



## Caracterización de la inundabilidad en el estuario del río Guadalete: efecto combinado de mareas y crecidas fluviales

*Flood hazard characterization in the Guadalete estuary: combined effect of the tide and the river flow*

Fernandez-Montblanc, T. <sup>(1)</sup>; Benavente, J. <sup>(1)</sup>; Plomaritis, T.A. <sup>(1)</sup>

(1): Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz, Polígono Río San Pedro s/n, 11510 Puerto Real (Cádiz), España. tomas.fernandez@uca.es Fax: 956016040

### Resumen

Se ha realizado un análisis de inundabilidad en el estuario del río Guadalete. La metodología aplicada permite considerar la acción conjunta de caudales de avenida, marea astronómica y eventos extremos de sobreelevación del nivel del mar asociados a marea meteorológica. Así, implementando un modelo hidráulico, se han simulado dos casos reales, acaecidos durante el invierno de 2009/2010 (EV1 y EV2) y un caso hipotético extremo con baja probabilidad de ocurrencia (EVX). Los resultados obtenidos, si bien deben asumirse con precaución ya que el modelo no ha sido calibrado, muestran la contribución del nivel del mar en la modulación de la avenida y el aumento de nivel de agua en el cauce incluso en la zona del estuario más alejada de la desembocadura. Para avenidas extraordinarias como los EV1 y EV2 no se produce el desbordamiento del cauce y no existe riesgo de inundación. En el caso del evento EVX se produce el desbordamiento del cauce y la afección de infraestructuras. El estudio ha señalado debilidades en la metodología propuesta; carencias en datos hidrológicos y espaciales asociados a inundaciones; y lagunas en el conocimiento de la probabilidad conjunta de avenidas y sobreelevación del nivel del mar cuando son fenómenos dependientes.

**Palabras clave:** inundación, estuarios, fenómenos conjuntos extremos, marea astronómica, marea meteorológica, modelos hidrodinámicos.

### Abstract

In the present paper flooding of the Guadalete river estuary (Puerto de Santa María, Cadiz) is analysed. The methodology applied allows to consider joint action of river flood flows, astronomical tide and storm surge

extreme level. A hydraulic model has been implemented in the estuary, in order to estimate the relative importance of the two processes separately. Three cases were simulated following this methodology, two real extreme events occurred during winter season of 2009/2010 (EV1 y EV2), as well as a hypothetical scenario, a extreme event with low probability associated (EVX). Although results should be assumed with caution, there are not enough data to calibrate the model, result show the flooding modulation caused by storm surge and tide, even in the estuary header. In extreme events simulated EV1 and EV2, overflow does not occur in the channel, therefore the flood does not occur. In the case of simulated scenario EVX, flooded area in the estuary overflow occur in the channel, affecting infrastructure and salt production areas. The study has pointed some weaknesses in the methodology proposal; deficiencies in hydrological and space data associated with floods; and gaps in our knowledge of the joint probability of flood flow river and sea level rise caused by storm surge, when this are dependent phenomena.

**Keywords:** flooding, estuary, joint coastal extremes, astronomic tide, storm surge, hydrodynamic model

## 1. Introducción

Las áreas litorales son, en líneas generales, las zonas más densamente pobladas del Planeta. En 1990 se contabilizaban 1,2 miles de millones de personas en el área comprendida en los 100 primeros kilómetros desde la línea de costa, donde la elevación es menor de 100 m. Esto constituye densidades superiores a tres veces la media mundial (Small y Nicholls, 2003). En este sentido, según las Naciones Unidas, la población mundial que habita en esta franja costera muestra una tendencia creciente, lo que podría suponer que 3/4 de la población mundial hacia el 2020 habitarán en dicha franja (Barragán, 2004). Por otro lado, en esta área se produce la interacción entre el océano y la tierra, lo que constituye un ambiente de elevado dinamismo, donde tienen lugar eventos extremos altamente energéticos. Entre ellos destacan las inundaciones costeras debidas a temporales, causantes de importantes daños y perdidas que constituyen, junto con las asociadas a crecidas en ríos, el riesgo natural más frecuente en toda Europa (FLOODSite, 2013).

Por la gravedad de sus consecuencias en el territorio de la Unión Europea, el Parlamento y el Consejo Europeos han incluido la protección ante los efectos de las inundaciones en la política de aguas comunitaria, conforme a lo dispuesto por la Directiva marco de aguas

(DMA) (European Commission, 2000). En este contexto, y bajo el enfoque integrador de la DMA, fue propuesta y desarrollada para dar respuesta a los problemas existentes, la Directiva europea para la gestión y evaluación de riesgos por inundación (DF) (European Commission, 2007). Esta directiva ha sido transpuesta al ordenamiento jurídico español mediante el Real Decreto 903/2010, de 9 de julio, de evaluación y gestión de riesgos de inundación, cuyo ámbito de aplicación incluye, entre otras, las inundaciones causadas por el mar en las zonas costeras y las producidas por la acción conjunta de ríos y mar en las zonas de transición.

Teniendo en cuenta el marco legal existente, se hace necesario profundizar en el estudio de la metodología aplicable para la elaboración de mapas de riesgos por inundación en estuarios y zonas de transición. Analizando las variaciones en la magnitud y extensión de las inundaciones, cuando se produce la interacción de fenómenos fluviales (avenidas) y marinos (marea astronómica y/o meteorológica).

En particular, los sistemas estuarinos y humedales costeros constituyen en sí mismos áreas de defensa frente a inundaciones asociadas tanto a eventos extremos de origen fluvial o hidrológico como a procesos de origen atmosférico o marino. Dadas las dimen-

siones de dichas zonas y su escasa pendiente, actúan como áreas en las que se produce la laminación de avenidas (Castanedo y Medina, 2002).

Sin embargo las actuaciones antrópicas como el relleno de bahías y estuarios, la ocupación de estos terrenos con fines agrícolas e industriales, así como el dragado o la construcción de diques y la canalización del flujo fluvio-mareal mediante estructuras de defensa fijas, ha conllevado la alteración de los sistemas de circulación mareal y fluvial. Lo que ha provocado una disminución de la capacidad de atenuación de inundaciones y avenidas inherente a estos sistemas, aumentando en muchos casos los daños o el impacto de los fenómenos meteorológicos extremos.

Por todo lo anterior, conviene realizar un análisis de riesgos en estuarios o aguas de transición, haciéndolo de forma sistémica, esto es, integrando todos los agentes involucrados y analizando su repercusión en la magnitud y extensión de las inundaciones. Para ello han de considerarse los estudios previos realizados, tanto en tramos altos y medios de los cauces, como en las zonas estuáricas o aguas de transición.

En el caso de los tramos altos y medios de los cauces, existen en el ámbito de la hidrología multitud de estudios y publicaciones donde se analizan las inundaciones ocasionadas por el desbordamiento de ríos asociadas a eventos de precipitación extremos. Usualmente, la predicción de las áreas inundables en estas zonas se ha realizado empleando modelos hidráulicos unidimensionales o bidimensionales, que utilizan hidrogramas como input y resuelven el problema numérico mediante diferencias finitas, (Chow *et al.*, 1994). Estos modelos presentan ventajas y limitaciones que varían según el ámbito de aplicación, el tipo de cauce y la proporción entre la anchura de éste y la llanura de inundación contigua (Horrit y Bates, 2002). La utilización de estos modelos se ha basado tradicionalmente en datos topográficos correspondientes a perfiles transversales al cauce y llanuras aledañas

obtenidos en campañas de campo. Sin embargo, la alta precisión alcanzada por los sensores remotos en la actualidad, ha permitido incorporar los modelos digitales de elevaciones de alta resolución a la modelización hidráulica mejorando los resultados obtenidos (Marks y Bates, 2000; Horrit y Bates, 2002).

En el caso de los estuarios la predicción de niveles de agua y extensión de la inundación, responderán necesariamente a la combinación de los diferentes agentes involucrados, condiciones hidrológicas, meteorológicas, mareales, los sistemas de defensas existentes y sus probabilidades de fallo asociadas (Dawson *et al.*, 2003, 2005). Estas predicciones se han realizado generalmente utilizando la integración en vertical de las ecuaciones de Navier-Stokes obteniendo resultados satisfactorios (Battjes y Gerritsen, 2002).

Sin embargo, la aplicación de estos modelos en áreas extensas y con una resolución adecuada para representar correctamente las estructuras de defensa existentes en un estuario canalizado, como en el caso del estuario del río Guadalete, supone un importante coste computacional, maximizado al considerar las diferentes combinaciones de las variables y condicionantes involucrados. Este hecho implica un complejo análisis estadístico y de probabilidades, realizado usualmente mediante el método de Monte Carlo, método que supone la realización de un elevado número de simulaciones (Bates *et al.*, 2005).

Por ello, durante la última década se han desarrollado modelos basados en aproximaciones simplificadas de las ecuaciones de Navier-Stokes en dos dimensiones, reduciendo significativamente el coste computacional. Dichas aproximaciones, han sido aplicadas con éxito a inundaciones fluviales (Bates y De Roo., 2000; Dhondia y Stelling, 2002; Vénera y Clausse, 2002). Asimismo, en trabajos más recientes, alguno de estos modelos se ha aplicado al análisis de riesgos por inundación en zonas costeras y aguas de transición obteniéndose buenos resultados (Hesselink *et al.*, 2003; Bates *et al.*, 2005).

No obstante, la mayoría de estudios realizados hasta la fecha, han abordado la problemática de las inundaciones en estuarios de manera incompleta, es decir, considerando por un lado las avenidas de origen fluvial y por otro sobrelevaciones de nivel del mar originadas por mareas meteorológicas o por variaciones del nivel del mar asociadas al cambio climático, etc. (EPPA, 2007; Alvarado-Aguilar, 2009). Tan solo en los últimos años han comenzado a analizarse los riesgos por inundación en estuarios desde un enfoque combinado. Considerando de forma conjunta todos los procesos involucrados, ya sean éstos de origen fluvial como crecidas y avenidas según las características de la cuenca, o de origen marino, contemplando variaciones de nivel del mar asociadas a la marea meteorológica o astronómica. (Broekx *et al.*, 2009; Mikhailova, 2011; Barcena *et al.*, 2012).

Atendiendo a los resultados satisfactorios obtenidos en el modelado de inundaciones costeras y aguas de transición con modelos basados en las aproximaciones simplificadas de Navier-Stokes, estos pueden considerarse idóneos para su aplicación en la evaluación de inundaciones en estuarios como el que nos ocupa. El estuario del Guadalete tiene una extensión media y estructuras de defensa que intervienen en el control de la inundación que hacen necesaria una alta resolución espacial para su correcta representación, lo que podría suponer un alto coste computacional. Por ello el modelo empleado en este estudio pertenece a este último grupo de modelos hidráulicos. Sin embargo, dadas las interacciones no lineales entre diferentes procesos que pueden producirse en los estuarios, los resultados obtenidos en el presente estudio deben ser asumidos con prudencia, ya que desafortunadamente no ha sido posible obtener datos para la calibración de dicho modelo en la zona de estudio.

El objetivo del presente trabajo es analizar la inundabilidad en el estuario del Guadalete mediante un ejercicio de modelado numérico y siguiendo una metodología que permite incorporar de forma conjunta todos los proce-

sos que determinan el nivel y extensión de la inundaciones en aguas estuarinas (marea astronómica, marea meteorológica y caudal de avenida proveniente de la cuenca). Asimismo se pretende valorar la contribución de cada uno de estos procesos en los diferentes escenarios simulados. Finalmente se realiza una primera evaluación parcial de la aplicabilidad de la metodología propuesta. Esta evaluación deberá ser completada analizando su fiabilidad con posteriores estudios, cuando se disponga de datos suficientes para comparar los resultados obtenidos con datos de extensión y cota de inundación reales.

