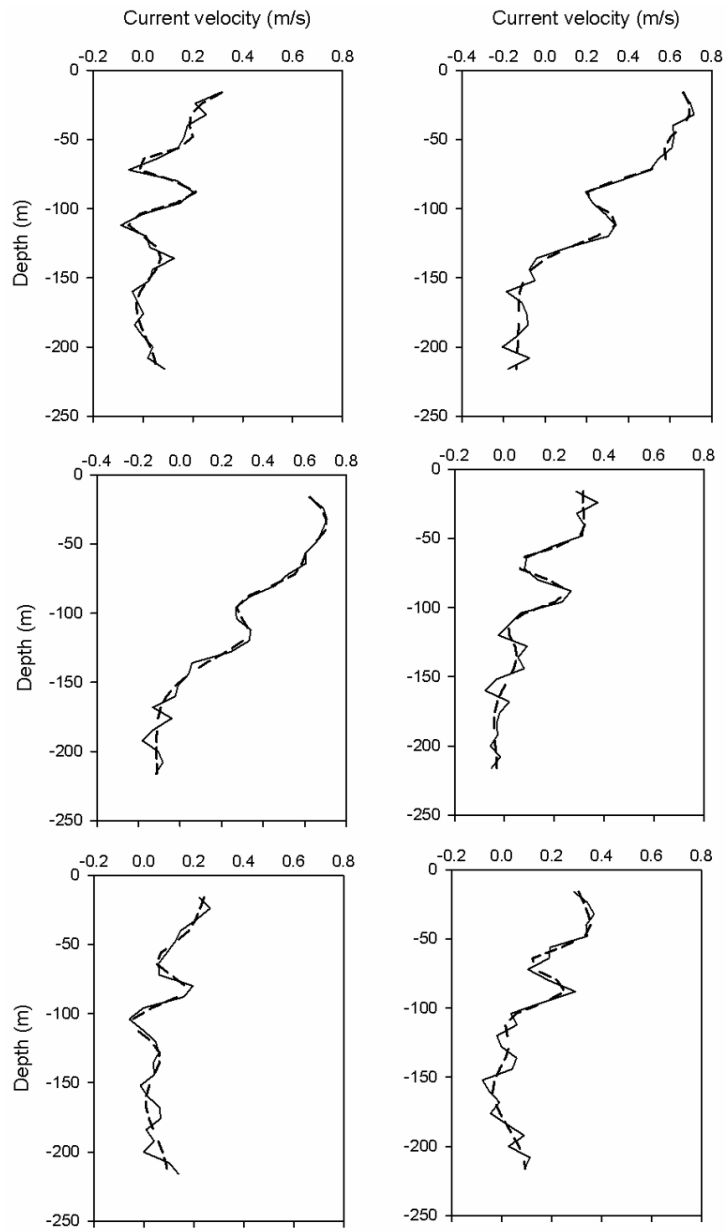


Figure 5.5. Comparison between observed (solid lines) and synthesized (dashed lines) in terms of dynamical modes (1,2,3,5,6,7,8 and 9) current velocity profiles, corresponding to the casts P1 to P6.

In the analysis 8 vertical modes (1,2,3,5,6,7,8,9) have been included, the inclusion of additional modes did not improve the fitting. Modes 4 and 5 could not be included together since they formed almost a linear combination, one with the other, in the depth range covered by observations. This limitation resulted from the maximum depth reached by the Turbulence micro-profiler which down to approximately 200 m while bottom depth was at 440 m. Therefore, only mode 5 was included, as it showed a higher correlation coefficient in the fit of the set of modes.

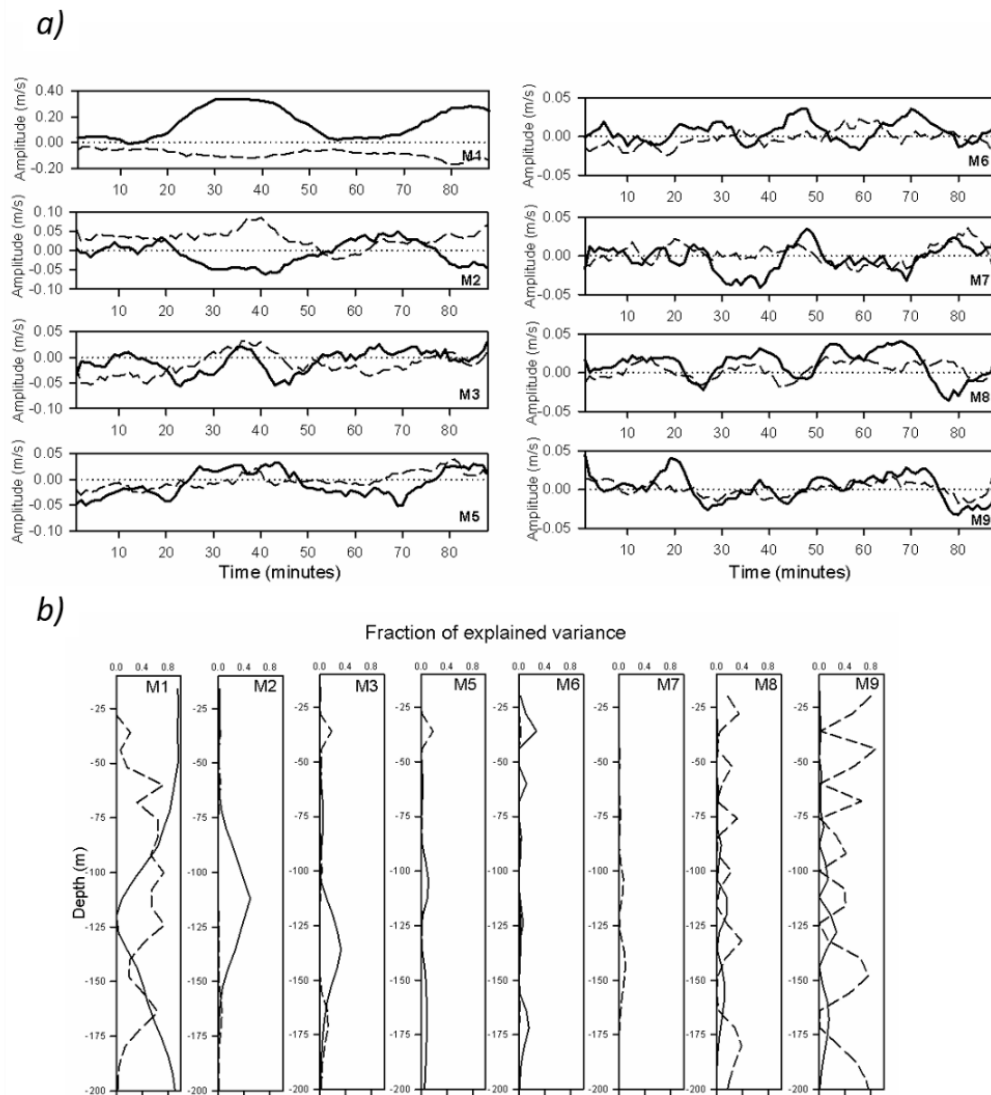


Figure 5.6. a) Temporal variation of standard deviation (STD) of the instantaneous vertical profiles corresponding to the different baroclinic modes. Component orthogonal to the wave fronts (solid line) and component aligned with wave fronts (dashed lines). b) Fraction of variance explained by the different baroclinic modes, for current velocity (solid lines) and for vertical shear (dashed lines).

The goodness of the fit is illustrated in figure 5.4., where can be seen the fraction of observed velocity and vertical shear profiles variance, that is explained by the modes superposition. The overall fractions of explained variance are 0.95 and 0.75 for velocity and shear respectively. A visual comparison between the observed velocity profiles (corresponding to casts P1 to P6) and the predicted profiles is shown in figure 5.5. This reasonable agreement will allow for reliably assessing the contribution to the total vertical shear by each of the eight individual vertical modes.

Shown in figure 5.6.a. is the temporal variation of the standard deviation (STD) of the instantaneous vertical profiles corresponding to the eight vertical modes considered in the fitting. These STD values represent the amplitude of the temporal variation of the current velocity due to the corresponding vertical mode.

As expected, the first baroclinic mode, mode 1, shows the greatest STD values. Note that the component orthogonal to the wave fronts is much more important than the component aligned with the fronts; also it must be noted that mode 1 STD time variation match quite well the internal soliton undulations shown in figure 5.1., this indicating that mode 1 is clearly associated with the internal soliton. Taking into account that the most likely place where the internal solitons were generated is the Camarinal Sill, that site is far enough away to allow mode 1 internal waves to arrive at the Alboran Sea clearly separated from the other modes since those move at a greater speed than the waves of the subsequent modes. Therefore, it is expectable that the following modes identified do not belong to the same event that generated the recorded internal soliton. In fact, modes 2 and 3 are manifested in both current components, and this leads one to think that these modes may include some contribution from internal waves generated at other places, for instance, on the continental slope of the Malaga coast. Modes 5 to 9 are manifested mainly in the component orthogonal to the internal fronts, and this may mean that they come mainly from the Camarinal Sill, although one can be sure that they have been originated by an episode of internal wave generation prior to that which originated the mode 1 solitons. Shown in figure 5.6.b. are the

contribution of each mode to the variance of the current velocity and the vertical shear. Note that higher order modes (8 and 9) are very significant in explaining the vertical shear variance. In fact, the percentage values explained by mode 9 are similar to those yielded by mode 1. It seems clear that these higher order modes play an important role in defining the vertical shear profiles and, in turn, the prominence of mixing through the water column.

