



MINISTERIO  
DE MEDIO AMBIENTE



# IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO

**FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS  
EN LA COSTA ESPAÑOLA**





MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE

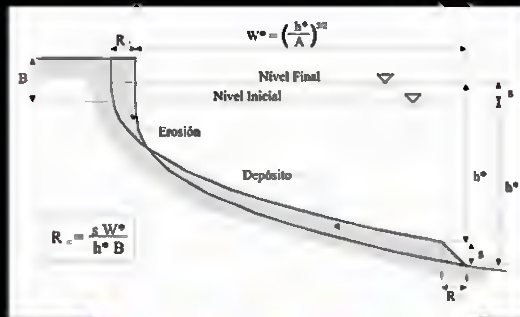


# IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO

## FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

Regla de Bruun:

$$R = \Delta\eta \frac{w_b}{(h_c + B)}$$



$$R \rightarrow V_{erosion} = V_{deposicion}$$

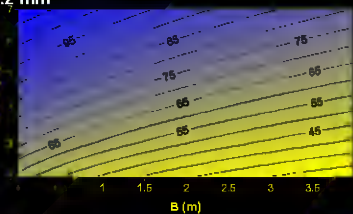
$R$  = Retroceso del perfil de playa  
 $\Delta\eta$  = Variación del nivel medio  
 $w_b$  = anchura del perfil de playa  
 $h_c$  = profundidad de corte  
 $B$  = altura de la burda

- Ecuación de equilibrio de Dean (1987):

$$R = \frac{\Delta\eta w_b}{(h_c + B)} \rightarrow \frac{P}{\Delta\eta} = \frac{(1.57H_{s12})^4}{(0.51w_b^{0.7})^2 (1.57H_{s12} + P)}$$

- Evolución de la erosión a lo largo del tiempo:

$$R = 0.2 \text{ mm}$$



## FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL



IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE I. EVALUACIÓN DE CAMBIOS EN LA DINÁMICA COSTERA ESPAÑOLA

FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL

---



## FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL

**ANTECEDENTES**





## ANTECEDENTES

Este documento es uno de los informes (Fase II-a) correspondientes al Convenio de Colaboración entre la Dirección General de Calidad y Evaluación Ambiental y la Universidad de Cantabria en “MATERIA DE INVESTIGACIÓN SOBRE IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO”, suscrito el 28 de Noviembre de 2002.

Dichos documentos han sido elaborados por los miembros del Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas:

- Iñigo J. Losada, Catedrático de la Universidad de Cantabria
- Fernando J. Méndez, Dr. Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos
- Maitane Olabarrieta, Licenciada en Ciencias del Mar
- María Liste, Licenciada en Ciencias del Mar
- Melisa Menéndez, Licenciada en Ciencias del Mar
- Antonio Tomás, Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos
- Ana Julia Abascal, Licenciada en Ciencias del Mar
- Pablo Agudelo, Ingeniero Civil
- Raúl Guanche, Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos,

con la colaboración de:

- Alberto Luceño, Catedrático de la Universidad de Cantabria, del Departamento de Matemática Aplicada y Ciencias de la Computación,

bajo la dirección de Raúl Medina, Catedrático de la Universidad de Cantabria y Director del Grupo de Ingeniería, Oceanográfica y de Costas.

Santander, Noviembre de 2004.

Fdo.: Raúl Medina Santamaría  
*Investigador Principal*





## EXPOSICIÓN DE MOTIVOS

El Estado Español, al igual que el resto de Estados Miembros, tiene el requerimiento de la Convención Marco de Naciones Unidas sobre Cambio Climático (CMCC) de implementar medidas concretas para adaptarse al ascenso del nivel y demás efectos del cambio climático en la costa. En concreto el Artículo 4 (b) de la CMCC establece que todas las Partes deberán formular, aplicar, publicar y actualizar regularmente programas nacionales que contengan medidas para facilitar la adaptación adecuada al cambio climático. En este sentido es la Dirección General de Calidad y Evaluación Ambiental del Ministerio de Medio Ambiente, a través de la Oficina Española del Cambio Climático, la encargada de arbitrar las medidas necesarias para desarrollar la política del Departamento en materia de cambio climático.

Consciente de la incidencia del cambio climático sobre la costa, la Dirección General de Calidad y Evaluación Ambiental solicitó la colaboración de la Universidad de Cantabria para el desarrollo de un Convenio de Colaboración destinado al desarrollo de estudios científicos y herramientas científicas específicas que doten de soporte científico-técnico al establecimiento de políticas y estrategias de actuación en las costas españolas ante el cambio climático.

Esta iniciativa es la que dio origen al Convenio de Colaboración titulado CONVENIO DE COLABORACION ENTRE LA DIRECCIÓN GENERAL DE CALIDAD Y EVALUACIÓN AMBIENTAL Y LA UNIVERSIDAD DE CANTABRIA EN MATERIA DE INVESTIGACIÓN SOBRE IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO, en el que se inscribe este documento.

## OBJETIVOS Y ESTRUCTURA DEL CONVENIO

El objetivo general del Convenio es definir y establecer los mecanismos científicos, técnicos y económicos con el fin de proporcionar al Ministerio de Medio Ambiente la cobertura científica necesaria para atender sus intereses en materia de establecimiento de políticas y estrategias de actuación en las costas españolas ante el cambio climático.

Para conseguir este objetivo general y los objetivos específicos asociados el proyecto, se ha estructurado en las siguientes fases:



**FASE I: EVALUACIÓN DE CAMBIOS EN LA DINÁMICA COSTERA ESPAÑOLA.****FASE I a. RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN****FASE I b. ANÁLISIS DE DATOS DE CLIMA MARÍTIMO Y NIVEL DEL MAR****FASE I c. EVOLUCIÓN HISTÓRICA EN LA DINÁMICA COSTERA EN EL SIGLO XX****FASE I d. PROGNOSIS DE CAMBIO EN LA DINÁMICA COSTERA A LO LARGO DEL SIGLO XXI****ANEJO I-1. RESULTADOS DE CALIBRACIÓN PUNTUAL DE “BOYAS NUMÉRICAS”****ANEJO I-2. METODOLOGÍA DE CALIBRACIÓN ESPACIAL DE BASES DE DATOS DE MODELOS DE REANÁLISIS****ANEJO I-3. RESULTADOS DE TENDENCIAS: ANÁLISIS DE PUNTO Y EVOLUCIÓN ESPACIAL**

LA FASE I consta de varias tareas y tiene un doble objetivo. Por un lado, determinar los cambios acontecidos en la dinámica costera en las últimas décadas. Estos cambios, han sido evaluados, entre otros, con base en datos históricos de niveles y oleajes a lo largo del litoral español. Por otro lado, analizar datos de predicción para estimar los previsibles cambios en la citada dinámica costera para el año horizonte 2100 bajo diversos escenarios de cambio climático.

**FASE II: EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA.****FASE II a. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL****SECCIÓN 1. ZONIFICACIÓN MORFOLÓGICA DEL LITORAL ESPAÑOL****SECCIÓN 2. ANÁLISIS TEÓRICO DE LOS EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA COSTA****FASE II b. ESTUDIOS DE DETALLE**

LA FASE II tiene como objetivo la evaluación de los efectos que los cambios en la dinámica costera originados por el cambio climático, determinados en la Fase I, pueden producir en los espacios naturales y usos humanos del litoral español. El análisis de los efectos se realizará de forma genérica, por “elementos del litoral”, y de forma particularizada en algunas zonas características de nuestro litoral.





**FASE III: ESTRATEGIAS FRENTE AL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA COSTA.**

LA FASE III tiene como objetivo la propuesta y evaluación de un sistema de indicadores e índices que aporten información objetiva para el establecimiento de políticas y estrategias de actuación para corregir, mitigar y prevenir los efectos del cambio climático en el litoral español obtenidos en la Fase II.

En este Documento se presentan los trabajos correspondientes a la Fase II-a:

**Fase II. Evaluación de efectos en la costa española.**

**Fase II a. Efectos teóricos del cambio climático en el litoral.**





**IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO**



**FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA**

**FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL**

---



**FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN  
EL LITORAL**

**INTRODUCCIÓN**

---



## 1 INTRODUCCIÓN

Tal y como se ha señalado en el apartado anterior, la Fase II tiene como objetivo la evaluación de los efectos que los cambios en la dinámica costera originados por el cambio climático, pueden producir en los espacios naturales y usos humanos del litoral español. Los trabajos reslizados en esta fase II se han subdividido a su vez en dos apartados:

- Fase IIA: Efectos teóricos del cambio climático en el litoral.
- Fase IIB: Estudios de detalle.

Es importante señalar que en una primera instancia la Fase II incluía un apartado correspondiente al análisis de los efectos en las zonas homogéneas. No obstante, a lo largo del periodo de elaboración de las tareas correspondientes a la Fase II se ha observado que los efectos que en cada elemento del litoral es altamente dependiente de las características propias de la misma, así como de la propagación del oleaje desde profundidades indefinidas hasta la región costera que se desee analizar.

Por ello, el considerar que en una zona homogénea el comportamiento de cada tipo de elemento litoral es similar, puede inducir a una interpretación incorrecta de los resultados obtenidos. Más aún, muchos de los resultados quedarían enmascarados por los valores medios obtenidos en cada zona homogénea. Por estas razones se ha considerado oportuno eliminar este capítulo como tal, introduciendo parte de sus contenidos en la Fase IIA, en el que el análisis de los efectos en las zonas homogéneas se introduce como un ejemplo de aplicación del estudio teórico realizado.

## 2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS DE LA FASE IIA

El objetivo de esta tarea es analizar, de forma teórica, los efectos que las variaciones en la dinámica marina producen en los diferentes elementos morfológicos que constituyen el litoral Español.

Para tal fin, en el presente documento se realiza en primer lugar una zonificación del litoral español, identificando cuáles son los elementos litorales más característicos de cada una de las zonas. Con base a esta zonificación, y una vez identificados los elementos litorales principales de la costa, haciendo uso de formulaciones empíricas que permitan describir las características de los mismos, se analizan cuáles son los parámetros dinámicos que en mayor grado afectan su morfología, y mediante la aplicación del método de las perturbaciones, se cuantifican las variaciones que se van a producir en función de pequeños cambios en estas variables.





### 3 ORGANIZACIÓN DEL DOCUMENTO

Tal como se ha indicado anteriormente, el presente documento se divide en las siguientes secciones:

***SECCIÓN I: Zonificación morfológica del litoral Español***, donde se describe la zonificación morfológica del litoral Español, que constituye la base para identificar los diferentes elementos litorales observables a lo largo de nuestra costa.

***SECCIÓN II: Análisis teórico de los efectos del cambio climático***, donde se analiza cada uno de los elementos litorales, describiendo sus características principales y cuantificando los efectos que los posibles cambios en la dinámica marina puedan acarrear en la morfología y funcionalidad de las mismas. Esta sección, se compone de los siguientes capítulos:

***Capítulo 1. Introducción***, donde se plantean los objetivos de la Sección II y su organización.

***Capítulo 2. Descripción del método de las perturbaciones***, en el que se describe el método numérico que ha sido utilizado para la evaluación de los efectos que producen las variaciones en los parámetros climáticos.

***Capítulo 3. Efectos en Playas***, en el que se realiza un análisis del estado de conocimiento de la relación entre los agentes de la dinámica marina y la morfología de las playas, identificando cuáles son los factores que pueden verse modificados por el efecto del cambio climático y sus repercusiones en su morfología.

***Capítulo 4. Efectos en Estuarios***, en el que se realiza un análisis del estado de conocimiento de la relación entre los agentes de la dinámica marina y la morfología de los estuarios, identificando cuáles son los factores que pueden verse modificados por el efecto del cambio climático y sus repercusiones en su morfología.

***Capítulo 5. Efectos en Sistemas dunares***, en el que se realiza un análisis del estado de conocimiento de la relación entre los agentes de la dinámica marina y la morfología de los sistemas dunares, identificando cuáles son los factores que pueden verse modificados por el efecto del cambio climático y sus repercusiones en su morfología.

***Capítulo 6. Efectos en Obras marítimas***, en el que se realiza un análisis del estado de conocimiento de la relación entre los agentes de la dinámica marina y las variables funcionales y parámetros de estabilidad. En este capítulo se identifican cuáles son los





factores que pueden verse modificados por el efecto del cambio climático y sus repercusiones en la funcionalidad y estabilidad de las obras.

**Capítulo 7. Resumen,** donde se describen las conclusiones generales a las que se ha llegado mediante el análisis realizado.

**Capítulo 8. Referencias,** donde se indican las referencias completas nombradas a lo largo del texto.



IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL

---



FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN  
EL LITORAL

**SECCIÓN I : ZONIFICACIÓN MORFOLÓGICA DEL LITORAL  
ESPAÑOL**

**ÍNDICE**





## Índice

Capítulo 1. ZONIFICACIÓN MORFOLÓGICA.....	1.1
1.1 Introducción y exposición de motivos.....	1.1
1.2 Descripción de las distintas zonas de la costa española en función de sus elementos litorales.....	1.2
1.3 Resumen y conclusiones.....	1.7



**IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO**



**FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA**

**FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL**

---



**FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO  
EN EL LITORAL**

**SECCIÓN I: ZONIFICACIÓN MORFOLÓGICA DEL LITORAL  
ESPAÑOL**

**CAPÍTULO 1. ZONIFICACIÓN MORFOLÓGICA**







## 1. ZONIFICACIÓN MORFOLÓGICA

### 1.1 Introducción y exposición de motivos

España posee la mayor extensión de zona costera dentro de todos los países que componen la Unión Europea. De los 26.000 km de zona costera de los Países de la Unión Europea, 8.000 km corresponden al litoral Español, dentro de los que 3.000 Km corresponden a las Islas Baleares y a las Canarias. El 60% de la zona costera se localiza a lo largo del Mar Mediterráneo, donde la carrera de marea es del orden de decenas de centímetros y la energía asociada al oleaje puede considerarse como moderada, mientras que el 40% restante se localiza a lo largo del océano Atlántico, donde la energía asociada al oleaje incidente es alta y la carrera de marea de 4,5 m.

Dada la gran variedad de unidades geo- morfológicas que componen la franja litoral española y las diferentes condiciones climáticas a las que está sometida, se pueden identificar a lo largo de la misma diversas entidades morfológicas.

Figura 1.1 Porcentaje de franja litoral que ocupan los diferentes elementos morfológicos más relevantes de la costa española.



Por un lado, cabe destacar que el 60% de la franja costera es acantilada, el 25 % está constituida por playas naturales, generalmente arenosas, y que el 15 % corresponden a estuarios y deltas. (Figura 1.1)

Con objeto de establecer las medidas oportunas frente a los posibles efectos del cambio climático, es necesario identificar, de forma general, las principales unidades morfológicas que constituye el litoral español y analizarlas de forma separada.

El presente capítulo está organizado de forma que tras esta breve introducción, se describen las diferentes zonas que pueden observarse a lo largo del litoral y por último se presenta una tabla resumen, en la que se pretende sintetizar las características más relevantes de cada una de las zonas.





## 1.2 Descripción de las distintas zonas de la costa española en función de sus elementos litorales

Dentro de toda la franja litoral española se pueden distinguir diferentes zonas geográficas que se caracterizan y distinguen unas de otras por la abundancia de ciertos elementos morfológicos. En la figura 1.2 se muestra la zonificación del litoral español, que ha sido realizada en función del tipo de ambientes morfológicos que caracterizan a cada una de ellas, y en el que se han distinguido 10 zonas costeras diferentes. Estas son descritas a continuación.



Figura 1.2 Zonificación del litoral español.

Comenzando desde la costa Cantábrica, **Zona 1**, en esta abundan los acantilados altos interrumpidos por playas encajadas compuestas por arenas finas. Otro tipo de ambiente morfológico identificable lo constituyen los estuarios, parcialmente cerrados del mar exterior por largos puntales de arena y que en su interior albergan grandes áreas de humedales y marismas (ver Figura 1.3).

La **Zona 2**, correspondiente a la costa Gallega, se caracteriza por altos acantilados rocosos y por grandes y profundos estuarios denominados Rías. Dentro de las rías se observan





playas encajadas compuestas de arenas finas, grandes bancos de arena y estuarios de menor tamaño (ver Figura 1.4).

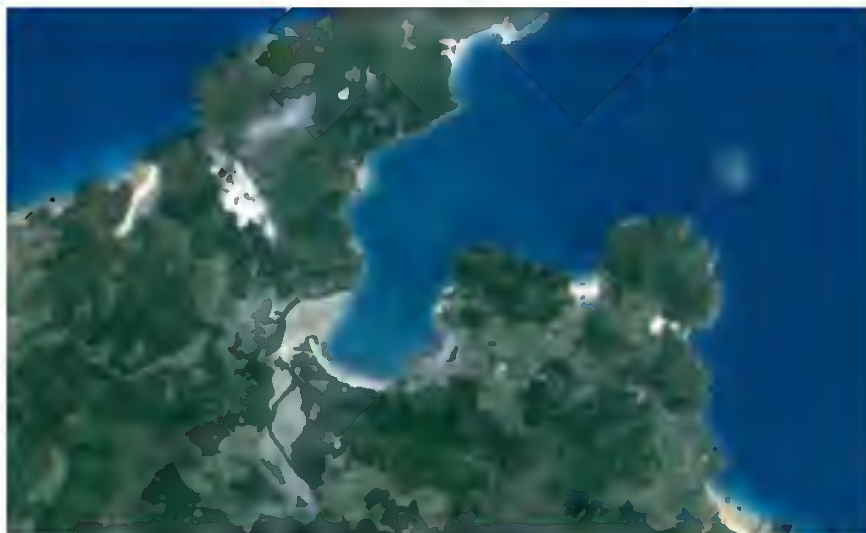


Figura 1.3. Fotografía área de los elementos morfológicos del litoral del Cantábrico.

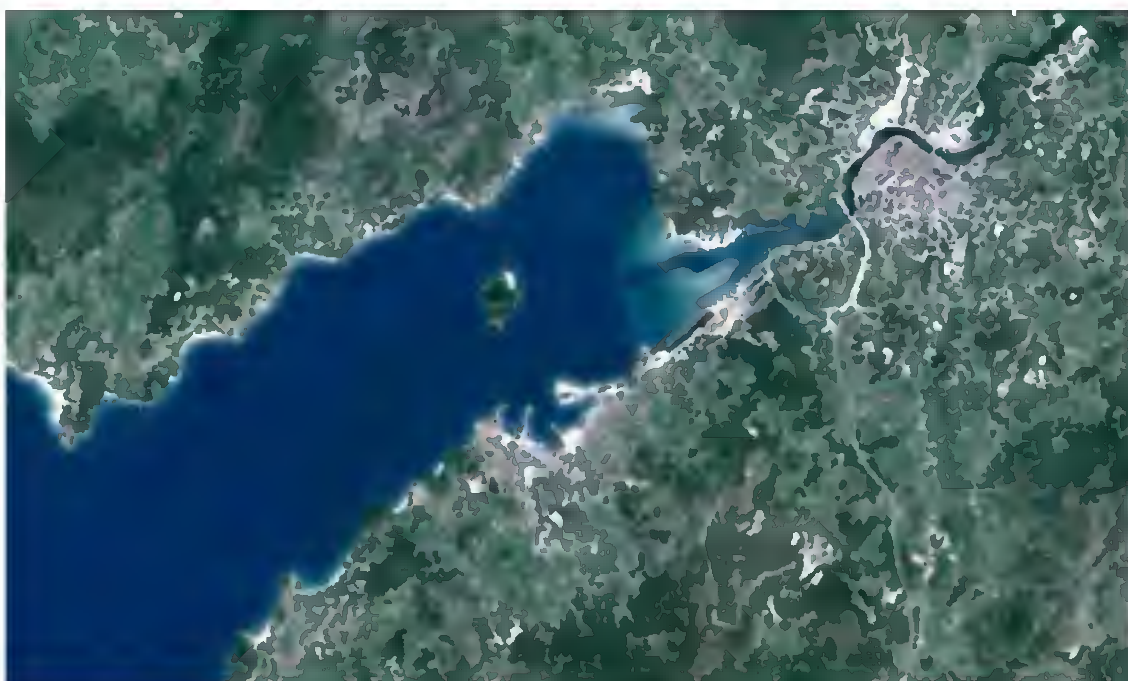


Figura 1.4. Fotografía área de los elementos morfológicos del litoral Gallego.

La **Zona 3** corresponde a la franja costera situada en el Golfo de Cádiz, que se caracteriza por ser una costa con zonas acantiladas bajas que se formaron durante el Mioceno y que han estado sometidos a una erosión progresiva. Los grandes sistemas dunares parcialmente estabilizados por la vegetación y las playas rectilíneas con una gran extensión longitudinal





son muy típicos del Golfo de Cádiz. Tal como se muestra en la figura 1.5, en ocasiones estas quedan interrumpidas por las desembocaduras de los ríos.



Figura 1.5. Fotografía aérea de los elementos morfológicos del Golfo de Cádiz.

La **Zona 4** corresponde a la franja litoral comprendida entre Algeciras y Málaga, caracterizada por playas abiertas de arenas finas y de gran extensión longitudinal.

La **Zona 5**, comprendida entre Málaga y Almería, destaca por sus altos acantilados y las playas encajadas compuestas por arenas gruesas y gravas, y por las formaciones deltáicas generadas por eventos torrenciales de los ríos.

La franja costera comprendida entre Cabo de Gata y Cabo de San Antonio corresponde a la **Zona 6** (ver figura 1.6), donde se observan playas abiertas de arenas medias y finas y con una gran extensión longitudinal. En esta zona se sitúan el Cabo de Gata, el Cabo de Palos y de San Antonio, alrededor de los que la costa es básicamente acantilada con algunas playas encajadas.



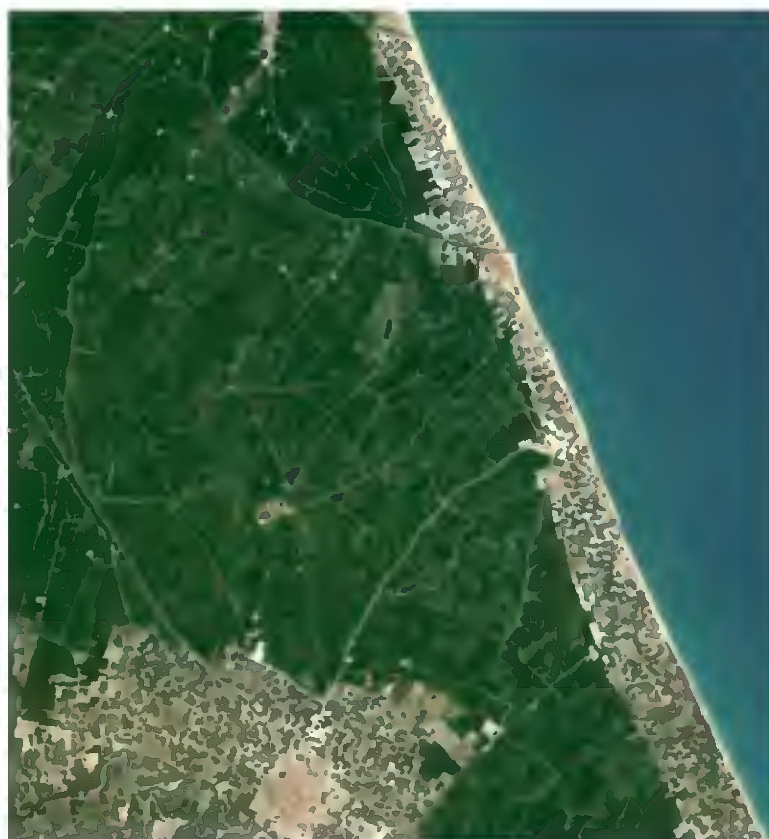


Figura 1.6. Fotografía área de los elementos morfológicos de la Zona 6.

La zona comprendida entre San Antonio y el Sur de Tarragona constituye la **Zona 7**, donde se observan las playas más largas del litoral español. Estas están constituidas por arenas finas y están sometidas a un transporte litoral en dirección Norte- Sur muy activo. Al Norte, en la región del Delta del Ebro la línea de costa experimenta multitud de cambios, donde se observan playas, puntales y humedales (ver figura 1.7).





Figura 1.7. Fotografía área de los elementos morfológicos de la Zona 7.

Al Norte de Barcelona, **Zona 8**, la costa se vuelve progresivamente rocosa con zonas acantiladas interrumpidas por playas encajadas compuestas por arenas de tamaño grueso.

La costa de las Islas Baleares corresponde a la **Zona 9**, caracterizada por una costa rocosa no muy alta con playas encajadas.

Gracias a su origen volcánico, la costa de las Islas Canarias (**Zona 10**) presenta una morfología muy peculiar. Debido a la casi inexistente plataforma continental y las grandes variaciones en la batimetría cerca de la costa, las playas compuestas por arenas finas son muy escasas, y la mayoría están compuestas por rocas basálticas de origen volcánico. En algunas zonas la plataforma continental se ensancha permitiendo la existencia de playas arenosas con un transporte eólico de arenas muy activo.

Cabe destacar que a la hora de realizar esta zonificación se han excluido las áreas portuarias ya que estas son observables a lo largo de todo el litoral español.





### 1.3 Resumen y conclusiones

En la tabla 1.1 se resume la zonificación que se ha realizado dentro del litoral español, en función de los elementos morfológicos que los caracterizan. En base a la zonificación realizada, las unidades morfológicas identificables en cada una de ellas y considerando que en todas ellas se identifican un gran número de puertos industriales y deportivos, se puede concluir indicando que la costa española está constituida en su totalidad por los siguientes ambientes morfológicos:

1. PLAYAS:
  - A. PLAYAS EN EQUILIBRIO DINÁMICO O PLAYAS ABIERTAS.
  - B. PLAYAS ENCAJADAS.
2. SISTEMAS DUNARES.
3. ESTUARIOS, HUMEDALES Y FORMACIONES DELTAÍCAS.
4. ZONAS PORTUARIAS.







	<b>ENTIDADES MORFOLÓGICAS MÁS RELEVANTES</b>
<b>COSTA DEL MAR CANTÁBRICO</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- ZONAS ACANTILADAS ALTAS.</li> <li>- PLAYAS ENCAJADAS DE ARENAS FINAS.</li> <li>- ESTUARIOS DE TAMAÑO PEQUEÑO Y MEDIANO PARCIALMENTE CERRADOS POR LARGOS PUNTALES DE ARENA. DENTRO DE LOS ESTUARIOS SE OBSERVAN MARISMAS, PUERTOS Y PLAYAS.</li> </ul>
<b>COSTA GALLEGA</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- ACANTILADOS ROCOSOS.</li> <li>- ESTUARIOS LARGOS Y PROFUNDOS DENOMINADOS RÍAS. DENTRO DE LAS RÍAS SE OBSERVAN MULTITUD DE PLAYAS ENCAJADAS, PUERTOS, BARRAS DE ARENA Y ESTUARIOS DE MENOR TAMAÑO.</li> </ul>
<b>COSTA DEL SUR-OESTE (GOLFO DE CADIZ)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- COSTA ARENOSA CON ACANTILADOS BAJOS SOMETIDOS A UNA EROSIÓN PROGRESIVA.</li> <li>- PLAYAS DE ARENAS FINAS DE GRAN EXTENSIÓN LONGITUDINAL.</li> <li>- FORMACIONES DUNARES PARCIALMENTE ESTABILIZADAS POR VEGETACIÓN DUNAR.</li> <li>- DESEMBOCADURAS DE RÍOS Y PUNTALES ARENOSOS DE GRAN EXTENSIÓN LONGITUDINAL.</li> </ul>
<b>COSTA DEL SOL OESTE (ZONA COMPRENDIDA ENTRE ALGECIRAS Y MÁLAGA)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- LARGAS PLAYAS DE ARENAS FINAS.</li> </ul>
<b>COSTA DEL SOL ESTE (ZONA COMPRENDIDA ENTRE MÁLAGA Y ALMERÍA)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- COSTA ACANTILADA.</li> <li>- PLAYAS ENCAJADAS DE ARENAS GRUESAS O DE GRAVAS Y BOLOS.</li> <li>- FORMACIONES DELTAÍCAS EN LA DESEMBOCADURA DE LOS RÍOS.</li> </ul>
<b>COSTA DEL SUR- ESTE (ZONA COMPRENDIDA ENTRE ALMERÍA Y EL CABO DE SAN ANTONIO)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- LARGAS PLAYAS DE ARENAS FINAS Y MEDIAS.</li> <li>- PLAYAS ENCAJADAS.</li> <li>- ZONAS ACANTILADAS ALTAS.</li> <li>- BARRERAS LITORALES ARENOSAS.</li> </ul>
<b>COSTA DEL CENTRO NOR- ESTE</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- LARGAS PLAYAS DE ARENAS FINAS Y MEDIAS, CON UN TRANSPORTE LITORAL MUY ACTIVO ALIMENTADOS POR SEDIMENTOS QUE TRANSPORTAN LOS RÍOS.</li> <li>- LAGUNAS CERRADAS POR BARRERAS LITORALES.</li> <li>- FORMACIONES DELTAÍCAS, HUMEDALES Y PUNTALES.</li> </ul>
<b>COSTA BRAVA</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- ZONAS ACANTILADAS ALTAS Y ZONAS ROCOSAS.</li> <li>- PLAYAS ENCAJADAS DE ARENAS CON TAMAÑOS MEDIOS Y GRUESOS</li> </ul>
<b>COSTA DE LAS ISLAS BALEARES</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- COSTA ROCOSA DE BAJA COTA.</li> <li>- PLAYAS ENCAJADAS.</li> </ul>
<b>COSTA DE LAS ISLAS CANARIAS</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- PLAYAS COMPUESTAS POR GRAVAS VOLCÁNICAS.</li> <li>- PLAYAS COMPUESTAS POR ARENAS FINAS.</li> <li>- ACANTILADOS ALTOS.</li> </ul>

Tabla 1.1. Tabla resumen de la zonificación realizada en el litoral Español en base a los elementos morfológicos más relevantes de los mismos.

La siguiente sección se dedicará al análisis detallado de la relación entre las características morfológicas de cada uno de estos ambientes con los agentes climáticos actuantes, identificando cuáles son los parámetros que en mayor grado determinan esta morfología y analizando cuáles de estos factores puede verse alterados por el cambio climático y cuáles serían las consecuencias en la morfología de equilibrio ante diferentes escenarios de variaciones antes el cambio climático.



IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL

---



FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN  
EL LITORAL

**SECCIÓN I: ZONIFICACIÓN MORFOLÓGICA DEL LITORAL  
ESPAÑOL**

**CAPÍTULO 2. ZONIFICACIÓN MORFOLÓGICA**





## 2. ZONIFICACIÓN MORFOLÓGICA

### 2.1 Introducción

España posee la mayor extensión de zona costera dentro de todos los países que componen la Unión Europea. De los 26.000 km de zona costera de los Países de la Unión Europea, 8.000 km corresponden al litoral Español, dentro de los que 3.000 Km corresponden a las Islas Baleares y a las Canarias. El 60% de la zona costera se localiza a lo largo del Mar Mediterráneo, donde la carrera de marea es del orden de decenas de centímetros y la energía asociada al oleaje puede considerarse como moderada, mientras que el 40% restante se localiza a lo largo del océano Atlántico, donde la energía asociada al oleaje incidente es alta y la carrera de marea de 4,5 m.

Dada la gran variedad de unidades geo- morfológicas que componen la franja litoral española y las diferentes condiciones climáticas a las que está sometida, se pueden identificar a lo largo de la misma diversas entidades morfológicas.

Figura 2.1 Porcentaje de franja litoral que ocupan los diferentes elementos morfológicos más relevantes de la costa española.



Por un lado, cabe destacar que el 60% de la franja costera es acantilada, el 25 % está constituida por playas naturales, generalmente arenosas, y que el 15 % corresponden a estuarios y deltas. (Figura 2.1)

Con objeto de establecer las medidas oportunas frente a los posibles efectos del cambio climático, es necesario identificar, de forma general, las principales unidades morfológicas que constituye el litoral español y analizarlas de forma separada.

El presente capítulo está organizada de forma que tras esta breve introducción, se describen las diferentes zonas que pueden observarse a lo largo del litoral y por último se presenta una tabla resumen, en la que se pretende sintetizar las características más relevantes de cada una de las zonas.





## 2.2 Descripción de las distintas zonas de la costa española en función de sus elementos litorales

Dentro de toda la franja litoral española se pueden distinguir diferentes zonas geográficas que se caracterizan y distinguen unas de otras por la abundancia de ciertos elementos morfológicos. En la figura 2.2 se muestra la zonificación del litoral español, que ha sido realizada en función del tipo de ambientes morfológicos que caracterizan a cada una de ellas, y en el que se han distinguido 10 zonas costeras diferentes. Estas son descritas a continuación.

Comenzando desde la costa Cantábrica, **Zona 1**, en esta abundan los acantilados altos interrumpidos por playas encajadas compuestas por arenas finas. Otro tipo de ambiente morfológico identificable lo constituyen los estuarios, parcialmente cerrados del mar exterior por largos puntales de arena y que en su interior albergan grandes áreas de humedales y marismas (ver Figura 2.3).



Figura 2.2 Zonificación del litoral español.

La **Zona 2**, correspondiente a la costa Gallega, se caracteriza por altos acantilados rocosos y por grandes y profundos estuarios denominados Rías. Dentro de las rías se observan





playas encajadas compuestas de arenas finas, grandes bancos de arena y estuarios de menor tamaño (ver Figura 2.4).

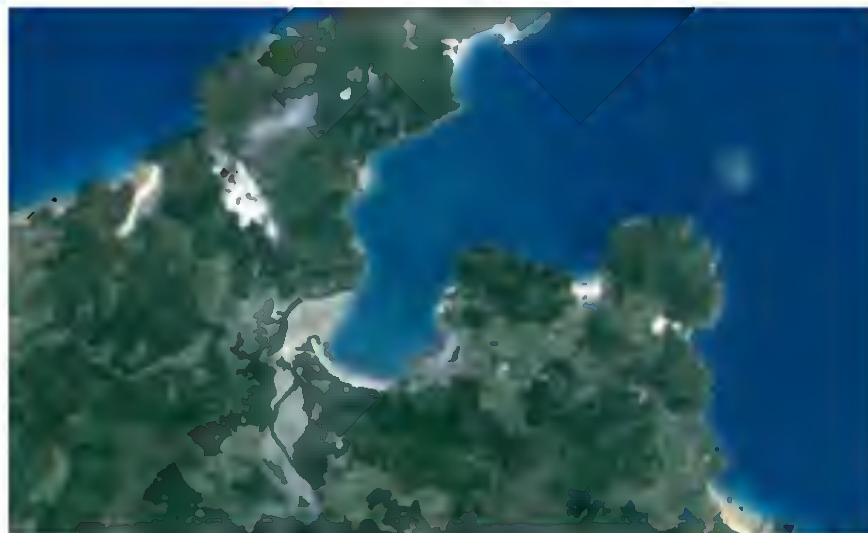


Figura 2.3. Fotografía área de los elementos morfológicos del litoral del Cantábrico.

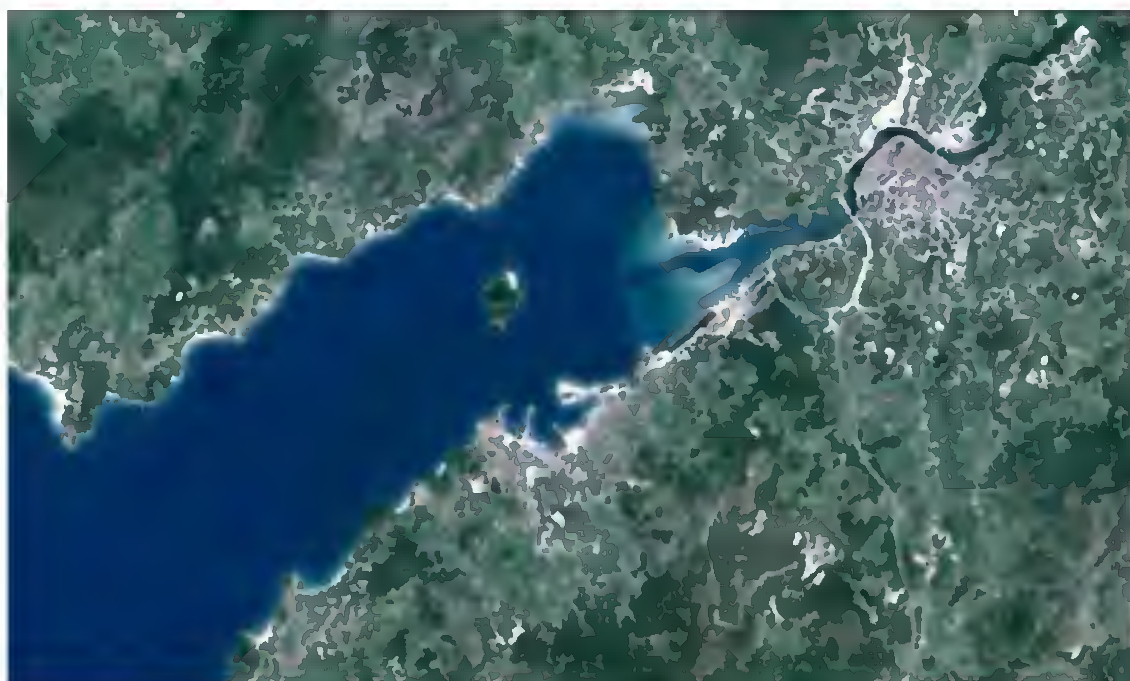


Figura 2.4 Fotografía área de los elementos morfológicos del litoral Gallego.

La **Zona 3** corresponde a la franja costera situada en el Golfo de Cádiz, que se caracteriza por ser una costa con zonas acantiladas bajas que se formaron durante el Mioceno y que han estado sometidos a una erosión progresiva. Los grandes sistemas dunares parcialmente estabilizados por la vegetación y las playas rectilíneas con una gran extensión longitudinal





son muy típicos del Golfo de Cádiz. Tal como se muestra en la figura 2.5, en ocasiones estas quedan interrumpidas por las desembocaduras de los ríos.



Figura 2.5 Fotografía área de los elementos morfológicos del Golfo de Cádiz.

La **Zona 4** corresponde a la franja litoral comprendida entre Algeciras y Málaga, caracterizada por playas abiertas de arenas finas y de gran extensión longitudinal.

La **Zona 5**, comprendida entre Málaga y Almería, destaca por sus altos acantilados y las playas encajadas compuestas por arenas gruesas y gravas, y por las formaciones deltáicas generadas por eventos torrenciales de los ríos.

La franja costera comprendida entre Cabo de Gata y Cabo de San Antonio corresponde a la **Zona 6** (ver figura 2.6), donde se observan playas abiertas de arenas medias y finas y con una gran extensión longitudinal. En esta zona se sitúan el Cabo de Gata, el Cabo de Palos y de San Antonio, alrededor de los que la costa es básicamente acantilada con algunas playas encajadas.



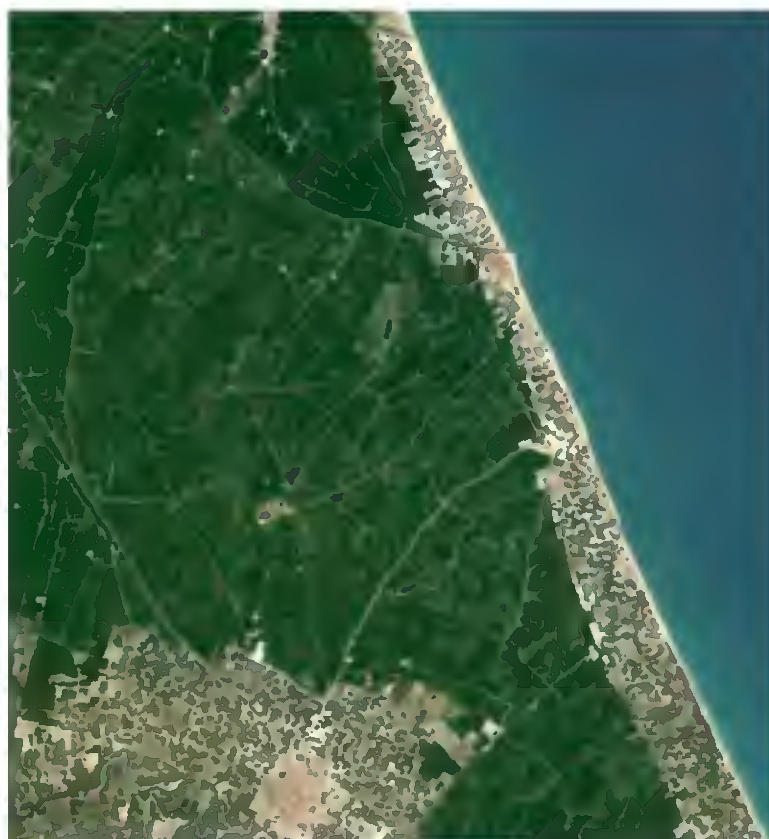


Figura 2.6 Fotografía área de los elementos morfológicos de la Zona 6.

La zona comprendida entre San Antonio y el Sur de Tarragona constituye la **Zona 7**, donde se observan las playas más largas del litoral español. Estas están constituidas por arenas finas y están sometidas a un transporte litoral en dirección Norte- Sur muy activo. Al Norte, en la región del Delta del Ebro la línea de costa experimenta multitud de cambios, donde se observan playas, puntales y humedales (ver figura 2.7).







Figura 2.7 Fotografía área de los elementos morfológicos de la Zona 7.

Al Norte de Barcelona, **Zona 8**, la costa se vuelve progresivamente rocosa con zonas acantiladas interrumpidas por playas encajadas compuestas por arenas de tamaño grueso.

La costa de las Islas Baleares corresponde a la **Zona 9**, caracterizada por una costa rocosa no muy alta con playas encajadas.

Gracias a su origen volcánico, la costa de las Islas Canarias (**Zona 10**) presenta una morfología muy peculiar. Debido a la casi inexistente plataforma continental y las grandes variaciones en la batimetría cerca de la costa, las playas compuestas por arenas finas son muy escasas, y la mayoría están compuestas por rocas basálticas de origen volcánico. En algunas zonas la plataforma continental se ensancha permitiendo la existencia de playas arenosas con un transporte eólico de arenas muy activo.

Cabe destacar que a la hora de realizar esta zonificación se han excluido las áreas portuarias ya que estas son observables a lo largo de todo el litoral español.





## 2.3 Resumen y conclusiones

En la tabla 2.1 se resume la zonificación que se ha realizado dentro del litoral español, en función de los elementos morfológicos que los caracterizan. En base a la zonificación realizada, las unidades morfológicas identificables en cada una de ellas y considerando que en todas ellas se identifican un gran número de puertos industriales y deportivos, se puede concluir indicando que la costa española está constituida en su totalidad por los siguientes ambientes morfológicos:

1. PLAYAS:
  - A. PLAYAS EN EQUILIBRIO DINÁMICO O PLAYAS ABIERTAS.
  - B. PLAYAS ENCAJADAS.
2. SISTEMAS DUNARES.
3. ESTUARIOS, HUMEDALES Y FORMACIONES DELTAÍCAS.
4. ZONAS PORTUARIAS.





	ENTIDADES MORFOLÓGICAS MÁS RELEVANTES
<b>COSTA DEL MAR CANTÁBRICO</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- ZONAS ACANTILADAS ALTAS.</li> <li>- PLAYAS ENCAJADAS DE ARENAS FINAS.</li> <li>- ESTUARIOS DE TAMAÑO PEQUEÑO Y MEDIANO PARCIALMENTE CERRADOS POR LARGO PUNTALES DE ARENA. DENTRO DE LOS ESTUARIOS SE OBSERVAN MARISMAS, PUERTOS Y PLAYAS.</li> </ul>
<b>COSTA GALLEGA</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- ACANTILADOS ROCOSOS.</li> <li>- ESTUARIOS LARGOS Y PROFUNDOS DENOMINADOS RÍAS. DENTRO DE LAS RÍAS SE OBSERVAN MULTITUD DE PLAYAS ENCAJADAS, PUERTOS, BARRAS DE ARENA Y ESTUARIOS DE MENOR TAMAÑO.</li> </ul>
<b>COSTA DEL SUR-OESTE (GOLFO DE CADIZ)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- COSTA ARENOSA CON ACANTILADOS BAJOS SOMETIDOS A UNA EROSIÓN PROGRESIVA.</li> <li>- PLAYAS DE ARENAS FINAS DE GRAN EXTENSIÓN LONGITUDINAL.</li> <li>- FORMACIONES DUNARES PARCIALMENTE ESTABILIZADAS POR VEGETACIÓN DUNAR.</li> <li>- DESEMBOCADURAS DE RÍOS Y PUNTALES ARENOSOS DE GRAN EXTENSIÓN LONGITUDINAL.</li> </ul>
<b>COSTA DEL SOL OESTE (ZONA COMPRENDIDA ENTRE ALGECIRAS Y MÁLAGA)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- LARGAS PLAYAS DE ARENAS FINAS.</li> </ul>
<b>COSTA DEL SOL ESTE (ZONA COMPRENDIDA ENTRE MÁLAGA Y ALMERÍA)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- COSTA ACANTILADA.</li> <li>- PLAYAS ENCAJADAS DE ARENAS GRUESAS O DE GRAVAS Y BOLOS.</li> <li>- FORMACIONES DELTAÍCAS EN LA DESEMBOCADURA DE LOS RÍOS.</li> </ul>
<b>COSTA DEL SUR- ESTE (ZONA COMPRENDIDA ENTRE ALMERÍA Y EL CABO DE SAN ANTONIO)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- LARGAS PLAYAS DE ARENAS FINAS Y MEDIAS.</li> <li>- PLAYAS ENCAJADAS.</li> <li>- ZONAS ACANTILADAS ALTAS.</li> <li>- BARRERAS LITORALES ARENOSAS.</li> </ul>
<b>COSTA DEL CENTRO NOR- ESTE</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- LARGAS PLAYAS DE ARENAS FINAS Y MEDIAS, CON UN TRANSPORTE LITORAL MUY ACTIVO ALIMENTADOS POR SEDIMENTOS QUE TRANSPORTAN LOS RÍOS.</li> <li>- LAGUNAS CERRADAS POR BARRERAS LITORALES.</li> <li>- FORMACIONES DELTAÍCAS, HUMEDALES Y PUNTALES.</li> </ul>
<b>COSTA BRAVA</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- ZONAS ACANTILADAS ALTAS Y ZONAS ROCOSAS.</li> <li>- PLAYAS ENCAJADAS DE ARENAS CON TAMAÑOS MEDIOS Y GRUESOS</li> </ul>
<b>COSTA DE LAS ISLAS BALEARES</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- COSTA ROCOSA DE BAJA COTA.</li> <li>- PLAYAS ENCAJADAS.</li> </ul>
<b>COSTA DE LAS ISLAS CANARIAS</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- PLAYAS COMPUESTAS POR GRAVAS VOLCÁNICAS.</li> <li>- PLAYAS COMPUESTAS POR ARENAS FINAS.</li> <li>- ACANTILADOS ALTOS.</li> </ul>

Tabla 2.1 Tabla resumen de la zonificación realizada en el litoral Español en base a los elementos morfológicos más relevantes de los mismos.

La siguiente sección se dedicará al análisis detallado de la relación entre las características morfológicas de cada uno de estos ambientes con los agentes climáticos actuantes, identificando cuáles son los parámetros que en mayor grado determinan esta morfología y analizando cuáles de estos factores puede verse alterados por el cambio climático y cuáles serían las consecuencias en la morfología de equilibrio ante diferentes escenarios de variaciones antes el cambio climático.



IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL

---



FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN  
EL LITORAL

**SECCIÓN II : ANÁLISIS TEÓRICO DE LOS EFECTOS DEL  
CAMBIO CLIMÁTICO EN LA COSTA**

**ÍNDICE**





## Índice

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN.....	1.1
1.1 Organización de la sección II.....	1.1
Capítulo 2. DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO DE LAS PERTURBACIONES.....	2.1
2.1 Introducción.....	2.1
2.2 Método de las perturbaciones.....	2.1
Capítulo 3. EFECTOS EN PLAYAS	
3.1 Introducción.....	3.2
3.2 Definición de playa y tipos de playas.....	3.2
3.3 Dimensionalidad de los procesos y escalas espacio – temporales.....	3.8
3.3.1 Dimensionalidad de los procesos.....	3.9
3.3.2 Escala espacial y temporal de los procesos.....	3.9
3.4 Análisis a largo plazo.....	3.12
3.4.1 Cota de inundación.....	3.13
3.4.2 Perfil de equilibrio.....	3.17
3.4.3 Forma en planta de equilibrio.....	3.28
3.4.4 Interrelación del perfil y la planta de las playas.....	3.71
3.4.5 Conclusiones generales del análisis a largo plazo y aspectos a considerar.....	3.72
3.5 Análisis a medio plazo.....	3.73
3.5.1 Descripción de los modelos de evolución morfológica de las playas.....	3.74
3.5.2 Definición del estado modal de una playa y su relación con los parámetros climáticos.....	3.81
3.5.3 Parámetros o variables que determinan el estado modal.....	3.82
3.5.4 Evaluación de los posibles efectos del cambio climático el estado modal.....	3.82
3.6. Orden de magnitud de los efectos a largo y medio plazo .....	3.83
3.7. Conclusiones generales.....	3.84
Capítulo 4. EFECTOS EN ESTUARIOS.....	4.1
4.1 Introducción.....	4.1
4.2 Definición de estuario y tipos de estuarios.....	4.1
4.3 Escalas espacio temporales de los procesos sedimentarios en estuarios.....	4.8
4.4 Dinámica sedimentaria a corto plazo.....	4.8
4.4.1 Introducción.....	4.8
4.4.2 Efecto embudo y efecto chorro.....	4.9
4.4.3 Interacción ola-corriente.....	4.11
4.4.4 Efecto de los aporte fluviales.....	4.12
4.4.5 Dinámica sedimentaria a corto plazo en la desembocadura.....	4.13





4.4.6 Dinámica sedimentaria en el interior de los estuarios.....	4.14
4.5 Dinámica sedimentaria a largo plazo.....	4.16
4.5.1 Introducción.....	4.16
4.5.2 Descripción de los modelos que relacionan los agentes dinámicos con la circulación estuarina y configuración morfológica de los estuarios.....	4.16
4.5.3 Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en la circulación estuarina y configuración morfológica de los estuarios.....	4.20
4.6 Orden de magnitud de los efectos.....	4.31
4.7 Conclusiones generales.....	4.32
Capítulo 5. EFECTOS EN LOS SISTEMAS DUNARES.....	5.1
5.1 Introducción.....	5.1
5.2 Definición y descripción de los sistemas dunares de la costa española.....	5.1
5.3 Escalas espacio temporales de los procesos sedimentarios en sistemas dunares... ..	5.3
5.4 Análisis a corto plazo.....	5.3
5.4.1 Introducción.....	5.3
5.4.2 Descripción de los procesos de transporte eólico.....	5.3
5.4.3 Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en las tasa de transporte eólico potencial.....	5.8
5.5 Análisis a largo plazo.....	5.12
5.5.1 Introducción.....	5.12
5.5.2 Cuantificación de la erosión dunar en función de del aumento del nivel medio.....	5.12
5.6 Orden de magnitud de los efectos.....	5.15
5.7 Conclusiones generales.....	5.15
Capítulo 6. EFECTOS EN OBRAS MARÍTIMAS.....	6.1
6.1 Introducción.....	6.1
6.2 Funcionalidad de estructuras de protección litoral.....	6.2
6.2.1 Introducción y definiciones.....	6.2
6.2.2 Rotura del oleaje.....	6.2
6.2.3 Reflexión del oleaje.....	6.5
6.2.4 Transmisión del oleaje.....	6.18
6.2.5 Rebase del oleaje.....	6.38
6.3 Estabilidad de estructuras de protección litoral.....	6.51
6.3.1 Introducción.....	6.51
6.3.2 Resumen de la interrelación entre la estabilidad de los diques en talud y los procesos de la dinámica marina.....	6.51
6.3.3 Análisis de los posibles efectos en la estabilidad de los diques en profundidades indefinidas.....	6.54
6.4 Orden de magnitud de los efectos.....	6.66
6.5 Conclusiones generales.....	6.67





Capítulo 7. RESUMEN.....	7.1
7.1 Introducción.....	7.1
7.2 Efectos en playas.....	7.1
7.3 Efectos en estuarios.....	7.9
7.4 Efectos en dunas.....	7.13
7.5 Efectos en obras marítimas.....	7.14
Capítulo 8. REFERENCIAS.....	8.1





IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL

---



FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN  
EL LITORAL

**SECCIÓN II : ANÁLISIS TEÓRICO DE LOS EFECTOS DEL  
CAMBIO CLIMÁTICO EN LA COSTA**

**CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN**





## 1 INTRODUCCIÓN

El objetivo de la presente sección es el análisis de los efectos que el cambio climático pueda generar en los diferentes elementos litorales que han sido identificados en la Sección I.

La metodología de análisis es tal que para cada elemento litoral se hace una descripción del estado de conocimiento sobre la interrelación entre los agentes climáticos y la morfología del elemento. Esta revisión permite identificar los factores que más afectan a dicha morfología, y a partir de modelos analíticos y formulaciones empíricas, aplicando el método de las perturbaciones se cuantifican los efectos de diferentes escenarios de cambio climático.

A continuación se definen los capítulos que componen la presente sección, así como una breve descripción de sus contenidos.

### 1.1 Organización de la sección II

La Sección II, está constituida por los siguientes capítulos:

**Capítulo 1. Introducción**, donde se plantean los objetivos de la Sección II y su organización.

**Capítulo 2. Descripción del método de las perturbaciones**, en el que se describe el método numérico que ha sido utilizado para la evaluación de los efectos que producen las variaciones en los parámetros climáticos.

**Capítulo 3. Efectos en Playas**, en el que se realiza un análisis del estado de conocimiento de la relación entre los agentes de la dinámica marina y la morfología de las playas, identificando cuáles son los factores que pueden verse modificados por el efecto del cambio climático y sus repercusiones en su morfología.

**Capítulo 4. Efectos en Estuarios**, en el que se realiza un análisis del estado de conocimiento de la relación entre los agentes de la dinámica marina y la morfología de los estuarios, identificando cuáles son los factores que pueden verse modificados por el efecto del cambio climático y sus repercusiones en su morfología.





**Capítulo 5. Efectos en Sistemas dunares**, en el que se realiza un análisis del estado de conocimiento de la relación entre los agentes de la dinámica marina y la morfología de los sistemas dunares, identificando cuáles son los factores que pueden verse modificados por el efecto del cambio climático y sus repercusiones en su morfología.

**Capítulo 6. Efectos en Obras marítimas**, en el que se realiza un análisis del estado de conocimiento de la relación entre los agentes de la dinámica marina y las variables funcionales y variables de estabilidad. En este capítulo se identifican cuáles son los factores que pueden verse modificados por el efecto del cambio climático y sus repercusiones en la funcionalidad y estabilidad de las obras.

**Capítulo 7. Resumen**, donde se describen las conclusiones generales a las que se ha llegado mediante el análisis realizado.

**Capítulo 8. Referencias**, donde se indican las referencias completas nombradas a lo largo del texto.



IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL

---



FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN  
EL LITORAL

**SECCIÓN II : ANÁLISIS TEÓRICO DE LOS EFECTOS DEL  
CAMBIO CLIMÁTICO EN LA COSTA**

**CAPÍTULO 2. DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO  
DE LAS PERTURBACIONES**





## 2. DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO DE LAS PERTURBACIONES

### 2.1 Introducción

Ya que a lo largo de toda esta sección el método de las perturbaciones constituye la herramienta matemática para analizar de qué manera afectan las pequeñas posibles variaciones en los parámetros de la dinámica marina en la morfología de los distintos elementos litorales, se ha creído conveniente dedicar el presente capítulo a describir las bases de la misma. En el siguiente apartado se procede a dicha descripción.

### 2.2 Método de las perturbaciones

El método numérico de las perturbaciones, permite evaluar las variaciones que suponen en una función pequeños cambios en las variables independientes de las que la función depende. Consideremos una función  $F(x_1, x_2)$ , que representa una característica morfológica de un elemento litoral y que depende de las variables  $x_1$  y  $x_2$  (que pueden ser por ejemplo el nivel medio del mar y la altura de ola significativa media). Actualmente estas dos variables tienen unos valores determinados, pero puede que su valor se vea modificado por el efecto del cambio climático.

El método de las perturbaciones, consistente en obtener la función perturbada por series de Taylor:

Supongamos que las variables  $x_1$  y  $x_2$  se ven perturbadas por el efecto del cambio climático, de forma que:

$$x_{1,\text{futuro}} = x_1 + \delta x_1 \quad (2.0)$$

$$x_{2,\text{futuro}} = x_2 + \delta x_2 \quad (2.0)$$

La función  $F$  perturbada utilizando las funciones de Taylor es la siguiente:

$$F(x_1 + \delta x_1, x_2 + \delta x_2) = F(x_1, x_2) + \delta x_1 \frac{\partial F(x_1, x_2)}{\partial x_1} + \delta x_2 \frac{\partial F(x_1, x_2)}{\partial x_2} + O((\delta x_1)^2, \dots) \quad (2.0)$$





Esta función permite obtener de forma directa y sencilla la variación del valor de la función generada por pequeñas perturbaciones en las variables independientes. Asumiendo que los términos de segundo orden son despreciables, se obtiene que:

$$\delta F = F(x_1 + \delta x_1, x_2 + \delta x_2) - F(x_1, x_2) = \delta x_1 \frac{\partial F(x_1, x_2)}{\partial x_1} + \delta x_2 \frac{\partial F(x_1, x_2)}{\partial x_2} \quad (2.0)$$

Con objeto de simplificar el problema, supongamos que la función  $F$  depende de una única variable independiente  $x_1$ . El método de las perturbaciones, aproxima el valor de la función cerca de un punto dado  $F(x_1 + \delta x_1)$ , como la suma del valor de la función en el punto  $x_1$  y de la derivada de la función en el punto  $x_1$  multiplicado por la variación del valor de la variable independiente  $\delta x_1$ . Esta aproximación solamente es válida, si la perturbación en la variable independiente es pequeña. En caso contrario, el error cometido mediante la aplicación del método de las perturbaciones puede ser importante. (Ver figura 2.1)

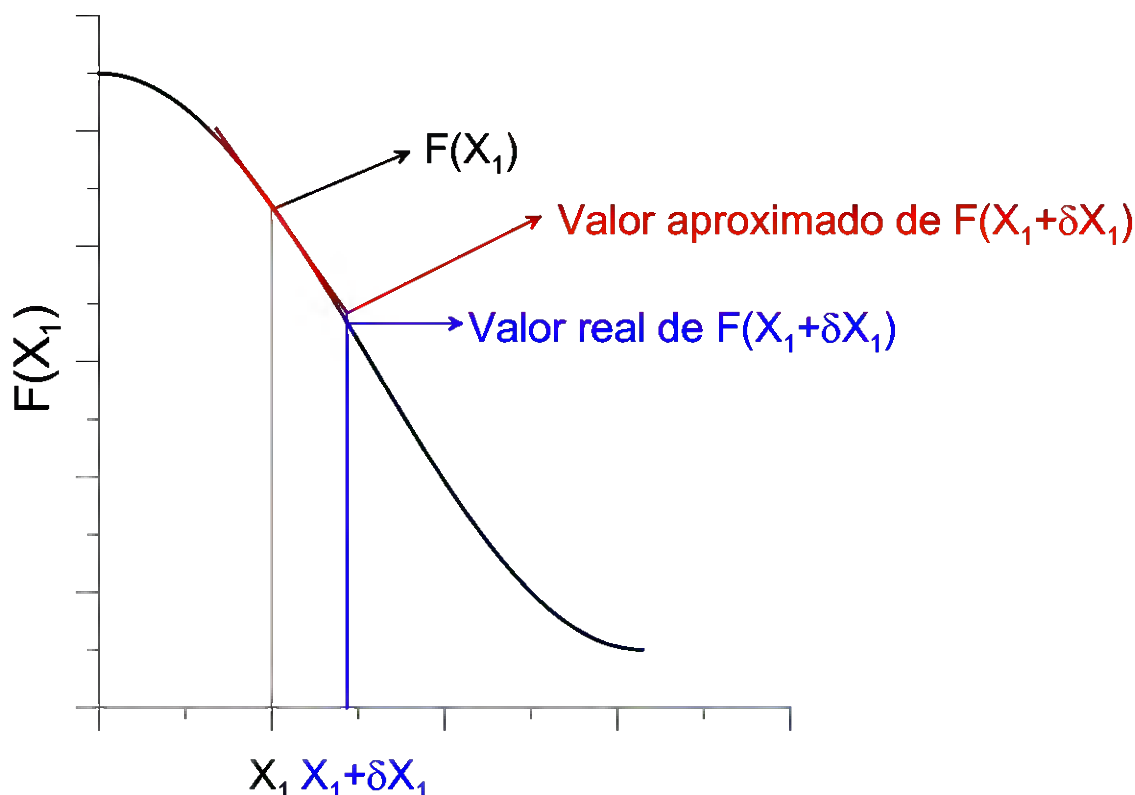


Figura 2.1 Gráfica explicativa del procedimiento del método de las perturbaciones.





IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL

---



FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL  
CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL

**SECCIÓN II : ANÁLISIS TEÓRICO DE LOS EFECTOS DEL CAMBIO  
CLIMÁTICO EN LA COSTA**

**CAPÍTULO 3. EFECTOS EN PLAYAS**

---



## 3. EFECTOS EN PLAYAS

### 3.1 Introducción

En la sección I, dedicada a la zonificación del litoral español, se ha mencionado que un 25 % de la zona costera está compuesta por playas, por lo que el conocimiento de la respuesta que estos ambientes litorales puedan tener ante el cambio climático es imprescindible.

Aunque las playas se han considerado como un ambiente litoral, cabe destacar que en la costa Española se pueden identificar playas de muy diferentes características. Por ejemplo, en el Norte de España las playas están encajadas y compuestas por arenas finas y medias, mientras que en el Sur y en la zona Levantina las playas son abiertas y están sometidas a un transporte litoral de arenas continuo. Dada la gran variedad de playas existentes en el litoral español se ha creído oportuno, definir y describir en el siguiente apartado los tipos de playas existentes a lo largo de la costa española. Posteriormente, en el apartado 3.3, se describen las escalas espacio temporales de los procesos dinámicos que acontecen en las playas, indicando cuáles son las escalas a considerar a la hora de evaluar los posibles efectos del cambio climático. En el apartado 3.4, se analizan los posibles efectos del cambio climático a largo plazo, mientras que en el capítulo 3.5, se realiza dicho análisis a medio plazo. Por último, el capítulo 3.6 resume el análisis realizado a lo largo del presente capítulo.

### 3.2 Definición de playa y tipos de playas

Se define Playa como la acumulación de sedimento no consolidado (arena, grava o canto rodado) que se sitúa entre la línea de máximo alcance del oleaje en temporal y pleamar viva y una profundidad que corresponde a la zona donde deja de producirse un movimiento activo de sedimentos debido a la acción del oleaje. Queda claro pues que la definición de playa no puede separarse de la hidrodinámica. Esta definición de playa coincide prácticamente con la definición de Zona Litoral (Litoral Zone) dada por Komar en la figura





3.1. Las playas se enmarcan dentro de la Zona Costera (Coastal Zone), que comprende el área de la plataforma continental y de la costa en la que los procesos morfodinámicos vienen determinados por la dinámica marina. Su desarrollo hacia tierra y hacia el mar depende por lo tanto de la tipología de la costa, de la plataforma continental, y del clima marítimo de la zona. Por ejemplo, en una costa baja y arenosa, sometida a fuertes vientos, comprende el área dunar interior de la playa, cuya dinámica depende de la capacidad de aportación de arena desde la playa por parte del oleaje y de la acción de los vientos costeros. En una desembocadura, comprenderá toda la zona sometida a la acción de las mareas. Por la parte del mar, su alcance depende también del clima marítimo en la zona, abarcando todas las zonas de la plataforma continental cuya morfología depende de la acción del oleaje o de las corrientes provenientes de la costa.

Cuadro A.1.1. Toponimia del perfil de playa en función de la morfología.

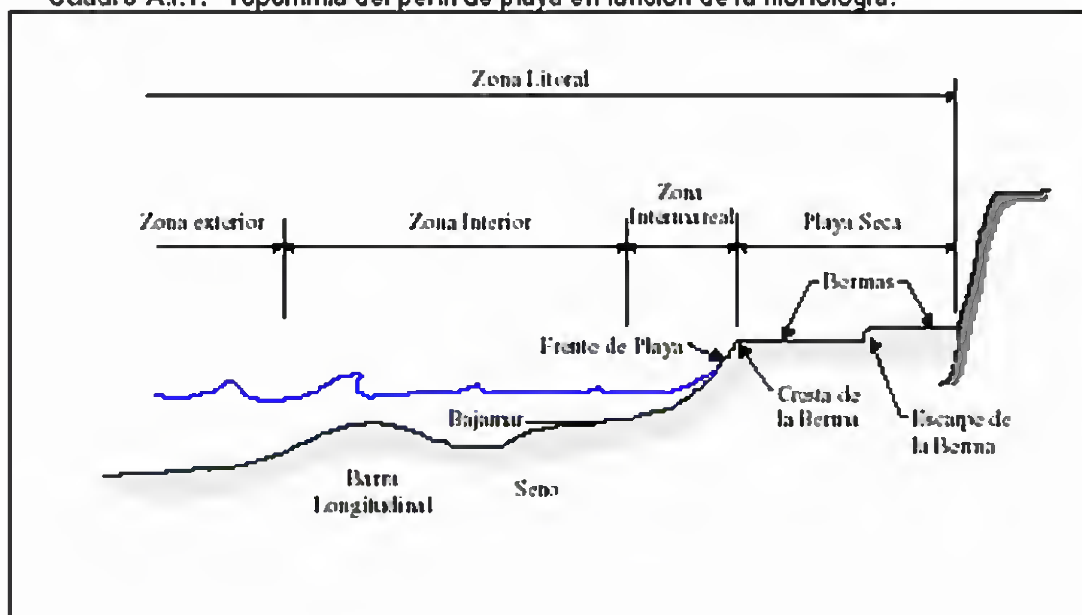


Figura 3.3 Toponimia del perfil de playa en función de la morfología.

Las playas se encuentran sometidas a la acción de un gran número de dinámicas tanto marinas (por ejemplo, marea, ondas infragravatorias,...) como atmosféricas (por ejemplo





viento, presión, ..). Cada uno de ellos tiene su propia escala espacial y temporal de actuación y genera una respuesta en la playa en dichas escalas de variabilidad.

Dada la gran variedad de tipos de playas existentes, antes de proceder al análisis de los efectos del cambio climático en las playas, conviene hacer mención las características de los principales tipos de playa existentes en el litoral español. Para tal fin, se describen a continuación las dos principales clasificaciones morfodinámicas existentes sobre playas, uno basado en un principio energético, mientras que el segundo está basado en criterio de equilibrio.

### **1. Clasificación energética:**

En función del tamaño del sedimento que componen las playas y de la cantidad de energía del oleaje incidente en la misma, el comportamiento morfodinámico de la misma es totalmente diferente, por lo que las playas pueden ser clasificadas de la siguiente forma:

#### ***Playas reflejantes:***

Las playas reflejantes son playas con perfiles con pendientes muy pronunciadas donde la rotura de oleaje se produce en colapso o en oscilación. La turbulencia relacionada con el proceso de rotura se ve confinada a la zona de ascenso-descenso sobre el frente de playa. Frecuentemente aparecen beach cusps altamente rítmicos. Bajo condiciones de baja energía, el talud de playa finaliza por la parte superior en una berma alta y recta, tras la cual puede aparecer un canalizo resultado de la incorporación de la berma al talud mas tendido correspondiente a condiciones de mayor energía. El frente de playa suele contener, aunque no siempre, tamaños de grano más gruesos que la playa sumergida. Inmediatamente debajo del talud de playa, se suele encontrar un escalón pronunciado, compuesto de material grueso. La profundidad de este escalón se incrementa con la altura de ola. En playas con marea, el barrido del oleaje sobre el escalón lo destruye, por lo que no aparece en el pie del frente de playa en la bajamar. Hacia el lado del mar del frente de playa, la pendiente disminuye notablemente, dando al perfil una forma cóncava bien marcada. Un ejemplo de este tipo de playas se muestra en la figura 3.2.





Figura 3.3 Ejemplo tipo de playa reflejante, Playa Del Centro, Badalona.

### ***Playas disipativas***

La playa disipativa tiene una morfología prácticamente bidimensional, con un perfil muy tendido. Existe una o varias barras longitudinales, paralelas a la línea de costa y separadas por senos poco marcados. Dada la geometría bidimensional del sistema, los sistemas rítmicos con corrientes de retorno son prácticamente inexistentes, salvo en el caso de discontinuidades marcadas por los propios contornos del sistema (arrecifes rocosos, límites extremos de la playa, etc.). Las playas disipativas presentan roturas en descrestamiento y una disipación de la energía del oleaje progresiva a lo largo del perfil. Tal como se muestra en la figura 3.3. La playa de Los Locos situado en la costa de Cantabria constituye un ejemplo tipo de estas playas.





Figura 3.3 Ejemplo tipo de playa disipativa, Playa de Los Locos, Cantabria.

### ***Playas intermedias***

Las playas intermedias poseen elementos de los estados disipativo y reflejante. Estos estados presentan morfologías muy complejas. Como, en general, las playas intermedias presentan diferentes estados en función de las condiciones del oleaje, la variabilidad total de estas playas es muy elevada. En la figura 3.4 se muestra la playa de Zarauz, ejemplo tipo de playas intermedias.





Figura 3.3 Ejemplo tipo de playa Intermedia, playa de Zarauz.

## **2. Clasificación en función del tipo de equilibrio:**

Dentro de esta clasificación se distinguen los siguientes tipos de playas:

### ***Playas en equilibrio estático***





Este tipo de playas se caracterizan por estar sometidas a un transporte longitudinal nulo. Ejemplos de este tipo de playas los constituyen las playas abiertas con un transporte longitudinal nulo, playas encajadas (características de la zona Atlántica), tómbolos y salientes. (Ver figura 3.5)



Figura 3.3 Ejemplo tipo de playa encajada, Playa de Poniente (Gijón).

***Playas en equilibrio dinámico o en desequilibrio (transporte longitudinal no nulo)***

En este tipo de playas existe un transporte longitudinal no nulo, y por lo tanto, las variaciones en la tasa de transporte neto pueden acarrear grandes modificaciones en las







playas. Por otro lado, cabe mencionar que las playas en desequilibrio muestran una gran variabilidad temporal en su morfología. Los puntales, situados en las desembocaduras y en la zona exterior de los estuarios, constituyen playas en equilibrio dinámico, (Figura 3.6).

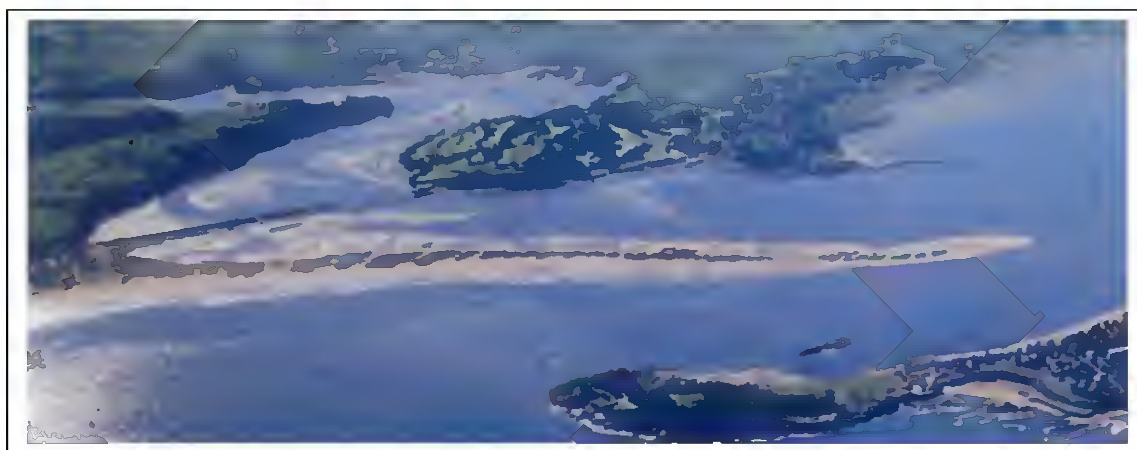


Figura 3.3 Ejemplo de una playa en equilibrio dinámico, playa de Somo, Cantabria.

### 3.3 Dimensionalidad de los procesos y escalas espacio – temporales

La acción conjunta de los distintos procesos de la dinámica marina sobre los sedimentos de una playa da lugar a un transporte de arena y, consecuentemente a una variación del fondo. El estudio de este conjunto de acciones y respuestas, conocido usualmente por el nombre de procesos litorales, ha de realizarse de un modo aproximado, puesto que hoy en día el estado actual de conocimientos no permite abordar el problema en toda su complejidad. Las aproximaciones existentes se basan en dos hipótesis de partida. La primera se refiere a la tridimensionalidad de los procesos litorales y admite que el estudio de los mismos puede efectuarse analizando por separado los procesos transversales (perfil de playa) y los procesos longitudinales (planta de la playa). La segunda es relativa a la escala temporal y





espacial de los procesos y a la necesidad de utilizar formulaciones específicas en función de la escala de interés.

### **3.3.1 Dimensionalidad de los procesos**

Todos los procesos hidrodinámicos y sedimentarios que acontecen en una playa son, en mayor o menor medida, procesos tridimensionales. Sin embargo, las limitaciones de las herramientas, formulaciones e incluso de nuestra capacidad de entendimiento de dichos procesos no nos permiten analizarlos en toda su complejidad. De este modo, surge como primera y más importante hipótesis de trabajo en el estudio de la estabilidad de una playa, la relativa a la ortogonalidad de los movimientos longitudinales y transversales de la misma.

De acuerdo con esta hipótesis de ortogonalidad, cualquier movimiento de una playa, como por ejemplo el ocurrido tras un temporal, puede ser analizado estudiando los movimientos longitudinales y transversales de la misma, los cuales se asume que son independientes entre sí. Nótese que la hipótesis de ortogonalidad permite analizar la estabilidad de una playa estudiando por separado la:

- Estabilidad del perfil de playa (eje transversal).
- Estabilidad de la planta de la playa (eje longitudinal).

La hipótesis de ortogonalidad es, en general, suficientemente aproximada a la realidad, especialmente en playas abiertas con estados morfodinámicos extremos (disipativas o reflejantes). En playas con estados morfodinámicos intermedios, o en playas encajadas con una forma en planta de gran curvatura, existe, sin embargo, una notable interacción planta-perfil, por lo que el análisis por separado del perfil y la planta debe realizarse con cautela.

### **3.3.2 Escala espacial y temporal de los procesos**

Las diferentes dinámicas que afectan a una playa se presentan en escalas espaciales que van desde los centímetros (turbulencia), hasta las decenas de kilómetros (marea) y en escalas temporales que van desde los segundos (olas) hasta las décadas (ascenso del nivel





medio del mar). Como respuesta a dichas dinámicas la morfología de la playa cambia, a su vez, dentro de todas esas escalas: centímetros-kilómetros, segundos-décadas, figura 3.7.

A pesar de la potencia de cálculo de los ordenadores, y de los intentos realizados en esa dirección, no es posible (ni adecuado) calcular los cambios que acontecen en las escalas superiores, por integración de los procesos de las escalas inferiores. Esto es debido a la falta de una teoría unificada de transporte de sedimentos que retenga la influencia de todos los efectos que se producen en las diferentes escalas espaciales y temporales.

Esta carencia de teoría unificada da lugar a que los procesos que ocurren en diferentes escalas (de tiempo o espacio) deban ser analizados con diferentes herramientas o formulaciones. Es necesario, por tanto, conocer cuál es la escala de interés en cada problema particular y utilizar la formulación adecuada a dicha escala de interés. Las escalas de las diferentes dinámicas y respuestas morfológicas de las playas suelen ser clasificadas en: Micro escala, Meso escala y Macro escala de acuerdo con la dimensión espacial y en corto plazo, medio plazo y largo plazo, véase la figura 3.7.

En el estudio del efecto del cambio climático en la morfología de las playas las escalas de interés son la Meso escala (decenas centenas de metro), Macro escala (km) y el largo plazo (años).

Una de las técnicas de análisis de los procesos a largo plazo es la búsqueda de la posición de equilibrio, o posición que adoptaría la playa si las dinámicas permanecieran constantes durante el tiempo suficiente. En el caso del perfil de playa el concepto de perfil de equilibrio es ampliamente utilizado en los estudios de estabilidad y evolución de playas, existiendo diversas formulaciones tendentes a describir dicho perfil de equilibrio.

En el caso de forma en planta la existencia de una forma de equilibrio estable exige que no exista una pérdida (o ganancia) neta de arena en la playa. Esta circunstancia es normalmente observable en playas encajadas para las que son aplicables diversas formulaciones de forma en planta en equilibrio. Las playas no encajadas están sujetas a cambios de forma debido a la existencia de gradientes en el transporte longitudinal de sedimentos. Punto clave en cualquier estudio de playas es la correcta determinación de dicho transporte longitudinal pues es quién condiciona la evolución temporal de la misma. En la actualidad existen diversas formulaciones para la determinación del transporte longitudinal en playas que abarcan desde relaciones sencillas con el flujo de energía del oleaje hasta modelos que computan los diferentes tipos de transporte (suspensión, fondo, flujo de lámina) en la acción conjunta ola-corriente. Estas formulaciones pueden ser





incluidas en modelos numéricos de una-línea o modelos de n-líneas para la determinación de la evolución a medio – largo plazo de la forma en planta de una playa.

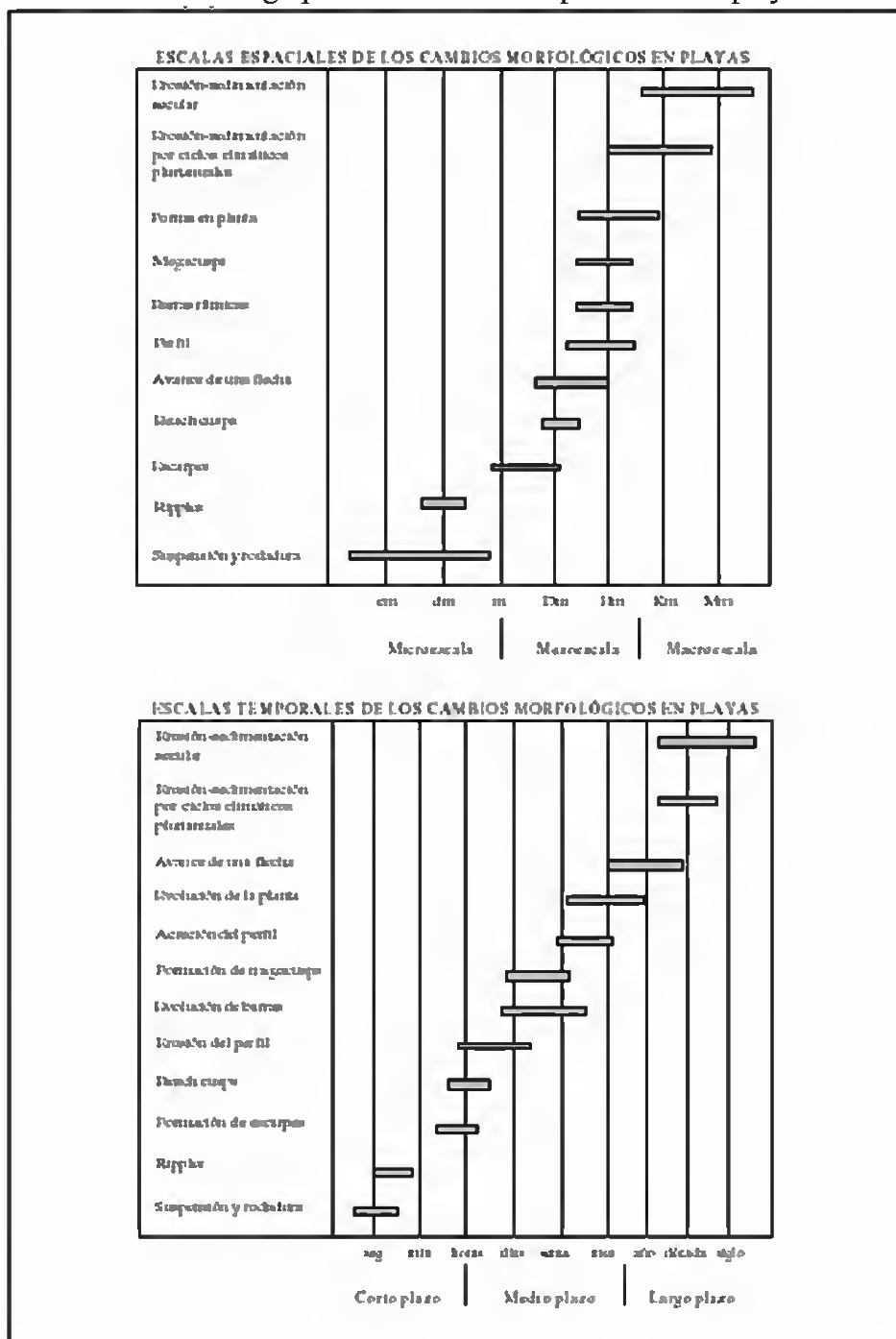




Figura 3.7 Escalas de las diferentes dinámicas y respuestas morfológicas de las playas.

Dado que el objetivo del presente estudio es analizar el tipo de respuesta de las playas frente al posible efecto del cambio climático, es decir, la respuesta de la playa en la escala temporal del largo plazo, la metodología para dicho análisis se centrará en la determinación de la cota de inundación y en las formas de equilibrio tanto del perfil de playa así como de la forma en planta, que deberán de ser analizados de forma separada, debido esencialmente a la deficiencia en las herramientas disponibles para analizar la respuesta tridimensional de una playa. No obstante, aunque la mayor parte del estudio se centre en el análisis a largo plazo, se dedica un apartado al análisis de los posibles efectos a medio plazo.

### 3.4 Análisis a largo plazo

El primer punto que se aborda en el análisis a largo plazo corresponde a la cota de inundación en una playa. En un principio la cota de inundación de una playa se puede considerar como un proceso a corto plazo. No obstante, el propósito del análisis que se realiza a continuación es la de determinar si en un futuro, la cota de inundación durante eventos extremos se puede ver incrementada, lo que implicaría que zonas del litoral que actualmente no son inundables lo serán en un futuro cercano, o que las zonas que solamente se ven inundadas durante eventos extremos con un periodo de retorno dado, sean inundadas con un periodo de retorno inferior. Para realizar este análisis se estudian formulaciones empíricas que permiten determinar la cota de inundación, y mediante el método de las perturbaciones, se calcula cuál puede ser la variación de la cota de inundación por el efecto del cambio climático.

Tras el análisis de las variaciones de la cota de inundación a largo plazo se procede a estudiar la morfología de equilibrio de las playas, que se basa en la hipótesis de ortogonalidad anteriormente mencionada, de forma que el análisis sobre los efectos en el perfil de playa y de la forma en planta se realiza de forma separada. Tras el estudio sobre los efectos en la cota de inundación en playas, se aborda el tema sobre los efectos del perfil y posteriormente se procede al análisis de los efectos en la forma en planta. En ambos casos, la metodología de análisis es tal que en primer lugar se presenta una breve descripción los modelos existentes en la actualidad que relacionan los estados de equilibrio con la dinámica actuante. Posteriormente, se analizan cuáles son las variables dinámicas que en mayor grado determinan estas morfologías de equilibrio y si estas pueden verse





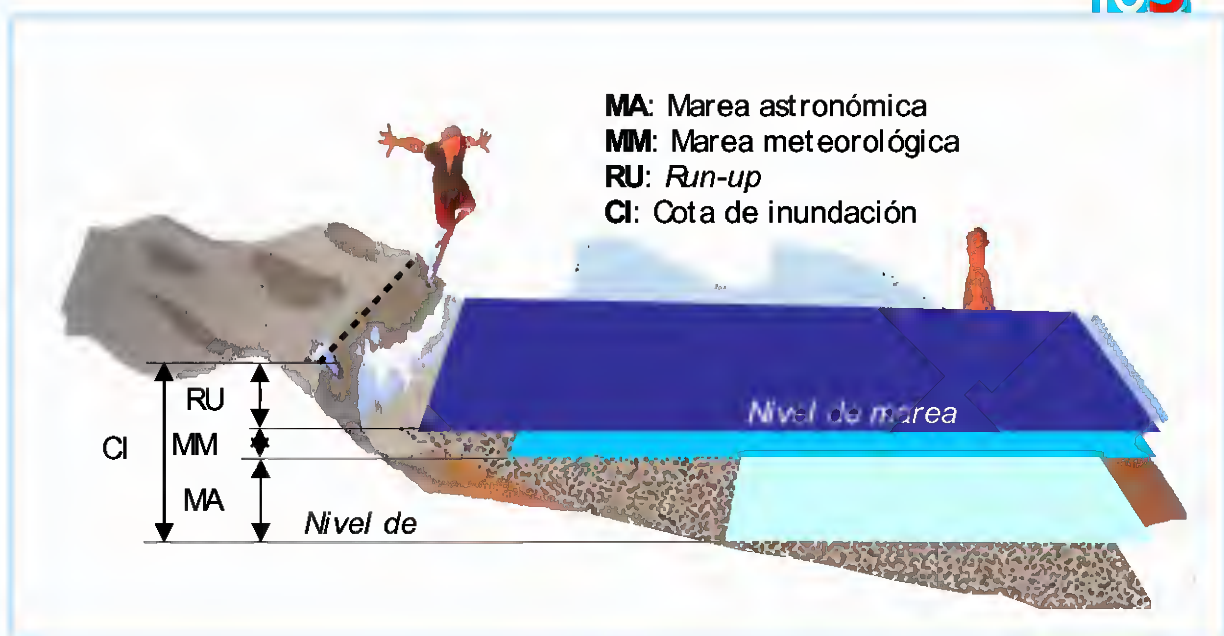
modificadas por el cambio climático. Finalmente, se analizan los posibles efectos sobre estas morfologías de equilibrio ante diferentes escenarios de cambio climático.

### **3.4.1 Cota de inundación**

#### **3.4.1.1 Introducción**

El régimen de inundación alcanzado por una playa por acción de la dinámica marina y meteorológica es un fenómeno especialmente complejo, tanto por el gran número de elementos que intervienen en el proceso de inundación, como por la interacción entre dichos elementos. El fenómeno de inundación en una playa puede ser representado de acuerdo al siguiente esquema, figura 3.8. En un instante determinado, la playa está caracterizada por un nivel de marea ( $NM$ ) compuesto por la marea astronómica y la marea meteorológica ( $MA+MM$ ) y una batimetría. Sobre dicho nivel de marea se encuentra el oleaje que, en función de sus características y de la batimetría de la playa, se propaga hacia la costa. Al alcanzar la costa, el oleaje rompe en la playa, produciéndose un movimiento de ascenso de la masa de agua a lo largo del perfil de playa *run-up* ( $Ru$ ). Todos estos factores están relacionados entre sí. Además de la interacción entre los elementos (oleaje-batimetría- nivel de marea-ascenso), el fenómeno de la inundación presenta la complicación añadida de que algunos de los factores (oleaje, viento...) son variables aleatorias y, por tanto, su presentación está sujeta a una determinada probabilidad.





**Figura 3.8 Factores que determinan la cota de inundación en una playa.**

Por lo ello, el análisis de la cota de inundación a lo largo del litoral requiere que el cálculo de dicha variable se realice de forma estadística, considerando las funciones de distribución de cada una de las variables que definen la cota de inundación. No obstante, ya que el objetivo de este apartado consiste en analizar como se verá modificada la cota de inundación considerando eventos extremos en las variables que la definen, una aproximación al problema consiste en considerar un periodo de retorno dado, y asumir que la cota de inundación es la suma lineal de las variables que han sido calculadas con el periodo de retorno establecido.

Por lo tanto, se considera que en un instante de tiempo determinado la cota de inundación en una playa es el resultado de la suma lineal de los parámetros anteriormente citados, es decir:

$$CI = MA + MM + Ru \quad (3.0)$$

Donde:

*CI*= Cota de inundación (m).

*MA*= Marea astronómica (m).

*MM*= Marea meteorológica (m).

*Ru*= Run- up debido a la rotura del oleaje (m).





Nielsen y Hanslow (1991) mediante una amplia serie de campañas de campo realizadas, observaron que en playas disipativas el run- up se comporta de forma independiente con respecto a la pendiente de la playa. Sin embargo, en playas reflejantes, se confirma la dependencia del ángulo del talud y, por tanto, del número de Iribarren. En ambos casos el valor del run- up se ajusta bien a una distribución de tipo Rayleigh. Las formulas propuestas por Nielsen y Hanslow (1991) son las siguientes:

$$\begin{aligned} z &= 0.47(H_s L_0)^{0.5} \tan \beta \text{ si } \tan \beta > 0.1 \\ z &= 0.04(H_s L_0)^{0.5} \text{ si } \tan \beta < 0.1 \end{aligned} \quad (3.0)$$

$$\begin{aligned} R_{u50\%} &= 0.83z \\ R_{u2\%} &= 1.98z \\ R_{u1\%} &= 2.15z \end{aligned} \quad (3.0)$$

Donde:

$R_u$ = run- up, donde el subíndice indica el tiempo en el que es superado (m).