## 2. Zona de estudio

El río Guadalete nace en el Puerto del Boyar, Sierra de Grazalema (Cádiz) a una altitud de 1103 m y tras un recorrido de 157 Km desemboca en la Bahía de Cádiz. Según registro del radar M-12 (Figura 1) que mide datos horarios de altura de lámina de agua en el río, su nivel puede variar desde los 2 m, en condiciones medias (0 en los peores estíos), hasta los 8 m, durante las avenidas. Su cuenca hidrográfica abarca un área total de 3.677 Km<sup>2</sup>, se caracteriza por un clima mediterráneo con influencias oceánicas. El régimen de precipitaciones que caracteriza la cuenca es muy irregular, tanto en el espacio (frente a los 1.400 mm año<sup>-1</sup> en Grazalema, en la zona de la Bahía de Cádiz la media no supera los 600 mm año<sup>-1</sup>) como en el tiempo, con una marcada distribución estacional, así como una alta variabilidad interanual. Las mayores precipitaciones coinciden con el paso de los frentes asociados a borrascas que se desplazan siguiendo una trayectoria SW-NE y que a su vez producen fuertes vientos de dirección S-SW. Es una cuenca ampliamente regulada, con cinco embalses que suman una capacidad total de 1377 hm<sup>3</sup>. De ellos, el embalse de Arcos, situado a la cota de 52,5 m y con una capacidad de 14 hm<sup>3</sup>, es el que controla la práctica totalidad de los aportes fluviales recibidos por el estuario, ya que es el embalse más cercano a la desembocadura (Ministerio de Medio Ambiente, 1995).

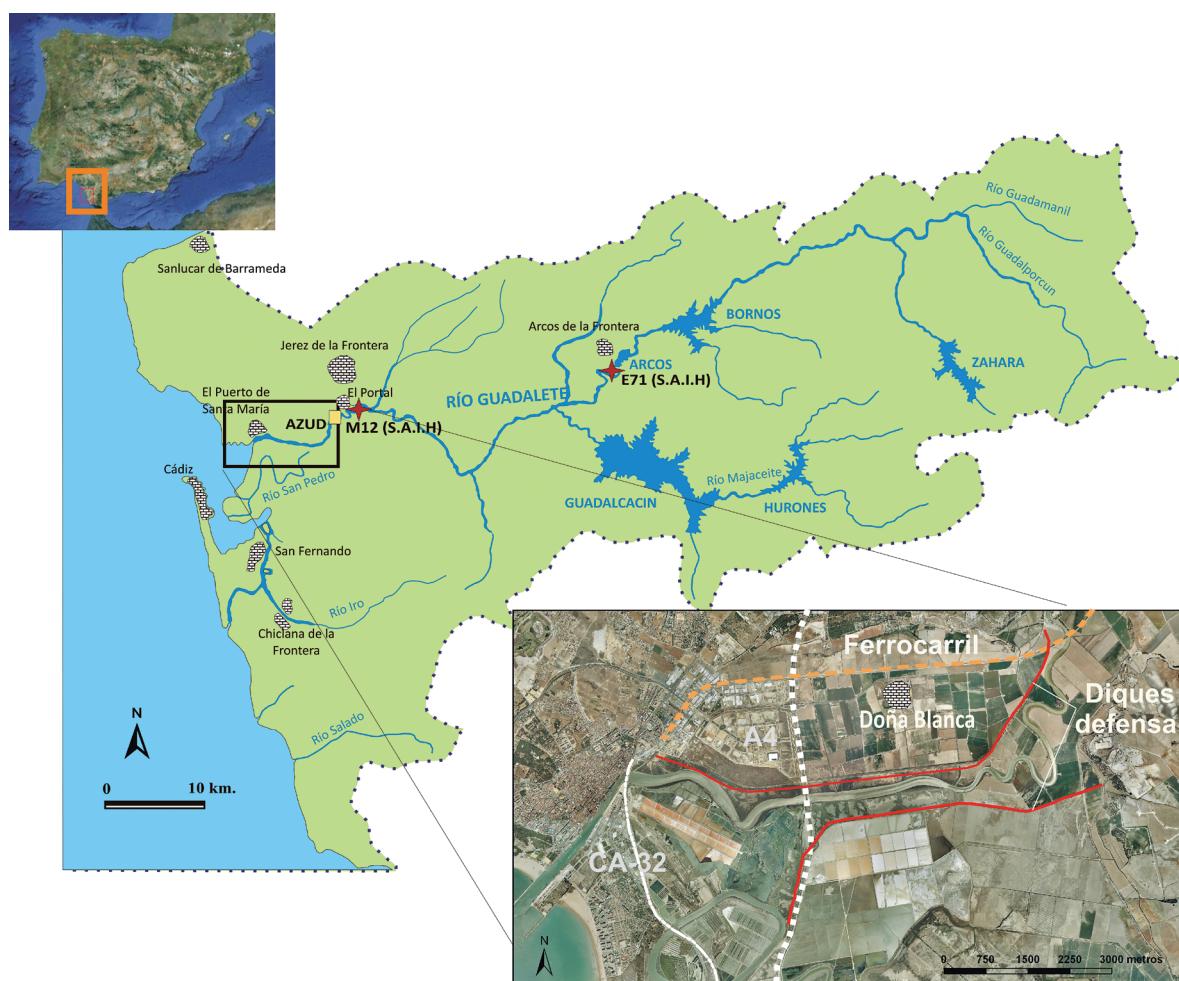


Figura 1. Localización geográfica del área de estudio.  
Figure 1. Geographical location of the study area.

El estuario del río Guadalete se sitúa en la Bahía de Cádiz (Figura 1), lo que lo enmarca geológicamente en la terminación occidental de las Cordilleras Béticas. En esta área, la evolución geodinámica plioceno-cuaternaria dio lugar a la Bahía de Cádiz, donde se desarrolló posteriormente el Estuario del río Guadalete. Durante el Plioceno-Cuaternario se genera un sistema de isla barrera con lagoon y marismas que presentaba cierta influencia fluvial al Noroeste. Tras las sucesivas fluctuaciones eustáticas pleistocenas, se genera la flecha de Valdelagrana, la cual va cerrando el estuario del río Guadalete y finalmente mediante los aportes de éste y el efecto de las mareas, se

van formando las actuales marismas a lo largo del Holoceno, especialmente tras la transgresión Flandriense, hace unos 6500 años (Zazo y Goy, 1995).

Desde un punto de vista hidrodinámico el estuario puede clasificarse como un estuario mesomareal somero, cuyos valores típicos de carrera de marea astronómica oscilan entre 2,72m durante mareas vivas y 1,26 m durante mareas muertas (Benavente et al., 2000). En cuanto a la marea meteorológica los valores del residuo meteorológico varían entre 10 y 35cm, pudiendo alcanzar valores de 50 cm (Marcos et al., 2009; Del Rio et al., 2012).

Según la propagación de la onda de marea, atendiendo al criterio de Le Floch (1961), el estuario del Guadalete, dada su morfología, podría clasificarse como hipersíncrono, es decir la amplitud mareal aumenta aguas arriba antes de su disminución hacia el río y las corrientes mareales alcanzan su máxima fuerza en la parte central o alta del estuario, lo que tiene importantes implicaciones en los problemas de inundación, ya que la amplitud de la onda de marea crece en la parte intermedia del estuario y por tanto aumentaría el nivel base sobre el que se produce la avenida procedente del río.

Considerando el grado de mezcla el estuario en condiciones normales, podría clasificarse como verticalmente homogéneo (Gómez-Parra, comunicación personal), debido al escaso aporte de agua dulce controlado por un azud. Este hecho es importante ya que el uso de modelos bidimensionales, como el que se ha empleado en este estudio, es adecuado en este tipo de estuarios donde los gradientes de velocidad verticales son despreciables.

Respecto a los aportes del río al estuario, no existen series históricas de caudales, ni datos medidos para el cauce del Guadalete. Se trata de una cuenca no aforada en la que el único dato disponible es el nivel de lámina de agua medido en el registro del radar existente en el marco de control M-12 (36°38'33"N, 6°5'35"W), perteneciente a la red S.A.I.H. (Sistema automático de información hidrológica) del Guadalquivir. Según este registro la altura de lámina de agua aportada por el río al estuario varía, como ya se ha mencionado, entre los 0 m en los peores estíos, los 2 m en condiciones normales y los 8 m durante las avenidas.

La zona estudiada, representada en la figura 1, abarca un área de 14 x 6 Km y está localizada entre la franja litoral del saco externo de la Bahía de Cádiz y el azud fijo de El Portal en el comienzo de la campiña jerezana.

En cuanto a la evolución y transformación reciente del estuario, no se podría entender

su estado actual sin tener en cuenta las actuaciones acometidas entorno a su gestión durante el último siglo. Entre éstas destacan la corta del caño del río San Pedro y el proceso de desecación de las marismas en los años cincuenta del siglo XX. El encauzamiento de su desembocadura mediante la construcción de los espigones Norte y Sur de Valdelagrana en 1971; la instalación del azud fijo de El Portal, a finales de los años 60, que ha restringido artificialmente el estuario desde su construcción y que en la actualidad está siendo sustituido por un azud móvil.

### 3. Metodología

En el presente apartado se muestran de forma pormenorizada las diferentes metodologías utilizadas a la hora de modelar dos eventos extremos reales acontecidos en el estuario del Guadalete, así como un análisis de inundabilidad para un hipotético escenario extremo de baja probabilidad de ocurrencia. El primero, EV1, se produjo en diciembre de 2009, mientras que el segundo, EV2, se produjo en febrero de 2010, ambos durante uno de los inviernos con más temporales de los últimos años (Del Río *et al.*, 2012) y por tanto más lluviosos de los últimos 25 años en la cuenca del citado río (Agencia Andaluza del Agua, 2010) (Tabla 1).

Por otro lado se ha modelizado un escenario extremo con baja probabilidad de ocurrencia, EVX, considerando la situación más desfavorable en la desembocadura (coincidencia temporal de marea viva equinoccial y la máxima marea meteorológica). Así, para este evento extremo se ha utilizado el máximo valor de marea meteorológica de la serie registrada en el mareógrafo de Cádiz entre el 11 de Octubre de 2008 y el 28 febrero de 2011, 0,46 m. Sobre una carrera de marea astronómica viva equinoccial de 3,90 m. Junto a estas condiciones se utilizó un input fluvial de 1200  $m^3 s^{-1}$ , caudal extremo de avenida del río asociado a la avenida con un periodo de retorno de 500 años. Este caudal punta, corresponde al utilizado como criterio de diseño en el ali-

	Caudal	Máximo nivel del mar en la desembocadura (m) Marea meteorológica + Marea astronómica
EV1	Caudal vertido por aliviadero presa de Arcos Qmax=200 m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>	2,80
EV2	Caudal vertido por el aliviadero de la presa de Arcos Qmax=200 m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>	3,45
EVX	Caudal asociado al aliviadero de la presa de Arcos con periodo de retorno de 500 años Q <sub>Tr500</sub> =1200 m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>	4,36

Tabla 1. Eventos extremos analizados.

Table 1. Extreme events analyzed.

viadero del embalse de Arcos. En la Tabla 1 se exponen los escenarios modelizados atendiendo a las características y procedencia de los valores de los agentes considerados.

El cálculo de la probabilidad y periodo de retorno de los tres episodios modelizados no se ha incluido en este estudio previo. Dada la complejidad de abordar el cálculo de probabilidades conjuntas de variables claramente dependientes en el área de estudio y en la cuenca que nos ocupa (Hawkes, 2008; Kew, *et al.*, 2011; Kerr, *et al.*, 2012), como son el caudal originado por una precipitación extrema y la sobreelevación del nivel del mar o marea meteorológica. A este hecho hay que añadir que las series de datos disponibles tanto del mareógrafo como de altura de lámina de agua en el río, no son lo suficientemente largas como para obtener periodos de retorno fiables.