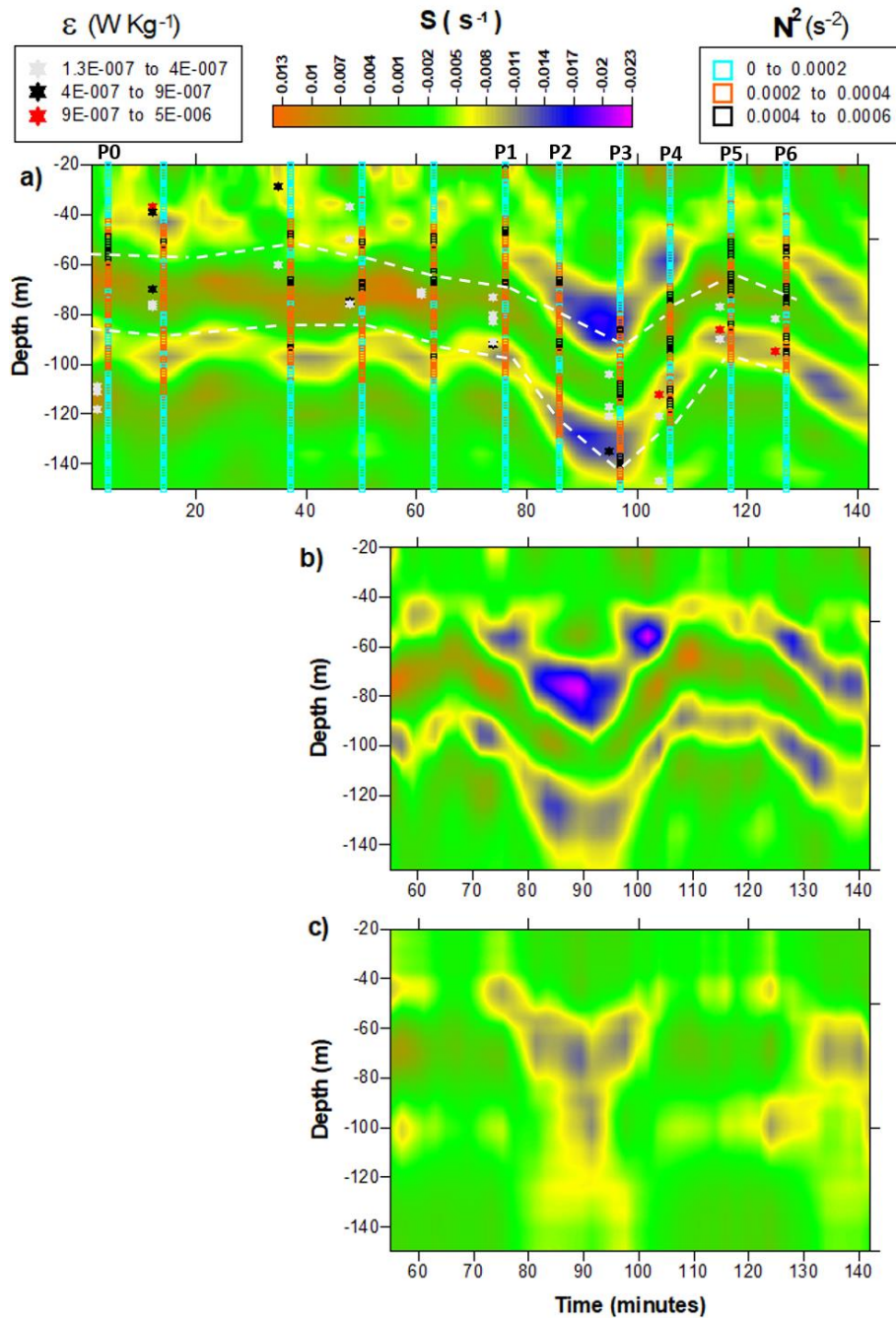


Figure 5.7. Time variation of shear (S) profiles during the sampling period along with the recorded ϵ and N^2 . a) Observed shear deduced from VM ADCP profiles, superimposed are the N^2 profiles (coloured squares) and values of ϵ peaks (coloured stars); dashed white lines delimit the location of the ϵ peaks. b) Time variation of shear profiles synthesised with modes 1,2,3,5,6,7,8 and 9. c) Time variation of shear profiles synthesised only with modes 1,2,3 and 5.

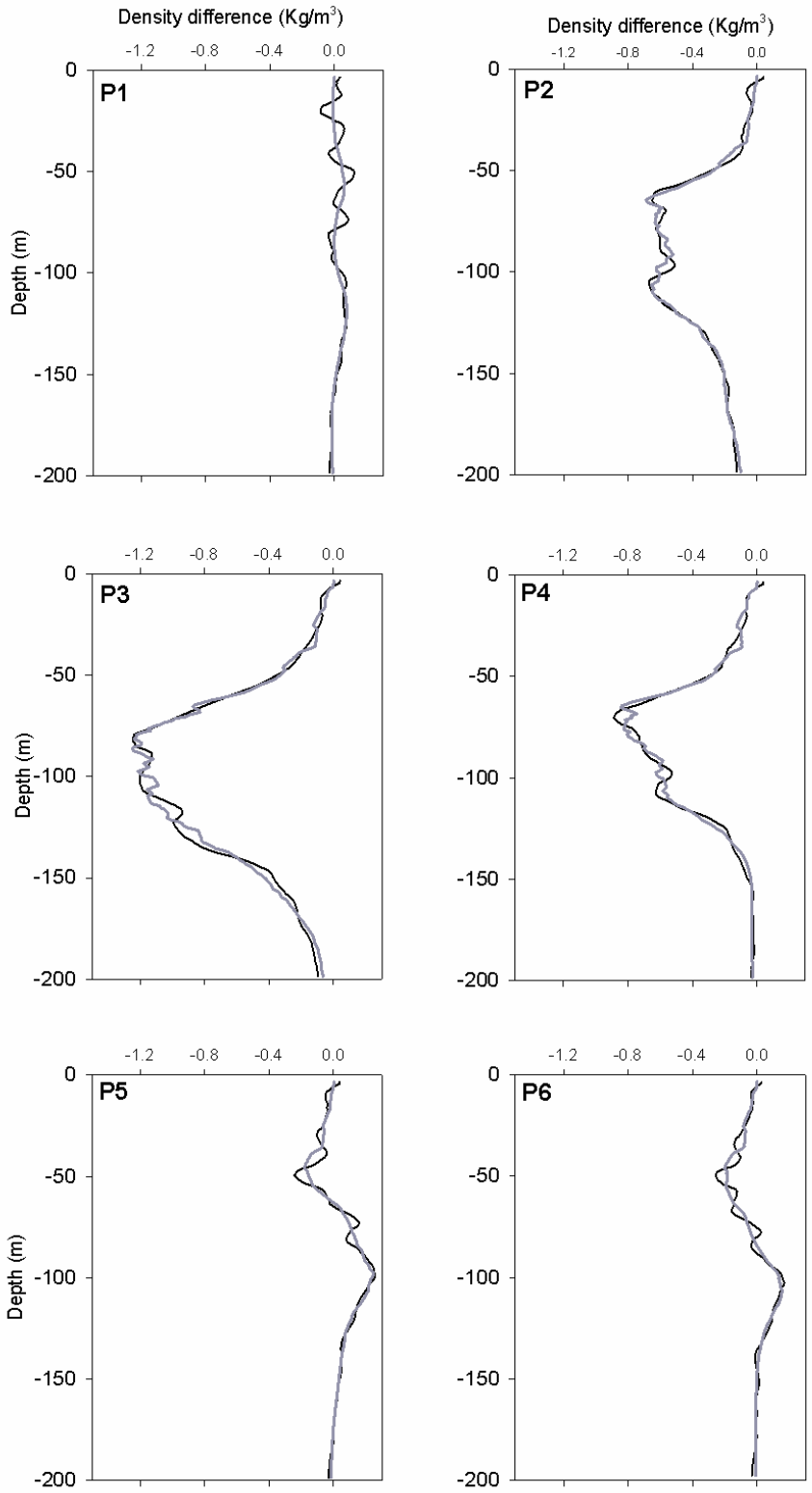


Figure 5.8. Comparison between density differences with respect to the reference profile (black lines) and those synthesized in terms of vertical modes 1,2,3,5,6,7,8 and 9 (grey lines), corresponding to casts P1 to P6.