$H_s$ = altura de ola significativa (m).

$L_0$ = Longitud de onda en profundidades indefinidas (m).

En la mayor parte de estudios correspondientes a cotas de inundación se suele tomar de referencia el run- up que es superado el 2% del tiempo del estado de mar considerado. Por lo tanto, considerando que el estadístico del run- up de interés para el análisis de la cota de inundación corresponde al que es superado el 2% del tiempo, para el caso en el que  $\tan \beta < 0.1$  se obtiene que:

$$CI = MA + MM + 0.0792(H_s L_0)^{0.5} \quad (3.0)$$

Que es equivalente a:

$$CI = MA + MM + 0.0792 \left( H_s \frac{9.81T^2}{2\pi} \right)^{0.5} \quad (3.0)$$







Donde  $T$  representa el periodo de pico asociado.

### 3.4.1.2 Evaluación de los posibles efectos debidos al cambio climático

De los tres parámetros que determinan la cota de inundación de una playa, son la marea meteorológica y el run- up los que pueden verse afectados por el cambio climático. Por otro lado la cota de inundación futura también dependerá de si se produce un aumento del nivel medio del mar y de la magnitud de dicho aumento. Por lo tanto, asumiendo que la cota de inundación futura es igual a la actual más una pequeña perturbación y que la marea meteorológica y el run- up futuros son los actuales más las perturbaciones correspondientes:

$$\begin{aligned} CI_f &= CI + \delta CI \\ MM_f &= MM + \delta MM \\ Ru_f &= Ru + \delta Ru \end{aligned} \quad (3.0)$$

Donde:

$CI_f$  = Cota de inundación futura (m).

$MM_f$  = Marea meteorológica futura (m).

$Ru_f$  = Run- up futuro debido a la rotura del oleaje (m).

$\delta CI$  = Perturbación de la cota de inundación (m).

$\delta MM$  = Perturbación de la marea meteorológica (m).

$\delta Ru$  = Perturbación del run- up (m).

Por lo tanto la cota de inundación futura viene dada por la siguiente expresión:

$$CI_f = CI + \delta CI = MA + MM + \delta MM + Ru + \delta Ru + \delta \eta \quad (3.0)$$

Donde:

$\delta \eta$  = variación del nivel medio (m).

De la ecuación (3.8) se obtiene que:

$$\delta CI = \delta MM + \delta Ru + \delta \eta \quad (3.0)$$





Considerando la formulación propuesta por Nielsen y Hanslow (1991) y aplicando el método de las perturbaciones, asumiendo que la única variable independiente que puede sufrir variaciones significativas por el cambio climático es la altura de ola significativa, se obtiene que:

$$\delta Ru = 0.5Ru \frac{\delta H_s}{H_s} = 0.0396 \left( \frac{gT^2}{2\pi} \right)^{0.5} \frac{\delta H_s}{\sqrt{H_s}} \quad (3.0)$$

Sustituyéndolo en la ecuación (3.8):

$$\delta CI = \delta MM + \delta \eta + 0.0396 \left( \frac{gT^2}{2\pi} \right)^{0.5} \frac{\delta H_s}{\sqrt{H_s}} \quad (3.0)$$

Es decir, la variación de la cota de inundación es la suma lineal de la variación de la marea meteorológica, de la variación del nivel medio y de la variación del run up. Esta última es proporcional a la longitud de onda en profundidades indefinidas y a la relación entre la variación de la altura de ola significativa y la raíz de la altura de ola significativa actual. Dividiendo esta última expresión por la cota de inundación actual, se obtiene finalmente la variación adimensionalizada de la cota de inundación:

$$\frac{\delta CI}{CI} = \frac{\delta MM + \delta \eta + 0.0396 \left( \frac{gT^2}{2\pi} \right)^{0.5} \frac{\delta H_s}{\sqrt{H_s}}}{MA + MM + 0.0792 \left( \frac{H_s}{9.81T^2} \right)^{0.5}} \quad (3.0)$$

### **3.4.2 Perfil de equilibrio**

La respuesta del perfil de playa a la acción de las dinámicas actuantes se produce en escalas de tiempo de corta duración (horas en el caso de erosión por un temporal, semanas-meses en el caso de acumulación), que pueden ser consideradas como instantáneas dentro de un estudio a Largo Plazo (y cuasi-instantáneas en un análisis a medio plazo).





Consecuentemente, dentro de un estudio a Largo Plazo el aspecto más relevante de un perfil de playa es su perfil de equilibrio, que puede ser definido como el perfil final que se produce en una playa con un tamaño de grano concreto expuesta a unas condiciones de oleaje constantes. Es importante señalar que el perfil de equilibrio no pretende explicar los mecanismos o procesos de transporte en un perfil de playa, sino solamente su forma final.

Nótese que un “perfil de equilibrio” tal y como se describe en el párrafo anterior solo puede ser obtenido en el laboratorio donde se puede fijar el oleaje incidente. En la naturaleza, la variación del nivel del mar y del oleaje da como resultado que el perfil de equilibrio, en sentido estricto, no exista nunca. No obstante, dado que las variaciones de los diferentes agentes (oleaje, nivel, ...) están acotadas, también lo estará la variabilidad del perfil, pudiéndose admitir en la naturaleza la existencia de una situación modal o perfil de equilibrio medio que sufre variaciones en función de la dinámica actuante.

#### **3.4.2.1 Breve descripción de los modelos que relacionan la dinámica marina con la forma del perfil de equilibrio**

La definición del perfil de equilibrio de una playa conlleva la determinación de:

- Forma del perfil de equilibrio.
- Profundidad de cierre del perfil.

Diversos autores han propuesto formulaciones empíricas al objeto de representar el perfil de equilibrio de una playa, de todas ellas la más comúnmente utilizada es la propuesta, inicialmente, por Bruun (1954) y posteriormente por Dean (1977). Esta forma de perfil, conocida como perfil parabólico, adopta la expresión:

$$h = Ax^{2/3} \quad (3.0)$$

donde:

- |     |   |                          |
|-----|---|--------------------------|
| $h$ | = | profundidad del agua     |
| $x$ | = | distancia desde la costa |
| $A$ | = | parámetro de forma.      |





El parámetro de forma o factor de escala,  $A$ , es función de la disipación de energía. Teniendo en cuenta que los sedimentos gruesos disipan más por unidad de volumen que los finos, las playas de sedimento grueso tendrán perfiles con mayor pendiente que las de los sedimentos finos, tal como se observa en la naturaleza.

El parámetro de forma  $A$  fue ajustado por Dean (1987) en función de la velocidad de caída del grano,  $\omega$  (m/s).

$$A = k\omega^{0.44} \quad (3.0)$$

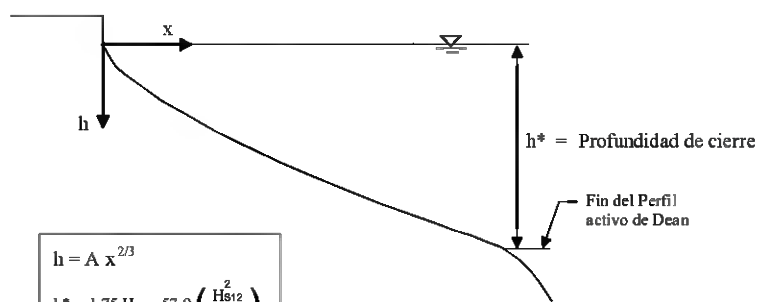
con  $k = 0.51$ . (Ver Figura 3.9).





La expresión parabólica del perfil de equilibrio ( $h = Ax^{2/3}$ ) fue inicialmente obtenida por vía empírica a partir de ajustes de playas naturales, Bruun (1954). Posteriormente, Dean (1977) mostró que dicha expresión es consistente con la hipótesis de que la disipación de energía por unidad de volumen en la zona de rompientes es constante. El perfil de equilibrio no establece cual es el límite del mismo mar adentro, siendo usual adoptar por tal límite, la profundidad de cierre,  $h^*$ , obtenida por Birkemeier (1985).

PERFIL DE EQUILIBRIO, Dean (1977)

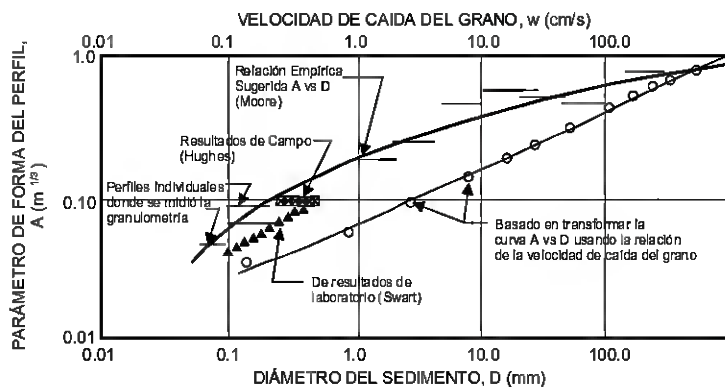


$$h = A x^{2/3}$$

$$h^* = 1,75 H_{s12} \cdot 57,9 \left( \frac{H_{s12}^2}{g T_s^2} \right)$$

A = Parámetro de forma (ver Figura siguiente)  
 $H_{s12}$  = Altura de ola significativa superada 12 horas al año  
 $T_s$  = Periodo significativo del oleaje

Moore (1982) encontró una relación empírica entre el tamaño del grano,  $D_{50}$ , y el parámetro de forma A. Esta relación ha sido posteriormente modificada por Dean (1987) expresándola en términos de la velocidad de caída de grano, w. Es aconsejable, no obstante, verificar las relaciones A - w en casos reales con datos de playas próximas.



$$A (m^{1/3}) = K w^{0,44} (m/s)$$

Valor propuesto por Dean (1987):  $K=0,51$   
 Media Perfil emergido Mar Cantábrico:  $K=0,65$   
 Media Perfil sumergido Mar Cantábrico:  $K=0,55$

De manera aproximada, y para arenas de densidad  $\rho_s = 2,65 \text{ tn/m}^3$ , la velocidad de caída del grano puede obtenerse como:

$$w (m/s) = 1,1 \cdot 10^6 D^2 (m) \quad D < 0,1 \text{ mm}$$

$$w (m/s) = 273 D^{1,1} (m) \quad 0,1 < D < 1 \text{ mm}$$

$$w (m/s) = 4,36 D^{0,5} (m) \quad D > 1 \text{ mm}$$

D = Diámetro del sedimento

Figura 3.9. Perfil de Dean y parámetro A en función de la velocidad de caída de grano.





Dean mostró que los valores de  $A$  varían suavemente a lo largo de grandes distancias en una misma costa y que son razonablemente constantes en el tiempo.

De los múltiples estudios realizados sobre los perfiles de playa se concluye que el parámetro físico relevante en la forma del perfil de equilibrio en (A), es el tamaño representativo del sedimento ( $D^{50}$ ), siendo despreciables los efectos de la altura de ola y del resto de parámetros que definen el oleaje.

Sin embargo, y de acuerdo con el modelo teórico de perfil de equilibrio propuesto por Dean (1977), la extensión del citado perfil varía a lo largo del tiempo en función del oleaje existente, ya que la formulación propuesta sólo es válida dentro de la zona de rotura del oleaje.

En los estudios de Largo Plazo de estabilidad de playas es usual utilizar la denominada “profundidad de cierre” como un límite de aplicación del perfil de equilibrio. Esta profundidad está relacionada con el transporte de sedimentos y se aplica a la posición mar adentro en la cual las variaciones verticales del perfil a lo largo del tiempo son tan reducidas que no son distinguibles de los errores de medida.

Nótese que se admite que pueda existir movimiento de arena más allá de la profundidad de cierre, pero en magnitud despreciable.

Birkemeier (1985) utilizando datos de medidas de perfiles de playa obtuvo una expresión para la profundidad de cierre,  $h^*$ :

$$h^* = 1.75H_{S12} - 57.9 \left( \frac{H_{S12}^2}{gT_S^2} \right) \quad (3.0)$$

donde:

$H_{S12}$  = altura de ola significativa que es excedida doce horas al año, medida en la playa a una profundidad  $h$ , tal que  $h^* < h < 2h^*$  (m).

$T_S$  = periodo de pico asociado a  $H_{S12}$ , (s).





La expresión anterior ha sido verificada en las costas españolas con resultados satisfactorios. Por otro lado, si se adopta un valor medio de  $T_s = 5.7 \sqrt{H_s}$  (ROM 03-91) el valor de la profundidad de cierre puede expresarse como:

$$h^* \cong 1.57 H_{s12} \quad (3.0)$$

De acuerdo con esta expresión, la profundidad de cierre en las diferentes fachadas definidas por la (ROM 03-91) es:

Área	Boya	$H_{s12}$	$d^*$
I	Gijón	5,7	9
II	Coruña	7,0	11
III	Silleiro	7,0	11
IV	Cádiz	3,8	6,0
V	Málaga	2,8	4,5
VI	Palos	3,5	5,5
VII	Valencia	2,5	4,0
VIII	Rosas	3,8	6,0

Tabla 3.1 Profundidad de cierre en las diferentes fachadas del litoral español.

Estos valores pueden servir como primera aproximación del valor de  $h^*$  en playas abiertas en las que el valor de la altura de ola significativa en aguas profundas (ROM) y la altura de ola significativa local sean análogas. En playas que presenten algún abrigo será necesario multiplicar el valor de  $H_{s12}$  por el correspondiente coeficiente de propagación del oleaje.

Un aspecto importante a destacar es que la profundidad de cierre definido por la formulación de Birkemeier (1985) puede interpretarse como la zona de rotura correspondiente a un temporal que sólo es excedido 12 horas al año, es decir, el concepto de profundidad de cierre es un concepto estadístico que define una condición media anual. En periodos de tiempo más cortos, (por ejemplo, un verano) la profundidad de cierre puede ser mucho menor. Por contra, si examinamos cuál es el valor de la profundidad de cierre con datos de un número elevado de años, se observa que dicho valor aumenta con el número de años, al ser mayor la probabilidad de ocurrencia de eventos de temporal más





importantes. No obstante, este aumento es lento y asintótico, dado que la duración de los grandes temporales llega a ser menor que el tiempo de respuesta del perfil, no pudiéndose establecer un perfil de equilibrio totalmente desarrollado.

El valor de profundidad de cierre dado en la expresión de Birkemeier (1985) debe entenderse como valor en el año medio y no debe ser utilizado como valor extremal en un cálculo de máxima erosión.

#### ***3.4.2.2 Parámetros o variables que determinan la forma del perfil y la profundidad de cierre del perfil de equilibrio***

En base de la formulación propuesta por Dean (1977) y a los diversos estudios existentes sobre la forma del perfil de las playas, se puede afirmar que la forma de un perfil de playa queda definida una vez conocida la velocidad de caída de grano de la arena que compone la playa, que es función del diámetro medio  $D^{50}$  y de la densidad del sedimento, siendo la forma del perfil independiente de los parámetros que definen el oleaje incidente en la playa.

La distribución granulométrica de las playas no es un parámetro que pueda verse afectado de manera directa por el cambio climático y por lo tanto, la forma del perfil de playa permanecerá invariante frente a los efectos del posible cambio climático.

En cuanto a la profundidad de cierre del perfil de playa, la formulación propuesta por Birkemeier (1985), permite estimar el valor medio anual de la profundidad de cierre en función de la altura de ola significativa superada 12 horas al año y en función del periodo de pico asociado. De estas dos variables, la que puede sufrir variaciones significativas corresponde a la variable  $H^{s12}$ .

Por otro lado, existe un cuarto parámetro cuyo efecto no se contempla implícitamente en la formulación de Dean (1977), pero que puede suponer grandes modificaciones en el perfil de playa. Este parámetro corresponde al nivel del mar. Si el nivel del mar se ve modificado







como consecuencia del cambio climático, el perfil de playa se desplazará en respuesta a dicha variación.

A continuación se analiza el efecto de la variación del parámetro  $H_{s12}$  en la profundidad de corte de las playas y la respuesta del perfil de playa ante las variaciones del nivel del mar y ante las variaciones del parámetro  $H_{s12}$ .

### ***3.4.2.3 Evaluación de los posibles efectos debidos al cambio climático***

#### ***Efecto de la variación del parámetro $H_{s12}$ en la profundidad de corte***

Tal como muestra la formulación de Birkemeier (1985) la profundidad de corte media anual de una playa depende de la altura de ola significativa que es superada 12 horas al año. Si el efecto del cambio climático genera un aumento de la intensidad de las tormentas en el año medio, el valor de este parámetro aumentará. Por lo contrario, si la intensidad de las tormentas más fuertes disminuye, también lo hará la profundidad de corte media anual de las playas. Por otro lado, autores como Capobianco et. al (1997) han puesto de manifiesto que la duración y sucesión de las tormentas tiene un efecto importante en la profundidad de cierre de las playas, ya que estudios de campo han puesto de manifiesto que tormentas aisladas muy energéticas pueden generar un aumento de la profundidad de corte menor que tormentas menos energéticas pero consecutivas. No obstante, aunque existan evidencias suficientes para suponer que el valor de la profundidad de cierre esta correlacionada con la persistencia de los eventos extremos, no existe dentro del estado del conocimiento ningún tipo de formulación que permita relacionar estos dos parámetros.

#### ***Efecto de la variación del nivel del mar en el perfil de playa***

La respuesta que puedan presentar las diferentes playas del litoral español frente el aumento del nivel medio inducido por el cambio climático, puede ser cuantificado haciendo uso de la conocida Regla de Bruun, que establece que un ascenso del nivel medio del mar,  $\Delta\eta$ , provocará un retroceso del perfil de playa.





Un aumento en el nivel medio generará un incremento de la profundidad de agua en cualquier punto del perfil de playa. En estas condiciones el perfil de equilibrio no estará en “equilibrio” y sufrirá un ascenso,  $\Delta\eta$ , para acomodarse al nuevo nivel del mar. Como este ascenso debe producirse a costa de la arena existente en el perfil (hipótesis playa bidimensional) se producirá un retroceso,  $RE$ , general del perfil, de forma que el retranqueo de la playa se producirá con el objetivo de cubrir el déficit de arena que se generó en la playa.

Imponiendo como hipótesis que en el nuevo nivel del mar se establecerá un perfil de equilibrio con forma idéntica al existente antes del ascenso del nivel del mar y que el volumen de arena de la playa debe conservarse, se obtiene como valor del retroceso:

$$RE = \frac{\Delta\eta \cdot W^*}{h^* + B} \quad (3.0)$$

donde:

$W^*$  = extensión del perfil (m).

$h^*$  = profundidad de cierre (m).



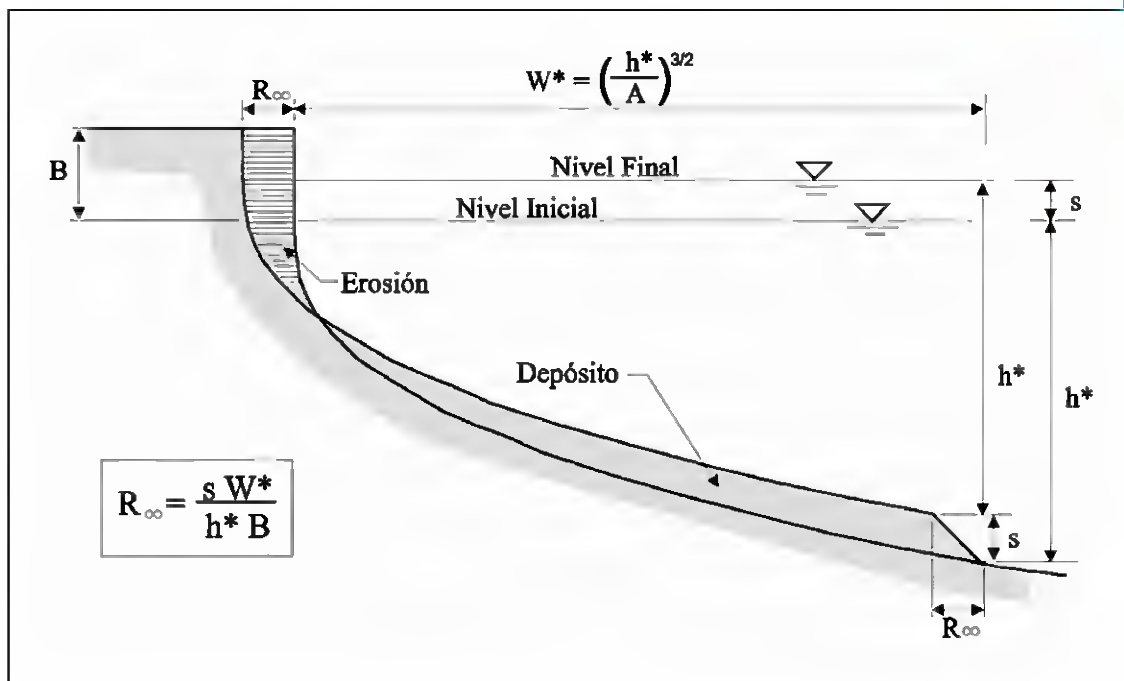


Figura 3.10. Esquema de la Regla de Bruun.

Asumiendo que la forma del perfil de equilibrio está determinada por la formulación de Dean (1977) y que la profundidad de cierre de la playa es la correspondiente a la dada por la formulación de Birkemeier (1985), se obtiene:

$$RE = \frac{\Delta\eta \cdot W^*}{h^* + B} = \Delta\eta \frac{(1.57H_{s12})^{1.5}}{(0.51w^{0.44})^{1.5} (1.57H_{s12} + B)} \quad (3.0)$$

A partir de la formulación (3.17) se puede observar que el retroceso del perfil de playa es proporcional a la variación del nivel medio, de forma que cuanto mayor sea el aumento del nivel medio mayor será el retroceso de una determinada playa. Además, el retroceso es función de la altura de ola que es superada 12 horas al año, de la velocidad de caída del grano  $w$ , es decir, del tamaño de grano  $D^{50}$  de la arena que constituyen la playa, y de la altura de la berma de la playa,  $B$ .





A partir de la ecuación (3.17) se pueden obtener una serie de ábacos que permiten cuantificar la relación entre el retroceso de la playa y el aumento del nivel medio  $\frac{RE}{\Delta\eta}$  en función de los parámetros anteriormente mencionados.

$$\frac{RE}{\Delta\eta} = \frac{(1.57H_{s12})^{1.5}}{(0.51w^{0.44})^{1.5} (1.57H_{s12} + B)} \quad (3.0)$$

En la figura 3.11 se muestran los ábacos obtenidos a partir de la citada formulación y que permiten cuantificar el retroceso que sufrirá una playa con un tamaño de grano  $D^{50}$ , un  $H_{s12}$  y una altura de berma determinados (se ha sumido que  $\rho_s=2,650 \text{ Tn/m}^3$ ).

Estos ábacos ponen de manifiesto que en las playas más reflejantes, es decir, las que están constituidas por arenas gruesas, el retroceso adimensional será menor que en las playas disipativas. Por otro lado, el efecto de la altura de la berma será tal que cuanto mayor sea la altura de la berma menor será el retroceso de la playa ante una determinada variación en el nivel de mar.



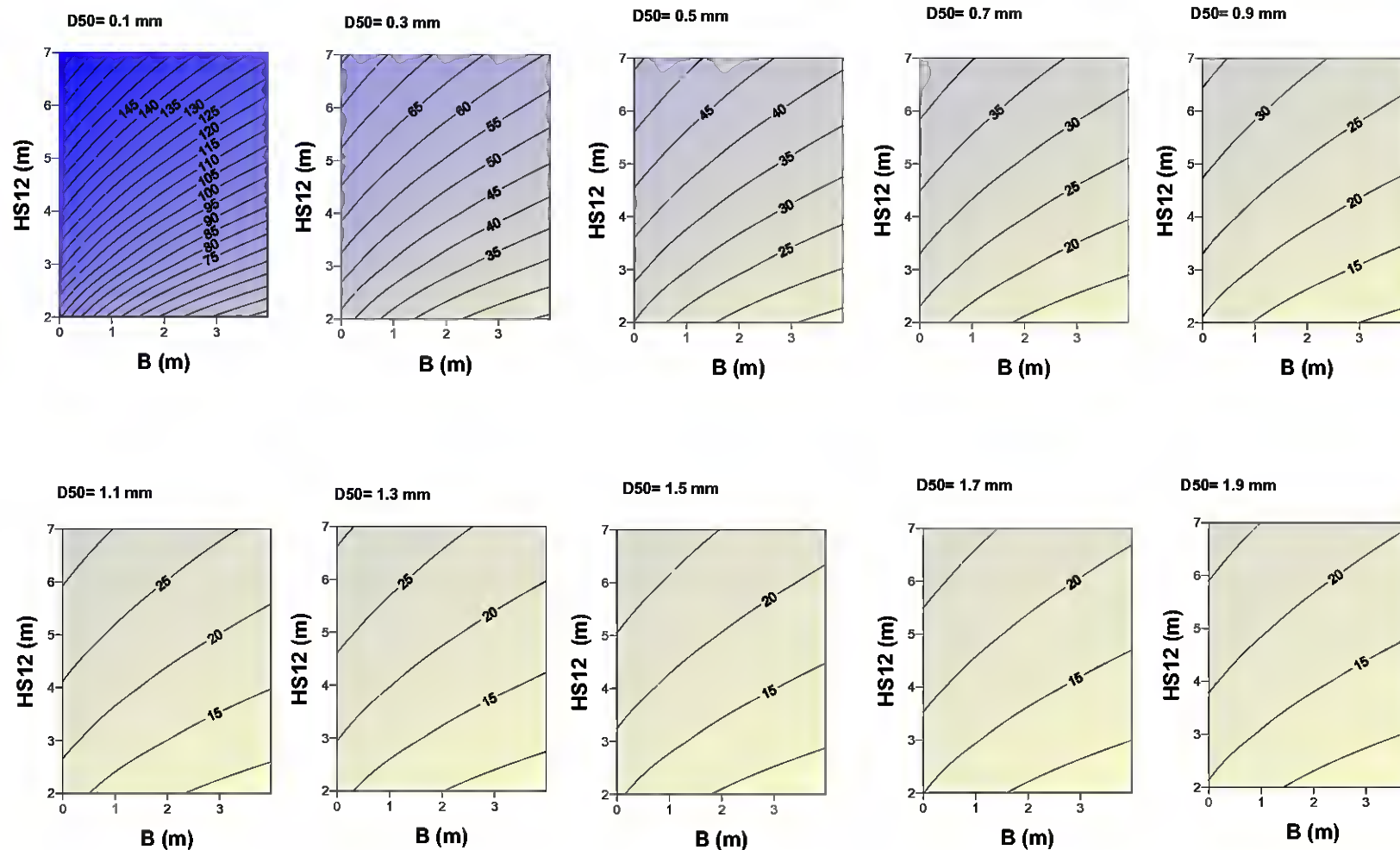


Figura 3.11. Ábacos que permiten cuantificar la relación entre el retroceso de la playa y el aumento del nivel

medio  $\frac{RE}{\Delta\eta}$  en función de la altura de la berma B y del tamaño medio del sedimento  $D_{50}$ .





Otro parámetro de gran interés lo constituye el volumen de arena que se erosionará de la parte superior del perfil de playa ante un determinado ascenso del nivel del mar. Este volumen indicará la cantidad de arena adicional que deberá ser vertida en las futuras regeneraciones de playa para que se cumplan los criterios de diseño establecidos en la vida útil de la obra, ya que el cambio climático puede suponer erosiones adicionales que deben ser consideradas a la hora de realizar el proyecto de regeneración. Este volumen que en un futuro se erosionará de la parte superior del perfil de playa deberá de constituir un aporte suplementario a realizar a la hora de regenerar las playas.

El volumen de arena erosionado por unidad de longitud de playa, es proporcional al retroceso futuro de la playa y de la profundidad de corte de la misma.

$$\Delta V = RE(h_* + B)$$
$$\frac{\Delta V}{RE} = (1.57H_{s12} + B) \quad (3.0)$$

Para la obtención del volumen de arena erosionado, es necesario conocer el tamaño medio de la arena que constituye la playa, la altura de ola significativa que es excedida 12 horas al año y la altura media de la berma. A partir de estos datos, y mediante los ábacos presentados en la figura 3.11, es posible estimar el retroceso adimensional que experimentará la playa. Una vez conocido el futuro aumento del nivel medio del mar, la obtención del retroceso que sufrirá la playa es inmediata. Si además de ello se desea calcular el volumen de arena que será erosionado de la parte superior de perfil de playa, bastará con aplicar el ábaco que se muestra en la Figura 3.12, que permite conocer la relación entre el volumen de arena erosionado y el retroceso de la playa, en función del parámetro  $H_{s12}$  y la altura de la berma de la playa B.





### Relación del parámetro $\Delta V/R$ en función de la $H_{s12}$ y de la altura de la berma $B$

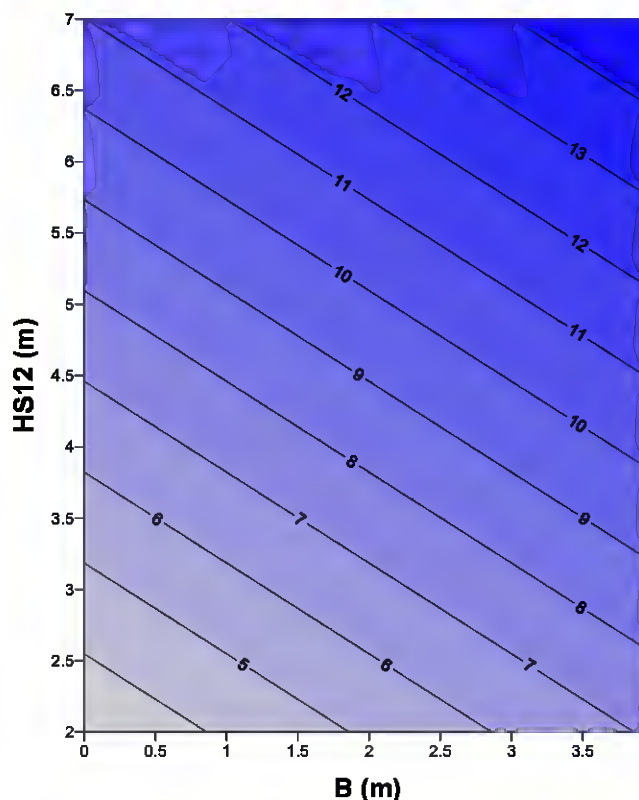


Figura 3.12. Relación del parámetro  $\Delta V/R$  en función de la  $H_{s12}$  y de la altura de la berma  $B$ .

#### **3.4.3 Forma en planta de equilibrio**

Las hipótesis en las que se basa el análisis a largo plazo de la forma en planta de una playa son dos, la ya comentada ortogonalidad entre perfil y planta y la diferente escala temporal de los procesos perfil-planta. Esta diferente escala temporal de los procesos da lugar a que en los estudios de forma en planta se asuma que el perfil de playa siempre ha alcanzado su posición de equilibrio (sea cual sea). De este modo, la evolución a largo plazo de la forma en planta de una playa se realiza manteniendo constante la forma del perfil.

Dentro del análisis del equilibrio de la forma en planta de una playa a largo plazo cabe distinguir los siguientes casos:





- Playas en equilibrio estático (transporte longitudinal nulo).
- Playas en equilibrio dinámico o en desequilibrio (transporte longitudinal no nulo).

#### **3.4.3.1 Playas en equilibrio estático**

Se entiende que una playa ha alcanzado una forma en planta de equilibrio si su forma en planta no varía bajo la acción de un oleaje incidente constante en el tiempo. Si además de mantener una forma constante en el tiempo, el transporte litoral neto es nulo, la playa estará en equilibrio estático.

Nótese que para que esto ocurra es necesario que las corrientes longitudinales se anulen existiendo, por tanto, un equilibrio entre las corrientes generadas por el gradiente de altura de ola y por la incidencia oblicua del oleaje en la zona de rompientes. Estableciendo como condición la igualdad entre ambas corrientes puede encontrarse la forma en planta de la playa requerida para satisfacer la igualdad. Nótese que en este análisis solo se busca el estado final de equilibrio, no siendo de interés el tiempo requerido para que la playa alcance dicho equilibrio. En el caso que se desee conocer el tiempo hasta el equilibrio, la playa debe ser estudiada como una playa en desequilibrio.

Si no existe ningún obstáculo en la propagación del oleaje, no existirán gradientes de altura de ola y, consecuentemente, la condición de equilibrio exige que la playa sea paralela a los frentes de onda, dando lugar a playas rectilíneas. Si existen elementos que generen gradientes, como por ejemplo diques, cabos o salientes que ocasionen la difracción del oleaje, la forma en planta de la playa adoptará una curvatura en forma de “gancho” o “medio-corazón” característica, fácilmente reconocible en:

- Playas apoyadas en un saliente o encajadas.
- Tómbolos y hemitómbolos.

Antes de continuar es importante resaltar que la existencia de una playa en equilibrio, tal y como se ha definido en el párrafo anterior, no es posible en la naturaleza, puesto que el oleaje está continuamente cambiando. Sin embargo, la reducida velocidad de cambio de la







forma en planta, en relación con la velocidad de cambio de las características del oleaje, da como resultado que la forma en planta no sea capaz de responder instantáneamente a los cambios del oleaje y tienda a ubicarse, en disposición de equilibrio con las características medias energéticas del mismo.

La playa tendrá, por tanto, una posición de equilibrio modal, con oscilaciones alrededor de dicha posición media. Estas oscilaciones son, por lo general, débiles salvo que exista una marcada direccionalidad estacional del oleaje. En cualquier caso el análisis de los efectos que el cambio climático pueda acarrear en la forma en planta de las playas, se centrará en los efectos a largo plazo, es decir, en los efectos en la posición media anual.

El posible efecto del cambio climático en la forma en planta de las playas en equilibrio estático, se analiza de forma separada en función del tipo de playa en equilibrio estático, es decir, en función de si la playa es rectilínea o si la playa presenta una curvatura en forma de gancho” o “medio-corazón”. Por último se analiza el efecto del cambio climático en los tómbolos y salientes.

#### ***Breve descripción de la relación entre la dinámica actuante y la forma en planta de playas rectilíneas en equilibrio estático***

Este tipo de playas son las correspondientes a playas donde la propagación del oleaje no se ve modificada por ningún tipo de obstáculo, dando lugar a una forma en planta rectilínea orientada de forma perpendicular a la dirección del flujo medio de energía. Generalmente este tipo de playas se apoyan por ambos laterales en diques o en salientes rocosos.

Las playas rectilíneas en equilibrio estático pueden clasificarse en los siguientes tipos:

- Playas colmatadas de arena: Constituyen aquellas cuyos límites laterales no permiten un mayor crecimiento de la extensión transversal de la playa, es decir, la profundidad de corte coincide con la profundidad al pie de uno de los laterales que confinan la playa.
- Playas no colmatadas de arena: Constituyen aquellas donde el factor limitante del crecimiento de la playa es la disponibilidad de arena y no los límites laterales, que sí permitirían un mayor crecimiento de la extensión transversal de la playa.





En la figura 3.13 se muestra de forma esquemática los diferentes tipos de playas rectilíneas en equilibrio estático.

El caso “a” representa aquellas playas en las que los apoyos son lo suficientemente largos como para permitir un mayor avance de la playa, pero no existe un aporte de arena a la unidad fisiográfica que permita dicho aumento, dicho de otro modo, la profundidad en los límites laterales es mayor que la profundidad de cierre del perfil y la playa no puede crecer por la no disponibilidad de arena. El caso b corresponde a aquellas playas en las que el factor limitante del crecimiento lo constituye la longitud de los límites laterales, en los que la profundidad a pie de los límites laterales equivale a la profundidad de cierre del perfil de playa.

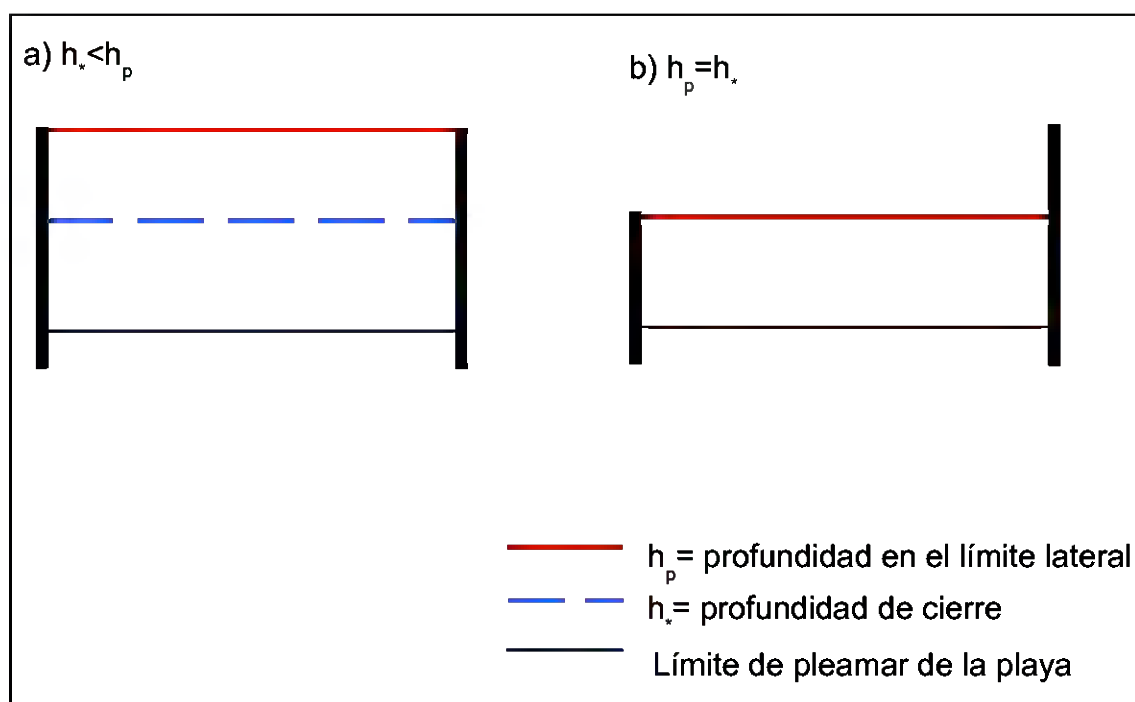


Figura 3.13. Esquema del tipo de playas rectilíneas en equilibrio estático.

Este tipo de playas rectilíneas en equilibrio estático, tanto las colmatadas de arena así como las no colmatadas, son muy comunes a lo largo de todo el litoral español. Ejemplos de este tipo de playas se muestran en la figura 3.14.





Figura 3.14. Ejemplo de playas rectilíneas en equilibrio estático.

Dado que la respuesta de cada tipo de playa puede ser diferente, a continuación se analizan los posibles efectos del cambio climático en la forma en planta de las playas rectilíneas diferenciado los siguientes casos:

- Playas rectilíneas no colmatadas de arena.
- Playas rectilíneas colmatadas de arena:
  - No existe disponibilidad de arena en el mar exterior.
  - Existe disponibilidad de arena en el mar exterior.

#### ***Parámetros o variables que determinan la forma en planta de las playas rectilíneas en equilibrio estático***

La forma en planta de estas playas está gobernada por la dirección del flujo medio de energía asociada al oleaje incidente en la playa. Si por el efecto del cambio climático este parámetro se viese modificado, la playa sufriría un giro para que la forma en planta de la playa se dispusiera paralelamente a los frentes del oleaje, es decir, perpendicular a la dirección del flujo medio de energía. Este giro, y dependiendo de si la playa está o no colmatada, se manifestará en un futuro avance o erosión.

#### ***Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en playas no colmatadas de arena***

En este apartado se analiza el retroceso o avance que experimentarán las playas rectilíneas en equilibrio estático no colmatadas de arena ante un hipotético cambio en la dirección del





flujo medio de energía. Para ello se asume que los límites laterales de la playa son capaces de contener la playa sea cual sea el futuro avance, y que además, como ocurre en la actualidad, no existe ningún aporte de arena desde el mar exterior o desde los contornos de la playa.

Si por el efecto del cambio climático se produce una variación en la dirección del flujo medio de energía, la playa cambiará de orientación. Este cambio en la orientación vendrá acompañado por un futuro avance y retroceso de la playa, de forma que el volumen de arena erosionado sea equivalente al volumen de arena depositado en el frente de la playa (figura 3.15).

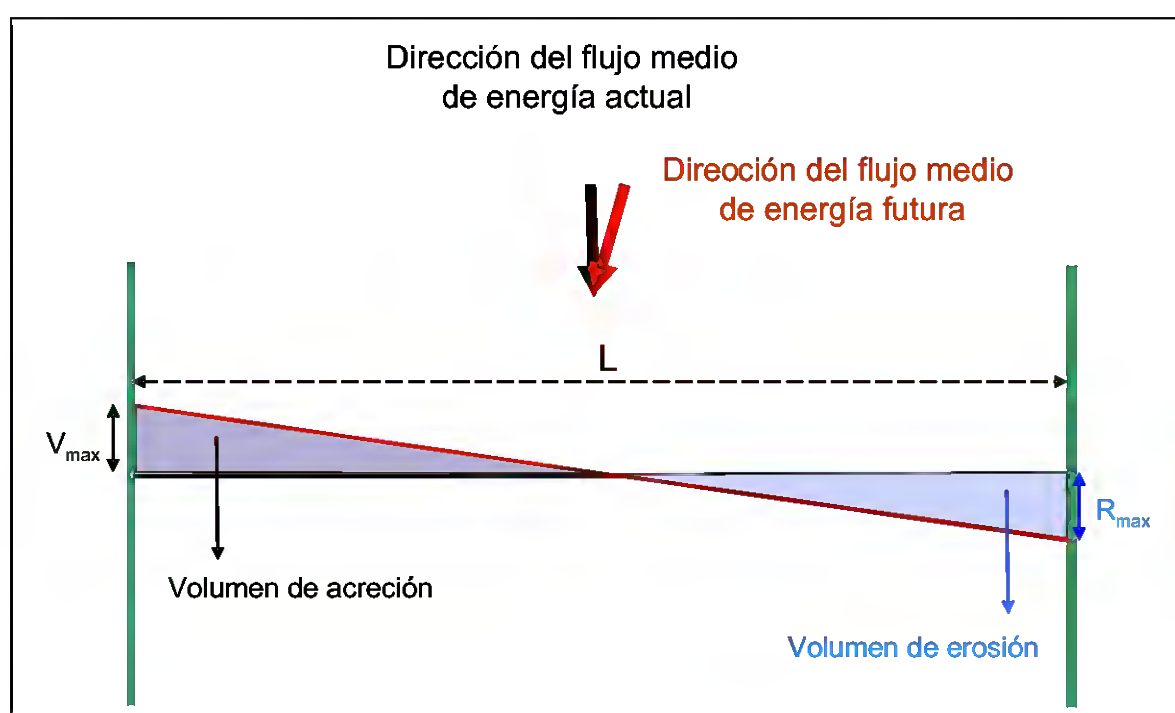


Figura 3.15. Efecto del cambio de la dirección del flujo medio de energía en las playas rectilíneas en equilibrio estático no colmatadas de arena.

El máximo retroceso y avance de la playa se producirá en los extremos de las playas y su valor dependerá de la variación de la dirección del flujo medio de energía y de la longitud de la playa a partir de la ecuación 3.20:

$$RE_{\max} = \frac{L}{2} \operatorname{tg}(\Delta\beta) \tag{3.0}$$

**Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en playas colmatadas de arena**





En este caso no es posible asumir que los laterales de la playa sean capaces de contener la playa ante cualquier avance de la misma. En una playa colmatada siempre existirá un lateral que limite el crecimiento de la playa, de forma que en el lateral limitante la playa no podrá avanzar, sino tan sólo retroceder o simplemente mantenerse en el mismo punto.

Suponiendo que únicamente uno de los dos laterales de la playa delimita su extensión transversal, que la playa avance o retroceda dependerá del signo de la variación del flujo medio de energía. Si la variación de la dirección del flujo de energía es positiva y el lateral limitante del crecimiento de la playa es el lateral situado al Este de la misma, la playa experimentará un retroceso a lo largo de toda la playa, que aumentará linealmente desde el extremo Este de la playa hacia el extremo Oeste, donde se observará el máximo retroceso, ver figura 3.16. Este máximo retroceso es función de la variación de la dirección del flujo medio de energía y de la longitud de la playa, tal como se muestra por la siguiente función:

$$RE_{\max} = Ltg(\Delta\beta) \quad (3.0)$$

El volumen total de arena que se erosionará a lo largo de la playa puede ser cuantificado de forma aproximada a partir de la siguiente relación:

$$\text{Volumen erosionado} = \frac{Lh_s}{2} tg(\Delta\beta) \quad (3.0)$$



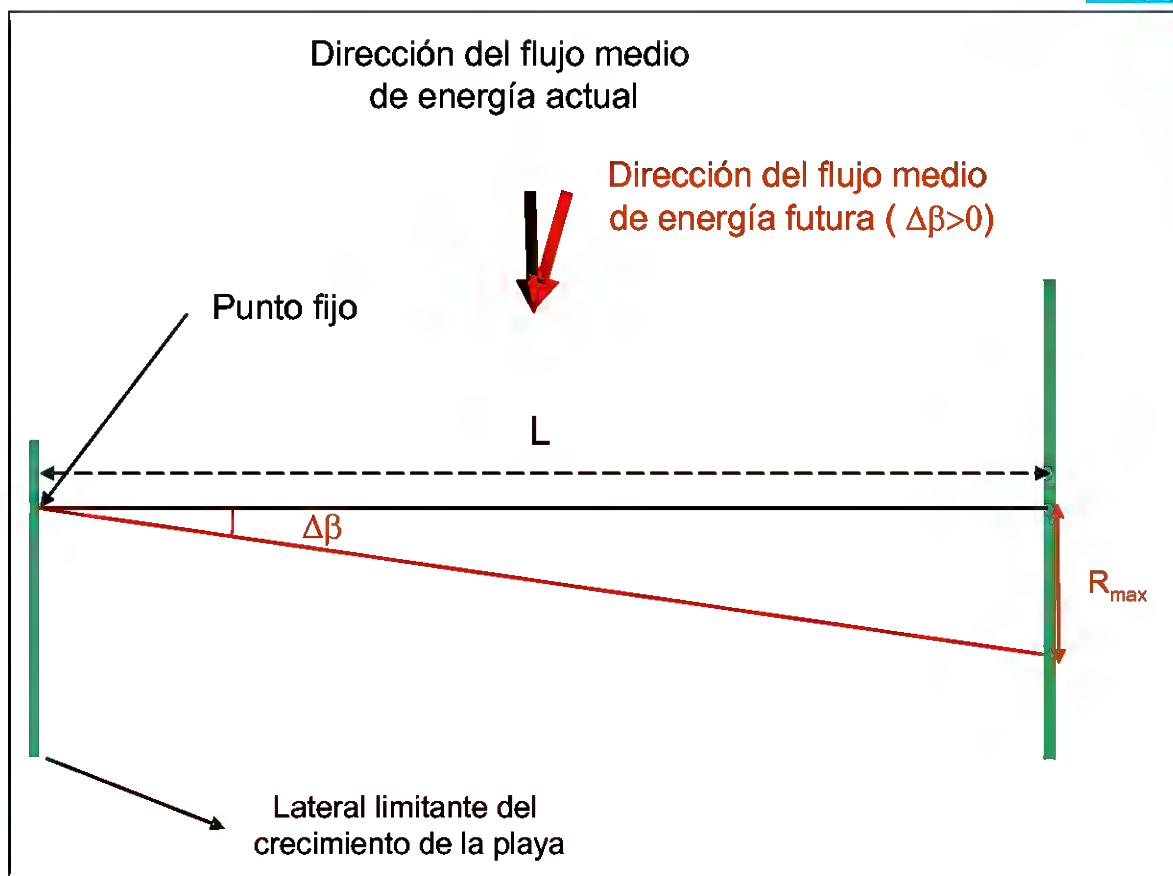


Figura 3.16. Efecto del cambio de la dirección del flujo medio de energía en las playas rectilíneas en equilibrio estático colmatadas de arena. ( $\Delta\beta > 0$ ).

Por lo contrario, si la variación del flujo medio de energía es negativa y el lateral limitante del crecimiento de la playa se sitúa en el extremo Este, el efecto es diferente. Ante un giro de los frentes de onda incidentes en la playa, esta girará de forma que en una primera fase se producirá un retroceso de la playa en la zona Este y un avance en la zona Oeste (figura 3.17). No obstante, debido a que el transporte de sedimentos longitudinal generalmente es más activo en la zona más cercana a la costa, es decir, en la zona de rompientes de la playa, cabe esperar que el material sedimentado en la zona Oeste provenga principalmente de la zona alta del perfil de playa. Consecuentemente, la pendiente del perfil en la zona Este disminuirá y por lo tanto, hará que la pendiente de la playa sea menor que la que presentaba antes del giro de los frentes de onda, ver figura 3.18. La capacidad de transporte de sedimentos desde el mar exterior hacia la zona superior del perfil de playa, que se debe básicamente al efecto de la asimetría del oleaje, depende de la disponibilidad de arena en el mar exterior y de la pendiente del perfil de playa. Si tal como se ha indicado, la pendiente del perfil de playa en la zona Este de la misma disminuye fruto de las corrientes longitudinales, la capacidad de transportar el sedimento desde el mar exterior aumentará. Por lo tanto, si en el mar exterior hay arena, esta será transportada hacia la zona superior del perfil de playa en la zona Este hasta que en esta





zona el perfil de playa presente una pendiente igual a la que presenta actualmente, es decir, hasta que la playa en la zona Este se presente en un estado de máxima acreción, como la que se muestra en la figura 3.19. Por lo tanto, en este caso lo que ocurra en la playa dependerá de si en el mar exterior existe ó no disponibilidad de arena.

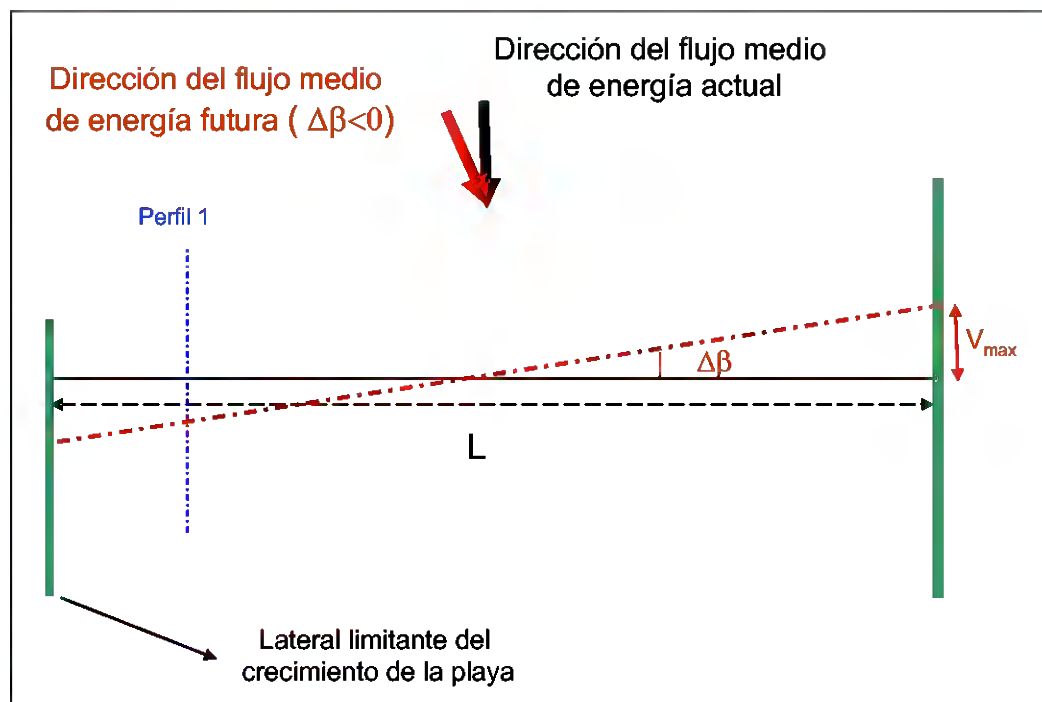


Figura 3.17. Efecto del cambio de la dirección del flujo medio de energía en las playas rectilíneas en equilibrio estático colmatadas de arena. ( $\Delta\beta < 0$ ), fase inicial.

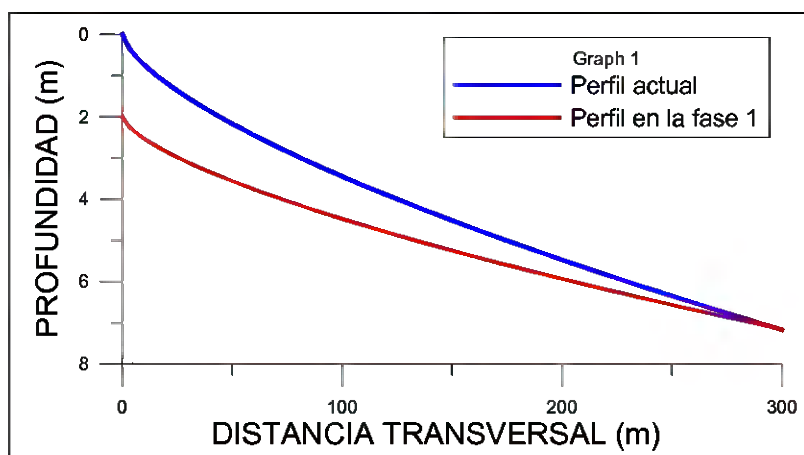


Figura 3.18. Efecto del cambio de la dirección del flujo medio de energía en las playas rectilíneas en equilibrio estático colmatadas de arena. ( $\Delta\beta > 0$ ).



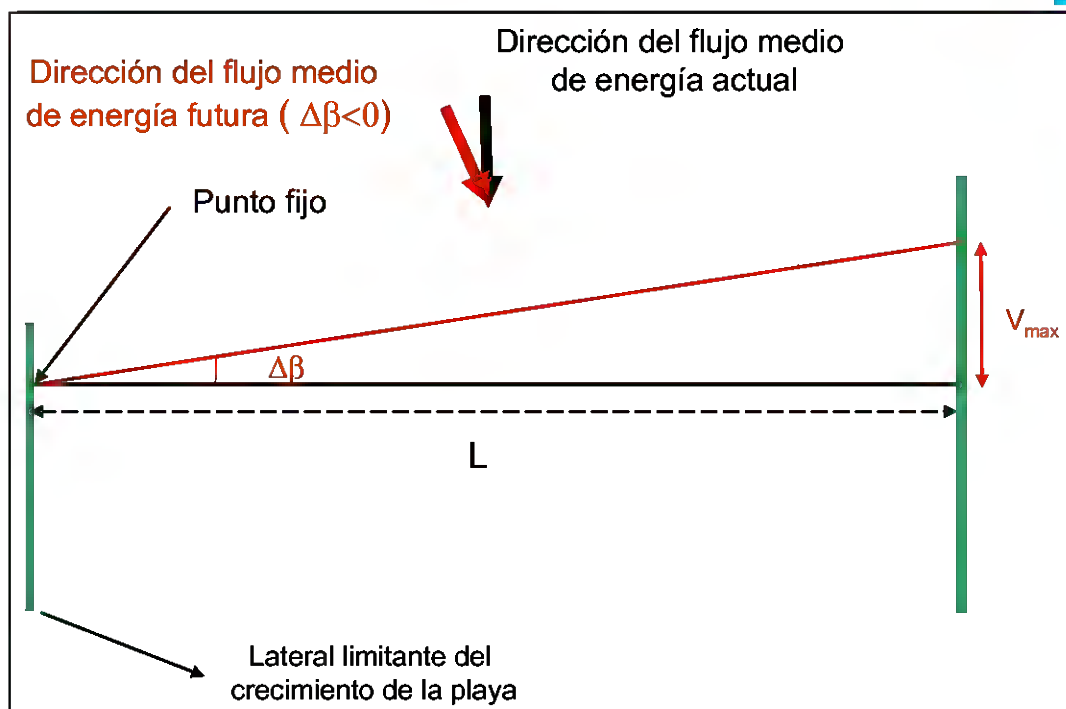


Figura 3.19. Efecto del cambio de la dirección del flujo medio de energía en las playas rectilíneas en equilibrio estático colmatadas de arena. ( $\Delta\beta < 0$ ), fase final.

Si no existe disponibilidad de arena desde el mar exterior, el efecto de la variación de la dirección del flujo de energía, se manifestará en un retroceso en la mitad Este de la playa y en un avance en la mitad Oeste. En este caso en concreto el retroceso máximo, que será equivalente al avance máximo, podrá ser calculado a partir de la siguiente relación:

$$RE_{\max} = \frac{L}{2} \operatorname{tg}(\Delta\beta) \quad (3.0)$$

Sin embargo, si en el mar exterior existe arena que puede ser transportado hacia la parte superior del perfil de playa, el efecto será diferente de forma que a lo largo de la playa se observará un avance de la línea de costa. El avance aumentará linealmente de cero en el Este a un máximo valor en el extremo Oeste. En este caso, el máximo avance puede ser calculado a partir de la relación:

$$V_{\max} = L \operatorname{tg}(\Delta\beta) \quad (3.0)$$







Si el extremo limitante del crecimiento de la playa se sitúa en el Oeste en vez de en el Este, el efecto es equivalente pero con los signos contrarios.

**Breve descripción de la relación entre la dinámica actuante y la forma en planta de playas apoyadas en un saliente o encajadas**

A diferencia de las playas rectilíneas, las playas situadas al abrigo de diques o de cabos muestran una forma en planta con cierta curvatura, como consecuencia del efecto que el dique o cabo genera en el oleaje incidente en la playa. Este tipo de obstáculos generan una zona de sombra en su lado de barlomar, que por el efecto de la difracción da lugar al giro de los frentes de onda y a la existencia de un gradiente de altura de ola entre la zona de sombra y la zona adyacente expuesta directamente a la acción directa del oleaje. En la figura 3.20 se indica de forma esquemática la zona en la que los efectos de difracción producidos por dicho obstáculo (el cabo o dique) son apreciables (regiones 3 y 2 de la figura 3.20). Más allá de dicha zona, (región 1) el oleaje no se ve modificado por la presencia del obstáculo.

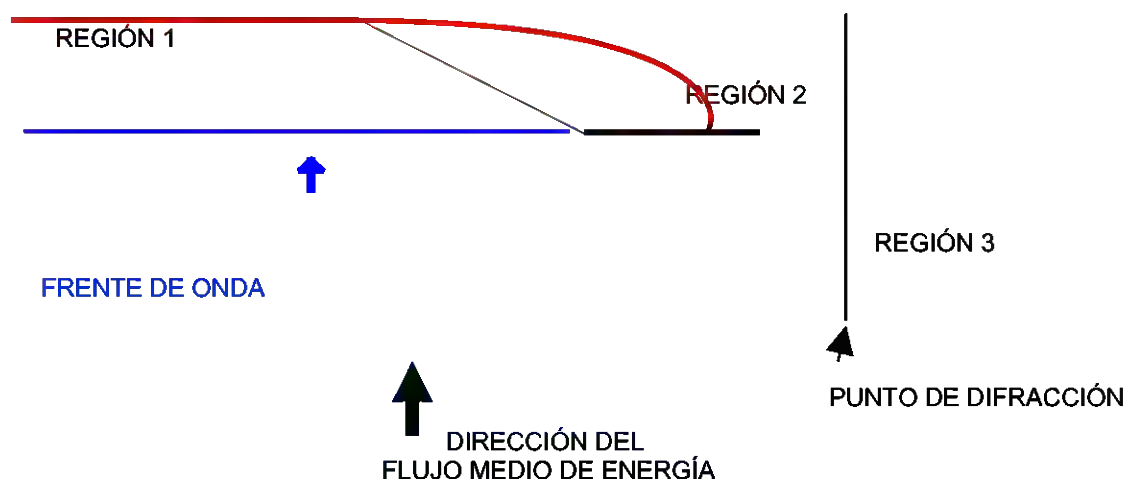


Figura 3.20. Forma en planta de las playas encajadas.

En el caso hipotético en el que no exista un gradiente de altura de ola a lo largo de la playa la línea de costa se dispondrá de forma paralela a los frentes de onda incidentes, de forma que la incidencia del oleaje sea normal a la playa y no existan de esta forma, corrientes longitudinales por la incidencia oblicua del oleaje. No obstante, el gradiente de altura de ola desde la región 1 a la región 3, fuerza una corriente longitudinal a lo largo de la playa, que hace que para que la playa se encuentre en un equilibrio estático esta debe estar





compensada por corrientes generadas por la incidencia oblicua del oleaje, por lo que en equilibrio estático, la forma en planta de las playas encajadas no se dispondrá de forma paralela a los frentes del oleaje incidente, sino que también estará gobernada por el gradiente de altura de ola a lo largo de la playa.

En la región I, es decir, donde los efectos de la difracción no son notables, la forma en planta de la playa se dispondrá de forma paralela a los frentes del oleaje incidente.

A lo largo de todo el litoral español este tipo de playas son muy habituales. En la figura 3.21 se muestra un ejemplo de este tipo de playas encajadas.



Figura 3.21. Forma en planta de las playas encajadas, Playa de la Zurriola.

Existen diferentes formulaciones empíricas que permiten estimar cuál es la forma en planta de playas ubicadas en la zona de sombra de un cabo o elemento de protección.





Hsu y Evans (1989) propusieron para la forma en planta de una playa una función parabólica dada por la expresión:

$$\left(\frac{R}{R_0}\right) = C_0 + C_1\left(\frac{\beta}{\theta}\right) + C_2\left(\frac{\beta}{\theta}\right)^2 \quad (3.0)$$

donde:

$R$  = radio vector, tomado desde el punto de difracción, que define la forma de la playa.

$R_0$  = radio vector, tomado desde el punto de difracción, hasta el punto final de la playa.

$C^0, C^1, C^2$  = coeficientes (función de  $\beta$ ).

$\beta$  = ángulo (fijo) formado entre el frente de oleaje y el radio vector  $R_0$ .

$\theta$  = ángulo (variable) entre el frente de oleaje y el radio vector  $R$ .

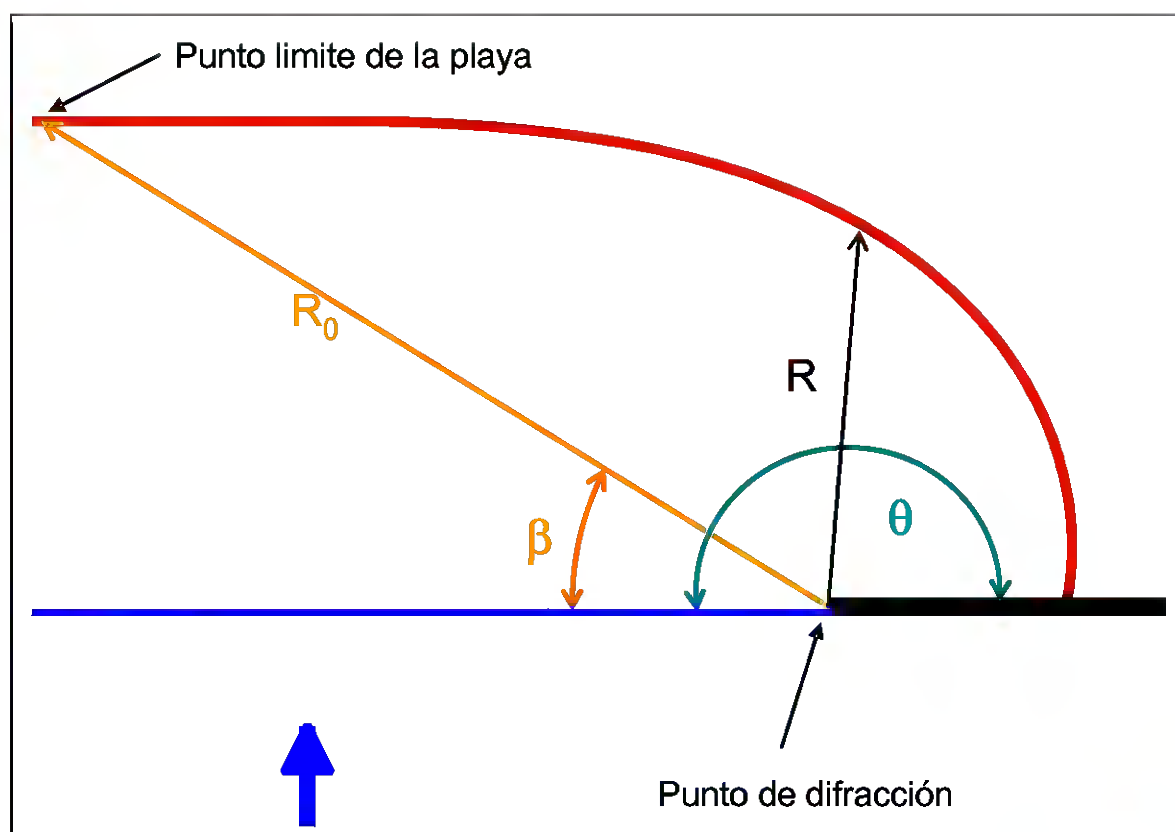




Figura 3.22. Forma en planta de las playas encajadas, parametrización de Hsu y Evans (1989). Esta expresión no incluye el efecto de la altura de ola, del periodo y de las características del perfil de playa ni el material que lo compone. El parámetro que principal que controla la forma en planta es la oblicuidad del oleaje, la localización del punto de difracción y del punto situado aguas debajo de la playa, ver figura 3.22. Según esta expresión, la forma en planta de una playa encajada puede ser determinada una vez conocido el punto situado al final de la playa, y el ángulo formado entre los frentes del oleaje y dicho radio vector  $R^0$ , es decir,  $\beta$ . Tal como se muestra en la tabla 3.2 los coeficientes  $C_0$ ,  $C_1$  y  $C_2$  son función de este ángulo.

$\beta^\circ$	$C_0$	$C_1$	$C_2$
20	0.054	1.040	-0.094
22	0.054	1.053	-0.109
24	0.054	1.069	-0.125
26	0.052	1.088	-0.144
28	0.050	1.110	-0.164
30	0.046	1.136	-0.186
32	0.041	1.166	-0.210
34	0.034	1.199	-0.237
36	0.026	1.236	-0.265
38	0.015	1.277	-0.296
40	0.003	1.322	-0.328
42	-0.011	1.370	-0.362
44	-0.027	1.422	-0.398
46	-0.045	1.478	-0.435
48	-0.066	1.537	-0.473
50	-0.088	1.598	-0.512
52	-0.112	1.662	-0.552
54	-0.138	1.729	-0.592
56	-0.166	1.797	-0.632
58	-0.196	1.866	-0.671
60	-0.227	1.936	-0.710
62	-0.260	2.006	-0.746
64	-0.295	2.076	-0.781
66	-0.331	2.145	-0.813
68	-0.368	2.212	-0.842
70	-0.405	2.276	-0.867
72	-0.444	2.336	-0.888
74	-0.483	2.393	-0.903
76	-0.522	2.444	-0.912
78	-0.561	2.489	-0.915
80	-0.600	2.526	-0.910

Tabla 3.2 Coeficientes  $C_0$ ,  $C_1$ ,  $C_2$  con respecto a la oblicuidad  $\beta$ .

Utilizando la relación adimensional parabólica propuesta por Hsu y Evans (1989), Tan y Chiew (1994), corroboran con ensayos de playas encajadas en equilibrio estable, la no





influencia de la altura de ola, período, pendiente del perfil de playa y tamaño del sedimento en la forma en planta en plantas encajadas, siendo esta función de la oblicuidad del oleaje.

Tan y Chiew (1994), a partir de relaciones geométricas de la bahía, haciendo el frente de la ola paralelo a la parte recta “aguas abajo”, evalúan  $C_0$ ,  $C_1$  y  $C_2$  como funciones de un solo parámetro  $\alpha$ , definidas como:

$$\begin{aligned} C_0 &= 1 - \beta \cot(\beta) + \alpha \\ C_1 &= \beta \cot(\beta) - 2\alpha \\ C_2 &= \alpha \end{aligned} \tag{3.0}$$

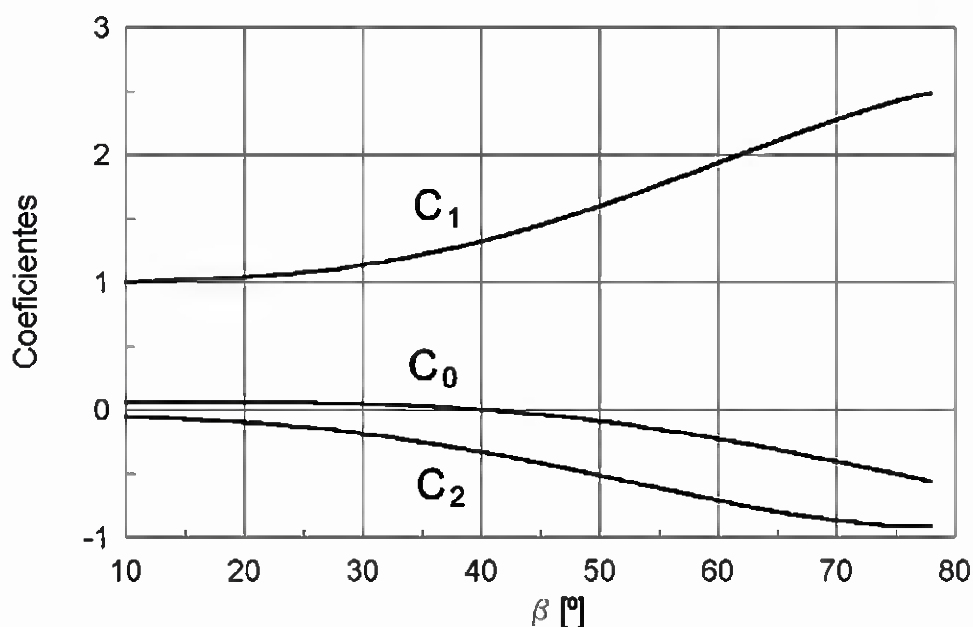


Figura 3.23. Coeficientes  $C_0$ ,  $C_1$ ,  $C_2$  con respecto a la oblicuidad  $\beta$ .

Donde:

$$\log(0.277 - \alpha) = (\beta\pi / 180) - 1.105 \tag{3.0}$$





### ***Parámetros o variables que determinan la forma en planta de playas apoyadas en un saliente o encajadas***

En base a lo anteriormente descrito, cabe destacar que la forma en planta de una playa encajada puede ser determinada una vez determinado el punto de difracción, el punto situado más aguas debajo de la playa (punto límite de la playa) y la dirección del flujo medio de energía (dirección de los frentes del oleaje) en el punto de difracción.

De estos parámetros el único que puede ser afectado por el cambio climático y que pueda suponer cambios morfológicos de la forma en planta es la dirección del flujo medio de energía.

### ***Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en la forma en planta de playas apoyadas en un saliente o encajadas***

A continuación se analiza el efecto del giro de los frentes de onda en la forma en planta de las playas, haciendo uso de la parábola propuesta por Hsu y Evans (1989) y utilizando la parametrización de los coeficientes  $C_0$ ,  $C_2$  y  $C_1$  propuesta por Tan y Chiew (1994). Para realizar el análisis correspondiente es necesario clasificar este tipo de playas encajadas en función del grado de colmatación, diferenciando entre playas colmatadas de arena y playas no colmatadas de arena. Tal como se ha descrito en apartados anteriores, las playas colmatadas de arena son aquellas en las que uno de los dos límites laterales de la playa delimita el crecimiento transversal del mismo, mientras que en las playas no colmatadas de arena el factor limitante del crecimiento de la playa es la disponibilidad de arena en el mar exterior, para que sea transportada hacia la zona del perfil de la playa. Dentro de las playas colmatadas también se debe tener en cuenta cuál es el lateral que limita el crecimiento de la misma. Por lo tanto, los casos que son analizados a continuación son los siguientes:

- Playas encajadas colmatadas de arena:
  - Caso 1: el lateral limitante de la playa lo constituye la zona contraria a la zona de sombra de la playa.
  - Caso 2: el lateral limitante de la playa lo constituye el dique o cabo que genera la zona de sombra.
- Playas encajadas no colmatadas de arena.

### **Playas colmatadas de arena**





El análisis del efecto que un posible cambio en la dirección de flujo medio supondría en la configuración en planta de este tipo de playas depende de cuál sea el extremo limitante del crecimiento de la playa. Este extremo limitante puede situarse en el elemento que produce la difracción del oleaje, en el que la profundidad en el punto de difracción  $h_p$  es igual a la profundidad de corte del perfil de playa  $h_*$  o por lo contrario, situarse en el extremo contrario de la playa, donde la profundidad en este extremo limitante  $h_d$  es igual a la profundidad de corte del perfil de playa. (Figura 3.24).

*Caso 1:  $h_d = h_*$ ,  $h_p > h_*$*

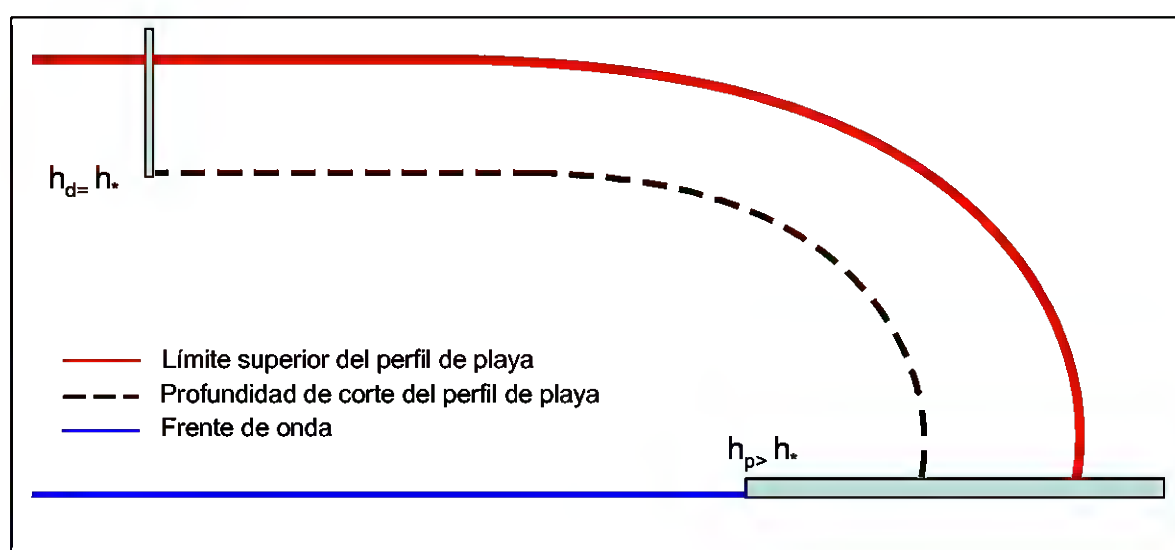


Figura 3.24. Playa encajada en equilibrio estático colmatada de arena. Caso 1.

Dependiendo del sentido del cambio de la dirección del flujo medio de energía, la respuesta de la playa será totalmente diferente. Por ejemplo, si la variación de la dirección del flujo medio de energía produce un aumento del ángulo  $\beta$ , se producirá un retroceso de la línea de costa a lo largo de toda la playa. La razón de ello es que el giro de la dirección del flujo medio de energía produce una corriente longitudinal a lo largo de la playa con dirección hacia lateral limitante de la playa. Esta corriente longitudinal transporta sedimentos desde la zona abrigada hacia la zona no abrigada. No obstante, debido a que el lateral de la playa no permite un mayor crecimiento de la misma en esta zona, la arena se transportará hacia el exterior de la playa produciéndose una erosión neta de la unidad fisiográfica, figura 3.25. Obsérvese cómo la posición de la línea de costa en la zona adyacente al dique limitante permanece inalterada, ya que el lateral limitante no deja que la playa en esta zona crezca, es decir, el radio vector  $R_0$  no varía.

Por contra, si la variación de la dirección del flujo medio de energía produce una disminución del ángulo  $\beta$ , se producirá un avance de la línea de costa en la zona protegida





de la playa y un retroceso en la zona no abrigada, de forma que se compensen el volumen de erosión y el volumen de acreción.

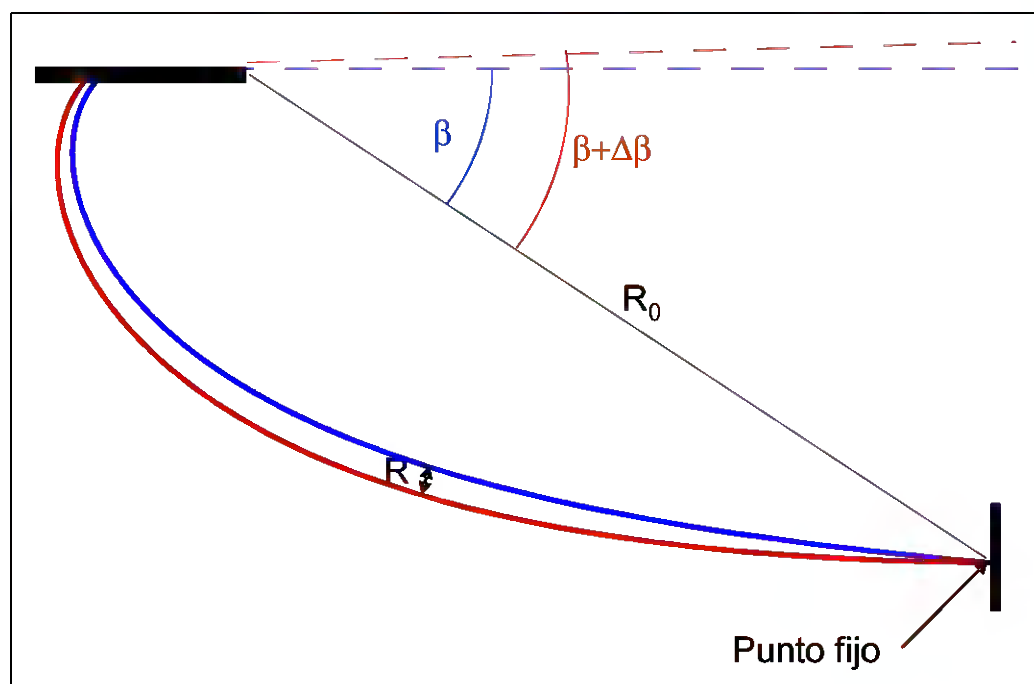


Figura 3.25. Playa encajada en equilibrio estático colmatada de arena.  $\Delta\beta > 0$ .

En este caso, el giro de la dirección del flujo medio de energía producirá una corriente longitudinal a lo largo de la playa con dirección hacia la zona de sombra que produce el obstáculo. Esta corriente longitudinal transporta sedimentos desde la zona no abrigada hacia la zona abrigada. En una primera instancia, una vez producido el giro de los frentes, la zona no protegida frente al oleaje incidente sufrirá una erosión progresiva produciendo un retroceso de la línea de costa en esta zona y un avance general en la zona protegida frente al oleaje incidente. La mayor parte del material erosionado corresponderá a la zona alta del perfil de playa, por lo que dicha erosión generará una disminución de la pendiente del perfil de playa aumentando la capacidad de transporte por asimetría del oleaje desde el mar exterior. Si existe disponibilidad de arena en el mar exterior, el oleaje transportará sedimento desde el mar exterior hacia el perfil de playa para cubrir el déficit de arena que se ha generado en una primera fase en la zona no protegida. Esta zona la playa crecerá a expensas de la arena proveniente desde el exterior hasta alcanzar su perfil de playa original, es decir, hasta que la línea de costa alcance nuevamente la posición de máxima acreción permitido por el lateral limitante. En esta situación el radio vector  $R_0$  tampoco se ve modificado con respecto a la situación actual.

En ambos casos la forma en planta actual de la playa viene dado por la siguiente expresión:







$$R_{actual} = R_0 \left( C_0 + C_1 \left( \frac{\beta}{\theta} \right) + C_2 \left( \frac{\beta}{\theta} \right)^2 \right) \quad (3.0)$$

Donde:

$$C_0 = 1 - \beta \cot(\beta) + \alpha$$

$$C_1 = \beta \cot(\beta) - 2\alpha \quad (3.0)$$

$$C_2 = \alpha$$

$$\log(0.277 - \alpha) = (\beta\pi / 180) - 1.105$$

Mientras que tras el giro de los frentes del oleaje incidente en la playa la forma en planta se ajustará a la siguiente formulación:

$$\begin{aligned} \frac{R_{futuro}}{R_0} &= (C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left( \frac{\beta + \Delta\beta}{\theta} \right) \\ &+ (C_2 + \Delta C_2) \left( \frac{\beta + \Delta\beta}{\theta} \right)^2 \end{aligned} \quad (3.0)$$

Donde:

$$(C_0 + \Delta C_0) = 1 - (\beta + \Delta\beta) \cot((\beta + \Delta\beta)) + (\alpha + \Delta\alpha)$$

$$(C_1 + \Delta C_1) = (\beta + \Delta\beta) \cot((\beta + \Delta\beta)) + 2(\alpha + \Delta\alpha)$$

$$(C_2 + \Delta C_2) = (\alpha + \Delta\alpha) \quad (3.0)$$

$$\log(0.277 - (\alpha + \Delta\alpha)) = ((\beta + \Delta\beta)\pi / 180) - 1.105$$

El retroceso total  $RE$ , que es la diferencia entre la posición de la línea de costa futura menos la actual, depende del ángulo  $\theta$ , del ángulo  $\beta$ , de la variación del ángulo  $\Delta\beta$  y del radio vector  $R_0$ .

$$RE = R_{futuro} - R_{actual} = RE(\beta, \Delta\beta, R_0, \theta) \quad (3.0)$$





Con el objeto de establecer una serie de ábacos que permitan establecer el retroceso de la playa en función de los parámetros mencionados, es necesario definir el siguiente parámetro adimensional:

$$\frac{RE}{R_0} = f(\beta, \Delta\beta, \theta) \quad (3.0)$$

$$\frac{RE}{R_0} = \left( (C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left( \frac{\beta + \Delta\beta}{\theta} \right) + (C_2 + \Delta C_2) \left( \frac{\beta + \Delta\beta}{\theta} \right)^2 \right) - \left( C_0 + C_1 \left( \frac{\beta}{\theta} \right) + C_2 \left( \frac{\beta}{\theta} \right)^2 \right) \quad (3.0)$$

En la figura 3.26 se muestran los ábacos que han sido obtenidos a partir de la formulación presentada, que permiten estimar el retroceso adimensional, para cada ángulo  $\beta$  en función del ángulo  $\Delta\beta$  y del ángulo  $\theta$ . Nótese que en los ábacos se ha representado el retroceso adimensional multiplicado por 100.

Tal como indica el ábaco, cuando el ángulo  $\beta$  es pequeño, la zona de máximo avance y retroceso se produce en las zonas en las que el ángulo  $\theta$  es pequeño (es decir en la zona lejana a la zona de sobra). Este retroceso o avance máximo aumenta al aumentar la magnitud de la variación de la dirección del flujo medio de energía.

Para valores de  $\beta$  mayores a los  $20^\circ$ , el patrón de la variación del retroceso en función de los parámetros anteriormente mencionados cambia. El máximo retroceso se desplaza hacia valores de  $\theta$  mayores y las variaciones en función de  $\theta$  disminuyen.



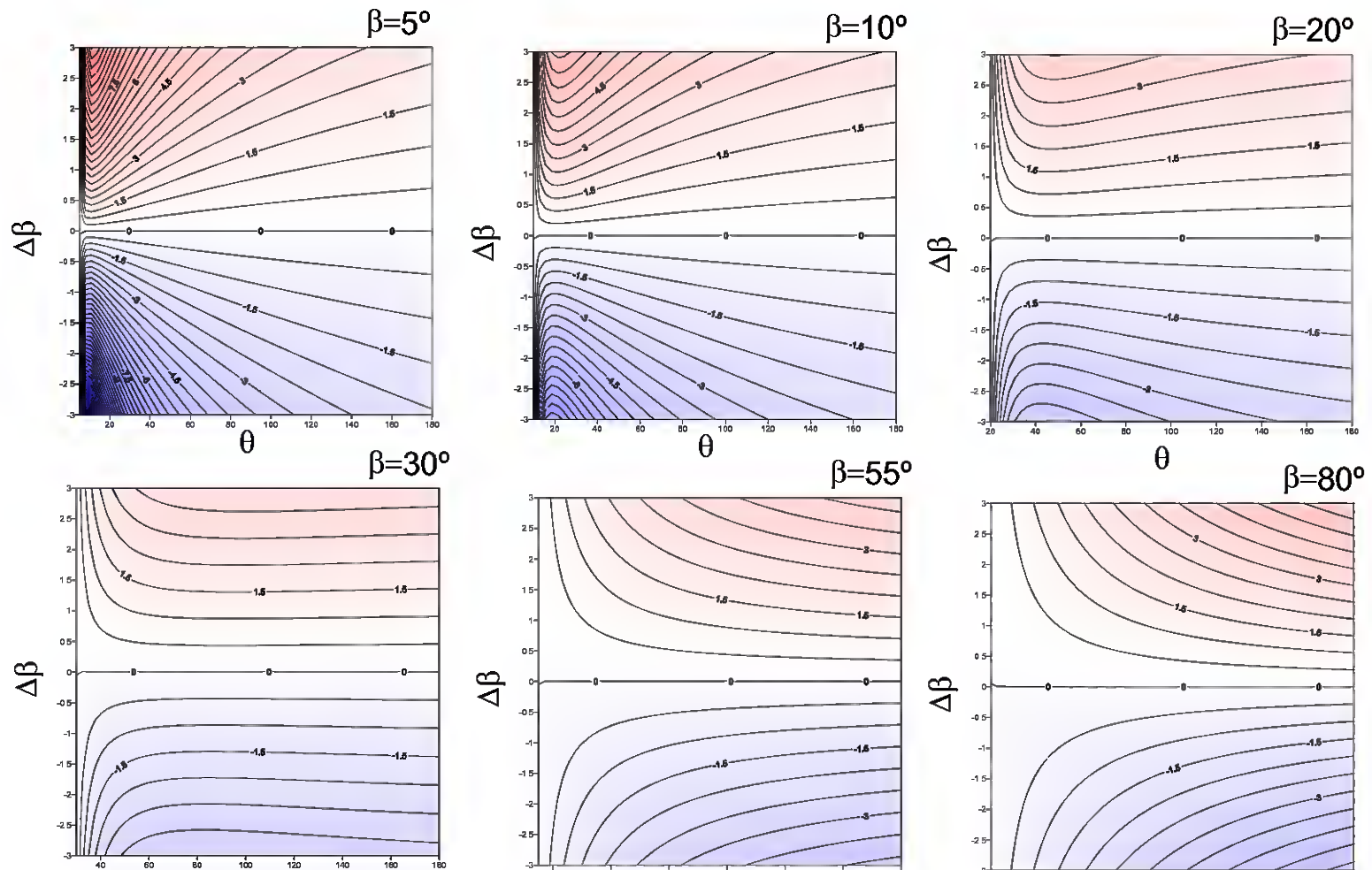


Figura 3.26. Ábacos del retroceso adimensional multiplicado por 100 en función de  $\Delta\beta$ ,  $\beta$  y de  $\theta$





Caso 2:  $h_p = h_*$ ,  $h_d > h_*$

La característica que diferencia a este tipo de playas es que el lateral limitante del crecimiento transversal lo constituye la estructura que produce la zona de sombra en la playa, por lo que en esta zona cercana al dique la extensión de la playa no puede aumentar.

De forma similar al caso anterior, la respuesta de la forma en planta de la playa responderá de forma diferente en función del sentido de cambio de la dirección del flujo medio de energía.

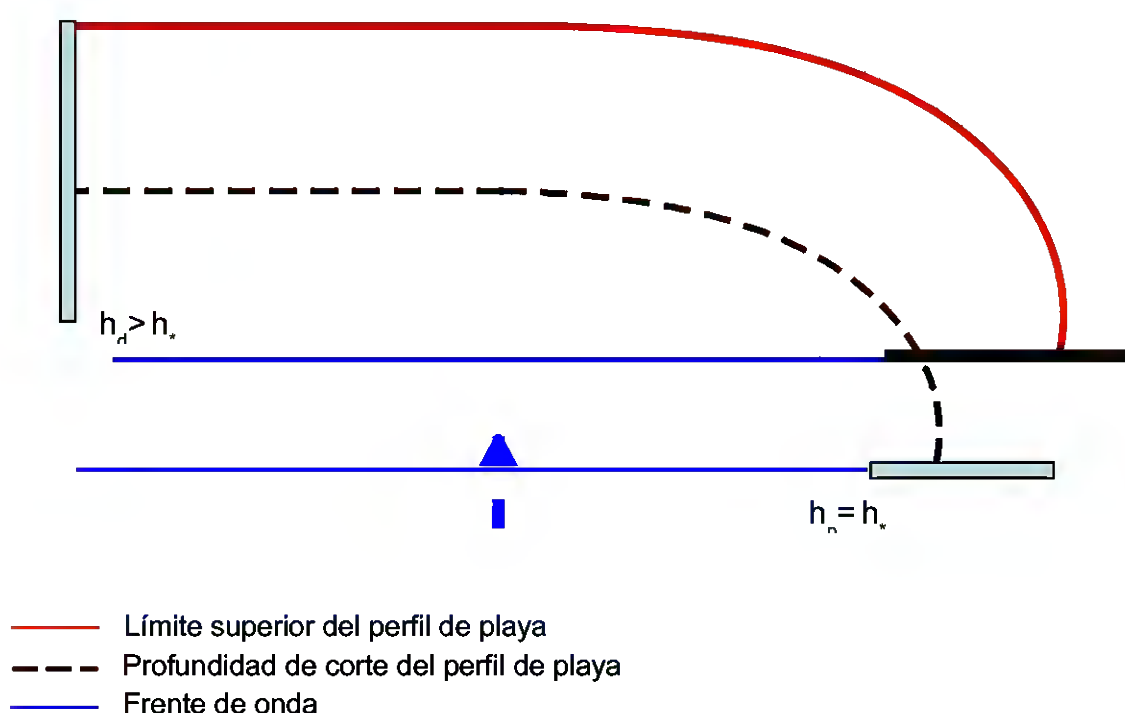


Figura 3.27. Playa encajada en equilibrio estático colmatada de arena. Caso 2.