### 3.1. Caracterización del nivel del mar en la desembocadura del estuario

El conocimiento del nivel medio del mar y de su variación en el estuario son fundamentales para un correcto análisis de la cota de inundación, ya que constituye la condición de contorno durante el proceso de propagación de crecida en el tramo bajo del estuario. La caracterización del nivel del mar considera tanto las mareas astronómicas (causadas principalmente por la influencia de la Luna, el Sol y residualmente de los otros planetas),

como las llamadas mareas meteorológicas o “*storm surge*”. Estas últimas controladas por la conjunción de varios factores durante los temporales (Benavente *et al.*, 2007):

- Los vientos fuertes soplan hacia tierra sobre la superficie del mar apilando agua en la costa (“*wind setup*”).
- La baja presión atmosférica actúa como barómetro invertido y tiende a bombear agua (“*barometric setup*”).
- El aumento de la altura de ola provoca una elevación del nivel del agua en la zona de traslación de la ola (“*wave setup*”). Este último factor ha sido despreciado por tratarse de una zona abrigada y protegida frente al oleaje de los mayores temporales procedentes del SW.

#### 3.1.1. Marea astronómica y marea meteorológica (“*storm surge*”)

El estudio de las variaciones del nivel del mar se llevó a cabo analizando los datos registrados por el mareógrafo perteneciente al Instituto Español de Oceanografía instalado en Cádiz (Lat: 36° 32,4' N ; Lon: 06° 17,2' W) (Instituto Español de Oceanografía, 2013). La serie original analizada está compuesta por datos de nivel del mar registrados cada cinco minutos, y abarca el periodo que va desde el 11 de Octubre de 2008 hasta el 28 febrero de 2011.

La metodología utilizada para el análisis de los datos de nivel del mar es el análisis armónico (Munk y Cartwright, 1966). En este caso se ha utilizado T-TIDE, formado por una serie de rutinas escritas en MATLAB® para mejorar los resultados de análisis armónico clásico (Pawlowski *et al.*, 2002). Para la determinación de la marea astronómica y meteorológica se ha seguido el siguiente esquema metodológico:

1. Tratamiento de la serie original, filtrado y extracción de valores erróneos, comprobando que no han existido cambios en el nivel o cota del mareógrafo.
2. Identificación de las principales componentes armónicas que controlan la marea astronómica en la zona mediante análisis espectral.
3. Reproducción de la marea astronómica a partir de dichas componentes para el mismo periodo del que se tienen datos del mareógrafo de Cádiz.
4. Extracción de la marea meteorológica, asumiendo que corresponde a todo el residuo obtenido de la diferencia entre la serie original y la marea astronómica reproducida para el mismo intervalo de tiempo.

### 3.1.2. Nivel del Mar en el estuario del Río Guadalete.

La propagación de la onda de marea está controlada por las condiciones de contorno existentes, fundamentalmente el calado y las características morfológicas propias del área de estudio. Por ello, para conocer las variaciones de nivel del mar en la boca del estuario se ha recurrido al modelo hidrodinámico H2D (Castanedo, 2000). Éste permite reproducir las variaciones de nivel del mar, caudal y corrientes asociadas a la marea astronómica mediante la integración en vertical de las ecuaciones de cantidad de movimiento y de continuidad, empleando el método de las diferencias finitas, y utilizando una malla que abarque la zona de interés y que contenga las profundidades en cada punto de la malla.

La condición de nivel del mar en los contornos de la malla se ha obtenido a partir del modelo AG95.1 (Andersen, 1995) que utiliza la base de datos “Grenoble” con trece componentes armónicas.

El nivel del mar total se ha obtenido como la suma del nivel de la marea astronómica propagada hasta el estuario más el residuo meteorológico extraído en el análisis de la serie registrada por el mareógrafo.

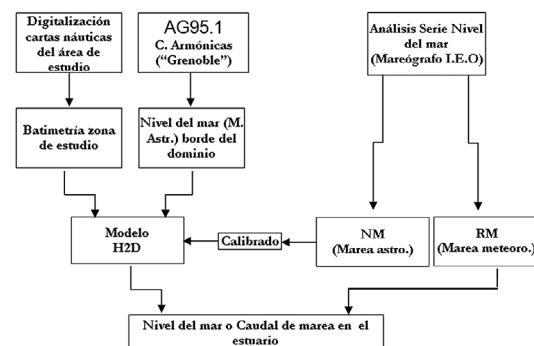


Figura 2. Esquema metodológico reconstrucción nivel del mar en el estuario del Guadalete.

Figure 2. Methodological framework used for reconstructing the sea level in Guadalete Estuary.

El esquema metodológico descrito en la figura 2 ha sido aplicado para la determinación de la variación de nivel del mar total correspondientes a los temporales de diciembre de 2009 (EV1) y febrero de 2010 (EV2), así como en el evento EVX, para la caracterización de la condición más desfavorable posible en el estuario ante una avenida.

### 3.2. Cálculo de la inundación

Las áreas potencialmente inundables se han calculado mediante el modelo de inundación LISFLOOD-FP (Bates y De Roo, 2000). Este modelo ampliamente utilizado para simular inundaciones fluviales (Bates y De Roo, 2000; Aronica *et al.*, 2002; Hunter *et al.*, 2006; Wilson *et al.*, 2007), ha sido empleado en menor medida en el caso de inundaciones costeras (Bates *et al.*, 2005).

Para reproducir el flujo en el cauce, el modelo utiliza un esquema unidimensional que resuelve las ecuaciones de St. Venant por el método de onda difusiva. Éste puede ser descrito en términos de las siguientes ecuaciones de continuidad y de momentum:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q \quad (1) \quad y$$

$$S_0 - \frac{n_c^2 P^{4/3} Q^2}{A^{10/3}} + \frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

Donde:

Q, es el caudal en el cauce

A, es el área de la sección

q, los aportes o sumideros de flujo al canal procedente de otras fuentes (llanuras de inundación, canales tributarios, etc.)

$S_0$ , la pendiente en el fondo del canal

$n_c$ , el coeficiente de fricción de Manning en el cauce

P, el perímetro mojado, cuyo valor se aproxima a la anchura del canal, lo que es posible ya que en cauces naturales el ratio entre la anchura y la profundidad es inferior a 10 (USACE, 1993)

h, la profundidad del cauce

Como entradas o inputs son suficientes el caudal aguas arriba y el nivel de lámina de agua, aguas abajo. Los parámetros requeridos para la definición del cauce son: la anchura, la pendiente, la profundidad y el coeficiente de fricción de Manning. Este último valor se utiliza como parámetro de calibración del modelo.

En el caso de las llanuras de inundación aleadas, una vez excedida la cota de desbordamiento del cauce, el movimiento bidimensional del flujo es simulado usando la ecuación de Manning y el almacenamiento producido en cada celda de la malla. El modelo supone que el movimiento del flujo en áreas de escasa pendiente, es solo función de la gravedad y la topografía. Las ecuaciones de continuidad y de momento, son discretizadas sobre una

malla de celdas cuadradas, que permite representar el flujo de forma bidimensional. Se asume que el flujo entre dos celdas es función de la diferencia de cotas de la superficie libre entre estas celdas y el tipo de conexión hidráulica entre ellas (Estrela y Quintas, 1994):

$$Q_x^{i,j} = -\frac{h_{flow}^{5/3}}{n_{fp}} \left( \frac{h^{i-1,j} - h^{i,j}}{\Delta x} \right) \Delta y \quad (2)$$

$$\frac{\partial h^{i,j}}{\partial t} = \frac{Q_x^{i-1,j} - Q_x^{i,j} + Q_y^{i,j-1} - Q_y^{i,j}}{\Delta x \Delta y} \quad (2)$$

Donde:

hi,j, es la altura de superficie libre en el nodo de la malla i,j

e, son las dimensiones de la celda

$n_{fp}$ , el coeficiente de fricción de Manning para la llanura de inundación

QX y QY, son los flujos entre celdas en ambas direcciones

$h_{flow}$ , representa la profundidad de agua que puede pasar entre dos celdas contiguas, definida como la diferencia entre la mayor superficie libre de las dos celdas y la mayor elevación del fondo de las dos celdas.

Desafortunadamente, no existen medidas de la extensión y magnitud de la inundación que hayan permitido la calibración y validación del modelo. En el modelo LISFLOOD-FP este proceso se realiza ajustando los valores del coeficiente de fricción de Manning para el canal de inundación ( $n_c$ ) y para las llanuras de inundación ( $n_{fp}$ ), en inundaciones con extensión y magnitud conocidas. En este caso, al no existir fotos aéreas u otras fuentes de datos para la calibración, se han seleccionado los valores teóricos propuestos por Chow (1959) que más se aproximaban a las características del cauce y de la vegetación existente en las llanuras de inundación. Para la llanura de inundación se optó por un valor constante de 0,04 correspondiente a cultivos. Para el cauce o canal, se utilizaron diferentes valores del Coeficiente de rugosidad de Manning según las características del tramo de estuario. Los

valores empleados fueron 0,04 en las partes en las que el cauce es recto correspondiente a cauces naturales limpios y rectos, y 0,03 en las partes en las que el cauce es curvilíneo o meandriforme correspondientes y cauces naturales limpios y curvos (Figura 6).

### 3.2.1. Datos de caudal

En el caso del río Guadalete, debido a la falta de estaciones de aforo en la cuenca no existen datos de caudales medidos. Tan solo existe el registro radar M-12 perteneciente al (S.A.I.H.) y se encuentra ubicado en una zona del cauce con sección desconocida e inaccesible por la vegetación de ribera. Por ello los únicos hidrogramas disponibles que fueron utilizados, corresponden al caudal desembalsado por la presa de Arcos de la Frontera. Los datos son registrados en el marco de control E71, perteneciente al sistema automático de información hidrológica (S.A.I.H del Guadalquivir) ubicado en las coordenadas 36° 45'15"N, 5° 46' 43"W.

El hidrograma en este punto de la cuenca es inferior al hidrograma real que aporta el río al estuario. Este hecho podría tener como consecuencia la infravaloración de dicho aporte y por tanto de altura de la lámina de agua o extensión de la inundación en el estuario. Sin embargo debe tenerse en cuenta que los principales aportes al cauce se dan en la parte alta de la cuenca, donde la precipitación es muy superior (1.400 mm año<sup>-1</sup> en Grazalema, 600 mm año<sup>-1</sup> en la Bahía de Cádiz). Estos aportes son regulados en última instancia por el embalse de Arcos y el embalse del Guadalcacín. Según el S.A.I.H. del Guadalquivir, no se produjo desembalse alguno en el embalse del Guadalcacín durante los eventos estudiados EV1 y EV2.

Para la reproducción de eventos pasados EV1 y EV2, se han utilizado los datos de caudal desembalsado total, medidos en el marco de control E71, coincidiendo en ambos eventos un caudal máximo de 200 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>. Se han escogido estos dos temporales ya que se produjeron de forma simultánea fenómenos de cre-

cida asociados a la cuenca y sobre elevación del nivel del mar ocasionados por la bajada de presiones y sobre elevación por viento, uno coincidiendo con mareas muertas (EV1) y otro coincidiendo con mareas vivas (EV2).

Por otro lado, para el evento extremo de baja probabilidad de ocurrencia EVX, se han utilizado los datos de caudal de avenida para el periodo de retorno de 500 años recogidos en el proyecto para el aliviadero de la presa de Arcos de la Frontera.

Además de los inputs o entradas ya descritas (nivel del mar en la desembocadura e hidrograma en el cauce), el modelo requiere el MDT del dominio y la descripción del cauce según sus parámetros característicos (anchura, pendiente, profundidad y coeficiente de fricción de Manning). A continuación se describe el proceso seguido para su determinación.