For the fitting of the density profiles, the same 8 vertical modes used for velocity fitting have been considered. It should be noted that what are actually fitted are the differences between each of the density profiles corresponding to casts P1 to P6 and the density profile corresponding to the reference cast P0 (Figure 5.8. illustrates this fitting). The mean correlation coefficient between observed and synthesized profiles is 0.93. Following Chioua *et al.* (2013), the synthesized profiles represent the density variations that are attributable to the internal wave strain. Therefore, the difference between the observed and synthesized profiles may be understood as an indicator of the occurrence of mixing in the portion of the water column where this difference is found. It should also be noted that occurrence of mixing is suggested in the profile corresponding to casts P0 and P1, when mode 1 solitons have not yet arrived at the measurement station. This mixing identified in those casts may be associated with a pre-existing internal wave activity of higher modes previously identified in the current velocity results, as already commented.

5.5. Empirical Orthogonal Function Analysis on ADCP records.

In order to get a second and independent identification of high order baroclinic modes in the current velocity profiles, we have applied an Empirical Orthogonal Function Decomposition (EOFD) to the time sequences of current velocity profiles, actually on the vertical shear profiles. EOFD (Fukuoka, 1951; Lorenz, 1956) is considered a useful technique for separating the different patterns of time-spatial variability of currents (Candela *et al.*, 1990; Bruno *et al.*, 2000; Vázquez *et al.*, 2006). The analysed profiles are those of the current velocity at the orthogonal direction to the internal wave fronts.

Once the common patterns of behaviour are determined, the signal of the analysed series can be expressed as:

$$du(p, t)/dz = \sum_j^M e_j(p)M_j(t) \quad (5.7.)$$

where du/dz is the vertical shear, p denotes the spatial position of each time series, t is time, $e_j(p)$ are the EOFs (or spatial weights), $M_j(t)$ are the temporal amplitudes of the EOFs (or temporal weights), and M is the number of resolved EOFs (equal to the number of time series included in the analysis).

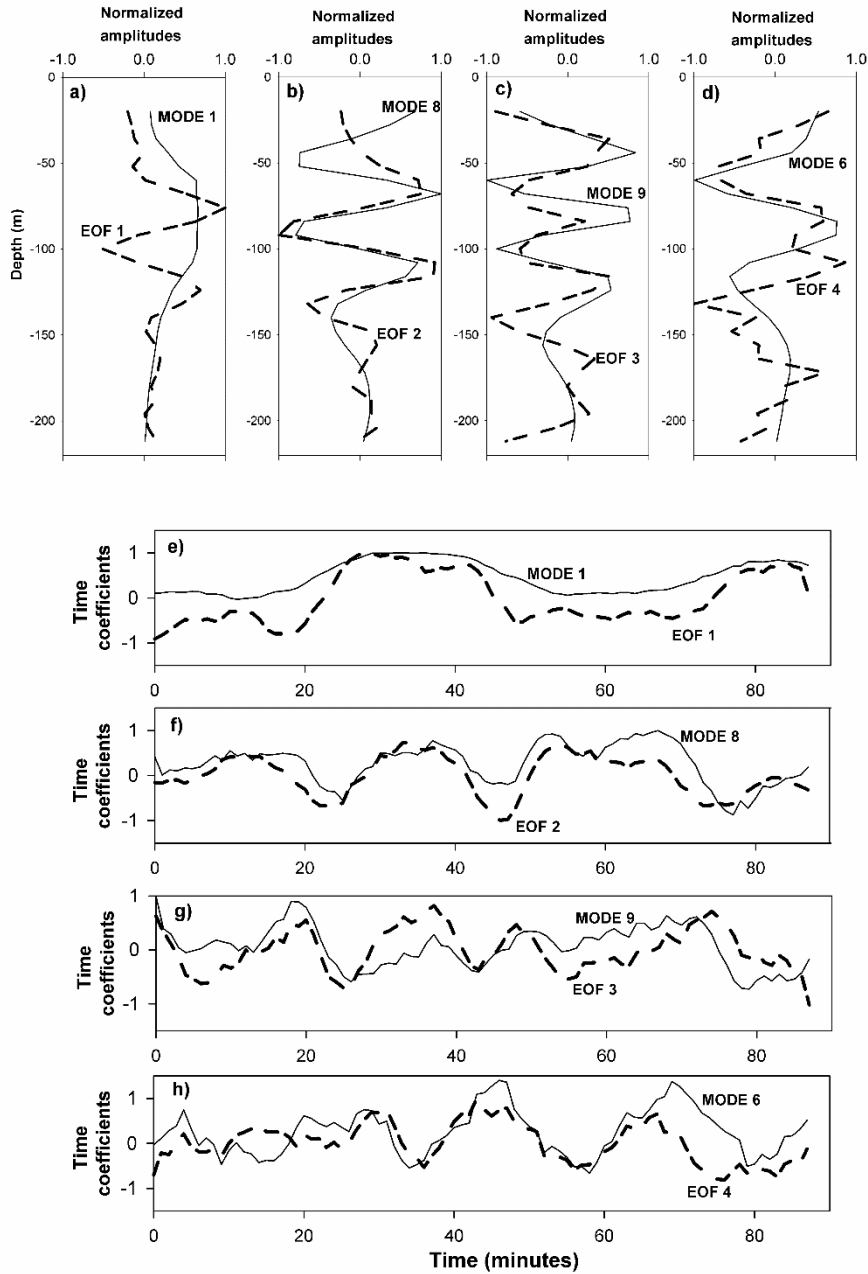


Figure 5.9. Comparison between baroclinic modes and EOF patterns resulting from the application of EOF analysis to the observed vertical shear profiles. a) to d) baroclinic modes 1, 8, 9 and 6 (solid lines) and EOFs 1, 2, 3 and 4 spatial weights (dashed lines); values have been normalized with respect to the maximum value reached in each profile so that values range from -1 to 1; e) to h) temporal variation of vertical profiles standard deviation (STD) corresponding to modes 1, 8, 9 and 6 (solid lines) and EOFs 1, 2, 3 and 4 temporal weights (dashed lines); values have been normalized with respect to the maximum value reached in each time series so that values range from -1 to 1.

The results from this analysis are shown in the figure 9. which puts attention on the along with the most relevant baroclinic modes in explaining the vertical shear, those are modes 1, 6, 8 and 9. The EOF analysis of the vertical shear profiles yields four EOF which explain more than 80% of the observed variance. The EOF 1 seems to capture a combination of baroclinic mode 1 with other undetermined higher order modes. On the other hand, the following EOFs , 2,3 and 4 behave quite similar as baroclinic modes 8, 9 and 6 respectively. So, the presence of higher order modes as 6, 8 and 9 has been evidenced from the application of an analysis technique which is not subject to any theoretical constraint (as the fitting to baroclinic modes does) since it only obeys to the statistical behaviour of the recorded observations.

5.6. Discussion.

Our focus is on the analysis of the joint effect of the strain and vertical shear induced by the internal waves and the role of higher order vertical modes in determining the behaviour of this effect. To do this we use synthesized density and current velocity profiles, based on the results from the fitting to vertical modes, to reproduce the effects of the strain and shear created by the internal waves recorded in casts P1 to P6.

We begin with the information presented in figure 5.2. At first, considering the effects of the lower order modes 1, 2, 3 and 5 (blue lines) we can reproduce some significant strain effect reflected in the relative minima of the N^2 profiles within the pycnocline. However, the squared vertical shear, S^2 , (blue lines) shows low values, which lead to high values of $Ri = N^2/S^2$ within the pycnocline that will not favor the occurrence of diapycnal mixing here. Even when mode 1 is the most important contributor to the vertical shear (as has been shown in figure 5.6.b.), it is not enough to produce low Ri values that condition the water column for vertical mixing in the pycnocline.

The same figure shows the reproduction of the strain and shear caused by the complete set of modes (1, 2, 3, 5, 6, 7, 8 and 9). Now we can see that, although N^2 profiles (red lines) have not been appreciably changed, the squared vertical shear indeed did change: it increases, now making possible the occurrence of low Ri and, in consequence, the vertical mixing here. Also, in figures 5.7.b. and 5.7.c. can be seen as without the participation of modes 6 to 9 the bands of high values of shear related with the location of ε peaks shown in figure 5.7.a. are not reproduced.

These results confirm the existence of a mechanism for the occurrence of vertical mixing within the pycnocline in which the involvement of higher order modes of the internal waves is essential. Lower order modes (1 to 5 in our case) are responsible for the weakening of stratification at some localized portions of the water column within the pycnocline; then the vertical shear induced by the higher modes (6 to 9 in our case) acts on these portions producing vertical mixing in the pycnocline. In general, we can see, in the same figure, a good correspondence between the location of the weakly stratified portions with higher vertical shear and the ε maxima. As is also shown in the figure, although the involvement of the higher modes (6 to 9) is essential to produce the required high values of vertical shear in the pycnocline, the shear values are significantly reduced if contribution of the lower modes, especially mode 1, is disregarded. In that sense, it can be expected that vertical mixing will be intensified with the arrival of mode 1 solitons. In fact, as described in the previous section (figure 5.2.), the casts that show higher ε values were those performed while the internal solitons were passing by the measurement station. It should also be noted that the shear is clearly increased in the period when the mode 1 solitons are recorded, with respect to the period when these solitons are not present (figure 5.8.a.).