De forma contraria a lo que ocurría en los casos anteriores, la variable  $R_0$  sí que se ve modificada por las variaciones en de la dirección del flujo medio de energía. En la figura 3.28 se muestra de forma esquemática cómo es la respuesta de este tipo de playas en función del signo de la variable  $\Delta\beta$ .



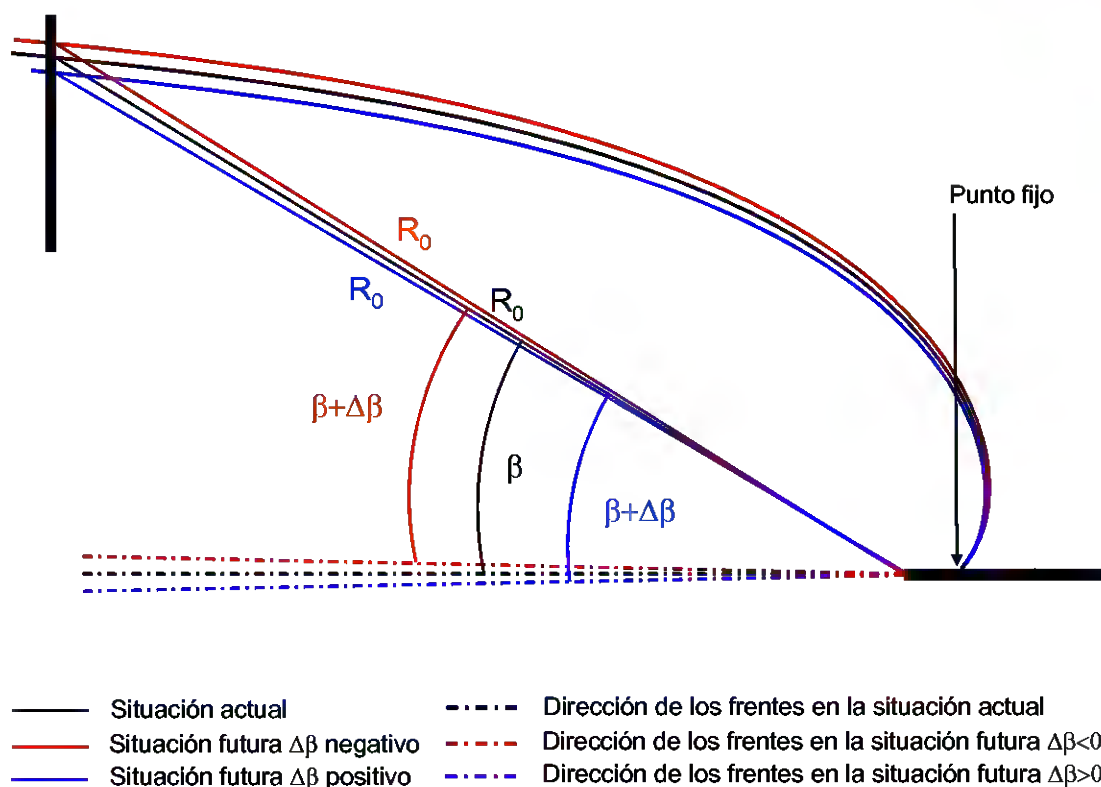


Figura 3.28. Playa encajada en equilibrio estático colmatada de arena. Caso 2.

Si  $\Delta\beta$  es negativo el efecto es tal que el giro de los frentes de onda genera a lo largo de la playa corrientes longitudinales desde la zona desprotegida hacia la zona de sombra, transportando sedimento hacia la misma. Como en la zona de sombra la playa no puede contener más arena esta es transportada hacia el mar exterior. Consecuentemente, se produce una erosión de la playa a lo largo de toda su extensión. En este caso el radio vector  $R_0$  futuro es mayor que el actual. Obsérvese, que el ángulo entre los futuros frentes de onda y el futuro  $R_0$  no es exactamente  $\Delta\beta+\beta$ , sino  $\Delta\beta+\beta+\phi$ , siendo  $\phi$  positivo. Sin embargo, si  $\Delta\beta$  es positivo, el efecto a lo largo de la playa es el contrario, se produce un avance a lo largo de toda la extensión de la playa y el radio vector futuro se ve reducido con respecto al radio vector actual. El avance de la playa se producirá, siempre y cuando en el mar exterior exista arena transportable hacia el perfil de playa por asimetría del oleaje.

En ambos casos la forma en planta actual de la playa viene dado por la siguiente expresión:

$$R_{actual} = R_{0,actual} \left( C_0 + C_1 \left( \frac{\beta}{\theta} \right) + C_2 \left( \frac{\beta}{\theta} \right)^2 \right) \quad (3.0)$$





Donde:

$$\begin{aligned} C_0 &= 1 - \beta \cot(\beta) + \alpha \\ C_1 &= \beta \cot(\beta) - 2\alpha \\ C_2 &= \alpha \end{aligned} \tag{3.0}$$

$$\log(0.277 - \alpha) = (\beta\pi/180) - 1.105$$

Mientras que tras el giro de los frentes del oleaje incidente en la playa la forma en planta se ajustará a la siguiente formulación:

$$\begin{aligned} \frac{R_{futuro}}{R_{0,futuro}} &= (C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left( \frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{\theta} \right) \\ &+ (C_2 + \Delta C_2) \left( \frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{\theta} \right)^2 \end{aligned} \tag{3.0}$$

Donde:

$$\begin{aligned} (C_0 + \Delta C_0) &= 1 - (\beta + \Delta\beta + \phi) \cot((\beta + \Delta\beta + \phi)) + (\alpha + \Delta\alpha) \\ (C_1 + \Delta C_1) &= (\beta + \Delta\beta + \phi) \cot((\beta + \Delta\beta + \phi)) + 2(\alpha + \Delta\alpha) \\ (C_2 + \Delta C_2) &= (\alpha + \Delta\alpha) \\ \log(0.277 - (\alpha + \Delta\alpha)) &= ((\beta + \Delta\beta + \phi)\pi/180) - 1.105 \end{aligned} \tag{3.0}$$

Para calcular el radio vector  $R_{0,futuro}$  será necesario tener en cuenta que cuando el ángulo  $\theta$  tiene  $180^\circ$ , el radio de ambas parábolas es el mismo, es decir,

$$\begin{aligned} R_{0,actual} \left( C_0 + C_1 \left( \frac{\beta}{180} \right) + C_2 \left( \frac{\beta}{180} \right)^2 \right) &= \\ R_{0,futuro} \left( (C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left( \frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{180} \right) + (C_2 + \Delta C_2) \left( \frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{180} \right)^2 \right) & \tag{3.0} \end{aligned}$$

Teniendo en cuenta que el ángulo  $\phi$  y el radio vector  $R_{0,futuro}$  están relacionados a partir de la siguiente formulación:





$$R_{0, futuro} = R_{0, actual} \cos(\beta) / \cos(\beta + \phi) \quad (3.0)$$

$$\left( C_0 + C_1 \left( \frac{\beta}{180} \right) + C_2 \left( \frac{\beta}{180} \right)^2 \right) = \cos(\beta) / \cos(\beta + \phi) \quad (3.0)$$

$$\left( (C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left( \frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{180} \right) + (C_2 + \Delta C_2) \left( \frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{180} \right)^2 \right)$$

A partir de esta formulación es posible el cálculo del ángulo  $\phi$ , y por lo tanto de la variable  $R_{0, futuro}$ , lo que permitirá conocer la parábola futura para cualquier ángulo  $\theta$ .

El retroceso total RE, que es la diferencia entre la posición de la línea de costa actual menos la futura, depende del ángulo  $\theta$ , del ángulo  $\beta$ , de la variación del ángulo  $\Delta\beta$  y del radio vector  $R_0$ .

$$RE = R_{futuro} - R_{actual} = RE(\beta, \Delta\beta, R_0, \theta) \quad (3.0)$$

Con el objeto de establecer una serie de ábacos que permitan establecer el retroceso de la playa en función de los parámetros mencionados, es necesario definir el siguiente parámetro adimensional:

$$\frac{RE}{R_{0, actual}} = f(\beta, \Delta\beta, \theta) \quad (3.0)$$

En la figura 3.29 se muestran los ábacos que han sido obtenidos a partir de la formulación presentada, para cada ángulo  $\beta$  en función del ángulo  $\Delta\beta$  y del ángulo  $\theta$ .



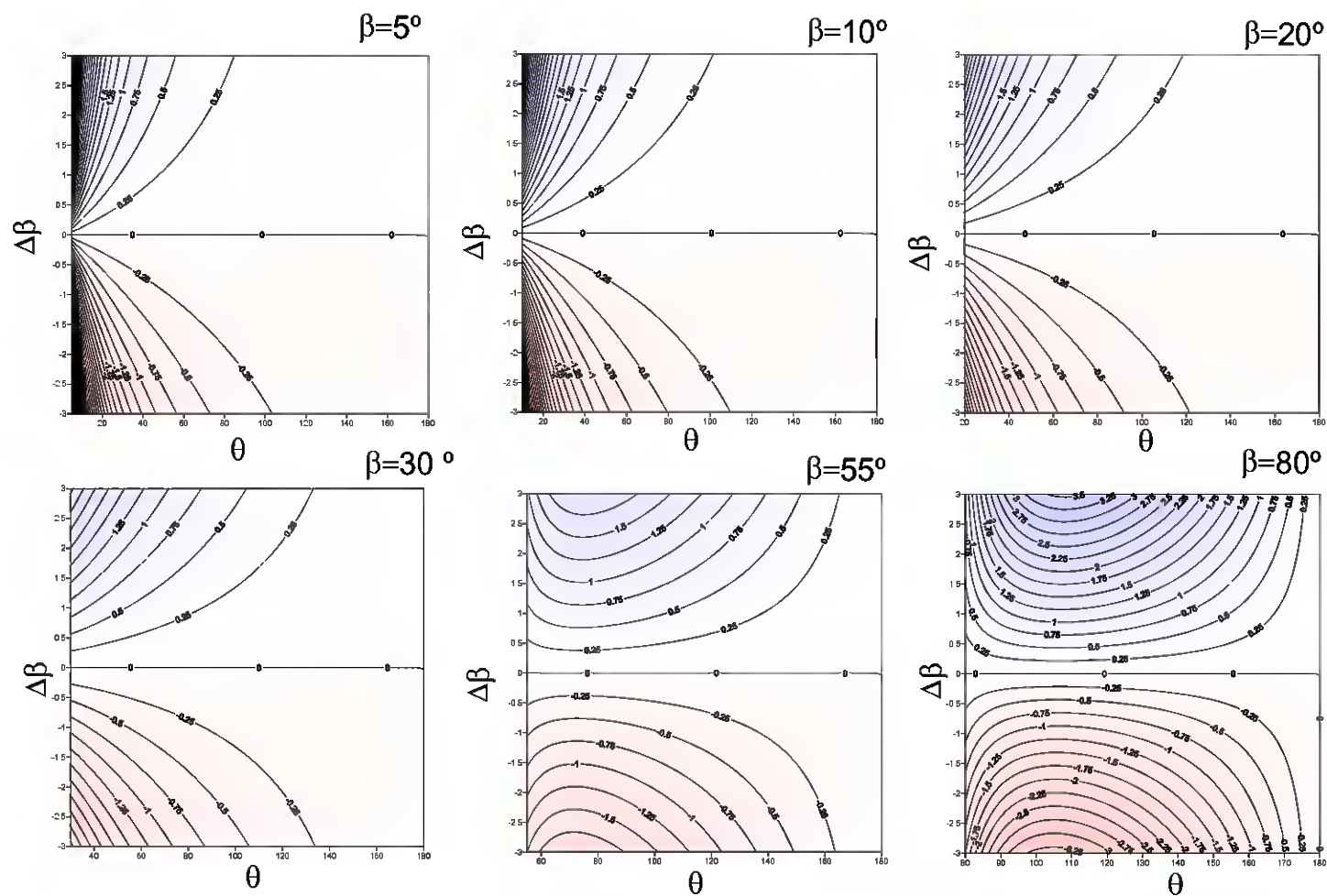


Figura 3.29. Ábacos del retroceso adimensional multiplicado por 100 en función de  $\Delta\beta$ ,  $\beta$  y de  $\theta$ .







### Playas no colmatadas de arena

Tal como se ha mencionado anteriormente, las playas no colmatadas de arena se caracterizan por que su crecimiento no está limitado por los límites laterales de la playa, sino por la escasez o ausencia de arena. Este hecho implica que si en alguna parte de la playa la pendiente del perfil de playa se ve reducida, no existirá un aporte de sedimento desde el mar exterior que restablezca la pendiente del perfil de playa, es decir, en este tipo de playas no existen aportes externos de arena.

Por otro lado, se asume que los límites laterales de la playa son capaces de contener toda la arena de las playas, por lo que no existen pérdidas de sedimentos desde la unidad fisiográfica hacia el exterior.

En el caso de este tipo de playas una variación en la dirección en el flujo medio de energía sería tal que el volumen de arena erosionado en cierta zona de la playa produciría un avance de la playa en otra zona, ya que no hay intercambio de volumen de arena con el exterior. En la figura 3.30 se muestra de forma esquemática el efecto del giro de la dirección del flujo medio de energía en una playa no colmatada de arena. En el caso concreto que se muestra en la figura, el cambio climático produce un giro de los frentes del oleaje de forma que el ángulo  $\beta$  futuro se ve reducido. La condición de equilibrio estático implica que el volumen de arena erosionado en cierta zona de la playa sea equivalente al volumen de arena que se deposita en otra zona de la unidad fisiográfica, de forma que no existan ganancias y pérdidas netas de arena. Tal como se muestra en la figura, en un futuro, tras el giro de los frentes, el ángulo  $\beta$  futuro no será equivalente a la suma de los ángulos  $\beta$  actual y  $\Delta\beta$ , sino que incluirá otro ángulo  $\phi$ . El radio vector futuro  $R_0$  ángulo  $\phi$  están relacionados a partir de la siguiente relación:

$$R_{0,\text{futuro}} = R_{0,\text{actual}} \frac{\text{Cos}[\beta]}{\text{Cos}[\beta + \phi]} \quad (3.0)$$

El problema es que el ángulo  $\phi$  es a priori desconocido y que su valor debe de ser hallado de forma que el área de erosión equivalga al área de acreción, para lo que es imprescindible recurrir a un método iterativo.

Procediendo de la forma descrita, se ha calculado el retroceso y el avance que experimentará una playa en función del ángulo  $\beta$  actual, de la variación de dicho ángulo y del ángulo  $\theta$ . Los resultados se muestran en la figura 3.31 que representa el retroceso adimensional multiplicado por cien, es decir, el parámetro  $RE/R_0$  100.



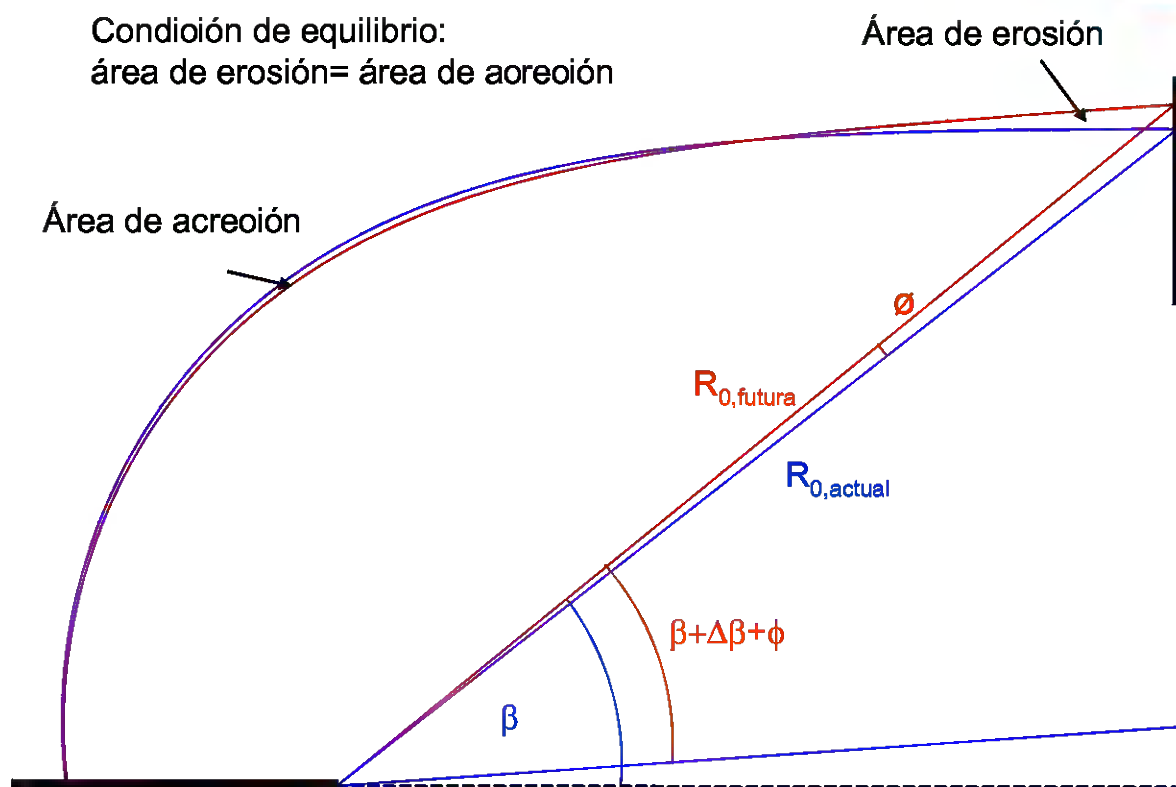


Figura 3.30. Playa encajada en equilibrio estático no colmatada de arena.

Como puede observarse en el conjunto de ábacos, para playas caracterizadas por pequeños ángulos  $\beta$ , si se produce una variación de dicho ángulo negativa, en la zona más desprotegida de la playa se produce una erosión de la misma que viene acompañada por una acreción en la zona más protegida. Ocurre lo contrario si la variación tiene el signo opuesto. Obsérvese que las máximas variaciones en la línea de costa se obtienen para los menores valores de  $\theta$ .

Para valores de  $\beta$  mayores, el patrón de erosión – sedimentación a lo largo de la playa varía de forma que, en la zona central de la playa se produce lo contrario que en los extremos. Por ejemplo, en una playa caracterizada por un ángulo  $\beta$  de  $55^\circ$ , una variación  $\Delta\beta$  de  $-2^\circ$  generaría en el extremo menos protegido frente al oleaje incidente una erosión hasta que el ángulo  $\theta$  adquiere valores mayores a  $72^\circ$  aproximadamente. A partir de este valor se observa una acumulación de sedimento y por tanto un avance de la línea de costa. Para valores de  $\theta$  mayores que los  $150^\circ$  se observa nuevamente un retroceso de la playa.



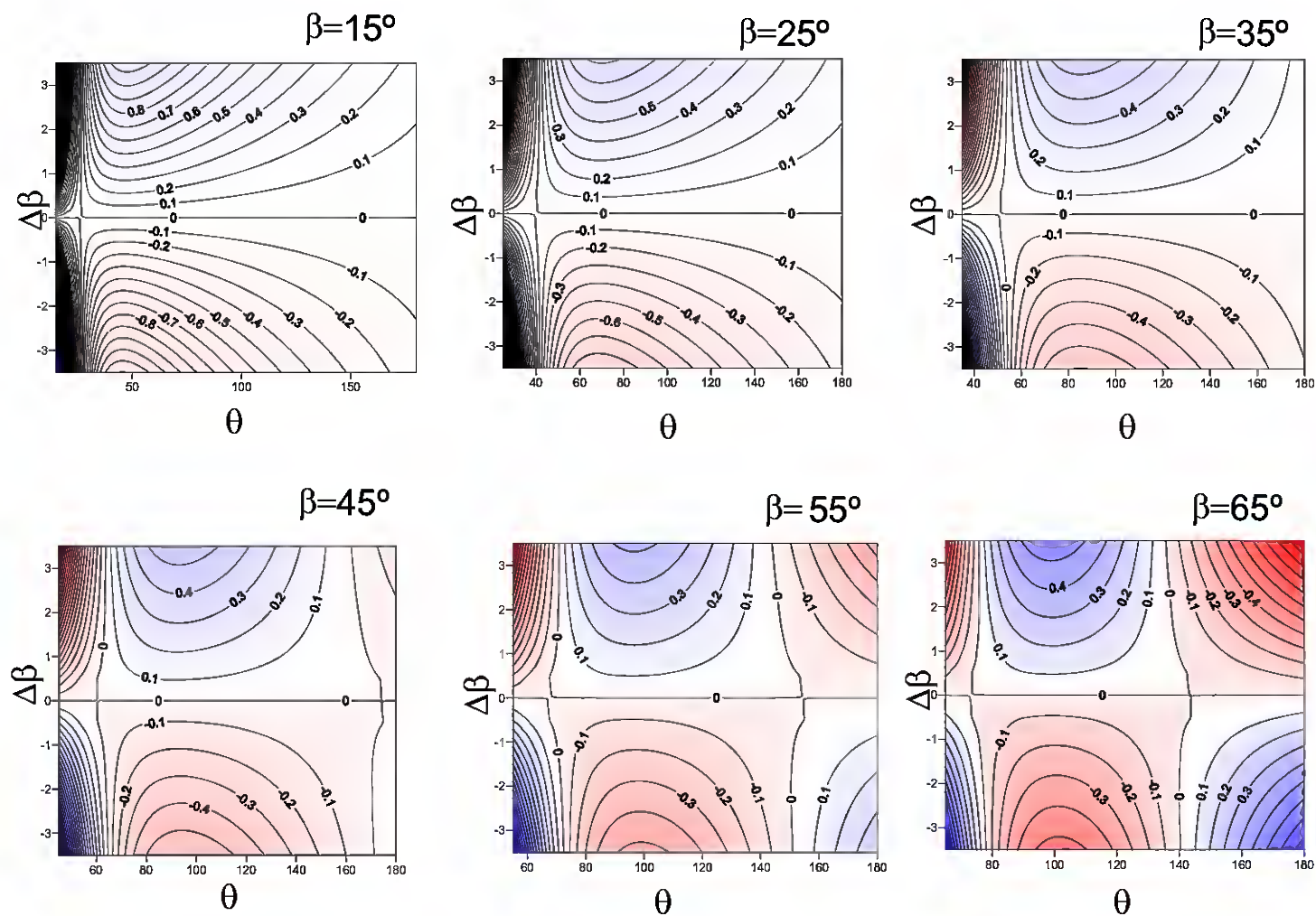


Figura 3.31. Ábacos del retroceso adimensional multiplicado por 100 en función de  $\Delta\beta$ ,  $\beta$  y de  $\theta$ .





### **Breve descripción de la relación entre la dinámica actuante y la forma en planta de tómbolos y hemitómbolos**

La presencia de un dique exento o de una isla en una playa, puede generar tres distintos casos o formas en planta de equilibrio, siempre y cuando la playa tenga material disponible para generarlas. Las diferentes formas en planta que pueden ser generadas corresponden a los tómbolos (figura 3.32), dobles salientes (figura 3.33) y a salientes (figura 3.34). Que se forme una forma en planta u otra y sus características dependen básicamente de dos parámetros:

- Anchura del dique adimensionalizada con la longitud de onda del oleaje incidente en el dique o isla,  $B/L$ .
- Distancia desde el dique a la costa adimensionalizada con la longitud de onda,  $Y/L$ .

En la figura 3.35 se muestra el tipo de forma en planta que se formará en función de los parámetros anteriormente mencionados. Como puede observarse para una distancia adimensional determinada, si la anchura adimensional es pequeña se forma un saliente, si esta variable aumenta se forma un doble saliente y si aumenta aún más se forma un tómbolo.

### **TÓMBOLO**

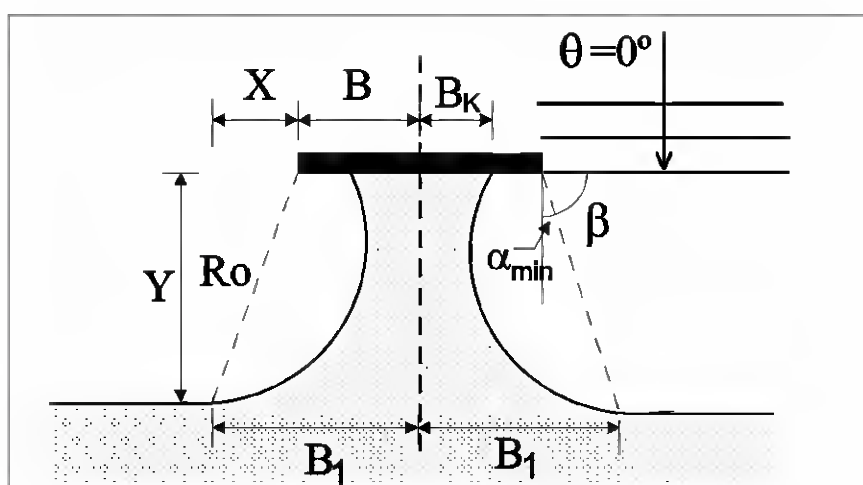


Figura 3.32. Descripción esquemática de un tómbolo.





**HEMITÓMBOLO - Un saliente**

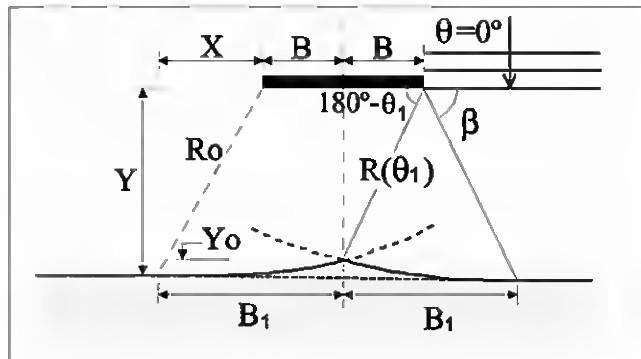


Figura 3.33. Descripción esquemática de un saliente.

**HEMITÓMBOLO - Doble saliente (DS)**

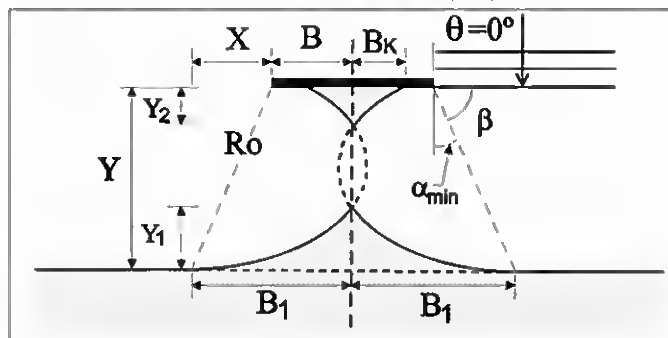


Figura 3.34. Descripción esquemática de un doble-saliente.



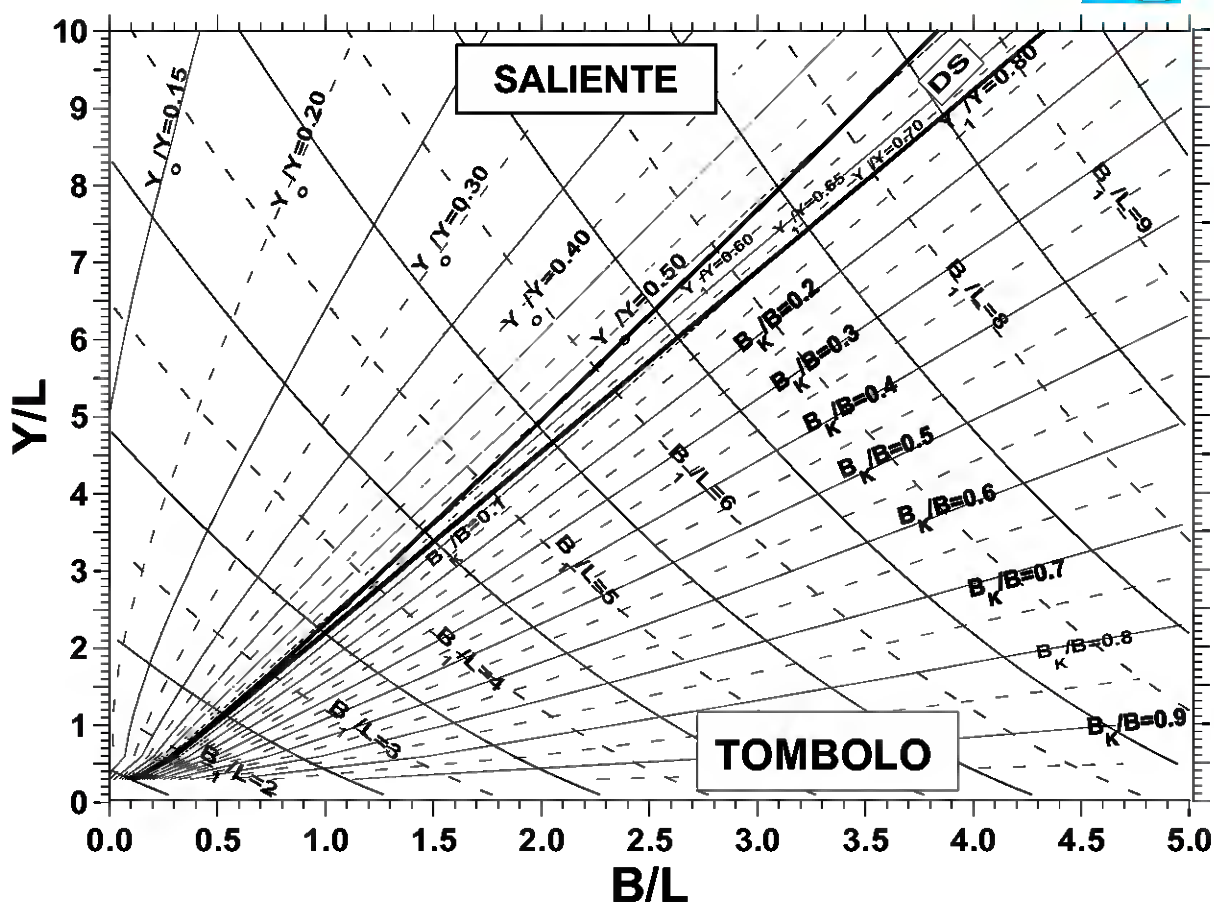


Figura 3.35 Ábaco que permite estimar la tipología de la forma en planta en función de los parámetros adimensionales  $Y/L$  y  $B/L$ .

**Parámetros o variables que determinan la forma en planta de tómbolos y hemitómbolos**

El efecto del cambio climático puede suponer modificaciones en los dos parámetros principales que gobiernan la tipología de estas formas en planta:

- Anchura del dique adimensionalizada con la longitud de onda del oleaje incidente en el dique o isla,  $B/L$ .
- Distancia desde el dique a la costa adimensionalizada con la longitud de onda,  $Y/L$ .





### ***Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en la forma en planta de tómbolos y hemitómbolos***

El parámetro de la anchura adimensional puede verse afectado por un giro en la dirección del flujo medio de energía, así como por una variación en la longitud de onda del oleaje incidente. Suponiendo la situación más habitual en la que los diques exentos actuales se disponen de forma perpendicular a la dirección del flujo medio de energía, mediante la figura 3.36 se muestra cómo un futuro giro en la dirección del flujo medio de energía produciría una reducción de la anchura efectiva del dique. Por relaciones geométricas se obtiene que:

$$B_{futura} = B_{actual} \cos(\Delta\beta) \quad (3.0)$$

$$\Delta B = B_{futura} - B_{actual} = B_{actual} (\cos(\Delta\beta) - 1)$$

Teniendo en cuenta las dimensiones típicas de los diques exentos del litoral español, es del orden de 20 m, y considerando que la variación en la dirección del flujo medio de energía máximo es del orden de los 5°, se obtiene que la variación de la anchura efectiva del dique exento es de -0,076. Teniendo en cuenta, que la variación en la anchura efectiva del dique es dos órdenes de magnitud menor que la anchura efectiva, se puede asumir que la variación de la anchura efectiva del dique producido por un giro de la dirección del flujo medio de energía generado, es prácticamente despreciable, es decir:

$$B_{futura} \approx B_{actual} \quad (3.0)$$



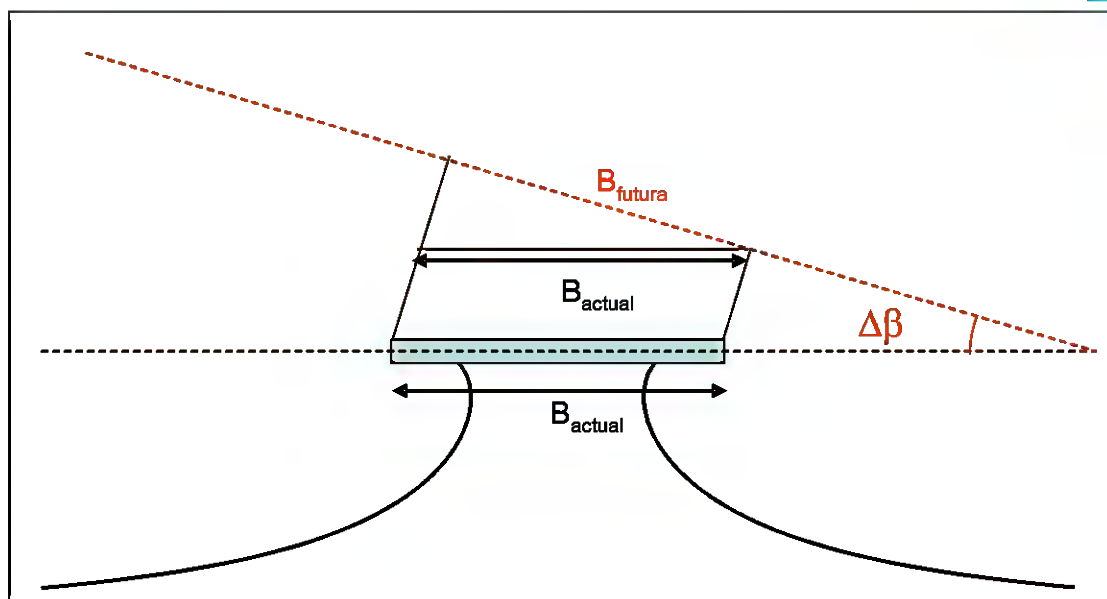


Figura 3.36. Dibujo esquemático de la variación de la anchura efectiva del dique en función del variación de la dirección del flujo medio de energía.

El valor de la anchura adimensional del dique exento también puede verse modificado por una variación de la longitud de onda del oleaje incidente en el dique, que a su vez es función del nivel medio y del periodo del oleaje.

$$L = \frac{9.81T^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \quad (3.0)$$

Por lo tanto, si se produce una variación en el periodo del oleaje o en la profundidad, la longitud de onda se verá modificada y consecuentemente también lo hará la anchura del dique adimensional. En la figura 3.37 se muestra la longitud de onda correspondiente a un periodo de oleaje determinado y a una profundidad dada. A partir de esta figura se puede calcular la variación de la longitud de onda con respecto a la longitud de onda actual, siempre que se conozcan la profundidad y el periodo del oleaje actual así como las futuras variaciones del periodo y del nivel del mar. Por ejemplo, supongamos que actualmente la profundidad es de 10 m y que el periodo del oleaje incidente es de 14 s. Utilizando la figura 3.37 se obtiene que la longitud de onda actual es de 135 m. Si por efecto del cambio climático el nivel medio aumentase 0,5 m y el periodo aumentase 1 s, por ejemplo, la longitud de onda del oleaje incidente en el futuro sería de 146 m, es decir, la variación de la longitud de onda sería de 11 m.





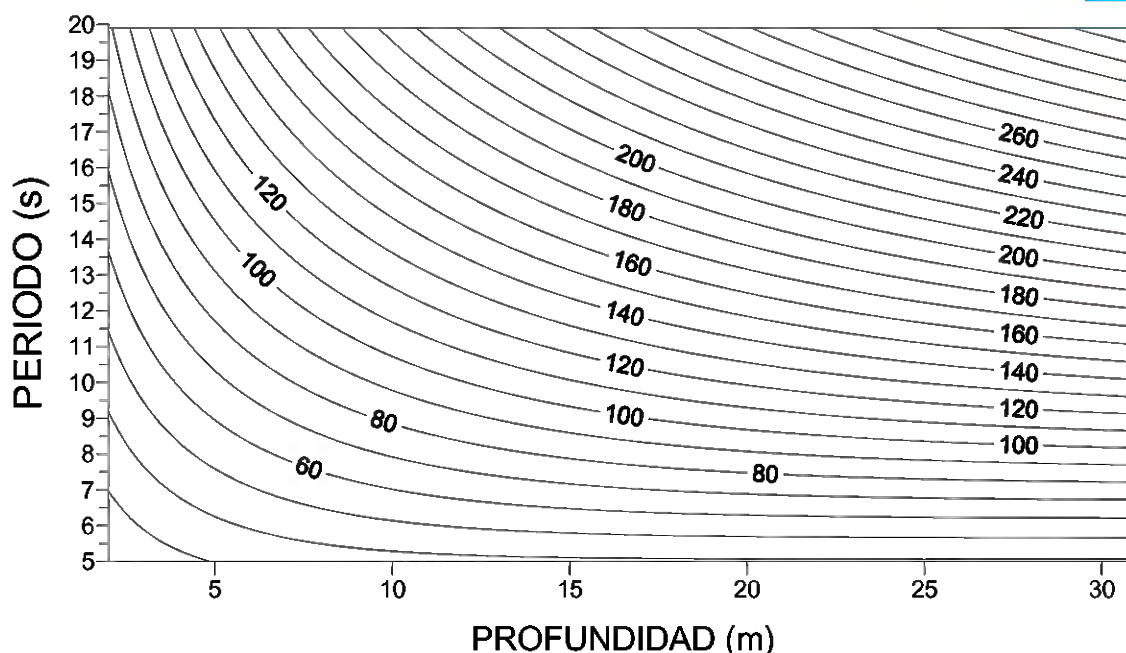


Figura 3.37. Variación de la longitud de onda del oleaje en función de la profundidad y del periodo del oleaje.

En cuanto a la distancia adimensional, el valor de este parámetro puede verse modificado, por variaciones en la longitud de onda incidente, es decir, por variaciones en el nivel del mar y por variaciones en el periodo del oleaje, así como por variaciones de la distancia entre la línea de costa y el dique exento  $Y$ . El cambio de esta distancia, únicamente se ve afectado por variaciones en el nivel del mar, que como ya se ha mencionado en el apartado dedicado al análisis del perfil de playa, un aumento del nivel del mar produce un retroceso de la línea de costa, que puede ser cuantificado a partir de la regla de Bruun (1962). Por ejemplo, en una playa con un  $D_{50}$  de 0,1 mm y una altura de ola significativa ( $H_{s12}$ ) de 5 m, un aumento del nivel del mar de 0,4 m produce un retroceso de 70 m. Si la anchura del dique exento es de 30 m, la profundidad de 4 m y el periodo del oleaje incidente de 12 s, la longitud de onda  $L$  es de aproximadamente de 80 m, es decir, la anchura relativa es 0,375. Si la distancia entre el dique y la playa es de 30 m, la distancia adimensional  $Y/L$  es de 0,375, mientras que en el futuro este parámetro adquirirá valores de 1,25. Haciendo uso de la figura 3.35 se observa que actualmente el dique exento genera un tómbolo en su lado de sombra, caracterizado por una anchura  $B_1/L$  de aproximadamente 1,2 y una  $B_k/B$  de 0,8. Sin embargo, en el futuro el tómbolo desaparecerá, formándose un saliente caracterizado por  $B_1/L$  aproximadamente de 2,5 y un  $Y_0/Y$  de 0,3.

Cabe destacar que estas grandes variaciones en la forma en planta tras los diques exentos o islas solamente sufrirán grandes variaciones si la anchura adimensional y la distancia adimensional actuales son pequeñas. Tal como se muestra en la figura 3.35, en esta región





donde  $B/L$  e  $Y/L$  son pequeños, pequeñas variaciones en el parámetro  $Y/L$  pueden suponer grandes modificaciones en la forma en planta.

En muchas ocasiones, la principal razón por la que se construyen diques exentos es que si la forma en planta que generan es un tómbolo, esta sirve de barrera al transporte litoral, generando una estabilización de la línea de costa. Por ejemplo, supongamos una costa rectilínea en desequilibrio dinámico sometido a una progresiva erosión generada por un alto gradiente en el transporte potencial litoral. La colocación de diques exentos consecutivos a determinada distancia de la costa generaría una serie de tómbolos consecutivos que estabilizarían temporalmente la línea de costa, es decir, la colocación de los diques exentos retardaría de forma considerable la erosión costera. No obstante, los diques exentos no generan ningún tipo de estabilización con respecto a las posibles erosiones que pueda generar el aumento del nivel medio, ya que el mecanismo de transporte principal en el transporte transversal y no el longitudinal.

#### **3.4.3.2 Playas en equilibrio dinámico o en desequilibrio**

Tal y como se ha comentado anteriormente, se entiende que una playa ha alcanzado una forma en planta de equilibrio si dicha forma no varía bajo la acción de un oleaje incidente constante en el tiempo. Este equilibrio se denomina dinámico si se establece bajo la presencia de transporte longitudinal de arena, es decir, existe transporte pero no gradientes de transporte lo que da lugar a un mantenimiento del volumen global de arena dentro de la unidad fisiográfica.

En una playa en desequilibrio el transporte longitudinal sí genera gradientes de transporte y, consecuentemente, se establecen zonas de erosión y de acumulación que cambian la forma de la línea de costa.

En ambos casos, el estudio de la forma en planta de la playa requiere la determinación del transporte longitudinal de sedimentos y de los posibles cambios en la línea de costa que dicho transporte genera.

#### ***Breve descripción de la relación entre la dinámica actuante y el transporte longitudinal potencial de sedimentos***

El principal motor del transporte litoral es el oleaje y los fenómenos asociados al mismo, que junto con la batimetría, las condiciones de contorno, las características morfológicas y granulométricas del sedimento, así como sus aportes principales definen la morfología de las playas.





El transporte de sedimento potencial indica la capacidad de transporte sedimento que presenta el sistema, mientras que el transporte de sedimento neto indica la cantidad de sedimento que se erosiona o se deposita en un área determinada y para su obtención es necesario realizar un balance sedimentario en el área de estudio.

En este apartado se describen las formulaciones y metodologías existentes para calcular el transporte potencial de sedimentos:

Munch Peterson, fue el primero en relacionar el transporte de sedimento litoral con la energía del oleaje en profundidades indefinidas (Munch- Peterson, 1938). En el año 1947 en Instituto de Oceanografía de Scripps propuso la utilización de una fórmula que relacionaba el transporte litoral con la energía del oleaje. Watts (1953) y Caldwell (1956) realizaron las primeras medidas documentadas del transporte de sedimentos longitudinal, que fueron llevadas a cabo en Florida y en California respectivamente, y relacionaron la energía del oleaje con las tasas de transporte, lo que dió lugar a que la formulación existente se viese modificada. Savage (1962) realizó una recopilación de los datos existentes tanto de campo, así como de laboratorio y desarrolló una ecuación que posteriormente fue incluida por la organización U.S. Army Corps of Engineers en el Manual de Diseño Costero (1966), y que se convirtió en la conocida formulación de CERC. Inman y Bagnold (1963), basándose en trabajos anteriores realizados por Bagnold sobre el transporte de sedimento por viento y por flujos en ríos, propusieron el uso de la tasa de transporte del peso emergido en vez de la tasa volumétrica. La ecuación de transporte de sedimentos fue calibrada por Komar e Inman (1970) en base a los datos disponibles de campo. Basándose en la relación de Komar e Inman (1970) y los datos disponibles, se mejoro la formulación del CERC del 1966, dando lugar a la formulación de CERC de 1984.

La tasa de transporte longitudinal depende del material disponible para poder ser transportado, y está correlacionado con la componente del flujo medio del oleaje longitudinal. El flujo de energía por unidad de longitud de cresta de una ola, en la dirección de avance de la ola, es según la teoría lineal:

$$P = EC_g = \frac{1}{8} \rho g H^2 C_g \quad (3.0)$$

Donde H es la altura de la ola,  $C_g$  la velocidad de grupo y E la energía total por unidad de longitud de cresta.





Cuando la incidencia del oleaje es oblicua, formando un ángulo  $\alpha$  con la playa, el flujo de energía por unidad de longitud de cresta de la ola, paralela a la playa es:

$$P \cos \alpha = EC_g \cos \alpha \quad (3.0)$$

La componente a lo largo de la playa, por unidad de longitud de cresta y por unidad de longitud de playa:

$$P_l = P \cos \alpha \sin \alpha = \frac{1}{8} \rho g H^2 C_g \sin \alpha \cos \alpha \quad (3.0)$$

$$P_l = \frac{1}{16} \rho g H^2 C_g \sin 2\alpha \quad (3.0)$$

Esta ecuación se aproxima para las olas de la zona de rompientes como:

$$P_{ls} = \frac{1}{16} \rho g H_b C_{gb} \sin 2\alpha_b \quad (3.0)$$

Donde el subíndice b representa las condiciones de la ola en su punto de rotura. Aproximando,  $C_g$ , por el valor de la velocidad de fase de la ola en la zona de rompientes (aguas reducidas):

$$C_{gb} = \sqrt{gd_b} = \left( g \frac{H_b}{\gamma} \right)^{1/2} \quad (3.0)$$

$$P_{ls} = \frac{1}{16} \rho g^{3/2} H_b^{5/2} \gamma^{-1/2} \sin 2\alpha_b \quad (3.0)$$

Komar e Inman (1970) comprobaron que el peso sumergido de arena que se transporta por unidad de tiempo,  $I_s$ , es proporcional al valor del flujo de energía,  $P_{ls}$ :

$$I_s = KP_{ls} \quad (3.0)$$

Donde K, según Komar e Inman (1970) y Komar (1982), es una constante  $K=0.77$  si se utiliza la altura de ola cuadrática media y  $K=0.39$  si se utiliza la altura de ola significativa. Existe una gran variedad de expresiones para K en función del tamaño del sedimento ( $D_{50}$ ):





Valle, Medina y Losada et al (1993), Dean et. al (1982), Bruno (1980) y otras relaciones que incluyen la pendiente y la altura de ola, Kamphuis et. al (1982,86).

Por otro lado, el peso sumergido  $I_s$  se relaciona con el volumen de sedimento por unidad de tiempo,  $Q_s$ , como:

$$I_s = (\rho_s - \rho) g \lambda Q_s \tag{3.0}$$

Donde:

$\rho_s$  = densidad del sedimento.

$\rho$  = densidad del agua.

$\lambda$  = porosidad del sedimento.

$g$  = aceleración gravitacional.

Por lo tanto, el volumen de material sólido transportado por unidad de tiempo sería:

$$Q = \frac{K}{(\rho_s - \rho) g \lambda} \frac{1}{16} \rho g^{3/2} H_b^{5/2} \gamma^{-1/2} s \sin 2\alpha_b \tag{3.0}$$

Que es la fórmula de transporte sólido del CERC, la cual sólo incluye el término de transporte litoral por oblicuidad del oleaje.

**Parámetros o variables que determinan la tasa de transporte potencial de sedimento según la formulación del CERC**

$$Q = \frac{K}{(\rho_s - \rho) g \lambda} \frac{1}{16} \rho g^{3/2} H_b^{5/2} \gamma^{-1/2} s \sin 2\alpha_b \tag{3.0}$$

Las variaciones en el transporte del sedimento, según la presente formulación, pueden ser generadas por:

- Variaciones en la altura de ola en rotura.
- Variaciones en la profundidad de rotura.
- Variaciones del ángulo de incidencia del oleaje en rotura.

De estos tres parámetros los dos primeros están relacionados a partir del índice de rotura:

$$(3.0)$$





$$h_b = \frac{H_b}{\gamma}$$

**Evaluación de los posibles efectos del cambio climático la tasa de transporte potencial de sedimento según la formulación del CERC**

Tanto el ángulo de incidencia del oleaje, así como la altura de ola en rotura pueden verse afectados por el cambio climático, por lo que es necesario perturbar la ecuación del CERC para así cuantificar las variaciones del transporte del sedimento litoral en función de las variaciones del ángulo de incidencia del oleaje y de la altura de ola en rotura. Por cuestiones de simplicidad se ha creído oportuno relacionar el ángulo de incidencia en la línea de rotura con el ángulo del oleaje en profundidades indefinidas y así estimar la variación del transporte litoral en función de los cambios en la dirección de propagación del oleaje en profundidades indefinidas.

Para aplicar el método de las perturbaciones es necesario suponer que la altura de ola en rotura futura será la actual más una perturbación y que el ángulo de incidencia del oleaje será el ángulo de incidencia actual más una perturbación. La misma suposición es aplicada a la tasa de transporte de sedimentos:

$$\begin{aligned} Q_f &= Q_a + \delta Q \\ H_{b,f} &= H_{b,a} + \delta H_b \\ \alpha_{0,f} &= \alpha_{0,a} + \delta \alpha_0 \end{aligned} \tag{3.0}$$

$$Q_f = K_1 H_{b,f}^{5/2} \text{sen} 2\alpha_{R,f} \tag{3.0}$$

$$Q_a + \delta Q = K_1 (H_{b,a} + \delta H_b)^{2.5} \text{sen} (2(\alpha_{R,f} + \delta \alpha_R)) \tag{3.0}$$

A partir de la ecuación (3.62) es posible obtener la variación de la tasa de transporte de sedimento en función de la variación de la altura de ola en rotura y de la dirección de incidencia del oleaje en la línea de rotura. Operando se llega a la siguiente relación:

$$\frac{\delta Q}{Q_a} = \frac{2.5}{H_{b,a}} (\delta H_b) + 2\delta \alpha_R \frac{1}{\text{tg}(2\alpha_R)} \tag{3.0}$$





Que muestra que la variación del transporte longitudinal se puede dividir en dos términos que se suman linealmente:

$$\frac{\delta Q}{Q_a} = \frac{\delta Q_1}{Q_a} + \frac{\delta Q_2}{Q_a} \quad (3.0)$$

Donde

$$\frac{Q_1}{Q_a} = 2.5 \frac{\delta H_b}{H_{b,a}}$$

$$\frac{Q_2}{Q_a} = 2 \frac{\delta \alpha_R}{\text{tg}(2\alpha_R)} \quad (3.0)$$

Obsérvese que el primer término únicamente incluye la variación del transporte debido a variaciones en la altura de ola de rotura, mostrando que el transporte litoral aumenta linealmente con la variación adimensional de la altura de ola en rotura. El segundo término incluye el efecto de la variación del ángulo de incidencia del oleaje en la línea de rotura.

En la figura 3.38 se muestra de forma gráfica la relación entre la variación adimensional de la tasa de transporte y la variación adimensional de la altura de ola, mientras que en la figura 3.39 se muestra de forma gráfica la variación de la tasa del transporte litoral adimensional en función de la variación del ángulo de incidencia del oleaje en rotura y en función del ángulo de incidencia del oleaje en rotura.

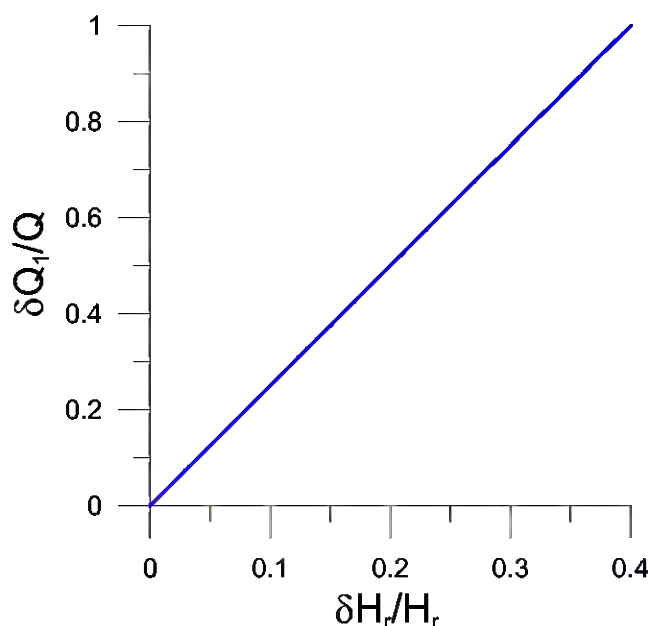




Figura 3.38. Relación entre la variación adimensional de la tasa de transporte litoral debida a variaciones de la altura de ola en rotura en función de la variación adimensional de la variación de la altura de ola en rotura adimensional.

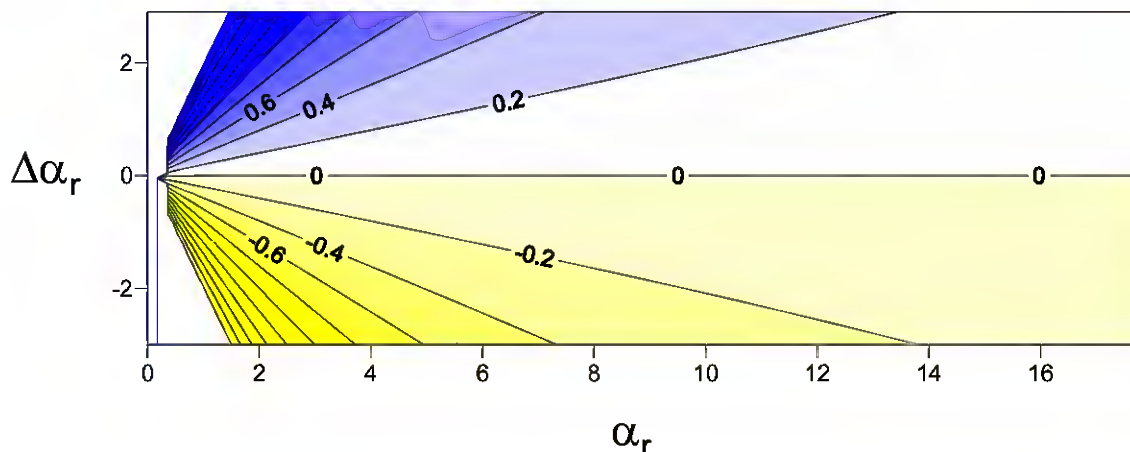


Figura 3.39. Relación entre la variación adimensional de la tasa de transporte litoral debida a variaciones del ángulo de incidencia en la línea de en función del ángulo de incidencia en la línea de rotura.

Para relacionar el ángulo de incidencia del oleaje en la línea de rotura con la dirección de propagación en profundidades indefinidas se asume que la batimetría es recta y paralela, de forma que se puede aplicar la Ley de Snell:

$$\frac{C_0}{\sin \alpha_0} = \frac{C_R}{\sin \alpha_R} \tag{3.0}$$

Donde:

$$C_0 = \frac{9.81T}{2\pi} \tag{3.0}$$

$$C_R = \sqrt{9.81h_r} = \sqrt{\frac{9.81H_r}{\gamma}} \tag{3.0}$$

La Ley de Snell relaciona el cambio de la celeridad del oleaje con su la dirección de propagación. Como puede observarse la celeridad del oleaje en profundidades indefinidas es dependiente del periodo del oleaje, de forma que si el periodo se ve modificado también lo hace la celeridad en profundidades indefinidas. Por otro lado, la celeridad en el punto de rotura puede verse afectado por una variación en la altura de ola en la línea de rotura.







$$C_0 + \delta C_0 = \frac{9.81(T + \delta T)}{2\pi} \quad (3.0)$$

$$C_R + \delta C_R = \sqrt{\frac{9.81(H_r + \delta H_r)}{\gamma}} \quad (3.0)$$

$$\frac{C_0 + \delta C_0}{\sin(\alpha_0 + \delta\alpha_0)} = \frac{C_R + \delta C_R}{\sin(\alpha_R + \delta\alpha_R)} \quad (3.0)$$

Operando se obtiene la siguiente relación:

$$\delta\alpha_R = \frac{\frac{C_R + \delta C_R}{C_0 + \delta C_0} [\sin \alpha_0 + \delta\alpha_0 \cos \alpha_0] - \frac{C_R}{C_0} \sin \alpha_0}{\cos \alpha_R} \quad (3.0)$$

Por lo tanto, una vez conocidos la variación del periodo del oleaje, de la altura de ola en rotura y la variación del ángulo de incidencia en profundidades indefinidas, se calcula a partir de la ecuación (3.72) la variación del ángulo de incidencia en rotura, lo que permitirá la estima de la variación de la tasa de transporte debido a la variación del ángulo de incidencia del oleaje en rotura.

### **3.4.4 Interrelación del perfil y la planta de las playas**

Un aspecto importante a tener en cuenta al analizar los efectos del cambio climático en las playas del litoral español está altamente relacionado con la interrelación del perfil y la planta. Este hecho es muy importante en playas encajadas colmatadas de arena donde los límites laterales, tales como diques y cabos, determinan el máximo crecimiento de la playa encajada. En estos casos de playas encajadas colmatadas de arena la profundidad de corte definida en apartados anteriores como  $h_*$ , cuyo valor medio anual depende de la altura de ola que es superada 12 horas al año, de la sucesión de los temporales así como de la persistencia de los mismos. Si el cambio climático produjese una variación en alguno de los parámetros mencionados, la profundidad de corte del perfil de playa se viese reducida los laterales limitantes podrían permitir un aumento de la extensión de la playa, de forma que si en el mar exterior existiese material sedimentario que pudiese ser transportado por asimetría del oleaje hacia la playa, la extensión transversal de la misma aumentaría. Por el contrario, si se produjese un aumento de la profundidad de cierre de la playa, los laterales limitantes de este tipo de playas no serían capaces de contener la extensión de playa seca actual, por lo que se produciría una erosión general de la playa. Dicho retroceso, o en su caso avance, puede ser estimado considerando el perfil de Dean (1977), ya que al no





cambia el tamaño de grano, la forma del perfil no cambiará. Lo único que cambiará es el límite mar adentro del perfil de playa.

Considerando el perfil parabólico propuesto por Dean (1977):

$$h = Ax^{2/3} \quad (3.0)$$

donde:

$h$	=	profundidad del agua (m)
$x$	=	distancia desde la costa (m)
$A$	=	parámetro de forma. (m <sup>1/3</sup> )

$$h_* = AX_*^{2/3} \quad (3.0)$$

$h_*$	=	profundidad de corte de la playa (m)
$X_*$	=	distancia transversal del perfil activo de la playa (m)

El retroceso  $RE$  vendrá dado por la diferencia entre la extensión transversal del perfil activo futuro y la extensión actual:

$$RE = X_{*,futura} - X_{*,actual} = \frac{h_{*,futura}^{3/2} - h_{*,actual}^{3/2}}{A^{3/2}} \quad (3.0)$$

Considerando que la profundidad de corte de las playas viene determinada por la siguiente formulación:

$$h_* = 1.57H_{s12} \quad (3.0)$$

Se obtiene la siguiente formulación para cuantificar el retroceso:

$$RE = 2.95 \frac{\sqrt{H_{s12}} \delta H_{s12}}{(0.51w^{0.44})^{3/2}} \quad (3.0)$$

Como muestra esta última fórmula, el retroceso es proporcional a la variación de la altura de ola significativa y el coeficiente de proporcionalidad depende de la altura de ola





significante actual y de la velocidad de caída de grano. La formulación obtenida indica que cuanto mayor es la altura de ola significativa incidente en la playa y menor el tamaño del sedimento que compone la playa mayor es el retroceso, es decir, el efecto del aumento de la profundidad de corte generará un retroceso general de la playa, siempre y cuando la playa esté colmatada de arena. Este retroceso será más importante en las playas disipativas.

### **3.4.5 Conclusiones generales del análisis a largo plazo y aspectos a considerar**

En los apartados anteriores se ha analizado la respuesta de las formas de equilibrio, tanto en planta como en perfil de diferentes tipos de playas, ante cambios en los parámetros que gobiernan dicha morfología. En general, se ha observado que las variaciones en las variables climatológicas, se traducen en posibles retrocesos y avances de la línea de costa. En la tabla 3.3 se muestra un resumen de los posibles efectos del cambio climático en las playas:

<b>Agente dinámico modificable por el cambio climático</b>	<b>Efectos en las playas</b>
<b>Nivel medio</b>	- Avance o Retroceso de la línea de costa
<b>Altura de ola significativa que es excedida 12 horas al año</b>	- Avance o Retroceso de la línea de costa
<b>Variación de la dirección del flujo medio de energía</b>	- Avance o Retroceso de la línea de costa - Variación del transporte potencial de sedimentos
<b>Variación de la altura de ola cuadrática media o significativa en rotura o en profundidades indefinidas</b>	- Variación del transporte potencial de sedimentos

Tabla 3.3. Tabla resumen de los posibles efectos del cambio climático en la escala del largo plazo.

No obstante, para analizar si una playa va a sufrir un retroceso neto o por lo contrario, un avance en su línea de pleamar, es necesario contemplar todos los efectos conjuntamente y además realizar un balance sedimentario a lo largo del elemento litoral teniendo en cuenta los aportes y pérdidas que la playa pueda tener con el exterior.





Tal como se ha mencionado anteriormente, un cambio en la tasa de transporte de sedimento litoral no tiene por qué traducirse en un retranqueo o avance de la playa, a no ser que en la misma se generen gradientes en las tasas de transporte, o dicho en otras palabras, que la cantidad de sedimento que entra en la unidad fisiográfica sea diferente a la que sale. Por lo tanto, para conocer el funcionamiento y el comportamiento morfodinámico de una playa en el futuro, es necesario realizar un balance sedimentológico, que cuantifique de forma detallada la cantidad de material que es transportada a la playa y las pérdidas hacia el exterior.

### **3.5 Análisis a medio plazo**

El cambio climático, además de poder afectar a las características a largo plazo de las playas, también puede ejercer su efecto en el comportamiento de las playas a medio plazo, es decir, a escalas de centenares de metros y semanas. Con objeto de analizar estos efectos se desarrolla el presente apartado, en el que se describe el modelo de evolución morfodinámica de playas más utilizado en la actualidad, y a partir de la que es posible predecir la distribución de los diferentes estados de las playas. Analizando cuáles son los factores que en mayor grado afectan esta distribución de los estados morfodinámicos, se estudian los efectos que el cambio climático pueda suponer a medio plazo.

#### **3.5.1 Descripción de los modelos de evolución morfológica de las playas**

Cabe mencionar que los primeros modelos tridimensionales de evolución de playas asociados al movimiento de las barras fueron propuestos por Sonu (1968), Sonu (1973) y desarrollados posteriormente por Davis and Fox (1972, 1975), Short (1978, 1979), Wright et al. (1979), Sasaki (1983), Wright and Short (1984), Wright et al. (1985), Sunamura (1985) y Masselink and Short (1993).

Wright et al. (1979), Short (1978, 1979) presentaron simultáneamente un modelo descriptivo de evolución morfológica en el que la secuencia de evolución disipativa - reflejante - disipativa de una playa se divide en 10 estados, cuatro en la fase de crecimiento (entre disipativa y reflejante) y cuatro en la de erosión (entre reflejante y disipativa) junto con los dos estados extremos de equilibrio, el extremo reflejante de máximo crecimiento y el disipativo de máxima erosión. Estos modelos se basan en observaciones diarias de evolución de playas reales, incorporan las porciones de playa subaérea y sumergida y relacionan los cambios en la playa con las condiciones de oleaje. Wright et al. (1982)





analizaron en detalle el caso extremo de playas disipativas, Wright et al., (1982) estudiaron el caso de una playa con grandes mareas.

En 1984, Wright and Short realizaron una síntesis de su modelo de estados de playa, incorporando una nomenclatura común a los estados de playa. Como novedad, definen el concepto de 'estado modal' de una playa. Por último, determinan los factores ambientales que definen el estado modal de una playa y analizan la variabilidad temporal de los estados y perfiles de playa. En la misma línea, Wright et al. (1985) presentaron un modelo para definir las condiciones de equilibrio (dependientes del oleaje y el tamaño del grano) correspondientes a cada estado de playa y la dirección de la evolución de un estado de playa cuando las condiciones de oleaje son variables.

Wright et al (1986) analizaron el comportamiento morfodinámico del estado de playa con barra y seno. Wright et al., (1987) estudian el efecto de los grupos de ondas en la morfodinámica. Recientemente, Masselink and Short (1993), extienden el modelo de Wright and Short (1984), para el caso de playas con marea.

En lo sucesivo, se presenta el modelo de evolución morfodinámica presentado por Wright y Short (1984), Wright et al. (1985), (1986).

#### ***Modelo de evolución morfodinámica de Wright y Short (1984), Wright et al. (1985), (1986)***

La zona de rompientes de las playas se encuentra siempre en constante cambio. Se modifican en el tiempo y en el espacio, debido a las condiciones siempre variables del oleaje. Las variaciones temporales y espaciales son muy importantes, pues no sólo involucran cambios en la morfología sino en el acoplamiento entre la hidrodinámica y la morfología. La aproximación morfodinámica al análisis del comportamiento de las playas intenta dar una visión global de las formas y procesos hidrodinámicos, indicando la secuencia de formas y procesos y la velocidad de los cambios.

Wright and Short (1984), analizando una gran variedad de playas en Australia, llegaron a las siguientes generalizaciones:

- 1- Dependiendo de las condiciones ambientales locales, sedimentos y condiciones previas de oleaje, las playas pueden presentar diferentes estados, disipativas, reflejantes o cuatro estados intermedios.
- 2- La distribución relativa de la energía de las ondas incidentes, ondas estacionarias y de borde subarmónica e infragravitatoria, corrientes medias y transporte de sedimento varían con cada estado de playa.





- 3- Los mecanismos reales que causan el corte de la playa y la energía requerida para ese corte, dependen del estado de la playa.
- 4- A medida que un estado de playa cambia con el tiempo, los procesos hidrodinámicos se modifican, permitiendo la evolución de los regímenes morfodinámicos, que quedan libres, hasta un cierto límite, de una completa dependencia de las condiciones del oleaje. Esto quiere decir, que la morfología de cada estado de playa genera en parte la hidrodinámica que lo mantiene, por lo que existe una cierta resistencia al cambio de estado.
- 5- El estado modal (más frecuente) de una playa representa la respuesta a las condiciones modales del oleaje en rotura y a las características del sedimento.

Los estudios de Wright et al. y Short permitieron definir y ordenar una secuencia de 4 estados de playa intermedios. De esta manera, la secuencia completa de estados de playa propuesta es, figura 3.40:

- a - Disipativa. (Dissipative, D).
- b - Barra Longitudinal y Seno (Longshore Bar and Trough, LBT).
- c - Barra y Playa Rítmicas (Ritmic Bar and Beach, RBB).
- d - Barra Transversal y Corriente de Retorno (Transverse Bar and Rip, TBR).
- e - Barra - Canaleta o Terraza de Bajamar (Ridge - Runnel or Low Tide Terraze, RR ó LTT).
- f - Reflejante.

Las diferencias más aparentes entre los diferentes estados son de tipo morfológico y son descritas a continuación.



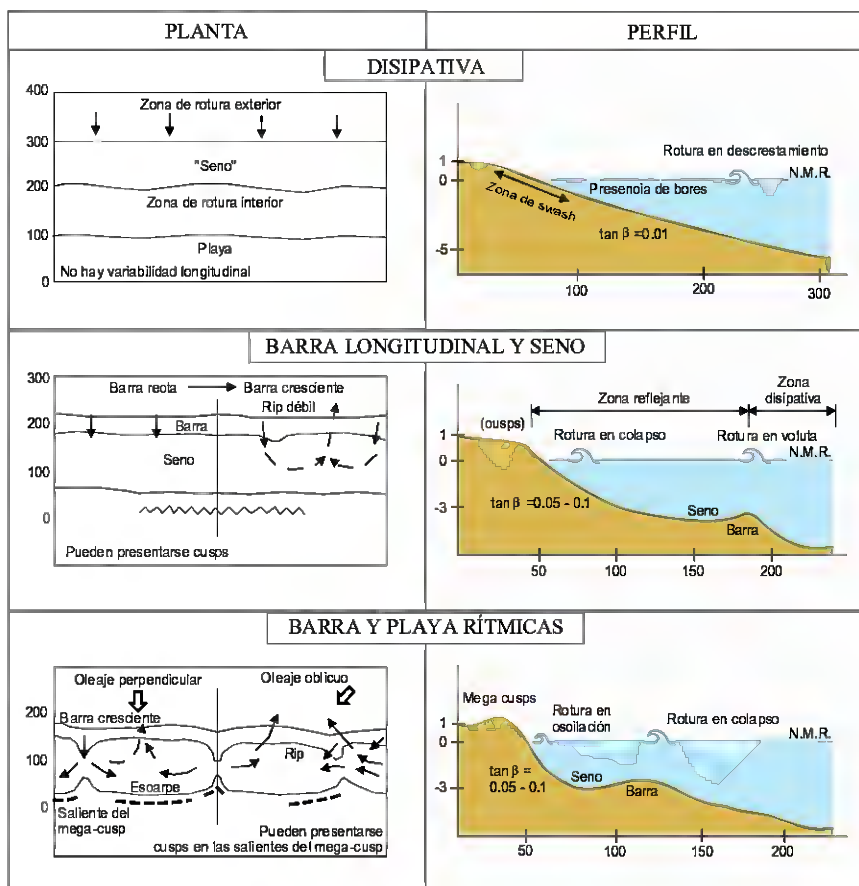


Los modelos de "estados morfodinámicos" de una playa son modelos empíricos que relacionan la forma (perfil y planta) de la playa con la hidrodinámica de la misma. Estos modelos permiten, con base en parámetros simples del oleaje incidente y de las características del sedimento de la playa, establecer de modo cualitativo la morfología de la playa y la relevancia de las diferentes dinámicas en la zona de rotura.

Para playas micromareales, Wright y Short (1984), definieron cuatro tipos de playas, en función del parámetro adimensional de caída de grano,  $\Omega^*$ :

Estado Morfodinámico	$\Omega^* = \frac{H_b}{wT}$
a) Disipativa	>5,5
b) Barra longitudinal y seno	4,7
c) Barra y playa rítmicas	3,5
d) Barra transversal y corriente de retorno (rip)	3,1
e) Barra-canaleta o Terraza de bajamar	2,4
f) Reflejante	< 1,5

H<sub>b</sub> = altura de ola significativa en rotura  
 T = periodo de pico  
 w = velocidad de caída del grano



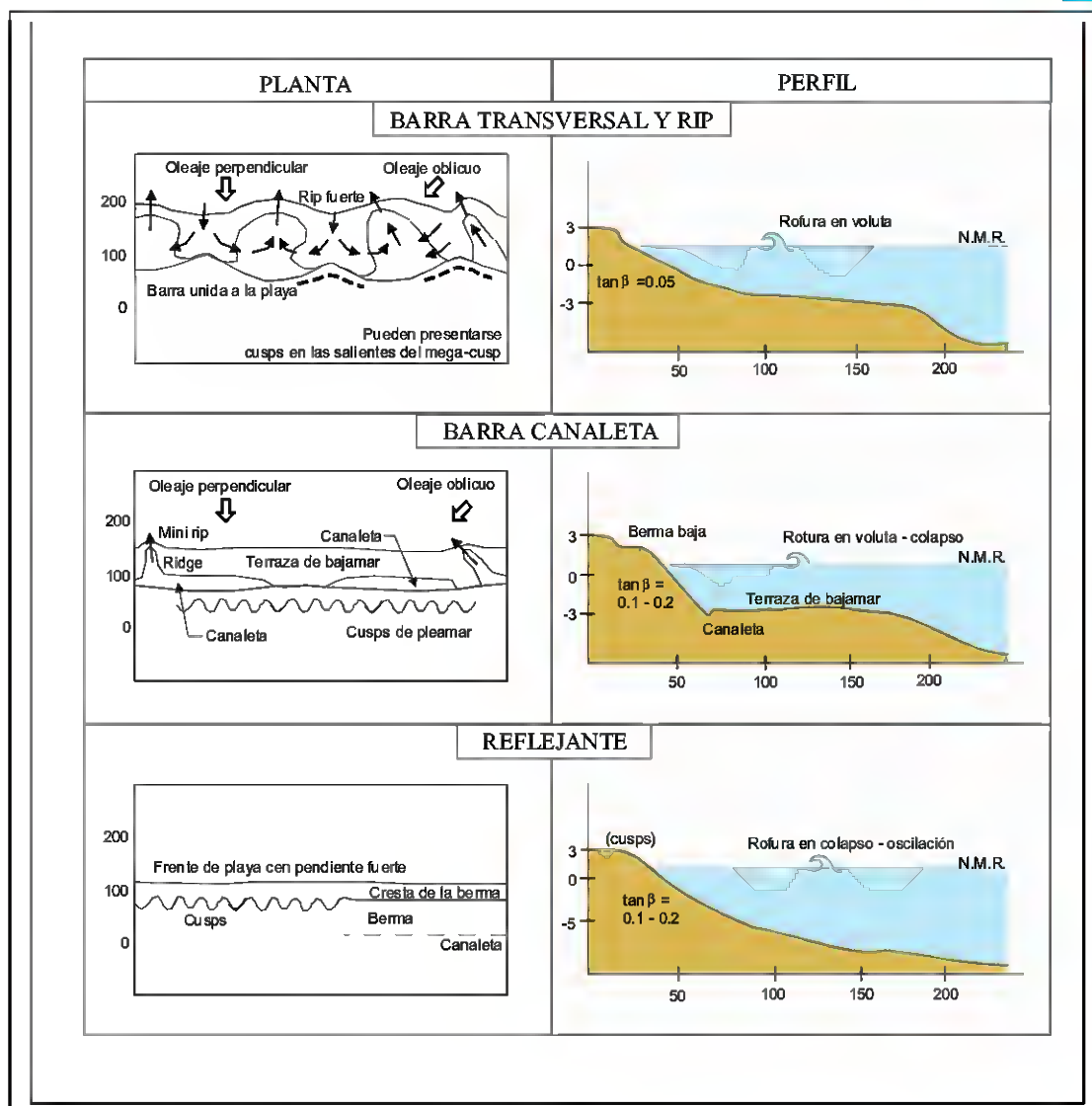


Figura 3.40. Dibujo esquemático de los diferentes estado morfológico de una playa y sus características principales.

### La playa disipativa

La playa disipativa, figura 3.40, tiene una morfología prácticamente bidimensional, con un perfil muy tendido, análogo al perfil 'de temporal o de invierno' que se describe en las playas con variación estacional. Existe una o varias barras longitudinales, paralelas a la línea de costa y separadas por senos poco marcados. Dada la geometría bidimensional del sistema, los sistemas rítmicos con corrientes de retorno son prácticamente inexistentes, salvo en el caso de discontinuidades marcadas por los propios contornos del sistema (arrecifes rocosos, límites extremos de la playa, etc.). Las playas disipativas se presentan







con valores continuados de  $\varepsilon$  superiores a 20 ( $I_r < 0.4$ ), lo que implica roturas en descrestamiento y una disipación de la energía del oleaje progresiva a lo largo del perfil.

### ***La playa reflejante***

La playa reflejante, figura 3.40, se encuentra en el otro extremo de la escala de estados de playa. Las roturas se producen en colapso o en oscilación, sobre el frente de playa, que tiene pendiente elevada,  $\tan\beta = 0.10 - 0.15$ , con valores bajos del parámetro de escala de rompientes, medido sobre el frente de playa  $\varepsilon < 1.4$  ( $I_{rb} > 1.5$ ), lo que implica roturas en colapso u oscilación. La turbulencia relacionada con el proceso de rotura se ve confinada a la zona de ascenso-descenso sobre el frente de playa. Frecuentemente aparecen beach cusps altamente rítmicos. Bajo condiciones de baja energía, el talud de playa finaliza por la parte superior en una berma alta y recta, tras la cual puede aparecer un canalizo resultado de la incorporación de la berma al talud más tendido correspondiente a condiciones de mayor energía. El frente de playa suele contener, aunque no siempre, tamaños de grano más gruesos que la playa sumergida. Inmediatamente debajo del talud de playa, se suele encontrar un escalón pronunciado, compuesto de material grueso. La profundidad de este escalón se incrementa con la altura de ola. En playas con marea, el barrido del oleaje sobre el escalón lo destruye, por lo que no aparece en el pie del frente de playa en la bajamar. Hacia el lado del mar del frente de playa, la pendiente disminuye notablemente, dando al perfil una forma cóncava bien marcada.

### ***Los estados de playa intermedios***

Los cuatro estados intermedios poseen elementos de los estados disipativo y reflejante. Estos estados presentan morfologías muy complejas. Como, en general, las playas intermedias presentan diferentes estados en función de las condiciones del oleaje, la variabilidad total de estas playas es muy elevada.

Estados de "Barra Longitudinal y Seno" y de "Barra y Playa Rítmicas".

Estos estados, figura 3.40, están próximos al de playa disipativa, del que pueden evolucionar a través de una secuencia acumulativa. El relieve de la barra y del seno es mucho más pronunciado que en el caso de la playa disipativa, la barra es considerablemente más asimétrica transversalmente, con el lado de tierra mucho más pendiente que el lado del mar (barra creciente). La barra provoca la rotura del oleaje y es moderadamente disipativa. En contraste con el caso de la playa disipativa, el oleaje se reforma sobre el seno, a través del cual se propaga hasta romper sobre el frente de playa, sobre un talud similar al de una playa reflejante ( $\varepsilon < 2$ ). Las ondas de menor peralte rompen en oscilación sobre el frente de playa, mientras que las más peraltadas colapsan sobre la base. En ambos casos el ascenso - descenso tiene gran amplitud. Con frecuencia, aparecen beach - cusps en el frente de playa.





Cuando se producen oscilaciones longitudinales de la barra crecientes y en el frente de playa subaéreo, el estado de Barra Longitudinal y Seno evoluciona hacia el de Barra y Playa Rítmicas. Las oscilaciones de la barra y frente de playa están desfasadas 180° (coincidiendo los avances de la barra hacia tierra con los avances del frente hacia el mar). La longitud de onda de las oscilaciones longitudinales es del orden de 100 a 300 m (media escala) y no deben confundirse con las mas cortas correspondientes a los beach-cusps. Simultáneamente a la aparición de las ondulaciones longitudinales de la barra, surgen sistemas circulatorios rítmicos, débiles o moderados, con entrada preferente de agua sobre los avances de la barra y salida de agua (rips) en las zonas de retroceso de la misma. Las ondulaciones de la barra son persistentes (y por lo tanto de los rips) en su ubicación.

#### *Estado de Barra Transversal y Rip.*

La playa alcanza este estado cuando, siguiendo la secuencia de acumulación, los salientes de las barras creciente alcanzan el frente de la playa, figura 3.40. De esta manera, se forman barras transversales altamente disipativas, alternando longitudinalmente con zonas de mayor profundidad, altamente reflejantes y ocupadas por corrientes de retorno fuertes. Las playas en esta situación son las que experimentan las corrientes de retorno de mayor magnitud.

#### *Estado de Barra - Canaleta o Terraza de Bajamar.*

Continuando con la secuencia acumulativa, la barra creciente continúa su avance y se une casi completamente al frente de playa, formando una terraza cuasi-horizontal que puede emerger ligeramente en bajamar. En algunos puntos, la unión no es completa y la barra queda separada del frente de playa por una pequeña canaleta. Esta terraza es moderadamente disipativa, mientras que el frente de playa es claramente reflejante. Pueden estar presentes pequeños canales debidos a las corrientes de retorno residuales del estado anterior y a través de ellos se establecen débiles corrientes de retorno. La característica dinámica es bastante similar a la de las playas reflejantes.

### **3.5.2 Definición del estado modal de una playa y su relación con los parámetros climáticos**

La morfología de una playa en un instante determinado es una función de las características de su sedimento, de las condiciones de oleaje, marea y viento, inmediatas y previas y del estado previo de la playa. A largo plazo, la playa tenderá a mostrar un estado *modal o más frecuente*, que será el resultado de las condiciones modales de oleaje que aborda la playa. Alrededor de este estado modal, la morfología de la playa oscilará en respuesta a las variaciones del oleaje. El rango de esta oscilación alrededor del estado modal define la *movilidad de la playa*.





Para definir la influencia del oleaje y del tipo del sedimento en el estado de playa, se emplea el parámetro adimensional de velocidad de caída del grano,  $\Omega$ , Dean (1973):

$$\Omega = \frac{H_b}{\omega_s T} \quad (3.0)$$

Donde  $H_b$  y  $T$  utilizados son la altura significativa y el período de pico de ola en rotura, respectivamente y  $\omega_s$  es la velocidad de caída del sedimento.

En general las condiciones del oleaje y de la morfología de la playa se encuentran en constante cambio, por lo que existirá siempre un desfase entre el valor de  $\Omega$  en un instante dado y el estado de la playa en ese mismo instante, debido a que los cambios en la morfología de la playa dependen del estado anterior de la misma y de la energía disponible para el cambio. Por ello, el parámetro de velocidad adimensional de caída de grano en un instante dado no es un descriptor adecuado para definir el estado de playa en ese instante. Wright et al. (1985), propusieron utilizar un parámetro  $\underline{\Omega}$  obtenido mediante una media ponderada de los valores de  $\Omega$  previos al instante de evaluación del parámetro:

$$\underline{\Omega} = \frac{\sum_{i=1}^D (\Omega_i 10^{i/\phi})}{\sum_{i=1}^D 10^{i/\phi}} \quad (3.0)$$

Donde  $i=1$  corresponde al día anterior a la observación e  $i=D$  al día correspondiente a  $D$  días anteriores. El valor de  $\phi$  depende del grado de 'pérdida de memoria' del sistema.

### **3.5.3 Parámetros o variables que determinan el estado modal**

En el apartado anterior se ha puesto de manifiesto que el estado modal de una playa queda definido por el parámetro adimensional de caída de grano y de su evolución temporal. Este parámetro además del diámetro medio del sedimento que compone la playa, depende de la altura de ola en rotura (que a su vez es función de la altura significativa media en profundidades indefinidas) y del periodo de pico asociado al periodo de pico asociado. De todas estas variables la que en mayor grado puede verse afectado por el cambio climático es la altura de ola significativa en rotura.

### **3.5.4 Evaluación de los posibles efectos del cambio climático el estado modal**





Aplicando el método de las perturbaciones, es posible calcular la variación del parámetro adimensional de la altura de ola inducida por una pequeña variación en la altura de ola en rotura:

$$\Omega + \delta\Omega = \frac{H_b + \delta H_b}{\omega_s T} \quad (3.0)$$

$$\delta\Omega = \frac{\delta H_b}{\omega_s T} \quad (3.0)$$

Tal como se ha mencionado anteriormente, los valores del parámetro adimensional varían entre 0 y 6-8, siendo el valor de la misma proporcional a la altura de ola significativa en rotura y siendo el coeficiente de proporcionalidad dependiente del periodo de pico del oleaje y de la velocidad de caída de grano del sedimento. Si la playa está constituida por una arena con un tamaño de grano pequeño (por ejemplo 0,1 mm) y el periodo de pico del oleaje incidente es pequeño, el coeficiente de proporcionalidad presentará sus máximos valores, mientras que en playa de arenas gruesas este coeficiente de proporcionalidad presenta valores mínimos. Por lo tanto, se puede concluir destacando que las playas de arenas finas y sometidas a oleajes con periodos cortos son las playas que mayor riesgo presentan de que su estado modal se vea modificado por el efecto del cambio climático, ya que las variaciones de la altura de ola en rotura producen mayores cambios en el parámetro de caída de grano adimensional.

Asimismo, tal como se ha mencionado anteriormente la sucesión y la distribución estadística del oleaje, principalmente de la altura de ola, determinan la evolución de un estado morfológico a otro, de forma que si esta distribución se ve modificada también lo hará la distribución de los estados morfológicos de la playa.

### 3.6. Orden de magnitud de los efectos a largo y medio plazo

En el presente capítulo se analizan los órdenes de magnitud de los posibles efectos a largo y a medio plazo producidos por el cambio climático. Para ello se consideran unas características tipo de playas y unas variaciones tipo en los parámetros de la dinámica marina. En la tabla 3.4, en la columna 2, se indican para cada tipo de efecto los valores de los parámetros que caracterizan la playa tipo, así como los valores característicos de los parámetros de la dinámica marina. En la columna 3 se indican los valores de los cambios





considerados para los parámetros de la dinámica marina, mientras que en la columna 4 se indica el valor del cambio esperado en el efecto.

Como puede observarse en la tabla 3.4, una disminución en la marea meteorológica de 0,03 m, sumado a un aumento del nivel medio del mar de 0,2 m y una variación adimensional en la altura de ola de 0,07 generan un aumento de la cota de inundación de un 4,2 %. Por lo tanto, este efecto debe ser considerado en futuros proyectos de la ingeniería de costas.

En cuanto al retroceso de la playa generado por un aumento del nivel medio de 0,2 m y considerando una playa compuesta por una arena de 0,3 mm y sometida al oleaje indicado en la tabla, es aproximadamente de 12,15 m. Este retroceso será menor para playas con tamaños de grano mayores y mayor para tamaños de grano más finos.

Con respecto al efecto de cambio en la dirección del flujo medio de energía (de  $2^\circ$ ), cabe destacar que en todos los casos, excepto en las playas aconchadas no colmatadas de arena, el orden de magnitud del retroceso máximo es de unos 16 m. En las playas en concha no colmatadas el retroceso es menor, siendo en este caso en concreto de 4 m.

La tasa de transporte potencial, considerando un giro en el oleaje incidente de  $2^\circ$  y una variación adimensional de la altura de ola en rotura de 0,07, se ve modificada en este caso en concreto en un 36,68 %.

Finalmente, cabe destacar que el retroceso esperado en la línea de pleamar de las playas colmatadas de arena, producido por un aumento de la altura de ola que es superada 12 horas al año del 7% , para la playa tipo considerada puede llegar a ser de hasta 56,47 m. Esta altura de ola significativa considerada es típica de la costa Cantábrica, por lo que este valor representa el retroceso máximo esperado en las playas encajadas colmatadas de arena del Cantábrico. Sin embargo, en el Mediterráneo, la altura de ola superada 12 horas al año es menor que en el Cantábrico. Dado que el retroceso en este caso es proporcional a la raíz cuadrada del  $H_{s12}$ , se estima que el retroceso máximo en el Mediterráneo sea menor, del orden de 15 m aproximadamente.

A modo de conclusión general del presente apartado se destaca, que ninguno de los efectos analizados es despreciable.





### 3.7. Conclusiones generales

Del análisis realizado sobre los posibles efectos del cambio climático en la morfología de las playas cabe destacar lo siguiente:

- Un aumento del nivel medio del mar, junto con variaciones en la marea meteorológica y la altura de ola pueden modificar la cota de inundación actual.
- Un aumento del nivel medio genera un déficit de arena en el perfil activo de playa, que es compensado mediante la erosión de la parte superior del perfil, dando lugar a un retroceso de la playa. Dicho retroceso es mayor, cuanto menor es el tamaño medio del sedimento que compone la playa y cuanto menor es la altura de la berma. Ver ábaco: Figura 3.11.
- La variación de la altura de ola significativa que es excedida 12 horas a año,  $H_{s12}$ , modifica la profundidad de corte de las playas, de forma que si este parámetro sufre un aumento también los hará la variable  $h^*$ . Asimismo el aumento de la profundidad de corte puede traducirse en una futura erosión para el caso de las playas colmatadas de arena.
- En cuanto a la dirección del flujo medio de energía, cabe destacar que es este parámetro el que gobierna la forma en planta de equilibrio de las playas y que una variación de este parámetro se traducirán en un retroceso o avance de la línea de playa, dependiendo del signo de la variación y del tipo de playa, es decir, si es encajada, rectilínea, colmatada de arena o no colmatada de arena. Ver ábacos: Figuras 3.26, 3.29 y 3.31.
- Por otro lado, en las playas sometidas a un transporte litoral de sedimentos, el transporte potencial puede verse modificado por variaciones en la dirección del flujo medio de energía del oleaje. No obstante, para que se produzca una variación en la posición de la línea de costa, lo que debe verse modificado es el gradiente del transporte potencial de sedimento.





- El transporte longitudinal potencial de sedimento también puede verse afectado si cambia la altura de ola significativa o cuadrática media en rotura. Pero, como se ha mencionado anteriormente, que este parámetro se vea modificado no implica que vaya a existir un cambio en la configuración de la costa, a no ser que exista un cambio en los gradientes.
- En cuanto a los efectos a medio plazo, cabe destacar, que un cambio en la altura de ola significativa en rotura media anual daría como resultado a una posible variación en el estado modal de la playa, siendo las más vulnerables a estos cambios las playas disipativas.