### 3.2.2. Procesado, validación del MDT y obtención de los parámetros característicos del cauce.

Los datos para la representación topográfica del área de estudio, proceden del vuelo LIDAR realizado por la Agencia Andaluza del Agua en el año 2007; éste tiene un paso de malla de 1x1 m, un rango de error vertical de entre 0 y 20 cm, está referido al nivel medio del mar en Alicante (NMMA) y emplea como sistema de coordenadas la proyección UTM European Datum Zona 30.

Los datos originales han sido interpolados hasta obtener un modelo digital del terreno con un paso de malla 20x20 m, permitiendo reducir el coste computacional en posteriores procesos, sin comprometer la correcta representación de las estructuras que condicionarán la extensión y localización de las áreas inundables. La reducción del coste computacional fue necesaria ya que se disponía tan solo del modelo ejecutable y no de su código fuente, con lo cual no se pudo compilar y ejecutar en paralelo en ordenadores/servidores de varios procesadores.

Por otro lado, los errores en el sistema vertical de referencia del LIDAR, detectados en trabajos previos (Calle y Del Río, 2011), han sido corregidos a través de una comparación con medidas directas mediante GPS-RTK diferencial realizadas en puntos singulares, claramente identificables en el LIDAR. Los datos corregidos han sido referenciados respecto al cero hidrográfico.

El modelo de inundación empleado requiere la descripción vectorial del eje del canal según una serie de parámetros característicos (la anchura, la pendiente, la profundidad y el coeficiente de fricción de Manning).

a) Anchura del río y vectorización del eje del cauce

La vectorización del eje del cauce ha sido realizada con Arc-Map 9.3.1.®, utilizando como capa base, las ortofotos correspondientes al vuelo realizado por la Junta de Andalucía en 2008. Las ortofotos tienen una resolución de 1m de tamaño de pixel, y el sistema de coordenadas empleado es la proyección UTM European Datum, Zona 30.

b) Profundidad y pendiente del cauce

La profundidad del cauce ha sido calculada para los mismos puntos que definen el eje del río. En primer lugar se calculó la cota del fondo del río en el marco de control M-12, definida como la resta de la cota de la lámina de agua (medida GPS diferencial en el Marco de control M-12 respecto del cero hidrográfico) y el nivel de agua medida desde el fondo del río, ofrecida por el S.A.I.H. en dicho punto, en el mismo instante que se realizó la medida de la cota de la lámina de agua. En segundo lugar, se obtuvo la cota del río en su desembocadura a partir de la carta náutica nº 4431 del Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM). En tercer lugar, se ha calculado la pendiente media en el estuario conociendo la cota del fondo del río en el marco de control, la cota en su desembocadura y la distancia entre ambos puntos. Por último, se ha asignado una cota a cada punto del eje asumiendo la pendiente

calculada como constante y considerando la distancia al punto de cota conocida (M-12).

La hipótesis de una pendiente media constante puede ser adoptada por la homogeneidad de la pendiente en las marismas desecadas que atraviesa el cauce en el área de estudio. La representatividad de la pendiente media del lecho ha sido contrastada con medidas con GPS diferencial en las cotas del cauce y las profundidades en distintos puntos de control.

### 3.2.3. Análisis de la influencia del nivel del mar en la crecida y cartografía de inundabilidad en el Estuario del Guadalete

La contribución del nivel del mar en caso de inundaciones en el estuario ha sido evaluada utilizando el modelo LISFLOOD-FP, considerando las diferentes condiciones mareales registradas, y utilizando para el caudal de aporte del río los datos procedentes del caudal total desembalsado por el embalse de Arcos de la Frontera. Concretamente, se han analizado dos eventos seleccionados por los valores extremos alcanzados en sobreelevación del nivel del mar y caudal de avenida. El evento EV1 abarca el periodo que va desde el 24/12/09 a las 12:00 h hasta el 27/12/09/ a las 00:00 h y se caracteriza por nivel máximo de 2,80 m y un caudal máximo de 200 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>. El evento EV2 que comprende desde el 18/2/10, a las 00:00 h hasta 21/2/10 a las 00:00 h y se caracteriza por un nivel máximo de 3,45 m y un caudal punta de 200 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>.

Para la elaboración de la cartografía de inundabilidad en el estuario del río Guadalete se ha utilizado la condición más desfavorable (“worst case”) en la desembocadura. Esto es, considerando el máximo valor de marea meteorológica de la serie analizada (0,46 m) sobre una carrera de marea astronómica de 3,90 m. Para el aporte de la cuenca se ha empleado el caudal extremal de 1200 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> asociado a la avenida con un periodo de retorno de 500 años del aliviadero del embalse de Arcos. Por tanto, se ha analizado la inundabilidad del estuario frente a un evento extremal

cuyo periodo de retorno, que no ha sido calculado por las dificultades ya mencionadas, sería superior a los 500 años.

Bajo esta suposición se ha elaborado la cartografía de inundabilidad. Superponiendo, en una última fase del proceso, los datos de extensión y cota de inundación sobre las ortofotos empleadas para la caracterización del cauce.

## 4. Resultados y discusión

### 4.1. Análisis de las variaciones de nivel del mar

#### 4.1.1. Marea astronómica y marea meteorológica (“storm surge”)

El análisis espectral del registro de nivel del mar analizado, ha permitido extraer las fases y amplitudes de las componentes armónicas responsables de las variaciones de nivel del mar asociadas a la marea astronómica. En la tabla 2 pueden verse las principales componentes extraídas.

Los valores de amplitud de las distintas componentes analizadas en su conjunto, definen los niveles máximos y mínimos que puede presentar el mar en esta zona costera como consecuencia exclusiva de la marea astronómica. Así, sumando las amplitudes de las principales componentes, se obtiene un valor de 1,83 m de amplitud, lo que define una carrera

de marea de 3,66 m. Este valor da una idea de la importancia de dichas componentes por su proximidad a máxima marea astronómica de 3,99 m.

La carrera de marea astronómica en las proximidades del estuario oscila entre 2,72 m durante mareas vivas (el doble de la suma de las amplitudes de las componentes M2 y S2) y 1,26 m durante mareas muertas (el doble de la resta de las amplitudes de las componentes M2 y S2). Correspondiendo un valor a la carrera de marea media de 1,99 m. Los resultados obtenidos del análisis del registro del mareógrafo son similares a los encontrados en la bibliografía existente (Instituto Hidrográfico de la Marina, 2009).

En las figuras 3 y 4 se muestran la serie original registrada, la marea astronómica reproducida para el mismo periodo, la marea meteorológica obtenida como el residuo o la diferencia entre la serie registrada y la marea astronómica reproducida. Asimismo, se han representado con mayor detalle las variaciones de nivel del mar correspondientes a los temporales acaecidos entre diciembre 2009 y febrero 2010.

El valor promedio del residuo meteorológico es de 0,006 m, muy próximo a cero. Sin embargo se dan con cierta frecuencia valores superiores a los 0,30 m, llegándose a producir sobreelevaciones de nivel del mar de hasta 0,46 m con el paso de las borrascas más profundas.

Componente	Frecuencia (horas <sup>-1</sup> )	Amplitud (m)	Fase (grados)
Semidiurna lunar (*M2)	0,0805114	0,9950	57,25
Semidiurna solar (*S2)	0,0833333	0,3681	86,46
Lunar elíptica mayor semidiurna*N2	0,0789992	0,2070	40,93
Lunisolar semidiurna*K2	0,0835615	0,1159	67,88
Lunar declinación diurna*O1	0,0387307	0,0735	311,58
Lunisolar declinación diurna*K1	0,0417807	0,0681	37,55

Tabla 2. Constantes armónicas responsables de las variaciones del nivel de mar asociadas a la marea astronómica.

Table 2. Harmonic Constants for astronomical tide.

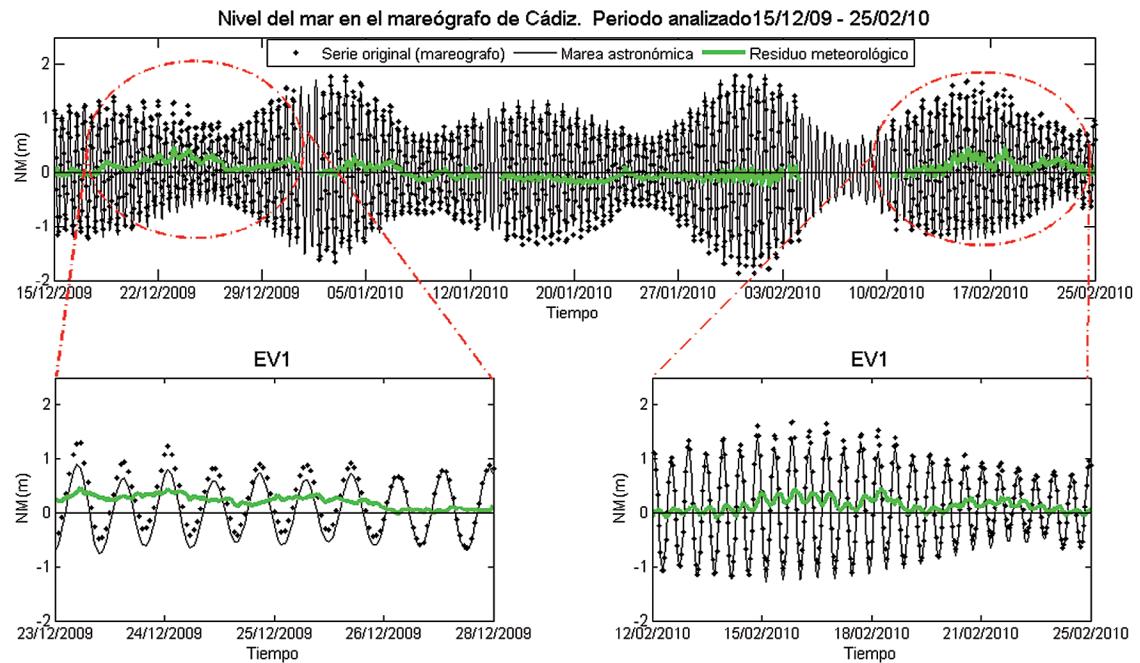


Figura 3. Variación de nivel del mar durante el periodo analizado y eventos simulados.

Figure 3. Sea surface variation during study period and the simulated events.

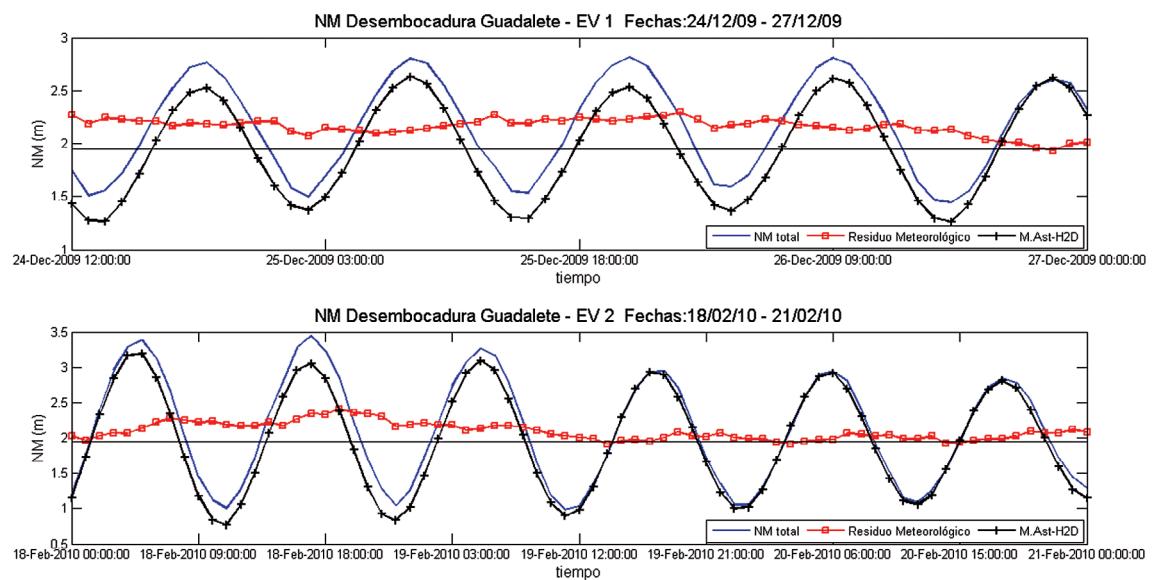


Figura 4. Nivel del mar en el estuario del Guadalete EV1 (arriba); EV2(abajo)  
Figure 4. Sea surface variation in Guadalete Estuary for events EV1 (above) and EV2 (below).