An interesting fact about higher modes that must be considered, is that their wave speed values may be quite similar among them, due to the asymptotic behaviour of the relationship between wave speed and the mode wave-number. In our case, these wave speed values are 0.1270, 0.1090 and 0.0979 m/s for modes 7, 8 and 9 respectively. Therefore, these modes,

propagating at a similar speed, are more prone to interfere constructively with each other, being able to produce high vertical shear values within the pycnocline. When these increased vertical shears are located in portions of the water column, where stratification has been previously weakened by internal wave strain, the occurrence of vertical mixing here is clearly favored.

Regarding the origin of the recorded vertical modes we consider two places are most likely for their generation: The Camarinal Sill and the continental slope of the Malaga coast; however, the nearby Guadiaro submarine canyon cannot be discounted as another possible source. In the Results section we have pointed out that mode 1 clearly proceeds from the Camarinal Sill; in fact, the recorded signal is that corresponding to the leading internal wave fronts reaching the eastern side of the Strait in the ASAR image that is shown in figure 5.1., which was taken the day previous to the day when observations were acquired. Concerning modes 2 and 3, they seem to proceed from some place on the continental slope of the Malaga coast. This has been inferred from the presence of a current velocity component in a direction nearly parallel to the internal wave fronts. The other modes, from 5 to 9, seem to propagate as indicated by the fronts captured in the ASAR image in figure 5.1. These modes are likely higher order modes coming from an event of internal wave generation around the Camarinal Sill, prior to the arrival of the mode 1 internal solitons recorded at our measurement site. Sallares *et al.* (2016) have identified, from the analysis of seismic sections, the presence of these internal waves within the Alboran Sea, at longitudes as far east as -3° W.

The previous presence of these higher mode internal waves is very likely responsible for the relatively high vertical shear found in the casts P0 and P1 performed before the arrival of the internal solitons. To check this idea, we have performed the fitting of the current velocity profiles recorded during a time interval of 45 minutes prior to the arrival of the internal solitons. The result of this analysis is shown in figure 5.9. Modes 1 to 7 seem to proceed from the continental slope of the Malaga coast, while modes 8 and 9 seem to proceed from the eastern side of the Strait. The

most important modes for explaining the vertical shear variance are modes 8 and 9. What has been confirmed so far is the presence of higher modes that are promoting an appreciable vertical shear within the pycnocline, and changes in the stratification by internal wave strain, before the arrival of the mode 1 internal solitons. This previous internal wave activity, and associated vertical mixing, precondition the pycnocline, making it more prone to subsequent and more effective vertical mixing events, when mode 1 internal solitons arrive at the site.

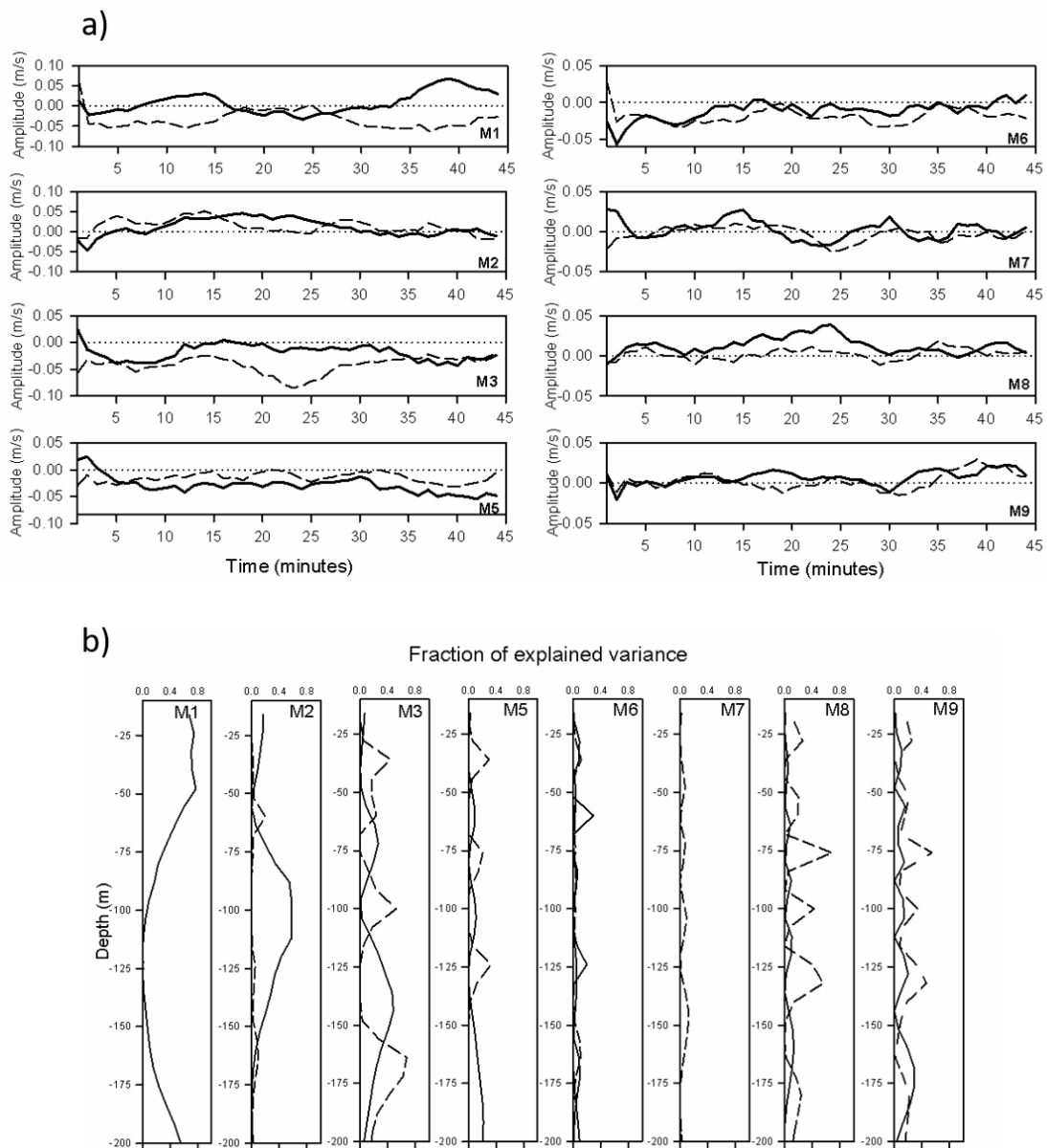


Figure 5.10. For the period prior to the arrival of the mode 1 solitons: a) Temporal variation of standard deviation (STD) of the instantaneous vertical profiles corresponding to the different baroclinic modes. Component orthogonal to the wave fronts (solid line) and component aligned with wave fronts (dashed lines); b) Fraction of variance explained by the different baroclinic modes, for current velocity (solid lines) and for vertical shear (dashed lines).

It is worth noting from the information shown in figures 5.6. and 5.9., that the variance distribution of velocity and vertical shear among the vertical modes is very far from that proposed by the empirical parameterizations of ϵ existing to date. A similar result was found by Mackinnon and Gregg (2003) analyzing internal waves on the continental shelf on the basis of the first 5 baroclinic modes.

The relevance of the higher modes in determining the vertical mixing processes in the Alboran Sea region raises an important point concerning the simulations of vertical mixing processes by numerical models: the spatial resolution of the numerical model has to be fine enough to resolve the horizontal and vertical wave-lengths of the higher order modes, otherwise the simulations would not be realistic. In our case, to resolve the spatial variability due to the first 9 vertical modes would demand a vertical and horizontal resolution of 8 m and 50 m respectively, otherwise internal-wave-induced vertical mixing processes will not be adequately accounted for.

5.7. Conclusions.

An analysis based on measurements from a turbulence microprofiler, equipped with CTD sensors has allowed for investigating the mixing processes induced by internal waves in the Northwestern Alboran Sea. The results reveal the existence of a mechanism for the occurrence of vertical mixing within the pycnocline in which the involvement of higher order modes of the internal waves (up to mode 9) is essential. The described process, is expected to be working in other regions in the ocean affected by this vertically trapped internal waves and is of particular consideration to account for the diapycnal mixing processes in the pycnocline. Also, the results add new observational evidences for showing that the parameterizations of turbulent kinetic energy dissipation existing to date are not suitable to estimate this dissipation, when we are dealing with vertically trapped long internal waves in oceanic regions near the continental margins. Finally, the vertical and horizontal scales of these higher order modes require from the numerical models,

intended to simulate vertical mixing processes in these regions, a very high spatial resolution for resolving the involved wavelengths.

5.8. Acknowledgements.

The present work has been partially funded by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness under project CTM2013-49048-C2-2-R and by the Regional Government of Andalusia under project P11-RNM-7722, which has also funded the contract of the first author. In case of been interested in the dataset do not hesitate in contact with the first author.