En la tabla 3.5 se resume el estudio realizado, mostrando los principales efectos que el cambio climático puede acarrear en las playas, las formulaciones que permite estimar estos efectos, así como los ábacos que han sido configurados para tal fin.





EFECTOS EN PLAYAS		VALORES DE LOS PARÁMETROS DE LA PLAYA TIPO Y VALORES TIPO DE LOS PARÁMETROS DE LA DINÁMICA MARINA	CAMBIOS CONSIDERADOS EN LOS PARÁMETROS DE LA DINÁMICA MARINA	VALORES OBTENIDOS DE LOS EFECTOS	LOCALIZACIÓN ÁBACOS
COTA DE INUNDACIÓN		- MM=0,3 m. - H <sub>s</sub> = 7 m. - T= 14 s. - MA= 3 m.	- δMM= -0,03 m. - Δη=0,2 m. $\frac{\delta H_s}{H_s} = 0,07$	$\delta CI = 0,29 \text{ m} \rightarrow \frac{\delta CI}{CI} = 0,042$	
RETROCESO PLAYA	Por aumento del nivel medio	- D <sub>50</sub> = 0,3 mm. - B= 1 m. - H <sub>d12</sub> = 5 m.	- Δη=0,2 m.	$\frac{RE}{\Delta \eta} = 60,77 \rightarrow RE = 12,15 \text{ m}$	PÁGINA 3.26 FIGURA 3.11
RETROCESO MÁXIMO PLAYA	Por variación de la dirección del flujo medio de energía	Playas rectilíneas colmatadas de arena - L= 1000 m.	- Δβ=2°.	$RE_{\max} = 17,46 \text{ m}$	
RETROCESO MÁXIMO PLAYA	Por variación de la dirección del flujo medio de energía	Playas rectilíneas no colmatadas de arena - L= 1000 m.	- Δβ=2°.	$RE_{\max} = 17,46 \text{ m}$	
RETROCESO MÁXIMO PLAYA	Por variación de la dirección del flujo medio de energía	Playas aconchadas colmatadas de arena - R <sub>0</sub> = 1000 m. - β= 30°	- Δβ=2°.	1) Lateral limitante en el lado opuesto del elemento de difracción→ $\frac{RE_{MAX}}{R_0} = 0,016 \rightarrow RE_{MAX} = 16 \text{ m}$ 2) Lateral limitante elemento de difracción→ $\frac{RE_{MAX}}{R_{0,actual}} = 0,0175 \rightarrow RE_{MAX} = 17,5 \text{ m}$	PÁGINA 3.48 FIGURA 3.26  PÁGINA 3.53 FIGURA 3.29
RETROCESO MÁXIMO PLAYA	Por variación de la dirección del flujo medio de energía	Playas aconchadas no colmatadas de arena - R <sub>0</sub> = 1000 m. - β= 30°	- Δβ=2°.	$\frac{RE_{MAX}}{R_{0,actual}} = 0,0044 \rightarrow RE_{MAX} = 4,4 \text{ m}$	PÁGINA 3.56 FIGURA 3.31
TRANSPORTE POTENCIAL	Por variación del ángulo del oleaje en rotura y por variación de la altura de ola significativa en rotura	- H <sub>b</sub> = 2 m. - α <sub>r</sub> = 10 °.	$\frac{\delta H_b}{H_b} = 0,07$ - δα <sub>r</sub> =2°.	$\frac{\delta Q}{Q_a} = 0,36$	PÁGINA 3.69 FIGURAS 3.38 Y 3.39
ESTADO MODAL	Por aumento de la altura de ola en rotura	- H <sub>b</sub> = 2 m. - T= 14 s. - D <sub>50</sub> =0,3 mm	$\frac{\delta H_b}{H_b} = 0,07$	$\frac{\delta \Omega}{\Omega_{actual}} = 0,07$	
RETROCESO PLAYA	Por aumento de la profundidad de cierre de la playa	- H <sub>d12</sub> = 5 m. - D <sub>50</sub> =0,3 mm	$\frac{\delta H_{s12}}{H_{s12}} = 0,07$	$RE = 56,47 \text{ m}$	

Tabla 3.4. Tabla de los ordenes de magnitud de los posibles efectos del cambio climático en playas.







EFECTOS EN PLAYAS		VARIABLES DE LAS QUE DEPENDE	VARIABLES DE LAS QUE DEPENDE Y PUEDEN VERSE AFECTADOS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO	FÓRMULAS QUE PERMITEN CUANTIFICAR LAS VARIACIONES DEL EFECTO	LOCALIZACIÓN ÁBACOS
COTA DE INUNDACIÓN		- MM= marea meteorológica (m). - Δη= variación del nivel del mar (m). - Hs= altura de ola significativa (m). - T= periodo de pico del oleaje (s). - MA= Marea astronómica (m).	- MM= marea meteorológica (m). - Δη= variación del nivel del mar (m). - Hs= altura de ola significativa (m).	$\delta CI = \delta MM + \Delta \eta + 0.0396 \left( \frac{gT^2}{2\pi} \right)^{0.5} \frac{\delta H_s}{\sqrt{H_s}}$	
RETROCESO PLAYA	Por aumento del nivel medio	- W=f(D <sub>50</sub> )= Velocidad de caída de grano que depende del tamaño medio de la arena que compone la playa(m/s). - B= altura de la berma (m). - H <sub>12</sub> = altura de ola significativa que es superada 12 horas al año (m).	- Δη= variación del nivel del mar (m).	$\frac{RE}{\Delta \eta} = \frac{(1.57H_{s12})^{1.5}}{(0.51W^{0.44})^{1.5} (1.57H_{s12} + B)}$	PÁGINA 3.26 FIGURA 3.11
RETROCESO MÁXIMO PLAYA	Por variación de la dirección del flujo medio de energía	Playas rectilíneas colmatadas de arena - L= longitud de la playa (m). - β= dirección del flujo medio de energía (°).	- β= dirección del flujo medio de energía (°).	$RE_{max} = \frac{L}{2} tg(\Delta \beta)$	
RETROCESO MÁXIMO PLAYA	Por variación de la dirección del flujo medio de energía	Playas rectilíneas no colmatadas de arena - L= longitud de la playa (m). - β= dirección del flujo medio de energía (°).	- β= dirección del flujo medio de energía (°).	$RE_{max} = \frac{L}{2} tg(\Delta \beta)$	
RETROCESO MÁXIMO PLAYA	Por variación de la dirección del flujo medio de energía	Playas aconchadas colmatadas de arena - R <sup>0</sup> =radio vector, tomado desde el punto de difracción, hasta el punto final de la playa. - β=ángulo (fijo) formado entre el frente de oleaje y el radio vector R <sup>0</sup> .	- β= dirección del flujo medio de energía (°).	1) Lateral limitante en el lado opuesto del elemento de difracción→ $\frac{RE}{R_0} = \left( (C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left( \frac{\beta + \Delta \beta}{\theta} \right) + (C_2 + \Delta C_2) \left( \frac{\beta + \Delta \beta}{\theta} \right)^2 \right) - \left( C_0 + C_1 \left( \frac{\beta}{\theta} \right) + C_2 \left( \frac{\beta}{\theta} \right)^2 \right)$	PÁGINA 3.48 FIGURA 3.26
			- β= dirección del flujo medio de energía (°).	2) Lateral limitante elemento de difracción→ $\frac{RE}{R_{0,actual}} = f(\beta, \Delta \beta, \theta)$	PÁGINA 3.53 FIGURA 3.29
RETROCESO MÁXIMO PLAYA	Por variación de la dirección del flujo medio de energía	Playas aconchadas no colmatadas de arena - R <sup>0</sup> =radio vector, tomado desde el punto de difracción, hasta el punto final de la playa. - β=ángulo (fijo) formado entre el frente de oleaje y el radio vector R <sup>0</sup> .	- β= dirección del flujo medio de energía (°).	$\frac{RE}{R_{0,actual}} = f(\beta, \Delta \beta, \theta)$	PÁGINA 3.56 FIGURA 3.31
TRANSPORTE POTENCIAL	Por variación del ángulo del oleaje y por variación de la altura de ola significativa en rotura	- H <sub>b</sub> = altura de ola en rotura (m). - α <sub>r</sub> = ángulo de incidencia del oleaje en rotura (°). - λ=Porosidad del sedimento - ρ=Densidad del agua - ρ <sub>s</sub> =Densidad del sedimento - γ= Índice de rotura - g=Aceleración gravitacional	- H <sub>b</sub> = altura de ola en rotura (m). - α <sub>r</sub> = ángulo de incidencia del oleaje en rotura (°).	$\frac{\delta Q}{Q_0} = \frac{2.5}{H_{b,a}} (\delta H_b) + 2\delta \alpha_r \frac{1}{tg(2\alpha_r)}$ $\delta \alpha_r = \frac{C_R + \delta C_R [\sin \alpha_0 + \delta \alpha_0 \cos \alpha_0] - \frac{C_R}{C_0} \sin \alpha_0}{\cos \alpha_r}$	PÁGINA 3.69 FIGURAS 3.38 Y 3.39
ESTADO MODAL	Por aumento de la altura de ola en rotura	- H <sub>b</sub> = altura de ola en rotura (m). - T= Periodo del oleaje (s). - w <sub>s</sub> = Velocidad de caída del grano	- H <sub>b</sub> = altura de ola en rotura (m).	$\delta \Omega = \frac{\delta H_b}{\omega_s T}$	
RETROCESO PLAYA	Por aumento de la profundidad de cierre de la playa	- H <sub>12</sub> = altura de ola significativa que es superada 12 horas al año (m). - w <sub>s</sub> = Velocidad de caída del grano (m/s)	- H <sub>12</sub> = altura de ola significativa que es superada 12 horas al año (m).	$RE = 2.9508 \frac{\sqrt{H_{s12}} \delta H_{s12}}{(0.51W^{0.44})^{3/2}}$	

Tabla 3.5. Tabla resumen de los efectos del cambio climático en playas.



IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL

---



FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL  
CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL

**SECCIÓN II : ANÁLISIS TEÓRICO DE LOS EFECTOS DEL  
CAMBIO CLIMÁTICO EN LA COSTA**

**CAPÍTULO 4. EFECTOS EN ESTUARIOS**

---



## 4. EFECTOS EN ESTUARIOS

### 4.1 Introducción

Tal como se ha constatado en el capítulo 2 de la sección I, dedicada a la zonificación del litoral español, el 15 % de la zona costera española esta compuesta por estuarios, cuyo valor desde el punto de vista ambiental y económico es muy elevado.

Al igual que ocurre con las playas, la gran diferencia entre las carreras de marea en la costa Atlántica y la costa Mediterránea, las grandes variaciones espaciales en los regímenes de lluvias y la diferencia en el clima marítimo, hacen que a lo largo del litoral español exista un gran número de tipos de estuarios. Este capítulo, dedicado al análisis de los posibles efectos del cambio climático en los estuarios, se organiza de la siguiente forma: tras esta introducción, en primer lugar se define lo que se entiende por un estuario y se describen los tipos de estuarios que pueden existir en el litoral español. Posteriormente, en el apartado 3, se describen las escalas espacio temporales de los procesos dinámicos que acontecen en estos elementos litorales, indicando cuáles son las escalas a considerar a la hora de evaluar los posibles efectos del cambio climático. En el apartado 4, se describen los procesos sedimentarios a corto plazo, mientras que en el apartado 5, se describen los procesos sedimentarios a largo plazo y las formulaciones existentes que permiten relacionar los agentes dinámicos con las características morfológicas. En el mismo apartado se analizan los posibles efectos del cambio climático en estas morfologías de equilibrio. En el apartado 6, y con objeto de ver cuáles son los efectos significativos, se comparan los órdenes de magnitud de los efectos. Por último, en el apartado 7 se resumen las conclusiones obtenidas mediante el análisis realizado.

### 4.2 Definición de estuario y tipos de estuarios

Los estuarios constituyen las zonas de transición entre un río y el mar abierto. Dalrymple, Zaitin y Boyd (1992) proponen la siguiente definición para este tipo de zonas costeras: zona de transición entre el mar abierto y un río que recibe aportes de sedimentos, tanto marinos como fluviales y cuya configuración morfológica es el resultado de la interacción entre los procesos fluviales, el oleaje y la propagación de la onda de marea.

Los estuarios, al igual que todas las regiones costeras, experimentan cambios morfológicos de forma continua. Por ejemplo, en los periodos de elevado aporte sedimentario y bajos aumentos del nivel del mar, el estuario se rellena gradualmente de sedimentos. Dependiendo del balance entre el aporte sedimentario fluvial y el aporte sedimentario marino pueden resultar tres formas costeras diferenciadas (ver figura 4.1):





- Si existe un aporte sedimentario neto desde el río se forma un delta que crece progresando mar adentro.
- Si el aporte sedimentario se debe básicamente a procesos se forma una franja costera rectilínea.
- Posteriormente, si el nivel del mar aumenta, el valle del río se inunda, formando un estuario.

Todos los estuarios, ya sean los dominados por las mareas así como los dominados por el oleaje, se pueden dividir en las siguientes tres zonas:

- Zona exterior: es la zona donde los procesos predominantes son los procesos marinos, es decir, el oleaje y la marea.
- Zona central: en esta zona la energía de los procesos actuantes es mucho menor que en la zona exterior y que se caracteriza por que a largo plazo el efecto de la marea y el del oleaje están en equilibrio con los efectos fluviales.
- Zona alta: es la dominada por los procesos fluviales.



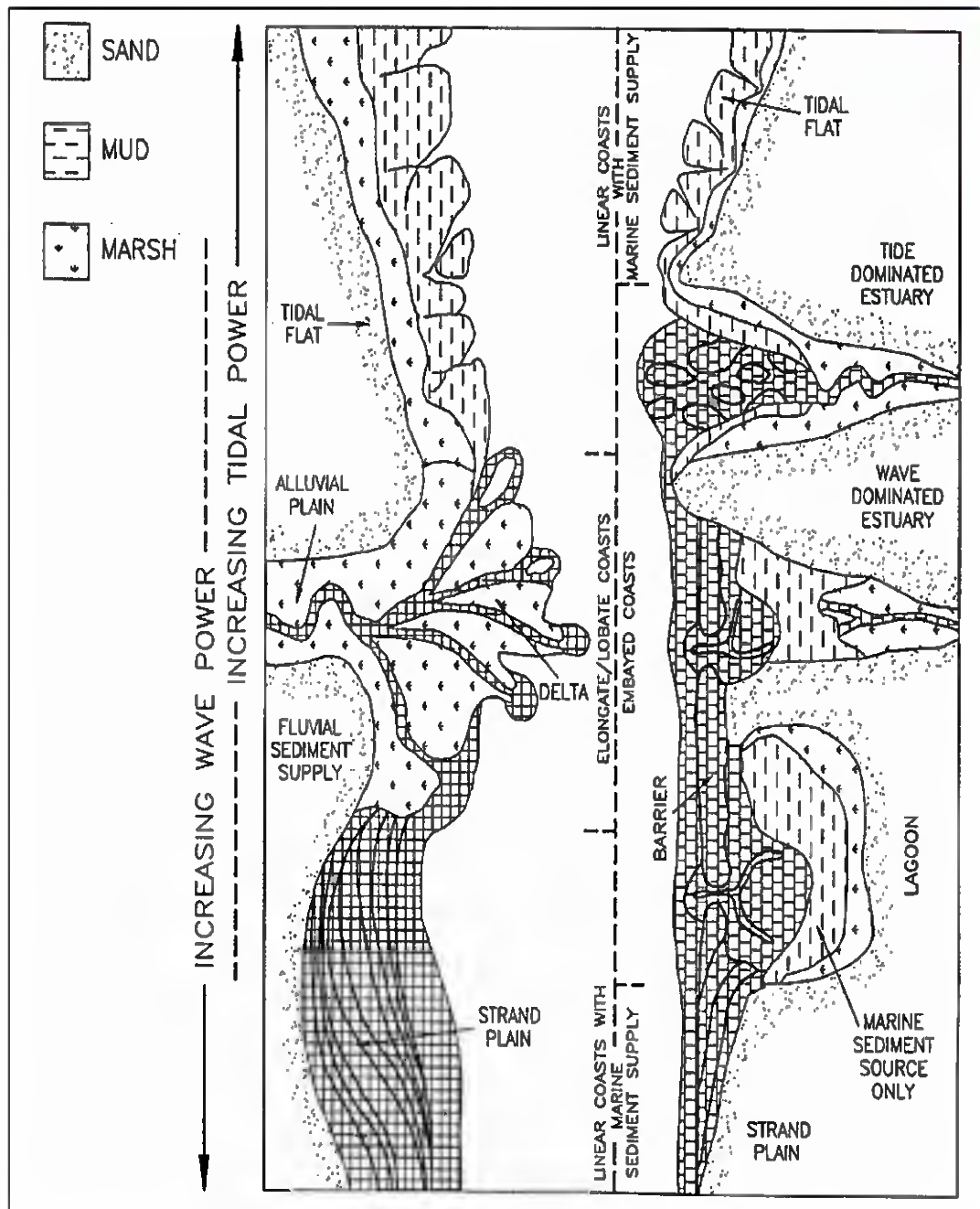


Figura 4.1 Evolución de los estuarios en función de la energía de los procesos que controlan la configuración morfológica, es decir, del oleaje, de los ríos y de la marea.



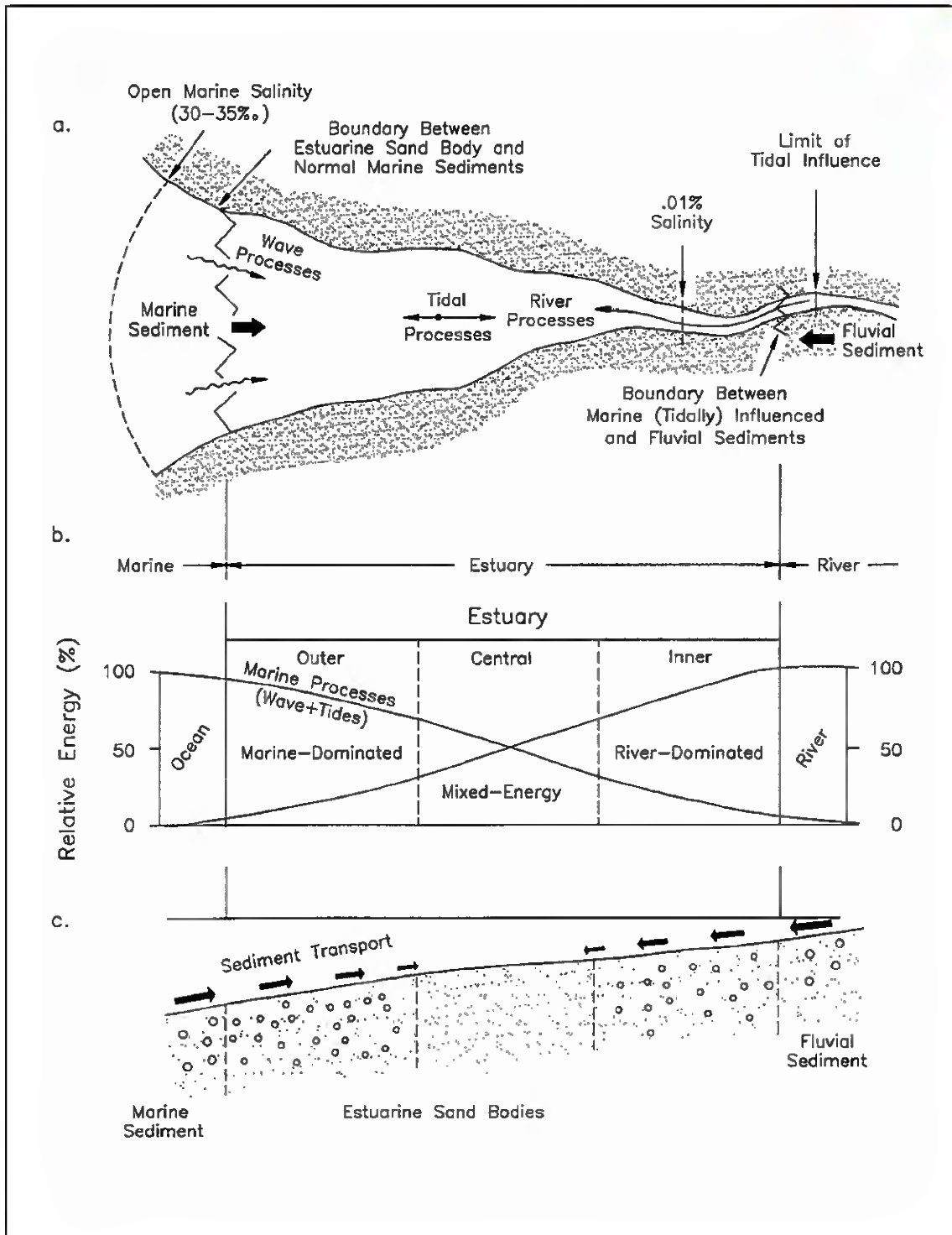


Figura 4.2 Zonas diferenciables en los estuarios dependiendo de la energía de los procesos actuantes.

Dependiendo de la energía del oleaje relativa a la energía de la marea se pueden distinguir dos tipos de estuarios (ver figura 4.3):





### **1. Estuarios dominados por el oleaje:**

Este tipo de estuarios se caracteriza por una gran influencia del oleaje con respecto a la marea, es decir el clima marítimo incidente es intenso y la carrera de marea es pequeña, siendo el prisma de marea pequeño. El oleaje transporta el sedimento desde el mar exterior y mediante corrientes longitudinales y transporte por asimetría del oleaje generan una serie de puntales, que resguardan la zona interior del estuario frente al oleaje. En eventos extremos de tormentas las corrientes de marea no son lo suficientemente intensas como para mantener la desembocadura y esta se cierra parcialmente. En este tipo de estuarios la distribución del sedimento es muy clara, identificándose tres zonas con diferentes tipos de sedimentos: el sedimento grueso se localiza cerca de la desembocadura, el sedimento fino en la zona central del estuario y nuevamente sedimento grueso en la zona alta del estuario. En la zona exterior del estuario se identifican una serie de bajos exteriores y si la energía de la marea es moderada, se forma un bajo de llenante en la zona interior del estuario contigua a la desembocadura.

### **2. Estuarios dominados por la marea:**

Este tipo de estuarios se caracteriza por que la energía de las corrientes de marea es mayor que la energía del oleaje en la boca de la desembocadura, dando como resultado a que en la zona exterior del estuario se formen una serie de barras alargadas. Estas barras disipan parcialmente la energía del oleaje incidente, dando protección a la zona interior del estuario. En este tipo de estuarios la zonificación de sedimentos gruesos y finos no es tan clara como en los estuarios dominados por el oleaje. Los fondos son mayoritariamente arenosos mientras que el sedimento más fino se acumula en las marismas o bajos mareales situados en los bordes del estuario. En la zona central del estuario el canal principal suele adoptar una forma meandriforme, donde además se observan canales secundarios y marismas o llanuras mareales.

A medida que aumenta la energía de la marea relativa al oleaje, el puntal situado en la zona exterior del estuario se rompe formándose una serie de barras alargadas en los márgenes de las canales mareales. Además la capacidad de transporte de sedimentos marinos hacia el interior de los estuarios aumenta, de forma que esta zona muestra un mayor contenido en arenas.

Los estuarios del litoral español (los de la zona Atlántica) son una fase intermedia entre los dos tipos de estuarios anteriormente mencionados, ya que la energía del oleaje incidente es elevada y el rango de marea es la correspondiente a zonas macromareales. Por ello, los estuarios de esta zona de la costa española comparten características intermedias de los estuarios anteriormente mencionados.



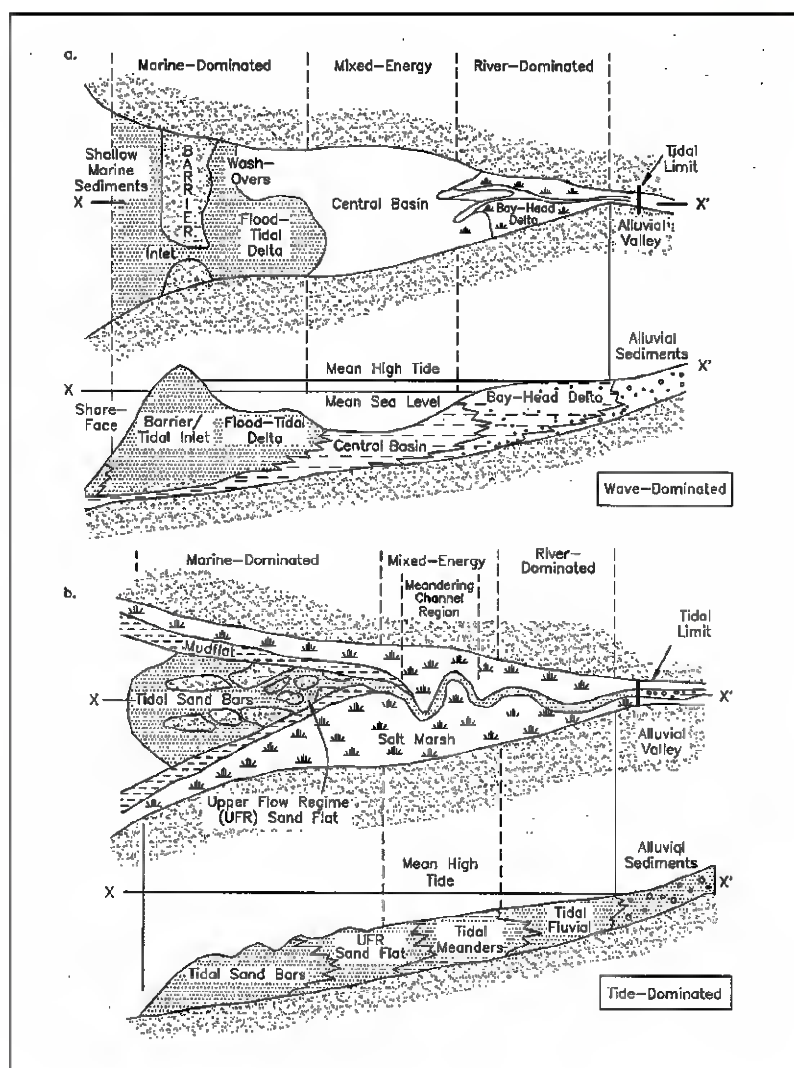


Figura 4.3 Configuración morfológica de los estuarios en función de la energía de los procesos actuantes.

En la mayor parte de los estuarios de la costa española se pueden identificar elementos morfológicos característicos de este tipo de estuarios. En la zona exterior del estuario se observan playas adyacentes a la boca de la desembocadura con forma de puntal y que proporcionan protección a la bahía interior frente al oleaje incidente, bajos mareales situados en la zona exterior de la boca de la desembocadura y la boca de la desembocadura propiamente dicha.

Agua arriba de la boca de la desembocadura se localiza la bahía interior del estuario, donde se observa la existencia de una canal principal relativamente profunda, una serie de canales secundarias que constituyen el sistema de drenaje de la marea y grandes llanuras







mareales o marismas. En la figura 4.4 se muestra un ejemplo de un estuario de la costa Norte de España.



Figura 4.4 Identificación de los elementos morfológicos identificables en todos los estuarios. Estuario del Pas de Liencres.

Estas llanuras intermareales, además de estar asociadas a estuarios, bahías, lagunas o deltas dominados por mareas, pueden aparecer en costas abiertas, las cuales representan una superficie deposicional comprendida entre los niveles de pleamar y bajamar, y se encuentran en costas dominadas por mareas, especialmente macromareales y mesomareales. En general, existen tres zonas perfectamente diferenciadas: la zona supramareal, zona intermareal y zona submareal, disectadas por una red de canales mareales.

La formación de estos elementos morfológicos característicos de los estuarios sometidos a oleajes energéticos y a grandes rangos de marea es consecuencia del efecto combinado del oleaje, de la marea y de los procesos fluviales. Por lo tanto, para analizar el efecto que el cambio climático pueda generar en estas regiones costeras es necesario conocer los





parámetros que en mayor grado afectan a la morfología de los estuarios. La interacción entre la morfología de los elementos anteriormente citados (desembocadura, canal, llanuras intermareales) y la hidrodinámica del estuario, es un aspecto de especial importancia.

### **4.3 Escalas espacio temporales de los procesos sedimentarios en estuarios**

Las desembocaduras son, sin lugar a duda, los ambientes marinos con dinámica sedimentaria más activa. Este hecho es debido a que en ellas coexisten el oleaje, corrientes de marea y abundantes depósitos de arena. Además, la variación del nivel del mar, originada por el ciclo de mareas, da lugar a la aparición e inundación de bajos que provocan la rotura intermitente del oleaje y a un interminable cambio en la dirección e intensidad de la corriente mareal. Esta enorme variabilidad en las dinámicas actuantes tiene su fiel reflejo en la compleja naturaleza de los procesos sedimentarios que acontecen en las desembocaduras. Téngase en cuenta que los mecanismos que fuerzan el transporte de sedimentos, abarcan un amplio rango de escalas espacio- temporales.

Esta elevada interacción entre diferentes procesos y su amplio rango de escalas hacen que los procesos morfodinámicos en los estuarios sean difícilmente modelados, es decir, los modelos que son adecuados para describir los procesos a corto plazo no generan por integración temporal de los mismos, buenos resultados en cuanto a los procesos a largo plazo se refiere. Dado que los efectos del cambio climático son cambios a largo plazo, con escalas temporales mayores a un año, el análisis de los efectos que el cambio climático pueda acarrear se centrará en el análisis a largo plazo. No obstante, para un pleno entendimiento de los procesos a largo plazo es necesario conocer qué es lo que ocurre a corto plazo, por lo que se estimó conveniente describir, previo al análisis a largo plazo, los procesos a corto plazo en las desembocaduras y ciertos elementos de dicha dinámica.

## **4.4 Dinámica sedimentaria a corto plazo**

### **4.4.1 Introducción**

En este apartado dedicado a la descripción de la dinámica sedimentaria a corto plazo, se considera que la escala de tiempo de los procesos que se describen, equivalen a escalas temporales de un ciclo de marea aproximadamente, a lo largo de la que se producen una serie de procesos dinámicos cuyo entendimiento es necesario para una adecuada interpretación de los procesos a largo plazo. A continuación se describen los procesos a corto plazo más importantes en cuanto a dinámica sedimentaria a corto plazo se refiere.





#### **4.4.2 Efecto embudo y efecto chorro**

Una de las principales características de las corrientes fluviomareales en una desembocadura es que, a pesar de la simetría de la onda de marea, las corrientes son altamente asimétricas en términos espaciales, debido a lo que se conoce como “efecto embudo” y “efecto chorro”.

El “efecto embudo”, tiene lugar cuando una gran masa de agua debe fluir por un conducto de sección reducida, como sucede en la llenante de marea, en la que el agua del mar exterior es introducida por la boca de la desembocadura. En estas circunstancias se produce un flujo gradual en el que las líneas de corriente van paulatinamente convergiendo, como en un embudo, desde el infinito hasta la boca de la desembocadura. En la figura 4.5 se muestran las líneas de corriente en una llenante de marea para el caso de fondo plano y sin fricción, en dos casos de geometría de los contornos. El primero asimilable a una desembocadura natural y el segundo a una desembocadura protegida con espigones de encauzamiento.

El “efecto chorro” es, desde el punto de vista de dinámica sedimentaria, el elemento más relevante en las desembocaduras, pues es quien gobierna la ubicación y disposición de los bajos y barra exterior. Este efecto se produce cuando una corriente que fluye en un canal a una determinada velocidad se encuentra con una expansión brusca de los cajeros y se introduce en una gran masa de agua en reposo, circunstancia que ocurre en la vaciante de marea cuando el flujo pasa de la boca de la desembocadura al mar exterior.

Bajo estas condiciones, figura 4.5, el flujo se va progresivamente decelerando y adopta una distribución cuasi-gaussiana. En la dinámica del chorro se pueden distinguir dos zonas diferenciadas: una primera de transición, en la que todavía no se ha establecido la distribución cuasi-gaussiana, y en la que al menos en la parte central del chorro existe fluido con velocidad  $U_0$  igual a la existente antes de la expansión brusca de cajeros; y otra segunda en la que el chorro ya se ha establecido.

En la zona de transición se producen importantes efectos turbulentos que dan lugar a la formación de dos vórtices, uno a cada lado del chorro, figura 4.6.

Desde el punto de vista sedimentario en la zona de transición se generan tres zonas de sedimentación, una en cada uno de los vórtices laterales y otra en el límite de la zona de transición donde la velocidad pierde su capacidad de arrastre, dando lugar a los dos bajos laterales y a la barra central.

La dimensión de la zona de transición, y en particular la distancia,  $X_s$ , en la que el chorro ya está establecido, depende de varios factores siendo los principales la anchura de la desembocadura y la acción del oleaje. En ausencia de oleaje, la distancia  $X_s$  de la zona de





transición se extiende unas 3-4 anchuras, mientras que en presencia del oleaje se reduce a 2-3 anchuras.

En el caso de que la expansión brusca de los cajeros se realice solamente en un lado, se forma lo que se denomina el “efecto coanda” que da lugar a que el chorro se adose a la margen no expandida y se forme un único vórtice en el lado expandido.

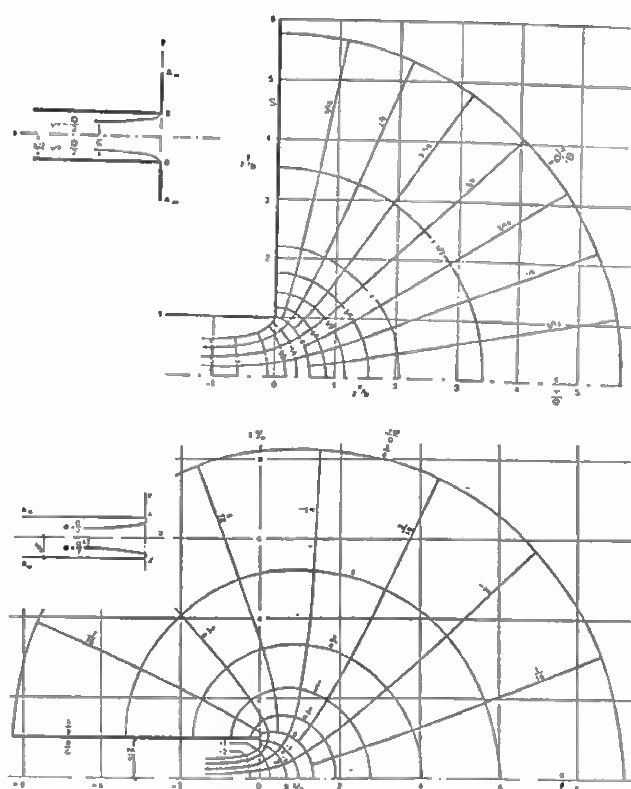


Figura 4.5 Campo de corrientes en llenante de marea (French, 1960)



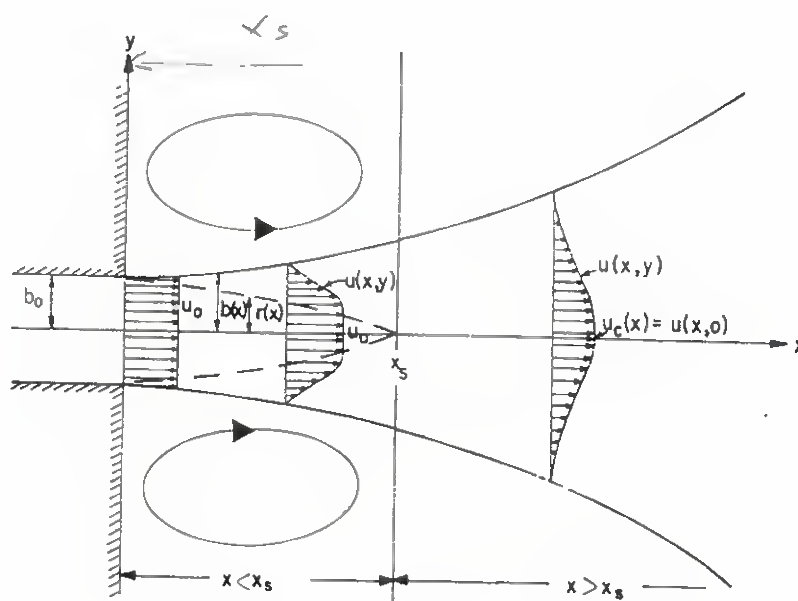


Figura 4.6 Campo de corrientes en vaciante de marea (Bruun, 1978)

#### **4.4.3 Interacción ola-corriente**

La otra característica fundamental de la dinámica de las desembocaduras es la enorme interacción existente entre el oleaje y las corrientes. Esta interacción da lugar a modificaciones en la propagación del oleaje por efecto de las corrientes y a modificaciones en el flujo de la corriente por efecto del oleaje.

El efecto de la corriente sobre el oleaje se manifiesta como una refracción suplementaria a la que se ve sometido el oleaje si ha de propagarse en un área donde existe una corriente. De este modo si la corriente fluye en contra de la dirección de propagación del oleaje se produce una reducción de la celeridad del oleaje y de la longitud de onda del mismo, de modo análogo a si se hubiera producido una reducción del calado del fondo.

Este hecho sucede durante la vaciante de marea en la que el chorro de salida incide sobre el oleaje. Es importante señalar que la refracción debida a la corriente del chorro provoca una focalización del oleaje que tiende a concentrarse contra el chorro.

Si la corriente fluye a favor de la dirección de propagación del oleaje, se produce el efecto contrario con un aumento de la longitud de onda y de la celeridad que tiende a disminuir la





acción del oleaje en las zonas donde mayor son las corrientes, como así ocurre en la bocana durante la llenante.

Las corrientes también se ven alteradas por la presencia del oleaje. El efecto que este ejerce en la corriente puede ser caracterizado por un aumento de la rugosidad aparente del lecho que puede llegar a aumentar el término de fricción en un orden de magnitud. De este modo la corriente tenderá siempre a fluir por la zona en la que menor sea el oleaje, o transversalmente al mismo. Nótese, que si una desembocadura se ubica normal a la incidencia del oleaje toda la sección de la misma recibirá, en principio, el mismo oleaje, por lo que la corriente no tendrá un camino preferencial (salvo el efecto de concentración del oleaje debido a la refracción causada por la propia corriente). En el caso de desembocaduras ubicadas a la protección de un dique o cabo, la distribución de alturas de ola que recibe la corriente presentará un gradiente en una determinada dirección, por lo que la corriente tenderá a fluir por la zona de menor altura de ola tanto más cuanto mayor sea el gradiente de altura de ola.

#### **4.4.4 Efecto de los aporte fluviales**

En función de los aportes fluviales es posibles distinguir tres tipos de patrones de circulación estuarina en función de la importancia relativa de la descarga fluvial frente a las corrientes de marea:

- Sistemas de cuña salina.
- Estuarios tipo mixto o parcialmente mezclados.
- Estuarios de mezcla completa.

El primer tipo de circulación se produce en estuarios donde el agente dominante es la descarga fluvial y la acción mareal es débil, frecuentemente en mares micromareales. Las aguas del río, menos densas, discurren superficialmente sobre el agua del mar, que penetra aguas arriba a modo de cuña salina. Entre ambas masas de aguas se establece una interfase muy marcada, denominada haloclina, donde la salinidad varía bruscamente con la profundidad. Los procesos de mezcla de agua salada y dulce están restringidos a la interfase de ambas láminas de agua. El río descarga gran cantidad de sedimentos, principalmente arcillas, que son transportados en suspensión en la lámina de agua superficial.

A medida que las corrientes mareales toman importancia sobre la descarga fluvial, los procesos de mezcla comienzan a ser importantes. A este tipo de estuarios se les denomina de tipo mixto o parcialmente mezclados. La haloclina es menos acusada. Ya que los procesos de mezcla tienden a homogeneizar la columna de agua. Los sedimentos





provenientes de la descarga fluvial tienden a concentrarse entorno a la isohalina de salinidad 0‰, donde se produce el máximo de turbidez y toman importancia los procesos de floculación.

En los estuarios de mezcla completa las corrientes mareales predominan sobre la descarga fluvial, por lo que los procesos de mezcla se hacen muy importantes. La salinidad varía longitudinalmente y no existen gradientes verticales de salinidad.

#### **4.4.5 Dinámica sedimentaria a corto plazo en la desembocadura**

En las desembocaduras, y debido a la interacción existente entre las corrientes de marea, el nivel del mar y el oleaje, los procesos sedimentarios a corto plazo presentan una gran variabilidad a lo largo de un ciclo de marea. En situación de pleamar, por ejemplo, las corrientes mareales son nulas y la dinámica dominante es el oleaje. Nótese, que la presencia de la boca de la desembocadura es, para el oleaje, una discontinuidad en la línea de costa y que, por tanto, tenderá a eliminarla.

El procedimiento que el oleaje tiene para cerrar la desembocadura es doble: por un lado la arena es transportada por el oleaje que incide normalmente a la desembocadura y supera la barra. Por otro lado es movilizada por el oleaje que alcanza la playa y rompe con cierta oblicuidad sobre la misma, generando así un transporte de arena desde la Playa hacia la bocana. El material transportado a la bocana y, por tanto, la reducción de la sección de la misma, será tanto más importante cuanto mayor sea el oleaje existente siendo, consecuentemente, una magnitud variable que depende del clima marítimo de la zona.

Al iniciarse la vaciante, comienza el predominio de las corrientes de marea que alcanza su máxima intensidad en el entorno de la media marea. Si durante la pleamar el oleaje ha reducido la sección de la bocana, las corrientes de vaciante, que ahora han de atravesar esa menor sección, alcanzarán velocidades de gran magnitud y limpiarán la bocana arrastrando el material hacia el exterior. Dado que, la dinámica de la vaciante exterior está gobernada por el efecto chorro anteriormente desarrollado, la arena será depositada en los bajos laterales y en la barra central.

Al alcanzarse la bajamar, las corrientes vuelven a detenerse y el oleaje se convierte otra vez en la dinámica dominante. Este oleaje se encuentra ahora con la presencia de los bajos y barra que provocan su rotura, lo que, a su vez, genera una progresiva erosión de esas formas morfológicas. El material erosionado de los bajos es transportado hacia la Playa y canal cerrándose así el ciclo.





En llenante, parte del material depositado en la canal por el oleaje es introducido hacia el interior del estuario y depositado en el mismo. Este material será erosionado por la vaciante, salvo que exista en la zona interior del estuario un déficit de material.

El equilibrio sedimentario de una desembocadura consiste en un continuo movimiento de material, en forma de ciclo indefinido, entre la playa - bocana - bajos - playa. El aspecto más importante del equilibrio sedimentario de una desembocadura es que se trata de un “equilibrio dinámico” basado en un constante movimiento de la arena. Nótese que, dado que la intensidad de las dinámicas actuantes varía en el tiempo (temporales - calmas, mareas vivas - mareas muertas) la posición de equilibrio no es fija, sino que sufre una variabilidad en función de la dinámica preponderante, pudiéndose hablar de una forma modal de equilibrio con oscilaciones alrededor de dicha forma modal.

En ocasiones de temporal y mareas muertas la forma de equilibrio presenta una desembocadura más angosta con barra más pronunciada y en situación de mareas vivas o avenida fluvial presenta una desembocadura más ancha con barra menos acusada.

#### **4.4.6 Dinámica sedimentaria en el interior de los estuarios**

La tasa de transporte de sedimento en el interior de un estuario depende esencialmente de la velocidad del fluido, de la profundidad y de la distribución granulométrica del sedimento a lo largo de esta. Para un tamaño de grano en particular, es necesario que el fluido alcance una velocidad mínima denominada velocidad crítica, para que se inicie el movimiento de los granos. A partir de dicha velocidad crítica, un aumento de la velocidad de la corriente supone un aumento de la tasa de transporte de sedimento. La velocidad crítica de inicio de movimiento depende, además de las características granulométricas del sedimento, del tipo de flujo predominante en el río, es decir, depende de si el flujo es laminar, turbulento liso, turbulento de transición o turbulento rugoso.

Así por ejemplo, la formulación de Van Rijn (1993) evalúa el transporte total como resultado la suma del transporte por fondo y el transporte por suspensión:

$$q_t = q_b + q_s = q_b \left[ 1 + 2.4 \left( \frac{D_{50}}{h} \right)^{-0.2} D_*^{-0.6} \right] \quad (4.0)$$

Donde:

$$q_b = 0.005 \bar{U} h \left[ \frac{\bar{U} - U_{cr}}{((s-1)gD_{50})^{1/2}} \right]^{2.4} \left( \frac{D_{50}}{h} \right)^{1.2} \quad (4.0)$$







$q_t$  = Transporte total ( $m^3/s$ )

$q_s$  = Transporte por suspensión ( $m^3/s$ )

$q_b$  = Transporte por fondo ( $m^3/s$ )

$S$  = Densidad relativa

$g$  = Aceleración de la gravedad ( $m/s^2$ )

$\bar{U}$  = Velocidad promediada en vertical ( $\bar{u}, \bar{v}$ ) ( $m/s$ )

$\bar{U}_{cr}$  = Velocidad crítica de inicio de movimiento, (asumiendo la rugosidad efectiva  $K_s = 3$

$D_{90}, D_{90} = 2D_{50}$ ) ( $m/s$ )

$$\bar{U}_{cr} = 0.19(D_{50})^{0.1} \log_{10} \left( \frac{4h}{D_{90}} \right) \quad 0.1 \leq D_{50} \leq 0.5 \text{ mm} \quad (4.0)$$

$$\bar{U}_{cr} = 8.5(D_{50})^{0.6} \log_{10} \left( \frac{4h}{D_{90}} \right) \quad 0.5 \leq D_{50} \leq 2 \text{ mm} \quad (4.0)$$

$h$  = profundidad total (m)

$D_{50}$  = diámetro medio del sedimento (m)

$D_{90}$  = diámetro que es superado por un 10 % en peso(m)

$$D_* = \left[ \frac{g(s-1)}{v^2} \right]^{1/3} D_{50} \quad (4.0)$$

El transporte que se obtiene a partir la formulación indicada, es el transporte potencial, es decir, la capacidad de transporte de los sedimentos de la zona. Sin embargo, un transporte potencial alto no significa que en dicha zona se produzca una erosión del fondo. Lo que determina los patrones de erosión y sedimentación son los gradientes horizontales del transporte potencial. Por ello, para poder evaluar el transporte neto en el interior de un estuarios es necesario aplicar la ecuación de balance del sedimento, que se expresa de la siguiente forma:

$$(1-\alpha) \frac{\partial h}{\partial t} = \left( \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) \quad (4.0)$$

donde  $\alpha$  representa la porosidad del lecho.

## 4.5 Dinámica sedimentaria a largo plazo

### 4.5.1 Introducción





A pesar de ese constante trasiego de material que se produce en el corto plazo, las desembocaduras y estuarios presentan una configuración con elementos morfológicos característicos cuya identificación es posible en todas ellas. De este modo, se puede observar la presencia de una zona angosta y profunda que constituye la boca de la desembocadura propiamente dicha y una serie de bajos exteriores, una canal principal, canales secundarias y las denominadas llanuras mareales. Otras características morfológicas de las desembocaduras, son:

- La boca de la desembocadura siempre se ubica en la zona de menor oleaje, y presenta una sección asimétrica en forma de V. Esta asimetría es tanto más acusada cuanto mayor es el gradiente de altura de ola que incide en la sección de la boca.
- Los bajos exteriores son, en general, tres: Dos laterales y uno central, también denominado barra. En el caso de las desembocaduras que se ubican al abrigo de un cabo o dique, los dos bajos laterales quedan reducidos a un solo bajo.

La morfodinámica sedimentaria en una desembocadura consiste en un equilibrio dinámico, observándose una morfología media y una cierta variabilidad entorno a esa morfología media.

A continuación se describen las relaciones existentes entre estas morfologías medias y las características o variables dinámicas en las desembocaduras.

#### **4.5.2 Descripción de los modelos que relacionan los agentes dinámicos con la circulación estuarina y configuración morfológica de los estuarios**

Diversos autores han estudiado la morfología media de los estuarios así como los patrones de circulación, proponiendo relaciones empíricas en función de los parámetros del estuario, dentro de los cuales el más relevante es el prisma de marea. Algunas de estas relaciones tomadas de Van Dongeren (1992), son las que se presentan seguidamente.

En McDowell et. al (1977) se recoge la relación adimensional de flujo propuesta por Simons en 1955. Este autor analizó los distintos tipos de circulación estuarina, llegando a la conclusión de que es el caudal del río y el prisma de marea los factores que en mayor medida controlan dicha circulación. Simons (1955) propuso el siguiente parámetro adimensional como parámetro indicativo del tipo de circulación en el estuario:

$$F = \frac{QT}{\Omega} \quad (4.0)$$





donde:

$\Omega$  es el prisma de marea ( $m^3$ ).

$Q$  es el caudal medio anual del río ( $m^3/s$ ).

$T$  es el periodo de la onda de marea (s)

En función de la relación adimensional de flujo  $F$ , estableció la siguiente clasificación:

- Si  $F \geq 1$ , el estuario presenta estratificación completa.
- Si  $F \approx 1$ , el estuario presenta estratificación parcial.
- Si  $F < 1$ , el estuario presenta mezcla completa.

Para el caso concreto en el que se produce estratificación completa, se produce el fenómeno de la cuña salina, que corresponde a la situación en el que el agua dulce fluye sobre el agua salada, habiendo una interfase denominada haloclina muy bien diferenciada. Para una descarga del río determinada la cuña salina alcanza una longitud de equilibrio ( $LA$ ) aguas arriba de la boca de la desembocadura. Esta longitud es indicativa de la posición media de la cuña a lo largo del estuario. Keulegan (1966) propuso la siguiente relación con la que puede estimar esa longitud de equilibrio, en estuario de profundidad constante, de sección rectangular:

$$\frac{LA}{d} = \left( \frac{0.88}{280R_d^{-1} + 0.148R_d^{-1/4}} \right) (2F_d)^{-5/2} \quad (4.0)$$

Donde:

$d$ = profundidad (m)

$LA$ = longitud de equilibrio de la cuña salina (m)

$F_r$ = Número adimensional de Froude

$R_d$ = Número adimensional de Richardson

$$F_d = \frac{V_r}{\sqrt{\left( \frac{\Delta\rho}{\rho_m} \right) gd}} \quad (4.0)$$

Donde:

$V_r$ = Velocidad media del río (m/s)





$\Delta\rho$ = diferencia de densidad entre el río y el mar abierto ( $\text{Kg/m}^3$ )

$\rho_m$ = densidad media entre el río y el mar abierto ( $\text{Kg/m}^3$ )

$g$ = aceleración gravitacional ( $\text{m/s}^2$ )

$$R_d = \frac{d \sqrt{\left(\frac{\Delta\rho}{\rho_m}\right)gd}}{\nu} \quad (4.0)$$

Donde:

$\nu$ = viscosidad cinemática ( $\text{m}^2/\text{s}$ )

Según la relación propuesta por Keulegan, cuanto mayor es la profundidad del estuario y menor el aporte fluvial mayor es la extensión de la cuña salina.

En cuanto a la configuración morfológica del estuario se refiere cabe destacar que el área de la sección transversal de la desembocadura es directamente proporcional al prisma de marea del estuario (O'Brien, 1969):

$$A_c = 6,65 \cdot 10^{-2} \Omega; \text{ para desembocaduras sin diques} \quad (4.0)$$

$$A_c = 4,063 \cdot 10^{-2} \Omega; \text{ para desembocaduras con diques}$$

donde:

$A_c$  es el área de la sección transversal de la desembocadura en media marea ( $\text{Km}^2$ );

$\Omega$  es el prisma de marea correspondiente a una marea viva ( $\text{Km}^3$ ).

La sección transversal  $A_c$  representa el área crítica correspondiente al caudal máximo de llenante o de vaciante. La sección no podrá ser menor a  $A_c$ , ya que la velocidad de la corriente se incrementaría erosionando el sedimento y recuperando la sección de equilibrio. Mientras que tampoco podrá ser mayor a  $A_c$ , puesto que la velocidad de la corriente mareal disminuiría depositándose sedimento y nuevamente recuperando el área de equilibrio. Por lo que, a largo plazo la desembocadura tiende a presentar una sección crítica en equilibrio dinámico. Es decir, la sección de la desembocadura oscila entorno a un valor medio de  $A_c$ , ya que la velocidad en la desembocadura varía a lo largo del ciclo de marea y además, no todas las mareas presentan la misma intensidad (mareas vivas/ mareas muertas).

Del estudio de esta relación se puede decir que, la única forma de alterar el área de equilibrio, es actuando sobre el prisma de marea de forma que las reducciones drásticas del prisma de marea a través de la consolidación de las marismas, provocan la reducción del área de la sección transversal de la desembocadura.

Walton y Adams (1976) formularon una relación del volumen de arena de los bajos exteriores en función del prisma de marea:





$$V = C \Omega^{1.23} \tag{4.0}$$

donde:

V es el volumen de arena de los bajos exteriores (m<sup>3</sup>)

Ω es el prisma de marea (m<sup>3</sup>)

C es una constante de proporcionalidad que depende de la exposición de la costa al oleaje incidente:

$$C = 64.4 \cdot 10^{-4} \Omega^{1.23} \text{ para costas moderadamente expuestas} \tag{4.0}$$

$$C = 53.3 \cdot 10^{-4} \Omega^{1.23} \text{ para costas altamente expuestas}$$

Renger y Eysink desarrollaron formulaciones que relacionan el volumen de los canales mareales con el prisma de marea. Renger (1976) propuso la siguiente relación:

$$V_{MLW} = E \Omega^{1.566} \tag{4.0}$$

donde V<sub>MLW</sub> es el volumen de los canales mareales con respecto al nivel de bajamar (m<sup>3</sup>) y E representa un coeficiente de proporcionalidad con un valor de 8,839·10<sup>-6</sup>.

Eysink (1990) por su parte propuso la siguiente relación:

$$V_{MSL} = F \Omega^{1.5} \tag{4.0}$$

donde V<sub>MSL</sub> es el volumen de los canales mareales en media marea (m<sup>3</sup>) y F el coeficiente de proporcionalidad cuyo valor es 65·10<sup>-6</sup>.

Existe otra relación empírica propuesta por Eysink (1990) y Renger y Partensky (1974) que relaciona el área total de la bahía con el área de los bajos interiores:

$$\frac{A_f}{A_b} = 1 - 0.025 \sqrt{A_b} \tag{4.0}$$

donde: A<sub>b</sub> representa el área total de la bahía (10<sup>6</sup> m<sup>2</sup>=Km<sup>2</sup>)  
A<sub>f</sub> representa el área total de las marismas (10<sup>6</sup> m<sup>2</sup>=Km<sup>2</sup>)

Según esta relación, un aumento del área de la bahía implica una reducción de la relación entre área de la bahía y de las marismas.





### **4.5.3 Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en la circulación estuarina y configuración morfológica de los estuarios**

En el apartado anterior se ha puesto de manifiesto que el tipo de circulación estuarina es dependiente esencialmente del prisma de marea, del periodo de la onda de marea y del caudal medio del río. De estos parámetros tanto el caudal medio del río así como el prisma de marea pueden verse modificados por el cambio climático. Por otro lado, en los estuarios de estratificación completa la extensión de la cuña salina variará siempre y cuando se produzca un aumento del nivel medio del mar, aumentado la profundidad del estuario, o cuando el caudal del río se vea modificado.

En cuanto a la configuración morfológica del estuario cabe destacar que, el parámetro que en mayor grado afecta a la morfología de los distintos elementos es el prisma de marea ( $\Omega$ ), es decir, el volumen de agua que entra y sale del estuario en cada ciclo de marea.

Este parámetro solamente puede verse afectado por la variación del nivel medio del mar. Si el fondo de la bahía interior de los estuarios fuese plano, un aumento en el nivel medio no supondría un aumento del prisma de marea. Sin embargo, la existencia de estos elementos morfológicos tales como las marismas, cuya cota en condición de equilibrio dinámico se sitúa en torno al nivel medio, hace posible que si se produce un aumento del nivel medio la cota relativa de las marismas disminuya. Esto sólo ocurrirá si la tasa de generación de sedimentos en el interior de la bahía por la muerte de organismos calcáreos, por procesos de floculación y por aportes fluviales no son lo suficientemente grandes como para que la cota de las marismas aumente conforme al aumento del nivel medio, manteniendo en todo momento un equilibrio dinámico.

Si la tasa de aumento de la cota de las llanuras mareales es menor que la tasa de crecimiento del nivel del mar, el prisma de marea aumentará. Suponiendo que el área de la bahía interior se mantiene constante con el aumento del nivel medio, es decir, los contornos laterales de la bahía se asumen verticales, el área de la bahía interior se mantiene constante con el aumento del nivel medio. Como se ha indicado anteriormente, el área ocupado por los bajos mareales está relacionado con el área de la bahía a partir de la siguiente relación dada por Eysink (1990) y Renger y Partensky (1974):

$$A_f = A_b \left(1 - 0.025\sqrt{A_b}\right) \quad (4.0)$$

donde:  $A_b$  representa el área total de la bahía ( $10^6 \text{ m}^2 = 1 \text{ Km}^2$ )  
 $A_f$  representa el área total de las marismas ( $10^6 \text{ m}^2 = 1 \text{ Km}^2$ )





De forma que la variación del prisma de marea y el aumento del nivel medio están relacionadas a partir de la siguiente ecuación:

$$\begin{aligned} \Delta\Omega &= (\Delta\eta - \alpha)A_f \cdot 10^6 = \\ &(\Delta\eta - \alpha)(A_b - 0.025A_b\sqrt{A_b}) \cdot 10^6 \end{aligned} \quad (4.0)$$

donde:  $\alpha$         representa el aumento de la cota de los bajos mareales (m)  
 $\Delta\Omega$         representa la variación del prisma de marea (m<sup>3</sup>)  
 $\Delta\eta$         representa el aumento del nivel medio (m)

Si la tasa de aumento de la cota de las llanuras mareales es igual a la tasa de aumento del nivel medio, la variación del prisma de marea será nula. Por contra, si la tasa de aumento del nivel medio del mar es mayor que la tasa de aumento de la cota de las marismas existirá un aumento en el prisma de marea, por lo que:

$$\begin{aligned} \Delta\eta - \alpha &> 0 \\ \Delta\Omega &> 0 \\ \Omega &= \Omega_{actual} + \Delta\Omega \end{aligned} \quad (4.0)$$

Este aumento acarreará un desequilibrio dinámico en los estuarios que actualmente se encuentran en equilibrio dinámico y sus efectos serán tales que se generará un déficit de arena en las llanuras mareales, en el bajo exterior del estuario y tendrá sus repercusiones también en el área de equilibrio de la desembocadura y en las playas adyacentes a la boca de la desembocadura. Estos efectos son descritos a continuación.

**Efecto del aumento del prisma de marea en la circulación estuarina y en la extensión de la cuña salina**

Teniendo en cuenta el parámetro adimensional propuesto por Simon (1955) y aplicando el método de las perturbaciones, se obtiene:

$$F + \Delta F = \frac{(Q + \Delta Q)T}{(\Omega + \Delta\Omega)} = \frac{(Q + \Delta Q)T}{\Omega + (\Delta\eta - \alpha)A_f \cdot 10^6} \quad (4.0)$$

$$\Delta F = \frac{\Delta Q T \Omega - Q T \Delta \Omega}{\Omega^2} \quad (4.0)$$

Donde





$\Delta F$ = variación del número adimensional.

$\Delta Q$ = variación del caudal del río (m<sup>3</sup>/s).

Operando se obtiene que:

$$\frac{\Delta F}{F} = \frac{\Delta Q}{Q} - \frac{\Delta \Omega}{\Omega} \tag{4.0}$$

Según la formulación obtenida la variación del parámetro  $F$  dividido por su valor actual aumenta linealmente al aumentar el caudal del río y disminuye linealmente con el aumento del prisma de marea. En la figura 4.7 se muestra de forma gráfica la relación obtenida.

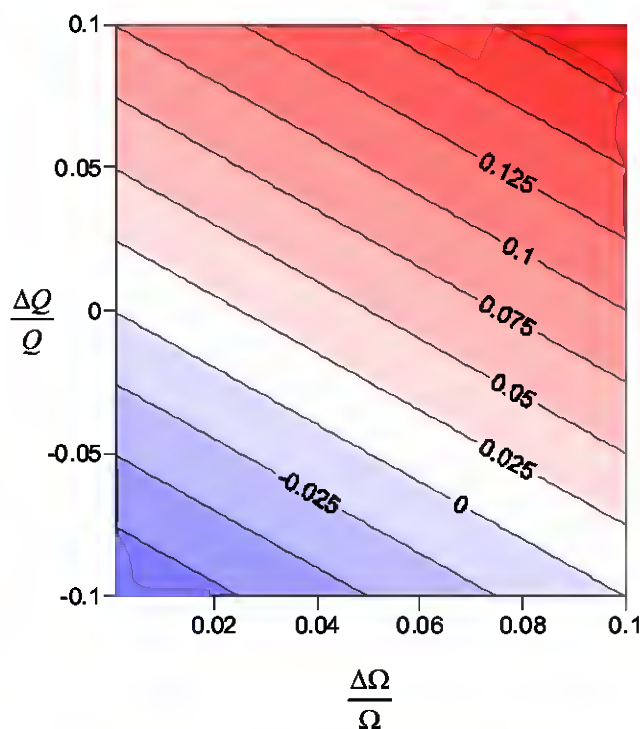


Figura 4.7 Variación del parámetro  $\frac{\Delta F}{F}$  en función de la variación adimensional del caudal y del prisma de marea.

En cuanto a la extensión de la cuña salina, la figura 4.8 muestra de forma gráfica la relación propuesta por Keulegan, que permite obtener la variación de la variable LA en función de la variación de la velocidad del río y de la profundidad. Por ejemplo, supongamos que en la actualidad la profundidad en el estuario es de 6 m y que la velocidad media del río es de 0,5 m/s. Utilizando la gráfica de la figura 4.8 se obtiene que la extensión de la cuña salina es de 2177,7 m. si se produce un aumento del nivel medio de 0,1 m y un aumento de la velocidad del río de 0,1 m/s, se obtiene que la longitud futura es de 1450. Por la tanto, el efecto es tal que en este caso en concreto se produce una disminución de la extensión de la cuña salina de 727 m.





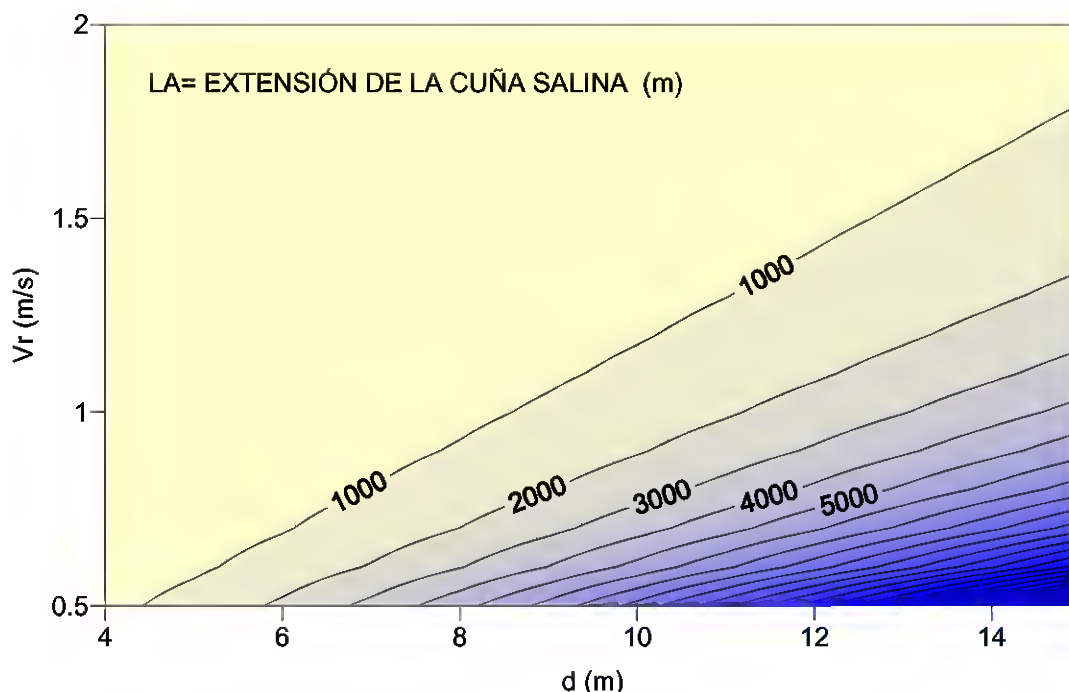


Figura 4.8 Extensión de la cuña salina en función de la profundidad del estuario y de la velocidad del río.

**Efecto del aumento del prisma de marea en las llanuras mareales**

Si la tasa de aumento de la cota de las llanuras mareales no es equivalente al aumento de la del nivel medio, las marismas presentaran un déficit de arena, de forma que su configuración morfológica se encontrará en desequilibrio con las condiciones hidrodinámicas correspondientes. De forma que:

$$\begin{aligned}
 V_m &= V_{m,eq} + \Delta V_m \\
 \Delta V_m &= (\Delta \eta - \alpha)(A_b - 0.025 A_b \sqrt{A_b}) \cdot 10^6
 \end{aligned}
 \tag{4.0}$$

donde:  $V_m$  = volumen de las llanuras mareales (m<sup>3</sup>)

$V_{m,eq}$  = volumen de equilibrio de las llanuras mareales (m<sup>3</sup>)

$\Delta V_m$  = déficit de volumen de las volumen de las llanuras mareales (m<sup>3</sup>)

Las llanuras mareales no podrán volver a su equilibrio dinámico hasta que la tasa del aumento del nivel del mar disminuya y esta sea superada por la tasa de aumento de las





cotas de las marismas por generación de sedimentos en la propia bahía más los aportes fluviales. A partir de este momento el tiempo que tardarán en restablecer el equilibrio dinámico vendrá dada por la siguiente función exponencial:

$$V_m = V_{m,eq}(1 - e^{-\alpha_r t}) \tag{4.0}$$

donde :

$$\alpha_r = \alpha_1 - \Delta\eta > 0 \tag{4.0}$$

En la figura 4.9 se representa de forma gráfica la evolución temporal de la relación entre el volumen de equilibrio de las llanuras mareales y el volumen de las mismas, en función tiempo y en función de la diferencia entre la tasa de aumento del las cotas de las marisma y la tasa del aumento del nivel medio.

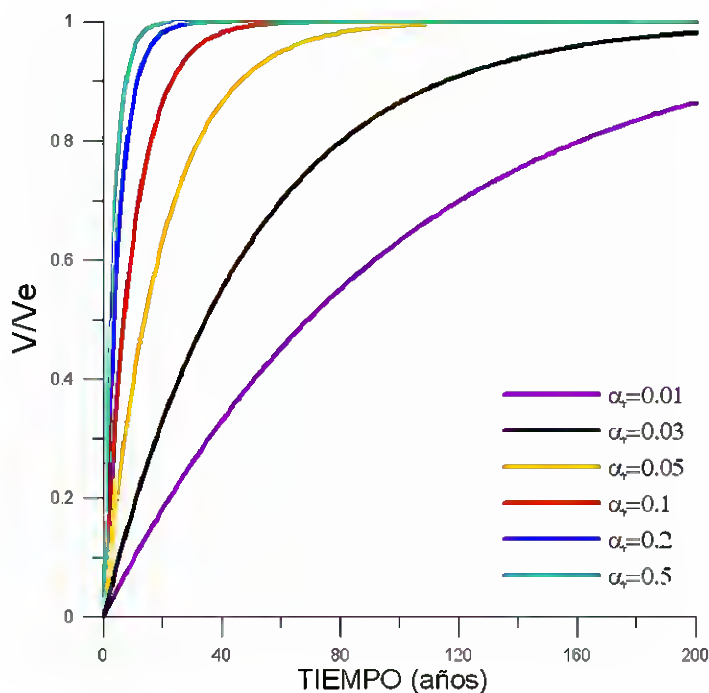


Figura 4.9 Evolución del volumen de sedimento contenido por las llanuras mareales en función del tiempo y en función de la diferencia entre la tasa de crecimiento de la cota de las marismas y de la tasa de aumento de la cota del nivel del mar.

Como puede observarse en la misma, a medida que aumenta el parámetro  $\alpha_r$  menor es el tiempo necesario para que las llanuras mareales restablezcan el equilibrio dinámico con las correspondientes condiciones hidrodinámicas. Hasta que las llanuras mareales del interior del estuario no restablezcan el equilibrio dinámico, se producirá un cambio en el prisma de





marea y esto afectará a la boca de la desembocadura, a los bajos exteriores y a las playas adyacentes.

### **Efecto del aumento del prisma de marea en la boca de la desembocadura**

Teniendo en cuenta la relación presentada por O'Brien (1969), que establece que el área de la sección crítica de la desembocadura es proporcional al prisma de marea, se puede establecer la relación entre la variación del área de la sección crítica de la desembocadura y el aumento del nivel del mar:

$$\begin{aligned} A_{eq,act} &= C' \Omega_{act} \\ A_{eq,fut} &= C'(\Omega_{act} + \Delta\Omega) \end{aligned} \quad (4.0)$$

$$A_{eq,fut} = C' (\Omega_{act} + (\Delta\eta - \alpha)(A_b - 0.025A_b\sqrt{A_b}) \cdot 10^6)$$

donde:  $A_{eq,act}$  = área de la sección de equilibrio actual (m<sup>2</sup>).

$A_{eq,fut}$  = área de la sección de equilibrio actual (m<sup>2</sup>).

$\Omega_{act}$  = prisma de marea actual (m<sup>3</sup>).

Reagrupando los términos:

$$\begin{aligned} \frac{A_{eq,fut}}{A_{eq,act}} &= 1 + \frac{C'(\Delta\eta - \alpha)(A_b - 0.025A_b\sqrt{A_b}) \cdot 10^6}{C' \Omega_{act}} \\ \frac{\Delta A_{eq}}{A_{eq,act}} &= \frac{(\Delta\eta - \alpha)(A_b - 0.025A_b\sqrt{A_b}) \cdot 10^6}{\Omega_{act}} \quad (4.0) \\ \frac{\Delta A_{eq}}{A_{eq,act}} &= \frac{A_f \cdot 10^6}{\Omega_{act}} (\Delta\eta - \alpha) = \frac{\Delta\Omega}{\Omega_{act}} \end{aligned}$$

Según la expresión obtenida, la variación del área de equilibrio es proporcional a la variación del prisma de marea e inversamente proporcional al prisma de marea.

En la figura 4.10 se representa de forma gráfica la variación del área de la sección de equilibrio en función de la diferencia entre la tasa de aumento del nivel del mar y la tasa de aumento de las cotas de las llanuras mareales. Obsérvese que la relación es lineal, que la variación del área de la sección de equilibrio aumenta al aumentar el coeficiente  $(\Delta\eta - \alpha)$  y que es mayor cuanto mayor es la relación entre el área ocupada por las marismas y el prisma de marea actual.



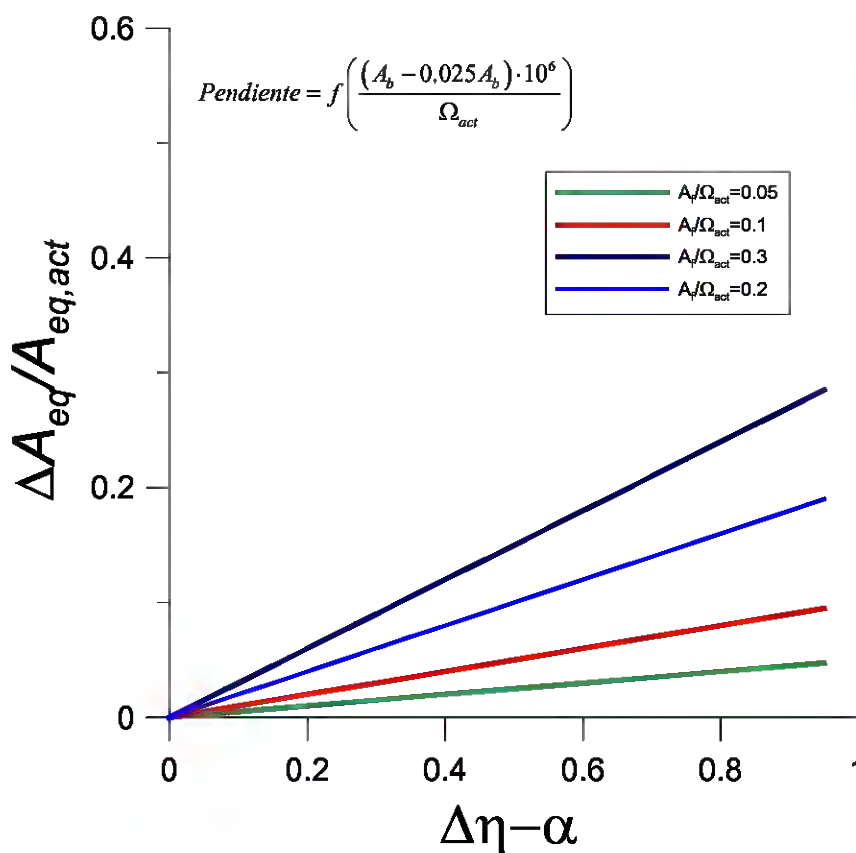


Figura 4.10 Variación del área de la sección de equilibrio en función de la diferencia entre la tasa de crecimiento de la cota de las marismas y de la tasa de aumento de la cota del nivel del mar.

**Efecto del aumento del prisma de marea en el volumen del bajo exterior**

El efecto del aumento del nivel del mar en el volumen de arena contenido por el bajo exterior puede ser cuantificado a partir de la formulación propuesta por Walton y Adams (1976):

$$V_{e,act} = K \Omega_{act}^{1.23} \tag{4.0}$$

donde  $V_{e,act}$  = volumen actual del bajo exterior (m<sup>3</sup>).

$K$  = coeficiente de proporcionalidad.

Aplicando la misma relación para el volumen del bajo exterior en el futuro, teniendo en cuenta el aumento del prisma de marea que puede suponer el aumento del nivel del mar:





$$V_{c, fut} = K (\Omega_{act} + (\Delta\eta - \alpha)(A_b - 0.025 A_b \sqrt{A_b}) \cdot 10^6)^{1.23} \quad (4.0)$$

donde  $V_{c, fut}$  = volumen futuro del bajo exterior ( $m^3$ ).

Restando ambas expresiones:

$$\begin{aligned} \Delta V_e &= K (\Omega_{act} + (\Delta\eta - \alpha)(A_b - 0.025 A_b \sqrt{A_b}) \cdot 10^6)^{1.23} - K (\Omega_{act})^{1.23} \\ \frac{\Delta V_e}{V} &= 1.23 \frac{\Delta \Omega}{\Omega_{act}} \end{aligned} \quad (4.0)$$

donde  $\Delta V_e$  = variación del volumen del bajo exterior ( $m^3$ ).

Según esta expresión, la variación del volumen del bajo exterior depende del prisma de marea actual del estuario, del área ocupada por las marismas y de la diferencia entre la tasa de aumento de la cota de las marismas y la tasa de aumento del nivel del mar.

En la figura 4.11 se muestran diferentes ábacos en función del prisma de marea, que permiten cuantificar la variación del volumen del bajo exterior en función de la diferencia  $(\Delta\eta - \alpha)$  y del área de la bahía.

Tal como indica la figura cuanto mayor es el prisma de marea, el área de la bahía y mayor es la diferencia entre el aumento del nivel medio y el aumento de la cota de las marismas, mayor es la variación del volumen de equilibrio del bajo exterior.

Ya que la dinámica en la zona exterior del estuario, es decir, en la zona donde se sitúan las playas adyacentes, la desembocadura y el bajo exterior, es mucho más activa que la zona interior del estuario, cabe esperar que el restablecimiento del equilibrio dinámico en el bajo exterior se produzca en periodos de tiempo mucho menores y que este volumen que el bajo exterior requiere para llegar a su estado de equilibrio dinámico, en un principio provenga de la playa adyacente, lo que generará un retroceso adicional en la misma.



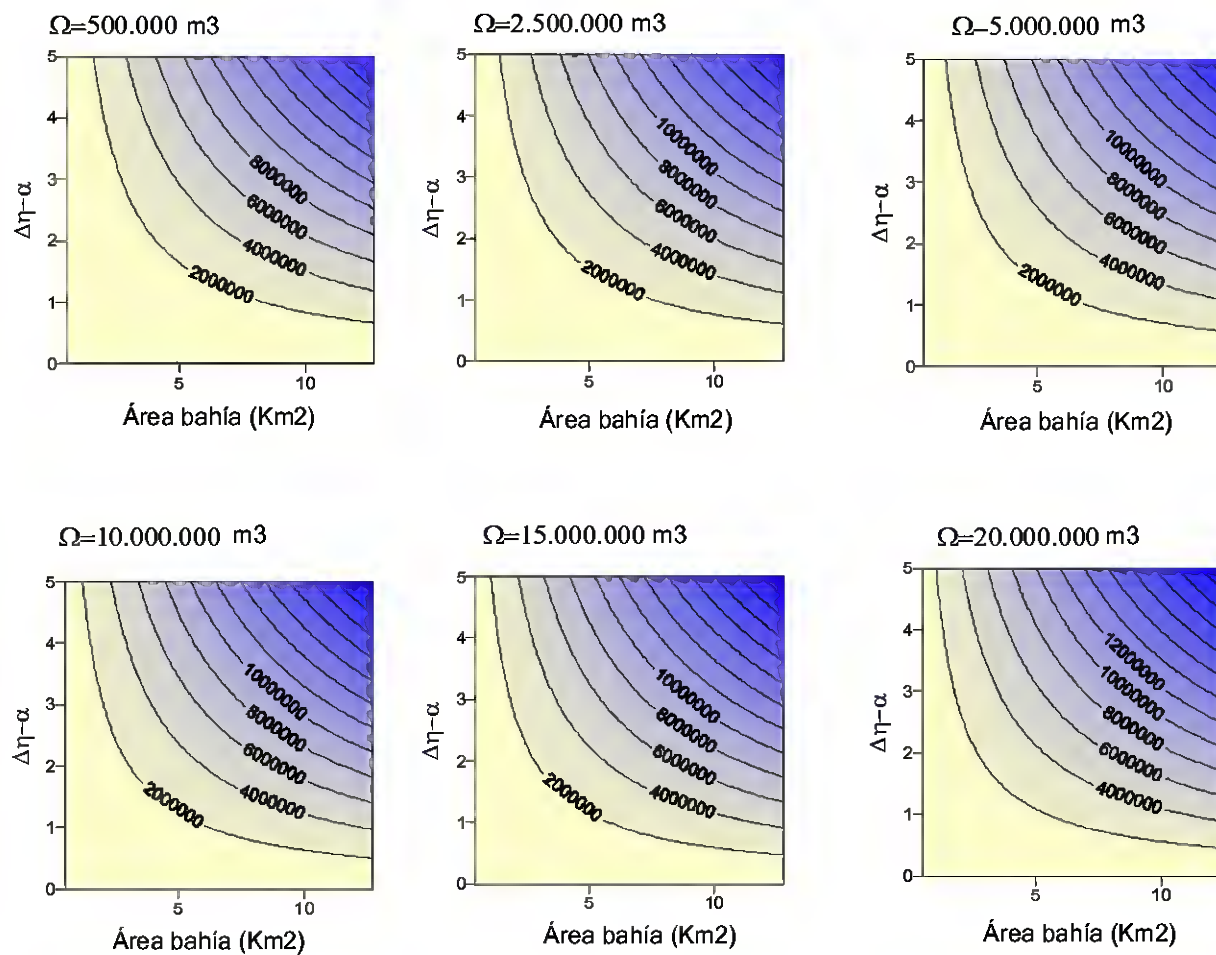


Figura 4.11 Ábacos de la variación del volumen de equilibrio del bajo exterior en función del prisma de marea, que permiten cuantificar la variación del volumen del bajo exterior en función de la diferencia ( $\Delta\eta-\alpha$ ) y del área de la bahía.





### **Efecto del aumento del prisma de marea en la playa adyacente a la desembocadura**

Tal como se ha indicado en el capítulo dedicado al análisis de los efectos del cambio climático en la configuración morfológica de las playas, un aumento del nivel del mar se manifestará en un retroceso de la playa, que será mayor o menor dependiendo de la magnitud del aumento del nivel medio, del tamaño de grano del sedimento que constituye la playa y de la altura de la berma de la misma.

Si además la playa se sitúa adyacente a una desembocadura, esta sufrirá un retroceso adicional debido a que parte de la arena será transportada hacia el bajo exterior, con el objeto de cubrir el déficit de arena que se ha generado. Parte de la arena que cubrirá el déficit de arena del bajo exterior provendrá del mar exterior, y parte del interior de la bahía, que también presentará un déficit de arena, por lo que cabe esperar que la mayor parte de dicha arena provenga de la playa adyacente.

Teniendo en cuenta lo anteriormente mencionado, una vez conocido el volumen de arena que el bajo exterior necesitará para alcanzar su nuevo volumen de equilibrio, la longitud de la playa adyacente y la profundidad de corte del perfil de playa, el retroceso adicional esperado en la playa puede ser estimado a partir de la siguiente formulación:

$$RE_a = \frac{\Delta V_{cq}}{L(h_* + B)} \quad (4.0)$$

Asumiendo que la profundidad de corte y la altura de ola significativa que es superado 12 horas al año es:

$$h_* = 1.57H_{s12} \quad (4.0)$$

Se obtiene que:

$$RE_a = \frac{\Delta V_{cq}}{L(1.57H_{s12} + B)} \quad (4.0)$$

donde  $RE_a$  = retroceso adicional (m).

$L$  = longitud de la playa (m).

$h_*$  = profundidad de corte de la playa (m).

$B$  = altura de la berma (m).





Según esta relación (4.33) el retroceso adicional que sufrirá la playa por el hecho de situarse adyacentemente a una desembocadura, es proporcional a la variación del volumen de equilibrio del bajo exterior e inversamente proporcional a la longitud de la playa, y a la suma de la profundidad de corte y altura de la berma. Este retroceso deberá ser sumado al retroceso obtenido a partir de la regla de Bruun (1962) para calcular el retroceso total que experimentará la playa.

#### 4.6 Orden de magnitud de los efectos

En el presente capítulo se muestran, considerando un estuario tipo y unas variaciones tipo en los procesos de la dinámica marina, los cambios que se obtienen en los elementos morfológicos considerados. Para ello, se ha elaborado la tabla 4.1 en la que se detallan las características del estuario tipo considerado, así como los valores para el aumento del nivel medio del mar, así como para la tasa de generación de sedimento por la propia bahía más la debida a los aportes fluviales. Asimismo, se muestra la localización a lo largo del texto de los ábacos y gráficas que permiten estimar estos cambios de manera directa.

De los valores obtenidos para los dos tipos de estuarios considerados, uno pequeño el otro grande, se observa que las variaciones adimensionales en ambos casos son iguales, tanto para la variación del volumen de los bajos interiores, para el área de la sección crítica así como para el volumen del bajo exterior. En todos los casos las variaciones son del orden del 6-8%. No obstante, las variaciones absolutas siempre serán mayores en los grandes estuarios.

En cuanto en el retroceso adicional que sufrirá la playa adyacente, se observa que en un estuario pequeño, el retroceso es del orden de unos 10 m. No obstante, si el estuario es grande el retroceso puede llegar a ser un orden de magnitud superior.

Con respecto a la variación del parámetro  $F$ , cabe destacar que en el estuario de menor prisma de marea si se produce el aumento de nivel considerado y una disminución del caudal del río de  $20 \text{ m}^3/\text{s}$ , se estima que el parámetro disminuya un 16 % con respecto a su valor actual.

Por otro lado, suponiendo un estuario de 6 m de profundidad sometido a un caudal fluvial tal que la velocidad media sea de 0,5 m/s, se obtiene que la extensión de la cuña salina desde la boca de la desembocadura es de 2177 m. Si el nivel medio aumenta 0,2 m y la velocidad del río se mantiene igual, se obtiene un aumento de la longitud de la cuña de 218 m, es decir se produce un aumento del 10%.







## 4.7 Conclusiones generales

El análisis realizado ha puesto de manifiesto que, el parámetro que en mayor medida determina la configuración morfológica de equilibrio de los distintos elementos que configuran un estuario es el prisma de marea, es decir, el volumen de agua que entra y sale en cada ciclo de marea. Si la tasa de generación de sedimento por la deposición de partículas calcáreas provenientes de conchas y de distintos organismos, sumado a los aportes de los ríos, no es capaz de compensar el déficit de arena que se producirá en el interior de la bahía por el aumento del nivel medio del mar, se producirá un aumento del volumen de agua que entra y sale de la bahía, es decir, del prisma de marea. Las consecuencias del aumento del prisma de marea en la configuración de los distintos elementos morfológicos son las siguientes:

1. Si el prisma de marea o una variación en el caudal del río que desemboca en el estuario se ven modificados por el cambio climático, el tipo de circulación del estuario puede verse modificada. Así mismo en los estuarios donde se produce la cuña salina la extensión de la misma puede verse alterada por cambios en las variables anteriormente citadas.
2. Un aumento del prisma de marea generará un déficit de sedimento en el interior de la bahía, que tenderá a restablecer dicho equilibrio aumentando la cota de las llanuras mareales.
3. Un aumento del nivel medio, traducido en un aumento del prisma de marea, generará un incremento del área de la sección crítica de la desembocadura.
4. El aumento del prisma de marea generado por el aumento del nivel medio del mar, también generará modificaciones en el volumen del bajo exterior, que necesitará contener un mayor volumen de arena para restablecer la condición de equilibrio dinámico, es decir, el bajo exterior presentará un déficit de arena.
5. Dado que la zona exterior de los estuarios es la zona más activa en cuanto a dinámica sedimentaria se refiere, el déficit del bajo exterior será cubierto con arena disponible de la playa adyacente, dando como resultado un retroceso adicional de la línea de costa, cuya magnitud dependerá del grado de desequilibrio generado en el bajo exterior, de la profundidad de corte del perfil de playa y de la longitud de la misma.

En la tabla 4.2 se resumen todas las conclusiones obtenidas, indicando la formulación que nos permite cuantificar los efectos así como la localización a lo largo del texto de las gráficas correspondientes.



IMPACTOS EN  
FASE II A. EFE

EFECTOS EN ESTUARIOS		VALORES DE LOS PARÁMETROS DEL ESTUARIO TIPO Y VALORES TIPO DE LOS PARÁMETROS DE LA DINÁMICA MARINA	CAMBIOS CONSIDERADOS EN LOS PARÁMETROS DE LA DINÁMICA MARINA	VALORES OBTENIDOS DE LOS EFECTOS	LOCALIZACIÓN ÁBACOS
DÉFICIT DE ARENA EN LOS BAJOS INTERIORES O LLANURAS MAREALES	Por aumento del nivel medio y por la tanto del prisma de marea	-Ω= 3.600.000 m <sup>3</sup> . -A <sub>s</sub> =1.200.000 m <sup>2</sup> . -α= 0,01 m	Δη=0,2 m ↓ Δη-α>0	$\frac{\Delta V_m}{V_{m,act}} = 0,063$	SECCIÓN II. CAPÍTULO 4
		-Ω= 30.000.000 m <sup>3</sup> . -A <sub>s</sub> =10.000.000 m <sup>2</sup> . -α= 0,01 m	Δη=0,2 m ↓ Δη-α>0	$\frac{\Delta V_m}{V_{m,act}} = 0,063$	PÁGINA 4.25 FIGURA 4.9
AUMENTO DE LA SECCIÓN DE EQUILIBRIO DE LA BOCA DE LA DESEMBOCADURA	Por aumento del nivel medio y por la tanto del prisma de marea	-Ω= 3.600.000 m <sup>3</sup> . -A <sub>s</sub> =1.200.000 m <sup>2</sup> . -α= 0,01 m	Δη=0,2 m ↓ Δη-α>0	$\frac{\Delta A_{cq}}{A_{cq,act}} = 0,063$	PÁGINA 4.27 FIGURA 4.10
		-Ω= 30.000.000 m <sup>3</sup> . -A <sub>s</sub> =10.000.000 m <sup>2</sup> . -α= 0,01 m	Δη=0,2 m ↓ Δη-α>0	$\frac{\Delta A_{cq}}{A_{cq,act}} = 0,063$	
AUMENTO DEL VOLUMEN DE EQUILIBRIO DEL VOLUMEN DEL BAJO EXTERIOR	Por aumento del nivel medio y por la tanto del prisma de marea	-Ω= 3.600.000 m <sup>3</sup> . -A <sub>s</sub> =1.200.000 m <sup>2</sup> . -α= 0,01 m	Δη=0,2 m ↓ Δη-α>0	$\frac{\Delta V_e}{V_{e,act}} = 0,078$	PÁGINA 4.29 FIGURA 4.11
		-Ω= 30.000.000 m <sup>3</sup> . -A <sub>s</sub> =10.000.000 m <sup>2</sup> . -α= 0,01 m	Δη=0,2 m ↓ Δη-α>0	$\frac{\Delta V_e}{V_{e,act}} = 0,078$	
RETROCESO DEL LA PLAYA ADYACENTE A LA BOCA DE LA DESEMBOCADURA	Por aumento del nivel medio y por la tanto del prisma de marea	-Ω= 3.600.000 m <sup>3</sup> . -A <sub>s</sub> =1.200.000 m <sup>2</sup> . -α= 0,01 m -H <sub>s12</sub> = 5 m. -B= 1 m -L= 1000 m.	Δη=0,2 m ↓ Δη-α>0	$RE_a = 6,61 m$	
		-Ω= 30.000.000 m <sup>3</sup> . -A <sub>s</sub> =10.000.000 m <sup>2</sup> . -α= 0,01 m -H <sub>s12</sub> = 5 m. -B= 1 m -L= 1000 m.	Δη=0,2 m ↓ Δη-α>0	$RE_a = 89,83 m$	
VARIACIÓN DEL NÚMERO ADIMENSIONAL DE LA ESTRATIFICACIÓN	Por aumento del nivel medio y por lo tanto del prisma de marea y por variación del caudal del río	-Ω= 3.600.000 m <sup>3</sup> . -A <sub>s</sub> =1.200.000 m <sup>2</sup> . -α= 0,01 m -Q= 200 m <sup>3</sup> /s	Δη=0,2 m ↓ Δη-α>0 ΔQ= -20 m <sup>3</sup> /s	$\frac{\Delta F}{F} = -0.16$	PÁGINA 4.23 FIGURA 4.7
VARIACIÓN DE LA EXTENSIÓN DE LA CUÑA SALINA	Por aumento del nivel medio y por variación del caudal del río	-d= 6 m -V <sub>r</sub> = 0,5 m/s - $\frac{\Delta \rho}{\rho_m} = 0.02$	Δη=0,2 m	$\Delta LA = 218 m$	



Tabla 4.1 Tabla en la que se comparan los ordenes de magnitud de los posibles efectos del cambio climático en estuarios.