Estos valores extremos pueden explicarse ya que, dada la orientación de la costa en el área de estudio ( NNE-SSE ), se produce la suma del efecto de apilamiento producido por vientos de dirección SW, y la sobreelevación por la disminución de presión durante el paso de las borrascas que se desplazan siguiendo una trayectoria SW-NE.

#### 4.1.2. Nivel del mar en el estuario del Río Guadalete

El modelo utilizado para la propagación de la onda de marea ha sido calibrado utilizando los datos del mareógrafo de Cádiz. Así se han ajustado los parámetros de calibración, coeficiente de fricción por fondo de Chezy (C) y el correspondiente a la viscosidad de remolino ( $\epsilon$ ), obteniéndose los valores de  $C=55 \text{ m}^{0.5} \text{s}^{-1}$  y  $\epsilon=6 \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$ .

Aunque en sentido estricto la sobreelevación originada por apilamiento por viento y el efecto de barómetro inverso varíe espacialmente, dada la proximidad en la localización del mareógrafo y el estuario, se ha considerado constante en toda el área de estudio. En la figura 4 se presenta la serie de nivel del mar, reconstruida en la desembocadura del

Guadalete durante los eventos analizados. En ella se observa la notable contribución del residuo a la marea astronómica, que llega a superar en ambos casos los 0,45 m.

#### 4.2. Cálculo de inundación

A continuación se exponen los resultados obtenidos una vez procesado el modelo de elevaciones del terreno de alta resolución, la definición del cauce a través de los parámetros característicos, así como las áreas potencialmente inundables y la reproducción de los eventos analizados obtenidas a partir del modelo de inundación LISFLOOD-FP.

##### 4.2.1. Modelo digital de elevaciones del terreno y caracterización del cauce

La referenciación del MDT al cero hidrográfico y la corrección de errores en el sistema de referencia se han realizado en un solo paso. Así, al conjunto de datos originales se sumó el valor de 2,347, incluyendo este factor las desviaciones de los datos medidos in situ respecto de los datos del LIDAR para la zona de estudio. El resultado puede apreciarse en la figura 5 donde se ha representado el DEM final utilizado para el cálculo de inundación.

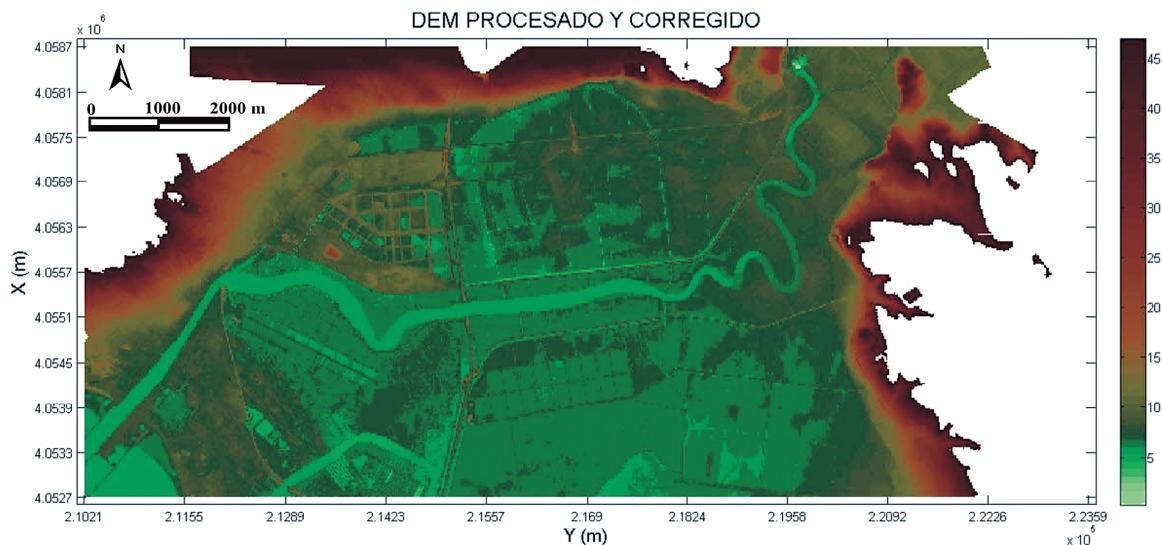


Figura 5. Modelo digital de elevaciones del terreno empleado para el cálculo de áreas inundables.

Figure 5. Digital Elevation Model used for the calculation of flood areas.

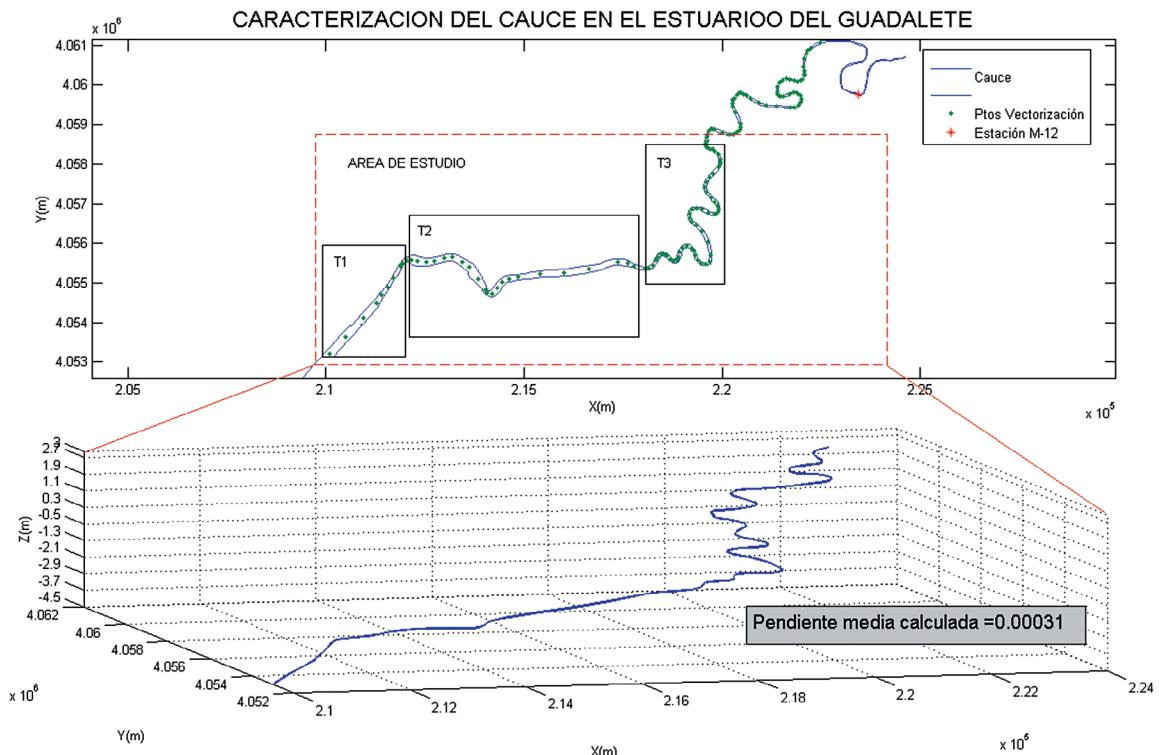


Figura 6. Caracterización del estuario del Guadalete.  
Figure 6. Characterization of Guadalete Estuary.

El cauce se ha caracterizado asumiendo una pendiente constante en todo el estuario de 0,00031, calculada considerando la cota en la estación M-12 (3,62 m sobre el cero hidrográfico), la cota en la desembocadura (4,5 m bajo el cero hidrográfico) y la longitud del cauce entre ambos puntos (26,35 km). El estuario tiene una elevación de 0,67 m y una anchura de 47 m en el inicio del área de estudio, pasando a una cota de -4,5 m en su desembocadura y una anchura de 230 m. Como se puede observar en la figura 5 la zona de estudio presenta un alto grado de homogeneidad en la pendiente de las áreas contiguas al cauce.

Como se aprecia en la figura 6, donde se ha representado en planta y en perspectiva el estuario analizado, éste puede ser dividido en tres tramos claramente diferenciables. El primero T3 de tipo meandriforme y sinuoso correspondiente a la zona más elevada del terreno. Un segundo tramo T2, correspon-

diente a la marisma, donde la pendiente del terreno es prácticamente constante, y donde el estuario aumenta notablemente su anchura pasando, en un corto espacio de los 100 m hasta los 150 m. Finalmente un tercer tramo T1, el más cercano a su desembocadura, en el que el estuario se encuentra completamente canalizado y donde, contrariamente a lo que cabría esperar en un cauce natural, éste vuelve a disminuir su anchura hasta los 100 m, para volver a aumentar en su parte final donde supera los 200 m. Aquí, el modelo digital del terreno muestra un aumento de altitud, poniendo de manifiesto el alto grado de anthropización existente en la zona.

#### 4.2.2. Análisis de la influencia del nivel del mar en la crecida

Los inputs empleados en el modelo para analizar la influencia del nivel del mar en la creci-

da mediante la simulación de los eventos reales EV1 y EV2 pueden observarse en la figura 7. Por un lado se presenta el caudal desembalsado por la presa de Arcos de la Frontera, asumiendo que este es el caudal de avenida aportado por la cuenca al estuario. Por otro lado la variación de nivel del mar en la desembocadura del estuario para los eventos estudiados EV1 (NMmáx: 2,80 m y Qmáx de  $200 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ ) y EV2 (NMmáx 3,45 m y Qmáx 200  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ). La diferente situación de partida y la evolución de caudal y nivel del mar que condicionan ambos eventos quedan reflejados en la figura 7.

Para el análisis de la variación temporal del nivel en el cauce se han seleccionado tres puntos de control, según las zonas identificadas

(apartado, 4.2.1). En la figura 8 se presenta gráficamente la localización de los puntos de control junto con los resultados obtenidos en la simulación de los dos eventos reales modelizados (EV1 y EV2), representándose la variación temporal de nivel del agua en el cauce para los puntos elegidos. En las figuras 9(a) y 9(b) se muestra la máxima área inundada alcanzada durante ambos eventos.

#### a) Evento EV1.

Según se observa en la figura 8, en el Pto. 1, ubicado en el primer tramo del estuario, se alcanza a las 45 horas del inicio, un máximo de 3,63 m de lámina de agua durante el periodo en el que se dan simultáneamente condiciones de pleamar y caudal máximo. En el Pto.