CONCLUSIONES:

(i) En cuanto al análisis del comportamiento de las descargas del río Guadalquivir en la franja costera del golfo de Cádiz y sus implicaciones en el mar de Alborán:

- 1.** La implementación, calibración y posterior validación de la herramienta SWAT en la cuenca hidrográfica del río Guadalquivir ha mostrado resultados satisfactorios, que la habilitan para su uso en la evaluación de los caudales descargados por el río partiendo como dato entrada de las precipitaciones en la cuenca.
- 2.** El modelo hidrodinámico UCA2D complementado con el campo de corrientes medias del modelo UCA2.5D y forzado con marea y viento, reproduce de forma satisfactoria la hidrodinámica de la franja costera del golfo de Cadiz y estrecho de Gibraltar.
- 3.** El modelo lagrangiano alimentado con los campos de velocidad de la corriente proporcionados por el modelo hidrodinámico, permite simulaciones de la pluma de turbidez que muestran una gran similitud con las plumas observadas en las imágenes de satélite disponibles.
- 4.** En ausencia de vientos, la pluma tiende a esparcirse muy lentamente progresando tímidamente hacia el norte, esto es debido a la simetría entre los flujos llenante y vaciante en la desembocadura del Guadalquivir y a la poca intensidad de la corriente fuera de la desembocadura. El desvío hacia el norte es un efecto genuino de la fuerza de Coriolis.
- 5.** El desarrollo de la pluma hacia el estrecho de Gibraltar precisa que imperen condiciones de vientos con componente norte, noroeste u oeste. Por el contrario, el desarrollo de la pluma hacia el oeste precisa de vientos con componente este, sur o sureste.
- 6.** La mayor parte de las precipitaciones en la cuenca del Guadalquivir ocurren en coincidencia con vientos de componente oeste. Por consiguiente, los momentos de máxima descarga en la desembocadura del río ocurren bajo condiciones que favorecen el transporte por la franja costera de las sustancias inmersas en la pluma y otras propiedades asociadas a ella, hacia el estrecho de Gibraltar y mar de Alborán.

(ii) En cuanto al análisis de los procesos de mezcla vertical inducidos por las ondas internas en la mitad occidental del Mar de Alborán:

- 1.** Las ondas internas que llegan al mar de Alborán que son generadas en el umbral de Camarinal inducen una importante parte de los procesos de mezcla vertical que ocurren en el Giro Noroccidental del mar de Alborán.
- 2.** Los resultados revelan la existencia de un mecanismo para la ocurrencia de mezcla vertical dentro de la piconclina, en la que es esencial la implicación de modos baroclinos de orden superior (hasta el modo 9).
- 3.** Este mecanismo debe existir en cualquier otra región del océano afectada por este tipo de ondas internas atrapadas en la piconclina.
- 4.** Los resultados aportan nuevas evidencias observacionales que demuestran que las parametrizaciones de disipación de energía cinética turbulenta existentes hasta la fecha, no son apropiadas para estimar esta disipación cuando tratamos con ondas internas largas verticalmente atrapadas en la piconclina.
- 5.** Las escalas vertical (unos 20 m) y horizontal (unos 100 m) de estos modos baroclinos de orden superior requieren que los modelos numéricos, destinados a simular procesos de mezcla vertical en estas regiones, tengan una resolución espacial lo suficientemente alta para que permita resolver las longitudes de onda implicadas.
- 6.** Finalmente, la presencia de estos modos baroclinos de orden superior confieren una regularidad importante en la presencia de ondas internas en la región de Alborán, regularidad que se traspassa a los procesos de mezcla inducidos por estas ondas.

REFERENCIAS

BIBLIOGRÁFICAS:

Abbaspour, K.C. (2014). SWAT-CUP 2012: SWAT Calibration and Uncertainty Programs—A User Manual. Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology.

Abbaspour, K.C., Yang, J., Maximov, I., Siber, R., Bogner, K., Mieleitner, J., Zobrist, J., and Srinivasan, R. (2007). Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT. *J. Hydrol.*, 333 (2007), 413-430.

Afshar-Kaveh, N., Ghaheri, A., Chegini, V., Etemad-Shahidi, A., and Nazarali, M. (2017). Evaluation of Different Wind Fields for Storm Surge Modeling in the Persian Gulf. *Journal of Coastal Research: Volume 33, (3)* 596 – 606. [<https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-15-00202.1>]

Alford, M.H., Pinkel, R., 2000. Observations of overturning in the thermocline: the context of ocean mixing. *J. Phys. Oceanogr.* 30, 805–832.

Álvarez, E., Pérez, B. Rodríguez, I. (1997). A description of the tides in the Eastern North Atlantic, In *Progress in Oceanography*, Volume 40, Issues 1–4, 217-244.

Álvarez, O., González, C. J., Mañanes, R., López, L., Bruno, M., Izquierdo, A., Gómez-Enri, J., and Forero, M. (2011). Analysis of shortperiod internal waves using wave-induced surface displacement: A 3D model approach in Algeciras Bay and the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 116, C12033, [[doi:10.1029/2011JC007393](https://doi.org/10.1029/2011JC007393)].

Álvarez, O., Izquierdo, A., Tejedor, B., Mañanes, R., Tejedor, L., and Kagan, B. A. (1999). The influence of sediment load on tidal dynamics, a case study: Cadiz Bay. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 48, 439–450, [[doi:10.1006/ecss.1998.0432](https://doi.org/10.1006/ecss.1998.0432)].

Ambar, I., and Howe, M.R. (1979). Observations of the Mediterranean outflow. II: The deep circulation in the vicinity of the Gulf of Cádiz. *Deep Sea Research* (26), 555–568.

Ambar, I., Serra, N., Brogueira, M.J., Cabeçadas, G., Abrantes, F., Freitas, P., Gonçalves, C., González, N. (2002). Physical, chemical and sedimentological aspects of the Mediterranean outflow off Iberia. *Deep Sea Research II* (49), 4163–4177.

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. and Smith, M. (2006). *Evapotranspiración del cultivo. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO). Roma, Italia.* (56)1-79.

Argüelles, A., Berbel, J. and Gutiérrez-Martín, C. (2012). La evolución de la Cuenca del Guadalquivir (España). *Revista de Obras Públicas* 159 (3537):51-64

Armi, L., and Farmer, D. (1988). The flow of Mediterranean Water through the Strait of Gibraltar, *Progress in Oceanography*, (21) 1-105.

Arnold, J. G., and Allen, P.M. (1999). Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. *Journal of the American water resources association.* (35)2, 411-424.

Arnold, J. G., Williams, J. R., and Maidment, D. R. (1995). Continuous-time water and sediment-routing model for large basins. *Journal of Hydraulic Engineering* 121(2), 171-183.

Arnold, J. G., Williams, J. R., Nicks, A. D., and Sammons, N. B. (1990). *SWRRB: A basin scale simulation model for soil and water resources management.* Texas AandM Univ. Press, College Station, TX.

Arnone, R.A., Wiesenburg, D.A., Saunders, K.D. (1990). The Origin and Characteristics of the Algerian Current. *Journal of Geophysical Research* 95 (C2), 1587-1598.

Baringer, M. O., and Price, J. F. (1999), A review of the physical oceanography of the Mediterranean outflow, *Mar. Geol.*, 155, 63 – 82, [doi:10.1016/S0025-3227(98)00141-8].

Bath, A., and Blomquist, W. (2004). Policy, politics, and water management in the Guadalquivir River Basin, Spain. *Water Resour. Res.* 40. 8-7.

Benzohra, M., Millot, C.(1995). Characteristics and circulation of the surface and intermediate water masses off Algeria. *Deep-Sea Research I* 42 (10), 1803-1830.

Berbel, J., Gutiérrez, C. Borrego-Martín, M. M., (2015). System of Water Accounting in Guadalquivir River Basin (SYWAG) Final Report. Publisher: Universidad de Cordoba.

Bhat, A., Blomquist, W. (2004). Policy, politics, and water management in the Guadalquivir River Basin, Spain. *Water Resources Research*, 40(8), 1-11.

Bormans, M., Garret, C. (1989). A simple criterion for gyre formation by the surface outflow from a strait, with application to the Alboran Sea. *Journal of Geophysical Research* 94 (C9), 12637-12644.

Borrego, M.M., Perales, J.M. & Berbel, J. (2014). "Metodología para elaboración de cuentas híbridas SEEA-W. Proyecto SYWAG (System of Water Accounting in Guadalquivir River Basin)". Working Paper Departamento de Economía Agraria. Universidad de Córdoba.
<http://hdl.handle.net/10396/12360>

Borrego-Marín, M.M., Perales, J.M., Gutiérrez-Martín, C. y J. Berbel (2015) Analysis of Guadalquivir droughts 2004-2012 based on SEEA-W tables. International Conference on DROUGHT: Research and Science-Policy Interfacing. Valencia

Bower, A.S., Armi, L., Ambar, I. (1995). Direct evidence of meddy formation off the southwestern coast of Portugal. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 42 (9), 1621-1630. [[https://doi.org/10.1016/0967-0637\(95\)00045-8](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)00045-8)].

Bruno, M., Chioua, J., Romero, J., Vázquez, A., Macías, D., Dastis, C., Ramírez-Romero, E., Echevarria, F., Reyes, J., García, C.M. (2013). The importance of sub-mesoscale processes for the exchange of properties through the Strait of Gibraltar. In *Progress in Oceanography*. Volume 116.

Bruno, M., Mañanes, R., Alonso, J.J., Izquierdo, A., Tejedor, L., Kagan, B.A. (2000). Vertical structure of the semidiurnal tidal currents at Camarinal Sill, the strait of Gibraltar. In *Oceanologica Acta*, 23(1), 15-24, ISSN 0399-1784.