EFECTOS EN ESTUARIOS	VARIABLES DE LAS QUE DEPENDE	VARIABLES DE LAS QUE DEPENDE Y PUEDEN VERSE AFECTADOS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO	FÓRMULAS QUE PERMITEN CUANTIFICAR LAS VARIACIONES DEL INDICADOR	LOCALIZACIÓN ÁBACOS
----------------------	------------------------------	---	---	---------------------





<p><b>DÉFICIT DE ARENA EN LOS BAJOS INTERIORES O LLANURAS MAREALES</b></p>	<p>Por aumento del nivel medio y por la tanto del prisma de marea</p>	<p>- <math>\Omega</math>= Prisma de marea (m<sup>3</sup>). - <math>A_b</math>= Área de la bahía (Km<sup>2</sup>)</p>	<p><math>\Delta\eta</math>= variación del nivel del mar (m). ↓ <math>\Delta\eta-\alpha&gt;0</math> ↓ <math>\Delta\Omega</math>= variación del prisma de marea (m<sup>3</sup>).</p>	$\Delta V_m = (\Delta\eta - \alpha)(A_b - 0.025A_b\sqrt{A_b}) \cdot 10^6$ $V_m = V_{m,cq}(1 - e^{-\alpha_r t})$ $\alpha_r = \alpha_1 - \Delta\eta > 0$	<p>PÁGINA 4.25 FIGURA 4.9</p>
<p><b>AUMENTO DE LA SECCIÓN DE EQUILIBRIO DE LA BOCA DE LA DESEMBOCADURA</b></p>	<p>Por aumento del nivel medio y por la tanto del prisma de marea</p>	<p>- <math>\Omega</math>= Prisma de marea (m<sup>3</sup>). - <math>A_f</math>= Área de las llanuras mareales (Km<sup>2</sup>)</p>	<p><math>\Delta\eta</math>= variación del nivel del mar (m). ↓ <math>\Delta\eta-\alpha&gt;0</math> ↓ <math>\Delta\Omega</math>= variación del prisma de marea (m<sup>3</sup>).</p>	$\frac{\Delta A_{cq}}{A_{cq,act}} = \frac{A_f \cdot 10^6}{\Omega_{act}} (\Delta\eta - \alpha)$	<p>PÁGINA 4.27 FIGURA 4.10</p>
<p><b>AUMENTO DEL VOLUMEN DE EQUILIBRIO DEL VOLUMEN DEL BAJO EXTERIOR</b></p>	<p>Por aumento del nivel medio y por la tanto del prisma de marea</p>	<p>- <math>\Omega</math>= Prisma de marea (m<sup>3</sup>). - <math>A_b</math>= Área de la bahía (Km<sup>2</sup>)</p>	<p><math>\Delta\eta</math>= variación del nivel del mar (m). ↓ <math>\Delta\eta-\alpha&gt;0</math> ↓ <math>\Delta\Omega</math>= variación del prisma de marea (m<sup>3</sup>).</p>	$\Delta V_e = K (\Omega_{act} + (\Delta\eta - \alpha)(A_b - 0.025A_b\sqrt{A_b}) \cdot 10^6)^{1.23} - K (\Omega_{act})^{1.23}$	<p>PÁGINA 4.29 FIGURA 4.11</p>
<p><b>RETROCESO DEL LA PLAYA ADYACENTE A LA BOCA DE LA DESEMBOCADURA</b></p>	<p>Por aumento del nivel medio y por la tanto del prisma de marea</p>	<p>- <math>H_{s12}</math>= altura de ola significativa que es superada 12 horas al año (m). - <math>B</math>= altura de la berma de la playa (m) - <math>L</math>= longitud de la playa (m) - Déficit del bajo exterior (m<sup>3</sup>)</p>	<p><math>\Delta\eta</math>= variación del nivel del mar (m). ↓ <math>\Delta\eta-\alpha&gt;0</math> ↓ <math>\Delta\Omega</math>= variación del prisma de marea (m<sup>3</sup>).</p>	$RE_a = \frac{\Delta V_{cq}}{L(1.57H_{s12} + B)}$	
<p><b>VARIACIÓN DEL NÚMERO ADIMENSIONAL DE LA ESTRATIFICACIÓN</b></p>	<p>Por aumento del nivel medio y por lo tanto del prisma de marea y por variación del caudal del río</p>	<p>- <math>\Omega</math>= Prisma de marea (m<sup>3</sup>). - <math>A_b</math>= Área de la bahía (Km<sup>2</sup>) - <math>Q</math>= caudal del río (m<sup>3</sup>/s) - <math>T</math>= periodo de la marea (s)</p>	<p><math>\Delta\eta</math>= variación del nivel del mar (m). ↓ <math>\Delta\eta-\alpha&gt;0</math> ↓ <math>\Delta\Omega</math>= variación del prisma de marea (m<sup>3</sup>). <math>\Delta Q</math>= variación del caudal del río (m<sup>3</sup>/s)</p>	$\frac{\Delta F}{F} = \frac{\Delta Q}{Q} - \frac{\Delta \Omega}{\Omega}$	<p>PÁGINA 4.23 FIGURA 4.7</p>
<p><b>VARIACIÓN DE LA EXTENSIÓN DE LA CUÑA SALINA</b></p>	<p>Por aumento del nivel medio y por variación del caudal del río</p>	<p>- <math>d</math>= profundidad del estuario (m) - <math>V_r</math>= velocidad del río (m/s) - <math>\frac{\Delta \rho}{\rho_m}</math> = relación entre la diferencia de densidad y la densidad media</p>	<p><math>\Delta\eta</math>= variación del nivel del mar (m). <math>\Delta Q</math>= variación del caudal del río (m<sup>3</sup>/s)</p>	$\frac{LA}{d} = \left( \frac{0.88}{280R_d^{-1} + 0.148R_d^{-1/4}} \right) (2F_d)^{-5/2}$	

Tabla 4.2. Tabla en la que se resumen los posibles efectos del cambio climático en estuarios.



IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL

---



FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO  
CLIMÁTICO EN EL LITORAL

**SECCIÓN II : ANÁLISIS TEÓRICO DE LOS EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN  
LA COSTA**

**CAPÍTULO 5. EFECTOS EN LOS  
SISTEMAS DUNARES**

---



## 5. EFECTOS EN LOS SISTEMAS DUNARES

### 5.1 Introducción

Los sistemas dunares constituyen elementos morfológicos de gran importancia ambiental. Por un lado, en ellos se desarrollan ecosistemas muy peculiares cuyo valor ecológico es muy elevado. Por otro lado, cuando las dunas están considerablemente desarrolladas, estas proporcionan cierta protección frente a la inundación que puede producir el aumento del nivel medio y el rebase del oleaje durante eventos extremos de tormentas. Más aún, ya que estas constituyen zonas de parada en cuanto al transporte eólico se refiere, protegen la región de tierra adentro de la arena procedente de la playa. Por otro lado, el sedimento acumulado en las dunas actúa como una fuente de sedimento adicional que durante los eventos de tormentas es transportada por las corrientes longitudinales y transversales.

Dada la importancia ambiental que poseen estos elementos costeros y la protección que proporcionan ante eventos de temporales, es imprescindible analizar los factores que determinan el crecimiento y erosión las dunas y evaluar los posibles efectos que el cambio climático pueda generar. Para tal fin, se desarrolla el presente capítulo que se estructura de la siguiente manera: en primer lugar se definen y se describen los sistemas dunares. Posteriormente se analizan las escalas espacio temporales de los procesos involucrados en la formación de los sistemas dunares. En el apartado 4 se estudian los procesos a corto plazo y las posibles implicaciones del cambio climático a corto plazo. Tras ello se hace el análisis a largo plazo. En el apartado 6 se comparan los ordenes de magnitud de los efectos, dedicándose el último apartado a resumir las conclusiones generales.

### 5.2 Definición y descripción de los sistemas dunares de la costa española

Los sistemas dunares, acumulaciones de arena situados en el trasdos de las playas, son formados debido a la obstrucción que las plantas y otros tipos de obstáculos suponen frente al transporte de sedimento por viento, desde la zona de la playa hacia la zona de tierra, y que en condiciones de temporales son erosionadas por el efecto del aumento del nivel medio.

Estos elementos litorales son más frecuentes en costas de carácter disipativo, con fuertes vientos provenientes del mar y con abundante aporte de sedimentos de material arenoso. En la Península Ibérica, los mayores sistemas dunares costeros se encuentran en las desembocaduras de los grandes ríos, y con más frecuencia en la dirección de deriva litoral. En concreto, los sistemas dunares más extensos se encuentran en la costa atlántica al oeste de Andalucía. Aquí encontramos varios deltas los cuales han aportado gran cantidad de





sedimentos al mar y han ayudado a crear uno de los sistemas dunares más importantes de Europa, que se encuentra en el Parque Nacional del Coto de Doñana. El parque está formado por playas, dunas primarias, dunas móviles (de una altura aproximada de 30 m) y dunas fijas que encierran un importante humedal. En comparación los sistemas dunares de la costa Este Mediterránea son más pequeños, están más dispersos y no son tan altos (no miden más de 20 m). En la cornisa cantábrica, las áreas de dunas son escasas debido a la falta de sedimentos en la zona cercana a la costa y a la ausencia de cursos fluviales de gran magnitud. Aparte de Corrubedo (Galicia) sólo aparecen unas pocas dunas cerca de las desembocaduras de los ríos, no obstante existen sistemas dunares importantes como Liencres, el puntal de Somo y Oyambre.

Los primeros pasos de formación de las dunas, parten de la banda de residuos que se acumula a lo largo de la línea de de pleamar, que proporciona nutrientes humedad y resguardo favoreciendo de esta forma el crecimiento de la vegetación.

La posición de estas dunas “embrionarias” está controlada por la acción de las olas y las mareas, que transportan y provocan deposición de distintos materiales como tronco, algas y semillas. Cuando la playa acaba en acantilado y la línea de acumulación se encuentra en su base, el material acumulado se cubre rápidamente de arena, aunque estas dunas suelen tener carácter ocasional, y se destruyen con la llegada de fuertes tormentas. Cuando la anteplaya es muy ancha o los cantiles muy altos, la banda de residuos no forma un línea definida, por lo que las dunas “embrionarias” se forman a modo de islas de vegetación.

Estas dunas embrionarias son las precursoras de los relieves sedimentarios permanentes que van incrementando paulatinamente de la densidad y diversidad de la vegetación hacia el interior. Tras las dunas embrionarias se forma el cordón de dunas primarias, caracterizadas por una fuerte exposición a los efectos del viento proveniente del mar. El efecto de protección del cordón de dunas primarias, provoca mayor resguardo en las dunas secundarias que tienen más diversidad y densidad de vegetación y cuando los sedimentos están totalmente fijados se desarrollan las denominadas paleo dunas.

Tal como se describirá posteriormente, el crecimiento vertical y horizontal de las dunas depende de la interacción entre el suministro de arena, el crecimiento de la vegetación y el viento.





### 5.3 Escalas espacio temporales de los procesos sedimentarios en sistemas dunares

Ya se ha comentado en los apartados anteriores que el crecimiento dunar se debe esencialmente al transporte eólico desde la playa hacia el trasdos de la misma. Sin embargo, este crecimiento también se ve limitado en función del número de tormentas, su intensidad y de su persistencia, así como en función del régimen de inundación en el trasdos de la playa, que a su vez depende del régimen de mareas meteorológicas, del aumento del nivel medio por la rotura del oleaje así como del régimen de la marea astronómica. Todos estos procesos presentan escalas temporales de muy diversa índole, lo que dificulta el entendimiento y el modelado de los procesos sedimentarios en los sistemas dunares. No obstante, al igual que ocurre en las playas y en los estuarios, cabe esperar que los sistemas dunares presenten una morfología media que está en equilibrio con las dinámicas actuantes a largo plazo. Sin embargo, y por desgracia, el estado del conocimiento sobre la relación entre estas morfologías de equilibrio de las dunas y la dinámica actuante es muy pobre, de forma que la única vía de análisis consiste en estudiar los procesos a corto plazo y mediante la integración temporal obtener una idea de cuál va a ser el comportamiento del sistema a largo plazo. Por esta razón, en el presente capítulo se hace un mayor énfasis a los procesos a corto plazo, aunque también se dedique un apartado al análisis a largo plazo.

### 5.4 Análisis a corto plazo

#### 5.4.1 Introducción

En este apartado se describen las formulaciones existentes para la estimación del transporte eólico potencial, se analiza de qué factores dependen estas formulaciones y se estudia cuáles pueden verse afectadas por los efectos del cambio climático. Posteriormente, y mediante el método de las perturbaciones, se evalúan los posibles efectos ante diferentes escenarios de cambio climático.

#### 5.4.2 Descripción de los procesos de transporte eólico

El factor principal que gobierna el crecimiento dunar es el transporte de arena desde la playa hacia la zona del trasdos de la playa, en la dirección perpendicular a la dirección de la línea de costa.

$$q_n = q_t \cos \alpha \quad (5.0)$$





Donde:

- $q_t$  = transporte potencial de sedimento por el efecto del viento ( $m^3/(ms)$ ).
- $q_n$  = transporte potencial de sedimento por el efecto del viento en la dirección perpendicular a la línea de costa ( $m^3/(ms)$ ).
- $\alpha$  = ángulo formado entre la dirección del viento y la línea hacia mar adentro perpendicular a la línea de costa.

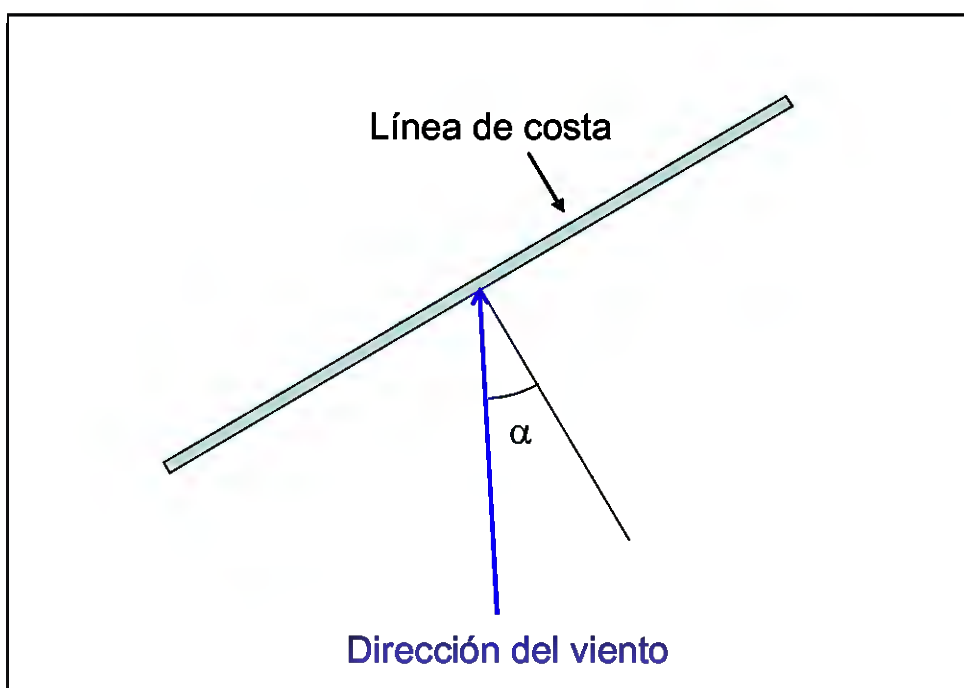


Figura 5.1 Sistema de coordenadas considerado.

Existen diversas formulaciones empíricas que permiten estimar el transporte potencial de arena en función la intensidad del viento y el tamaño del sedimento. Entre ellas la que mayor correlación presenta entre datos medidos en modelos físicos y datos tomados en campañas de campo es la formulación propuesta por Hsu (1986), que propone la siguiente relación:

$$q_t = K \left[ \frac{u_*}{\sqrt{gD}} \right]^3 \tag{5.0}$$

$$U_z = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left( \frac{Z_0 + Z}{Z_0} \right) \tag{5.0}$$

Donde:







$q_t$  = Transporte potencial (gr/(cm s))

$u_*$  = Velocidad de fricción del viento (m/s)

$g$  = Aceleración gravitacional ( $m/s^2$ )

$D_{50}$  = Diámetro medio del sedimento (mm)

$K$  = Coeficiente dimensional del transporte de sedimento eólico (gr/(cm s)).

$U_z$  = Velocidad media del viento a una altura  $Z$  (m/s).

$Z$  = Distancia desde la superficie de la tierra (m).

$Z_0$  = Rugosidad de la superficie en la que fluye el viento (m).

$\kappa$  = Constante de von Karman (0.4).

Según la relación presentada por Hsu (1986) el transporte potencial eólico de sedimento es proporcional al cubo del número adimensional de Froude. Mediante el ajuste con datos experimentales, figura 5.2, se obtuvo la siguiente relación entre el diámetro medio del sedimento y el coeficiente dimensional  $K$ .

$$K = e^{-9.63+4.91D_{50}} \quad (5.0)$$

Las ecuaciones planteadas por Hsu (1986) pueden ser utilizadas en función del tamaño de grano medio del sedimento y de la intensidad del viento.



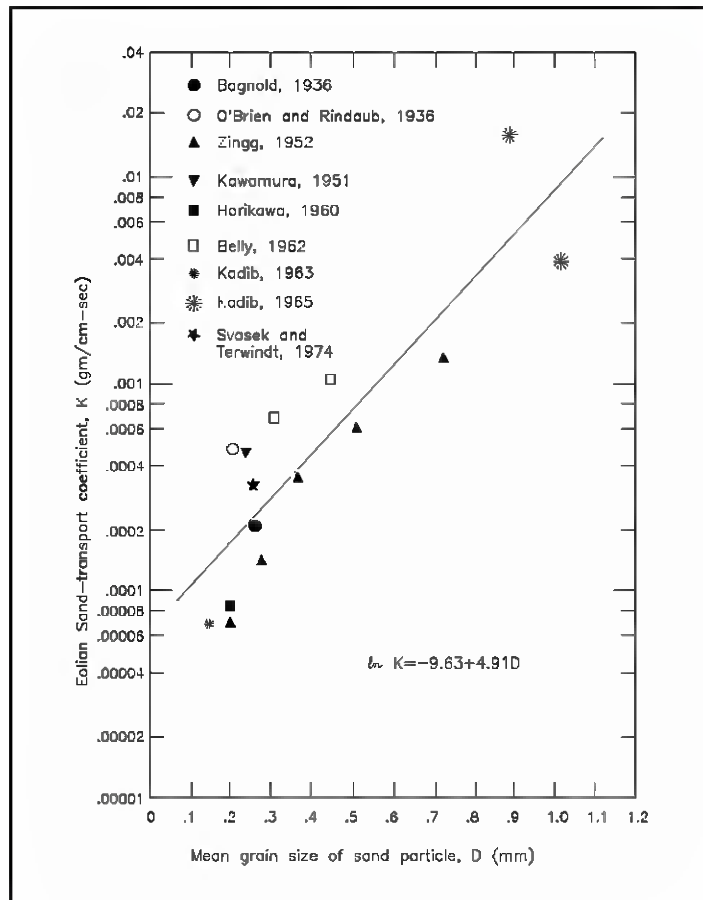


Figura 5.2 Ajuste del coeficiente dimensional K en función del tamaño medio del sedimento D. Tomado de Hsu (1977).

La versión adimensional de la ecuación 5.2 es la siguiente:

$$\frac{q_t}{v_a \rho_a} = K' \left[ \frac{u_*}{\sqrt{gD_{50}}} \right]^3 \tag{5.0}$$

$$K' = e^{-1+4.97D_{50}} \tag{5.0}$$

Donde:

$v_a$  = Viscosidad cinemática del aire ( $\text{cm}^2/\text{s}$ )

$\rho_a$  = Densidad del aire ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )

**Iniciación del transporte eólico del sedimento**





Para que se inicie el transporte de sedimento por la acción del viento, la tensión tangencial en la capa límite de la atmósfera debe superar un valor crítico a partir del cual se inicia el movimiento del sedimento. El valor crítico de la velocidad de fricción a partir del que se inicia el movimiento puede ser estimado considerando la relación presentada por Bagnold (1941):

$$u_{*,cr} = 0.118 \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho_a) g D_{50}}{\rho_a}} \quad (5.0)$$

Donde:

$\tau_{cr}$  = Tensión tangencial crítica de inicio de movimiento ( $\text{N/m}^2$ ).

$\rho_a$  = Densidad del aire ( $\text{Kg/m}^3$ ).

$\rho_s$  = Densidad del sedimento ( $\text{Kg/m}^3$ )

Por lo tanto, si la velocidad de fricción del viento  $u^*$  es mayor que la velocidad de fricción de inicio de movimiento el transporte potencial eólico puede ser cuantificada a partir de la siguiente formulación:

$$q_n = v_a \rho_a \left( e^{-1+4.97D} \right) \left( \frac{U_z \kappa}{\ln \left( \frac{Z_0 + Z}{Z_0} \right) \sqrt{gD}} \right)^3 \cos \alpha \quad (5.0)$$

Esta última ecuación pone de manifiesto que el transporte eólico de sedimento depende básicamente del tamaño medio del sedimento ( $D^{50}$ ), de la rugosidad de la superficie sobre la cual fluye el viento ( $Z^0$ ), de la intensidad media del viento a cierta altura  $Z$  y de la dirección  $\alpha$ .

De estas variables que determinan el transporte eólico, son la intensidad media del viento a cierta altura y la dirección  $\alpha$  las variables que pueden verse modificadas por el efecto del cambio climático.





### **5.4.3 Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en las tasa de transporte eólico potencial**

En este apartado se determina, mediante el método de las perturbaciones, las variaciones que puedan suponer en la tasa de transporte eólico de sedimentos los pequeños cambios en la dirección predominante del viento y en su intensidad. La ecuación que relaciona las características del viento y del sedimento con la tasa de transporte potencial es la siguiente:

$$q_n = C \left( \frac{U_z}{L} \right)^3 \cos \alpha \quad (5.0)$$

Donde:

$$C = v_a \rho_a \left( e^{-1+4.97D} \right) \quad (5.0)$$

$$L = \frac{\kappa}{\ln \left( \frac{Z_0 + Z}{Z_0} \right) \sqrt{gD}} \quad (5.0)$$

Suponiendo que en un futuro el transporte potencial será igual al transporte potencial actual más una variación de dicho transporte, que la intensidad de viento futura, será igual a la intensidad actual más una perturbación, y que la dirección del viento será igual a la actual más una perturbación:

$$U_{z, futuro} = U_z + \delta U_z \quad (5.0)$$

$$\alpha_{ futuro} = \alpha + \delta \alpha \quad (5.0)$$

$$q_{n, futuro} = q_n + \delta q_n \quad (5.0)$$

se obtiene que:

$$q_n + \delta q_n = C \left( \frac{(U_z + \delta U_z)}{L} \right)^3 \cos(\alpha + \delta \alpha) \quad (5.0)$$





$$q_n + \delta q_n \approx \frac{C}{L^3} U_z^3 \left( 1 + \frac{\delta U_z}{U_z} \right)^3 (\cos \alpha \cos \delta \alpha - \text{sen} \alpha \text{sen} \delta \alpha) \quad (5.0)$$

$$q_n + \delta q_n \approx \frac{C}{L^3} U_z^3 \left( 1 + \frac{3\delta U_z}{U_z} \right) (\cos \alpha - \delta \alpha \text{sen} \alpha) \quad (5.0)$$

$$q_n + \delta q_n \approx \frac{C}{L^3} (U_z^3 + 3U_z^2 \delta U_z) (\cos \alpha - \delta \alpha \text{sen} \alpha) \quad (5.0)$$

$$q_n + \delta q_n \approx \frac{C}{L^3} U_z^3 \cos \alpha + \frac{C}{L^3} 3U_z^2 \delta U_z \cos \alpha - \delta \alpha \text{sen} \alpha \frac{C}{L^3} U_z^3 - \delta \alpha \text{sen} \alpha \frac{C}{L^3} 3U_z^2 \delta U_z \quad (5.0)$$

Despreciando los términos de segundo orden se obtiene:

$$\delta q_n \approx \frac{C}{L^3} 3U_z^2 \delta U_z \cos \alpha - \delta \alpha \text{sen} \alpha \frac{C}{L^3} U_z^3 \quad (5.0)$$

Dividiendo la ecuación por  $q_n$ :

$$\frac{\delta q_n}{q_n} = 3 \frac{\delta U_z}{U_z} - \delta \alpha \text{tg} \alpha \quad (5.0)$$

Esta relación indica que la variación adimensional del transporte de sedimento por viento es la suma lineal de la variación del transporte por variación en la intensidad del viento y la variación debida a un cambio en la dirección del viento.

$$\begin{aligned} \frac{\delta q_n}{q_n} &= \frac{\delta q_1}{q_n} + \frac{\delta q_2}{q_n} \\ \frac{\delta q_1}{q_n} &= 3 \frac{\delta U_z}{U_z} \\ \frac{\delta q_2}{q_n} &= -\delta \alpha \text{tg} \alpha \end{aligned} \quad (5.0)$$



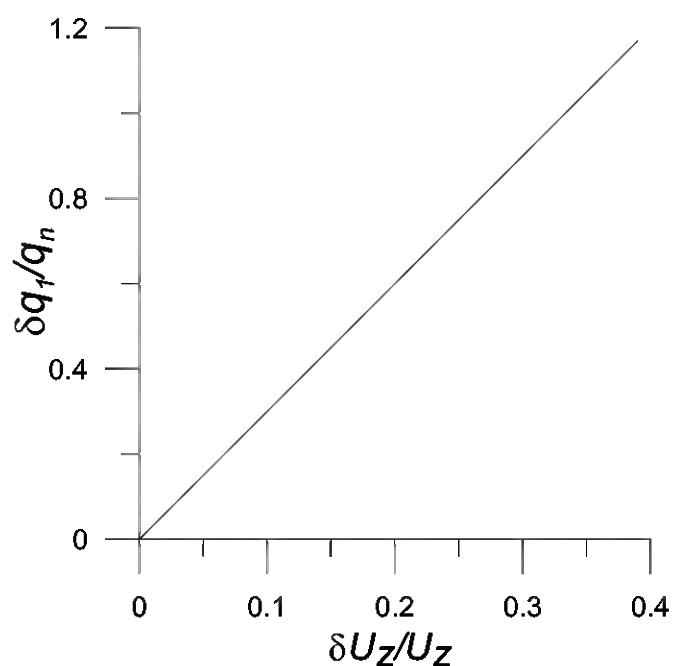


Figura 5.3 Variación del transporte potencial adimensional  $\delta q_s / q_n$  en función de la variación adimensional de la intensidad del viento.

Las figuras 5.3 y 5.4 permiten de forma gráfica estimar la variación adimensional del transporte de sedimento en función de la variación adimensional de la intensidad del viento y en función de la variación del ángulo  $\alpha$ , siendo la variación adimensional total es la suma de los valores obtenidos a partir de las dos gráficas.



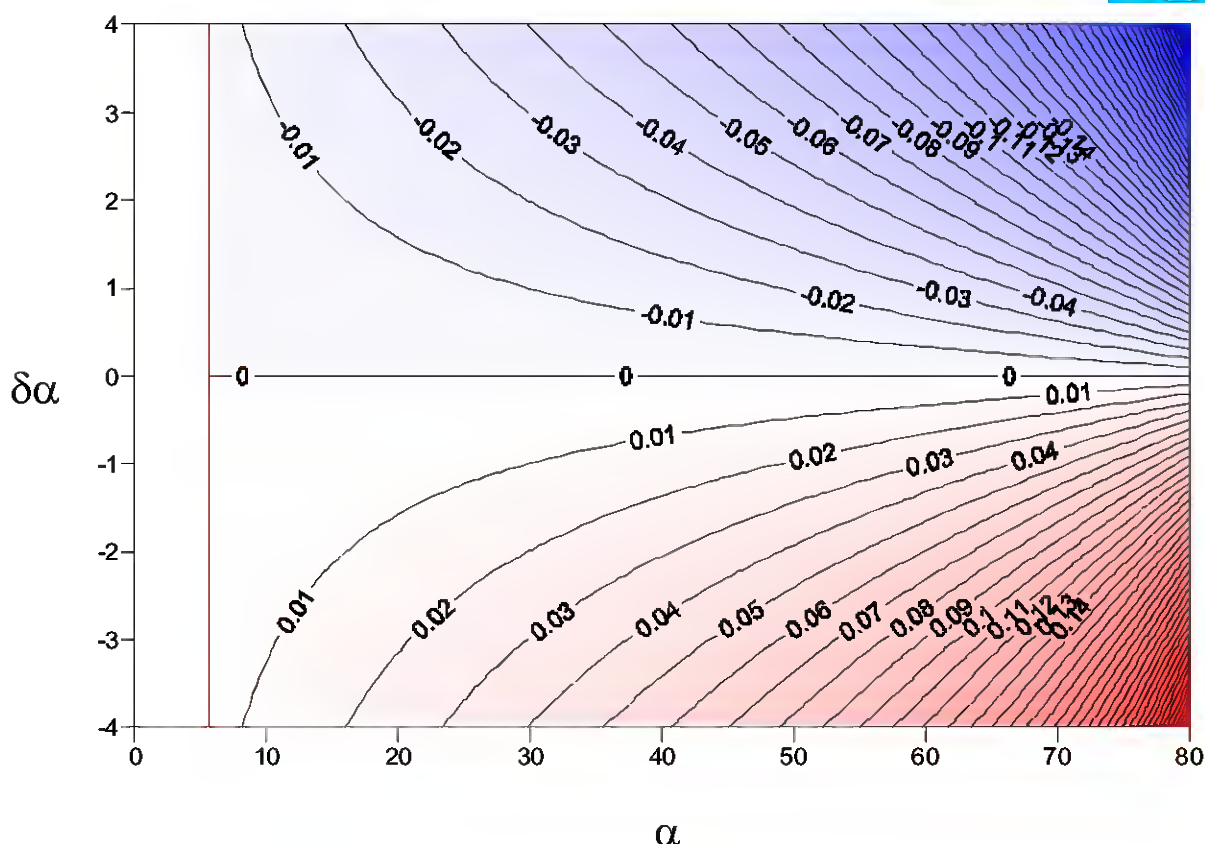


Figura 5.4 Variación del transporte potencial adimensional  $\delta q_2/q_n$  en función de la dirección del viento y de la variación de la dirección del viento.

La capacidad de transporte de sedimento por la acción del viento indica cuál es la tasa de crecimiento dunar. Sin embargo, el considerar que este transporte potencial es equivalente a la tasa de crecimiento dunar, conlleva intrínsecamente el asumir que en los sistemas dunares solamente se produce la acumulación de arena, sin que actúe ningún proceso erosivo. Más aún, el proceso de retención de arena por el sistema dunar se asume perfecto.

Sin embargo, en muchas ocasiones, como por ejemplo ante eventos de tormenta en los que se produce un aumento del nivel medio por marea meteorológica o por la propia rotura del oleaje en la zona de rompientes de las playas, las dunas son erosionadas parcial o totalmente, de forma que en los eventos más severos pueden llegar incluso a desaparecer los sistemas dunares.





Por otro lado, existe otro factor, exactamente la variación del nivel medio, que sí puede verse modificado por el efecto del cambio climático, y que puede suponer erosiones significativas en los sistemas dunares actuales.

## **5.5 Análisis a largo plazo**

### **5.5.1 Introducción**

En el apartado dedicado a la descripción de los procesos actuantes en los sistemas dunares, se ha mencionado que actualmente se carece de formulaciones que relacionen la morfología de equilibrio de las dunas con la dinámica actuante, lo que hace que un análisis a largo plazo propiamente dicho no pueda realizarse. No obstante, tal como se ha mencionado reiteradamente, el régimen del nivel del mar es un factor limitante en el crecimiento dunar y los efectos de las variaciones del nivel medio del mar pueden ser cuantificados teniendo en cuenta la regla de Bruun (1962), que ha sido descrita en el capítulo dedicado al análisis de los efectos en las playas, y que establece que un aumento en el nivel del mar generará una erosión de la zona del trasdos de la playa. Por lo tanto, a continuación se procede a estudiar cuáles son los efectos de la variación del nivel medio del mar en los sistemas dunares.

### **5.5.2 Cuantificación de la erosión dunar en función de del aumento del nivel medio**

Mediante la aplicación de la regla de Bruun (1962), considerando la existencia de las dunas es posible establecer el volumen de arena que será erosionada en función de las características de los siguientes parámetros (ver figura 5.5):

- Parámetros característicos del sistema dunar:
  - Altura de las dunas,  $D$ .
- Parámetros característicos de la playa contigua al sistema dunar:
  - Diámetro medio de la arena que constituye la playa,  $D_{50}$ .
  - Altura de ola significativa que es excedida 12 horas al año, y que determina la profundidad de corte de la playa,  $H_{s12}$ .







- Extensión de playa seca, A.
- Altura de la berma, B.
- Aumento del nivel medio,  $\Delta\eta$ .

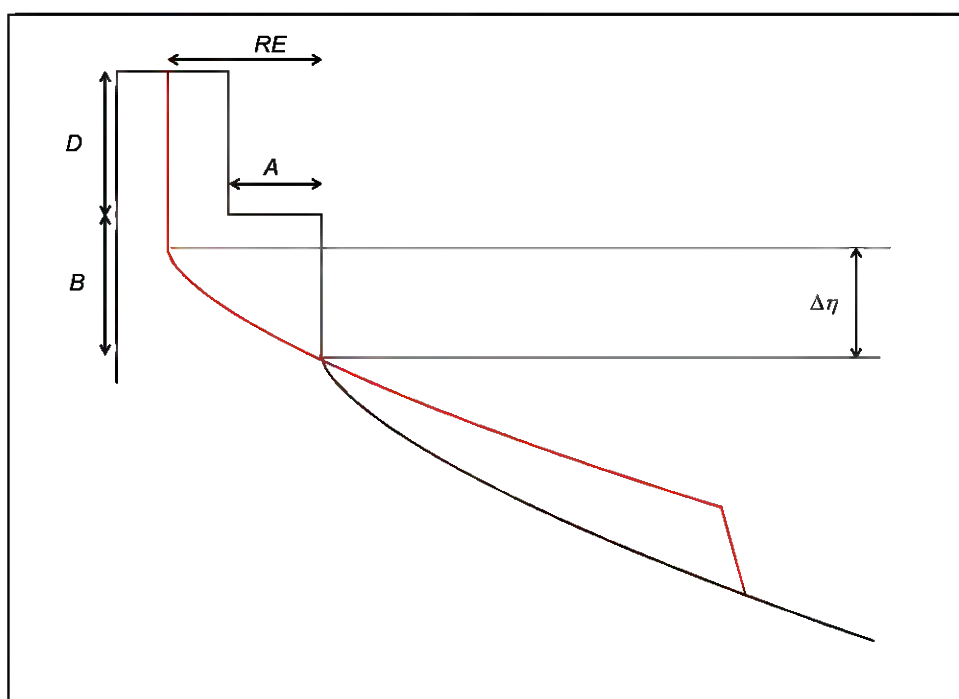


Figura 5.5 Esquema descriptivo de los parámetros de los que depende el retroceso RE de una playa ante un aumento del nivel medio.

Para que el aumento del nivel medio afecte a los sistemas dunares es imprescindible que el futuro retroceso que sufra la playa exceda la extensión de playa seca, es decir:

$$RE > A$$

Siempre que esta condición se cumpla, e imponiendo como hipótesis que en el nuevo nivel del mar se establecerá un perfil de equilibrio con forma idéntica al existente antes del ascenso del nivel del mar, conservándose el volumen de arena de la playa, se obtiene como valor del retroceso:

$$RE = \frac{\Delta\eta \cdot W_* + D \cdot A}{(h_* + B + D)} \quad (5.0)$$





donde:

$W^*$  = extensión del perfil de playa (m).

$h^*$  = profundidad de cierre (m).

$\Delta\eta$  = variación del nivel medio (m).

$D$  = altura de la duna (m).

$B$  = altura de la berma (m).

$A$  = extensión de la playa seca (m).

$RE$  = retroceso total de la playa (m).

Asumiendo que la forma del perfil de equilibrio está determinada por la formulación de Dean (1977) y que la profundidad de cierre de la playa es la correspondiente a la dada por la formulación de Birkemeier (1985), se obtiene:

$$RE = \frac{\Delta\eta \cdot W^* + A \cdot D}{(h^* + B + D)} = \frac{\Delta\eta \left( \frac{1.57 H_{s12}}{0.51 w^{0.44}} \right)^{1.5} + A \cdot D}{(1.57 H_{s12} + B + D)} \quad (5.0)$$

$$RE_{DUNA} = \frac{\Delta\eta \cdot W^* + A \cdot D}{(h^* + B + D)} = \frac{\Delta\eta \left( \frac{1.57 H_{s12}}{0.51 w^{0.44}} \right)^{1.5} + A \cdot D}{(1.57 H_{s12} + B + D)} - A \quad (5.0)$$

A partir de dicha formulación se puede cuantificar el retroceso total de la playa, en función de las características de la playa y del sistema dunar. Más aún, mediante la formulación propuesta se puede obtener el volumen de arena que será erosionado (por unidad de anchura) del sistema dunar:

$$V_{duna} = (RE - A) D = \left[ \frac{\Delta\eta \left( \frac{1.57 H_{s12}}{0.51 w^{0.44}} \right)^{1.5} + A \cdot D}{(1.57 H_{s12} + B + D)} - A \right] D \quad (5.0)$$

Donde:

$V_{duna}$  = Volumen de arena erosionado del sistema dunar por unidad de anchura ( $m^3/m$ ).





Esta formulación pone de manifiesto que en las playas más reflejantes, es decir, las que están constituidas por arenas gruesas el volumen de arena erosionado del sistema dunar será menor que en las playas disipativas este hecho se debe a que para una variación del nivel medio dado el retroceso en una playa disipativa es menor que el retroceso en una playa reflejante. Por otro lado, el efecto de la altura de la berma es tal que cuanto mayor sea la altura de la berma menor es el retroceso de la playa ante una determinada variación en el nivel de mar y por lo tanto, menor es la erosión de la duna. En cuanto a la extensión de la playa seca A, al aumentar su valor se reduce la arena erosionada del sistema dunar, de forma que las playas con una gran extensión de playa seca experimentan menores erosiones en los sistemas dunares asociados a los mismos.

La futura evolución de los sistemas dunares del litoral español dependerá del balance entre la capacidad de regenerar las dunas por la acción del viento y la capacidad destructiva por un posible aumento del nivel medio.

## 5.6 Orden de magnitud de los efectos

Con el objeto de analizar el orden de magnitud de los efectos que puedan acarrear las variaciones en la intensidad y dirección del viento, así como las variaciones en el nivel del mar, se ha elaborado la tabla 5.1 en la que se muestran para una duna tipo, situada en el trasdos de una playa tipo, los efectos que se proveen ante un determinado cambio en las características del viento y del nivel del mar.

Como muestra la tabla, en una duna situada en el trasdos de una playa con un tamaño de arena medio de 0,3 mm y sometido a un viento medio de 10 m/s (a 10 m de altura) con una dirección  $\alpha$  de 20°, si la intensidad del viento disminuye un 5% y su dirección se hace un 10% más perpendicular a la costa el transporte potencial desde la playa a las dunas disminuye un 13,8 %, donde se produce un 15 % de reducción debido a la disminución de la intensidad del viento y un aumento del 1,2 % debido a la variación de la dirección media del viento.

En cuanto al efecto del nivel medio, suponiendo una duna de 5 m de altura situado a 10 m de la línea de pleamar en una playa con un tamaño de grano medio de 0,3 mm y con un  $H_{s12}$  de 5 m, un aumento del nivel medio de 0,2 m se genera, según la regla de Bruun





(1962), un retroceso en el sistema dunar de 1,37 m, siendo el volumen de arena erosionado de las dunas del orden de  $6,85 \text{ m}^3$  por unidad de anchura del sistema dunar.

## 5.7 Conclusiones generales

Mediante el análisis realizado se ha puesto de manifiesto que la intensidad y la dirección del viento son los principales parámetros que gobiernan el transporte eólico de sedimentos desde la playa hacia los sistemas dunares, es de forma que si estas dos variables sufren variaciones por efecto del cambio climático, también lo hará la capacidad de transporte desde la playa hacia las dunas, reduciendo o intensificando la tasa de crecimiento de las misma. Si por ejemplo, la intensidad del viento disminuye, también disminuye la capacidad de transporte. Por otro lado, si la dirección del viento cambia intensificando la componente paralela a la costa, también se reducirá la capacidad de transporte ya que la que en realidad transporte sedimento desde la playa al trasdos es la perpendicular a la línea de costa.

Por otro lado, en el análisis a largo plazo y haciendo uso de la regla de Bruun (1962), se ha demostrado que un aumento en el nivel medio del mar, puede generar una erosión dunar y que la magnitud de la misma depende de los siguientes parámetros:

- La extensión de la playa seca.
- El tamaño del sedimento que compone la playa.
- La altura de la berma y de la duna.
- La altura de ola significativa que es excedida 12 horas al año.

Las dunas más sensibles a la erosión, son aquellas situadas en el trasdos de playas disipativas, compuestas por arenas finas donde la profundidad de corte es elevada, con poca extensión de playa seca y bermas bajas.

En la tabla 5.2 se muestra un resumen de los posibles efectos, indicando las fórmulas que permiten estimar los efectos, así como la localización a lo largo del texto de las figuras indicativas de dichas fórmulas.







EFECTOS EN DUNAS		VALORES DE LOS PARÁMETROS DE LA DUNA TIPO Y VALORES TIPO DE LOS PARÁMETROS DE LA DINÁMICA MARINA	CAMBIOS CONSIDERADOS EN LOS PARÁMETROS DE LA DINÁMICA MARINA	VALORES OBTENIDOS DE LOS EFECTOS	LOCALIZACIÓN ÁBACOS
<b>VARIACIÓN DEL TRANSPORTE POTENCIAL DE ARENA</b>	Por variación de la intensidad y ángulo de incidencia del viento	- D <sub>50</sub> = 0,3 mm. - Z <sub>0</sub> =0,1 (m). - U <sub>z</sub> = 10 m/s. - α =20°	$\frac{\delta U_z}{U_z} = -0,05$ $\frac{\delta \alpha}{\alpha} = -0,1$	$\frac{\delta q_n}{q_n} = \frac{\delta q_1}{q_n} + \frac{\delta q_2}{q_n} = -0,138$ $\frac{\delta q_1}{q_n} = -0,15$ $\frac{\delta q_2}{q_n} = 0,012$	PÁGINAS 5.11-5.12 FIGURAS 5.3 y 5.4
<b>EROSIÓN DUNAR</b>	Por aumento del nivel medio	- B= 1m. - D <sub>50</sub> = 0,3 mm - D=5 m. - A= 10 m - H <sub>1/2</sub> = 5 m.	Δη= 0,2 (m)	RE= 1,37 m.	

Tabla 5.1. Tabla que muestra el orden de magnitud de los posibles efectos del cambio climático en dunas.

EFECTOS EN DUNAS		VARIABLES DE LAS QUE DEPENDE	VARIABLES DE LAS QUE DEPENDE Y PUEDEN VERSE AFECTADOS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO	FÓRMULAS QUE PERMITEN CUANTIFICAR LOS EFECTOS	LOCALIZACIÓN ÁBACOS
<b>VARIACIÓN DEL TRANSPORTE POTENCIAL DE ARENA</b>	Por variación de la intensidad y ángulo de incidencia del viento	- D <sub>50</sub> = tamaño medio del sedimento (mm). - Z <sub>0</sub> =rugosidad del lecho (m). - U <sub>z</sub> = Intensidad del viento a una distancia Z desde el lecho (m/s). - ν <sub>a</sub> = Viscosidad cinemática del aire (m <sup>2</sup> /s) - ρ <sub>a</sub> = densidad del aire (Kg/m <sup>3</sup> )	δU <sub>z</sub> = variación de la intensidad del viento. δα = variación de dirección del viento.	$\frac{\delta q_n}{q_n} = \frac{\delta q_1}{q_n} + \frac{\delta q_2}{q_n}$ $\frac{\delta q_1}{q_n} = 3 \frac{\delta U_z}{U_z}$ $\frac{\delta q_2}{q_n} = -\delta \alpha \operatorname{tg} \alpha$	PÁGINAS 5.11-5.12 FIGURAS 5.3 y 5.4
<b>EROSIÓN DUNAR</b>	Por aumento del nivel medio	- B= Altura de berma (m). - D <sub>50</sub> = tamaño medio del sedimento (m). - D= Altura de la duna (m). - A= extensión de playa seca (m) - H <sub>1/2</sub> = altura de ola significante excedida 12 horas al año (m).	Δη= variación del nivel del mar (m).	$RE_{duna} = \frac{\Delta \eta \left( \frac{1.57 H_{1/2}}{0.51 w^{0.34}} \right)^{1.5} + A \cdot D}{(1.57 H_{1/2} + B + D)} - A$	





Tabla 5.2. Tabla que resume los posibles efectos del cambio climático en dunas.



IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL

---



FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO  
CLIMÁTICO EN EL LITORAL

**SECCIÓN II : ANÁLISIS TEÓRICO DE LOS EFECTOS DEL  
CAMBIO CLIMÁTICO EN LA COSTA**

**CAPÍTULO 6. EFECTOS EN OBRAS MARÍTIMAS**

---





## 6. EFECTOS EN OBRAS MARÍTIMAS

### 6.1 Introducción

En el presente capítulo se analiza el efecto que cambio climático puede generar en diferentes obras de protección del litoral. Este tipo de estructuras constituyen un subgrupo de las obras marítimas exteriores, siendo su principal misión la de mantener o modificar la línea de costa. La principal solicitud de cálculo de este tipo de obras es el oleaje, proceso que puede sufrir importantes modificaciones por el efecto del cambio climático. Pequeñas variaciones en la altura de ola, pueden suponer grandes cambios en las características funcionales de las obras, de forma que el tiempo en el que esta es operativa puede variar en función de los diferentes escenarios que produzca el cambio climático, lo que económicamente y ambientalmente puede suponer un gran problema. Más aún, los efectos del cambio climático pueden ser tales, que afecten a la estabilidad de las obras de protección del litoral, provocando una posible disminución en el grado de seguridad de las mismas, o en el caso de mantener el nivel de seguridad, requerir importantes inversiones. Por ejemplo, un incremento de la severidad del oleaje se traducirá en un incremento de la altura de ola de cálculo. Este incremento a su vez se traduce en un aumento de la solicitud sobre la estructura. Si se desea que el nivel de seguridad de la misma se mantenga, será necesario su refuerzo o en su caso, sustitución.

En el Capítulo II de la sección I, dedicado a la descripción de la zonificación morfológica del litoral español, se ha mencionado que en todas las zonas morfológicas pueden identificarse un gran número de estructuras portuarias, dentro de las que se incluyen las estructuras de protección del litoral. Teniendo en consideración la importancia de este tipo de obras a lo largo de toda la costa, se hace necesario analizar cuales serán los posibles efectos en la funcionalidad de las obras, así como en su estabilidad. Este constituye el principal objetivo del presente capítulo cuya estructura se describe a continuación: tras la introducción realizada se analizan de forma separada los posibles efectos del cambio climático en la funcionalidad y en la estabilidad de las obras de protección. En ambos casos se utiliza la misma metodología. Esta consiste en lo siguiente: en primer lugar se describen las variables, ya sean funcionales así como de estabilidad, que pueden verse afectadas por el cambio climático y se resumen las formulaciones existentes dentro del estado del conocimiento que permiten relacionarlas con la dinámica marina. Posteriormente, se indican cuales son los parámetros, que además de determinar el valor de la variable, pueden verse afectados por el cambio climático. Tras ello, y haciendo uso del método de las perturbaciones, se estudian los posibles efectos del cambio climático teniendo en cuenta diferentes cambios en estos parámetros de la dinámica marina. Finalmente, se analizan los órdenes de magnitud de los posibles efectos y se resumen las conclusiones más notables del análisis realizado.





## 6.2 Funcionalidad de estructuras de protección litoral

### 6.2.1 Introducción y definiciones

Los condicionantes funcionales de flujo de las estructuras de protección del litoral son los asociados a la función de las obras como controladoras del oleaje, dentro de los cuales son de destacar los siguientes condicionantes:

- La rotura.
- La reflexión, Cr: Coeficiente adimensional que expresa la relación entre la altura de ola reflejada, Hr y la altura de ola incidente Hi.
- Transmisión, Ct: Coeficiente adimensional que expresa la relación entre la altura de ola transmitida, Ht y la altura de ola incidente Hi.
- Rebase, q: Caudal medio de agua en un periodo del oleaje que supera una sección de longitud unidad de la coronación de la estructura.

### 6.2.2 Rotura del oleaje

#### *Introducción y resumen de los modelos empíricos*

En este apartado se analiza el tipo de rotura que se produce cuando un tren regular de ondas que se propaga normalmente a un talud de batimetría recta y paralela. La rotura del oleaje va asociada al proceso de asomeramiento sobre un fondo de profundidad variable. En la literatura clásica se definen cuatro tipos de rotura como puntos de referencia: oscilación, colapso, voluta y descrestamiento. El número de Iribarren del talud es el parámetro más utilizado para la definición del tipo de rotura:

$$I_{ro} = \frac{\tan \alpha}{\sqrt{\frac{H}{L_0}}} \quad (6.0)$$

Donde:

$I_{ro}$  = Número de Iribarren.

$\tan \alpha$  = Pendiente del talud.





$H$ = Altura de ola al pie del dique (m).

$L_0$ = Longitud de onda del oleaje en profundidades indefinidas (m).

En la tabla 6.1 se indica el tipo de rotura que se produce en función del valor del número de Iribarren, donde puede verse que los menores valores del parámetro corresponden a rotura en descrestamiento y que los mayores valores corresponden a rotura en oscilación.

Tipo de rotura	Nº de Iribarren
Descrestamiento	<0,4
Voluta	0,4-2
Voluta o colapso	2-2,6
Colapso u oscilación	2,6-3,1
Oscilación	>3,1

Tabla 6.1 Rangos del número de Iribarren para cada tipo de rotura.

### ***Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en la rotura del oleaje***

El número de Iribarren, parámetro indicativo del tipo de rotura del oleaje, es función de la pendiente del fondo y del peralte del oleaje, es decir, de la altura de ola y de la longitud de onda en profundidades indefinidas. De estas tres variables la única que podría sufrir cambios significativos por el cambio climático es la altura de ola, por lo que a continuación se analiza el efecto del cambio de la altura de en el número de Iribarren. Las posibles variaciones del periodo se consideran despreciables.

Para analizar el efecto de la posible variación de la altura de ola se recurre al uso del método de las perturbaciones, asumiendo que en un futuro por el efecto del cambio climático, la altura de ola será igual a la altura de ola actual más una perturbación. Lo mismo se asume para el número de Iribarren.

$$\begin{aligned}
 H_f &= H + \delta H \\
 I_{r0,f} &= I_{r0} + \delta I_{r0}
 \end{aligned}
 \tag{6.0}$$

Donde:

$H_f$ = Altura de ola futura a pie de dique (m).

$H$ = Altura de ola actual a pie de dique (m).

$\delta H$ = Variación de la altura de ola (m).

$I_{r0f}$ = Número de Iribarren futuro.





$I_{r0}$  = Número de Iribarren actual.

$\delta I_{r0}$  = Variación en el número de Iribarren.

Sustituyendo estas expresiones en la ecuación (6.1), se obtiene que el número de Iribarren en el futuro viene dado por la expresión:

$$H_f = H + \delta H \tag{6.0}$$

$$I_{r0,f} = I_{r0} + \delta I_{r0}$$

$$I_{r0,f} = I_{r0} + \delta I_{r0} = \frac{\tan \alpha}{\sqrt{\frac{H + \delta H}{L_0}}} = \tan \alpha L_0^{0.5} (H + \delta H)^{-0.5} \tag{6.0}$$

Aplicando un desarrollo en serie de Taylor:

$$I_{r0} + \delta I_{r0} ; \tan \alpha L_0^{0.5} H^{-0.5} \left( 1 - 0.5 \frac{\delta H}{H} \right) = \tag{6.0}$$

$$\tan \alpha L_0^{0.5} H^{-0.5} - 0.5 \tan \alpha L_0^{0.5} H^{-0.5} \frac{\delta H}{H}$$

$$\frac{\delta I_{r0}}{I_{r0}} ; -0.5 \frac{\delta H}{H} \tag{6.0}$$

Como resultado, ecuación 6.6, se obtiene que la variación del número de Iribarren dividido por el número de Iribarren actual es proporcional al aumento adimensional de la altura de ola, de forma que al aumentar la altura de ola adimensional, el número de Iribarren decrece. En la figura 6.1 se muestra de forma gráfica la relación obtenida entre la variación del número de Iribarren y la variación de altura de ola adimensional.

A modo de ejemplo, y con el objetivo de plasmar la intensidad del efecto del aumento de la altura de ola en el número de Iribarren, supongamos que el número de Iribarren actual es de 2,2 y se que se produce un aumento en la altura de ola del 10 %, el número de Iribarren en el futuro sería de 2,09. Teniendo en cuenta los valores estimados, se puede afirmar que las variaciones de la altura de ola del 10% apenas generan modificaciones en el número de Iribarren y por lo tanto en el tipo de rotura, pudiendo ser despreciado el efecto de la variación de la altura de ola en el tipo de rotura del oleaje.



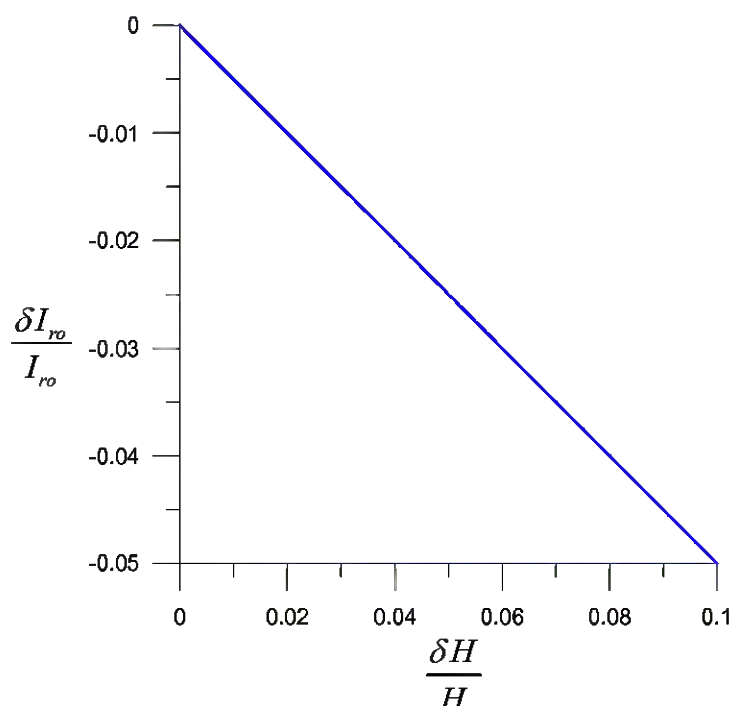


Figura 6.1. Relación entre la variación adimensional del número de Iribarren y la variación adimensional de la altura de ola.

### **6.2.3 Reflexión del oleaje**

#### **6.2.3.1 Introducción**

Las olas reflejadas por una estructura incrementan la energía del oleaje frente a la misma, lo que puede generar problemas funcionales. Además, la reflexión sobre la estructura incrementa el flujo sobre la misma, lo que obliga a incrementar su cota de coronación. Por ello, suele ser deseable que las estructuras marítimas tengan coeficientes de reflexión lo más reducidos posible.

El grado de reflexión de una estructura suele cuantificarse mediante el coeficiente de reflexión, que representa el cociente entre la altura de ola reflejada y la altura de ola incidente, en la hipótesis lineal de que un tren regular de ondas se refleja parcialmente sin cambio de frecuencia. Cuando las olas son muy peraltadas, o la estructura provoca fuertes disipaciones de energía o la rotura del oleaje, los procesos no lineales del flujo sobre la estructura hacen que la composición frecuencial del tren reflejado sea sustancialmente diferente del incidente, por lo que la reflexión debe definirse mediante la función de transferencia entre el espectro incidente y el reflejado. En este caso, un coeficiente de





reflexión global se puede definir como el cociente entre las alturas del momento de orden cero del espectro reflejado e incidente:

$$C_R = \frac{H_{m0R}}{H_{m0I}} \quad (6.0)$$

A pesar del creciente incremento de la capacidad de los modelos numéricos, el coeficiente de reflexión de las estructuras costeras sigue calculándose mediante formulaciones empíricas desarrolladas a partir de experimentación en laboratorio y que dependen de la tipología del dique, es decir, de si la estructura es vertical y no rebasable o si es una estructura en talud rebasable. Por esta razón, el análisis de los posibles efectos del cambio climático debe realizarse de forma separada en función del tipo de diques que se considere. En primer lugar se realiza un resumen de los modelos empíricos existentes que permiten conocer el coeficiente de reflexión en estructuras verticales no rebasables y se analizan los posibles efectos del cambio climático. Posteriormente se hace el mismo análisis para los diques en talud rebasables.

### **6.2.3.2 Formulaciones empíricas para reflexión en estructuras verticales no rebasables**

Por lo que respecta a formulaciones empíricas, Numata (1976) midió los coeficientes de reflexión de diques verticales porosos sometidos a oleaje regular. El valor del coeficiente de reflexión fue ajustado con la siguiente expresión:

$$C_R = \alpha_R \left( \frac{B}{D} \right)^{\beta_R} ; \text{válido para } \frac{H}{L} > 0.01 \quad (6.0)$$

donde B es la anchura del dique y D es diámetro equivalente de las piezas.

Tal como indica la formulación propuesta por Numata (1976), el coeficiente de reflexión depende de la anchura del dique adimensionalizada por el diámetro equivalente de las piezas, parámetro que no se ve afectado por el cambio climático.

Los coeficientes  $\alpha_R$  y  $\beta_R$  dependen de la anchura relativa B/D, la profundidad relativa, h/L y del tipo de piezas y los valores ajustados se encuentran en la tabla 6.2.





Material	B/D	h/L	$\alpha^R$	$\beta^R$
Escollera sin Clasificar	< 8	$\leq 0.15$	0.35	1.7 (h/L)
		$> 0.15$	0.35	$0.17 (h/L)^{-0.2}$
Porosidad: (0.38 – 0.40)	> 8	$\leq 0.15$	$1.19 (h/L)^{0.5}$	0.12
		$> 0.15$	$0.38 (h/L)^{-0.1}$	0.12
Tetrápodos	< 5	< 0.14	0.35	$6.0 (h/L) - 0.49$
	< 5	$> 0.14$	0.35	$0.04 (h/L)^{-1.1}$

Tabla 6.2 Coeficientes  $\alpha_R$  y  $\beta_R$  de la ecuación 6.8.

Para el caso de los tetrápodos, D es la altura del tetrápodo.

### 6.2.3.3 Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en el coeficiente de reflexión en diques verticales no rebasables

Según la formulación de Numáta (1976), para un tipo de piezas determinado, los valores de los coeficientes  $\alpha_R$  y  $\beta_R$  dependen de la profundidad relativa, es decir, de la relación entre la profundidad y la longitud de onda. Este parámetro puede verse modificado por el efecto del cambio climático, siempre y cuando su efecto sea tal que se produzca una variación en el nivel medio o en el periodo del oleaje. Tal como se ha mencionado reiteradamente los posibles efectos sobre el periodo del oleaje y sobre la longitud de onda se consideran despreciables en el presente estudio, por lo que el análisis se centra solamente en el estudio de los efectos del cambio del nivel medio.

#### Análisis de la variación del coeficiente $\alpha_R$ generado por cambios en el nivel medio

Para el caso de diques compuestos por escollera sin clasificar con una anchura adimensional mayor que 8, las variaciones en la profundidad, es decir, en el nivel medio, generan modificaciones en el coeficiente  $\alpha_R$ . Suponiendo que en el futuro la profundidad futura es la suma de la profundidad actual más una variación del nivel medio:

$$h_f = h + \delta\eta \tag{6.0}$$





Donde:

$h_f$ = Profundidad futura a pie de dique (m).

$h$ = Profundidad actual a pie de dique (m).

$\delta h$ = Variación del nivel medio (m).

Sustituyendo estas relaciones en la definición del coeficiente de reflexión se obtiene:

- Escollera sin clasificar  $B/D < 8$ ;  $h/L \leq 0.15$ :

$$\alpha_R + \delta\alpha_R = 1.19 \left( \frac{h + \delta\eta}{L} \right)^{0.5} = 1.19 (h + \delta\eta)^{0.5} L^{-0.5} \quad (6.0)$$

Aplicando desarrollos en serie de Taylor, operando y despreciando los términos de segundo orden se obtiene:

$$\frac{\delta\alpha_R}{\alpha_R} = 0.5 \frac{\delta\eta}{h} \quad (6.0)$$

Esta expresión indica que la variación del coeficiente  $\alpha_R$  dividido por el coeficiente  $\alpha_R$  actual aumenta linealmente con el aumento del nivel medio adimensionalizado con la profundidad, ver figura 6.2.

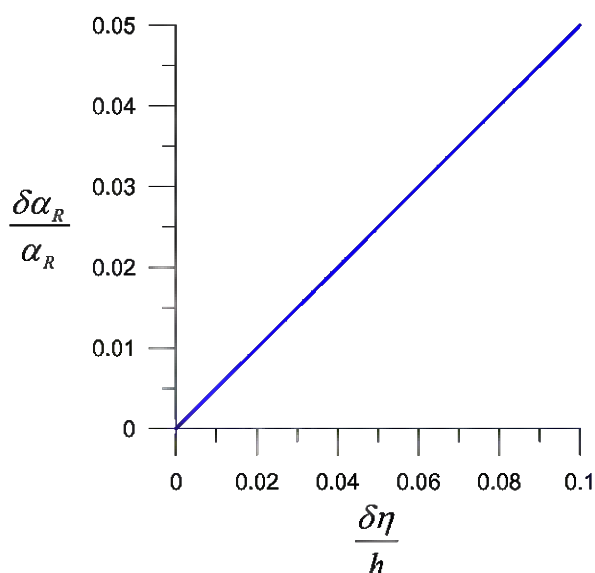


Figura 6.2. Variación del coeficiente  $\alpha_R$  en función de la variación del nivel medio, escollera sin clasificar.







- Escollera sin clasificar  $B/D < 8$ ;  $h/L > 0.15$ :

$$\alpha_R + \delta\alpha_R = 0.38 \left( \frac{h + \delta\eta}{L} \right)^{-0.1} = 0.38 (h + \delta\eta)^{-0.1} L^{0.1} \quad (6.0)$$

Aplicando desarrollos en serie de Taylor, operando y despreciando los términos de segundo orden se obtiene:

$$\frac{\delta\alpha_R}{\alpha_R} = -0.1 \frac{\delta\eta}{h} \quad (6.0)$$

De forma contraria a lo que ocurría anteriormente, figura 6.3, en este caso un aumento del nivel medio produce una disminución del coeficiente  $\alpha_R$ .

A modo de conclusión se puede afirmar que en ninguno de los dos casos las variaciones en la profundidad relativa suponen grandes variaciones en el valor del coeficiente analizado. Como el coeficiente de reflexión es proporcional al coeficiente  $\alpha_r$ , el efecto de las pequeñas variaciones puede ser despreciado.

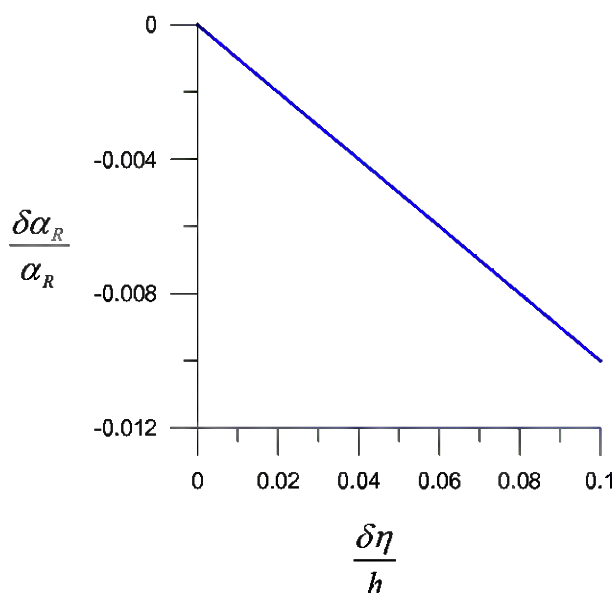


Figura 6.3. Variación del coeficiente  $\alpha_R$  en función de la variación del nivel medio, escollera sin clasificar.





**Análisis de la variación del coeficiente  $\beta_R$  generado por cambios en el nivel medio**

En el caso de diques compuestos por escollera sin clasificar y con una anchura relativa menor que 8, así como los compuestos por tetrápodos, el coeficiente  $\beta_R$  depende de la profundidad relativa.

- Escollera sin clasificar  $B/D > 8$ ;  $h/L \leq 0.15$ :

$$\beta_R + \delta\beta_R = 1.7 \left( \frac{h + \delta\eta}{L} \right) \quad (6.0)$$

Aplicando desarrollos en serie de Taylor y operando se obtiene:

$$\frac{\delta\beta_R}{\beta_R} = \frac{\delta\eta}{h} \quad (6.0)$$

- Escollera sin clasificar  $B/D < 8$ ;  $h/L > 0.15$ :

$$\beta_R + \delta\beta_R = 0.17 \left( \frac{h + \delta\eta}{L} \right)^{-0.2} = 0.17 (h + \delta\eta)^{-0.2} L^{0.2} \quad (6.0)$$

Aplicando desarrollos en serie de Taylor, operando y despreciando los términos de segundo orden se obtiene:

$$\frac{\delta\beta_R}{\beta_R} = -0.2 \frac{\delta\eta}{h} \quad (6.0)$$

- Tetrápodos  $B/D < 5$ ;  $h/L < 0.15$ :

$$\beta_R + \delta\beta_R = 6 \left( \frac{h + \delta\eta}{L} \right) - 0.49 = 6(h + \delta\eta)L^{-1} - 0.49 \quad (6.0)$$

$$\frac{\delta\beta_R}{\beta_R} = \frac{6 \frac{\delta\eta}{h}}{6 - 0.49 \left( \frac{1}{\frac{h}{L}} \right)} \quad (6.0)$$





- Tetrápodos  $B/D > 5$ ;  $h/L > 0.15$ :

$$\beta_R + \delta\beta_R = 0.04 \left( \frac{h + \delta\eta}{L} \right)^{-1.1} = 0.04 (h + \delta\eta)^{-1.1} L^{1.1} \quad (6.0)$$

Aplicando desarrollos en serie de Taylor, operando y despreciando los términos de segundo orden se obtiene:

$$\frac{\delta\beta_R}{\beta_R} = -1.1 \frac{\delta\eta}{h} \quad (6.0)$$

Como puede observarse en la figura 6.4, en todos los casos las variaciones en el nivel medio adimensional pueden generar variaciones en el coeficiente  $\beta_R$  del mismo orden de magnitud. Las mayores variaciones se obtienen en diques compuestos por tetrápodos en profundidades relativas mayores a 0,14, donde un aumento del 10 % en el nivel medio (en relación con la profundidad) genera una variación del 11 % en el coeficiente de reflexión. Sin embargo, en este caso el aumento del nivel medio genera una disminución del coeficiente. En el caso de diques compuestos por escollera sin clasificar y en profundidades relativas menores que 0,15, la variación adimensional del coeficiente es igual a la variación adimensional del nivel medio, y en este caso, un aumento del nivel medio genera un aumento en el coeficiente  $\beta_R$ .

Además el coeficiente de reflexión aumenta de forma potencial con  $\beta_R$ , por lo que pequeñas variaciones en este coeficiente pueden acarrear importantes variaciones en el coeficiente de reflexión.



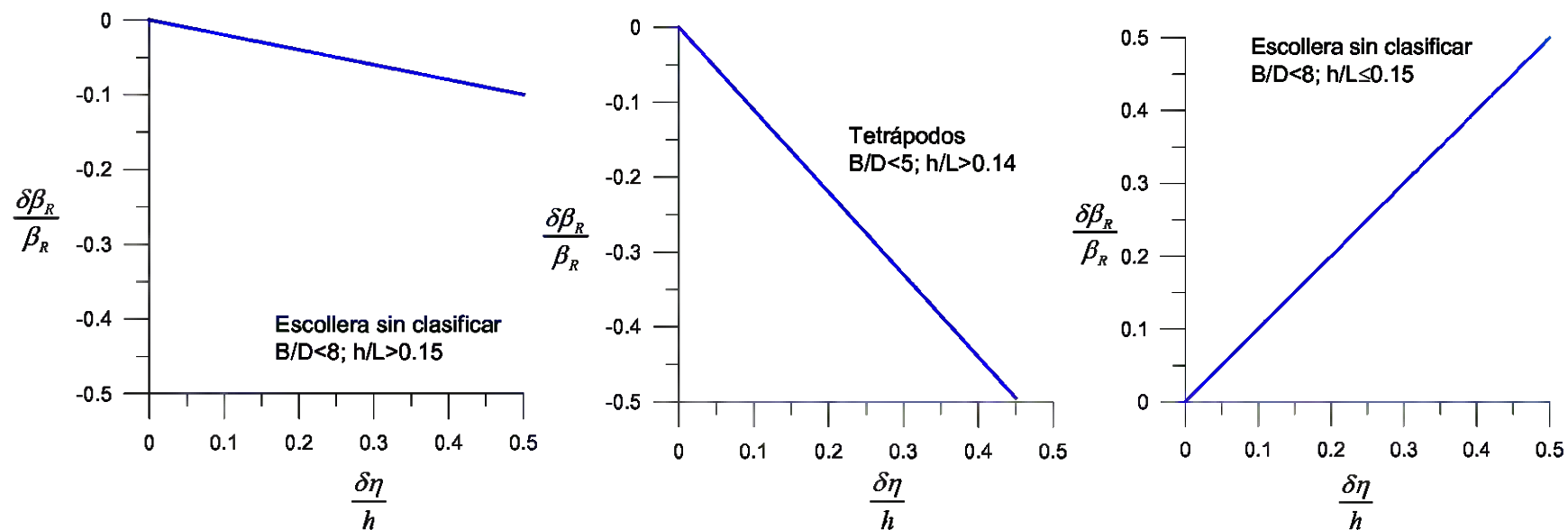


Figura 6.4 Variación del coeficiente  $\beta_R$  en función de la variación del nivel medio y en función de las características estructurales del dique.





**Análisis de la variación en el coeficiente de reflexión como consecuencia de la variación del coeficiente  $\beta_R$**

$$C_R = \alpha_R \left( \frac{B}{D} \right)^{\beta_R} ; \text{válido para } \frac{H}{L} > 0.01 \quad (6.0)$$

Aplicando el método de perturbaciones:

$$C_R + \delta C_R = \alpha_R \left( \frac{B}{D} \right)^{\beta_R + \delta \beta_R} \quad (6.0)$$

Operando:

$$1 + \frac{\delta C_R}{C_R} = \left( \frac{B}{D} \right)^{\delta \beta_R} \quad (6.0)$$

$$\frac{\delta C_R}{C_R} = \left( \frac{B}{D} \right)^{\delta \beta_R} - 1 \quad (6.0)$$

Según la relación obtenida, la variación del coeficiente de reflexión adimensional depende de la anchura adimensional del dique y de la variación del coeficiente  $\beta_R$ . En la figura 6.5 se muestra de forma gráfica la relación obtenida.

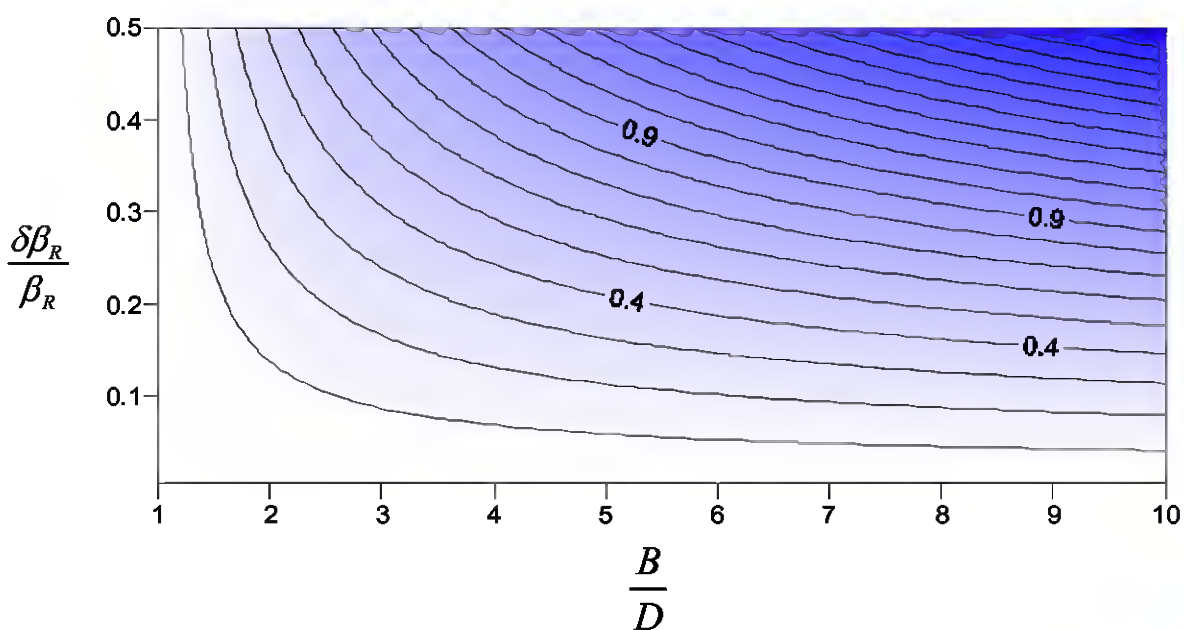




Figura 6.5 Variación del coeficiente de reflexión dividido por el coeficiente de reflexión actual ,

$$\frac{\delta C_R}{C_R}, \text{ en función de la variación del coeficiente } \beta_R \text{ y de la anchura relativa del dique.}$$

Como puede observarse en la figura 6.5, para pequeños valores de B/D, un aumento del coeficiente  $\beta_R$  apenas supone una variación del coeficiente de reflexión. Por el contrario, para valores grandes de B/D la variación es considerable. Por ejemplo, para una anchura relativa de 5, si se produce un aumento de  $\beta_R$  de 0,05, la reflexión aumentará en un 10%. Por lo tanto, el efecto de la variación del coeficiente  $\beta_R$  no es despreciable.

#### 6.2.3.4 Formulaciones empíricas para reflexión en estructuras en talud

Cuando un tren regular de ondas rompe tras propagarse sobre un talud impermeable, liso e indefinido o sobre un talud permeable rugoso, el tipo de rotura y el coeficiente de reflexión quedan bastante bien determinados en función del n° de Iribarren.

Seelig (1983), basándose en datos experimentales con oleaje regular, propone la siguiente expresión para el coeficiente de reflexión:

$$C_R = \frac{aI_{r0}^2}{I_{r0}^2 + b} \quad (6.0)$$

para taludes lisos, Seelig recomienda  $a = 1.00$ ,  $b = 5.5$ , mientras que para taludes permeables rugosos recomienda  $a = 0.6$ ,  $b = 6.6$ .

Tal como se ha indicado anteriormente el número de Iribarren es dependiente del peralte del oleaje, es decir, de la altura de ola y de la longitud de ola del oleaje. Teniendo en cuenta que la variación de la longitud de onda del oleaje por el efecto del cambio climático puede suponerse despreciable, en el caso de los diques en talud permeables, el coeficiente de reflexión, en el caso de los diques en talud permeables, sólo puede verse afectado por la variaciones de la altura de ola.

#### 6.2.3.5 Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en el coeficiente de reflexión en diques en talud rebasables





La formulación propuesta por Seeling (1983), relaciona el coeficiente de reflexión para este tipo de diques con el número de Iribarren en profundidades indefinidas. Tal como se ha indicado anteriormente, el número de Iribarren es dependiente del peralte del oleaje, es decir, de la altura de ola y de la longitud de ola del oleaje. Teniendo en cuenta que la variación de la longitud de onda del oleaje por el efecto del cambio climático puede suponerse despreciable, el coeficiente de reflexión, en el caso de los diques en talud permeables, sólo puede verse afectado por la variaciones de la altura de ola.

### **Análisis de la variación en el coeficiente de reflexión como consecuencia de la variación de la altura de ola**

La relación empírica propuesta por Seeling (1983) es la siguiente:

$$C_R = \frac{aI_{r0}^2}{I_{r0}^2 + b} \quad (6.0)$$

$$I_{r0} = \frac{\tan \alpha}{\sqrt{\frac{H}{L_0}}} \quad (6.0)$$

Asumiendo que el coeficiente de reflexión futuro será igual al actual más una perturbación y que la altura de ola futura será igual a la actual más una perturbación, es decir:

$$\begin{aligned} C_{Rf} &= C_R + \delta C_R \\ H_f &= H + \delta H \end{aligned} \quad (6.0)$$

Sustituyendo en la expresión del número de Iribarren, se obtiene que en el futuro su valor será igual a:

$$I_{r0,f} = I_{r0} + \delta I_{r0} = \frac{\tan \alpha}{\sqrt{\frac{H + \delta H}{L_0}}} = L_0^{0.5} (H + \delta H)^{-0.5} \tan \alpha \quad (6.0)$$

Aplicando un desarrollo en serie de Taylor:

$$L_0^{0.5} (H + \delta H)^{-0.5} \tan \alpha ; L_0^{0.5} H^{-0.5} \left( 1 - 0.5 \frac{\delta H}{H} \right) \tan \alpha \quad (6.0)$$

$$I_{r0} + \delta I_{r0} = I_{r0} - 0.5 \frac{\delta H}{H} L_0^{0.5} H^{-0.5} \tan \alpha \quad (6.0)$$

Dividiendo ambas partes de la ecuación (6.32) por el número de Iribarren actual:





$$\frac{\delta I_{r0}}{I_{r0}} = -0.5 \frac{\delta H}{H} \quad (6.0)$$

Aplicando el mismo procedimiento en la parametrización del coeficiente de reflexión:

$$C_R + \delta C_R = \frac{a(I_{r0} + \delta I_{r0})^2}{(I_{r0} + \delta I_{r0})^2 + b} \quad (6.0)$$

$$1 + \frac{\delta C_R}{C_R} = \frac{a(I_{r0} + \delta I_{r0})^2 (I_{r0}^2 + b)}{\left((I_{r0} + \delta I_{r0})^2 + b\right)(I_{r0}^2 a)} \quad (6.0)$$

$$1 + \frac{\delta C_R}{C_R} = \frac{a I_{r0}^2 \left(1 + 2 \frac{\delta I_{r0}}{I_{r0}}\right) (I_{r0}^2 + b)}{\left(I_{r0}^2 \left(1 + 2 \frac{\delta I_{r0}}{I_{r0}}\right) + b\right) (I_{r0}^2 a)} = \frac{\left(1 + 2 \frac{\delta I_{r0}}{I_{r0}}\right) (I_{r0}^2 + b)}{\left(I_{r0}^2 \left(1 + 2 \frac{\delta I_{r0}}{I_{r0}}\right) + b\right)} \quad (6.0)$$

$$\frac{\delta C_R}{C_R} = \frac{\left(1 + 2 \frac{\delta I_{r0}}{I_{r0}}\right) (I_{r0}^2 + b)}{\left(I_{r0}^2 \left(1 + 2 \frac{\delta I_{r0}}{I_{r0}}\right) + b\right)} = \frac{\left(I_{r0}^2 + b + 2 I_{r0} \delta I_{r0} + 2 \frac{\delta I_{r0}}{I_{r0}} b\right)}{\left(I_{r0}^2 + 2 I_{r0} \delta I_{r0} + b\right)} - 1 \quad (6.0)$$

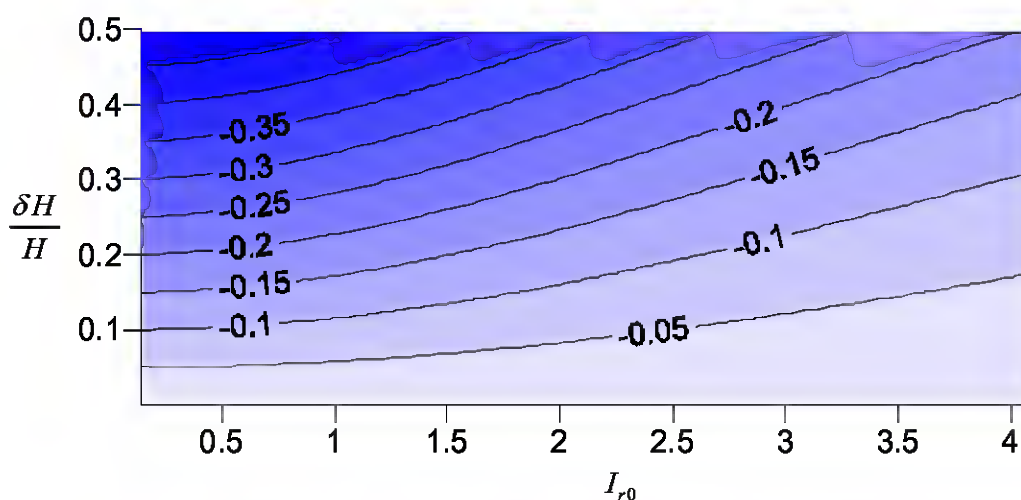
$$\frac{\delta C_R}{C_R} = \frac{\left(I_{r0}^2 + b - I_{r0}^2 \frac{\delta H}{H} - \frac{\delta H}{H} b\right)}{\left(I_{r0}^2 - I_{r0}^2 \frac{\delta H}{H} + b\right)} - 1 \quad (6.0)$$







TALUD IMPERMEABLE Y LISO



TALUD RUGOSO CON NUCLEO PERMEABLE

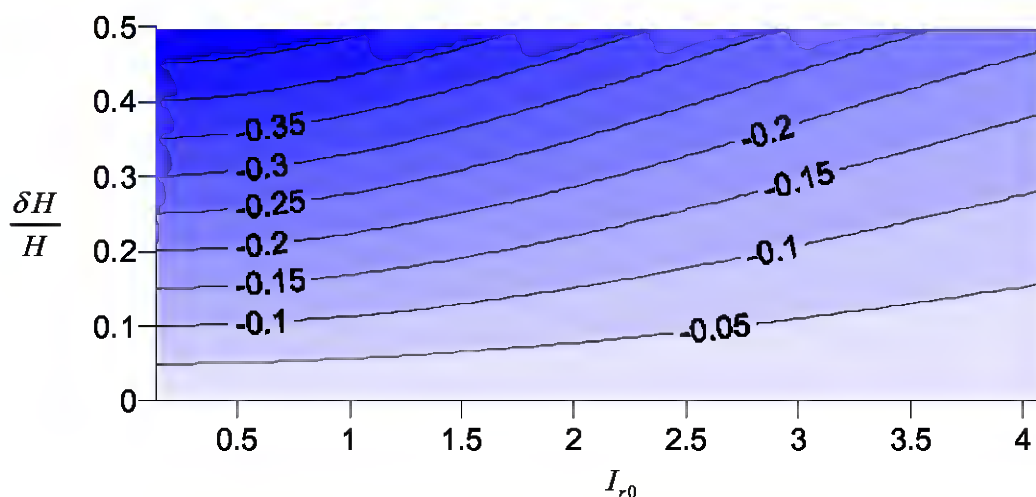


Figura 6.6. Variación del coeficiente de reflexión dividido por el coeficiente de reflexión actual ,  $\frac{\delta C_R}{C_R}$ , en función de la variación la altura de ola adimensional y el número de Iribarren.

En la figura 6.6 se muestra la variación adimensional del coeficiente de reflexión, en función de la variación adimensional de la altura de ola y del número de Iribarren actual, tanto para el caso de talud impermeable y liso, así como para el talud con núcleo permeable y rugoso. Obsérvese que al aumentar la altura de ola, el coeficiente de reflexión decrece y este decrecimiento es mayor cuanto menor es el número de Iribarren. Por ejemplo para un número de Iribarren igual a 2, si se produce un aumento de la altura de ola del 5%, se produce para los dos tipos de taludes un aumento del 3% en el coeficiente de reflexión.





## **6.2.4 Transmisión del oleaje**

### **6.2.4.1 Introducción**

La transmisión del oleaje se representa normalmente a través del coeficiente de transmisión,  $C_T$ , que se define en general como la raíz cuadrada del cociente entre los flujos de energía transmitida e incidente.

La transmisión del oleaje hacia la zona abrigada de una estructura costera puede producirse por tres mecanismos: 1) rebase sobre la coronación, 2) transmisión a través del macizo poroso y 3) transmisión por difracción por los extremos de la estructura.

Para que se produzca el rebase por la coronación, es necesario que la elevación de la misma sobre el nivel medio o francobordo,  $F$ , sea inferior al máximo ascenso del oleaje, luego un buen criterio sobre la rebasabilidad de un dique ante un estado de mar vendrá dado por la estadística de los ascensos de dicho estado de mar. Cuando una estructura está sometida a un rebase importante, o se encuentra sumergida, la proporción de la energía transmitida sobre la coronación supera en general a la que se transmite a través del núcleo del dique, por lo que, las formulaciones empíricas existentes para el cálculo del oleaje transmitido por rebase, no suelen tener en cuenta la pequeña proporción de energía que puede ser transmitida a través del núcleo del dique.

La transmisión de las ondas a través del núcleo de un dique sólo puede producirse cuando dicho núcleo es permeable al oleaje. El grado de permeabilidad al oleaje de una estructura marítima depende de la porosidad de la misma y de las características del flujo, lo que, en el caso del oleaje, significa que depende de las características espectrales del mismo. De esta manera, una estructura que es impermeable a efectos prácticos a las frecuencias altas, puede ser completamente transparente a las ondas de baja frecuencia. Los modelos de flujo oscilatorio a través de medios porosos son los apropiados para la determinación del oleaje transmitido, aunque requieran todavía el calibrado mediante datos medidos. Otra aproximación, más sencilla al problema de la transmisión es la utilización de formulaciones empíricas sencillas, basadas en general en datos experimentales.

Ya que el rebase sobre las estructuras marítimas es altamente dependiente de las características tipológicas es necesario analizar la transmisión y los posibles efectos de las variaciones en las variables hidrodinámicas de forma separada, de forma que en primer lugar se analiza la transmisión en estructuras verticales, distinguiendo entre estructuras verticales no rebasables y permeables y las rebasables impermeables. Posteriormente, se analiza la transmisión en estructuras en talud, distinguiendo las estructuras permeables no rebasables de las rebasables.





**6.2.4.2 Transmisión en estructuras verticales no rebasables permeables**

La tipología de estas estructuras es muy variada. Dentro de este grupo se encuentran los diques monolíticos perforados por ambas caras, con cámara de aire o rellenos de escollera, diques porosos de piezas encajadas, pantallas perforadas sobre pilotes y dobles pantallas de pilotes rellenas de escollera. Sólo en aquellos casos en los que la porosidad del dique es aproximadamente isótropa existe suficiente información experimental como para establecer formulaciones empíricas para la transmisión. Numata (1976), propuso la siguiente formulación para el cálculo del coeficiente de transmisión,  $C_T$ , de rompeolas verticales porosos sometidos a oleaje regular:

$$C_T = \frac{1}{\left(1 + \alpha_T \left(\frac{H}{L}\right)^{\beta_T}\right)^2}; \text{ para } \frac{h}{L} < 0.25 \tag{6.0}$$

donde  $\alpha_T$  y  $\beta_T$  son coeficientes que dependen de la relación entre la anchura del dique, B y el diámetro característico de las piezas del relleno, D (se puede tomar el diámetro del cubo equivalente) y que vienen dados en la tabla 6.3:

Tipo de material	$\alpha_T$	$\beta_T$
Escollera sin Clasificar n=0.39	$1.26 (B/D)^{0.67}$	0.5
Tetrápodos	$1.184 (B/D)^{0.895}$	0.5

Tabla 6.3 Valores de los coeficientes  $\alpha_T$  y  $\beta_T$

Donde, en el caso de los tetrápodos, D es la altura del tetrápodo.