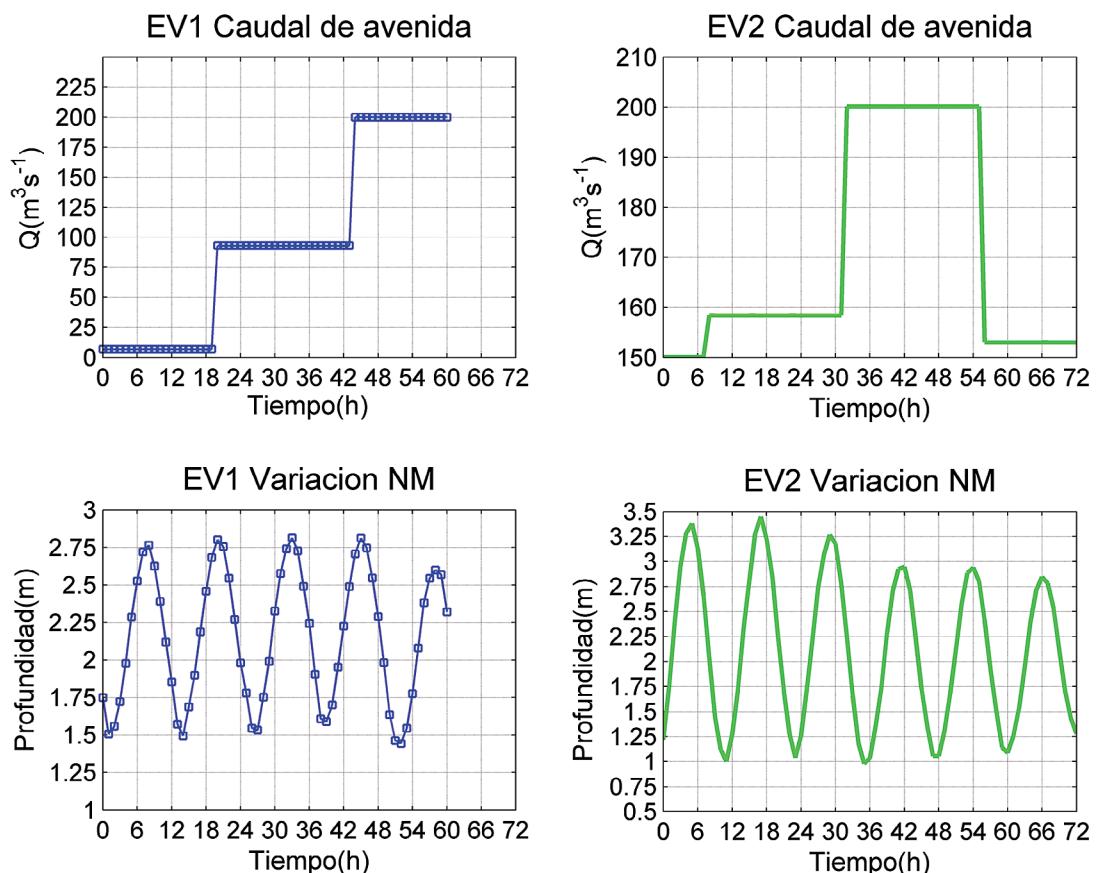


Figura 7. Caudales y nivel del mar para los eventos EV1 y EV2  
Figure 7. Flow and sea level used for simulated events EV1 and EV2.

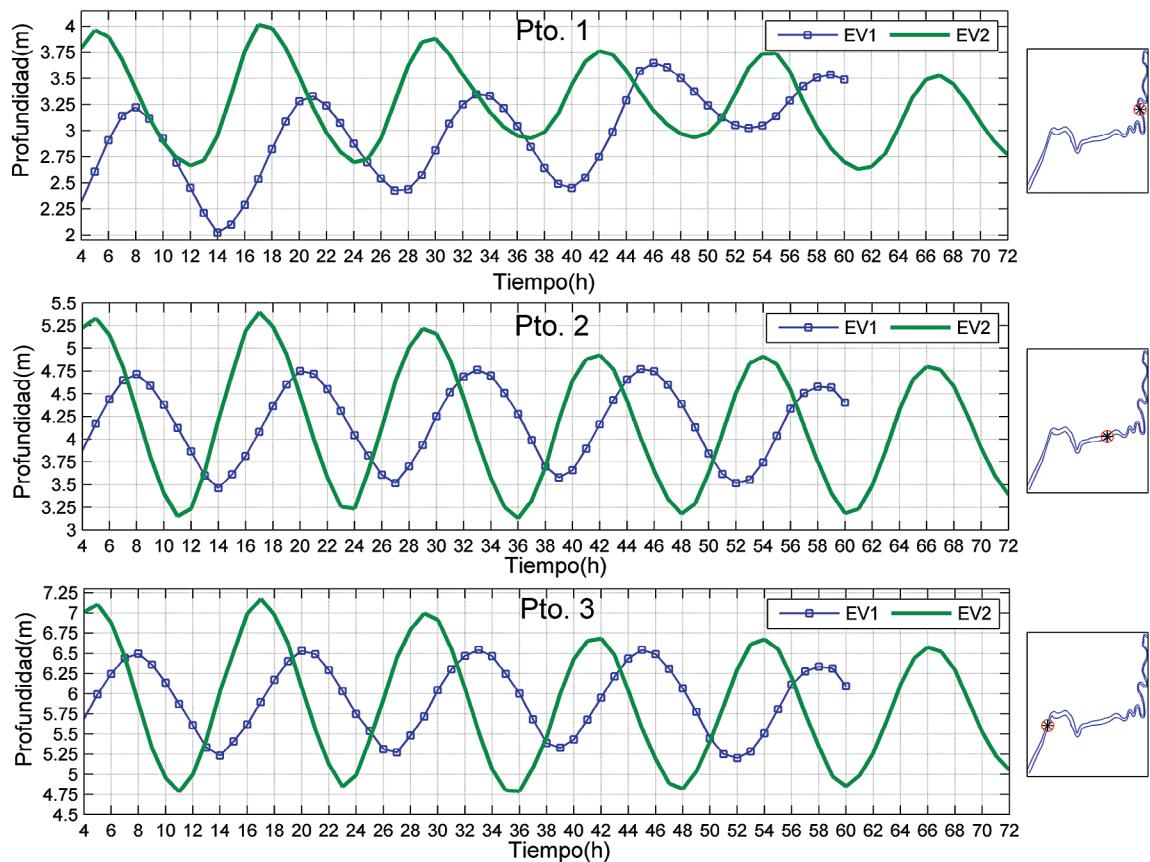


Figura 8. Variación temporal del nivel del cauce y localización de los puntos analizados.  
*Figure 8. Temporal variation in the water level of the channel and location of the discussed points.*

2, la influencia de la crecida pierde peso en el nivel total registrado, produciéndose una atenuación de su efecto con el ensanchamiento del cauce, y aumentando el control por la acción de la marea. Al igual que en el punto anterior, en el Pto. 3 no se observan incrementos de nivel en las sucesivas pleamaras ni bajamaras, por lo que aquí es despreciable el efecto del aumento de caudal debido a la avenida. Obviamente se produce un desfase en el tiempo de los registros de los máximos y mínimos según nos alejamos de la desembocadura. Este hecho favorece el aumento de nivel provocado por la coincidencia del caudal punta y la pleamar en el Pto. 1, mientras que en el resto de los puntos, cuando el caudal alcanza su máximo, ya ha comenzado a descender el nivel de agua asociado a la marea.

Por otro lado, aunque el caudal permanece constante al alcanzar su máximo, se produce una disminución considerable del nivel de la marea debido al descenso de nivel del mar asociado al residuo meteorológico (Fig. 4). Esto origina un descenso de los máximos para todos los puntos, siendo este descenso más acusado en el caso del Pto. 2 y Pto. 3.

#### b) Evento EV2.

Atendiendo al evento EV2, en el Pto. 1 se alcanzan los 4 m de lámina de agua, los máximos de pleamar van disminuyendo paulatinamente con independencia del aumento de caudal. Los Ptos. 2 y 3 se comportan de forma similar.

Otro aspecto a tener en cuenta es la disminución de la amplitud en la carrera de marea a medida que se avanza aguas arriba en el estuario. Este efecto es máximo en el Pto. 1, en el que además destaca especialmente en el intervalo de tiempo correspondiente al pico del hidrograma. Entre las 33 h y 54 h desde el inicio del evento, a pesar de que la amplitud en las sucesivas mareas astronómicas continúa disminuyendo, se observa una amplificación de la carrera de marea en este punto coincidiendo con el descenso de caudal aportado por el río.

En el caso del evento EV2, queda reflejada la importancia del nivel del mar en la desembocadura del estuario, en la modulación del caudal durante la avenida en el punto más alejado de la desembocadura (Pto. 1). La llegada del caudal punta del hidrograma coincide con bajamar, y por tanto no se observa un aumento del calado. En las sucesivas pleamaras (42h y 54h), mientras el caudal de avenida se mantiene constante, se produce la disminución de la carrera de marea astronómica, así como un descenso en el nivel del mar asociado a la marea meteorológica. Por ello el calado máximo durante estas pleamaras se mantiene constante sin reflejar el aumento de niveles asociado al caudal punta de avenida, ya que en estas condiciones de avenida la importancia del nivel del mar en la desembocadura es superior al aumento de calado asociado a la descarga del río. Este hecho se observa en los tres puntos de control Incluido el más alejado de la desembocadura (Pto. 1).

Atendiendo a los siguientes estados de bajamar (36h y 48h), en el Pto. 1 se puede observar un notable aumento del calado mínimo coincidiendo con el pico del hidrograma, que evidencia el aumento relativo de la contribución del caudal de avenida al calado observado durante las bajamaras. Finalmente el modelo reproduce el brusco descenso del caudal de avenida con un considerable descenso del calado mínimo en la siguiente bajamar (60h).

En los demás puntos analizados (Pto. 2 y Pto. 3), al igual que ocurría en el EV1, no se apre-

cia influencia de la crecida en los máximos y mínimos ya que el calado se encuentra regulado principalmente por la marea astronómica y meteorológica.

Otro aspecto reseñable en cuanto a las diferencias existentes entre ambos eventos, es la importancia relativa del descenso del nivel del mar asociado al residuo meteorológico. Si bien se produce un descenso de la marea meteorológica próximo a los 25 cm para ambos eventos (entre las 45 y 57 horas para el EV1 y entre las 30 y 42 horas para el EV2) (Fig. 8), la importancia relativa de este descenso es marcadamente diferente en ambos, siendo del 20% en el caso de la carrera de marea del EV1 y del 12,5% para el EV2.

#### 4.2.3. Cartografía de áreas inundables en el estuario del Guadalete para un evento extremo

La cartografía de áreas inundables del estuario del Guadalete para un evento extremo de baja probabilidad de ocurrencia (EVX), que contempla como input hidrológico la avenida de los 500 años y como condición de entorno en la desembocadura la condición más desfavorable de la serie del nivel del mar analizada (“worst case”) se muestra en la figura 9(c). Ésta incluye las áreas inundables según la extensión y calado de la inundación, según la elevación de la lámina de agua alcanzada en cada zona.

La superficie total inundable en el estuario podría alcanzar una extensión máxima de 66,5 Km<sup>2</sup>. En el 89,9% del área inundable, la lámina de agua no alcanzaría una altura superior a los 0,5 m. Mientras que el 5,3% del terreno inundado quedaría bajo una profundidad de entre 0,5 y 1,5m.