Bryden, H. L., and Stommel, H.M. (1982), Origin of the Mediterranean outflow, *J. Mar. Res.*, (40), 55– 71.

Caballero, I., Morris, E.P., Prieto, L., and Navarro, G. (2014). The influence of the Guadalquivir River on the spatio-temporal variability of suspended solids and chlorophyll in the Eastern Gulf of Cadiz. *Mediterranean Marine Science*, 721-738.

Caballero, I., and Navarro, G. (2016). Análisis multisensor para el estudio de los patrones de turbidez en el estuario del Guadalquivir. *Revista de Teledetección*, (46) 1-17. DOI: <http://dx.doi.org/10.4995/raet.2016.5717>

Caballero, I., Ruiz, J., and Navarro, G. (2011). Dynamics of the turbidity plume in the Guadalquivir estuary (SW Spain): a remote sensing approach. *OCEANS*. DOI: 10.1109/Oceans-Spain.2011.6003489.

Candela, J., Winant, C.D., Bryden, H.L. (1989). Meteorologically forced subinertial flows through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 94(C9), 12667–12679, [doi:10.1029/JC094iC09p12667].

Candela, J., Winant, C.D., Ruiz, A. (1990). Tides in the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 95(C5), 7313–7335, [doi:10.1029/JC095iC05p07313].

Chioua J., Bruno M., Vázquez A., Reyes M., Gomiz J. J., Mañanes R., Álvarez O., González C. J., López L., Gómez-Enri J. (2013). Internal waves in the Strait of Gibraltar and their role in the vertical mixing processes within the Bay of Algeciras. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, [doi:10.1016/j.ecss.2013.04.010].

Confederacion Hidrografica del Guadalquivir (2016) Plan Hidrológico de la demarcación hidrográfica del Guadalquivir, Real Decreto 1/2016. http://www.chguadalquivir.es/descargas/PlanHidrologico2015-2021/Planes_2DO_Ciclo/Guadalquivir/MEMORIA_PHD_GUADALQUIVIR.pdf. Dec. 2016 173

Crepon, M. (1965). Influence de la pression atmospherique sur le niveau moyen de la Mediterranee Occidentale et sur le flux a travers le detroit de Gibraltar. *Cahiers Oceanographiques* 1 (7), 15-32.

Criado-Aldeanueva, F., García-Lafuente, J., Navarro, G., and J. Ruiz, J. (2009). Seasonal and interannual variability of the surface circulation in the eastern Gulf of Cadiz (SW Iberia). *J. Geophys. Res.*, 114, C01011, [doi:10.1029/2008JC005069].

Criado-Aldeanueva, F., García-Lafuente, J., Vargas, J.M., Del Río, J., Vázquez, A., Real, A., and Sánchez, A., (2006). Distribution and circulation of water masses in the Gulf of Cadiz from in situ observations. *Deep Sea Research*, 2 (53): 1144-1160.

Csanady G. T. (1973). *Turbulent diffusion in the environment*. Springer Science, 1-248.

Donatelli, M., Bellocchi, G. and Carlini, L. 2006. Sharing knowledge via software components: models on reference evapotranspiration. *Europ. J. Agron.* 24:186-192.

Doubell M.J., Yamazaki H., Li H., Kokuby Y. 2009. An advanced laser-based fluorescence microstructure profiler (TurboMAP-L) for measuring bio-physical coupling in aquatic systems. *J. Plank. Res.* 31: 1441-1452.

Dronkers, J.J. (1964). Tidal Computations in Rivers and Coastal Waters. *Science*. 146, (3642), 1-390. [DOI: 10.1126/science.146.3642.390].

Fiúza, F.G.A., Macedo, M.E. and Guerreiro, M.R. (1982). Climatological space and time variation of the Portuguese coastal upwelling, *Oceanologica Acta* 5 (1): 31–40.

Fiúza, F.G.A. (1983). Upwelling Patterns off Portugal. *Coastal Upwelling Its Sediment Record*, 85-98

Flather, A., and Heaps, N. S. (1975). Tidal Computations for Morecambe Bay. *Geophysical Journal International*. [DOI: 10.1111/j.1365-246X.1975.tb05874.x].

Folkard, A.M., Davies, P.A., Fiúza, A.F.G., and Ambar, I., (1997). Remotely sensed sea surface thermal patterns in the Gulf of Cadiz and the Strait of Gibraltar: Variability, correlations, and relationships with the surface wind field. *J. Geophys. Res.*, 102 (C3): 5669-5683.

Fukuoka A., 1951. The Central Meteorological Observatory, A study on 10-day forecast (A synthetic report). *Geophysical Magazine* 22(3), 177-208.

Frassetto R. (1964). Short period vertical displacements of the upper layer of the Strait of Gibraltar. Saclantcen Technical Report, 30, Saclant Asw Research Centre, La Spezia (Italy).

García-Lafuente, J., Delgado, J., Navarro, G., Calero, C., Díez-Minguito, M., Ruiz, J., Sánchez-Garrido, J.C. (2012). About the tidal oscillations of temperature in a tidally driven estuary: The case of Guadalquivir estuary, southwest Spain. In *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, (111), 60-66, ISSN 0272-7714, [<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.06.007>].

García-Lafuente, J., Delgado, J., Vargas, J.M., Plaza, F., and Sarhan, T. (2002). Low-frequency variability of the exchanged flows through the Strait of Gibraltar during CANIGO, *Deep Sea Res., Part II*, (49), 4051–4067, [[doi:10.1016/S0967-0645\(02\)00142-X](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00142-X)].

García-Lafuente, J., Cano, N., Vargas, M., Rubín, J.P., Hernández-Guerra, A. (1998). Evolution of the Alboran Sea hydrographic structures during July 1993. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, (45), 39-65. [[https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(97\)00216-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00216-1)]

García-Lafuente, J., Delgado, J., Criado-Aldeanueva, F., Bruno, M., del Río, J., and Vargas, J.M., (2006). Water mass circulation on the continental shelf of the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Res. II*, 53: 1182-1197.

García-Lafuente, J., Ruiz, J. (2007). The Gulf of Cádiz pelagic ecosystem: A review. *Progress in Oceanography*. (74), 228-251. [<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.04.001>]

García-Lafuente, J., Sarhan, T., Vargas, M., Vargas, J.M., Plaza, F. (1999). Tidal motions and tidally induced fluxes through La Línea submarine canyon, western Alboran Sea. *Journal of Geophysical Research* 104 (C2), 3109-3119.

Gargett, A.E., Holloway, G., 1984. Dissipation and diffusion by internal wave breaking. *J. Mar. Res.* 42, 15–27.

Godin G. (1972). *The analysis of tides*. University of Toronto Press, Toronto, 264 pp.

Gómez-Enri, J., Aboitiz, A., Tejedor, B., Villares, P. (2012). Seasonal and interannual variability in the Gulf of Cadiz: Validation of gridded altimeter products. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* (96), 114-121.

Gomiz-Pascual, J.J., Bolado-Penagos, M. & Vázquez, A., 2016. Soil and Water Assessment Tool. SWAT Catchment Model to Assess Guadalquivir River Flow. *Sea Technology*, 19-21.

Gregg, M.C., 1989. Scaling turbulent dissipation in the thermocline. *J. Geophys. Res.* 94, 9686–9698.

Gutierrez, F.J., García, R., Navarro, G., Ruiz, J. (2011). New lagrangian drifter for coastal applications. *Instrumentation Viewpoint /11/ MARTECH11*, 83.

Hargreaves, G. H. and Allen, R. G. (2003). History and evaluation of Hargreaves equation. *J. Irrigation Drainage Engineering.-ASCE.* (129)53-63.

Hargreaves, G. H. and Sumani, Z. A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperatura. *Applied Eng. Agric.* (8)96-99.

Hernández Molina, F. J., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F., Fernández Puga, M.C., Llave, E., Díaz del Río, V. (2002). Quaternary stratigraphic stacking patterns on the continental shelves of the southern iberian peninsula: their relationship with global climate and palaeoceanographic changes. *Quaternary International*, (92) 5-23.

Informe Hidrológico y Campaña de Riego 2015-2016. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (2016), Sevilla, Spain.

Jha, M. and Gassman, P. (2013). Changes in hydrology and streamflow as predicted by a modelling experiment forced with climate models. *Hydrological Processes*. [DOI: 10.1002/hyp.9836].

Jia, Y. (2000). Formation of an Azores current due to Mediterranean overflow in a modelling study of the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography* (30), 2342–2358.

Kankam-Yeboah, K., Obuobie, E., Amisigo, B., and Opoku- Ankomah, Y. (2013). Impact of climate change on streamflow in selected river basins in Ghana. *Hydrological Sciences Journal* 58(4), 773-788.

Kannan, N., White, S. M., Worrall, F., and Whelan, M. J. (2007). Hydrological modelling of a small catchment using SWAT-2000 - ensuring correct flow partitioning for contaminant modelling. *Journal of Hydrology (Amsterdam)*, 334(1-2), 64-72.

Khoi, D. N. and Suetsugi, T. (2012). Hydrologic response to climate change: a case study for the Be River Catchment, Vietnam. *Journal of Water and Climate Change* 3(3), 207-224.