**6.2.4.3 Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en el coeficiente de transmisión en estructuras verticales no rebasables permeables**

La formulación propuesta por Numata (1976) indica que el coeficiente de transmisión depende de la anchura relativa del dique y del peralte del oleaje, es decir, de la longitud de onda y de la altura de ola. La anchura relativa del dique es un parámetro que permanece inalterado por el cambio climático, no obstante, no ocurre lo mismo con el peralte del oleaje, cuya variación puede ser una consecuencia de la variación de la altura de ola. A continuación se analiza el efecto que pequeñas variaciones en este último parámetro supone en el coeficiente de transmisión:

**Análisis de la variación en el coeficiente de transmisión como consecuencia de la variación de la altura de ola**





Asumiendo que la altura de ola futura es igual a la altura de ola actual más una perturbación de la misma y que el coeficiente de transmisión futuro es igual a la suma entre la actual y una perturbación:

$$\begin{aligned} C_{T,f} &= C_T + \delta C_T \\ H_f &= H + \delta H \end{aligned} \tag{6.0}$$

Según la formulación de Numáta (1976) el coeficiente de transmisión futuro vendrá dado por lo tanto por:

$$C_{T,f} = \frac{1}{\left(1 + \alpha_T \left(\frac{(H + \delta H)}{L}\right)^{\beta_T}\right)^2} \tag{6.0}$$

$$C_T + \delta C_T = \left(1 + \frac{\alpha_T}{L^{\beta_T}} (H + \delta H)^{\beta_T}\right)^{-2} \tag{6.0}$$

Operando y aplican desarrollos en serie de Taylor:

$$C_T + \delta C_T ; \left(1 + \frac{\alpha_T}{L^{\beta_T}} H^{\beta_T} \left(1 + \beta_T \frac{\delta H}{H}\right)\right)^{-2} \tag{6.0}$$

Dividiendo todo por  $C_T$ :

$$\frac{\delta C_T}{C_T} ; \frac{\left(1 + \alpha_T \left(\frac{H}{L}\right)^{\beta_T}\right)^2}{\left(1 + \frac{\alpha_T}{L^{\beta_T}} H^{\beta_T} \left(1 + \beta_T \frac{\delta H}{H}\right)\right)^2} - 1 \tag{6.0}$$

En la figura 6.7 se muestra de forma gráfica la relación obtenida entre la variación del coeficiente de transmisión dividido por el coeficiente de transmisión actual, en función de la variación de la altura de ola, del peralte del oleaje y de la anchura relativa del dique. Como puede observarse en la misma, al aumentar la altura de ola se produce una disminución del coeficiente de transmisión, que es más notable cuanto mayor es el peralte del oleaje y mayor es la anchura relativa del dique. A modo de ejemplo, y considerando los resultados obtenidos, para un oleaje caracterizado por un peralte de 0,1, la transmisión del oleaje a través de un dique con una anchura relativa de 6, disminuye aproximadamente un 2% al aumentar la altura de ola.



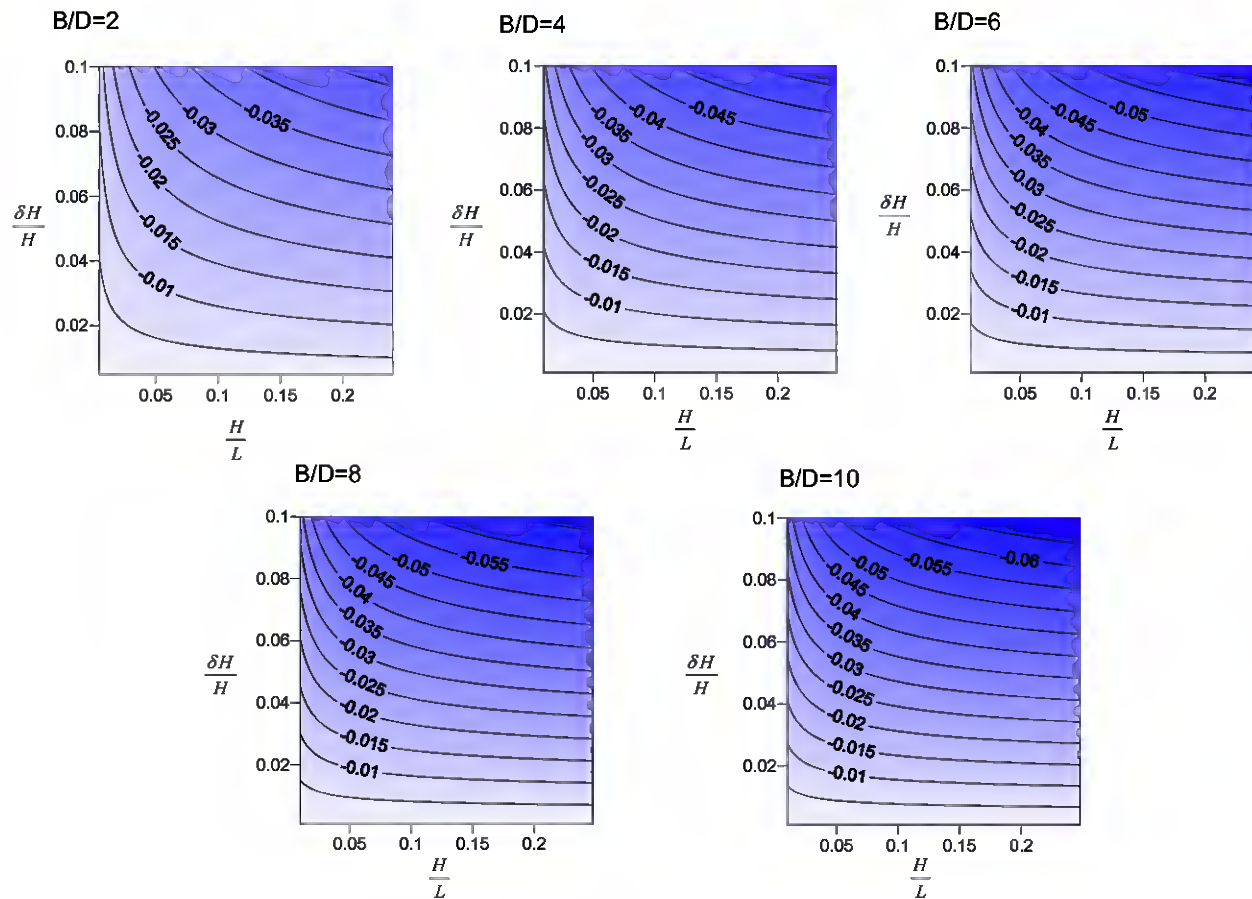




Figura 6.7 Variación del coeficiente de transmisión del oleaje a través de un dique vertical permeable en función de la variación de la altura de ola y de la anchura relativa del dique.





#### **6.2.4.4 Transmisión en estructuras verticales impermeables rebasables**

Cuando el oleaje puede rebasar sobre la estructura, el coeficiente de transmisión depende fuertemente de la altura de la coronación sobre el nivel medio en reposo, es decir, del francobordo. En la definición de formulaciones empíricas de la transmisión, es habitual el adimensionalizar el francobordo con la altura de ola incidente,  $H_I$ . Como los diques verticales se apoyan sobre una base de grava o escollera enrasada, se distinguirá en este apartado los casos en el que la altura de la base o banqueta de apoyo puede afectar o no a la acción del oleaje incidente sobre el dique.

##### **Base de apoyo de altura despreciable**

En el caso de que la base de apoyo del dique vertical no influya en el oleaje incidente, Kondo y Sato propusieron la siguiente expresión para el coeficiente de transmisión:

$$C_T = 0.3 \left( 1.5 - \frac{F}{H_I} \right); \quad \text{para } 0 \leq \frac{F}{H_I} \leq 1.25 \quad (6.0)$$

donde  $F$  es el francobordo del dique.

##### **Base de apoyo de altura no despreciable**

En el caso de que la relación entre la profundidad de la base de apoyo,  $d$  y la profundidad del fondo a pie de dique,  $h$ , no sea próxima a la unidad, Goda (1985), propone la utilización de la gráfica de la figura 6.8 para el cálculo del coeficiente de transmisión. Dicha figura fue obtenida a partir de datos de laboratorio del autor, realizados con oleaje regular. Dicha gráfica puede utilizarse asimismo para determinar el coeficiente de transmisión para oleaje irregular, empleando en este caso las alturas de ola significantes incidente y transmitida para la definición del coeficiente de transmisión y para la adimensionalización del francobordo.



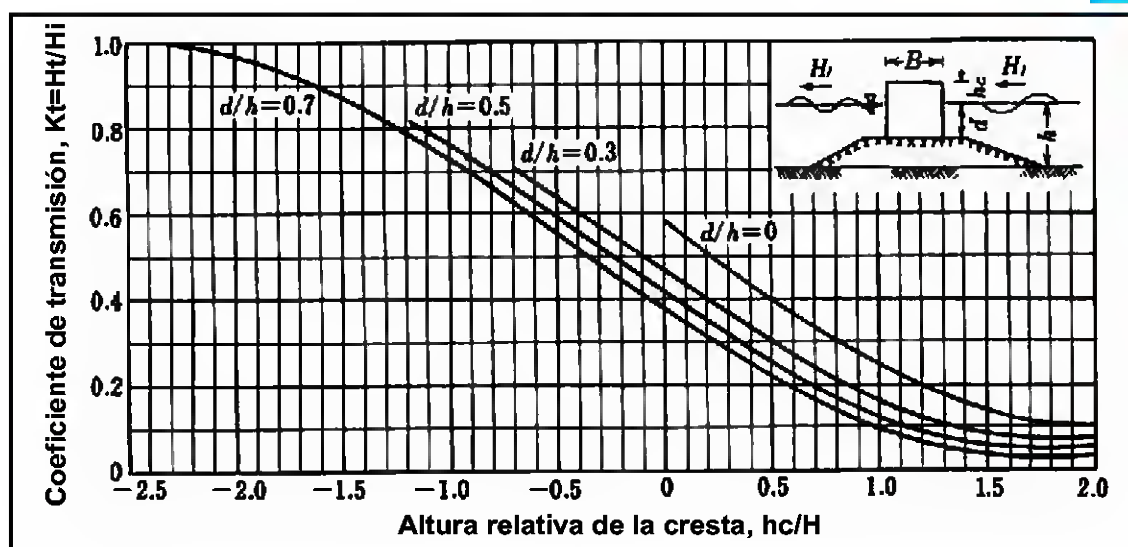


Figura 6.8. Transmisión del oleaje sobre un dique vertical sobre banqueta de escollera.

**6.2.4.5 Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en el coeficiente de transmisión en estructuras verticales impermeables rebasables**

El francobordo del dique, es un parámetro que puede verse modificado por el efecto del cambio climático, siempre y cuando se produzca una variación del nivel medio, por otro lado, la altura de ola, también puede verse modificada, dando como resultado una variación en el francobordo adimensional. A continuación se analizan los efectos que tales variaciones produciría en los coeficientes de transmisión en estructuras verticales impermeables rebasables con base de apoyo de altura despreciable.

**Análisis de la variación en el coeficiente de transmisión como consecuencia de la variación del nivel medio**

Suponemos que el francobordo y el coeficiente de transmisión futuros son iguales a los actuales más una pequeña perturbación:

$$F_f = F - \delta\eta \tag{6.0}$$

$$C_{T,f} = C_T - \delta C_T \tag{6.0}$$

De esta forma, considerando la formulación propuesta por Kondo y Sato, el coeficiente de transmisión en un futuro vendrá dado por:







$$C_{T,f} = 0.3 \left( 1.5 - \frac{F - \delta\eta}{H_l} \right) = 0.3 \left( 1.5 - \frac{F}{H_l} \right) + 0.3 \frac{\delta\eta}{H_l} \quad (6.0)$$

Operando:

$$\delta C_T = 0.3 \frac{\delta\eta}{H_l} \quad (6.0)$$

$$\frac{\delta C_T}{C_T} = \frac{\frac{\delta\eta}{H_l}}{\left( 1.5 - \frac{F}{H_l} \right)} \quad (6.0)$$

Según la expresión obtenida, la variación adimensional del coeficiente de transmisión es proporcional a la variación del nivel medio adimensionalizado con la altura de ola, siendo el coeficiente de proporcionalidad dependiente del francobordo adimensional.

En la figura 6.9 se muestra de forma gráfica la relación obtenida, donde se observa cómo al aumentar el nivel medio adimensionalizado con la altura de ola y al aumentar el francobordo aumenta el la variación adimensional del coeficiente de reflexión.

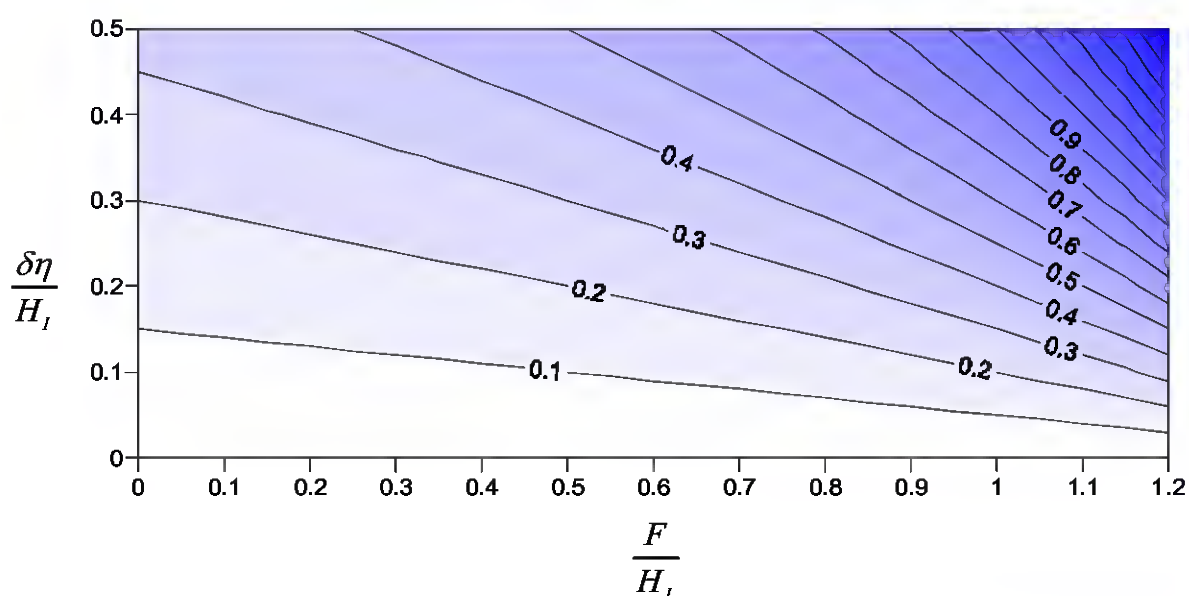


Figura 6.9. Variación del coeficiente de transmisión en función de la variación del nivel medio.





**Análisis de la variación en el coeficiente de transmisión como consecuencia de la variación de la altura de ola**

Suponemos que la altura de ola y el coeficiente de transmisión futuros son iguales a los actuales más una pequeña perturbación:

$$H_f = H_l + \delta H \tag{6.0}$$

$$C_{T,f} = C_T - \delta C_T \tag{6.0}$$

$$C_{T,f} = 0.3 \left( 1.5 - \frac{F}{H_l + \delta H} \right) = 0.3 \left( 1.5 - F (H_l + \delta H)^{-1} \right) \tag{6.0}$$

$$C_{T,f} ; 0.3 \left( 1.5 - \frac{F}{H_l} \left( 1 - \frac{\delta H}{H_l} \right) \right) = C_T + 0.3 \frac{F}{H_l} \frac{\delta H}{H_l} \tag{6.0}$$

$$\frac{\delta C_T}{C_T} = \frac{\frac{F}{H_l} \frac{\delta H}{H_l}}{\left( 1.5 - \frac{F}{H_l} \right)} \tag{6.0}$$

En la figura 6.10 se muestra de forma gráfica, las variaciones en el coeficiente de transmisión en función de las variaciones de la altura de ola adimensional y en función del francobordo adimensional.

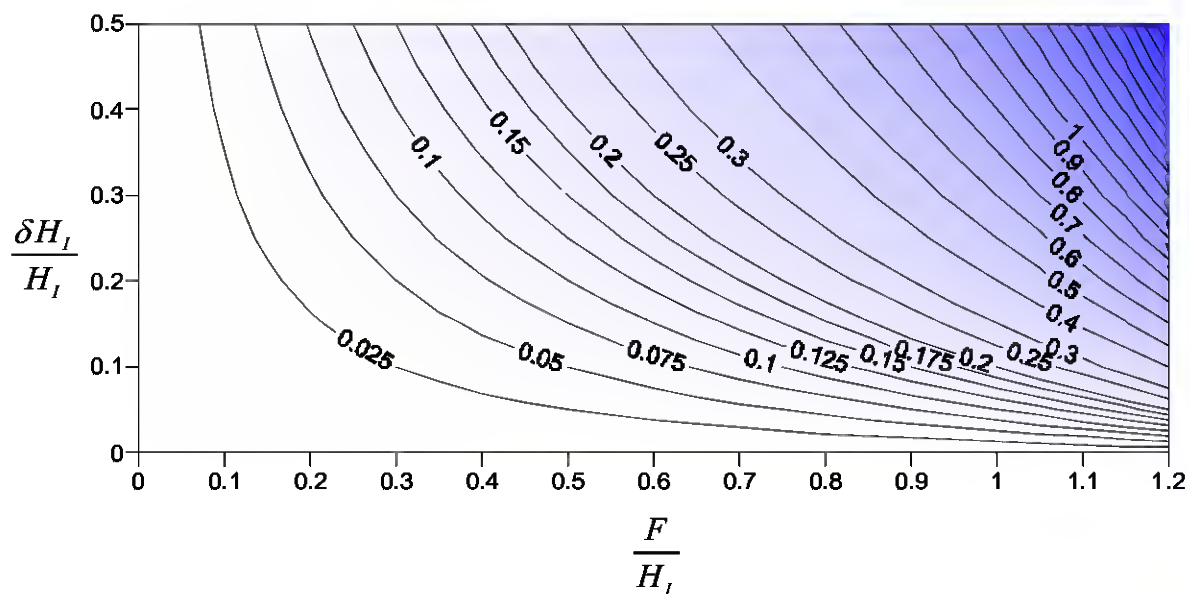


Figura 6.10. Variación del coeficiente de transmisión en función de la variación del nivel medio y de la altura de ola en dique en talud.





Como puede observarse, las variaciones en el nivel medio suponen grandes modificaciones en el coeficiente de transmisión, de forma que al aumentar el nivel medio se produce un aumento del coeficiente de transmisión. Este incremento es mayor cuanto mayor es el francobordo adimensional. En cuanto al efecto del aumento de la altura de ola, se observa que el coeficiente de transmisión aumenta y que es mayor cuanto mayor es el francobordo adimensional.

#### **6.2.4.6 Transmisión del oleaje en estructuras en talud permeables no rebasables**

Para estructuras en talud de materiales sueltos, construidas con un solo tipo de piezas (diques arrecifes), Numata (1976), propone la siguiente expresión para el cálculo del coeficiente de transmisión, válida para un dique de taludes 1/1,3 de tetrápodos:

$$C_T = \frac{1}{\left(1 + \frac{\alpha_T}{I_r}\right)^2}; \quad \alpha_T = 1.48 \left(\frac{B_s}{D}\right)^{0.66} \quad (6.0)$$

donde D es un tamaño característico de las piezas del dique (por ejemplo, el diámetro del cubo equivalente) y  $B_s$  es la anchura del dique en el nivel medio en reposo. El rango de validez experimental de la expresión (6.56) es:

$$0.05 < H/L < 0.068; \quad 3.37 < B_s/D < 8.5; \quad 0.069 < h/L < 0.24$$

#### **6.2.4.7 Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en el coeficiente de transmisión en estructuras en talud permeables no rebasables**

Tal como indica la formulación 6.56, el coeficiente de transmisión en estructuras en talud permeables no rebasables depende del número de Iribarren y de un coeficiente que es función de las características geométricas del dique. Ya se ha mencionado con anterioridad que el número de Iribarren es a su vez dependiente de la altura de ola y de la longitud de onda del oleaje y que de estos dos parámetros el único que puede sufrir variaciones significativas frente al cambio climático es la altura de ola. Por lo tanto, a continuación se analiza el efecto que diferentes variaciones en la altura de ola pueden acarrear en el coeficiente de transmisión.





**Análisis de la variación en el coeficiente de transmisión como consecuencia de la variación de la altura de ola**

Procediendo de la misma forma que en apartados anteriores de forma similar, se asumen que:

$$\begin{aligned} C_{T,f} &= C_T + \delta C_T \\ H_f &= H + \delta H \end{aligned} \tag{6.0}$$

Por lo tanto , según la expresión 2.56 en un futuro el coeficiente de transmisión será:

$$C_{T,f} = \frac{1}{\left(1 + \alpha_T \frac{(H + \delta H)^{0.5} L^{-0.5}}{\tan \alpha}\right)^2} \tag{6.0}$$

$$C_T + \delta C_T ; \frac{1}{\left(1 + \alpha_T \frac{\left(\frac{H}{L}\right)^{0.5} \left(1 + 0.5 \frac{\delta H}{H}\right)}{\tan \alpha}\right)^2} \tag{6.0}$$

Dividiendo todo por  $C_T$ :

$$\frac{\delta C_T}{C_T} ; \frac{\left(1 + \alpha_T \frac{\left(\frac{H}{L}\right)^{0.5}}{\tan \alpha}\right)^2}{\left(1 + \alpha_T \frac{\left(\frac{H}{L}\right)^{0.5} \left(1 + 0.5 \frac{\delta H}{H}\right)}{\tan \alpha}\right)^2} - 1 \tag{6.0}$$

Tal como se muestra en las figuras 6.11, 6.12, 6.13 y 6.14, al aumentar la altura de ola se produce una disminución del coeficiente de transmisión, que es más notable cuanto mayor es el peralte del oleaje y mayor es la anchura relativa del dique. Esto es debido a que la disipación de energía dentro del medio poroso aumenta con el aumento del peralte del oleaje. A modo de ejemplo, y considerando los resultados obtenidos, para un oleaje caracterizado por un peralte de 0,1, la transmisión del oleaje a través de un dique con una anchura relativa de 6 y un talud de  $\text{ctg}\alpha=1,5$  disminuye aproximadamente un 3% al





umentar la altura de ola un 6%. Cabe destacar que el efecto de la altura de ola se hace más notable cuanto más ancho es el dique y cuanto menor es la pendiente del talud.

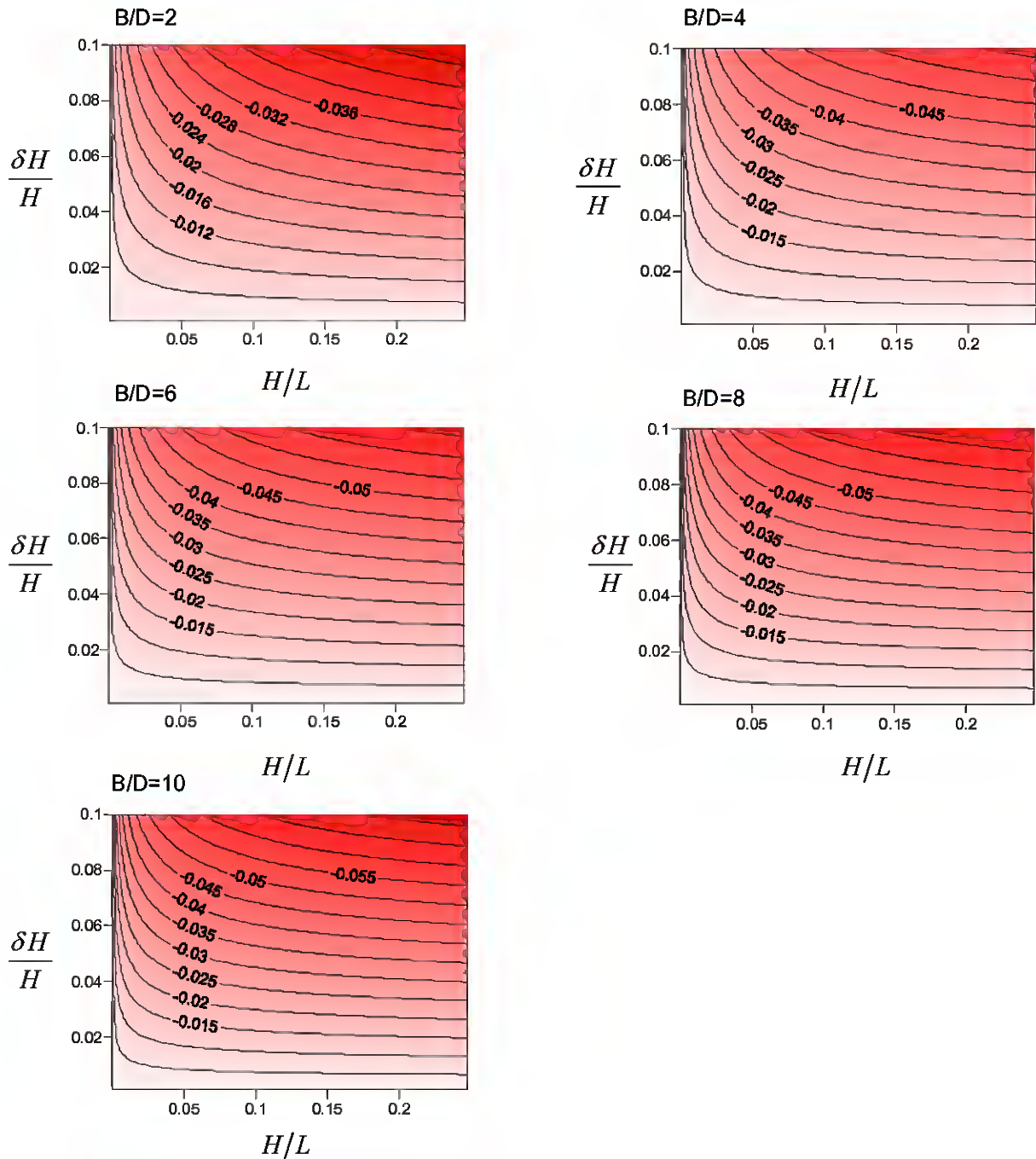


Figura 6.11 Variación del coeficiente de transmisión en función de la anchura relativa del dique, del peralte del oleaje y de la variación de la altura de ola.  $\tan \alpha = 1$ .



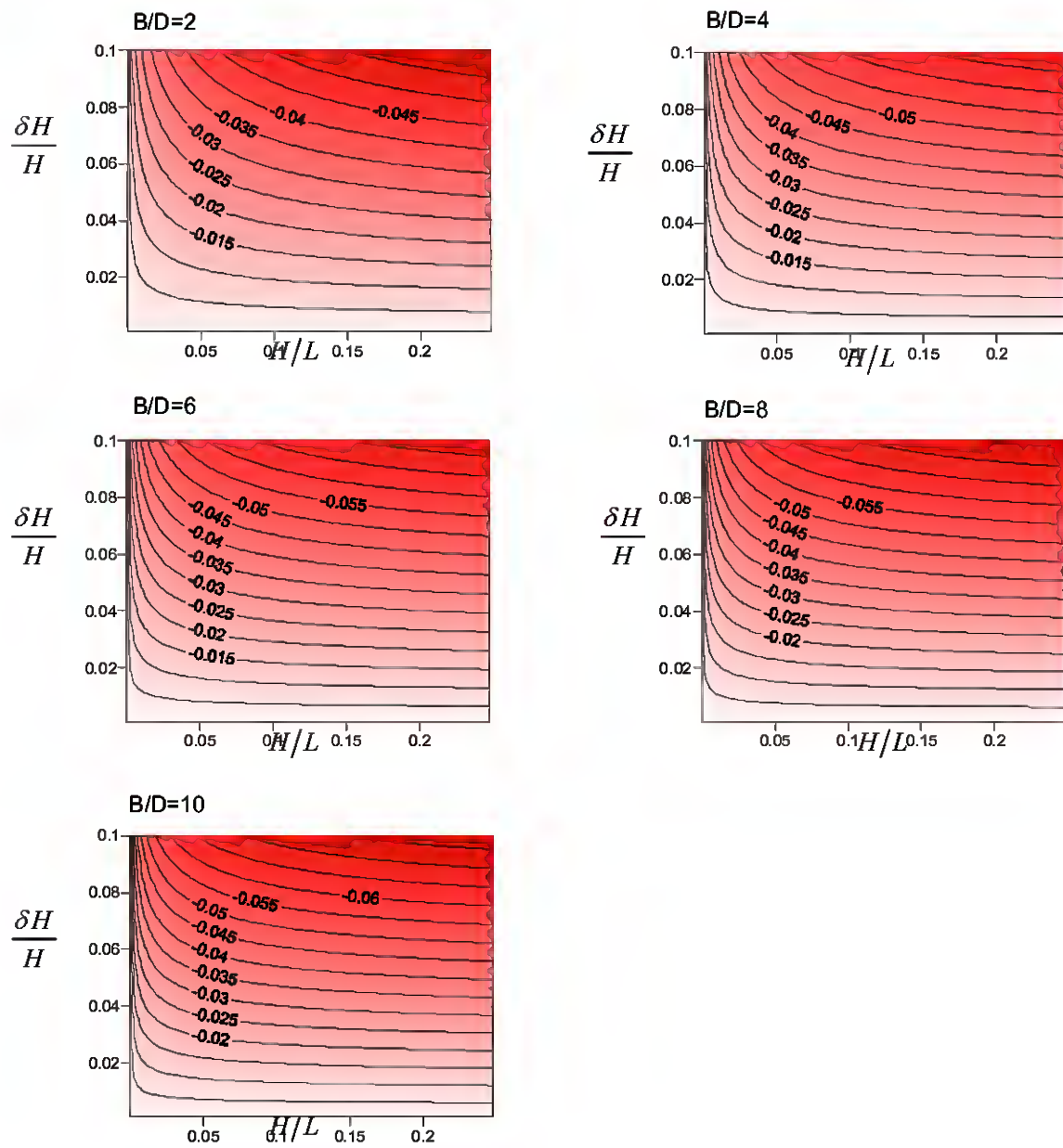


Figura 6.12 Variación del coeficiente de transmisión en función de la anchura relativa del dique, del peralte del oleaje y de la variación de la altura de ola.  $\tan \alpha = 1/1,5$ .



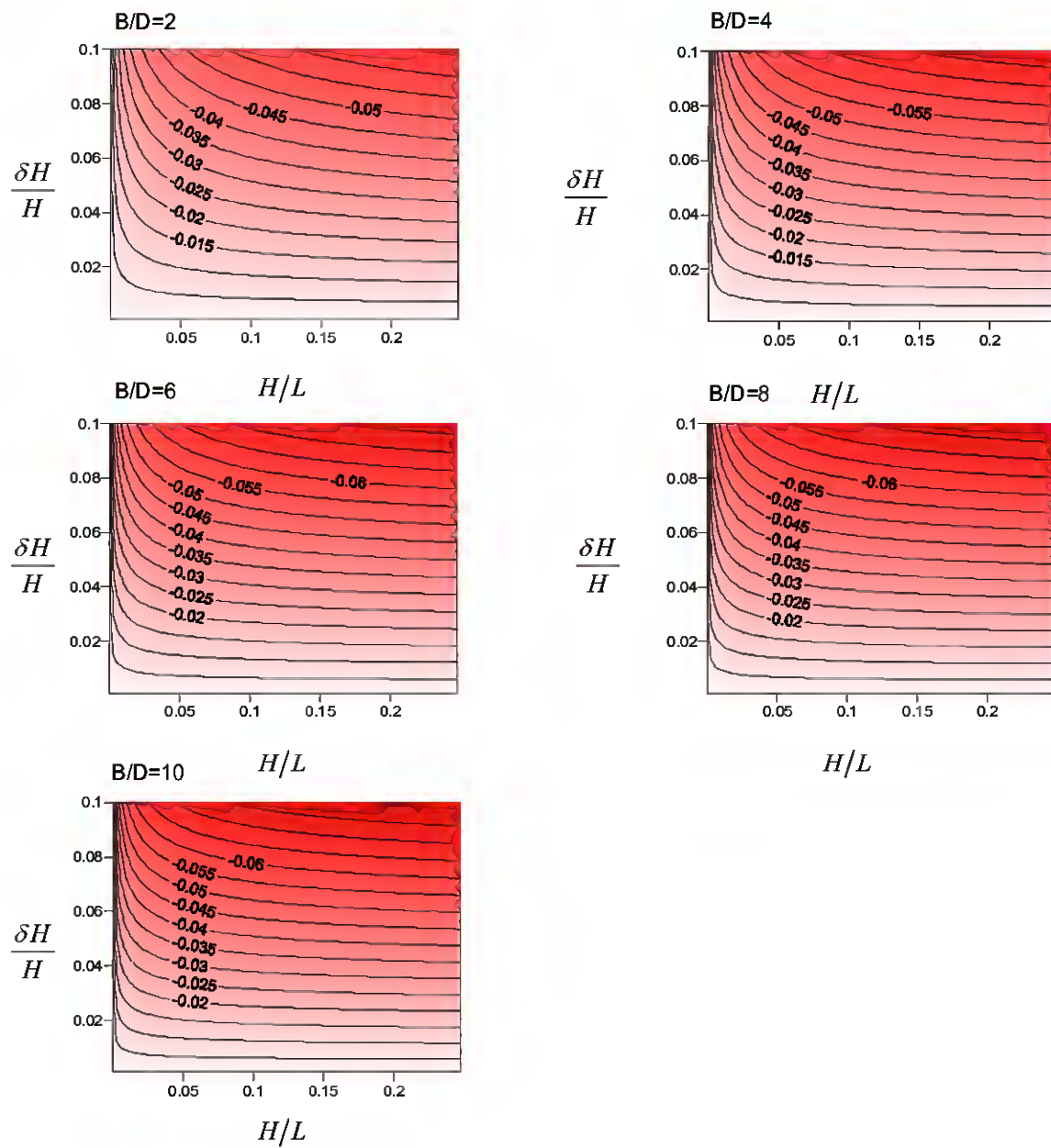


Figura 6.13 Variación del coeficiente de transmisión en función de la anchura relativa del dique, del peralte del oleaje y de la variación de la altura de ola.  $\tan \alpha = 1/2$ .



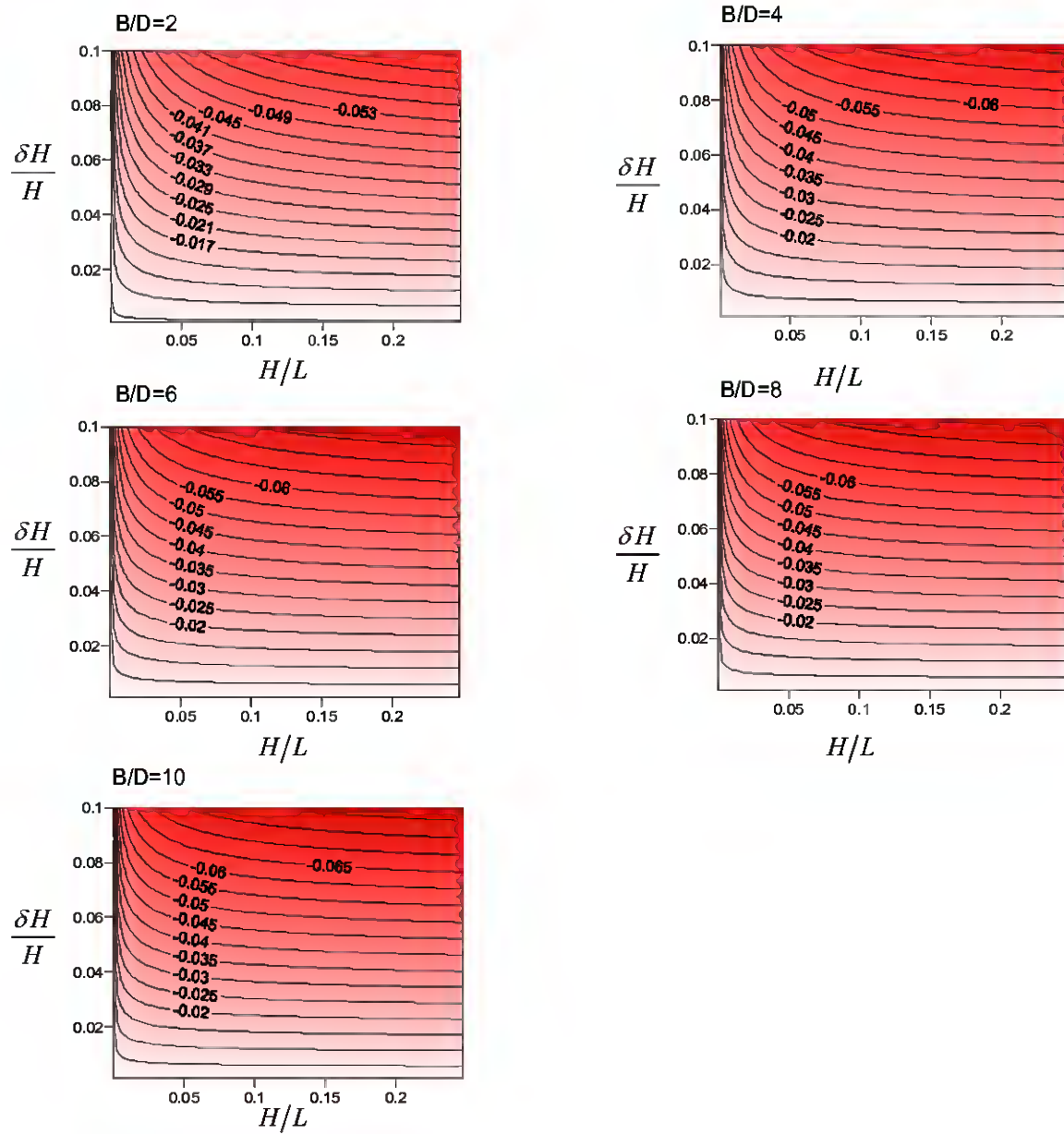


Figura 6.14 Variación del coeficiente de transmisión en función de la anchura relativa del dique, del peralte del oleaje y de la variación de la altura de ola.  $\tan \alpha = 1/2,5$ .







### 6.2.4.8 Transmisión del oleaje en estructuras en talud rebasables

Al igual que en el caso de las estructuras verticales, cuando el oleaje puede rebasar la coronación del dique, la transmisión debida al rebase se hace rápidamente dominante sobre la transmisión a través del dique, apareciendo el francobordo adimensionalizado con la altura de ola incidente,  $F/H_I$  como parámetro geométrico dominante en la transmisión.

Van der Meer y Daemen (1994), mediante datos obtenidos a partir del modelado físico, proponen la separación del francobordo y la altura de ola en variables adimensionales diferenciadas. Además proponen la inclusión del peralte,  $H_I/L$ , la anchura de la coronación,  $B$  y el diámetro de las piezas del manto principal,  $D$ . Finalmente, separan en dos formulaciones diferentes los casos de diques multicapa convencionales, en los que la transmisión a través del dique es despreciable frente a la transmisión por rebase y los diques arrecife, construidos con un solo manto de alta porosidad. La formulación empírica que proponen es la siguiente:

$$C_T = b - 0.24 \frac{F}{D} + 0.031 \frac{H_{sl}}{D} \frac{F}{D} \quad (6.0)$$

Como puede verse en la ecuación el coeficiente de transmisión disminuye con el francobordo y aumenta con la altura de ola, pero en el tercer término del 2º miembro de aparece una corrección al efecto del francobordo.

El valor del coeficiente  $b$  depende de la tipología del dique en talud rebasable:

$$b = -5.42 \frac{H_{sl}}{L_{0p}} + 0.0323 \frac{H_{sl}}{D} - 0.0017 \left( \frac{B}{D} \right)^{1.84} + 0.51 ; \text{ para dique multicapa}$$

$$b = -2.6 \frac{H_{sl}}{L_{0p}} - 0.05 \frac{H_{sl}}{D} + 0.85 ; \text{ para diques arrecifes}$$

Donde:

$F$ = francobordo (m).

$H_{sl}$ = altura de ola significativa incidente (m).

$D$ = diámetro medio de la escollera (m).

$L_{0p}$ = longitud de onda del oleaje en profundidades indefinidas (m).

$B$ = anchura del dique en la coronación (m).





Es evidente que el coeficiente de transmisión no puede aumentar indefinidamente al disminuir el francobordo siguiendo la expresión anterior. Por ello los autores proponen los siguientes límites máximo y mínimo del coeficiente de transmisión:

1. Diques convencionales:

Máximo:  $C_T = 0.75$

Mínimo:  $C_T = 0.075$ .

2. Diques arrecifes:

Máximo:

$C_T = 0.6$  para  $F/D > -2$

$C_T = 0.5 - 0.05 (F/D)$  para  $-6 < F/D < -2$

$C_T = 0.8$  para  $F/D < -6$

Mínimo:  $C_T = 0.15$

#### **6.2.4.9 Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en el coeficiente de transmisión en estructuras en talud rebasables**

La formulación de Van der Meer y Daemen (1994) indica que el coeficiente de transmisión es dependiente del francobordo del dique, del tamaño de los elementos que componen el dique, de la longitud de onda y de la anchura del dique en la coronación. De estas variables, las que pueden verse significativamente afectadas corresponde al francobordo, cuya variación es originada por un cambio en el nivel medio, y a la altura de ola significativa incidente.

A continuación se analiza el efecto del cambio climático, es decir, el efecto de la variación de la altura de ola y de nivel medio para cada tipología de dique:





### **- Diques multicapa:**

#### **Análisis de la variación en el coeficiente de transmisión como consecuencia de la variación de la altura de ola**

Considerando la siguiente relación propuesta por Van der Meer y Daemen (1994):

$$C_T = b - 0.24 \frac{F}{D} + 0.031 \frac{H_{sl}}{D} \frac{F}{D} \quad (6.0)$$

Aplicando el método de las perturbaciones, en el que se asume que el coeficiente de transmisión futuro es igual al actual más una perturbación y que la altura de ola incidente en el futuro es la actual perturbada:

$$C_T + \delta C_T = b + \delta b - 0.24 \frac{F}{D} + 0.031 \frac{H_I + \delta H_I}{D} \frac{F}{D} \quad (6.0)$$

$$\delta C_T = \delta b + 0.031 \frac{\delta H_I}{D} \frac{F}{D} \quad (6.0)$$

Donde:

$$b + \delta b = -5.42 \frac{H_I + \delta H_I}{L_{0p}} + 0.0323 \frac{H_I + \delta H_I}{D} - 0.0017 \left( \frac{B}{D} \right)^{1.84} + 0.51 \quad (6.0)$$

$$\delta b = -5.42 \frac{\delta H_I}{L_{0p}} + 0.0323 \frac{\delta H_I}{D} \quad (6.0)$$

$$\delta C_T = -5.42 \frac{\delta H_I}{L_{0p}} + \frac{\delta H_I}{D} \left( 0.0323 + 0.031 \frac{F}{D} \right) \quad (6.0)$$

$$\frac{\delta C_T}{C_T} = \frac{-5.42 \frac{\delta H_I}{L_{0p}} + \frac{\delta H_I}{D} \left( 0.0323 + 0.031 \frac{F}{D} \right)}{-5.42 \frac{H_{sl}}{L_{0p}} + 0.0323 \frac{H_{sl}}{D} - 0.0017 \left( \frac{B}{D} \right)^{1.84} + 0.51 - 0.24 \frac{F}{D} + 0.031 \frac{H_{sl}}{D} \frac{F}{D}} \quad (6.0)$$

#### **Análisis de la variación en el coeficiente de transmisión como consecuencia de la variación del nivel medio**





Aplicando el método de las perturbaciones a la ecuación (6.61) y sumiendo que el coeficiente de transmisión futuro es igual al actual más una perturbación y que el francobordo futuro es igual al actual más una perturbación debida a la variación del nivel medio:

$$C_T + \delta C_T = b - 0.24 \frac{F - \delta \eta}{D} + 0.031 \frac{H_{sl}}{D} \frac{F - \delta \eta}{D} \quad (6.0)$$

$$\delta C_T = 0.24 \frac{\delta \eta}{D} - 0.031 \frac{H_{sl}}{D} \frac{\delta \eta}{D} \quad (6.0)$$

$$\frac{\delta C_T}{C_T} = \frac{0.24 \frac{\delta \eta}{D} - 0.031 \frac{H_{sl}}{D} \frac{\delta \eta}{D}}{-5.42 \frac{H_{sl}}{L_{0p}} + 0.0323 \frac{H_{sl}}{D} - 0.0017 \left(\frac{B}{D}\right)^{1.84} + 0.51 - 0.24 \frac{F}{D} + 0.031 \frac{H_{sl}}{D} \frac{F}{D}} \quad (6.0)$$

**- Diques arrecife:**

***Análisis de la variación en el coeficiente de transmisión como consecuencia de la variación de la altura de ola***

Considerando la siguiente ecuación:

$$C_T = b - 0.24 \frac{F}{D} + 0.031 \frac{H_{sl}}{D} \frac{F}{D} \quad (6.0)$$

Y aplicando el método de las perturbaciones:

$$C_T + \delta C_T = b + \delta b - 0.24 \frac{F}{D} + 0.031 \frac{H_I + \delta H_I}{D} \frac{F}{D} \quad (6.0)$$

Operando:

$$\delta C_T = \delta b + 0.031 \frac{\delta H_I}{D} \frac{F}{D} \quad (6.0)$$

Donde:





$$b + \delta b = -2.6 \frac{H_{sl} + \delta H}{L_{0p}} - 0.05 \frac{H_{sl} + \delta H}{D} + 0.85 \quad (6.0)$$

$$\delta b = -2.6 \frac{\delta H}{L_{0p}} - 0.05 \frac{\delta H}{D} \quad (6.0)$$

$$\delta C_T = -2.6 \frac{\delta H}{L_{0p}} + \frac{\delta H}{D} \left( 0.031 \frac{F}{D} - 0.05 \right) \quad (6.0)$$

$$\frac{\delta C_T}{C_T} = \frac{-2.6 \frac{\delta H}{L_{0p}} + \frac{\delta H}{D} \left( 0.031 \frac{F}{D} - 0.05 \right)}{-2.6 \frac{H_{sl}}{L_{0p}} - 0.05 \frac{H_{sl}}{D} + 0.85 - 0.24 \frac{F}{D} + 0.031 \frac{H_{sl}}{D} \frac{F}{D}} \quad (6.0)$$

**Análisis de la variación en el coeficiente de transmisión como consecuencia de la variación del nivel medio**

Considerando la siguiente ecuación:

$$C_T = b - 0.24 \frac{F}{D} + 0.031 \frac{H_{sl}}{D} \frac{F}{D} \quad (6.0)$$

Y aplicando el método de las perturbaciones:

$$C_T + \delta C_T = b - 0.24 \frac{F - \delta \eta}{D} + 0.031 \frac{H_{sl}}{D} \frac{F - \delta \eta}{D} \quad (6.0)$$

$$\delta C_T = 0.24 \frac{\delta \eta}{D} - 0.031 \frac{H_{sl}}{D} \frac{\delta \eta}{D} \quad (6.0)$$

Finalmente se obtiene que:

$$\frac{\delta C_T}{C_T} = \frac{0.24 \frac{\delta \eta}{D} - 0.031 \frac{H_{sl}}{D} \frac{\delta \eta}{D}}{-2.6 \frac{H_{sl}}{L_{0p}} - 0.05 \frac{H_{sl}}{D} + 0.85 - 0.24 \frac{F}{D} + 0.031 \frac{H_{sl}}{D} \frac{F}{D}} \quad (6.0)$$

**6.2.5 Rebase del oleaje**





### 6.2.5.1 Introducción

El rebase se define como el transporte de una cantidad importante de agua sobre la coronación de una estructura. Este transporte se puede producir en forma rebose de masa de agua, debido a una cota de coronación inferior al ascenso del oleaje, a la caída de masa de agua derivada del flujo vertical de impacto contra el dique o a las salpicaduras de agua - espuma arrastradas por el viento hacia la zona protegida.

El agua que rebasa un dique puede provocar problemas de distinto tipo, como son:

- Daño físico a personas que visiten o trabajen en la zona abrigada.
- Daño por sobrecarga, inundación o arrastre a edificios, vehículos, barcos, equipos e instalaciones situados en la zona abrigada.
- Daño económico por la afeción a la operatividad de las instalaciones abrigadas.
- Provocar transmisiones de oleaje indeseadas.
- Averías en las superestructuras o estructuras de la coronación y zona interior del dique.

En zonas de aguas profundas y mares abiertos, la realización de un dique cuya probabilidad de rebase sea nula llevaría a diseños no compatibles con consideraciones de otro tipo como son las estéticas o económicas. Por otro lado, en algunos casos, especialmente en los diques exentos de protección de costas, el rebase es una variable deseable, ya que ayuda a la renovación del agua, mientras que por otro lado la baja cota de coronación minimiza el efecto de obstrucción visual del horizonte en la perspectiva desde la costa. En general, el rebase en las estructuras de protección de costas será indeseable en aquellos casos en que el acceso de personas y vehículos sobre la estructura no esté restringido, como es el caso de los muros de protección con paseo marítimo o cuando el volumen de agua rebasada pueda crear problemas a equipos, instalaciones tanto por impacto de la masa de agua, como por inundación, como puede ser el caso los diques de contención.

El caudal de rebase tolerable por una determinada estructura dependerá, por consiguiente de los siguientes factores.

- a) Estabilidad de la coronación y de la cara de sotamar de la estructura.





- b) Capacidad de los sistemas de drenaje de la cara de sotamar.
- c) Posibilidad de daño a edificios, equipos e instalaciones situados al abrigo de la estructura.
- d) Posibilidad de daño a personas.
- e) Nivel de operatividad deseable en las instalaciones abrigadas por el dique.
- f) Transmisión de oleaje deseada.

Algunos de estos factores, como es la capacidad de drenaje, relacionada con la posibilidad de inundación, dependen del caudal medio de rebase durante periodos de tiempo elevados, que dependen del área inundada, mientras que otros factores como puede ser la posibilidad de arrastre a vehículos o personas, dependen de los caudales instantáneos generados por las olas individuales. En la figura 6.15, tomada de Franco et al. (1994), se dan algunos rangos de valores del rebase medio tolerable para diferentes escenarios de riesgo y elementos afectados.

El caudal medio de rebase,  $q$ , se determina midiendo el volumen de agua que sobrepasa la estructura por unidad de longitud de la misma y por unidad de tiempo. Si en el intervalo de tiempo  $t_0$ , alcanzan la estructura  $N_0$  olas y cada ola produce un volumen de rebase  $Q(H_i, T_i)$ , el caudal medio de rebase se determina mediante la expresión:

$$q = \frac{1}{t_0} \sum_{i=1}^{N_0} Q(H_i, T_i) \quad (6.0)$$



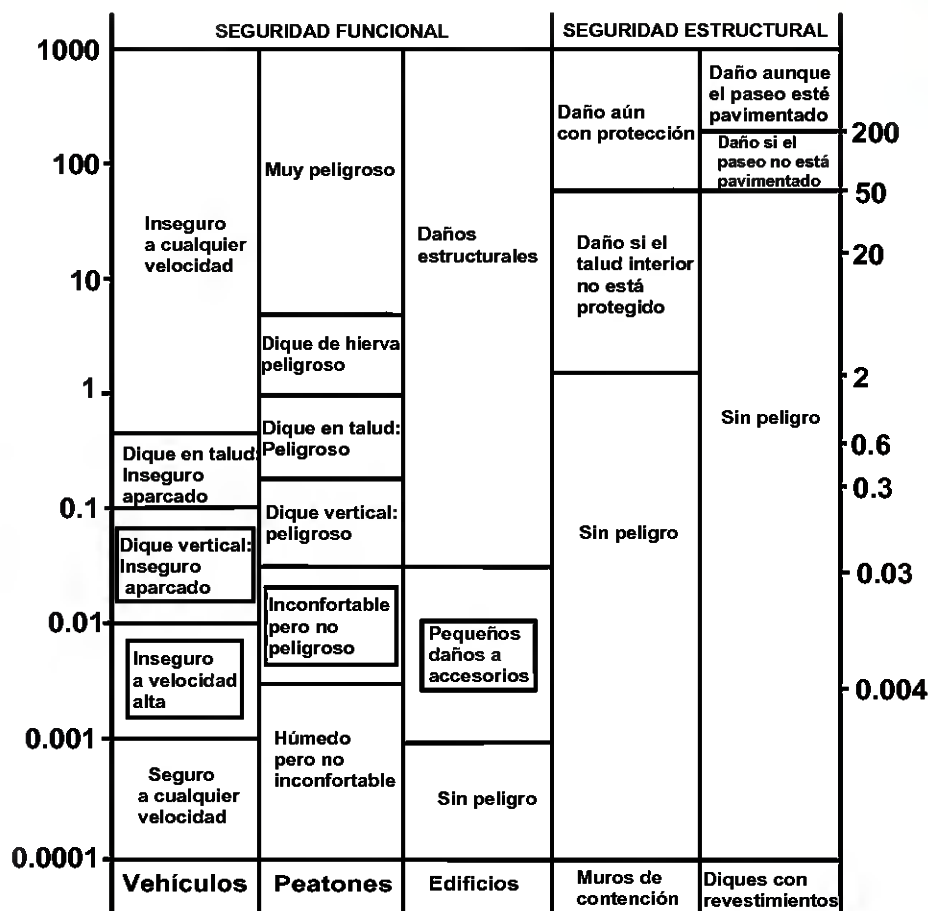


Figura 6.15 Caudales de rebase tolerables. (Tomada de Franco et al. (1994))

El caudal medio de rebase debe obtenerse mediante ensayos de laboratorio con oleaje irregular o a través de medidas de campo utilizando instalaciones apropiadas.

Una de las posibles consecuencias del cambio climático es el aumento del rebase sobre una obra de protección del litoral, lo que conllevaría una disminución de la seguridad funcional así como una posible disminución de la estabilidad estructural de la obra. Las formulaciones empíricas existentes para el cálculo del rebase han sido obtenidas independientemente para diques verticales y para diques en talud, por lo que el análisis de los posibles efectos del cambio climático se deben realizar de forma separada.

### 6.2.5.2 Rebase sobre estructuras verticales

Franco et al (1994), realizaron una amplia experimentación de laboratorio con diques verticales impermeables, a los que se aplica diversas variantes tipológicas.







Como resultado de la experimentación, Franco et al.(1994) proponen la siguiente expresión para el caudal medio de rebase adimensional:

$$Q = \frac{q}{\sqrt{gH_s^3}} = 0.2 \exp\left(-b \frac{R_c}{H_s}\right) \quad (6.0)$$

Donde:

$Q$ = rebase adimensional

$q$ = caudal de rebase ( $m^3/(ms)$ )

$H_s$ = altura de ola significativa (m)

$R_c$ = francobordo (m)

$b$ = coeficiente que depende de la tipología del dique.

El coeficiente  $b$  viene dado en función de la tipología analizada (ver tabla 6.4):

Tipología	b
Vertical impermeable, sin botaolas	4.3
Vertical impermeable, con botaolas	6.04
Vertical impermeable, con espaldón retranqueado sin botaolas	4.65
Vertical perforado, sin botaolas	4.54
Vertical perforado, con botaolas	6.59
Vertical impermeable sin botaolas, con protección en talud	4.26

Tabla 6.4 Valores del coeficiente  $b$  de la ecuación (6.84) en función de la tipología.

### **6.2.5.3 Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en el rebase sobre estructuras verticales**

Según la formulación propuesta por Franco et al (1994), el rebase depende de la altura de ola significativa y del francobordo del dique. El valor del francobordo del dique puede ser modificado por una variación en el nivel medio del mar, por lo que es una variable modificable por el cambio climático; lo mismo ocurre con la altura de ola significativa. A continuación se analizan los efectos de posibles variaciones en el valor de estos dos parámetros.

#### **Análisis de la variación en el coeficiente de transmisión como consecuencia de la variación del nivel del mar**





Supongamos que el run- up futuro es igual a la suma del valor actual más una perturbación; suponemos lo mismo para el francobordo, donde dicha perturbación es igual a la variación del nivel medio:

$$q_f = q + \delta q \quad (6.0)$$

$$R_{c,f} = R_c - \delta \eta \quad (6.0)$$

Donde:

$R_{c,f}$  = francobordo futuro.

$R_c$  = francobordo actual

$\delta \eta$  = Variación del nivel medio.

$q_f$  = Rebase futuro.

$q$  = Rebase actual.

$\delta q$  = Variación del rebase.

Según la expresión de Franco et al (1994), el rebase futuro modificado por la variación del nivel medio vendrá dado por la expresión:

$$q_f = q + \delta q = \sqrt{g} H_s^{3/2} 0.2 \exp \left( -b \frac{(R_c - \delta \eta)}{H_s} \right) \quad (6.0)$$

Operando:

$$q + \delta q = \sqrt{g} H_s^{3/2} 0.2 \exp \left( -b \frac{(R_c)}{H_s} \right) \exp \left( b \frac{\delta \eta}{H_s} \right) \quad (6.0)$$

$$q + \delta q = q \exp \left( b \frac{\delta \eta}{H_s} \right) \quad (6.0)$$

Aproximando la función exponencial mediante un desarrollo en serie de Taylor:

$$q + \delta q ; q \left( 1 + b \frac{\delta R_c}{H_s} \right) \quad (6.0)$$

Es decir:

$$\frac{\delta q}{q} ; b \frac{\delta \eta}{H_s} \quad (6.0)$$





En la figura 6.16 se muestra de forma gráfica la relación obtenida entre la variación adimensional del rebase y la variación adimensional del nivel medio. En la misma se puede observar que la relación entre ambos parámetros es lineal y que el coeficiente de proporcionalidad depende de coeficiente b, que es función de la tipología del dique, es decir, si el dique es impermeable o perforado, de si tiene botaolas o no, etc. En la gráfica de la figura 6.16 se ha considerado que el coeficiente b corresponde al de un dique un dique vertical impermeable sin botaolas, con un valor igual a 4,3.

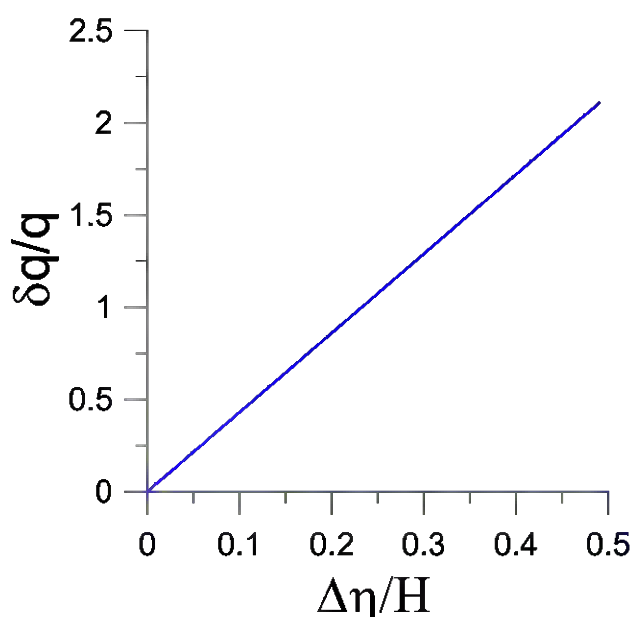


Figura 6.16. Relación entre el rebase adimensional y la variación del nivel medio adimensionalizado por la altura de ola.

**Análisis de la variación en el coeficiente de transmisión como consecuencia de la variación de la altura de ola**

En este caso suponemos que el run up futuro es igual a la suma del valor actual más una perturbación y que la altura de ola significativa futuro es igual a la actual más una perturbación:

$$q_f = q + \delta q \tag{6.0}$$

$$H_{s,f} = H_s + \delta H \tag{6.0}$$

Donde:





$H_{s,f}$  = Altura de ola significativa futura (m).

$H_s$  = Altura de ola significativa actual (m).

$\delta H_s$  = Variación de la altura de ola significativa (m).

$q_f$  = Rebase futuro ( $m^3/(ms)$ ).

$q$  = Rebase actual ( $m^3/(ms)$ ).

$\delta q$  = Variación del rebase ( $m^3/(ms)$ ).

A partir de la ecuación propuesta por Franco et al (1994) se obtiene que:

$$q_f = q + \delta q = \sqrt{g} (H_s + \delta H)^{3/2} 0.2 \exp \left( -b \frac{R_c}{(H_s + \delta H)} \right) \quad (6.0)$$

Operando:

$$q + \delta q = \sqrt{g} H_s^{3/2} \left( 1 + \frac{3 \delta H}{2 H_s} \right) 0.2 \exp \left( -b \frac{R_c}{(H_s + \delta H)} \right) \quad (6.0)$$

$$q + \delta q = \left( \sqrt{g} H_s^{3/2} + \frac{3 \delta H}{2 H_s} \sqrt{g} H_s^{3/2} \right) 0.2 \exp \left( -b \frac{R_c}{H_s} \left( 1 - \frac{\delta H}{H_s} \right) \right) \quad (6.0)$$

$$q + \delta q = \left( \sqrt{g} H_s^{3/2} + \frac{3 \delta H}{2 H_s} \sqrt{g} H_s^{3/2} \right) 0.2 \exp \left( -b \frac{R_c}{H_s} \right) \exp \left( b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) \quad (6.0)$$

$$q + \delta q = \left( \begin{array}{l} \sqrt{g} H_s^{3/2} 0.2 \exp \left( -b \frac{R_c}{H_s} \right) \exp \left( b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) \\ + \frac{3 \delta H}{2 H_s} \sqrt{g} H_s^{3/2} 0.2 \exp \left( -b \frac{R_c}{H_s} \right) \exp \left( b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) \end{array} \right) \quad (6.0)$$

$$q + \delta q = \left( q \exp \left( b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) + \frac{3 \delta H}{2 H_s} q \exp \left( b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) \right) \quad (6.0)$$

$$q + \delta q = q \left( \left( 1 + b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) \left( 1 + \frac{3 \delta H}{2 H_s} \right) \right) \quad (6.0)$$





Finalmente se obtiene:

$$\frac{\delta q}{q} = b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} + \frac{3}{2} \frac{\delta H}{H_s} \tag{6.0}$$

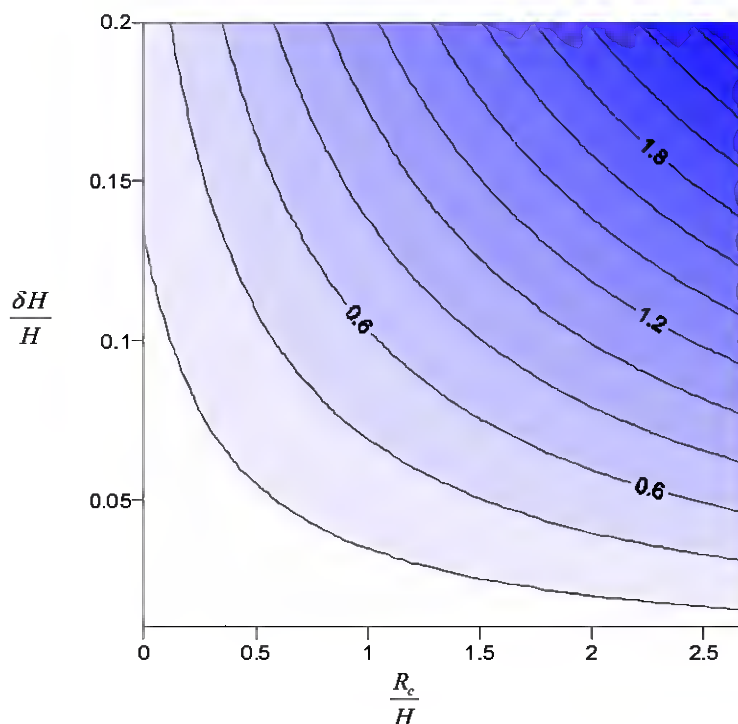


Figura 6.17. Relación entre el rebase adimensional y la variación del francobordo adimensionalizado por la altura de ola y de la variación de la altura de ola adimensional.

Obsérvese que esta última relación muestra que la variación adimensional del rebase depende linealmente de la variación adimensional de la altura de ola significativa y que el coeficiente de proporcionalidad es dependiente del coeficiente b, es decir, de la tipología del dique y del francobordo adimensionalizado con la altura de ola significativa. En la figura 6.17 se muestra de forma gráfica esta relación, donde se observa que al aumentar la variación adimensional de la altura de ola aumenta y que dicho aumento es mayor cuanto mayor es el francobordo adimensional.

#### 6.2.5.4 Rebase sobre estructuras en talud

Dada la mayor complejidad del flujo sobre los diques en talud, la información existente sobre el rebase en estas estructuras es menos precisa que la correspondiente a diques verticales. Una primera aproximación al problema es la realizada por de Waal y van der





Meer (1992) que utilizan conjuntamente datos de fuentes diversas, con distintos tipos de recubrimientos en los taludes, para obtener el caudal medio de rebase. Una aproximación más precisa, aunque limitada a una sola tipología de dique, es la propuesta por Goda (1985).

El rebase sobre diques en talud de materiales sueltos puede expresarse en función del ascenso potencial (ascenso que se produciría en un dique no rebasable de las mismas características) y del francobordo, De Waal y van der Meer (1992) utilizaron datos de Owen (1980) sobre taludes lisos, datos de Führböter et al. (1989) y su propia base de datos para expresar el caudal medio de rebase adimensional,  $q/\sqrt{gH_s^3}$ , en función de la diferencia entre el ascenso potencial y el francobordo, adimensionalizada con la altura de ola significativa,  $(R_{u2\%} - R_c)/H_s$ , donde  $R_{u2\%}$  se refiere al ascenso sólo superado por el 2% de las olas del estado de mar. Los autores proponen una distribución normal del rebase para valores constantes de la abscisa, con una relación  $\sigma/\mu = 0.11$  y con un valor medio, Owen (1980), determinado por la función:

$$Q = \frac{q}{\sqrt{gH_s^3}} = 8 \cdot 10^{-5} \cdot \exp \left[ b (R_{u2\%} - R_c) / H_s \right] \quad (6.0)$$

Donde:

$b = 3.1$

$R_{u2\%} = TH_s \quad T = 1.75 I_{rpo} \nu_r \quad ; \text{ para } I_{rpo} < 2.5$

$R_{u2\%} = TH_s \quad T = 3.5 \nu_r \quad ; \text{ para } I_{rpo} > 2.5$

El run-up que es superado el 2 % del tiempo,  $R_{u2\%}$ , depende de la altura de ola significativa  $H_s$ , del número de Iribarren en aguas profundas  $I_{rpo}$  y de un coeficiente de reducción  $\nu_r$ , debido a la rugosidad del talud que depende del tipo de revestimiento del dique. Para números de Iribarren mayores a 2,5 el parámetro  $R_{u2\%}$  deja de depender del número de Iribarren, de forma que solamente es dependiente de la altura de ola significativa y de las características rugosas del revestimiento del dique. Para simplificar el análisis se asume que los números de Iribarren son superiores a 2,5 y sustituyendo la expresión del run up en la expresión (6.102) se obtiene:

$$q = \sqrt{gH_s^{3/2}} \cdot 8 \cdot 10^{-5} \cdot \exp \left[ -b R_c / H_s \right] \cdot \exp \left[ 3.5 b \nu_r \right] \quad (6.0)$$





### 6.2.5.5 Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en el rebase sobre estructuras en talud

Tal como muestra la expresión (6.103), en el caso de las estructuras en talud y asumiendo que el run-up que es superado el 2 % del tiempo es independiente del número de Iribarren, el rebase depende de la altura de ola significativa, de las características rugosas del manto exterior y del francobordo. De estas variables son la altura de ola significativa cuyo valor depende de la posición del nivel medio. Obsérvese que la formulación para el rebase en diques verticales y la obtenida para diques en talud se diferencian en que esta última está multiplicada por una función exponencial dependiente de las características rugosas del manto exterior. Por otro lado el coeficiente  $b$  para diques en talud es de 3,1, mientras que los valores para los diques verticales dependen del tipo de dique vertical que se considere. Sin embargo, la parte de la función que depende de la altura de ola significativa y del francobordo es similar en ambas formulaciones, lo que hace que los posibles efectos del cambio serán exactamente iguales.

#### **Análisis de la variación en el coeficiente de transmisión como consecuencia de la variación del nivel del mar**

Supongamos que el run up futuro es igual a la suma del valor actual más una perturbación; suponemos lo mismo para el francobordo, donde dicha perturbación es igual a la variación del nivel medio:

$$q_f = q + \delta q \quad (6.0)$$

$$R_{c,f} = R_c - \delta \eta \quad (6.0)$$

Donde:

$R_{c,f}$  = Francobordo futuro (m).

$R_c$  = Francobordo actual (m).

$\delta \eta$  = Variación del nivel medio (m).

$q_f$  = Rebase futuro (m).

$q$  = Rebase actual (m).

$\delta q$  = Variación del rebase (m).

Según la expresión propuesta por De Waal y van der Meer (1992) el rebase futuro modificado por la variación del nivel medio vendrá dado por la expresión:

$$q_f = q + \delta q = 8 \cdot 10^{-5} \sqrt{g} H_s^{3/2} \exp \left( b \frac{(R_{u2\%} - R_c + \delta \eta)}{H_s} \right) \quad (6.0)$$





Operando:

$$q + \delta q = 8 \cdot 10^{-5} \sqrt{g} H_s^{3/2} \exp\left(-b \frac{R_c}{H_s}\right) \exp\left(b \frac{\delta \eta}{H_s}\right) \exp\left(b \frac{R_{u2\%}}{H_s}\right) \quad (6.0)$$

Reagrupando términos:

$$q + \delta q = q \exp\left(b \frac{\delta \eta}{H_s}\right) \quad (6.0)$$

Aproximando la función exponencial por un desarrollo en serie de Taylor:

$$q + \delta q ; q \left(1 + b \frac{\delta \eta}{H_s}\right) \quad (6.0)$$

Finalmente se obtiene:

$$\frac{\delta q}{q} ; b \frac{\delta \eta}{H_s} \quad (6.0)$$

Obsérvese que esta expresión es exactamente igual a la obtenida para la variación adimensional del rebase en diques verticales como consecuencia de la variación del nivel medio. La única diferencia es que en este caso el coeficiente  $b$  tiene un valor de 3,1, mientras que en los diques verticales los valores de este parámetro se encuentran entre 4,3 y 6,6, dependiendo de las características del dique. Ya que este parámetro es menor en los diques en talud, puede afirmarse que la variación del nivel medio en los diques verticales supondrá una mayor variación en el rebase que en los diques en talud, siendo el efecto en ambos casos importante. En la figura 6.18 se muestra la relación entre la variación adimensional del rebase en función de la variación adimensional del nivel medio para los diques en talud.





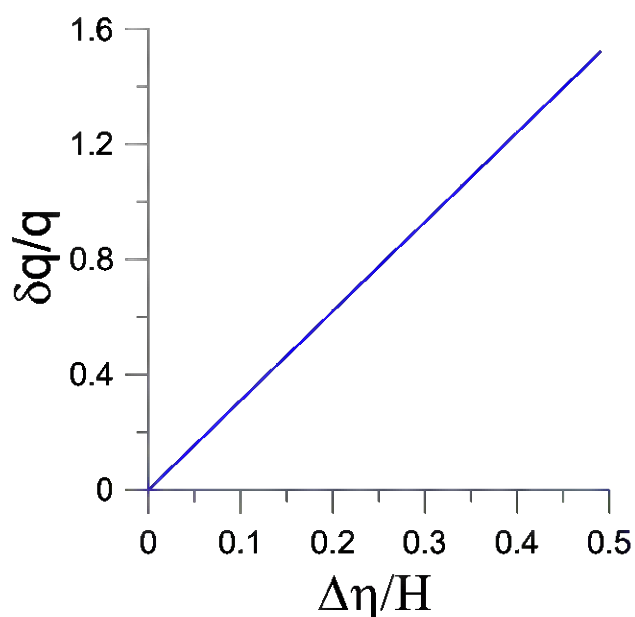


Figura 6.18. Relación entre el rebase adimensional y la variación del nivel medio adimensionalizado por la altura de ola.

**Análisis de la variación en el coeficiente de transmisión como consecuencia de la variación de la altura de ola**

Procediendo de la misma forma que en los casos anteriores se asume que:

$$q_f = q + \delta q \tag{6.0}$$

$$H_{s,f} = H_s + \delta H \tag{6.0}$$

Donde:

$H_{s,f}$  = Altura de ola significativa futura (m).

$H_s$  = Altura de ola significativa actual (m).

$\delta H$  = Variación de la altura de ola significativa (m).

$q_f$  = Rebase futuro ( $m^3/(ms)$ ).

$q$  = Rebase actual ( $m^3/(ms)$ ).

$\delta q$  = Variación del rebase ( $m^3/(ms)$ ).

A partir de la ecuación propuesta por Franco et al (1994) se obtiene que:





$$q + \delta q = 8 \cdot 10^{-5} \sqrt{g} (H_s + \delta H)^{3/2} \exp \left( -b \frac{R_c}{(H_s + \delta H)} \right) \exp(b3.5v_r) \quad (6.0)$$

Operando:

$$q + \delta q = 8 \cdot 10^{-5} \sqrt{g} (H_s + \delta H)^{3/2} \exp \left( -b R_c (H_s + \delta H)^{-1} \right) \exp(b3.5v_r) \quad (6.0)$$

$$q + \delta q = 8 \cdot 10^{-5} \sqrt{g} (H_s + \delta H)^{3/2} \exp \left( -b \frac{R_c}{H_s} \left( 1 + \frac{\delta H}{H_s} \right)^{-1} \right) \exp(b3.5v_r) \quad (6.0)$$

Aproximando las funciones potenciales por desarrollos en serie de Taylor:

$$q + \delta q = 8 \cdot 10^{-5} \sqrt{g} H_s^{3/2} \left( 1 + \frac{3}{2} \frac{\delta H}{H_s} \right) \exp \left( -b \frac{R_c}{H_s} \left( 1 - \frac{\delta H}{H_s} \right) \right) \exp(b3.5v_r) \quad (6.0)$$

Operando:

$$q + \delta q = 8 \cdot 10^{-5} \sqrt{g} H_s^{3/2} \left( 1 + \frac{3}{2} \frac{\delta H}{H_s} \right) \exp \left( -b \frac{R_c}{H_s} \right) \exp \left( b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) \exp(b3.5v_r) \quad (6.0)$$

Aproximando la función exponencial por un desarrollo en serie de Taylor:

$$q + \delta q = 8 \cdot 10^{-5} \sqrt{g} H_s^{3/2} \left( 1 + \frac{3}{2} \frac{\delta H}{H_s} \right) \exp \left( -b \frac{R_c}{H_s} \right) \exp(b3.5v_r) \left( 1 + b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) \quad (6.0)$$

$$q + \delta q = q \left( 1 + b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) \left( 1 + \frac{3}{2} \frac{\delta H}{H_s} \right) \quad (6.0)$$

Despreciando los términos de segundo orden, se obtiene:

$$\frac{\delta q}{q} = b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} + \frac{3}{2} \frac{\delta H}{H_s} \quad (6.0)$$

En efecto, la solución obtenida para los diques verticales y los diques en talud es la misma, siendo la única diferencia el valor del coeficiente b.

### 6.3 Estabilidad de estructuras de protección litoral





### **6.3.1 Introducción**

Además de conocer si las obras de protección del litoral van a seguir manteniendo la funcionalidad para la que han sido diseñadas, es de suma importancia conocer cuál va ser la respuesta en cuanto a la estabilidad de la estructura se refiere. Este es el principal objetivo del presente apartado, es decir, analizar el efecto que el cambio climático podría suponer en la estabilidad de los diques en talud, tanto rebasables como no rebasables.

Para estudiar la respuesta de las estructuras marítimas ante unos cambios determinados en los procesos de la dinámica litoral, es necesario conocer la relación entre la estabilidad de los diques y la dinámica marina. Por lo tanto, en primer lugar se realiza una breve descripción de dicha relación y los modelos empíricos que se utilizan para cuantificar el grado de estabilidad de un dique en talud, identificando a su vez cuáles son los parámetros clave que determinan el grado de estabilidad de la estructura. Posteriormente, se analizan los posibles efectos que acarrearán las variaciones en estos parámetros. La base del análisis es la siguiente: para una función de estabilidad dada, que depende de las características tipológicas del dique y del grado de avería que se asuma, se comparan el peso de las piezas que componen un dique estable actualmente y el peso futuro. La diferencia es indicativa del grado de inestabilidad del dique en un futuro y de las inversiones que deberían de ser realizadas para mantener la estabilidad actual. Ya que los condicionantes de cálculo en los diques en profundidades reducidas y en aguas profundas es diferente, el análisis se realiza de forma independiente.

### **6.3.2 Resumen de la interrelación entre la estabilidad de los diques en talud y los procesos de la dinámica marina**

La mayoría de la información experimental existente se refiere a diques ensayados en canales de oleaje, es decir con incidencia del oleaje normal al dique. Asimismo, en la mayoría de los casos el fondo a pie de dique es suficientemente profundo como para que la distribución de alturas de ola no se vea alterada por la rotura. Además, los diques se suelen ensayar sobre una plataforma horizontal o como mucho de pendiente suave, por lo que se suele asumir que el fondo es horizontal. Por ello, en la mayoría de las formulaciones de verificación sólo aparecerán como parámetros del oleaje incidente, la altura de ola de cálculo,  $H_c$  y el periodo de cálculo,  $T_c$ .

Teniendo en cuenta lo anterior para un tipo y forma de colocación de las piezas, la expresión que relaciona el nivel de avería,  $S$ , con el resto de las variables es del tipo:

$$S = f_1(\rho_s, \rho_w, \mu, g, H_{ic}, T_c, W_{p50}, \alpha) \quad (6.0)$$

Donde:





$\rho_s$  = Densidad de la escollera (Kg/m<sup>3</sup>).

$\rho_w$  = Densidad del agua (Kg/m<sup>3</sup>).

$\mu$  = Viscosidad cinemática (m<sup>2</sup>/s)

$g$  = Aceleración gravitacional (m/s<sup>2</sup>)

$H_{ic}$  = Altura de ola incidente de cálculo (m).

$T$  = Periodo del oleaje (s).

$W_{p50}$  = peso de las piezas que componen el manto (N).

$\alpha$  = ángulo de incidencia del oleaje.

Para un nivel de avería determinado,  $S=S_0$ , esta función podrá expresarse de la forma:

$$f_2(\rho_s, \rho_w, \mu, g, H_{ic}, T_c, W_{p50}, \alpha) = 0 \quad (6.0)$$

En virtud de las técnicas del análisis dimensional, esta última expresión puede ser expresada de la forma:

$$f_3(S_r, \frac{H_{ic}^2}{\mu \cdot T_c}, \frac{H_{ic}}{L_{0ic}}, \frac{W_{p50}}{\rho_w \cdot g \cdot H_{ic}^3}, \tan \alpha) = 0 \quad (6.0)$$

Donde  $S_r = \rho_s / \rho_w$  es la densidad relativa,  $L_{0ic} = gT_{ic}^2 / 2\pi$ , es una longitud de onda en profundidades indefinidas. El parámetro  $H_{ic}^2 / \mu$  es un número de Reynolds. Al ser el flujo sobre el talud turbulento totalmente desarrollado, se puede suponer que las variaciones de su valor no afectan a los coeficientes de arrastre, sustentación e inercia de la pieza, por lo que su influencia en la función F puede ser despreciada, por lo que se puede expresar por:

$$f_4(S_r, \frac{H_{ic}}{L_{0ic}}, \frac{W_{p50}}{\rho_w \cdot g \cdot H_{ic}^3}, \tan \alpha) = 0 \quad (6.0)$$

Todas las formulaciones de estabilidad existentes asumen que la relación entre el peso de las piezas, la altura de ola y la densidad relativa puede ser expresada a través de un solo parámetro adimensional, que relaciona las fuerzas hidrodinámicas que solicitan la pieza sobre el talud con el peso sumergido de las mismas.

La experimentación ha demostrado que fuerzas hidrodinámicas sobre el talud son proporcionales a la densidad del fluido, al área de la sección transversal de las piezas perpendicular al flujo y a la altura de ola:

$$F_h \approx \rho_w \cdot g \cdot D_{n50}^2 \cdot H_{ic} \quad (6.0)$$

El peso sumergido, es:





$$W_s \approx (\rho_s - \rho_w) \cdot g \cdot D_{n50}^3 \quad (6.0)$$

Estableciendo la relación entre las dos fuerzas (6.125) y (6.126) se llega al siguiente número adimensional:

$$\frac{F_h}{W_s} \approx N_s = \frac{H_{ic}}{(S_r - 1) \cdot D_{n50}} = \frac{H_{ic}}{\Delta \cdot D_{n50}} \quad (6.0)$$

donde  $S_r$  es la densidad relativa de las piezas:

$$S_r = \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (6.0)$$

y  $\Delta$  es la densidad relativa sumergida:

$$\Delta = S_r - 1 \quad (6.0)$$

El nº adimensional  $N_s$  definido en (6.127) recibe el nombre de número de Hudson o número de estabilidad.

Teniendo en cuenta la relación entre el diámetro del cubo equivalente y el peso de las piezas, el número de estabilidad puede expresarse también en función del peso de las piezas:

$$N_s = \frac{H_{ic}}{\Delta \cdot \left( \frac{W_{50}}{\rho_s \cdot g} \right)^{1/3}} \quad (6.0)$$

o, lo que es lo mismo,

$$N_s^3 = \frac{\rho_s \cdot g \cdot H_{ic}^3}{(S_r - 1)^3 \cdot W_{50}} \quad (6.0)$$

Se define función de estabilidad como al inverso de la expresión (6.131) anterior:

$$\psi = \frac{1}{N_s^3} = \frac{(S_r - 1)^3 \cdot W_{50}}{\rho_s \cdot g \cdot H_{ic}^3} = \frac{(S_r - 1)^3 \cdot W_{50}}{S_r \cdot \rho_w \cdot g \cdot H_{ic}^3} = \frac{W_{50}}{\rho_w \cdot g \cdot R \cdot H_{ic}^3} \quad (6.0)$$

donde:

$$R = \frac{S_r}{(S_r - 1)^3} \quad (6.0)$$





La función de estabilidad, que depende del grado de avería que se asuma y de las características tipológicas del dique, relaciona el peso de las piezas que constituyen en dique con la altura de ola incidente en la estructura, de forma que:

$$W_{50} = \psi \cdot \rho_w \cdot g \cdot R \cdot H_{ic}^3 \quad (6.0)$$

$$\frac{W_{50}}{g} = \psi \cdot \rho_w \cdot R \cdot H_{ic}^3 \quad (6.0)$$

### **6.3.3 Análisis de los posibles efectos en la estabilidad de los diques en profundidades indefinidas**

El peso de las piezas es proporcional a la función de estabilidad y a la altura de ola de cálculo al cubo. Por lo tanto, si por efecto del cambio climático se produce una variación en la altura de ola de diseño, se producirá una variación del peso de las piezas para que cumpla el mismo criterio de estabilidad. Dado que los efectos del cambio climático, básicamente la variación de la altura de ola y del nivel medio, pueden influir de diferente forma en profundidades reducidas y en profundidades intermedias, el análisis se hará de forma independiente para ambos casos. En primer lugar se analizará el peso que deberían de tener los diques para que cumplan el criterio de estabilidad actual y posteriormente se analiza el aumento de las dimensiones del dique que implicaría esta variación.

#### ***6.3.3.1 Análisis de los posibles efectos del cambio climático en el tamaño de las piezas que componen los diques en talud en profundidades indefinidas***

En profundidades indefinidas, la variación del nivel medio con respecto a la profundidad total se puede asumir muy pequeña por lo que su efecto se considera despreciable. No ocurre lo mismo con la variación de la altura de ola, cuyos efectos no pueden ser despreciados, hay que la altura de ola de cálculo se obtiene a partir de la altura de ola de cálculo con un periodo de retorno dado. Pequeñas variaciones en esta altura de ola de cálculo pueden suponer importantes consecuencias en la estabilidad de los diques.

Suponiendo que la altura de ola de cálculo para un dique situado en profundidades indefinidas en el futuro, será igual a la altura de cálculo actual más una perturbación y que el peso de las piezas será igual al actual más una perturbación.

$H_{ic,f}$  = Altura de ola de cálculo futura (m).

$H_{ic}$  = Altura de ola de cálculo actual (m).





$\delta H_{ic}$  = Variación de la altura de ola de cálculo (m).

$W_{50,f}$  = Peso medio de las piezas en el futuro (N).

$W_{50}$  = Peso medio de las piezas en el futuro (N).

$\delta W_{50}$  = Variación del peso medio de las piezas (N).

$$H_{ic,f} = H_{ic} + \delta H_{ic} \quad (6.0)$$

$$W_{50,f} = W_{50} + \delta W_{50} \quad (6.0)$$

De forma que un futuro el tamaño de las piezas del dique para que se cumpla una función de estabilidad dada es:

$$W_{50} + \delta W_{50} = \psi \cdot \rho_w \cdot g \cdot R \cdot (H_{ic} + \delta H_{ic})^3 \quad (6.0)$$

Aproximando la función potencial por un desarrollo en serie de Taylor y despreciando los términos de orden mayor que el orden 1 se obtiene:

$$W_{50} + \delta W_{50} ; \psi \cdot \rho_w \cdot g \cdot R \cdot H_{ic}^3 \left( 1 + 3 \frac{\delta H_{ic}}{H_{ic}} \right) \quad (6.0)$$

Dividiéndolo todo por el peso actual de las piezas se obtiene:

$$\frac{\delta W_{50}}{W_{50}} ; 3 \left( \frac{\delta H_{ic}}{H_{ic}} \right) \quad (6.0)$$

Como se puede ver en la fórmula obtenida, que relaciona la variación adimensional del peso de las piezas con la variación adimensional de la altura de ola, la variación del peso adimensional aumenta linealmente con el aumento de la altura adimensional, de forma que un aumento de la altura de ola de un 5%, requeriría que el tamaño de las piezas aumentase un 15% para mantener el grado de estabilidad actual. En la Figura 6.19 se muestra de forma gráfica esta relación.



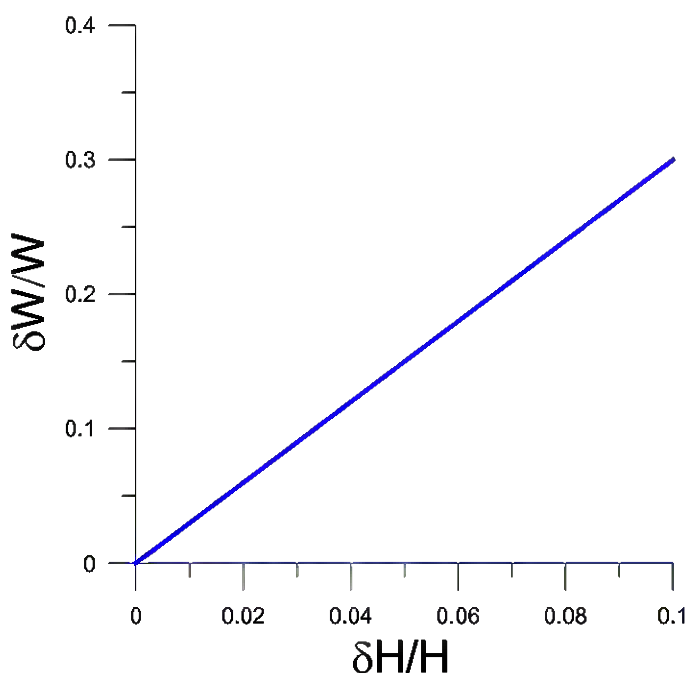


Figura 6.19. Relación entre la variación del peso de las piezas adimensional y la variación de la altura de ola.