Las áreas donde la inundación sería más severa, corresponden al primer tramo del estuario estrecho y meandriforme, donde en las inmediaciones del cauce se llegaría a alcanzar una altura de la lámina de agua sobre el terreno de 2 m. Estos resultados están en

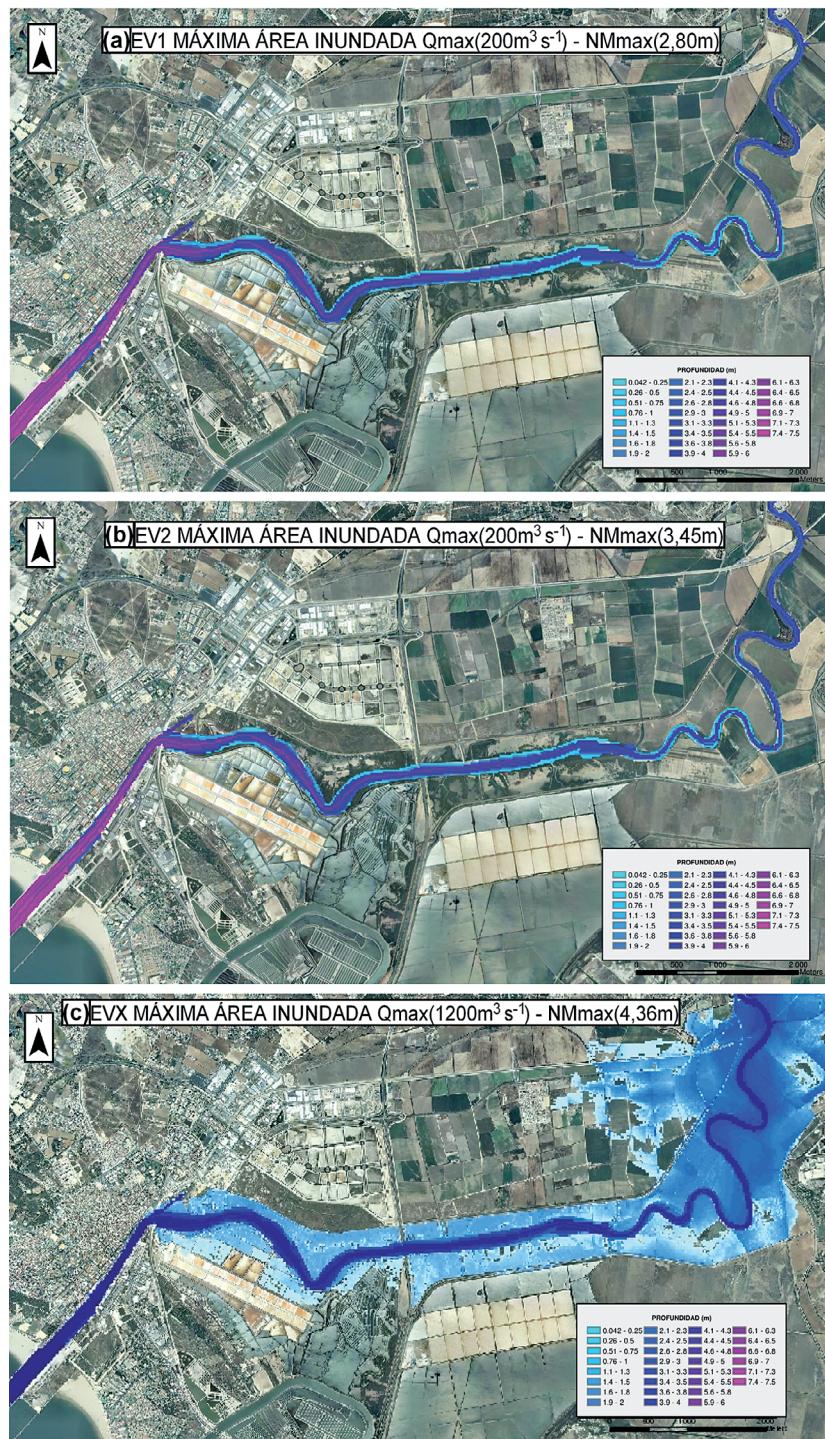


Figura 9. Máxima área inundada durante los eventos simulados EV1(a) y EV2(b). Mapa de inundabilidad del estuario del Guadalete para la crecida de  $Tr=500$  años ( $1500\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ) y un nivel del mar máximo en el estuario de 4,36 m (c).

Figure 9. Maximum flooded area during the simulated events EV1(a) and EV2(b). Flooding map for Guadalete Estuary plain for flood  $Tr=500$  years ( $1500\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ) and maximum sea level in the estuary 4,36m (c).

consonancia con los obtenidos en el análisis de los eventos EV1 y EV2 estudiados, representados en la figura 8 y figuras 9(a) y 9(b). Aunque en estos eventos no se produce el desbordamiento del cauce, en ambos casos también se produce el mayor incremento en la altura del cauce en este primer tramo del estuario, ya que los meandros existentes reducen la velocidad del flujo, produciendo un aumento de nivel en el cauce. Por lo que, en caso de producirse una gran avenida como la estudiada, la máxima inundación se produciría en este tramo del estuario.

Por otro lado, como puede observarse en la figura 9(c), el área inundable en el estuario también estaría condicionada por las estructuras de control y defensa, construidas a ambos lados del cauce para evitar la inundación de origen marino durante la desecación de la marisma. En el primer tramo las estructuras tienen una altura de 4 m y 6,7 m en la margen occidental y oriental respectivamente. En el segundo tramo, éstas tienen una cota variable de 4 a 5,7 m en la margen occidental, y de 4 a 4,5 m en la margen oriental hasta la altura de la autopista A-4, donde finalizan (Fig. 1 y Fig. 5).

En el primer tramo del estuario, la zona inundable ocuparía tierras de cultivo aledañas al cauce en la margen occidental, extendiéndose la inundación prácticamente hasta las inmediaciones del poblado de Doña Blanca en la margen oriental. En esta zona coinciden una mayor altura de inundación y la menor cota de las estructuras presentes.

En el inicio del segundo tramo del estuario las estructuras de defensa existentes a ambos lados del cauce impiden que la inundación se extienda y alcance las tierras de cultivo ubicadas en la margen occidental y las salinas ubicadas en la margen oriental. Sin embargo, al final de este tramo en la margen oriental, las áreas de producción salinera de las proximidades del Puerto de Santa María podrían verse afectadas, al no existir estructuras de defensa.

Otro factor que debe ser considerado es la presencia de infraestructuras en el área de

estudio que puedan verse afectadas. En este caso, según se observa en la figura 9(c), el área inundable podría alcanzar la línea ferroviaria Sevilla-Cádiz a la altura de El Portal, impidiendo su uso si ésta no estuviese sobre-elevada. Las otras dos infraestructuras presentes, la carretera CA-32 y la autopista A-4, no se verían afectadas.

El modelo no ha sido calibrado por la inexistencia de datos suficientes para ello. Sin embargo en el catálogo nacional de inundaciones históricas (Pascual y Bustamante, 2008), hay registrados algunos episodios como el acaecido en 1997. Según se describe en el catálogo, “se inundó todo el entorno de Doña blanca, tanto el núcleo como los campos circundantes, durante la pleamar principalmente. El poblado de Doña Blanca se sitúa en terrenos premarismeños del Guadalete. Hubo que construir un dique de contención con clapetas para evitar que penetre el Guadalete cuando coinciden avenidas y mareas”.

Si bien la descripción de la inundación de 1997 es muy pobre para evaluar la validez del modelo. En la descripción de esta inundación histórica, las áreas afectadas coinciden con las zonas identificadas como inundables mediante la simulación del evento extremo EVX. Además cabe destacar, que en la descripción que se hace de este episodio en el catálogo, se añade la existencia de condiciones de pleamar durante las inundaciones como un factor determinante en dicho episodio.

La importancia de la condición de marea durante episodios de avenidas ha podido contrastarse con las simulaciones de los eventos EV1 y EV2. Como puede comprobarse en la figura 8, en el Pto. 1 durante el evento EV2, en el que la carrera de marea es de 2 m, no se produce un incremento de los máximos sucesivos, tal y como ocurre en el EV1 con una carrera de marea de 1,25 m. Este hecho se debe a la disminución de forma conjunta de la carrera de marea astronómica y de la marea meteorológica como puede observarse en la figura 4 y figura 7.

## 5. Conclusiones

La metodología propuesta en el presente estudio para la inundabilidad en estuarios se revela de gran utilidad. Pese a las limitaciones de los modelos empleados y a la parcialidad de los resultados por la imposibilidad de realizar una calibración, se han obteniendo resultados satisfactorios al evaluar la inundabilidad considerando todos los factores implicados. Para la aplicación de este tipo de modelos, en primer lugar ha de existir una buena disponibilidad de los datos requeridos: series de datos de nivel del mar y caudal, así como datos batimétricos y topográficos con una resolución adecuada. Además, sería conveniente introducir la variabilidad espacial en el coeficiente de Manning en las llanuras de inundación, partiendo para ello de cartografías de usos del suelo, actualmente ya disponibles en numerosas regiones, si bien sería necesario contrastar la validez de los coeficientes de fricción utilizados al considerar tipos de vegetación diversos y tramos de cauce con características diferenciadas.

Esto pone de manifiesto la necesidad de la confección de bases de datos con caudales de la red de estaciones de aforo existentes y la mejora de esta red en muchos cauces fluviales (como el caso que nos ocupa), así como la unificación del resto de informaciones como las de usos del suelo o datos mareográficos dentro de las instituciones responsables. Por otra parte, sería indispensable la puesta a disposición pública de los datos espaciales de inundaciones pasadas, lo que permitiría, no solo las labores de calibrado de este tipo de modelos y otros similares, si no el conocimiento por las administraciones de las zonas de mayor riesgo en épocas recientes.

En el presente estudio se han suplido las carencias de algunos de estos datos, dichas carencias han sido suplidas asumiendo algunas hipótesis que podrían ser extrapoladas a otras zonas. Así, en el caso de la topografía, se tomó la hipótesis de pendiente media constante, la cual puede ser fácilmente contrastada, como se ha hecho en este estudio, toman-

do medidas del lecho del cauce en puntos intermedios, y si fuera necesario adoptando diferentes pendientes en tramos del cauce diferenciados. Por otro lado, en el caso de los caudales, al asumir el caudal vertido por la presa de Arcos de la Frontera como el aporte de caudales del río Guadalete al estuario se podría estar incurriendo en una infravaloración de dicho caudal, y por ende minusvalorando la altura y/o extensión de la inundación. Este error no ha podido ser valorado por la inexistencia de datos sobre la magnitud y extensión de la inundación en los dos eventos reales analizados. Sin embargo esta asunción permite comparar ambos eventos y evaluar la relevancia de las variables consideradas y la importancia de su inclusión en este tipo de estudios.

La influencia del nivel del mar en las inundaciones ha quedado patente a través de la comparación de los dos eventos estudiados. En ambos se puede apreciar la influencia de la marea en la modulación de la avenida inclusiva en el punto más alejado del estuario. Sin embargo y a pesar de que en ambos eventos coincide el caudal máximo del hidrograma, no se observa el mismo comportamiento. Esto se debe a la disminución de forma conjunta de la carrera de marea astronómica y de la marea meteorológica, lo que indica una interesante interacción entre ambas que hay que tener en cuenta en estos procesos.

Atendiendo a la interacción de los diversos factores intervenientes, los resultados obtenidos muestran la relación existente entre la altura de inundación y extensión de la misma, y las condiciones de sobreexposición del nivel del mar en el momento de la crecida, demostrando la idoneidad de considerar ambos procesos simultáneamente, frente a trabajos anteriores en los que en estudios de inundabilidad en aguas de transición solo se consideran estos factores de forma individual (Bates et al., 2005; EPPA, 2007; Alvarado-Aguilar y Jiménez, 2007)

En lo concerniente al modelo utilizado, LIS-FLOOD, ha destacado el reducido coste com-

putacional que supone su utilización frente a otro tipo de modelos, a pesar del tamaño del área modelizada y el número de variables utilizadas (Battjes y Gerritsen, 2002). Este hecho permite extrapolar la metodología aplicada a otras zonas como deltas y estuarios de mayores dimensiones, manteniendo la resolución espacial necesaria para la correcta representación de la topografía. Así mismo, permite la realización de un mayor número de simulaciones incluyendo las diferentes probabilidades de ocurrencia de los agentes implicados, objetivo mucho más complejo y no incluido en esta primera aproximación. Por otro lado, este modelo es un software de código abierto, lo que conlleva, a parte del beneficio económico frente a otros softwares de tipo comercial, un incremento del intercambio de experiencias entre investigadores, lo que proporciona una mejora continua del mismo.