Klein, B., and M. Tomczak (1994). Identification of diapycnal mixing through optimum multiparameter analysis: 2. Evidence for unidirectional diapycnal mixing in the front between North and South Atlantic Central Water, *J. Geophys. Res.*, 99(C12), 25275–25280, [doi:10.1029/94JC01948].

Knisel, W. G. (1980). CREAMS, a field scale model for chemicals, runoff and erosion from agricultural management systems. USDA Conservation Research Rep. No. 26.

Kunze, E., M. G. Briscoe and A. J. Williams III 1990. Interpreting shear and strain from a neutrally buoyant float. *J. Geophys. Res.*, 95, 18111–18 125.

Kunze, E., Firing, E., Hummo, J.M., Chereskin, T.K., Thurnherr, A.M., 2006. Global abyssal mixing inferred from lowered ADCP shear and CTD strain profiles. *J. Phys. Oceanogr.* 36, 1553–1576.

La Violette, P.E. (1984). The advection of submesoscale thermal features in the Alboran Sea gyre. *Journal of Physical Oceanography* (14), 550-565.

Lacombe, H. (1971). Le De`troit de Gibraltar; Oceanographique Physique. In: Mèmoire explicatif de la carte geotechnique de Tangerau 1/250000, 222, pp. 111e146. Notes et Mém. Serv. Geologique. Maroc.

Lacombe H. y Richez C. (1982), The regime of the Strait of Gibraltar. *Hydrodynamics of Semi-enclosed Seas*, J. C. J. Nihoul, Elsevier Oceanogr. Ser., (34), 13-73.

Lahet, F., Forget, P., Ouillon, S. 2001. Application of a colour classification method to quantify the constituents of coastal waters from in situ reflectances sampled at satellite sensor wavebands. *International Journal of Remote Sensing*, 22(5), 909-914. [http://dx.doi.org/10.1080/01431160051060444].

Lamb K.G. (1997), Particle transport by nonbreaking, solitary internal waves. *Journal of Geophysical Research*, 102 (C8), 18641-18660.

Lanoix, F. (1974). Etude hydrologique et dynamique de la mer d'Alboran. North Atlantic Treaty (66), 32.

Lee, C.Y., and Beardsley, R.C., 1974. The generation of long nonlinear internal waves in a weakly stratified shear flow. *Journal of Geophysical Research* 79, 453-462.

Leichter J.L., Shellenbarger G., Genovese, S.J., and Wing, S.R. (1998). Breaking internal waves on a Florida (USA) coral reef: a plankton pump at work? *Marine Ecology Progress Series*, (166) 83-97.

Leonard, R. A., Knisel, W. G., and Still, D. A. (1987) GLEMAS: Ground water loading effects on agricultural management systems. *Trans. ASAE* 30(5), 1403-1428.

Loganathan, P., Isirimah, N.O., Nwachuku, D.A. (1987). Phosphorous sorption by ultisols and inceptisols of the Niger delta in Southern Nigeria. *Soil Science*. (5), 330-338.

Loisel, H., Bosc, E., Stramski, D., Oubelkheir, K., Deschamps, P. Y. (2001). Seasonal variability of the backscattering coefficient in the Mediterranean Sea based on satellite SeaWiFS imagery. *Geophysical Research Letters*, 28(22), 4203-4206. [<http://dx.doi.org/10.1029/2001GL013863>].

Lorenz, E. N. (1956). Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Technical report, Statistical Forecast Project Report 1, Dept. of Meteor., MIT, 49.

Luo, Y., Ficklin, D., Liu, X., and Zhang, M. (2013). Assessment of climate change impacts on hydrology and water quality with a watershed modeling approach. *Science of the Total Environment* 450-451, 72-82.

Macías D., Bruno, M., Echevarría, F., Vázquez, A., García, C.M. (2008). Meteorologically-induced mesoscale variability of the North West Alboran Sea (Southern Spain) and related biological patterns. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, (78), 250-266.

Macías, D. (2006). Efectos biológicos de la mezcla interfacial y de los procesos hidrodinámicos mesoescalares en el estrecho de Gibraltar. PhD Thesis, University of Cadiz, Spain.

Macías, D., García, C.M., Echevarría, F., Vázquez-Escobar, A., Bruno, M. (2006). Tidal induced variability of mixing processes on Camarinal Sill (Strait of Gibraltar). A pulsating event. *Journal of Marine Systems* (60), 177-192.

Mackinnon, J.A. and M.C. Gregg, 2003: Shear and Baroclinic Energy Flux on the Summer New England Shelf. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 1462–1475.

Marchuk, G. I. (1980). *Methods of Computational Mathematics*, Nauka, Moscow.

Matsuzaki Y., Fujita I. (2014). Horizontal turbulent diffusion at sea surface for oil transport simulation. *Coast. Engin.*

Mauritzen, C., Morel, Y., and Paillet, J., (2001). On the influence of Mediterranean Water on the Central Waters of the North Atlantic Ocean, *Deep-Sea Res. I*, 48 (2): 347-381.

Memoria del Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir 2015-2021. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (2016), Sevilla, Spain.

Mendiguchía, C., Moreno, C., García-Vargas, M. (2007). Evaluation of natural and anthropogenic influences on the Guadalquivir River (Spain) by dissolved heavy metals and nutrients. *Chemosphere*, 69(10), 1509-1517.

Mesinger, F. and Arakawa, A. (1976). Numerical methods used in atmospheric models. *Global Atmospheric Research Programme (GARP)*. Vol (1).

Munk W. (1981). Internal wave and small scale processes, In B. A. and C. Wunsch (Eds.), *Evolution of Physical Oceanography*, 264-291. MIT Press, Cambridge, MA.

Narsimlu, B., Gosain, A. K., and Chahar, B. R. (2013). Assessment of future climate change impacts on water resources of Upper Sind River Basin, India using SWAT model. *Water Resources Management* 27, 3647-3662.

NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Biology Processing Group; (2014): Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) Ocean Color Data, NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. http://doi.org/10.5067/ORBVIEW-2/SEAWIFS_OC.2014.0. Accessed 2017/01/07. Maintained by NASA Ocean Biology Distributed Active Archive Center (OB.DAAC), Goddard Space Flight Center, Greenbelt MD.

Navarro, G., Caballero, I., Prieto, L., Vázquez, A., Flecha, S., Huertas, E., Ruiz, J. (2012). Seasonal-to-interannual variability of chlorophyll-a bloom timing associated with physical forcing in the Gulf of Cádiz. *Advances in Space Research*. 50, (8), 1164-1172.

Navarro, G., Gutierrez, F.J., Diez-Minguito, M., Losada, M.A., Ruiz, J. (2011). Temporal and spatial variability in The Guadalquivir Estuary: a real-time telemetry challenge. *Ocean Dynamics*. 10.1007/s10236-011-0379-6.

Navarro, G. and Ruiz, J. (2004). Elements of spatial and temporal variability of plankton in the gulf of Cádiz: an analysis based on EOF decomposition of SeaWiFS images. *Proc. SPIE 5233*: 34-42.

Navarro, G., Ruiz, J. (2006). Spatial and temporal variability of phytoplankton in the Gulf of Cádiz through remote sensing images. *Deep-Sea Research II* 53, 1241–1260 [doi:10.1016/j.dsr2.2006.04.014].

Navarro, G., Ruiz, J., Huertas, I.E., García, C.M., Criado-Aldeanueva, F., Echevarría, F. (2006). Basin-scale structures governing the position of the deep fluorescence maximum in the Gulf of Cádiz. *Deep-Sea Research II* (53), 1261–1281.

Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., and Williams, J. R. (2011). *Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation Version 2009*, Grassland, Soil and Water Research Laboratory, Agricultural Research Service and Blackland Research Center, Texas Agricultural Experiment Station, College Station, Texas.

Nezlin, N. P., DiGiacomo, P. M. (2005). Satellite ocean color observations of stormwater runoff plumes along the San Pedro Shelf (southern California) during 1997–2003. *Continental Shelf Research*, 25(14), 1692-1711. [<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2005.05.001>].

Ochoa, J., and Bray, N. A. (1991). Water mass exchange in the Gulf of Cádiz. *Deep Sea Research, Part A*, 38, S465–S503.

Otero, M. P., Siegel, D. 2004. Spatial and temporal characteristics of sediment plumes and phytoplankton blooms in the Santa Barbara Channel. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(10), 1129-1149.

Padilla, E.M., Díez-Minguito, M., Ortega-Sánchez, M., Losada, M.A. (2016). A Subtidal Model of Temperature for a Well-Mixed Narrow Estuary: the Guadalquivir River Estuary (SW Spain). *Estuaries and Coasts*. 39, (3), 605–620.

Peliz, A., and Fiuza, A.F.G., (1999). Spatial and temporal variability of CZCS-derived phytoplankton pigment concentrations off the Western Iberian Peninsula. *Int. J. Remote Sensing*, 20 (7): 1363-1403.