**6.3.3.2 Análisis de los posibles efectos del cambio climático en el tamaño de las piezas que componen los diques en talud en profundidades reducidas**

En profundidades reducidas, las mayores alturas de ola incidentes en el dique están delimitadas por la profundidad, de forma que la altura de ola de cálculo no depende de la altura de ola en profundidades indefinidas con un periodo de retorno dado, sino que está más asociado a la altura de ola máxima que puede obtenerse en el dique en función de la profundidad máxima.

$$H_{ic} = \gamma h \tag{6.0}$$

Por lo tanto, si se produce un aumento del nivel medio del mar, es decir de la profundidad a pie de dique, se producirá la máxima altura de ola que puede incidir sobre el dique. Teniendo en cuenta la siguiente relación:

$$W_{50} = \psi \cdot \rho_w \cdot g \cdot R \cdot H_{ic}^3 \tag{6.0}$$

Y sustituyendo:

$$W_{50} = \psi \cdot \rho_w \cdot g \cdot R \cdot \gamma^3 h^3 \tag{6.0}$$







$$W_{50} + \delta W_{50} = \psi \cdot \rho_w \cdot g \cdot R \cdot \gamma^3 (h + \Delta\eta)^3 \tag{6.0}$$

$$\frac{\delta W_{50}}{W_{50}} = 3 \left( \frac{\Delta\eta}{h} \right) \tag{6.0}$$

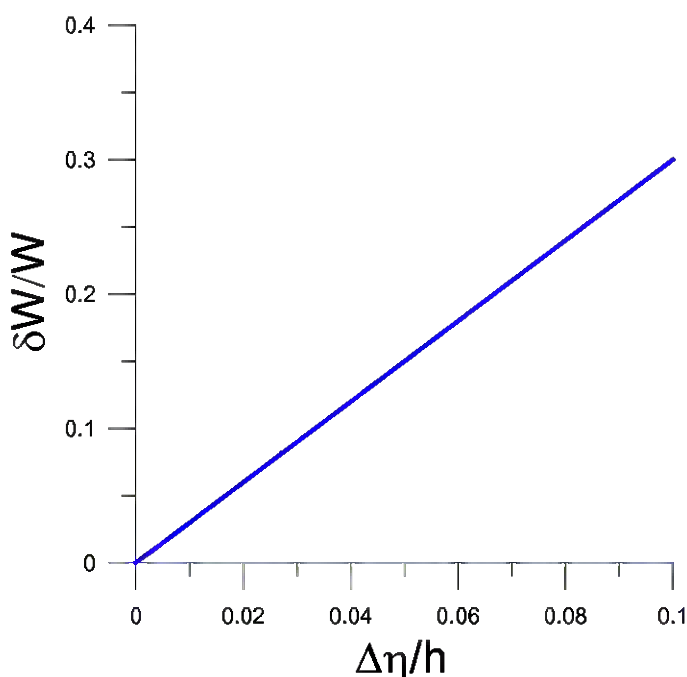


Figura 6.20. Relación entre la variación del peso de las piezas adimensional y la variación del nivel medio.

Tal como se muestra en la figura 6.20, una variación del nivel medio del 5 % supone un aumento del peso de las piezas del 15 %.

El aumento del tamaño de las piezas, está íntimamente ligado a un aumento de las dimensiones de las estructuras marítimas, cuya cuantificación es de suma importancia a la hora de calcular los gastos económicos que acarreará la construcción de futuros diques o el mantenimiento de los niveles de estabilidad en diques ya construidos. De forma análoga a lo anteriormente realizado, en este caso se distinguirá el caso de profundidades indefinidas y profundidades reducidas.

**6.3.3.3 Análisis de los posibles efectos del cambio climático en la dimensión de los diques en profundidades indefinidas**





Considerando un dique tipo (ver figura 6.21), en el que la anchura en la coronación es de tres piezas y la cota de coronación de la misma se sitúa a cierta distancia proporcional a la altura de ola de cálculo sobre el nivel medio del mar, a continuación se determina el aumento de las dimensiones del dique como consecuencia de un pequeño aumento de la altura de ola de cálculo.

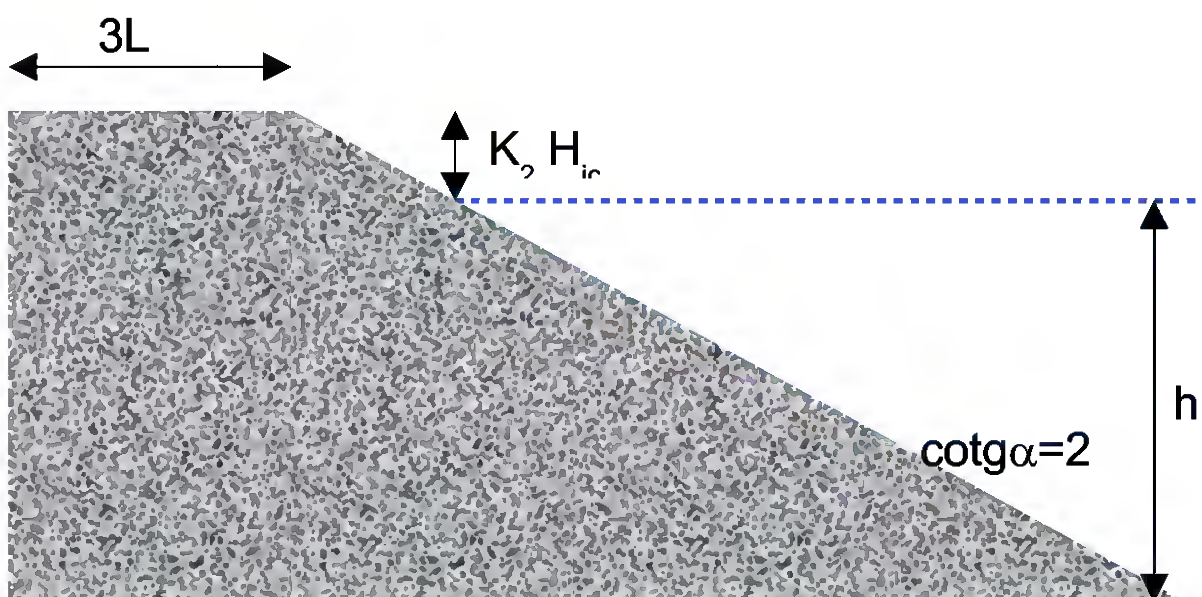


Figura 6.21. Esquema del dique tipo considerado.

El peso medio de las piezas que constituyen el dique es proporcional a la altura de ola de cálculo al cubo:

$$\frac{W_{50}}{g} = KH_{ic}^3 \tag{6.0}$$

$$K = \psi \cdot \rho_w \cdot R$$

Por otro lado el peso de las piezas es igual al producto de su densidad y el volumen que ocupa, es decir:

$$\frac{W_{50}}{g} = \rho_s L^3 \tag{6.0}$$

Donde:

$L$ = lado de la pieza (m)

Por lo tanto:





$$3L = 3\sqrt[3]{\frac{\psi \cdot \rho_w \cdot R}{\rho_s}} H = K_1 H \quad (6.0)$$

Calculando el área de la estructura actual:

$$A = 3L(h + K_2 H) + \frac{2(h + K_2 H)^2}{2} \quad (6.0)$$

$$A = (h + K_2 H)[3L + (h + K_2 H)] \quad (6.0)$$

$$A = (h + K_2 H)[K_1 H + h + K_2 H] = (h + K_2 H)[h + K_3 H] \quad (6.0)$$

$$K_3 = K_1 + K_2 \quad (6.0)$$

$$A = (h + K_2 H)[K_1 H + h + K_2 H] = (h^2 + K_2 Hh + K_3 Hh + K_3 K_2 H^2) \quad (6.0)$$

$$K_4 = K_2 + K_3 \quad (6.0)$$

$$K_5 = K_3 K_2 \quad (6.0)$$

$$(h^2 + K_2 Hh + K_3 Hh + K_3 K_2 H^2) = h^2 + K_4 Hh + K_5 H^2 \quad (6.0)$$

$$A = h^2 + K_4 Hh + K_5 H^2 \quad (6.0)$$

Aplicando el método de las perturbaciones:

$$A + \delta A = h^2 + K_4 (H + \delta H)h + K_5 (H + \delta H)^2 \quad (6.0)$$

$$\delta A = K_4 \delta H h + 2K_5 H \delta H \quad (6.0)$$

Según la formulación obtenida, la variación del área es función de la altura de ola, de la función de estabilidad, de la profundidad y de la variación de la altura de ola. Dividiendo esta última formulación por la profundidad:

$$\frac{\delta A}{h} = K_4 \delta H + 2K_5 \frac{H}{h} \delta H \quad (6.0)$$





$$\frac{\delta A}{A} = \frac{(K_4 \delta H h + 2K_5 H \delta H)}{(h^2 + K_4 H h + K_5 H^2)} \quad (6.0)$$

En las figuras 6.22, 6.23 y 6.24 se muestra de forma gráfica el valor de la variación del área de la obra en función del coeficiente K, que depende a su vez del número o función de estabilidad, del coeficiente K<sub>2</sub>, indicativo de la cota de coronación de la estructura, de la relación entre la altura de ola y la profundidad y de la variación de la altura de ola.



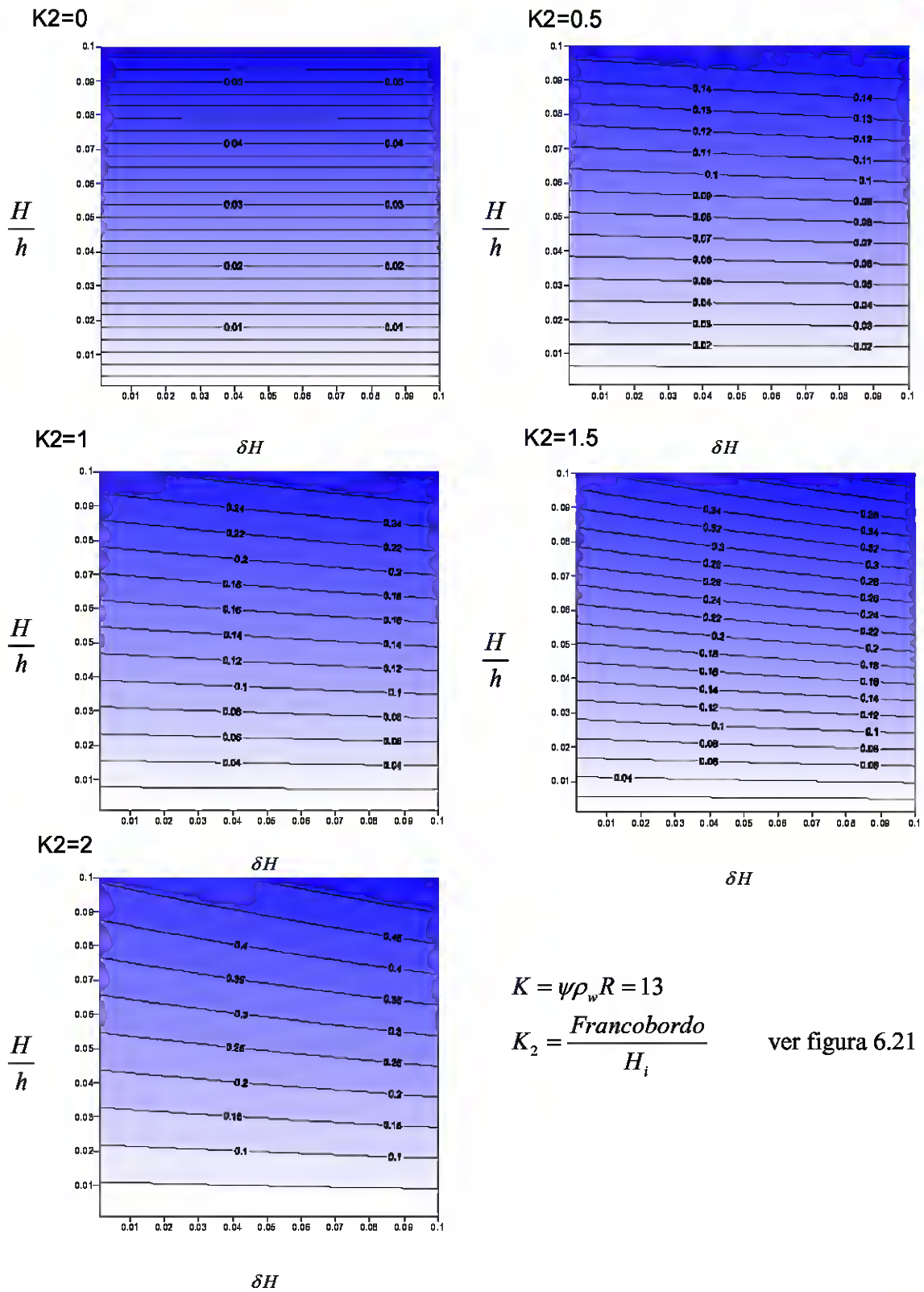


Figura 6.22. Variación del área de la obra dividido por la profundidad, en función de la cota de coronación de la obra, de la variación de la altura de ola y de la relación entre la altura de ola y la profundidad.  $K=13$



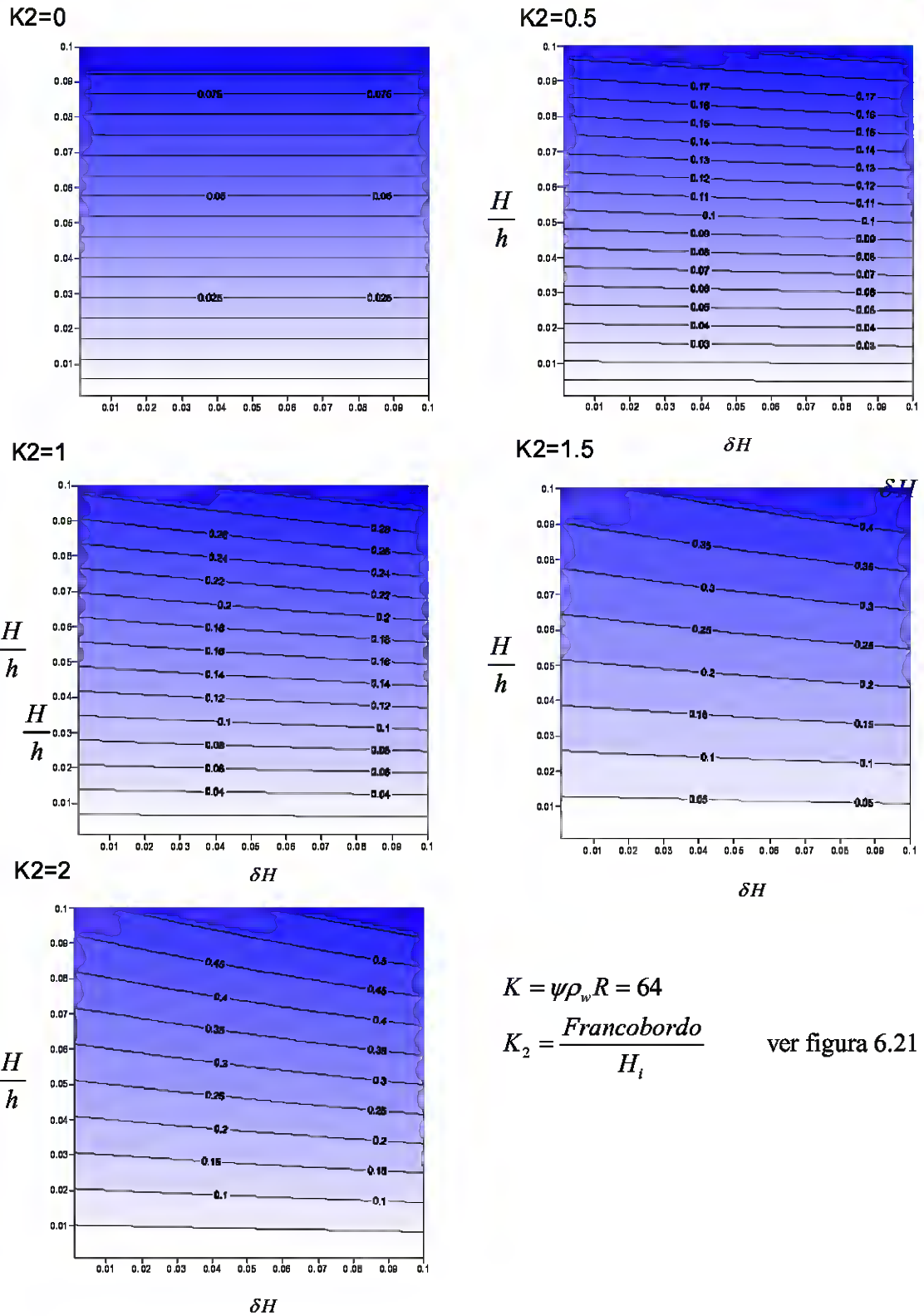
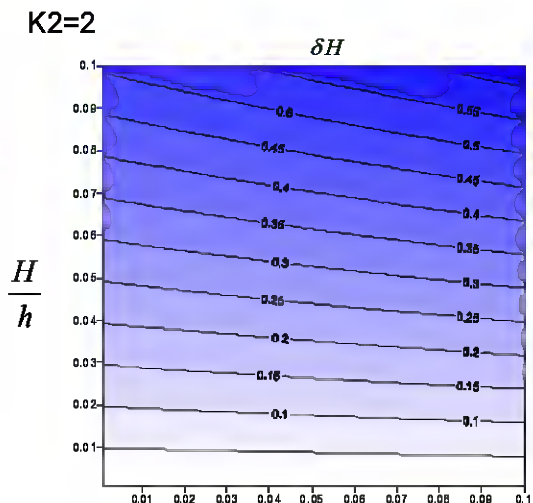
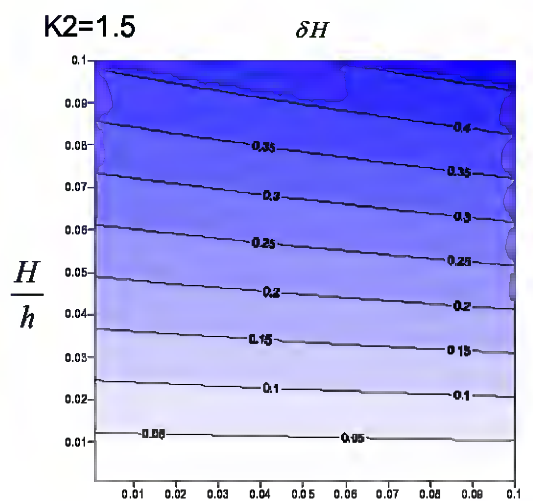
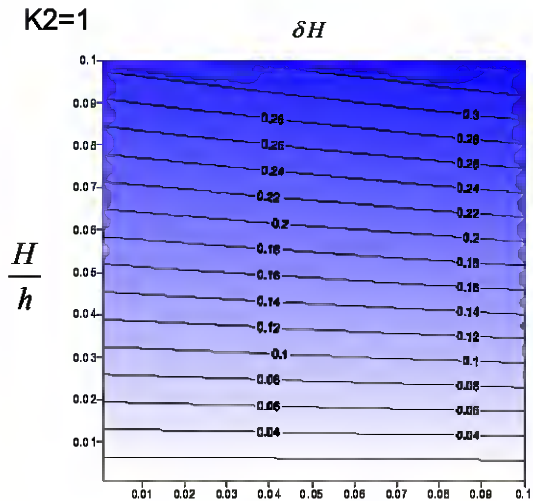
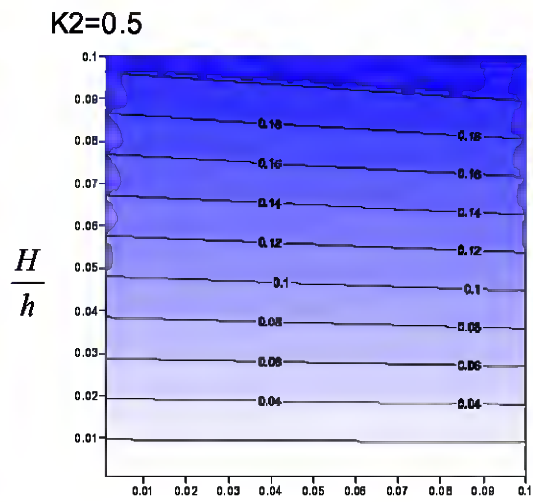
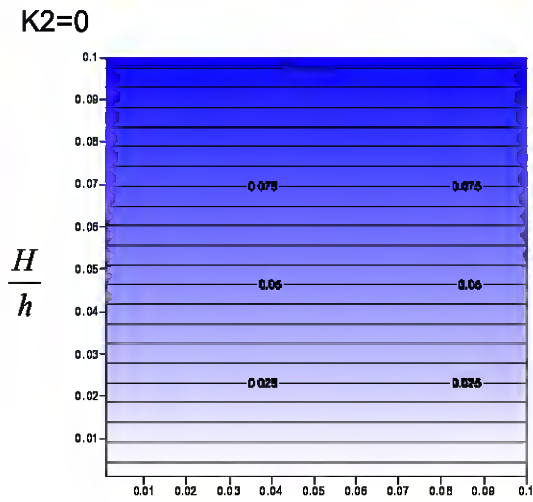


Figura 6.23. Variación del área de la obra dividido por la profundidad, en función de la cota de coronación de la obra, de la variación de la altura de ola y de la relación entre la altura de ola y la profundidad.  $K=64$ .





$$K = \psi \rho_w R = 123$$

$$K_2 = \frac{\text{Francobordo}}{H_i}$$

ver figura 6.21

$\delta H$





Figura 6.24. Variación del área de la obra dividido por la profundidad, en función de la cota de coronación de la obra, de la variación de la altura de ola y de la relación entre la altura de ola y la profundidad.  $K=123$

**6.3.3.4 Análisis de los posibles efectos del cambio climático en la dimensión de los diques en profundidades reducidas**

En este segundo caso, se considera el mismo dique tipo que en el apartado anterior (ver figura 6.21). No obstante, la altura de ola de cálculo en este caso es función de la profundidad. Procediendo del mismo modo que en el apartado anterior:

$$3L = 3\sqrt[3]{\frac{\psi \cdot \rho_w \cdot g \cdot R}{\rho_s}} H \tag{6.0}$$

$$H = \gamma h \tag{6.0}$$

$$3L = 3\sqrt[3]{\frac{\psi \cdot \rho_w \cdot g \cdot R}{\rho_s}} \gamma h = K_1 h \tag{6.0}$$

Calculando el área de la estructura actual:

$$A = 3L(h + K_2 H) + \frac{2(h + K_2 H)^2}{2} \tag{6.0}$$

$$A = 3L(h + K_2 \gamma h) + (h + K_2 \gamma h)^2 \tag{6.0}$$

$$K_3 = 1 + K_2 \gamma \tag{6.0}$$

$$A = 3L(K_3 h) + (K_3 h)^2 \tag{6.0}$$

$$A = (K_3 h)[K_1 h + K_3 h] = K_3 K_1 h^2 + K_3 K_3 h^2 = (K_3 K_1 + K_3 K_3) h^2 \tag{6.0}$$

$$A = K_6 h^2 \tag{6.0}$$

$$K_6 = K_3 K_1 + K_3 K_3$$

Aplicando el método de las perturbaciones a esta última ecuación:







$$A + \delta A = K_6 (h + \Delta\eta)^2 \tag{6.0}$$

$$A + \delta A ; K_6 h^2 \left( 1 + 2 \frac{\Delta\eta}{h} \right) = K_6 h^2 + 2K_6 h \Delta\eta \tag{6.0}$$

$$\delta A ; 2K_6 h \Delta\eta \tag{6.0}$$

$$\frac{\delta A}{A} ; 2 \frac{\Delta\eta}{h} \tag{6.0}$$

Según la relación obtenida la variación adimensional del área de la obra es proporcional a la relación entre el aumento del nivel medio y la profundidad, de forma que si por ejemplo se produce un aumento del nivel medio del 5% en relación con la profundidad a la que se encuentra actualmente la estructura, su área aumentará un 10 %. Esta relación lineal se muestra en la figura 6.25.

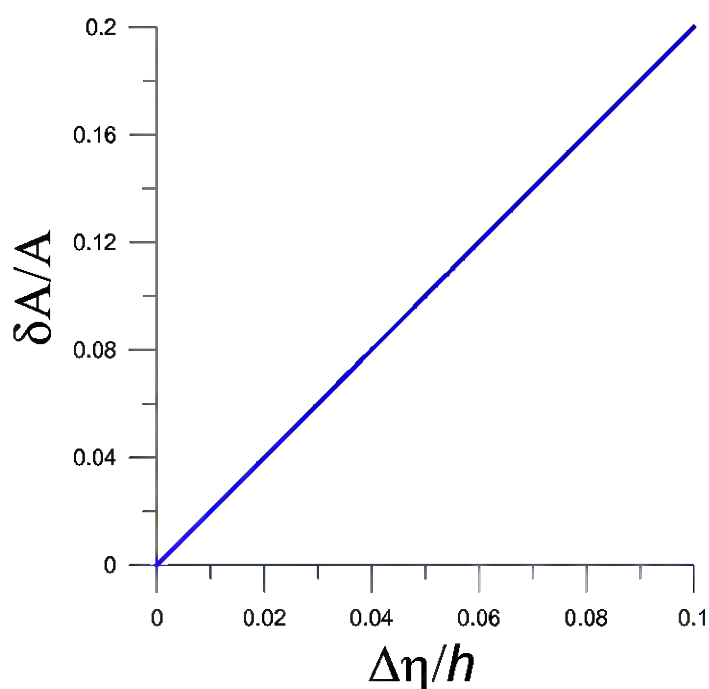


Figura 6.25. Relación entre la variación del área adimensional de la obra y la variación del nivel medio adimensionalizado por la profundidad.





## 6.4 Orden de magnitud de los efectos

Hasta el momento se han analizado los posibles efectos que el cambio climático puede generar tanto en la funcionalidad así como en la estabilidad de las obras marítimas. No obstante, algunos de los efectos son más importantes que otros y algunos incluso hasta pueden ser despreciados. Este capítulo trata de mostrar cuáles son los efectos más importantes que el cambio climático puede generar en las obras marítimas. Para tal fin se ha generado la tabla 6.5, en la que se muestran los efectos, ya cuantificados, considerando unas características tipo de los diques, así como unos cambios dado en los parámetros hidrodinámicos. En concreto, en todos los casos se ha considerado que el dique, ya sea vertical o en talud se encuentra a una profundidad de 10 m, con una anchura adimensional B/D de 4, en el que el oleaje se caracteriza por una altura de ola de 5 m y un periodo de 12 s. Para los diques en talud se ha considerado un talud caracterizado por una pendiente de  $\tan\alpha=0,5$ . En cuanto a los cambios en las variables hidrodinámicas analizadas, es decir, el aumento del nivel medio y la variación de la altura de ola significativa, se han considerado los siguientes valores:

$$\frac{\delta\eta}{h} = 0,02 \quad (6.0)$$

$$\frac{\delta H}{H} = 0,07 \quad (6.0)$$

Tal como muestran los valores de la tabla 6.5, las variables funcionales que en mayor grado pueden verse afectadas por el cambio climático son el coeficiente de transmisión en estructuras verticales impermeables rebasables, siendo las variaciones de la altura de ola las que mayores cambios generen en el coeficiente de transmisión. En el resto de tipologías de diques, los cambios considerados en la altura de ola y en el nivel medio, generan cambios máximos en el coeficiente de transmisión del 4%.

En cuanto al rebase, independientemente de la tipología del dique, pequeños cambios en la altura de ola generan importantes modificaciones en el rebase, siendo menor el efecto de la variación del nivel medio.

Con respecto a la estabilidad de los diques cabe destacar que al aumentar la altura de ola, el tamaño de las piezas que componen el dique debería de aumentar de forma proporcional al aumento adimensional de la altura de ola para que se mantuviese ese nivel de estabilidad. En cuanto al aumento del nivel medio, su efecto es importante en profundidades reducidas donde la altura de ola de diseño se calcula en función de la profundidad. No obstante, su efecto en la estabilidad del dique es menor que el efecto de la variación de la altura de ola.





## 6.5 Conclusiones generales

En la tabla 6.6 se resumen los aspectos más representativos de estudio realizado, indicando cuáles son las variables funcionales que pueden afectarse por el cambio climático, cuáles son las variables hidrodinámicas que inducen a estos efectos y qué formulación puede ser utilizada para calcular estos efectos. Asimismo, se indican las localizaciones de las gráficas y ábacos a lo largo del texto.

A modo de resumen general cabe destacar, que son las variaciones en la altura de ola las que mayores cambios pueden generar en la funcionalidad y estabilidad de las obras marítimas, siendo el rebase la variable funcional que en mayor medida se ve afectado. En cuanto a la estabilidad cabe mencionar que para que se mantengan los criterios de estabilidad actuales, si se produce una variación de la altura de ola, el cambio del tamaño de las piezas es proporcional a la variación de la altura de ola adimensionalizada con la altura de ola de cálculo actual.



EFECTOS EN OBRAS		VARIABLES DE LAS QUE DEPENDE	VARIABLES DE LAS QUE DEPENDE Y PUEDEN VERSE AFECTADOS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO	FÓRMULAS QUE PERMITEN CUANTIFICAR LAS VARIACIONES DEL EFECTO	LOCALIZACIÓN ÁBACOS	
<b>VARIABLES FUNCIONALES</b>	<b>ROTURA</b>	- tg $\alpha=0,5$ . - H= 5 m. - T= 12 s	- $\delta H/H=0,07$	$\frac{\delta I_{ro}}{I_{ro}}; -0,033$	PÁGINA 6.5 FIGURA 6.1	
	<b>REFLEXIÓN</b>	<b>Estructuras verticales no rebasables</b>	-B/D=4. - T= 12 s. - h=10 m $\rightarrow$ h/L=0,07	- $\delta \eta/h=0,02$	Escollera sin clasificar B/D<8; h/L $\leq$ 0.15: $\frac{\delta \beta_R}{\beta_R}=0,02; \frac{\delta C_R}{C_R}=-0,004$ Tetrápodos B/D<5; h/L<0.15: $\frac{\delta \beta_R}{\beta_R}=-0,10; \frac{\delta C_R}{C_R}=0,006$	PÁGINA 6.12 FIGURA 6.4  PÁGINA 6.14 FIGURA 6.5
	<b>REFLEXIÓN</b>	<b>Estructuras en talud rebasables</b>	- tg $\alpha=0,5$ . - H= 5 m. - T=12 s $\rightarrow$ L <sub>0</sub> =224,8 m	- $\delta H/H=0,07$	$\frac{\delta C_R}{C_R}=-0,024$	PÁGINA 6.17 FIGURA 6.6
	<b>TRANSMISIÓN</b>	<b>Estructuras verticales no rebasables permeables</b>	-B/D=4. - H/L= 0,027 - Escollera sin clasificar	- $\delta H/H=0,07$	$\frac{\delta C_T}{C_T}; -0,026$	PÁGINA 6.22 FIGURA 6.7
	<b>TRANSMISIÓN</b>	<b>Estructuras verticales impermeables rebasables</b>	- F/H=1 - H= 5 m. - h= 10 m	- $\delta \eta/h=0,02 \rightarrow \delta \eta/H=0,04$ - $\delta H/H=0,07$	$\frac{\delta C_T}{C_T}=0,04$ debido a la variación del nivel medio $\frac{\delta C_T}{C_T}=0,14$ debido a la variación de la altura de ola	PÁGINA 6.25 FIGURA 6.9  PÁGINA 6.26 FIGURA 6.10
	<b>TRANSMISIÓN</b>	<b>Estructuras en talud permeables no rebasables</b>	-B/D=4 -T=12 s -H=5 m - H/L= 0,037 - tg $\alpha=0,5$	- $\delta H/H=0,07$	$\frac{\delta C_T}{C_T}; -0,039$	PÁGINA 6.29,6.30,6.31 y 6.32 FIGURA 6.11,6.12,6.13, 6.14

Tabla 6.5a Tabla resumen de los posibles efectos del cambio climático en la funcionalidad y estabilidad de las obras marítimas.



VARIABLES FUNCIONALES	TRANSMISIÓN	Estructuras en talud rebasables	- D= 1 m. - F= 1 m. - H <sub>f</sub> =5 m - T= 12 s - h= 10 m	- δη=0,2 m - δH <sub>f</sub> /H <sub>f</sub> = 0.07 m.	- Diques Arrecife: $\frac{\delta C_T}{C_T} = -0,023$ debido a la variación de la altura de ola $\frac{\delta C_T}{C_T} = 0,037$ debido a la variación del nivel medio - Diques Multicapa: $\frac{\delta C_T}{C_T} = 0,03$ debido a la variación de la altura de ola $\frac{\delta C_T}{C_T} = 0,038$ debido a la variación del nivel medio	
	REBASE	Estructuras verticales	- H <sub>s</sub> = 5 m - R <sub>c</sub> /H=1 - b=4,3	- δη/H <sub>s</sub> =0,04 - δH/H= 0,07	$\frac{\delta q}{q} = 0,172$ debido a la variación del nivel medio $\frac{\delta q}{q} = 0,165$ debido a la variación de la altura de ola	PÁGINA 6.43 FIGURA 6.16 PÁGINA 6.45 FIGURA 6.17
	REBASE	Estructuras en talud	- H <sub>s</sub> = 5 m - R <sub>c</sub> /H=1 - b=3,1	- δη/H <sub>s</sub> =0,04 - δH/H= 0,07	$\frac{\delta q}{q} = 0,12$ debido a la variación del nivel medio $\frac{\delta q}{q} = 0,1484$ debido a la variación de la altura de ola	PÁGINA 6.49 FIGURA 6.18
PARÁMETROS DE ESTABILIDAD	AUMENTO TAMAÑO DE LAS PIEZAS	Altura de ola de cálculo no limitado por la profundidad	-H <sub>c</sub> = 5 m -ψ= 0.0797	- δH/H=0,07	$\frac{\delta W_{50}}{W_{50}} ; 0,21$	PÁGINA 6.56 FIGURA 6.19
	AUMENTO TAMAÑO DE LAS PIEZAS	Altura de ola de cálculo limitado por la profundidad	-h= 10 m -ψ= 0.0797	- δη/h= 0,02	$\frac{\delta W_{50}}{W_{50}} ; 0,06$	PÁGINA 6.57 FIGURA 6.20
	AUMENTO TAMAÑO DE LAS PIEZAS	Altura de ola de cálculo no limitado por la profundidad	-K= 53,01 -K <sub>2</sub> =1 -H= 5 m -h=10 m	- δH/H= 0,07	K <sub>1</sub> = 0.8143 ; K <sub>3</sub> = 1.8143 ; K <sub>4</sub> = 2.8143 ; K <sub>5</sub> = 1.8143 $\frac{\delta A}{A} = 0,056$	PÁGINA 6.61,6.62,6.63 FIGURA 6.22, 6.23, 6.24
	AUMENTO TAMAÑO DE LAS PIEZAS	Altura de ola de cálculo limitado por la profundidad	-h= 10 m -ψ= 0.0797	- δη/h= 0,02	$\frac{\delta A}{A} = 0,04$	PÁGINA 6.65 FIGURA 6.25

Tabla 6.5b. Tabla resumen de los posibles efectos del cambio climático en la funcionalidad y estabilidad de las obras marítimas.

EFFECTOS EN OBRAS	VARIABLES DE LAS QUE DEPENDE	VARIABLES DE LAS QUE DEPENDE Y PUEDEN VERSE AFECTADOS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO	FÓRMULAS QUE PERMITEN CUANTIFICAR LAS VARIACIONES DEL EFECTO	LOCALIZACIÓN ÁBACOS
-------------------	------------------------------	---	--	---------------------





<b>VARIABLES FUNCIONALES</b>	<b>ROTURA</b>		- tg α= pendiente del talud. - H= altura de ola a pie de dique (m). - L <sub>0</sub> = longitud de onda en profundidades indefinidas (m)	- δH= variación de la altura de ola a pie de dique (m).	$\frac{\delta I_{r0}}{I_{r0}} ; -0.5 \frac{\delta H}{H}$	PÁGINA 6.5 FIGURA 6.1
	<b>REFLEXIÓN</b>	<b>Estructuras verticales no rebasables</b>	-B/D=anchura adimensional del dique. - h/L= profundidad relativa.	- δh= variación de la profundidad por la variación del nivel medio (m).	Escollera sin clasificar B/D<8; h/L<0.15: $\frac{\delta\beta_R}{\beta_R} = \frac{\delta\eta}{h} ; \frac{\delta C_R}{C_R} = \left(\frac{B}{D}\right)^{\delta\beta_R} - 1$  Escollera sin clasificar B/D<8; h/L>0.15: $\frac{\delta\beta_R}{\beta_R} = -0.2 \frac{\delta\eta}{h} ; \frac{\delta C_R}{C_R} = \left(\frac{B}{D}\right)^{\delta\beta_R} - 1$  Tetrápodos B/D<5; h/L<0.15: $\frac{\delta\beta_R}{\beta_R} = \frac{6 \frac{\delta\eta}{L}}{6 \frac{h}{L} - 0.49} ; \frac{\delta C_R}{C_R} = \left(\frac{B}{D}\right)^{\delta\beta_R} - 1$  Tetrápodos B/D>5; h/L>0.15: $\frac{\delta\beta_R}{\beta_R} = -1.1 \frac{\delta\eta}{h} ; \frac{\delta C_R}{C_R} = \left(\frac{B}{D}\right)^{\delta\beta_R} - 1$	PÁGINA 6.12 FIGURA 6.4  PÁGINA 6.14 FIGURA 6.5
	<b>REFLEXIÓN</b>	<b>Estructuras en talud rebasables</b>	- tg α= pendiente del talud. - H= altura de ola a pie de dique (m). - L <sub>0</sub> = longitud de onda en profundidades indefinidas (m).	- δH= variación de la altura de ola a pie de dique (m).	$\frac{\delta C_R}{C_R} = \frac{\left( I_{r0}^2 + b - I_{r0}^2 \frac{\delta H}{H} - \frac{\delta H}{H} b \right)}{\left( I_{r0}^2 - I_{r0}^2 \frac{\delta H}{H} + b \right)} - 1$	PÁGINA 6.17 FIGURA 6.6
	<b>TRANSMISIÓN</b>	<b>Estructuras verticales no rebasables permeables</b>	-B/D=anchura adimensional del dique. - H/L= peralte del oleaje	- δH= variación de la altura de ola a pie de dique (m).	$\frac{\delta C_T}{C_T} ; \frac{\left( 1 + \alpha_T \left( \frac{H}{L} \right)^{\beta_T} \right)^2}{\left( 1 + \frac{\alpha_T}{L^{\beta_T}} H^{\beta_T} \left( 1 + \beta_T \frac{\delta H}{H} \right) \right)^2} - 1$	PÁGINA 6.22 FIGURA 6.7
	<b>TRANSMISIÓN</b>	<b>Estructuras verticales impermeables rebasables</b>	- F/HI=francobordo adimensional.	- δF= variación del francobordo por variación del nivel medio= F-δη  - δH <sub>i</sub> = variación de la altura de ola incidente (m).	$\frac{\delta C_T}{C_T} = \frac{\frac{\delta\eta}{H_i}}{\left( 1.5 - \frac{F}{H_i} \right)} ; \frac{\delta C_T}{C_T} = \frac{F \frac{\delta H}{H_i}}{\left( 1.5 - \frac{F}{H_i} \right)}$	PÁGINA 6.25 FIGURA 6.9  PÁGINA 6.26 FIGURA 6.10
	<b>TRANSMISIÓN</b>	<b>Estructuras en talud permeables no rebasables</b>	-B/D=anchura adimensional del dique. - H/L= peralte del oleaje. - tg α= pendiente del talud.	- δH= variación de la altura de ola a pie de dique (m).	$\frac{\delta C_T}{C_T} ; \frac{\left( \frac{\alpha_T \left( \frac{H}{L} \right)^{0.5}}{\tan \alpha} \right)^2}{\left( 1 + \alpha_T \frac{\left( \frac{H}{L} \right)^{0.5} \left( 1 + 0.5 \frac{\delta H}{H} \right)}{\tan \alpha} \right)^2} - 1$	PÁGINA 6.29,6.30,6.31 y 6.32 FIGURA 6.11,6.12,6.13, 6.14

Tabla 6.6a Tabla resumen de los posibles efectos del cambio climático en la funcionalidad y estabilidad de las obras marítimas.





VARIABLES FUNCIONALES	TRANSMISIÓN	Estructuras en talud rebasables	-D <sub>50</sub> = tamaño de las piezas del manto. -F= francobordo. - H <sub>s</sub> =altura de ola significativa incidente. -L <sub>op</sub> = longitud de onda en indefinidas.	- δF= variación del francobordo por variación del nivel medio= F-δη  - δH <sub>i</sub> = variación de la altura de ola incidente (m).	Diques multicapa: $\frac{\delta C_T}{C_T} = \frac{-5.42 \frac{\delta H_i}{L_{op}} + \frac{\delta H_i}{D} \left( 0.0323 + 0.031 \frac{F}{D} \right)}{-5.42 \frac{H_{st}}{L_{op}} + 0.0323 \frac{H_{st}}{D} - 0.0017 \left( \frac{B}{D} \right)^{1.84} + 0.51 - 0.24 \frac{F}{D} + 0.031 \frac{H_{st}}{D} \frac{F}{D}}$ $\frac{\delta C_T}{C_T} = \frac{0.24 \frac{\delta \eta}{D} - 0.031 \frac{H_{st}}{D} \frac{\delta \eta}{D}}{-5.42 \frac{H_{st}}{L_{op}} + 0.0323 \frac{H_{st}}{D} - 0.0017 \left( \frac{B}{D} \right)^{1.84} + 0.51 - 0.24 \frac{F}{D} + 0.031 \frac{H_{st}}{D} \frac{F}{D}}$ Diques Arrecife: $\frac{\delta C_T}{C_T} = \frac{-2.6 \frac{\delta H}{L_{op}} + \frac{\delta H}{D} \left( 0.031 \frac{F}{D} - 0.05 \right)}{-2.6 \frac{H_{st}}{L_{op}} - 0.05 \frac{H_{st}}{D} + 0.85 - 0.24 \frac{F}{D} + 0.031 \frac{H_{st}}{D} \frac{F}{D}}$ $\frac{\delta C_T}{C_T} = \frac{0.24 \frac{\delta \eta}{D} - 0.031 \frac{H_{st}}{D} \frac{\delta \eta}{D}}{-2.6 \frac{H_{st}}{L_{op}} - 0.05 \frac{H_{st}}{D} + 0.85 - 0.24 \frac{F}{D} + 0.031 \frac{H_{st}}{D} \frac{F}{D}}$	
	REBASE	Estructuras verticales	- H <sub>s</sub> = altura de ola significativa. - Rc= francobordo.	- δRc= variación del francobordo por variación del nivel medio= Rc-δ η  - δH= variación de la altura de ola incidente (m).	$\frac{\delta q}{q}; b \frac{\delta \eta}{H_s}$ $\frac{\delta q}{q} = b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} + \frac{3}{2} \frac{\delta H}{H_s}$	PÁGINA 6.43 FIGURA 6.16  PÁGINA 6.45 FIGURA 6.17
	REBASE	Estructuras en talud	- H <sub>s</sub> = altura de ola significativa. - Rc= francobordo.	- δRc= variación del francobordo por variación del nivel medio= Rc-δ η  - δH= variación de la altura de ola incidente (m).	$\frac{\delta q}{q}; b \frac{\delta \eta}{H_s}$ $\frac{\delta q}{q} = b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} + \frac{3}{2} \frac{\delta H}{H_s}$	PÁGINA 6.49 FIGURA 6.18
PARÁMETROS DE ESTABILIDAD	AUMENTO TAMAÑO DE LAS PIEZAS	Altura de ola de cálculo no limitado por la profundidad	-H <sub>c</sub> = altura de ola de cálculo. -ψ= Función de estabilidad.	- δH= variación de la altura de ola de cálculo (m).	$\frac{\delta W_{50}}{W_{50}}; 3 \left( \frac{\delta H_{ic}}{H_c} \right)$	PÁGINA 6.56 FIGURA 6.19
	AUMENTO TAMAÑO DE LAS PIEZAS	Altura de ola de cálculo limitado por la profundidad	-h= profundidad. -ψ= Función de estabilidad.	- δh= variación de la profundidad por la variación del nivel medio (m).	$\frac{\delta W_{50}}{W_{50}}; 3 \left( \frac{\delta \eta}{h} \right)$	PÁGINA 6.57 FIGURA 6.20
	AUMENTO TAMAÑO DE LAS PIEZAS	Altura de ola de cálculo no limitado por la profundidad	-H <sub>c</sub> = altura de ola de cálculo. -ψ= Función de estabilidad.	- δH= variación de la altura de ola de cálculo (m).	$\frac{\delta A}{h} = K_4 \delta H + 2K_5 \frac{H}{h} \delta H$ $K_1 = 3 \sqrt[3]{\frac{K}{\rho_s}}; K_3 = K_1 + K_2; K_4 = K_2 + K_3; K_5 = K_3 K_2$	PÁGINA 6.61, 6.62, 6.63 FIGURA 6.22, 6.23, 6.24
	AUMENTO TAMAÑO DE LAS PIEZAS	Altura de ola de cálculo limitado por la profundidad	-h= profundidad. -ψ= Función de estabilidad.	- δh= variación de la profundidad por la variación del nivel medio (m).	$\frac{\delta A}{A} = 2 \frac{\delta \eta}{h}$	PÁGINA 6.65 FIGURA 6.25

Tabla 6.6b Tabla resumen de los posibles efectos del cambio climático en la funcionalidad y estabilidad de las obras marítimas.



IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL

---



## FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL

### SECCIÓN II : ANÁLISIS TEÓRICO DE LOS EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA COSTA

#### CAPÍTULO 7. RESUMEN

---





## 7. RESUMEN

### 7.1 Introducción

El estudio teórico sobre los posibles efectos del cambio climático en los distintos elementos del litoral ha puesto en evidencia que pequeños cambios en los parámetros que definen el oleaje incidente en la costa así como el posible aumento del nivel medio pueden acarrear importantes consecuencias en la zona costera. Este capítulo tiene como objetivo resumir los efectos más importantes que se pueden producir en cada elemento litoral.

### 7.2 Efectos en playas

Los efectos más importantes que el cambio climático puede suponer en las playas se reduce básicamente a una variación en la cota de inundación y a un posible retroceso, o en su caso avance, de la línea de costa.

En el caso de la **cota de inundación**, este parámetro viene determinado por la probabilidad conjunta de la marea astronómica, de la marea meteorológica, del run-up en la playa y del posible aumento del nivel medio del mar. Para calcular con exactitud el valor actual de este parámetro a lo largo de la costa española es necesario recurrir a un modelo probabilístico que considere las funciones de distribución de las variables deterministas, como lo es la marea astronómica, y de las variables aleatorias, como lo son el oleaje, y por lo tanto el run-up y la marea meteorológica. Asimismo, para calcular la posible variación de la cota de inundación, se deberían estimar las tendencias del oleaje y de la meteorológica con unas bandas de confianza del 95% y aplicar la misma metodología (de probabilidad conjunta) a esta situación futura. No obstante, dado que el alcance del presente documento es el plasmar cuáles pueden ser el efecto del cambio climático en la cota de inundación, y no el obtener unos mapas detallados de la cota de inundación a lo largo del litoral, se ha asumido, como primera aproximación, cierto periodo de retorno para las variables consideradas y que la cota de inundación es la suma lineal de estas variables. De forma que se obtiene la siguiente formulación par la cota de inundación:

$$CI = MA + MM + RU \quad (7.1)$$

Donde:

$CI$ = cota de inundación (m)

$MA$ = marea astronómica (m)

$MM$ = marea meteorológica (m)

$RU$ = run up (M)





Asumiendo que el run –up puede ser representado a partir de la formulación propuesta por Nielsen (1991) y considerando que el parámetro representativo del estado de mar es la altura de ola significativa del 2% se obtiene que:

$$CI = MA + MM + 0.0792 \left( H_s \frac{9.81T^2}{2\pi} \right)^{0.5} \quad (7.2)$$

Donde:

$H_s$  = altura de ola significativa (m)

$T$  = periodo de pico asociado (s)

Aplicando el método de las perturbaciones a la siguiente formulación y asumiendo que en un futuro se pueda producir un aumento del nivel medio se obtiene la siguiente expresión que permite calcular la posible variación adimensional de la cota de inundación:

$$\frac{\delta CI}{CI} = \frac{\delta MM + \delta \eta + 0.0396 \left( \frac{gT^2}{2\pi} \right)^{0.5} \frac{\delta H_s}{\sqrt{H_s}}}{MA + MM + 0.0792 \left( H_s \frac{9.81T^2}{2\pi} \right)^{0.5}} \quad (7.3)$$

Donde:

$\delta CI$  = variación de la cota de inundación (m).

$\delta MM$  = variación de la marea meteorológica (m).

$\delta H_s$  = variación de la altura de ola significativa (m).

$\delta \eta$  = variación del nivel medio (m).

Nótese que esta expresión representaría un valor aproximado de la cota de inundación, ya que como se ha mencionado anteriormente, su cálculo preciso requeriría un tratamiento estadístico más sofisticado.

Con objeto de reflejar la importancia de los posibles cambios en la cota de inundación en el litoral español, se ha evaluado con los datos obtenidos en el análisis realizado en la Fase I, la variación adimensional que experimentará la cota de inundación para un escenario de cambio climático, considerando variables extremas de la altura de ola significativa y de la marea meteorológica con un periodo de retorno de 50 años. El escenario de cambio climático considerado corresponde a aquel en el que se producen los cambios medios estimados en el análisis realizado en la Fase I y se ha asumido que el nivel medio aumenta a una tasa de 0,004 m/año, que corresponde a la tendencia media obtenida por el panel





Intergubernamental del Cambio Climático (PICC). Dado que la incertidumbre a la hora de cuantificar esta tendencia es muy elevada, los valores obtenidos en el cálculo realizado deben entenderse como valores orientativos del orden de magnitud del cambio. Por otro lado cabe destacar que el nivel de la marea astronómica se ha considerado igual a la pleamar media viva equinoccial correspondiente a cada fachada del litoral. En la figura 7.1 se muestra la variación adimensional de la cota de inundación a lo largo del litoral español.

Como puede observarse en la misma, para el escenario considerado de cambio climático, se obtiene un aumento total de la cota de inundación, que es inducida principalmente por el aumento del nivel medio del mar. No obstante, en la cornisa Gallega y en la zona Norte de las Islas Canarias, el aumento es mayor que en el resto del litoral ya que en estas zonas se produce un aumento significativo de la altura de ola significativa con un periodo de retorno de 50 años. Por otro lado, la variación de la marea meteorológica a lo largo de todo el litoral contrarresta parcialmente el aumento de la cota de inundación producido por la variación del nivel medio y de la altura de ola significativa. Como dato representativo, en el Mediterráneo se obtiene un aumento de aproximadamente 20 cm, mientras que en la costa gallega y en las Islas Canarias puede alcanzar valores de 35 cm.

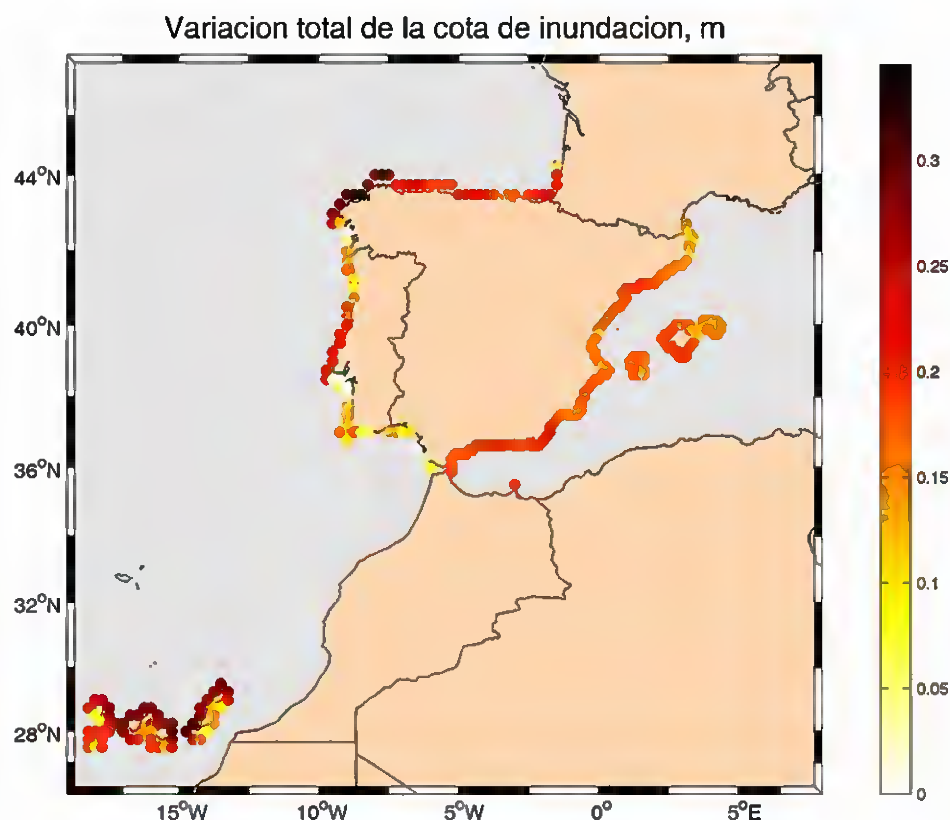


Figura 7.1 Variación neta de la cota de inundación a lo largo del litoral español.





Otro efecto en las playas es el posible **retroceso** de la línea de costa. Este puede ser inducido por un aumento en el nivel medio, que hace que el perfil activo de la playa tenga que ascender para llegar al equilibrio dinámico con esta nueva condición de nivel medio. Para ello, es necesario cubrir el déficit de arena que se produce en el perfil activo y este se hará a expensas de la arena de la playa seca y de la berma, produciendo un retroceso de la línea de pleamar. Este efecto puede ser cuantificado haciendo uso de la regla de Bruun, que propone la siguiente expresión para el retroceso de la playa:

$$RE = \frac{\Delta\eta \cdot W^*}{h^* + B} = \Delta\eta \frac{(1.57H_{s12})^{1.5}}{(0.51W^{0.44})^{1.5} (1.57H_{s12} + B)} \quad (7.4)$$

Donde:

$RE$  = retroceso de la playa (m).

$W$  = velocidad de caída del grano (m/s).

$H_{s12}$  = altura de ola significativa excedida 12 horas al año (m).

$B$  = altura de la berma (m).

$W^*$  = extensión del perfil activo de la playa (m).

$h^*$  = profundidad de corte de la playa (m).

Según esta expresión, las playas constituidas por arenas más finas y mayores profundidades de corte, es decir, las más disipativas, serán aquellas que experimenten el mayor retroceso. Este retroceso será mitigado en las playas con grandes alturas de berma. A modo de ejemplo, se presenta a continuación en la figura 7.2, el valor estimado para el retroceso a lo largo del litoral español, considerando una playa tipo con un tamaño de grano de 0,3 mm, una berma de 1 m de altura de ola, donde la profundidad de corte viene determinada por la  $H_{s12}$  calculada en la Fase I y considerando la misma tasa de aumento para el nivel medio mencionada anteriormente, siendo el año objetivo el 2050.



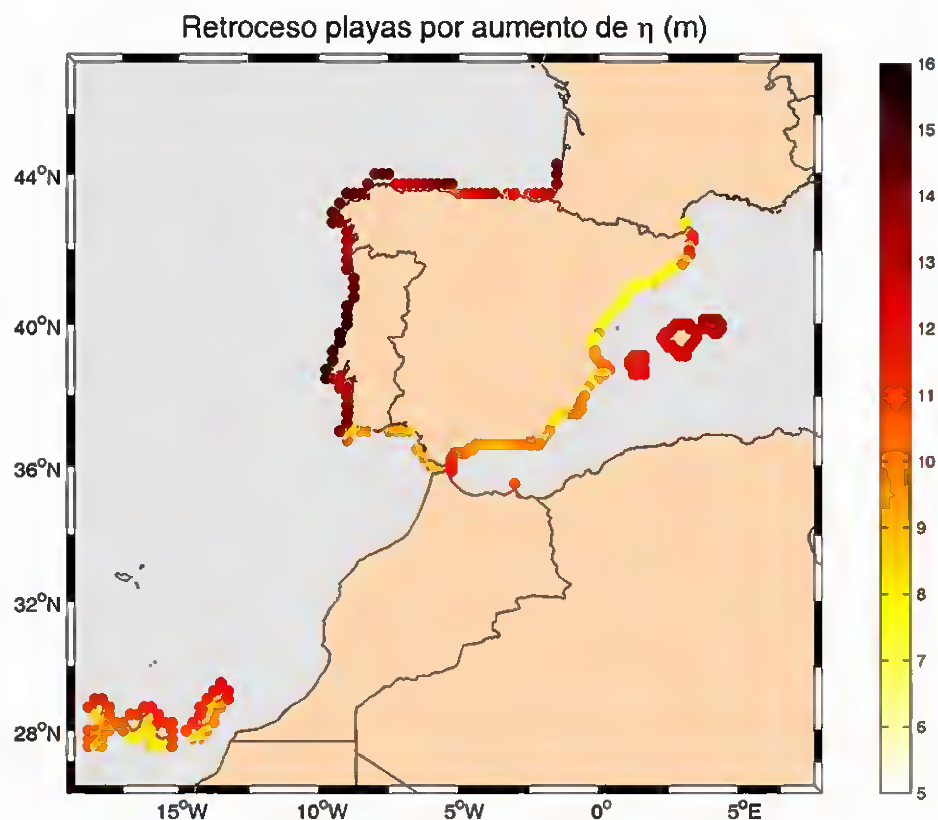


Figura 7.2 Retroceso de las playas por aumento del nivel medio a lo largo del litoral español.

Esta figura indica que las playas más susceptibles al aumento del nivel medio del mar, son las que se sitúan en la cornisa Atlántica del litoral Español así como las situadas en las Islas Baleares, obteniéndose en estas zonas retrocesos del orden de 16 m. En la zona del Mediterráneo el retroceso será menor ya que la extensión del perfil activo de las playas es menor.

Otro parámetro que puede contribuir a un retroceso adicional de las playas es la variación en la dirección del flujo medio de energía. Tal como se ha indicado en el capítulo III, dicho retroceso es altamente dependiente del tipo de playa que se considere, así como de la propagación que el oleaje sufra desde profundidades indefinidas hasta la playa en concreto. Considerando una playa rectilínea no colmatada de arena de 1000 m de longitud una variación en la dirección en las proximidades de la playa, generaría un retroceso en la mitad de la playa y un avance en la otra mitad. La expresión que en este caso permite estimar el cambio es la siguiente:

$$RE_{\max} = \frac{L}{2} \operatorname{tg}(\Delta\beta) \tag{7.5}$$





Donde:

$L$  = longitud de la playa (m)

$\Delta\beta$  = Variación en la dirección del flujo medio de energía ( $^{\circ}$ ).

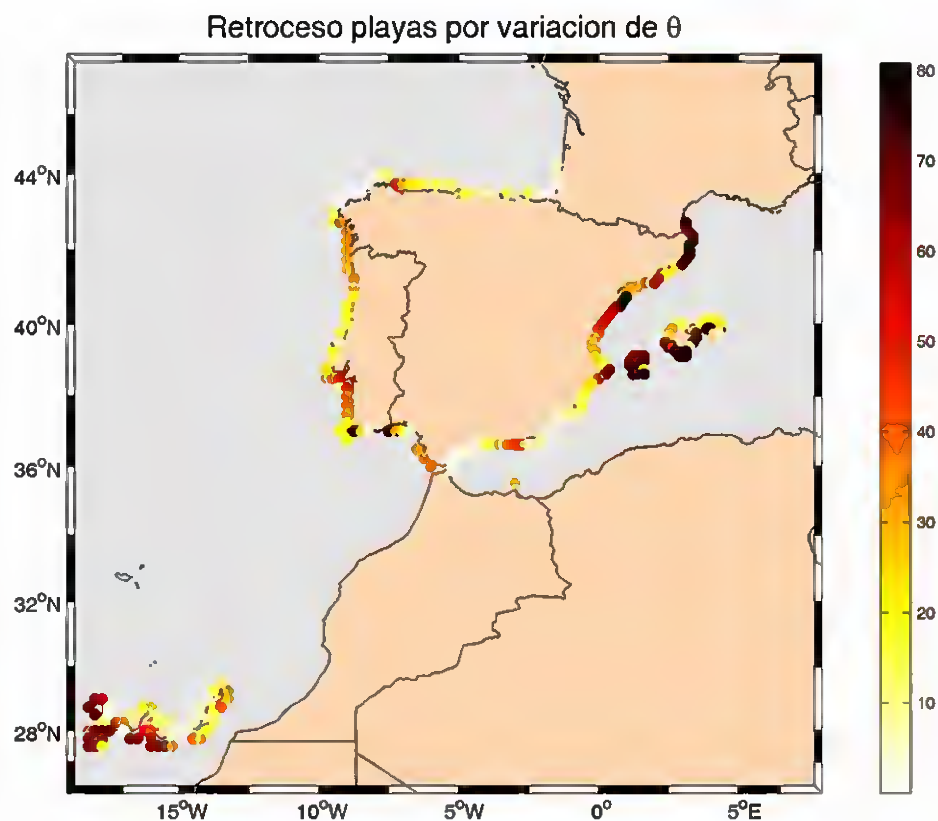


Figura 7.3 Retroceso de las playas por variación de la dirección del flujo medio de energía.

En la figura 7.3 se muestra el retroceso máximo esperado para el año 2050, en la que se ha considerado que la variación de la dirección del flujo medio de energía corresponde a la variación media calculada en la Fase I, una playa tipo de 1000 m de longitud, y se ha aplicado la ley de Snell para calcular la variación del flujo medio a 10 m de profundidad.

Obsérvese que las playas más susceptibles a este tipo de retroceso corresponden a las playas de la zona Norte del mediterráneo, sobre todo las de la Costa Brava, siendo de especial relevancia el efecto en las islas Baleares y también en Sur de las Islas Canarias. En estas zonas el retroceso puede alcanzar hasta 70 m ya que la variación de la dirección flujo medio de energía supera en ocasiones los  $8^{\circ}$ . En el resto del litoral este hecho tampoco puede ser depreciado observando valores del retroceso del orden de 20 m.





En cuanto a las playas encajadas colmatadas de arena, existe otro factor que corresponde al posible aumento de la profundidad de corte de la playa, que induciría grandes retrocesos en este tipo de playas. Para cuantificar este retroceso se asume que el perfil de la playa no cambia en forma, sólo cambia la extensión del perfil activo. También se asume que los cabos o diques que contiene la playa sólo son capaces de contenerla hasta cierta profundidad y que esta se verá aumentada si se produce un aumento de la  $H_{s12}$ , ya que ello sería indicativo de que la zona baja del perfil sería más activo más horas al año. La expresión que nos permite cuantificar dicho retroceso es la siguiente:

$$RE = 2.9508 \frac{\sqrt{H_{s12}} \delta H_{s12}}{(0.51W^{0.44})^{3/2}} \quad (7.6)$$

Donde:

$H_{s12}$  = altura de ola significativa excedida 12 horas al año (m).

$\delta H_{s12}$  = variación de la altura de ola significativa excedida 12 horas al año (m).

Según la formulación propuesta el retroceso será mayor cuanto mayor sea la altura de ola significativa que es excedida en la playa y cuanto menor sea el tamaño de grano que compone la misma. Por otro lado, cabe destacar que este retroceso es proporcional a la variación de la altura de ola significativa que es superada 12 horas al año. Este factor puede tener importantes consecuencias en la cornisa Atlántica, donde la profundidad de corte es elevada y las playas están mayoritariamente encajadas y constituidas por arenas finas. Considerando una playa tipo caracterizado por una  $H_{s12}$  de 5 m y un tamaño de grano de 0,3 mm, si se produjese un aumento del 7 % en la altura de ola significativa, el retroceso generado sería del orden de 56,47 m. En el Mediterráneo, la altura de ola superada 12 horas al año es menor que en el Cantábrico. Dado que el retroceso en este caso es proporcional a la raíz cuadrada del  $H_{s12}$ , se estima que el retroceso máximo en la costa Mediterránea sea menor, del orden de 15 m aproximadamente.

Otro efecto significativo es el posible **cambio en el transporte potencial** a lo largo de playas abiertas en equilibrio dinámico o en desequilibrio, playas típicas de la zona Mediterránea, sometidas a un transporte litoral muy activo. Tal como muestra la formulación perturbada para el transporte potencial, el cambio en la tasa de transporte puede ser consecuencia de variaciones en la altura de ola en rotura y el la dirección del oleaje en rotura:

$$\frac{\delta Q}{Q_a} = \frac{2.5}{H_{b,a}} (\delta H_b) + 2\delta\alpha_R \frac{1}{\text{tg}(2\alpha_R)} \quad (7.7)$$

Donde:

$\delta Q$  = variación del transporte potencial ( $\text{m}^2/\text{s}$ ).

$Q_a$  = transporte potencial actual ( $\text{m}^2/\text{s}$ ).





$H_{b,a}$  = altura de ola en rotura actual (m).

$\delta H_b$  = variación de la altura de ola en rotura (m).

$\alpha_r$  = ángulo de incidencia del oleaje en rotura (°).

$\delta\alpha_r$  = variación del ángulo de incidencia del oleaje en rotura (°).

Teniendo en cuenta, la altura de ola significativa media anual y la dirección del flujo medio de energía y su variación media calculada, se ha calculado en cada zona de la costa del litoral, la dirección del flujo medio de energía actual y su correspondiente variación para el año 2050, en el punto de rotura correspondiente a la altura de ola significativa media anual. Con esto ha sido posible la elaboración de un mapa orientativo del porcentaje de cambio en el transporte potencial a lo largo del litoral, ver figura 7.4.

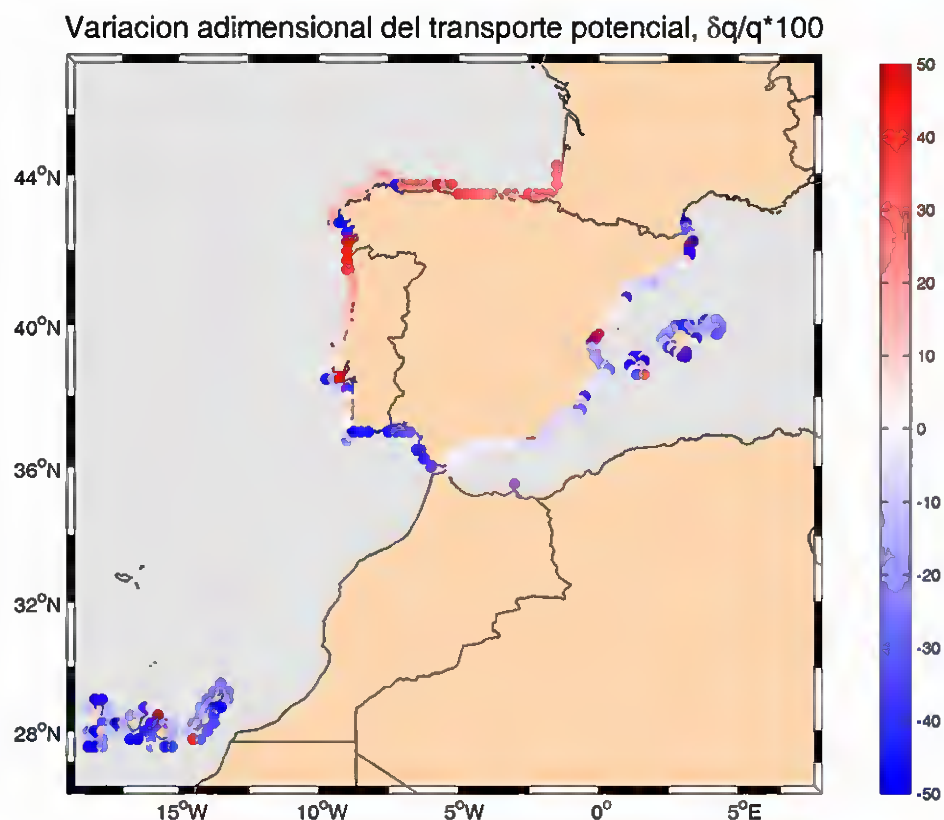


Figura 7.4 Retroceso de las playas por aumento del nivel medio a lo largo del litoral español.

Según la figura obtenida, para el escenario de cambio climático seleccionado, en la cornisa Cantábrica el transporte potencial actual aumentaría en un 30%, cosa que no supone que se produzcan grandes modificaciones en la morfología de la costa, ya que en esta zona la mayoría de las playas son encajadas. Sin embargo, en el Mediterráneo y en el Golfo de







Cádiz se obtiene una reducción de las tasas de transporte potencial, lo que indica que en las playas sometidas a erosiones progresivas, la tasa de erosión será más lenta, ya que la capacidad de transporte se reducirá.

Por último cabe mencionar que los posibles efectos del cambio climático en las playas son altamente dependientes de las características de la playa que se considere y de la propagación del oleaje hasta la misma, siendo imposible establecer valores globales a los cambios mencionados. Por ello, para cada playa en particular, es esencial aplicar las formulaciones obtenidas en esta sección, en concreto en el capítulo III, y en su caso los ábacos correspondientes. Por otro lado, ya que el cambio climático también puede tener un efecto en el estado morfodinámico modal de la playa así como los cambios con respecto a esa forma modal, es necesario que a la hora de analizar cada playa en concreto, se consideren dichos efectos.

### 7.3 Efectos en estuarios

El análisis realizado en el capítulo 4 de esta sección ha puesto de manifiesto que el parámetro que en mayor medida determina la configuración morfológica de equilibrio de los distintos elementos que configuran un estuario es el prisma de marea, es decir, el volumen de agua que entra y sale en cada ciclo de marea.

Si la tasa de generación de sedimento por la deposición de partículas calcáreas provenientes de conchas y de distintos organismos, sumado a los aportes de los ríos, no es capaz de compensar el déficit de arena que se producirá en el interior de la bahía por el aumento del nivel medio del mar, se producirá un aumento del volumen de agua que entra y sale de la bahía, es decir, del prisma de marea. Las consecuencias del aumento del prisma de marea en la configuración de los distintos elementos morfológicos son las siguientes:

1. Un aumento del prisma de marea generará un **déficit de sedimento en el interior de la bahía**, que tenderá a restablecer dicho equilibrio aumentando la cota de las llanuras mareales. El déficit de arena se puede cuantificar a partir de la siguiente formulación:

$$\Delta V_m = (\Delta \eta - \alpha)(A_b - 0.025 A_b \sqrt{A_b}) \cdot 10^6 \quad (7.8)$$

donde:  $V_m$  = volumen de las llanuras mareales ( $m^3$ )

$V_{m,eq}$  = volumen de equilibrio de las llanuras mareales ( $m^3$ )

$\Delta V_m$  = déficit de volumen de las llanuras mareales ( $m^3$ )





Por ejemplo, considerando un estuario con un área total de 1,2 Km<sup>2</sup> y un prisma de marea de 3.600.000 m<sup>3</sup>, donde la tasa de aumento de la cota de las marismas por generación de sedimento por parte de la bahía es de 2,2·10<sup>(-4)</sup> m/año, se estima que si el nivel medio aumenta 0,2 m en los siguientes 46 años, se produciría un déficit de arena en las llanuras mareales de 240.000 m<sup>3</sup>.

2. Un aumento del nivel medio, traducido en un aumento del prisma de marea, generará un **incremento del área de la sección crítica de la desembocadura**, que en base a la formulación propuesta por O'Brien (1969) se obtiene que dicha variación es:

$$\frac{\Delta A_{eq}}{A_{eq,act}} = \frac{A_f \cdot 10^6}{\Omega_{act}} (\Delta \eta - \alpha) = \frac{\Delta \Omega}{\Omega_{act}} \quad (7.9)$$

donde:  $A_{eq,act}$  = área de la sección de equilibrio actual (m<sup>2</sup>).

$A_{eq,fut}$  = área de la sección de equilibrio futuro (m<sup>2</sup>).

$\Omega_{act}$  = prisma de marea actual (m<sup>3</sup>).

$\Delta \Omega$  = variación del prisma de marea (m<sup>3</sup>).

Es decir, el aumento adimensional del área de la sección crítica es igual al aumento adimensional del prisma de marea. Siguiendo el mismo ejemplo indicado en el apartado anterior, en el que se suponía un aumento de 20 cm del nivel medio para el año futuro del 2050, en el estuario tipo considerado se produciría un aumento de la sección crítica del 6%.

3. El aumento del prisma de marea generado por el aumento del nivel medio del mar, también generará modificaciones en el **volumen del bajo exterior**, que necesitará contener un mayor volumen de arena para restablecer la condición de equilibrio dinámico, es decir, el bajo exterior presentará un déficit de arena. En este caso, dicho déficit de arena puede ser estimado por la siguiente formulación:

$$\Delta V_e = K (\Omega_{act} + (\Delta \eta - \alpha)(A_b - 0.025 A_b \sqrt{A_b}) \cdot 10^6)^{1.23} - K (\Omega_{act})^{1.23}$$

$$\frac{\Delta V_e}{V} = 1.23 \frac{\Delta \Omega}{\Omega_{act}} \quad (7.10)$$

donde  $\Delta V_e$  = variación del volumen del bajo exterior (m<sup>3</sup>).

Esta formulación indica que la variación adimensional del volumen del bajo exterior es proporcional a la variación adimensional del prisma de marea, siendo el coeficiente de proporcionalidad de 1,23. Para el caso anteriormente mencionado, la variación del





volumen del bajo exterior es de aproximadamente del 8%, es decir, en este caso aumentaría 62.000 m<sup>3</sup>.

4. Dado que la zona exterior de los estuarios es la zona más activa en cuanto a dinámica sedimentaria se refiere, el déficit del bajo exterior será cubierto con arena disponible de la playa adyacente, dando como resultado un **retroceso adicional de la línea de costa**, cuya magnitud dependerá del grado de desequilibrio generado en el bajo exterior, de la profundidad de corte del perfil de playa y de la longitud de la misma. Este retroceso puede ser cuantificado a partir de la siguiente expresión:

$$RE_a = \frac{\Delta V_{eq}}{L(1.57H_{s12} + B)} \quad (7.11)$$

donde  $RE_a$  = retroceso adicional (m).

$L$  = longitud de la playa (m).

$h_*$  = profundidad de corte de la playa (m).

$B$  = altura de la berma (m).

Para el caso concreto analizado, suponiendo que la playa adyacente está sometida a una  $H_{s12}$  de 5 m, que la arena tiene un diámetro medio de 0,3 mm y que la longitud de la playa es de 1000 m, el retroceso que se estima es de aproximadamente 6,6 m.

5. Otro aspecto de relevancia en los estuarios es el **regimen de inundación, de temperatura y de salinidad** de las zonas interiores de los estuarios y el alcance del agua del mar aguas arriba del estuario. Estos factores determinan el tipo de ecosistemas que habitan las distintas zonas del estuario y por lo tanto si los regimenes se ven modificados se producirá un desplazamiento de los ecosistemas actuales. Este fenómeno es de suma importancia en estuarios donde la mezcla vertical es considerable. Estos regimenes son altamente dependientes de la carrera de marea, del caudal del río, del nivel medio del mar así como de la configuración particular de cada estuario, por lo que el análisis del cambio climático se debería realizar para cada estuario en particular haciendo uso de modelos numéricos bidimensionales (para el caso de estuarios con importante mezcla vertical). En el caso de estuarios con gran estratificación, la haloclina, interfase entre agua dulce y agua salada reduce la mezcla vertical, produciéndose el efecto de la cuña salina. La extensión de equilibrio de la cuña salina, para el caso de canales rectangulares de profundidad constante, puede ser calculada a partir de la expresión propuesta por Keulegan (1966):





$$LA = d \frac{0.88}{280(R_d)^{-1} + 0.148(R_d)^{-1/4}} (2F_d)^{-5/2} \tag{7.12}$$

Donde:

LA= extensión de la cuña salina (m)

Rd= Número adimensional de Richarson.

F<sub>r</sub>= Número adimensional de Fraude

d= profundidad total (m)

Según esta expresión, la **extensión de la cuña salina** aguas arriba es proporcional de la profundidad y es altamente dependiente de la relación entre las fuerzas de inercia y la estratificación, de forma que en flujos altamente estratificados la extensión de la cuña es mayor. Por otro lado al aumentar el caudal del río la extensión de la misma decrece. En la figura 7.5 se muestra de forma gráfica dicha relación y permite determinar la extensión de la cuña en función de la velocidad del río V<sub>r</sub> y de la profundidad a lo largo del estuario

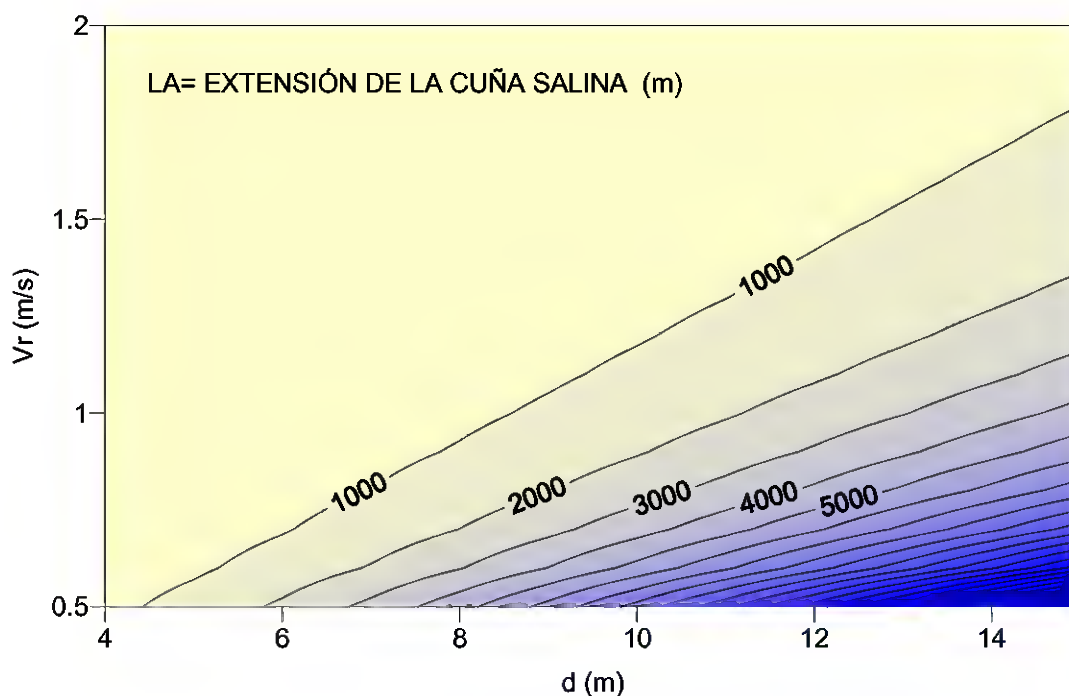


Figura 7.5 Variación de la extensión de la cuña salina en función del la velocidad del río y de la profundidad.





Retomando el ejemplo anterior, en un estuario caracterizado por una profundidad media de 6 m constante en el que desemboca un río con velocidades medias de 0,5 m/s, la extensión de la cuña es de 2177 m. Si se asume que para el año 2050 el nivel medio sufrirá un aumento de 0,2 m, la extensión de la cuña salina aumentará a 2393 m.

Cabe destacar que estos valores han sido obtenidos bajo la suposición de que el estuario es longitudinalmente constante y con sección rectangular y profundidad constante, por lo que para obtener valores más precisos es necesario recurrir a modelos numéricos bidimensionales 2DV o 3D, en ambos casos baroclínicos.

En la tabla 4.2, del capítulo IV se resumen todas las conclusiones obtenidas, indicando la formulación que nos permite cuantificar los efectos así como la localización a lo largo del texto de las gráficas correspondientes.

## 7.4 Efectos en dunas

En cuanto al crecimiento de las dunas cabe mencionar que la intensidad y la dirección del viento son los principales parámetros que gobiernan el **transporte eólico** de sedimentos desde la playa hacia los sistemas dunares. Por ello, si estas dos son modificadas por efecto del cambio climático, también lo hará la capacidad de transporte desde la playa hacia las dunas, reduciendo o intensificando la tasa de crecimiento de las mismas. Si por ejemplo, la intensidad del viento disminuye, también disminuye la capacidad de transporte. Por otro lado, si la dirección del viento cambia intensificando la componente paralela a la costa, también se reducirá la capacidad de transporte ya que la que en realidad transporta sedimento desde la playa al trasdos es la perpendicular a la línea de costa. Para cuantificar dicha variación se puede hacer uso de la siguiente expresión:

$$\frac{\delta q_n}{q_n} = 3 \frac{\delta U_z}{U_z} - \delta \alpha \operatorname{tg} \alpha \quad (7.13)$$

Donde:

$q_n$  = Transporte potencial perpendicular a la costa (m<sup>2</sup>/s).

$\delta q_n$  = variación del transporte potencial perpendicular a la costa (m<sup>2</sup>/s)

$U_z$  = Velocidad del viento a la altura z (m/s)

$\delta U_z$  = Variación de la velocidad del viento a la altura z (m/s)

$\delta \alpha$  = Variación en el ángulo de incidencia del oleaje (°)

$\alpha$  = ángulo de incidencia del viento con respecto a la costa (°)





Por otro lado, en el análisis a largo plazo y haciendo uso de la regla de Bruun (1962), se ha demostrado que un aumento en el nivel medio del mar, puede generar una **erosión dunar** y que la magnitud de la misma depende de los siguientes parámetros:

- La extensión de la playa seca
- El tamaño del sedimento que compone la playa
- La altura de la berma y de la duna
- La altura de ola significativa que es excedida 12 horas al año.

Las dunas más sensibles a la erosión, son aquellas situadas en el trasdos de playas disipativas, compuestas por arenas finas donde la profundidad de corte es elevada, con poca extensión de playa seca y bermas bajas.

En las tablas 5.1 y 5.2 del capítulo 5 se muestra un resumen de los posibles efectos, indicando las fórmulas que permiten estimar los efectos, el orden de magnitud de los efectos, así como la localización a lo largo del texto de las figuras indicativas de las fórmulas.

## 7.5 Efectos en obras marítimas

Con respecto a los posibles efectos en obras marítimas, el cambio climático puede suponer importantes cambios en el **rebase** de las obras, tanto en estructuras en talud así como en estructuras verticales. Haciendo uso de la formulación empírica obtenida por Franco et al (1994), se obtiene que tanto las variaciones en el nivel medio así como en la altura de ola significativa del oleaje incidente en el dique pueden producir variaciones significativas en el rebase.

Con objeto de obtener una visión de que es lo que puede pasar a lo largo del litoral español con esta variable funcional, se ha considerado una estructura vertical impermeable sin botaolas tipo, caracterizado por un francobordo de 1 m. suponiendo el escenario de cambio climático considerado a lo largo de este capítulo, y teniendo en cuenta las variables de clima marítimo calculadas en la Fase II, se ha elaborado la figura 7.6, que representa la variación adimensional del rebase a lo largo de todo el litoral español, donde se pone de manifiesto que esta variable sufrirá importantes modificaciones con respecto a los valores actuales y que estas variaciones adimensionales serán más notables en la zona del Mediterráneo, sobre todo en la zona comprendida entre Málaga y Algeciras, donde se pueden alcanzar hasta variaciones del 250 % con respecto a los rebases actuales (en este tipo de estructuras).



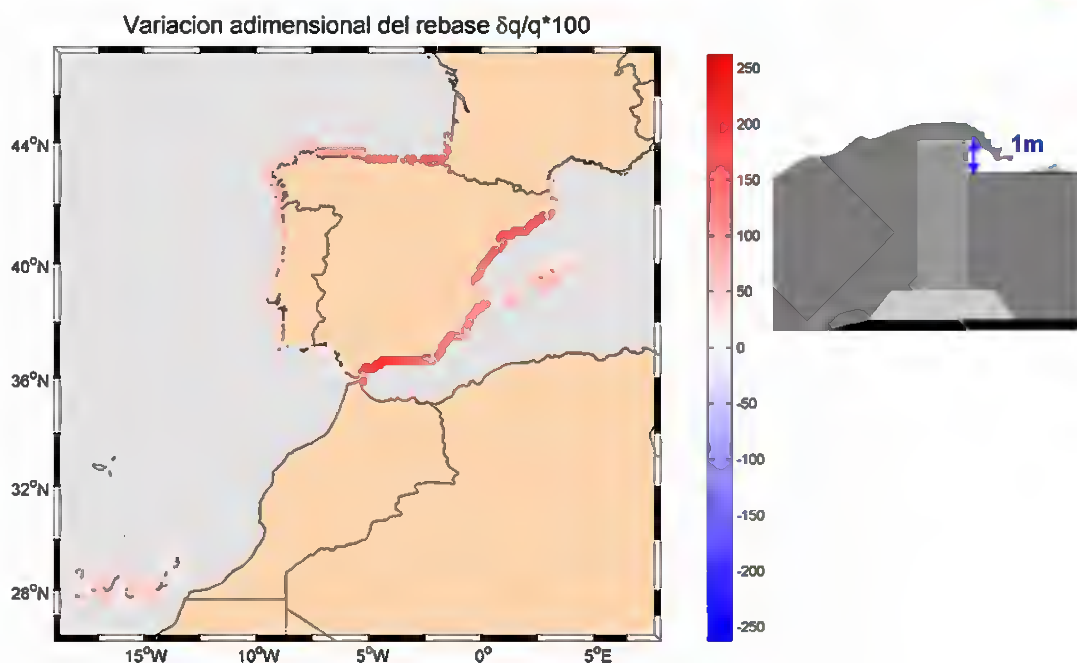


Figura 7.6 Porcentaje de variación adimensional del rebase a lo largo del litoral español. Altura de ola de cálculo limitada por fondo.

El estudio realizado también a puesto de manifiesto que el cambio climático puede acarrear importantes consecuencias en cuanto a la **estabilidad de los diques** se refiere, de forma que si se produce un aumento del nivel medio del mar, en aquellas estructuras en las que la altura de ola de cálculo esté delimitada por fondo se producirá un desestabilización de las mismas, de forma que si se desea que la estructura mantenga el mismo criterio de estabilidad el **tamaño de las piezas** que componen una obra deberá aumentar. La relación entre la variación del peso de las obras y el aumento del nivel medio viene dado por la siguiente expresión:

$$\frac{\delta W_{50}}{W_{50}} = 3 \left( \frac{\Delta \eta}{h} \right) \tag{7.14}$$

Donde:

- H = profundidad a pie de dique (m).
- W<sub>50</sub> = Peso medio de las piezas del manto superior (Kg).
- δW<sub>50</sub> = variación del peso de las piezas (Kg).
- Δη = variación del nivel medio (m).





Suponiendo un dique en talud, diseñado suponiendo una función de estabilidad de 0.0797 y una profundidad a pie de dique de 10 m, si se produce una variación del nivel medio del mar de 0,2 en los siguientes 46 años, el peso de las piezas, para este tipo de dique tipo, deberá aumentar un 6 % para garantizar la estabilidad deseada.

Sin embargo, en estructuras donde la altura de cálculo no es la limitada por fondo el factor determinante en el aumento del tamaño de las piezas es la variación de esta altura de ola de cálculo, siendo la relación la siguiente:

$$\frac{\delta W_{50}}{W_{50}} = 3 \left( \frac{\delta H_{ic}}{H_{ic}} \right) \quad (7.15)$$

Considerando como año objetivo el año 2050, y en base a los valores medios obtenidos para las tendencias de los valores extremos de la altura de ola significativa de periodo de retorno de 50 años, se ha construido la figura 7.7, en la que se muestra el porcentaje de la variación adimensional del peso de las piezas de una estructura en talud a lo largo de la costa española. Obsérvese que en general, en la cornisa Cantábrica se necesitará aumentar el tamaño de las de este tipo de estructuras en talud aproximadamente un 20 %, excepto en la costa gallega (en los diques muy expuestos al oleaje exterior) donde las variaciones dimensionales deberían ser incluso del 50%.

Este posible aumento de la pieza de las obras se traduce inmediatamente en un **aumento del área total de la obra**, es decir, de las dimensiones de las obras, cuyos patrones tipo serán similares a los presentados para el aumento del peso de las piezas del manto exterior.





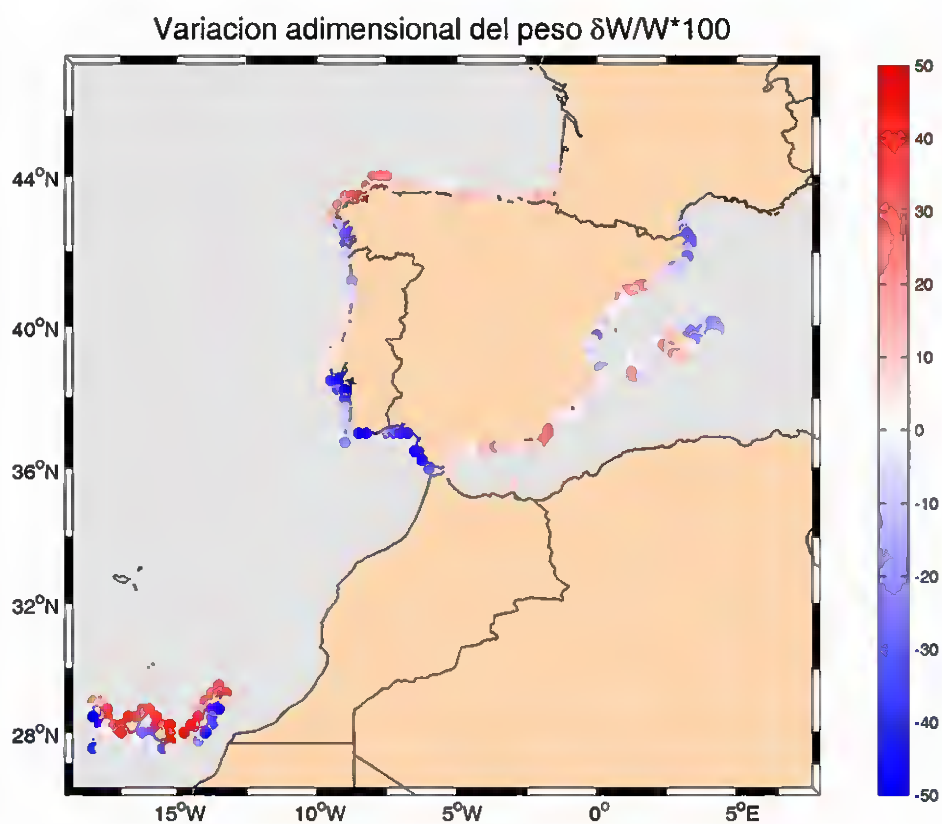


Figura 7.7 Porcentaje de variación adimensional del peso a lo largo del litoral español.  
 Altura de ola de cálculo no limitada por fondo.