En definitiva, la metodología aplicada se presenta como una herramienta útil para dar respuesta a los requerimientos de la normativa actual. Permitiría a los gestores modelizar la respuesta de sistemas estuarinos frente posibles actuaciones como la construcción o modificación de estructuras de defensa frente a inundaciones. En esta línea cabe destacar que la metodología propuesta facilitaría la creación de sistemas de alerta temprana destinados a la gestión de emergencias por inundación en estas zonas. Todo ello permitiría a las administraciones públicas, tanto estatales como regionales, cumplir las indicaciones del Real Decreto 903/2010 sobre evaluación y gestión de riesgos de inundación en el ámbito de inundaciones producidas por la acción conjunta de ríos y mar en las zonas de transición, cuestión que actualmente no se cumple, como se ve en la evaluación preliminar del riesgo de inundación realizada recientemente por la Junta de Andalucía (Consejería de Medio Ambiente, 2011). Por otro lado, una vez realizado este primer paso, habría que introducir datos como usos del suelo e incluso actividad económica para realizar cálculos del riesgo real.

Finalmente hay que destacar las limitaciones de esta primera aproximación y que deberían

implementarse en futuros trabajos: la asunción de la hipótesis de pendiente media constante en el estuario, que podría no ser extensible a otros estuarios; la correcta definición del periodo de retorno conjunto para eventos en los que intervienen variables que podrían ser dependientes (caudal y marea meteorológica); la falta de datos de caudal en cuencas no aforadas como las del sur y este peninsular y necesidad de datos suficientes para el calibrado del modelo.

## Agradecimientos

Los autores quieren agradecer los datos LIDAR utilizados, así como su constante colaboración a la extinta Agencia Andaluza del Agua. Este trabajo es una aportación al proyecto de investigación CGL2011-25438 GERICO, financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad y fondos F.E.D.E.R.; así como al grupo de investigación P.A.I. RNM 328 de la Junta de Andalucía. Este trabajo es una aportación al proyecto de investigación ARQUEOMONITOR financiado por la CICYT (ref-CTM2010-16363). Asimismo, los autores agradecen a los revisores su contribución a la mejora de este artículo.

## Referencias Bibliográficas

- Agencia Andaluza del Agua (2010). Distrito Hidrográfico Guadalete-Barbate Informe de Situación Hidrológica 6 de Mayo de 2010. Junta de Andalucía. 8pp.
- Alvarado-Aguilar, D., Jiménez, J.A. (2007). A pseudo-dynamic approach to Coastal Flood Hazard Mapping. Proceedings of Coast GIS07, Volume II, Santander, 111-120.
- Alvarado-Aguilar, D. (2009). Coastal Flood Hazard Mapping at two scales. Application to the Ebro delta. Phd Thesis. Universitat Politècnica de Catalunya. 172 pp.
- Andersen, O. (1995). Global ocean tides from ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimetry. *J. Geophys. Res.*, 100 (25), 249-259.
- Aronica, G., Bates, P.D., Horritt, M.S. (2002). Assessing the uncertainty in distributed model predictions using observed binary pattern information within GLUE. *Hydrol. Process.* 16, 2001–2016.

Barcena, J. F., García, A., Alvarez, J. C., Revilla, J. A. (2012). Surface analysis of free surface and velocity to changes in river flow and tidal amplitude on a shallow mesotidal estuary: An application in Suances Estuary (Northern Spain). *J. Hydrol.*, 420, 301-318.

Barragán Muñoz, J. M. (2004). Las áreas litorales de España. Del análisis geográfico a la gestión integrada. Ariel, Barcelona, 214 pp.

Bates, P.D., De Roo, A.P.J. (2000). A simple raster-based model for floodplain inundation. *J. Hydrol.*, 236, 54-77. Bates, P.D. Stewart, M.D., Desitter, A.L., Anderson, M.G., Renaud, J.P. Smith, J.A. (2000). Numerical simulation of floodplain hydrology. *Water Resour. Res.*, 36, 2517-2529.

Bates, P. D., Dawson R. J., Hall, J. W., Matthew, J., Horritt, S., Nicholls, R.J., Wicks, J., Hassan, M. (2005). Simplified two-dimensional numerical modelling of coastal flooding and example applications. *Coast. Eng.* (52), 793-810.

Battjes, J. A., Gerritsen, H. (2002). Coastal modelling for flood defence. *Philos. T. Roy. Soc. A.*, 360, 1461-1475.

Benavente, J., Gracia, F.J., López-Aguayo, F. (2000). Empirical model of morphodynamic beachface behaviour for lowenergy mesotidal environments. *Mar. Geol.*, 167, 375-390.

Benavente, J., Bello, E., Anfuso, G., Nachite, D., Macias, A. (2007). Sobreelevación debida a temporales y cambios producidos en las playas del litoral NE Marroquí. *Rev. C. & G.*, 21 (1-1), 13-25.

Broekx, S., Smets, S., Liekens, I., Bulckaen, D. (2009). Designing a long-term flood risk management plan for the Scheld estuary using a risk-based approach. *Nat. Hazard*, 57 (2), 245-266.

Calle, J.R., Del Río, L. (2011). Impacto futuro del ascenso del nivel del mar en la Bahía de Cádiz: Resultados preliminares. En: Montoya, I., Rodríguez, I. y Sánchez, M.J. (eds.), Avances en Geomorfología Litoral. Actas de las VI Jornadas de Geomorfología Litoral. Univ. Rey Juan Carlos, Tarragona, 159-162.

Castanedo, S. (2000). Desarrollo de un modelo hidrodinámico tridimensional para el estudio de la propagación de ondas largas en estuarios y zona someras. PhD Thesis, Departamento de Ciencias y Técnicas del Agua y del Medio Ambiente, Universidad de Cantabria, Santander, Spain, 275 pp.

Castanedo, S., Medina, R. (2002). Análisis de los modelos 3d para la simulación de flujo en aguas de transición. *Ing. del agua*, 9 (4), 467-481.

Chow, V. T., (1959). Open-channel Hydraulics. McGraw-Hill. New York. 680 pp.

Chow, V.T., Maldment, D., Mays, L. (1994). Hidrología Aplicada. Mac Graw Hill. New York. 584pp.

Consejería de Medio Ambiente (2011). Evaluación preliminar del riesgo de inundaciones en la Demarcación Hidrográfica del Guadalete y Barbate. 125 pp.

Dawson, R.J., Hall, J.W., Sayers, P.B., Bates, P.D. (2003). Flood risk assessment for shoreline management planning. Proceedings of the International Conference on Coastal Management, Brighton, 83-97.

Dawson, R.J., Sayers, P., Hall, J., Hassan, M., Bates, P. (2005). Efficient broad scale coastal flood risk assessment. In: McKee Smith, J. (Ed.), Coastal Engineering 2004: Proceedings of the 29th International Conference, Lisbon, Portugal 19-24th September 2004. World Scientific, New Jersey, 3061-3073.

Del Río, L., Plomaritis, T.A., Benavente, J., Valladares, M., Ribera, P. (2012). Establishing storm thresholds for the Spanish Gulf of Cadiz coast. *Geomorphology*, 143-144, 13-23.

Dhondia, J.F., Stelling, G.S., (2002). Application of one-dimensional-two-dimensional integrated hydraulic model for flood simulation and damage assessment. In: Falconer, R.A., Lin, B., Harris, E.L., Wilson, C.A.M.E. (Eds.), Hydroinformatics 2002: Proceedings of the Fifth International Conference on Hydroinformatics. Volume One: Model Development and Data management. IWA Publishing, London, 265-276.

EPPA. Empresa Pública de Puertos de Andalucía (2007). Estudio de inundabilidad del ámbito del plan especial de "aletas" (Puerto Real, Cádiz) Junta de Andalucía. Consejería de obras públicas y transportes.

Estrela, T., Quintas, L. (1994). Use of GIS in the modelling of flows on floodplains. In: White, H.R., Watts, J. (Eds.), Proceedings of the 2nd International Conference on River Flood Hydraulics. John Wiley and Sons, UK, Chichester, 177-189.

European Commission (2000). Directive 2000/60/EC of the European Parliament of the Council of 23rd October 2000 establishing a framework for community action in the field of water policy. Off. J. Eur. Commun, 327, 1-72.

European Commission (2007). Directive 2007/60/EC of the European parliament and of the council on the assessment and management of flood risks. Off. J. Eur Commun, L288, 27-34.

FLOODsite (2013). <http://www.floodsite.net/>

Hawkes, P. J. (2008). "Joint Probability Analysis for Estimation of Extremes. *J. Hydraul. Res.* 46(2), 246-256.

Hesselink, A. W., Stelling, G. S., Kwadijk, J. C., Middelkoop, H. (2003). Inundation of a Dutch river polder, sensitivity analysis of a physically based inundation model using historic data. *Water Resour. Res.*, 39 (9), 1234-1251.

Horritt, M. S., Bates, P. D. (2002). Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river. *J. Hydrol.*, 268, 87-99.

Hunter, N.M., Bates, P.D., Horritt, M.S., Wilson, M.D. (2006). Improved simulation of flood flows using storage cell models. Proceedings of the Institution of Civil Engineers, Water Management, 159 (1), 9-18.

Instituto Español de Oceanografía (2013). <http://indamar.ies.es/>

Instituto Hidrográfico de la Marina (2009). Anuario de mareas. Ministerio de Defensa, Madrid. 367 pp.

Kerr, P.C. , Westerink, J.J., Dietrich, J.C., Martyr, R.C., Tanaka,S., Resio, D.T., Smith,J.M., Westerink, H. J., Westerink, L.G., Wamsley, T., van Ledden, M., de Jong, W.(2012). Surge Generation Mechanisms in the Lower Mississippi River and Discharge Dependency. *J Waterw. Port. C-Asce. in Press* doi: 10.1061/(ASCE) WW.1943-5460.0000185

Kew, S. F., G. Lenderink, G., Selten,F.M. (2011). Storm surges and high discharge. A joint probabilities study. Royal Netherlands Meteorological Institute. Ministry of Infrastructure and the Environment, 41 pp.

Le Floch, P. (1961). Propagation de la Marée dans l'Estuaire de la Seine et en Seine Maritime. PhD Thesis. Universidad de Paris. 509 pp.

Marcos, M., Tsimplis, M.N., Shaw, A.G.P. ( 2009). Sea level extremes in southern Europe. *J. Geophys. Res. Oceans*, 114, C01007.

Marks, K., Bates, P. D. (2000). Integration of high resolution topographic data with floodplain flow models. *Hydrol. Process.*, 14, 2109-2122.

Mikhailova, M.V. (2011). Interaction of tides and storm surges at the Elbe River mouth. *Water Resour.*, 38(3), 284-297.

Ministerio de Medio Ambiente (1995). Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad. Confederación Hidrográfica del Guadalquivir. Plan hidrológico del Guadalete-Barbate.

Munk, W., Cartwright, D. (1966). Tidal spectroscopy and prediction. *Philos T R Soc S-A*, 259 (1105), 533-581.

Pascual, P., Bustameante, A. (2008). Catalogo Nacional de Inundaciones Históricas . Fasciculos 1 y 2. Dirección General de Protección Civil y Emergencias, Ministerio del Interior. Madrid, edición en CD-ROM.

Pawlacz, R., Beardsley, B., Lentz, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T-TIDE. *Comput. Geosci.*, 28 (8), 929-937.

Small, C., Nicholls, R. J. (2003). A Global Analysis of Human Settlement in Coastal Zones. *J. Coast. Res.*, 19 (3), 584-599.

USACE (1993). River Hydraulics Engineer Manual, Report EM 1110-2-1416. Department of the Army, Washington D.C., USA. 176 pp.

Vénere, M., Clausse, A. (2002). A computational environment for water flow along floodplains. *Int. J. Comput. Fluid Dyn.*, 16 (4), 327-330.

Wilson, M.D., Bates, P.D., Alsdorf, D., Forsberg, B., Horritt, M., Melack, J., Frappart, F., Famiglietti, J. (2007). Modeling large-scale inundation of Amazonian seasonally flooded wetlands. *Geophys. Res. Lett.*, 34, paper no. L15404

Zazo, C., Goy, J.L. (1995). Litoral Español. En: Gutiérrez Elorza M., (Ed.). Geomorfología de España. Ed. Rueda, 437-469.