Peliz, A., Marchesiello, P., Dubert, J., Teles-Machado, A., Marta-Almeida, M., Le Cann, B., (2009). Surface Circulation in the Gulf of Cadiz. Part 2: Inflow/outflow coupling and the Gulf of Cadiz Slope Current. *J. Geophys. Res.*, 114: C03011. [<http://dx.doi.org/10.1029/2008JC004771>]

Perkins, H., Saunders, K.D. (1984). Sections of current, salinity and temperature in the northwestern Alboran Sea, October 1982. In: Parrilla, G. (Ed.), *Donde Va? Meeting report, October 1983*. Instituto Español de Oceanografía, Fuengirola.

Perkins, H., Kinder, T.H., La Violette, P.E. (1990). The Atlantic inflow in the western Alboran Sea. *Journal of Physical Oceanography* (20), 242-263.

Phillips, O. M. (1977). *The dynamics of the upper ocean*, 2nd ed. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 309.

Polzin, K.L., Toole, J.M., Schmitt, R.W., 1995. Finescale parameterizations of turbulent dissipation. *J. Phys. Oceanogr.* 25, 306–328.

Priestley, C. H. and Taylor, R. H. (1972). On the assessment of surface heat flux and Evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Review*. 100(2)81-92.

Prieto, L., Navarro, G., Rodríguez-Gálvez, S., Huertas, I.E., Naranjo, J. M., Ruíz, J. (2009) Oceanographic and meteorological forcing of the pelagic ecosystem on the Gulf of Cadiz shelf (SW Iberian Peninsula). *Continental Shelf Research* (29), 2122–2137.

Quaresma, L.S., and Pichon, A. (2013). Modelling the barotropic tide along the West-Iberian margin, In *Journal of Marine Systems*, Volumes 109–110, Supplement, S3-S25, ISSN 0924-7963.

Reid, R.O., and Bodine, B.R. (1968). Numerical model for storm surges in Galveston Bay. National American Society of Civil Engineers, Journal of the Waterways and Harbors Division v. 94, no. WWI, 33-57.

Relvas, P., and Barton, E.D. (2002). Mesoscale patterns in the Cape Sao Vicente (Iberian Peninsula) upwelling region, *J. Geophys. Res.*, 107 (C10): 3164. [<http://dx.doi.org/10.1029/2000JC000456>].

Richez, C. (1994). Airborne synthetic aperture radar tracking of internal waves in the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography* 33, 93-159.

Ruiz, J., García Lafuente, J. (2006). Topical studies in oceanography: The Gulf of Cádiz oceanography: A multidisciplinary view. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. Volume 53, (11–13), 1141-1143. [<https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.06.001>]

Ruiz, J, Polo, M.J., Díez-Minguito, M., Navarro, G., Morris, E.P., Huertas, E., Caballero, I., Contreras, E., Losada, M.A. (2014). The Guadalquivir Estuary: A Hot Spot for Environmental and Human Conflicts. *Environmental Management and Governance* volume 8 of the series Coastal Research Library 199-232.

Sallares, V., Mojica, J.F., Biescas, B., Klaeschen, D., and Gràcia, E. (2016). Characterization of the submesoscale energy cascade in the Alboran Sea thermocline from spectral analysis of high-resolution MCS data, *Geophys. Res. Lett.*, 43, [[doi:10.1002/2016GL069782](https://doi.org/10.1002/2016GL069782)].

Sánchez, R.F., Mason, E., Relvas, P., da Silva, A.J., and Peliz, A., (2006). On the inshore circulation in the northern Gulf of Cadiz, southern Portuguese shelf. *Deep Sea Res. II*, 53: 1198-1218.

Sánchez, R.F., and Relvas, P., (2003). Spring-summer climatological circulation in the upper layer in the region of Cape St. Vincent, SW Portugal. *ICES Journal of Marine Sciences*, 60: 1232-1250.

Serra, N., and Ambar, I. (2002). Eddy generation in the Mediterranean undercurrent. *Deep Sea Res., Part II*, 49, 4225 – 4243. [[doi:10.1016/S0967-0645\(02\)00152-2](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00152-2)].

Simić, Z., Milivojević, N., Prodanović, D., Milivojević, V., Perović, N. (2009). SWAT-Based Runoff Modeling in Complex Catchment Areas – Theoretical Background and Numerical Procedures. *Journal of the Serbian Society for Computational Mechanics*. 3(1), 38-63.

Stevenson, R. E. (1977). Huelva front and Malaga, Spain, eddy chain as defined by satellite and oceanographic data. *Dtsch. Hydrograph. Z.*, 30 (2), 51-56.

St. Laurent, L., and R. W. Schmitt, 1999. The contribution of salt fingers to vertical mixing in the North Atlantic Tracer Release Experiment, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 1404 – 1424.

Toole, D. A., Siegel, D. A., 2001. Modes and mechanisms of ocean color variability in the Santa Barbara Channel. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 106(C11), 26985-27000. [<http://dx.doi.org/10.1029/2000JC000371>].

Thomas, A. C., Weatherbee, R. A. 2006. Satellite-measured temporal variability of the Columbia River plume. *Remote Sensing of Environment*, 100(2), 167- 178. [<http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2005.10.018>].

Thorpe, S. (2005), *The turbulent ocean*, Cambridge Univ. Press.

van Griensven, A., Popescu, I., Abdelhamid, M. R., Ndomba, P. M., Beevers, L., and Betrie, G. D. (2013). Comparison of sediment transport computations using hydrodynamic versus hydrologic models in the Simiyu River in Tanzania. *Physics and Chemistry of the Earth*, 61-62, 12-21.

Vargas, J. M., García-Lafuente, J., Candela, J., and Sánchez, A. (2006). Fortnightly and monthly variability of the exchange through the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography*, (70), 466–485. [[doi:10.1016/j.pocean.2006.07.001](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.07.001)].

Vázquez A. (2007). *Ondas internas en el estrecho de Gibraltar y procesos de mezcla inducidos*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cádiz, 286 págs.

Vázquez, A., Bruno, M., Izquierdo, A., Macías, D., and Ruiz-Cañavate, A. (2008). Meteorologically forced subinertial flows on internal waves generation at the main sill of the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Research I*, (55) 1277-1283.

Vázquez A., Flecha, S., Bruno, M., Macías, D., Navarro, G. (2009). Internal waves and short-scale distribution patterns of chlorophyll in the Strait of Gibraltar and Alborán Sea. *Geophysical Research Letters*, (36) 1-6.

- Vázquez, A., Rotllán García, P., Criado-Aldeanueva, F. (2015). Errors in Tracking Surface Currents With Different Float Geometries. *Sea Technology*.
- Vázquez, A., Stashchuk, N., Vlasenko, V., Bruno, M., Izquierdo, A., Gallacher, P. C. (2006). Evidence of multimodal structure of the baroclinic tide in the Strait of Gibraltar. *Geophysical Research Letters*, 33(17), L17605-6pp, [doi: 10.1029/2006GL026806].
- Vlasenko, V., Stashchuk, N., and Hutter, K., (2005). *Baroclinic Tides*. Cambridge University Press, New York, p. 351.
- Walter, I. A., Allen, R. G., Elliot, R., Itenfisu, D., Brown, P., Jensen, M. E., Mecham, B., Howell, T. A., Snyder, R., Eching, S., Spofford, T., Hattendorf, M., Martin, D. Cuenca, R. H., and Wright, J. L. (2005). The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. ASCE and EWRI. 1-70.
- Wesson, J.C., Gregg, M. C. (1994). Mixing at Camarinal Sill in the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 99(C5), 9847–9878, [doi:10.1029/94JC00256].
- Williams, J.R., Jones, C.A., and Dyke, P.T. (1984). A modeling approach to determining the relationship between erosion and soil productivity. *Trans. ASAE* 27(1), 129-144.
- Williams, J. R., Nicks, A. D., and Arnold, J. G. (1985). Simulator for water resources in rural basins. *Journal of Hydraulic Engineering* 111(6), 970-986
- Witman, J.I., Leichter, J.J., Genovese, S.J., and Brooks, D.A. (1993). Pulsed phytoplankton supply to the rocky subtidal zone: influence of internal waves. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* (90) 1686-1690.
- Yang, J., Reichert, P., Abbaspour, K.C., Xia, J., and Yang, H. (2008). Comparing uncertainty analysis techniques for a SWAT application to the Chaohe Basin in China. *J. Hydrol.*, 358, 1-23.
- Zahabiyou, B., Goodarzi, M. R., Massah Bavani, A. R., and Azamathulla, H. M. (2012). Assessment of climate change impact on the Gharehou River Basin using SWAT hydrological model. *Clean - Soil, Air, Water*. [DOI: 10.1002/clen.201200652].
- Zenk, W. (1970), On the temperature and salinity structure of the Mediterranean water in the northeast Atlantic, *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr.*,(17), 627–631, [doi:10.1016/0011-7471(70)90072-0].

Zenk, W., and Armi, L. (1990). The complex spreading pattern of Mediterranean water off the Portuguese continental slope, *Deep Sea Res., Part A*, (37), 1805– 1823, [doi:10.1016/0198-0149(90)90079-B].

Ziegenbein J. (1969). Short internal waves in the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research*, (16) 479-487.

Ziegenbein J. (1970). Spatial observations of short internal waves in the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research*, (17) 867-875.