En la tabla 6.6 se resumen los aspectos más representativos de estudio realizado, indicando cuáles son las variables funcionales que pueden afectarse por el cambio climático, cuáles son las variables hidrodinámicas que inducen a estos efectos y qué formulación puede ser utilizada para calcular estos efectos. Asimismo, se indican las localizaciones de las gráficas y ábacos a lo largo del texto.



IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL

---



FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN  
EL LITORAL

**SECCIÓN II : ANÁLISIS TEÓRICO DE LOS EFECTOS DEL  
CAMBIO CLIMÁTICO EN LA COSTA**

**CAPÍTULO 8. REFERENCIAS**

---



## 8. REFERENCIAS

- Aubrey, F.G. and Speer, P.E., (1985). *A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems*. Part I and II. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21 pp. 185-224.
- Beach Erosion Board, (1950). *Munch-Peterson's littoral drift formula*. Bull. U.S. Army Corps of Eng., Beach Erosion Board, 4: 1-31. (Redraft of speech given in 1938).
- Birkemeier, W.A., (1985). *Field Data on Seaward Limit of Profile Change*. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engr.* Vol 111 No. 3.
- Bruno, R.O., R.G. Dean, and C.G. Gable, (1980). *Longshore transport evaluation at a detached breakwater*. Proc. Int. Conf. Coastal Engineering, pp. 1452-1475
- Bruun, P., (1954). *Coastal Erosion and Development of Beach Profiles*. U.S. Army Beach Erosion Board Technical Memorandum N°. 44. U.S. Army Corps of Engr. Waterways Exp. Station, Vicksburg, Mississippi.
- Bruun, P., (1962). *Sea Level Rise as a Cause of Shore Erosion*. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, American Society of Civil Engineers, Vol. 88, N° 117.
- Bruun, P., (1966). *Tidal inlets and littoral drift. Stability of tidal inlets*, Vol. 2. Noruega, 1966.
- Bruun, P., (1990). *Port Engineering*. Gulf Publishing Co. Houston, USA.
- Capobianco, M., Larson, M., Kraus, N.C., and Nicholls, R.J. (1997). *Depth of Closure: A Contribution to the Reconciliation of Theory, Practice, and Evidence*, Coastal Dynamics '97, American Society of Civil Engineers, 506-515.
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A., and Boyd, R., (1992). *Estuarine Facies Models: Conceptual Basis and Stratigraphic Implications*, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol 62, No. 6, pp 130-1146.
- Davis, R.A., Fox, W.T., Hayas, M.O. and Boothroyd, J.C., (1972). *Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environments*. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, pp. 413-421
- De Vriend, H.J., Bakker, W.T. and Bilsse, D.P., (1994). *A morphological behaviour model for the outer delta of mixed-energy tidal inlets*. *Coastal Engineering*, 23 pp. 305-327.





- Dean, R. G. (1977). *Equilibrium beach profiles: US Atlantic and Gulf Coasts*. Dept. of Civil Eng., Ocean Eng. Tech. Rep. 12, Uni4. of Delaware.
- Dean, R. G. (1987). *Coastal Sediment Processes: Toward Engineering Solutions*. Proceedings, Coastal Sediments, ASCE. Pages 1 to 24.
- Dean, R. G., Berek, E. P., Gable, C. G., and Seymour, R. J., (1982). *Longshore Transport Determined by an Efficient Trap*, "Proceedings of the 18th International Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers, pp 954-968.
- Dean, R.G. (1973). *Heuristic Models of Sand Transport in the Surf Zone*. Proc. of the Conf. On Engineering Dynamics in the Surf Zone, Sydney, N.S.W., 208-214.
- Di Silvio, G., (1991). *Averaging operations in sediment transport modeling; short-step versus long-step morphological simulations*. The transport of suspended sediment and its mathematical modeling, Ing. IAHR/USF Symp., Florence. 723 - 739.
- Escoffier, F.F., (1940). *The estability of tidal inlets*. Shore and Beach 8(4), pp. 114-115.
- Eysink, W.D., (1990). *Morphologic response of tidal basin changes*. Proc. 22<sup>nd</sup> Coastal Eng. Conference, Vol II, pp. 1948-1961.
- Franco, L., Gerloni, M. de and Meer, J.W. van der (1994). *Wave overtopping on vertical and composite breakwaters*. Proc. 24<sup>th</sup> ICCE, ASCE, pp. 1030-1044.
- French, J. L. (1960). *Tidal Flow in Entrances*, Technical Bulletin No. 3, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Committee on Tidal Hydraulics, Vicksburg, MS.
- Führbötter, V.A., Sparboom, U. and Witte, H.H. (1989). *Großer Wellencanal Hannover: Versuchsergebnisse über den Wellenauflauf auf glatten und rauhen Deichböschungen mit der Neigung 1:6*. Die Küste 50, 154-195.
- Goda, Y. (1985). *Random seas and design of maritime structures*. University of Tokyo Press.
- Hicks, D.M. and Hume, T.M., (1996). *Morphology and size of ebb tidal deltas at natural inlets on open-sea and pocket-bay coasts, North Island, New Zealand*. Journal of Coastal Research, 12(1), pp. 47-63.
- Hsu, J.R.C., and C. Evans, (1989). *Parabolic Bay Shapes and Applications*. Proc., Institution of Civil Engineers, London, England, Vol. 87 (Part 2), 556 - 570.





- Inman, D.L., and R.A. Bagnold (1963). *Littoral processes*. In *The sea*, ed. M. N. Hill, 3: 529-33. Interscience, New York
- Kamphuis, J. E., Davies, M. H., Nairn, R. B., and Sayao, O. J., (1986). *Calculation of Littoral Sand Transport Rate*, Journal Coastal Engineering Conference, Vol 10, No. 1, pp 1-21.
- Keulegan, G.H., (1966). *The mechanism of an arrested saline wedge*. In: A.T. Ippen (editor), *Estuary and Coastal Hydrodynamics*. McGraw Hill, New York, N.Y., pp.546-574.
- Komar, P.D., (1982). *Environmental controls on littoral sand transport*. Proc. Int. Conf. Coastal Engi., pp. 1238-1252
- Komar, P.D., and D.L. Inman (1970). *Longshore sand transport on beaches*. J. Geophys. Res., 75, no. 30: 5914-27
- Masselink, G., and Short A.D., (1993). *The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology: A Conceptual Beach Model*. Journal of Coastal Research, 3, pp. 785 - 800.
- McDowell, D.M. y O'Connor, B.A. (1977). *Hydraulic behaviour of estuaries*. E.M., Wilson (ed.). London.
- Meer, J.W. van der and Daemen, I.F.R. (1994). *Stability and wave transmission at low-crested rubble mound structures*. ASCE J. of Waterway, Port, Coast and Ocean Engineering, WW1.
- Méndez, F.J. (1997). *Flujos medios inducidos por las ondas de gravedad en medios reflejantes y disipativos naturales o artificiales*. Tesis Doctoral, Universidad de Cantabria, 344 pp.
- Nielsen, P. and D.J. Hanslow (1991). *Wave run-up distributions on natural beaches*. Journal of Coastal Research. Vol. 7, N° 4, pp. 1139-1152.
- Numata, A. (1976). *Laboratory formulation for transmission and reflection at permeable breakwaters of artificial blocks*. Coastal Engineering in Japan, Vol. 19, pp. 47-58.
- O'Brien, M. P. (1969). *Equilibrium Flow Areas of Inlets on Sandy Coasts*, Journal of the Waterways and Harbors Division, American Society of Civil Engineers, No. WWI, pp 43-52.





Owen, M.W. (1980). *Design of seawalls allowing for wave overtopping*. Report n° EX 924, Hydraulics Research, Wallingford, UK.

Renger, E. y H.W. Partensky, (1974). *Stability criteria for tidal basins*. Proc. 14<sup>th</sup> Coastal Eng. Conf. ASCE. 1605 - 1618.

Renger, E., (1976). *Quantitative Analyse der Morphologie von Wateinzugsgebieten und Tidebecken*, Mitteilungen des Franzius-Institus, Heft 43.

Savage, R. P. 1962. *Laboratory Determination of Littoral Transport Rates*, Journal of the Waterway, Port, Coastal, and Ocean Division, American Society of Civil Engineers, No. WW2, pp 69-92.

Seelig, W.N. (1983). *Wave reflection from coastal structures*. Proc. Coastal Structures'83, ASCE, pp. 961-973.

Short, A.D., (1978). *Characteristics beach morphodynamics on the southeast australian coast*. 4th Australian Conf. Coastal Ocean Engineering, Adelaide, the Dist. Engineers, Australia, pp. 148-152

Short, A.D., (1979a). *Wave power and beach stages: a global model*. Proc. Int. Conf. Coastal Eng., 16th, pp. 1145-1162

Short, A.D., (1979b). *Three-dimensional beach stage model*. Journal Geol. Vol. 87, pp. 553-571.

Sunamura, T., (1985). *Quantitative Prediction of Beach-Face Slopes*, Geol. Soc. of America Bulletin, Vol. 95.

Tan, S. and Y., Chiew, (1994). *Analysis of Bayed Beaches in Static equilibrium*, J. of Waterway, Port., Coa. and Oce. Eng., Vol. 120, No 2, ASCE, 145 - 153.

Valle, R., R. Medina and M. Losada, (1993). *Dependence of coefficient K on grain size*. Journal of waterway, Coastal and Ocean Engin., Vol. 119, no. 5, pp. 568-573

Van Dongeren, A., (1992). *A model of the morphological behaviour and stability of channels and flats in tidal basins*. MSc Thesis. TU Delft, The Netherlands.

Van Rijn, L.C., (1993). *Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas*. Aqua Publications, Amsterdam.





Waal, J.P. de and Meer, J.W. Van der (1992). *Wave runup and overtopping at coastal structures*. Proc. 23<sup>rd</sup> ICCE, ASCE, pp. 1758-1771.

Watts, G. M. 1953a. "A Study of Sand Movement at South Lake Worth Inlet, Florida," Beach Erosion Board Tech. Memo. No. 42, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

Watts, G. M. 1953b. "Development and Field Test of a Sampler for Suspended Sediment in Wave Action," Beach Erosion Board Tech. Memo. No. 34, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

Wright, L.D. and Short, A.D., (1984). *Morphodynamic variability of surf zone and beaches: a synthe*. Marine Geology, 56, pp. 93-118

Wright, L.D., Chappel, J., Tho., B.G., Bradishaur, M.P., Cowell, P., (1979). *Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems. Southeast Australia*. Marine Geology, Vol. 32, pp. 105-140

Wright, L.D., Nielsen, P., Shi, N.C. and List, J.H., (1986). *Morphodynamics of a bar-trough surf zone*. Marine Geology, 70, pp. 251-286

Wright, L.D., Nielsen., P., Short, A.D., Green, M.O., (1982). *Morphodynamics of a macrotidal beach. Broome, Western Australia*. Technical Report, 82/1, Coastal Studies Unit, Department of Geography, Univ. of Sydney

Wright, L.D., Short, A.D. and Grean, M.O., (1985). *Short-term changes in the morphodynamies states of beaches and surf zones: an empirical predictive model*. Marine Geology, 62, pp. 339-364

Wright, L.D., Short, A.D., Boon Ill, J.D., Hayden, B., Kimball, S. and List, J.H., (1987). *The morphodynamics effects of incident waves groupiness and tide range on an energetic beach*. Marine Geology, 74, pp. 1-20



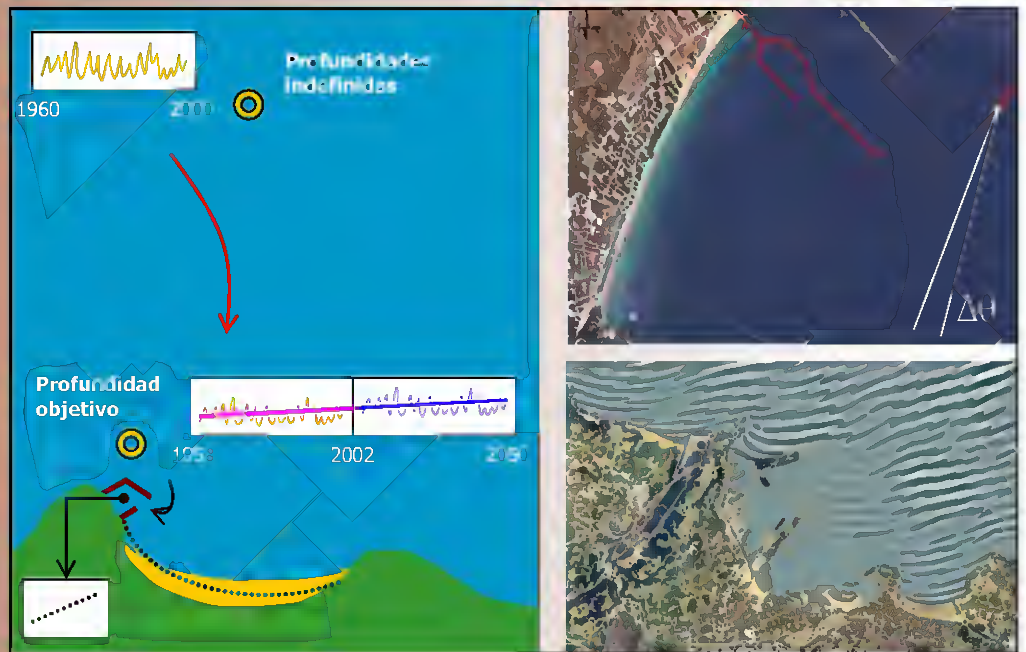


MINISTERIO  
DE MEDIO AMBIENTE



# IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO

## FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA



### FASE II B. ESTUDIOS DE DETALLE





IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II B. ESTUDIOS DE DETALLE

---



FASE II B. ESTUDIOS DE DETALLE

**ANTECEDENTES**

---



## ANTECEDENTES

Este documento es uno de los informes (Fase II-b) correspondientes al Convenio de Colaboración entre la Dirección General de Calidad y Evaluación Ambiental y la Universidad de Cantabria en “MATERIA DE INVESTIGACIÓN SOBRE IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO”, suscrito el 28 de Noviembre de 2002.

Dichos documentos han sido elaborados por los miembros del Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas:

- Iñigo J. Losada, Catedrático de la Universidad de Cantabria
- Fernando J. Méndez, Dr. Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos
- Maitane Olabarrieta, Licenciada en Ciencias del Mar
- María Liste, Licenciada en Ciencias del Mar
- Melisa Menéndez, Licenciada en Ciencias del Mar
- Antonio Tomás, Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos
- Ana Julia Abascal, Licenciada en Ciencias del Mar
- Pablo Agudelo, Ingeniero Civil
- Raúl Guancho, Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos,

con la colaboración de:

- Alberto Luceño, Catedrático de la Universidad de Cantabria, del Departamento de Matemática Aplicada y Ciencias de la Computación,

bajo la dirección de Raúl Medina, Catedrático de la Universidad de Cantabria y Director del Grupo de Ingeniería, Oceanográfica y de Costas.

Santander, Noviembre de 2004.

Fdo.: Raúl Medina Santamaría  
*Investigador Principal*





## EXPOSICIÓN DE MOTIVOS

El Estado Español, al igual que el resto de Estados Miembros, tiene el requerimiento de la Convención Marco de Naciones Unidas sobre Cambio Climático (CMCC) de implementar medidas concretas para adaptarse al ascenso del nivel y demás efectos del cambio climático en la costa. En concreto el Artículo 4 (b) de la CMCC establece que todas las Partes deberán formular, aplicar, publicar y actualizar regularmente programas nacionales que contengan medidas para facilitar la adaptación adecuada al cambio climático. En este sentido es la Dirección General de Calidad y Evaluación Ambiental del Ministerio de Medio Ambiente, a través de la Oficina Española del Cambio Climático, la encargada de arbitrar las medidas necesarias para desarrollar la política del Departamento en materia de cambio climático.

Consciente de la incidencia del cambio climático sobre la costa, la Dirección General de Calidad y Evaluación Ambiental solicitó la colaboración de la Universidad de Cantabria para el desarrollo de un Convenio de Colaboración destinado al desarrollo de estudios científicos y herramientas científicas específicas que doten de soporte científico-técnico al establecimiento de políticas y estrategias de actuación en las costas españolas ante el cambio climático.

Esta iniciativa es la que dio origen al Convenio de Colaboración titulado CONVENIO DE COLABORACION ENTRE LA DIRECCIÓN GENERAL DE CALIDAD Y EVALUACIÓN AMBIENTAL Y LA UNIVERSIDAD DE CANTABRIA EN MATERIA DE INVESTIGACIÓN SOBRE IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO, en el que se inscribe este documento.

## OBJETIVOS Y ESTRUCTURA DEL CONVENIO

El objetivo general del Convenio es definir y establecer los mecanismos científicos, técnicos y económicos con el fin de proporcionar al Ministerio de Medio Ambiente la cobertura científica necesaria para atender sus intereses en materia de establecimiento de políticas y estrategias de actuación en las costas españolas ante el cambio climático.

Para conseguir este objetivo general y los objetivos específicos asociados el proyecto, se ha estructurado en las siguientes fases:



**FASE I: EVALUACIÓN DE CAMBIOS EN LA DINÁMICA COSTERA ESPAÑOLA.****FASE I A. RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN****FASE I B. ANÁLISIS DE DATOS DE CLIMA MARÍTIMO Y NIVEL DEL MAR****FASE I C. EVOLUCIÓN HISTÓRICA EN LA DINÁMICA COSTERA EN EL SIGLO XX****FASE I D. PROGNOSIS DE CAMBIO EN LA DINÁMICA COSTERA A LO LARGO DEL SIGLO XXI****ANEJO I-1. RESULTADOS DE CALIBRACIÓN PUNTUAL DE “BOYAS NUMÉRICAS”****ANEJO I-2. METODOLOGÍA DE CALIBRACIÓN ESPACIAL DE BASES DE DATOS DE MODELOS DE REANÁLISIS****ANEJO I-3. RESULTADOS DE TENDENCIAS: ANÁLISIS DE PUNTO Y EVOLUCIÓN ESPACIAL**

LA FASE I consta de varias tareas y tiene un doble objetivo. Por un lado, determinar los cambios acontecidos en la dinámica costera en las últimas décadas. Estos cambios, han sido evaluados, entre otros, con base en datos históricos de niveles y oleajes a lo largo del litoral español. Por otro lado, analizar datos de predicción para estimar los previsible cambios en la citada dinámica costera para el año horizonte 2100 bajo diversos escenarios de cambio climático.

**FASE II: EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA.****FASE II A. EFECTOS TEÓRICOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL LITORAL****SECCIÓN 1. ZONIFICACIÓN MORFOLÓGICA DEL LITORAL ESPAÑOL****SECCIÓN 2. ANÁLISIS TEÓRICO DE LOS EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA COSTA****FASE II B. ESTUDIOS DE DETALLE**

LA FASE II tiene como objetivo la evaluación de los efectos que los cambios en la dinámica costera originados por el cambio climático, determinados en la Fase I, pueden producir en los espacios naturales y usos humanos del litoral español. El análisis de los efectos se realizará de forma genérica, por “elementos del litoral”, y de forma particularizada en algunas zonas características de nuestro litoral.

**FASE III: ESTRATEGIAS FRENTE AL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA COSTA.**



LA FASE III tiene como objetivo la propuesta y evaluación de un sistema de indicadores e índices que aporten información objetiva para el establecimiento de políticas y estrategias de actuación para corregir, mitigar y prevenir los efectos del cambio climático en el litoral español obtenidos en la Fase II.

En este Documento se presentan los trabajos correspondientes a la Fase II-b:

**Fase II. Evaluación de efectos en la costa española**

**Fase II b. Estudios de detalle**



IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II B. ESTUDIOS DE DETALLE

---



FASE II B. ESTUDIOS DE DETALLE

ÍNDICE

---



## Índice

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN.....	1.1
Capítulo 2. METODOLOGÍA GENERAL.....	2.1
2.1 Preanálisis.....	2.1
2.2 Trasladar las series de datos desde profundidades indefinidas hasta el punto objetivo.....	2.2
2.3 Estimar las tendencias de cada una de las variables en el punto objetivo.....	2.3
2.4 Determinar la dinámica en/hasta el horizonte objetivo.....	2.3
2.5 Estudio de los efectos en la costa.....	2.3
2.5.1 Análisis a largo plazo.....	2.3
2.5.2 Análisis a corto plazo.....	2.4
Capítulo 3. METODOLOGÍA DETALLADA PARA LA EVALUACIÓN DE DETALLE DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LAS COSTAS ESPAÑOLAS.....	3.1
3.1 Preanálisis.....	3.1
3.2 Trasladar las series de datos desde profundidades indefinidas hasta el punto objetivo.....	3.3
3.2.1 Variables de gran escala:.....	3.3
3.2.2 Variables de mesoescala.....	3.3
3.3 Estimar las tendencias de variación de las series.....	3.7
3.3.1 Selección de variables objetivo (función del tipo de estudio).....	3.8
3.3.2 Estimación de tendencias en el punto objetivo.....	3.10
3.4 Estimar dinámica en/hasta año objetivo.....	3.10
3.5 Efectos sobre la costa.....	3.11
3.5.1 Obras.....	3.11
3.5.2 Playas.....	3.14
Capítulo 4. METODOLOGÍA APROXIMADA.....	4.1





Capítulo 5. CASOS DE EJEMPLO.....	5.1
5.1 Puerto de Alicante.....	5.1
5.1.1 Situación actual.....	5.3
5.1.2 Trasladar las variables al punto objetivo.....	5.8
5.1.3 Estimación de las tendencias y las dinámicas en el año objetivo.....	5.22
5.1.4 Efectos del cambio climático sobre el puerto de Alicante.....	5.35
5.2 Playa de San Juan.....	5.38
5.2.1 Situación actual.....	5.39
5.2.2 Trasladar las series de datos a profundidad objetivo.....	5.44
5.2.3 Estimación de las tendencias y de la dinámica costera en el año objetivo.....	5.49
5.2.4 Efectos del cambio climático sobre la playa de San Juan.....	5.56
5.3 Playa de Chilches.....	5.60
5.3.1 Situación actual.....	5.62
5.3.2 Trasladar las series de datos a profundidad objetivo.....	5.65
5.3.3 Estimación de las tendencias y de la dinámica costera en el año objetivo.....	5.71
5.3.4 Efectos del cambio climático sobre la playa de Chilches.....	5.81
 Capítulo 6. REFERENCIAS.....	 6.1





IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II B. ESTUDIOS DE DETALLE

---



FASE II B. ESTUDIOS DE DETALLE

**M**ETODOLOGÍA PARA LA EVALUCIÓN DE DETALLE DEL CAMBIO  
CLIMÁTICO EN LAS COSTAS ESPAÑOLAS

**CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN**

---



## 1. INTRODUCCIÓN

En esta fase II b se presenta la metodología general de trabajo para el análisis de dichos efectos locales debido al cambio climático en los diferentes elementos del litoral (un puerto, una obra de protección, una playa encajada, una playa abierta), así como una metodología aproximada para la estimación de dichos efectos de manera rápida. Por último, se presentan casos de ejemplo que ilustran la metodología propuesta en cada uno de los casos: puerto de Alicante (obras portuarias), playa de San Juan (playa encajada), playa de Chilches (playa abierta). Dichos casos han sido seleccionados a propuesta de la Dirección del estudio.

Es importante señalar que, la metodología que aquí se presenta es aplicable únicamente para la determinación de efectos sobre el medio físico y no sobre la ecología, aunque sirve como base a todo tipo de estudios.





## FASE II B. ESTUDIOS DE DETALLE

### **M**ETODOLOGÍA PARA LA EVALUCIÓN DE DETALLE DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LAS COSTAS ESPAÑOLAS

### **C**APÍTULO 2. **M**ETODOLOGÍA GENERAL

---

## 2. METODOLOGÍA GENERAL



La metodología propuesta en este documento establece los pasos que deben seguirse para la evaluación local del efecto del cambio climático en los diferentes elementos del litoral. Se ha establecido un análisis general (figura 2.1) que debe ser aplicado en cualquier estudio, tanto para obras portuarias y de protección, como para playas y estuarios. En él, tras el preanálisis, primero se llevan los datos obtenidos en profundidades indefinidas hasta la profundidad objetivo. Posteriormente se realiza un análisis de tendencias sobre cada una de las variables que sea necesario estudiar. Finalmente, se realiza el análisis de los efectos sobre la costa siguiendo la metodología de la Fase IIa. En el apartado siguiente se describirá, para cada uno de esos elementos, la metodología detallada.

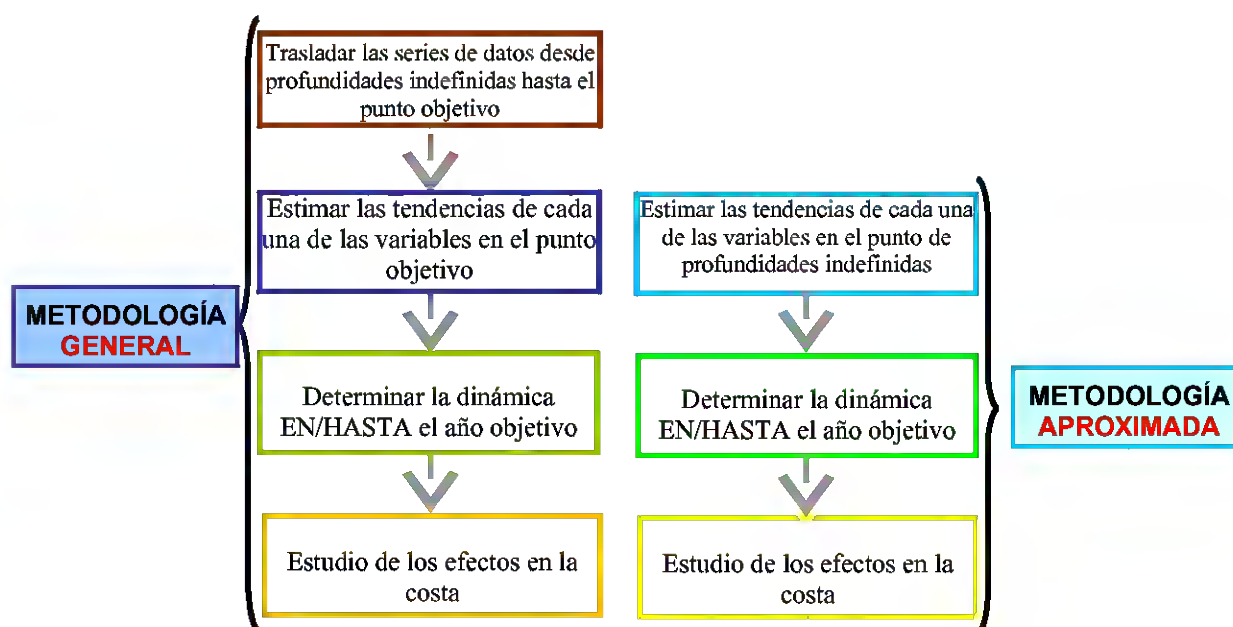


Figura 2.1. Esquema de la metodología para la evaluación de detalle del cambio climático en las costas españolas

## 2.1 Preanálisis

Antes de comenzar el estudio de los efectos del cambio climático sobre la costa, es necesario realizar un preanálisis de la zona objetivo o estudio previo que determina cuales son las variables de la dinámica marina que serán objeto de interés en nuestro estudio concreto (oleaje, marea meteorológica...).





## 2.2 Trasladar las series de datos desde profundidades indefinidas hasta el punto objetivo

El comportamiento estadístico de las tendencias de las variables de la dinámica marina (oleaje, viento, marea meteorológica, nivel del mar) se ha estudiado en la Fase I de este proyecto, en puntos que se encuentran en profundidades indefinidas. Algunas de ellas pueden considerarse constantes entre cada uno de esos puntos y su correspondiente en la profundidad objetivo, pero otras se ven afectadas en dirección y magnitud cuando se aproximan a la costa. Entre las variables del primer grupo, cuyas series serán las mismas en profundidades indefinidas y en la profundidad objetivo, se encuentran el nivel medio del mar, la dirección e intensidad del viento y la marea meteorológica.

El oleaje, sin embargo, se ve modificado por el fondo y los contornos, lo que hace necesario su propagación hasta la profundidad objetivo (generalmente, 10 m en el mar Mediterráneo y 20 m en el Atlántico), (figura 2.2) con un programa que contemple la modificación del oleaje por los procesos de refracción, asomeramiento y fricción por fondo (p.e. programa OLUCA, desarrollado por la Dirección General de Costas y la Universidad de Cantabria)

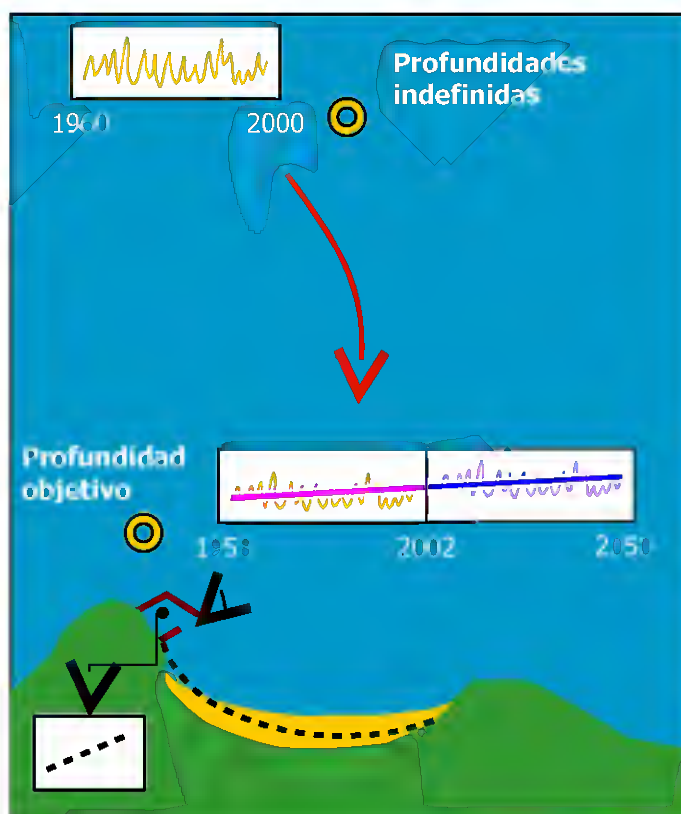




Figura 2.2. Esquema de la metodología para la evaluación de detalle de los efectos del cambio climático en las costas españolas

### **2.3 Estimar las tendencias de cada una de las variables en el punto objetivo**

Tras la propagación de todas y cada una de los datos de olead de profundidades indefinidas al punto objetivo, se dispone de una serie temporal de variables (altura, período, dirección) en dicho punto a lo largo de 44 años. Con en esta serie temporal y utilizando la metodología de evaluación de tendencias de series temporales desarrollada en el documento “fase II b” se evalúan el crecimiento o decrecimiento de la variable objetivo (p.e. altura de ola máxima, altura de ola media, dirección del flujo medio de energía) a lo largo del tiempo.

### **2.4 Determinar la dinámica en/hasta el horizonte objetivo**

Con base en la tendencia evaluada en el paso anterior se determina el valor de las variables objetivos en el año horizonte. En ese sentido, cabe señalar que de acuerdo con el Comité de Seguimiento de este proyecto, se ha fijado en el año 2050. Por lo tanto, la tendencia de variación en la segunda mitad del siglo XX de los parámetros estudiados se va a extrapolar al año 2050. Lógicamente, esta extrapolación lleva consigo una incertidumbre que, se ha cuantificado siguiendo la metodología detallada en la Fase Id.

### **2.5 Estudio de los efectos en la costa**

La respuesta que la costa presenta frente a la acción del clima marítimo tiene lugar a dos escalas de tiempo diferentes: a corto plazo y a largo plazo. Los cambios denominados de corto plazo en el litoral, son generalmente como consecuencia de la actuación de los temporales. Por lo tanto, se deben estimar los cambios de los eventos extremos al año horizonte 2050 intentando cuantificar variaciones en la dinámica de corto plazo. Por otro lado, los cambios de largo plazo (forma en planta de una playa, por ejemplo) serán función de los cambios del régimen medio del clima marítimo.

#### **2.5.1 Análisis a largo plazo**





Para conocer las tendencias evolutivas que un determinado elemento del litoral va a presentar en el futuro, es necesario analizar los cambios que van a tener lugar en el régimen medio de clima marítimo y en la variación del nivel medio del mar. En el caso de las playas, por ejemplo, las variaciones que pueden aparecer en el comportamiento a largo plazo puede ser, por un lado, variaciones en la orientación de la costa como consecuencia de la variación de la dirección del flujo medio de energía y el nivel medio del mar. Cambios en el perfil inducidos por cambios significativos en el régimen medio del oleaje, en concreto, modificaciones en la profundidad de cierre. Y finalmente, cambios en el estado morfodinámico modal de la playa, cambio que aunque es característico de la escala de medio plazo, puede ser incluido en los efectos a largo plazo. En lo que se refiere a obras marítimas, como por ejemplo un puerto, el análisis de la evolución a largo plazo ha de ayudar a estimar modificaciones en las condiciones de funcionalidad y operatividad.

### **2.5.2 Análisis a corto plazo**

Es importante, como se ha mencionado en anteriores apartados, evaluar qué va a ocurrir como consecuencia de la variación de los regímenes de temporales en cada elemento del litoral. Con carácter general, la variación del régimen de temporales puede provocar en el caso de una playa, inestabilidades tanto en planta como en perfil inducidas por pérdidas de arena, así como cambios en el régimen extremal de cota de inundación. En el caso de las obras de protección del litoral puede dar lugar a pérdidas de estabilidad en las estructuras como consecuencia del aumento de la intensidad del temporal.



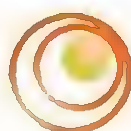
IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II B. ESTUDIOS DE DETALLE

---



FASE II B. ESTUDIOS DE DETALLE

**METODOLOGÍA PARA LA EVALUCIÓN DE DETALLE DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LAS COSTAS ESPAÑOLAS**

**CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA DETALLADA PARA LA EVALUACIÓN DE DETALLE DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LAS COSTAS ESPAÑOLAS**

---





# 1. METODOLOGÍA DETALLADA PARA LA EVALUACIÓN DE DETALLE DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LAS COSTAS ESPAÑOLAS

## 3.1 Preanálisis

El primer paso es identificar qué elemento conforma la costa objeto de estudio:

- Playa abierta
- Playa encajada
- Puerto
- Obras de protección
- Estuario
- Delta
- Humedal.

Una vez se ha identificado la estructura principal, lo siguiente es determinar la unidad fisiográfica en la que se encuentra enmarcada. Y finalmente, qué dinámicas tienen lugar en la misma y cómo afectan al uso o función principal de nuestra estructura:

Elemento		Dinámica
Playas	Encajadas	Oleaje Marea meteorológica Marea astronómica
	Abiertas	
Puertos	Comerciales	Oleaje Marea meteorológica Marea astronómica Viento
	Pesqueros	
	Deportivos	
Obras de protección del litoral		Oleaje Marea meteorológica Marea astronómica
Estuario Delta Humedal		Oleaje Marea meteorológica Marea astronómica Viento Cuña salina

Tabla 3.1. Clasificación de las dinámicas más relevantes en cada elemento





En todos los casos, el oleaje, es un factor importante por ser el aporte de energía por excelencia. La marea meteorológica y astronómica también son importantes por afectar a la cota de inundación, por lo cual influyen sobre los usos para los que han sido diseñadas nuestras estructuras. Lo mismo ocurre con el viento en el caso de los puertos, ya que, va a ser un parámetro que determinará su operatividad.

Por último, en la fase de preanálisis se ha de evaluar qué datos son necesarios para la posterior escala de proyecto y qué herramientas son necesarias.

Elemento		Datos	Herramientas
Playas	Encajadas	Batimetrías Línea de costa Clima marítimo Datos granulométricos	Propagación de oleaje Cálculo de corrientes en rotura Cálculo de transporte de sedimentos Modelos de equilibrio en planta y perfil Modelos de evolución en planta y perfil
	Abiertas		
Puertos	Comerciales	Batimetrías Línea de costa Clima marítimo Tipología de buques y barcos Tipología estructural	Propagación de oleaje Estudios de resonancia Cálculo de corrientes de marea Cálculo de estructuras
	Pesqueros		
	Deportivos		
Obras de protección del litoral		Batimetrías Línea de costa Clima marítimo Tipología estructural	Propagación de oleaje Cálculo de corrientes Cálculo de estructuras
Estuario Delta Humedal		Batimetrías Línea de costa Clima marítimo Ecosistemas existentes	Propagación de oleaje Propagación de onda de marea Cálculo de corrientes de rotura Cálculo de corrientes de marea

Tabla 3.2. Clasificación de los datos y herramientas necesarias en función de cada estructura

En el caso de las playas, van a ser necesarios datos de clima marítimo, línea de costa y batimetrías y un estudio de la granulometría de la playa, ya que a partir de ella se realiza el cálculo del transporte de sedimentos y la clasificación morfodinámica de la playa. Por otro lado, en el caso de los puertos, al igual que en las playas es necesario el clima marítimo, la línea de costa y las batimetrías.





## **3.2 Trasladar las series de datos desde profundidades indefinidas hasta el punto objetivo**

Se van a distinguir dos grandes grupos de variables: las variables de gran escala y las variables de mesoescala. Las primeras corresponden a aquellas que se pueden suponer constantes en un rango amplio de la costa sin riesgo de cometer errores. Sin embargo, las variables de mesoescala no se mantienen constantes dentro de la escala de nuestro estudio, que se corresponde al paso de profundidades indefinidas hasta la plataforma continental.

### **3.2.1 Variables de gran escala:**

Para las variables Viento y Nivel Medio del Mar, el dato disponible en aguas profundas se considera válido para el punto objetivo. Esto es debido a que su escala por definición es superior a la de trabajo, como ya se ha mencionado.

### **3.2.2 Variables de mesoescala**

Se van a distinguir dos variables claras de mesoescala, el oleaje y la marea meteorológica:

#### ***El oleaje:***

En profundidades indefinidas la serie de datos de oleaje se caracteriza por estar definida por un espectro multidireccional,  $E^H(f, \theta)$ . Para la base de datos HIPOCAS, este espectro está formado a su vez, por tres componentes del estado de mar ( un oleaje tipo “sea” y dos oleajes tipo “swell”), definidos a partir de la altura de ola de la ola significativa,  $H^s$ , el periodo medio de pasos ascendentes por cero,  $T^m$ , y la dirección media,  $\theta$ . Cada componente del estado de mar, se ha asociado a un espectro JONSWAP en frecuencias, y con una dispersión direccional tipo coseno. De esta forma, cada espectro está definido de la siguiente manera:





$$S_1(f, \theta) = E_{1_{JONSWAP}} ((H_{s1}, T_{m1}) \cdot D(\theta_1))$$

$$S_2(f, \theta) = E_{2_{JONSWAP}} ((H_{s2}, T_{m2}) \cdot D(\theta_2))$$

$$S_3(f, \theta) = E_{3_{JONSWAP}} ((H_{s3}, T_{m3}) \cdot D(\theta_3))$$

Siendo el espectro resultante, la suma de los diferentes espectros que caracterizan el estado de mar, en cada punto de la malla de HIPOCAS (figura 3.1)

$$E_H(f, \theta) = S_1(f, \theta) + S_2(f, \theta) + S_3(f, \theta)$$

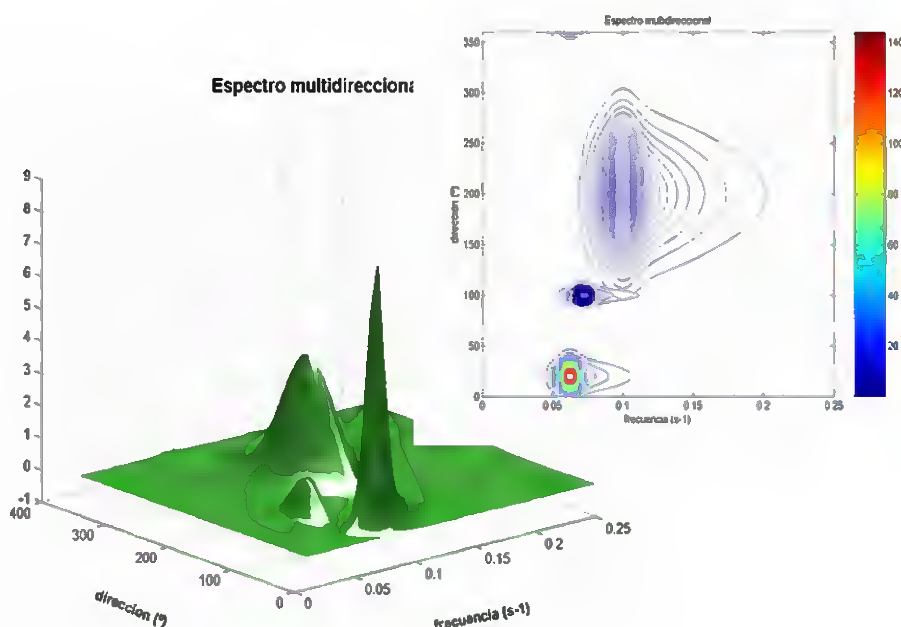


Figura 3.1.-Espectro multidireccional representativo de un estado de mar en un punto cualquiera

Para realizar la propagación de la serie de HIPOCAS hasta un punto objetivo se ha desarrollado la siguiente metodología:

- 1.- Se ha realizado una serie de simulaciones de oleaje monocromático desde el punto HIPOCAS hasta el punto objetivo. Para ello, se han obtenido en primer lugar la batimetría detallada de la zona próxima donde se encuentran situado el punto objetivo. Las batimetrías han sido extraídas del BACO, base de datos que se encuentra dentro del Sistema de Modelado Costero, SMC, desarrollado por el GIOC, (2002), para el Ministerio de Medio Ambiente.





Para caracterizar todo el abanico de oleajes posibles se ha utilizado el módulo ODIN, que se encuentra dentro del Sistema de Modelado Costero, SMC, desarrollado por el GIOC (2002).

Para realizar las propagaciones se ha utilizado el modelo de propagación de oleaje monocromático OLUCA-RD, con el que se han propagado cada una de las componentes del oleaje desde profundidades indefinidas hasta el punto objetivo, de forma que cada componente del oleaje propagada está caracterizada por una frecuencia, dirección y periodo únicos, además en las zonas donde existiera marea, cada componente también se caracteriza con el nivel de marea.

De cada una de las propagaciones realizadas, para cada nivel de marea, se obtiene un coeficiente de propagación,  $K^{punto}$ , y todos los coeficientes de propagación conforman una matriz de coeficientes de propagación (ver ejemplo de Playa de Chilches en las figura 3.2), de la cual se obtiene la función de transferencia,  $K^p(T, \theta)$ , que determina el coeficiente de propagación de un oleaje monocromático, propagado desde profundidades indefinidas hasta la boya.

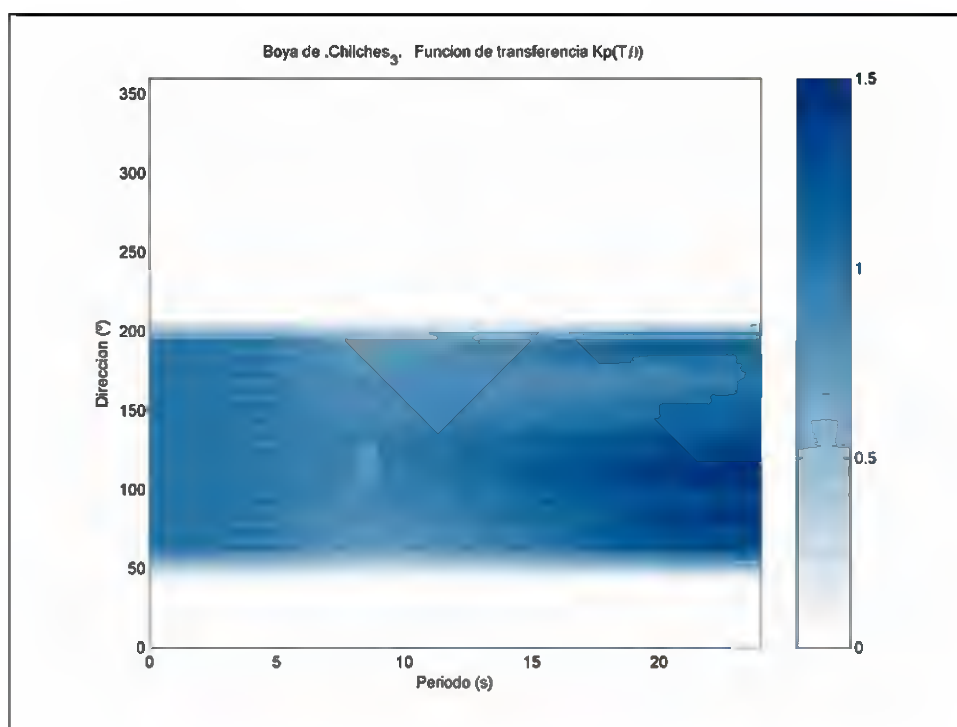


Figura 3.2. Matrices de Coeficientes de Propagación para la zona correspondiente a la playa de Chilches





2.- Una vez que se conocen las funciones de transferencia entre profundidades indefinidas y el punto objetivo (posición del punto), se propagan todos los estados de mar desde el punto HIPOCAS hasta la boya, resultando:

$$S_p(f, \theta) = E_H(f, \theta) |Kf(f, \theta)|^2$$

Se obtiene a partir del espectro propagado,  $S^p(f, \theta)$ , los nuevos parámetros corregidos de altura de ola significativa,  $H_{Sp}$ , periodo medio,  $T_{mp}$  y dirección media del oleaje propagado,  $\theta_{mp}$ , expresados de la siguiente manera:

$$H_{Sp} = 4.004 \sqrt{\int_0^\infty \int_0^\infty S_p(f, \theta) df d\theta}$$

$$T_{mp} = \sqrt{\frac{\int_0^\infty \int_0^\infty S_p(f, \theta) df d\theta}{\int_0^\infty \int_0^\infty f^2 S_p(f, \theta) df d\theta}}$$

$$\theta_{mp} = \arctan \left[ \frac{\int_0^\infty \int_0^\infty \sin \theta S_p(f, \theta) df d\theta}{\int_0^\infty \int_0^\infty \cos \theta S_p(f, \theta) df d\theta} \right]$$

En la figura siguiente se muestra como ejemplo los resultados obtenidos tras la propagación desde el punto de indefinidas hasta un punto objetivo situado en el Puerto de Alicante.



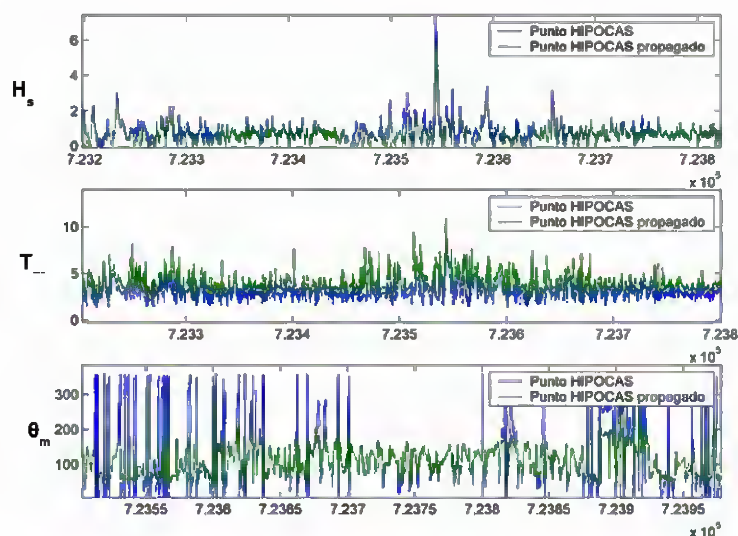


Figura 3.3. Resultados tras propagar el clima marítimo desde indefinidas hasta un punto objetivo situado en el Puerto de Alicante

### **Marea meteorológica:**

La marea meteorológica se define como la respuesta del nivel del mar a las tensiones tangenciales inducidas por el viento y campos de presiones. Es considerada como una variable de gran escala cuando se pasa desde profundidades indefinidas hasta la plataforma continental. Sin embargo, la marea meteorológica, al trasladarla hasta estuarios o dársenas, puede sufrir variaciones a nivel local, como los seiches o las rissagas. Ambas resultan de la respuesta resonante de la ensenada o dársena objetivo, al forzamiento exterior de origen atmosférico, meteorológico, influenciada no sólo por su geometría, sino por la fricción de la onda con el fondo y los contornos. Podemos considerar esta respuesta del medio, por tanto, como una variable de mesoescala, de la misma manera que el oleaje. Por otro lado, en el caso de un estuario, la marea meteorológica también es considerada como una variable de mesoescala, ya que, al propagarse en el seno de éste se va a deformar, por la misma razón que en un puerto o en una ensenada.

#### *- Propagación de la marea meteorológica hasta la profundidad objetivo*

La propagación de la marea meteorológica solo es necesaria cuando nuestro punto objetivo, esté localizado en un área donde la marea meteorológica al propagarse se vea modificada por el fondo y los contornos. En cualquier caso, el objetivo de la propagación





de la marea meteorológica es doble. Por un lado, va a permitir localizar puntos susceptibles de presentar una sobreelevación anómala o concentración de la onda de marea, interesante en cuanto a cota de inundación. Por otro lado, va a proporcionar información sobre su comportamiento en estuarios y los efectos resonantes de la onda de marea dentro de ensenadas o dársenas.

Para la propagación de la marea meteorológica se ha de emplear un modelo numérico cuyas ecuaciones de trabajo sean las de onda larga. Estas parten de la hipótesis inicial de que  $L \gg h$ , siendo  $L$  la longitud de la onda cuya propagación se estudia, y  $h$  la profundidad sobre la que se propaga ( $L > 20 h$ ). Se ha utilizado el modelo numérico en diferencias finitas H2D, desarrollado por el Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas de la Universidad de Cantabria. Este modelo numérico empleado para la propagación, incorpora todos los procesos fundamentales asociados a este tipo de propagación como son el flujo horizontal, el flujo turbulento, fricción por fondo, arrastre por viento, etc.

### 3.3 Estimar las tendencias de variación de las series

Una vez propagadas las series de datos hasta la profundidad objetivo, para evaluar la influencia del cambio climático sobre nuestras costas, es necesario estimar la tendencia de las series de datos. Lógicamente, cada caso es particular y es necesario seleccionar las variables que han de ser estimadas en función del tipo de estudio, así como la metodología de análisis de las tendencias.

#### **3.3.1 Selección de variables objetivo (función del tipo de estudio)**

Se van a distinguir dos grandes grupos de estudio, por un lado se diferencian las obras costeras, ya sean puertos o de protección del litoral y por otro las playas. Esta distinción es necesaria pues cada grupo tendrá unas variables objetivo diferentes ya que los requerimientos para los que son diseñados ambos grupos son diferentes.







A su vez, se distinguen dos escalas temporales. Una primera escala temporal de corto plazo y una segunda de largo plazo. La primera se corresponde con los efectos que los temporales generarán sobre nuestra zona de estudio y la segunda está en relación con la acción del oleaje medio en la zona. Por lo tanto, se deberá caracterizar diversos parámetros de los regímenes medio y extremal de clima marítimo.

### ***Obras portuarias o de protección del litoral***

Las obras costeras han de responder a unos criterios de diseño de funcionalidad y estabilidad, para su correcto funcionamiento. En lo que se refiere a la funcionalidad, las obras de ingeniería marítima, y en concreto las portuarias, han de satisfacer unas recomendaciones descritas en la R.O.M. (Recomendaciones de Obras Marítimas) de operatividad mínima, número medio de paradas técnicas admisibles y duración máxima de la parada técnica. Para ello, se han de dar unas condiciones de reflexión, en el caso de diques verticales o transmisión en el caso de diques porosos, de escollera, sumergidos o semisumergidos y, finalmente, unas condiciones de rebase determinadas para alcanzar dichos objetivos. Estas variables han de ser satisfechas, como es obvio, para la mayor parte del tiempo posible. Por lo tanto, se requiere evaluar la evolución de los siguientes regímenes medios, a lo largo de los años, y las tendencias de las duraciones de excedencia de la altura de ola significativa y el viento, para evaluar la influencia de cambio climático:

- Régimen medio escalar de  $H_s$
- Régimen medio de  $T_p$
- Régimen medio direccional de  $H_s$
- Régimen medio de viento
- Nivel medio del mar
- Dirección del flujo medio de energía

Por otro lado, la estabilidad queda circunscrita a los criterios de diseño bajo los cuales se diseña una obra, con el objetivo que esta resista, con la suficiente fiabilidad, hasta un año horizonte. Por lo tanto, al igual que en el caso anterior, se hace necesario estudiar la evolución del régimen extremal de una serie de variables:





- Régimen extremal escalar de  $H_s$
- Régimen extremal de  $T_p$
- Régimen extremal direccional de  $H_s$
- Nivel máximo del mar.

### **Playas**

Las playas poseen la peculiaridad de ser una estructura costera natural, por tanto, van a presentar una gran diversidad de forma. Se van a agrupar en dos tipos: playas encajadas y playas abiertas. Otra característica de las playas, inherente a su naturaleza, es su carácter deformable, que hace necesario distinguir entre los efectos a corto plazo y los efectos a largo plazo.

Los efectos a corto plazo van a ir ligados al resultado de la actuación de los temporales sobre la playa. Mientras, los efectos a largo plazo van ligados al régimen medio de oleaje, estos marcan la tendencia y la forma de la playa con el paso del tiempo. Por lo tanto, el régimen extremal del oleaje será el apropiado para determinar el corto plazo, mientras que el régimen medio, será el adecuado para el largo plazo.

#### *- Playas encajadas*

En lo que se refiere a la escala de corto plazo, es decir, la del temporal, es necesario estudiar la tendencia de variación de los regímenes extremales. No solo es importante evaluar la evolución de la virulencia de los temporales sino también, su frecuencia de aparición. Los regímenes extremales que han de ser evaluados a pie de playa son:

- Régimen extremal de  $H_s$
- Régimen extremal de  $T_p$
- Régimen extremal direccional de  $H_s$

Para poder evaluar de manera correcta la evolución de una playa es necesario conocer cuál es la dirección del flujo medio de energía sobre ésta y sobre todo su orientación. En el caso de playas encajadas basta con conocer los valores de equilibrio del flujo de energía y de  $H_s^{12}$  (altura de ola significativa que sólo es superada 12 horas al año), que nos van a determinar su forma en planta y la profundidad de cierre del perfil.





#### - Playas abiertas

Al igual que en las playas encajadas, para evaluar las tendencias de corto plazo en este tipo de playas a lo largo de los años, es necesario estudiar la evolución de los siguientes regímenes extremales:

- Régimen extremal de  $H^s$
- Régimen extremal de  $T_p$
- Régimen extremal direccional de  $H^s$

A diferencia de las playas encajadas, las playas abiertas sí están sujetas a una variación en planta dependiente de la evolución a lo largo del tiempo del flujo medio de energía así como de la  $H^{s12}$ . Por lo que será interesante evaluar la variación del régimen medio de  $H^s$ .

### **3.3.2 Estimación de tendencias en el punto objetivo**

En el caso de las variables de macroescala, al haberse utilizado la serie de datos del punto en indefinidas, como ya se comentó en apartados previos, no requieren tratamientos específicos, y se utilizan las tendencias de los variables en indefinidas, como cabía esperar. En el caso de las variables de mesoescala en el punto objetivo, se realizan unos nuevos análisis de tendencias, pero en esta ocasión sobre la serie de datos ya propagada. La metodología, es la misma que la ya utilizada previamente en la Fase Ib para la estimación de la tendencia de las variables objetivo en indefinidas, con la salvedad de que en esta ocasión, solo se han de estimar aquellas variables de utilidad para el estudio que se esté llevando a cabo.

### **3.4 Estimar dinámica en/hasta año objetivo**

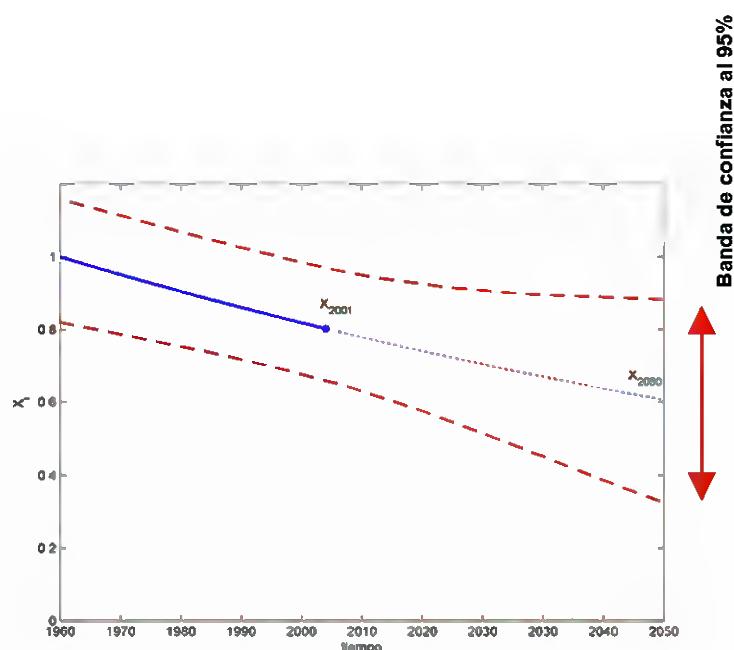
En función del tipo de obra o estructura costera que nos ocupe es necesario estimar bien la dinámica local en el año objetivo o bien la dinámica hasta el año objetivo. En el caso de las obras de protección de litoral y las obras portuarias es obvio, hay que estimar la dinámica en el año objetivo. Esta es necesaria para trazar las estrategias pertinentes para afrontar posibles cambios en las condiciones de diseño de las obras ya existentes. Además es





importante en futuras obras a acometer, pues puede ser necesaria la posible inclusión de nuevas líneas de actuación distintas a las habituales. Sin embargo, en el caso de las playas debemos distinguir entre playas encajadas y playas abiertas, al igual que en apartados anteriores. Por un lado, las playas encajadas, se rigen, como ya se ha dicho, por los valores de equilibrio en el año de objetivo del flujo de energía y la altura significativa, entre otras variables. Por ello, en este caso es necesario estimar la dinámica marina en el año objetivo. En cambio, en el caso de playas abiertas, se está en el caso contrario. Es necesario estimar la dinámica hasta el año objetivo, es decir, se ha de determinar cómo evolucionan las condiciones de contorno de la playa para definir cuál va a ser la respuesta de la playa a estas. Para ello, se deberá reconstruir sintéticamente una serie de datos por la técnica de Montecarlo, a partir de la evolución temporal de los regímenes de clima marítimo.

En cualquier caso, ya sea playa u obra portuaria, además de calcular los escenarios futuros, es preciso estimar la banda de confianza de dichos escenarios. En el presente documento, en los casos de ejemplo, los valores presentados se corresponden con los valores medios. En ocasiones puede ser interesante evaluar el extremo pésimo de la banda de confianza para colocarse en el escenario más extremo posible. En la Fase 1d se detalla la metodología para el cálculo de las bandas de confianza en la extrapolación al año 2050 tanto de los valores medios como extremos (figura 3.4).



### 3.5 Efectos sobre la costa





Después de determinar la tendencia de las variables objetivo y estimar la dinámica en el año objetivo o hasta el año objetivo, el siguiente paso es determinar en qué afectan los cambios de dichas variables sobre la costa y sobre todo, la magnitud de la afección.

### **3.5.1 Obras**

En el caso de obras de protección del litoral y obras portuarias, hay que evaluar si se cumplen en el año objetivo las condiciones de funcionalidad y estabilidad que establece la ROM.

#### ***Funcionalidad***

##### *- Agitación*

En lo que respecta a la funcionalidad, hay que evaluar la agitación interior en el caso de puertos y comprobar que se cumplen los criterios de operatividad mínima, que no se excede en el número medio de paradas técnicas admisibles y la duración máxima de la parada técnica. Para ello, hay que estudiar cómo cambian los regímenes de agitación interior en el año objetivo y el rebase de las estructuras.

La agitación en el año objetivo se evalúa de la siguiente manera: Una vez propagada la serie de oleaje desde profundidades indefinidas hasta las inmediaciones a la bocana (punto objetivo), se propaga el oleaje hasta el interior del puerto, mediante modelos que tengan en cuenta también además de la difracción, la refracción, el asomeramiento y la rotura del oleaje, la reflexión parcial o total de los contornos. Para ello se puede utilizar el modelo numérico MSP, desarrollado por el Grupo de Ingeniería de Oceanografía y de Costas de la Universidad de Cantabria, que resuelve la ecuación de la pendiente suave, teniendo en cuenta el efecto de la reflexión de los contornos.

De esta manera, se propaga una serie de oleajes representativos de clima marítimo en el exterior del puerto, a partir del cual se obtienen tablas de propagaciones dentro del puerto con las que se propaga toda la serie de oleaje exterior hasta el interior. Con la serie de





oleaje obtenida en el interior del puerto se construyen los regímenes de agitación dentro del puerto. A partir de estos nuevos regímenes de agitación, se podrá afirmar si la operatividad del puerto se ve afectada o no por el cambio climático.

- *Rebase*

El rebase de las estructuras marítimas puede darse de manera fortuita como consecuencia de la acción del oleaje de temporal, o se puede dar de manera continua cuando la estructura está semisumergida o sumergida. El cambio en variables como el nivel medio, el oleaje o el viento pueden dar lugar a cambios en el número de rebases anuales y la virulencia de los rocesiones, y, por tanto, pérdidas de la funcionalidad, de ahí que sea preceptivo su análisis.

Para el análisis del rebase pueden ser utilizados diversos modelos y formulaciones sencillas. De entre todos ellos se puede utilizar el modelo numérico COBRAS, desarrollado inicialmente por la Universidad de Cornell y posteriormente mejorado y validado por la Universidad de Cantabria. COBRAS es un modelo basado en las ecuaciones RANS (Reynolds Averaged Navier-Stokes). Dicho modelo resuelve el flujo turbulento tanto dentro del medio poroso como fuera de él. La ventaja que representa este frente a otros tipos de modelos es la técnica de resolución de la superficie libre. Se utiliza la técnica VOF (Volume Of Fluid), desarrollado por Hirt & Nichols (1981). Dicha técnica permite la definición de geometrías multiconexas para la superficie libre, haciendo óptimo el estudio del comportamiento de la superficie libre en el cuenco amortiguador como durante el rebase. La aplicación de este modelo exige el cumplimiento de una hipótesis de equivalencia, que marca que para pares de altura de ola y periodo iguales dan lugar a mismos rebases, en base a la cual se estima el caudal de rebase medio para cada estado de mar.

### **Estabilidad**

Una variación del régimen extremal de clima marítimo puede dar lugar a modificaciones en la estabilidad de las piezas que conforman las estructuras, siendo los factores principales la altura de ola significativa y el nivel medio, pudiéndose producir un mayor perjuicio de la estabilidad por la combinación de ambos.





Por lo tanto, una vez que se tiene la serie de oleaje propagada hasta la profundidad objetivo, se analiza la tendencia de las variables objetivo (régimen extremal de  $H^s$  y la variación del nivel medio) y se estima la dinámica en el año horizonte, para poder determinar la pérdida, o al contrario, el aumento de estabilidad. La formulación de cálculo de la estabilidad es diferente en función del tipo de obra:

- *Diques en talud*

En el caso de diques en talud, existen diversas formulaciones en la literatura, entre ellas se puede encontrar la formulación de Hudson, la de Van der Meer, o la propuesta por Losada y Giménez-Curto en (1979), que establece un modelo exponencial para la función de estabilidad,  $\Psi$ , mediante el cual analizaron la estabilidad de diques en talud de piezas sueltas sometidos a oleaje regular.

$$\Psi = A(I_r - I_{r0}) \exp(B(I_r - I_{r0}))$$

donde:

$$I_{r0} = 2.654 \tan \alpha$$

A, B= Coeficientes de ajuste dependientes del tipo de pieza, colocación y talud

$$\Psi = \frac{W_{p50}}{\gamma_w H^3} \frac{1}{R_r}$$

A la vista de la formulación se extrae que: si la altura de ola aumenta, la estabilidad de las piezas disminuye. Si el periodo aumenta, se aumenta en estabilidad puesto que aumenta el número de Iribarren. Por otro lado, modificaciones en el nivel medio pueden provocar modificaciones en la dinámica de rotura y producir la rotura del oleaje sobre el talud con la consecuente pérdida de estabilidad. El análisis en detalle de los efectos teóricos sobre las obras marítimas puede encontrarse en el primer documento de la Fase II de este proyecto.

- *Diques sumergidos o semisumergidos*

Existen dos metodologías posibles, la desarrollada por Ahrens-Van der Meer y la propuesta por Vidal et al (1998). Esta última, está basada en la sectorización del dique en





zonas con diferentes funciones de estabilidad, introduciendo nuevos parámetros definidos por la morfología del dique, el francobordo y la anchura de coronación.

Al igual que en el caso de diques en talud, la estabilidad disminuye con la altura de ola y el periodo. Sin embargo, la estabilidad aumenta en cualquier caso con una disminución del francobordo, y disminuye, salvo en la coronación, con un aumento del nivel medio del mar.

- *Diques verticales y mixtos*

En el caso de diques verticales o mixtos, la estabilidad de los mismos se evalúa a partir de las leyes de presiones que actúan en el lado de barlomar y en el lado de sotamar, y la ley de subpresiones que actúa bajo los cajones. Estas leyes a su vez se descomponen en la suma de una componente hidrostática y otra dinámica. La primera es dependiente del nivel medio, su aumento supone una disminución de la estabilidad por aumento de las subpresiones hidrostáticas. La segunda es dependiente del oleaje, con un aumento de la altura de ola, aumenta la ley de presiones hidrodinámica tanto en el lado de barlomar como bajo el cajón, dando lugar a posibles pérdidas de estabilidad. Finalmente, la variación del nivel medio conjuntamente con el periodo y la altura del oleaje, puede dar lugar a que el número de olas que rompan contra la estructura de manera directa provocando una disminución notable en la estabilidad de la misma.

### **3.5.2 Playas**

En el caso de las playas, hay que analizar los posibles efectos a corto plazo y a largo plazo en el año objetivo como ya se mencionó con anterioridad, distinguiendo entre playas encajadas y playas abiertas.

#### ***Cota de inundación***

Tanto en el caso de playas encajadas, como en las playas abiertas, es importante determinar la cota de inundación.





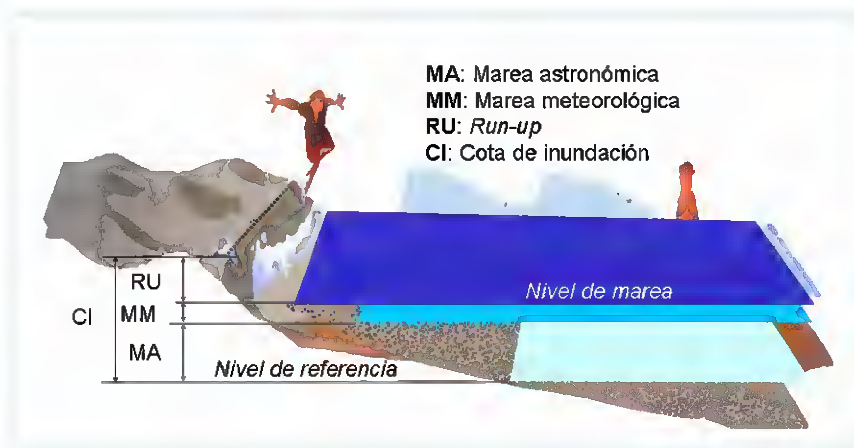


Figura 3.5. Composición de la cota de inundación

La cota de inundación es la resultante de la composición de la marea astronómica, la marea meteorológica y el run-up del oleaje (figura 3.5). Todo ello agregado a un nivel de referencia que generalmente es la bajamar o el cero del puerto más cercano. Como ya se ha mencionado, la cota de inundación es de especial importancia, especialmente en playas, ya que variaciones importantes en esta pueden dar lugar, incluso, a la desaparición de la playa. La cota de inundación y la probabilidad asociada a la misma puede variar tanto porque varíe el clima marítimo (el run-up o la marea meteorológica), como porque se produzca una variación de largo plazo del nivel medio.

### **Playas encajadas**

#### *- Corto plazo*

Tras obtener la serie de datos en la profundidad objetivo, es importante determinar como va a responder la playa frente a eventos de corto plazo como son los temporales. Los efectos que éstos van a tener sobre la playa son fundamentalmente dos: retroceso de la playa e inundación.

Una vez determinada la nueva dinámica de temporales en el año objetivo, hay que determinar que retroceso puede llegar a tener la playa y su período de retorno. Existen diversos modelos desarrollados a tal efecto, de entre los que destaca el PETRA, modelo desarrollado por el Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas de la Universidad de Cantabria e integrado bajo el entorno de SMC (Sistema de Modelado Costero). Es un





modelo numérico de evolución morfológica del perfil transversal de una playa que permite conocer la respuesta de la playa ante un evento de temporal en términos de retroceso de la línea de costa y de la forma final del perfil.

- *Largo plazo*

Para estudiar qué efectos tendrá cambio climático sobre las playas, encajadas en este caso, debemos recurrir a formulaciones de equilibrio, tanto en planta como en perfil. Estas formulaciones no dependen de ninguna variable temporal, pudiendo ser asimiladas a formulaciones con cargas permanentes (R.O.M. 02-09), esto es, cargas constantes en posición y magnitud o con variación lenta o despreciable en comparación con su valor medio.

Para determinar el perfil de equilibrio en la playa en el año objetivo existen diversas formulaciones en la literatura de entre las que destacan las propuestas por Bruun (1954), Dean (1977) o Bernabeu (1999). Variaciones en la  $H^{s12}$ , así como en el nivel medio van a producir modificaciones en el perfil, aumentando la profundidad de cierre con el aumento de la altura de ola y produciéndose un retroceso en la línea de costa con el aumento del nivel medio (Ver Fase IIa).

Las playas encajadas se caracterizan por tener, generalmente, un equilibrio estático. Es decir, con un transporte longitudinal nulo o despreciable. La reducida o casi nula tasa de transporte provoca que la playa no sea capaz de adoptar formas frente a oleajes de temporal. La playa adopta una disposición de equilibrio según la dirección de máximo flujo de energía con pequeñas fluctuaciones alrededor de la planta de equilibrio.

Existen diversas formulaciones empíricas que recogen la disposición de la playa para una dirección del flujo medio de energía, todas ellas recogidas en la interfaz gráfica S.M.C., Sistemas de Modelado Costero, desarrollado por el Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas de la Universidad de Cantabria.

El efecto más importante que puede tener el cambio climático sobre este tipo de playas, a la vista de su comportamiento, son los posible giros o “aconchamientos” de éstas, acorde con giros en la dirección media del flujo medio de energía en la zona objetivo.





Finalmente, como ya dijo en apartados anteriores, el estado modal de la playa puede cambiar como consecuencia del cambio climático. En concreto, el parámetro adimensional de caída de grano (Wright and Short, 1984) es el que domina el estado morfodinámico de la playa

$$\Omega = \frac{H_b}{\omega_s T}$$

De la expresión del parámetro adimensional de caída de grano destaca que las playas de arena fina y sometidas a oleajes con periodos cortos, son las que mayor riesgo presentan de que su estado modal se vea modificado por el efecto del cambio climático. Esto es debido a que las variaciones de la altura de ola en rotura producen mayores cambios en el parámetro de caída de grano adimensional.

### **Playas abiertas**

#### *- Corto plazo*

Estas playas, a pesar de ser morfológicamente diferentes a las playas encajadas, a corto plazo presentan el mismo comportamiento que las playas encajadas, anteriormente descrito.

#### *- Largo plazo*

Las playas abiertas se caracterizan por estar en una disposición de equilibrio dinámico. Es decir, que se encuentran sometidas a un transporte longitudinal no nulo. Sin embargo, mantienen una morfología equilibrada gracias a que existe transporte longitudinal, pero no gradientes de transporte, dando lugar a un mantenimiento del volumen global de arena dentro de la unidad fisiográfica.

Esta “Inestabilidad dentro del equilibrio” provoca que este tipo de playas haya que estudiarlas no desde el punto de vista de cuál va a ser su configuración final debido al transporte litoral, sino de cómo va a evolucionar. Para ello hay que recurrir a modelos de evolución de la forma en planta. De entre ellos los más sencillos y, a su vez, más utilizados son los modelos de una línea, también conocidos por modelos “One-line”.





Las variaciones del régimen medio del clima marítimo pueden influir sobre una playa abierta en equilibrio dinámico modificando las condiciones de contorno y por lo tanto, generando modificaciones en el transporte litoral, dando lugar a modificaciones en la línea de costa, al desplazarse la playa de su posición de equilibrio original y pudiéndose dar lugar situaciones de erosión inusitadas que provoquen retrocesos o avances no esperados.

Finalmente, al igual que en las playas encajadas, el estado modal de la playa puede cambiar como consecuencia del cambio climático. Las playas de arena fina y sometidas a oleajes con periodos cortos son las que mayor riesgo presentan de que su estado modal se vea modificado por el efecto del cambio climático.



IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II B. ESTUDIOS DE DETALLE

---



FASE II B. ESTUDIOS DE DETALLE

**METODOLOGÍA PARA LA EVALUCIÓN DE DETALLE DEL CAMBIO  
CLIMÁTICO EN LAS COSTAS ESPAÑOLAS**

**CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA APROXIMADA**

---

**4. METODOLOGÍA APROXIMADA**



A lo largo de este documento, se ha descrito hasta ahora una metodología de detalle para la estimación de los problemas, que las variaciones del régimen medio y extremal del clima marítimo, así como las variaciones del nivel medio, pueden acarrear sobre nuestras costas. La característica principal de la metodología descrita es que su escala de trabajo es la de proyecto. Sin embargo, es deseable una metodología de trabajo en este caso para la escala de preproyecto, proporcionando de una manera aproximada y rápida las afecciones sobre la costa y su orden de magnitud. Esta metodología se ha denominado metodología aproximada. Su característica principal va a ser que partirá de las variables objetivo, no en la zona de estudio, sino en profundidades indefinidas.

En la metodología aproximada, se asume que las tendencias de las series en la profundidad objetivo pueden estimarse a partir de las tendencias en profundidades indefinidas. Esta simplificación resulta válida para todos los parámetros relativos al régimen medio de clima marítimo. Así, para el oleaje se considera la variación de la intensidad del mismo y la variación de la dirección del flujo de energía medio:

### **Variación de la altura de ola**

Se asume que la tendencia se produce para todos los estados de mar por igual. De esa manera:.

$$H'_p = e^{\mu t} H_p$$

donde:

$H_p$  es la altura de ola en la profundidad objetivo en el año 2001

$H'_p$  es la altura de ola en la profundidad objetivo en el año 2050

$e^{\mu t}$  es la tendencia (2001-2050) en prof. Indefinidas evaluadas en el documento de la fase I

### **Variación de la dirección del oleaje**

Se asume que la tendencia se produce en todas las direcciones y se acepta la ley de Snell para batimetría recta y paralela. Lógicamente se deberá obtener la orientación media de las





batimétricas en la zona de estudio. La expresión de la variación de la dirección del flujo medio de energía ( $\delta\beta$ ) resulta:

$$\delta\beta = \frac{\tan \theta_p}{\tan \theta_0} \mu t$$

donde:

$\theta_p$  dirección del oleaje en la profundidad objetivo en el año 2001

$\theta_0$  dirección del oleaje en la profundidad indefinidas en el año 2001

$\alpha$  es la diferencia entre  $\theta_p$  y  $\theta_0$

$\mu$  es la tasa anual de variación de la dirección del flujo medio de energía

$t$  es el número de años ( $t = 50$  para el año horizonte 2050)

A partir de estas estimaciones los pasos que deberán seguirse son los mismo que se siguieron en la metodología de detalle.



IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II B. ESTUDIOS DE DETALLE

---



FASE II B. ESTUDIOS DE DETALLE

**METODOLOGÍA PARA LA EVALUACIÓN DE DETALLE DEL CAMBIO  
CLIMÁTICO EN LAS COSTAS ESPAÑOLAS**

**CAPÍTULO 5. CASOS DE EJEMPLO**

---





## 5. CASOS DE EJEMPLO

Se han seleccionado 3 casos de ejemplo donde aplicar la metodología arriba mostrada: Como obra de protección del litoral el Puerto de Alicante, como playa abierta, la Playa de Chilches y como playa encajada, la Playa de San Juan.

### 5.1 Puerto de Alicante

El puerto de Alicante se localiza en la costa mediterránea española, en concreto en la provincia de Alicante, Comunidad Autónoma Valenciana (Figura 5.1).



Figura 5.1. Diagrama de localización del puerto de Alicante





En la vista en planta del puerto de Alicante (Figura 5.2) se observa un dique de abrigo de dos tramos: un tramo con orientación aproximada N-S y longitud aproximada de 850 m, donde se apoya la playa de Postiguet, y otro tramo de 1400 m de longitud, que sigue la línea batimétrica de 15 m. El morro se encuentra a una profundidad de unos 14 m. El canal de entrada, paralelo al dique de abrigo, con 14 m de calado y 260 m de anchura, comunica con el terminal de graneles, el terminal de contenedores y con la dársena exterior y, a través de ésta, con una dársena interior donde está localizado el puerto deportivo. Todos los muelles de estas dársenas son de tipología vertical. La dársena pesquera está situada unos 900 m al W de la boca de entrada.

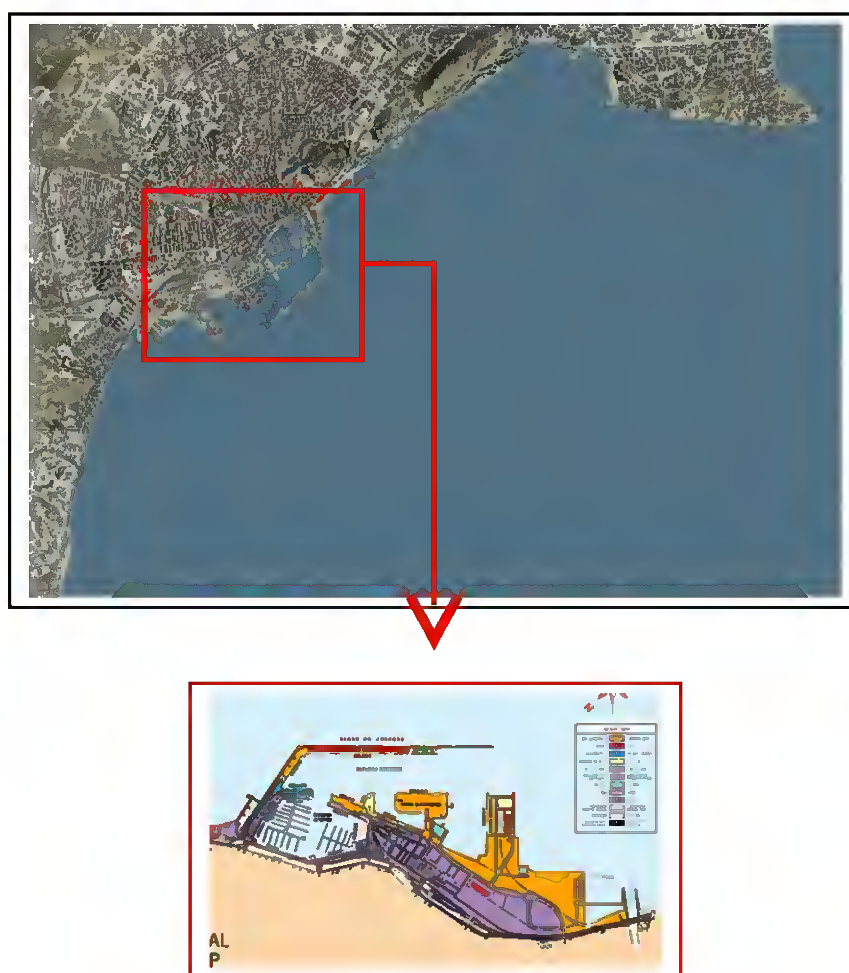


Figura 5.2. Vista en planta del puerto de Alicante





Una sección transversal del tramo final del dique de levante puede apreciarse en la figura 5.3.

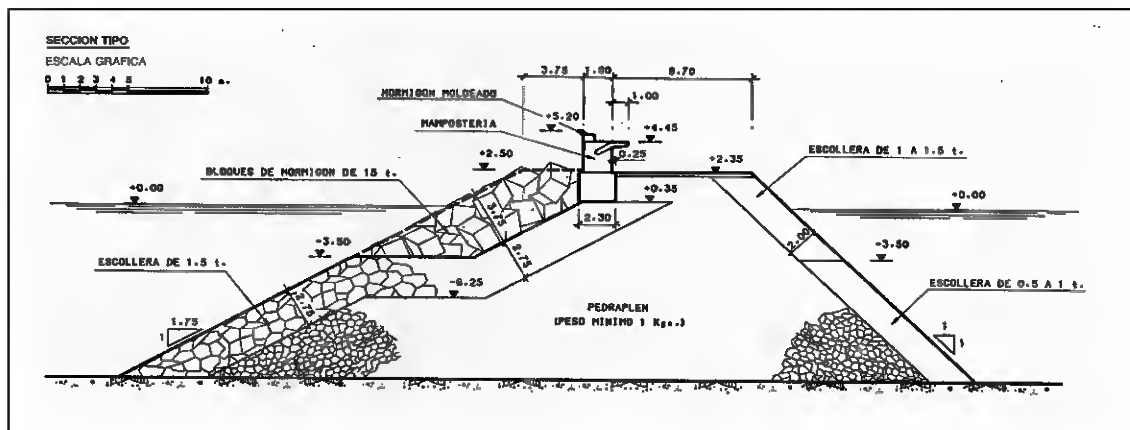


Figura 5.3. Sección transversal del dique de abrigo

### 5.1.1 Situación actual

Para poder comparar las dinámicas actuales con las que se esperan en un futuro en el puerto de Alicante, es necesario hacer un análisis del clima marítimo existente en las inmediaciones del mismo, más específicamente un estudio de aquellos fenómenos que gobiernan la dinámica marina en la zona, tales como el oleaje, el viento, la marea astronómica y la marea meteorológica.

#### **Nivel del mar**

Para el puerto de Alicante, los niveles de referencia a partir de los cuales se va a calcular la variación del nivel medio del mar se muestran en la figura 5.4.



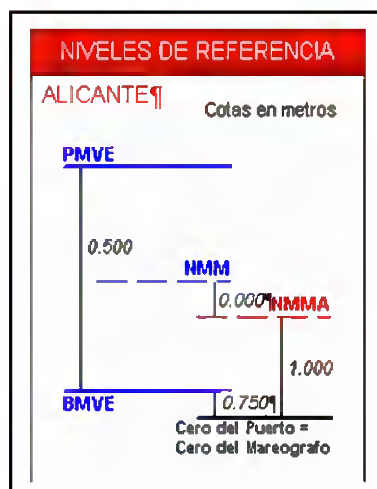


Figura 5.4. Niveles de referencia para el puerto de Alicante

A manera de ilustración, los regímenes medios de marea (MA+MM) se presentan en la figura 5.5, en la que se observa que, con respecto al nivel medio del mar en ese punto, el nivel del mar con probabilidad de excedencia del 95% es de 0.28 m.

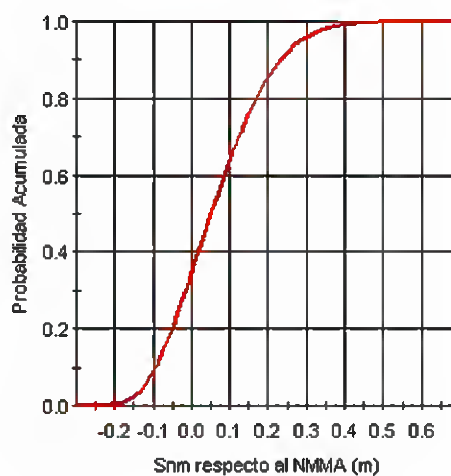


Figura 5.5. Regímenes de marea en el puerto de Alicante

### Viento

Para la caracterización del régimen, la velocidad del viento se ajustó a una función de distribución Weibull de mínimos biparamétrica, del tipo:





$$f(W;c,k) = \frac{c}{k} \left(\frac{W}{c}\right)^{k-1} \exp\left[-\left(\frac{W}{c}\right)^k\right]$$

En general, se puede decir que las velocidades del viento de 5 y 10 m/s presentan una probabilidad de no excedencia del 70% y 98 %, respectivamente, y que la velocidad del viento con 50 años de período de retorno es de 18.99 m/s.

En la ROM 0.4 se recomiendan velocidades del viento límites para garantizar la operatividad portuaria de buques atracando en función de su tipología. En cualquier caso, las velocidades inferiores exigidas en dicha publicación (14 m/s para buques con mercancías peligrosas) son superadas en el puerto de Alicante sólo el 5% de los casos. Intensidades de viento de 20 m/s, límites en el caso de buques con eslora superior a 25 m que no transportan ese tipo de mercancía, son superadas el 1% del tiempo.

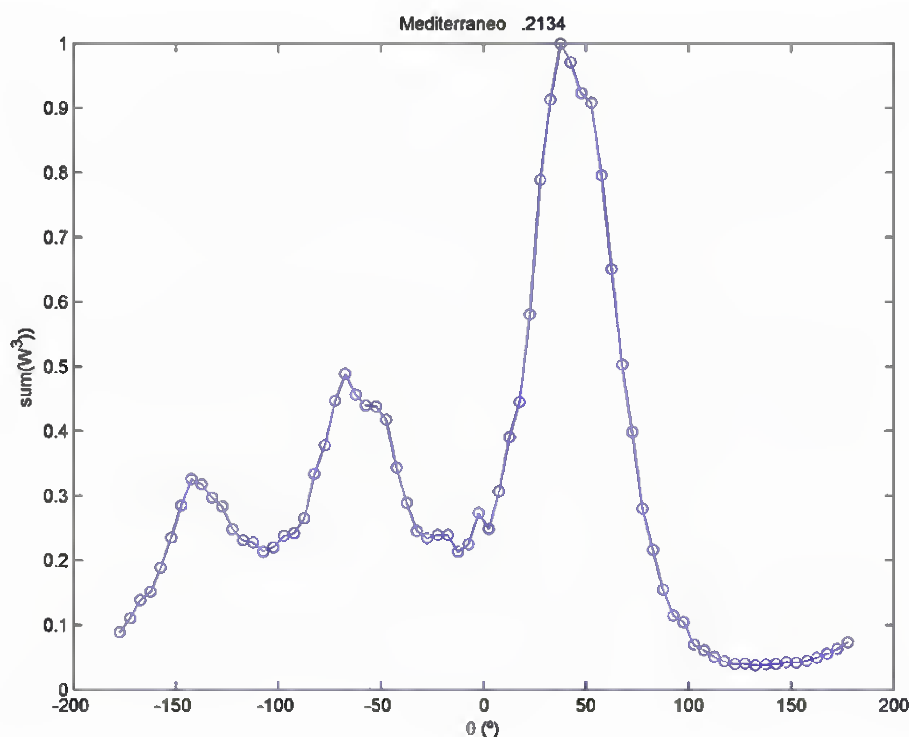


Figura 5.6. Distribución direccional de los vientos en Alicante





Por lo tanto, la velocidad del viento no representa actualmente un problema en el puerto de Alicante.

La figura 5.6 presenta la distribución direccional de las intensidades del viento en la zona de estudio. Se observa la dominancia de los vientos del primer y tercer cuadrante, fundamentalmente de tres direcciones, dos de ellas en dirección mar-tierra (NE y SW) y una más en dirección tierra-mar (WNW).

### ***Marea meteorológica***

La marea meteorológica es generada por las tensiones tangenciales del viento y los campos de presión atmosférica que provocan una respuesta en el nivel del mar que se manifiesta en un aumento con fuertes vientos y presiones bajas o disminución cuando ocurre lo contrario, aunque es difícil diferenciar unos efectos de otros ya que actúan conjuntamente en la mayoría de los casos, o lo que es lo mismo, son fenómenos dependientes.

Para estimar de manera preliminar si es necesario tener en cuenta esta variable en profundidades indefinidas, se puede decir que una disminución de 1 mb en la presión atmosférica produce un aumento de 1 cm en el nivel del mar, mientras que un viento de 17 m/s puede producir una sobreelevación de 5 cm.

En la figura 5.7 se observa que la marea meteorológica del 98% de probabilidad de no-excedencia es del orden de 0.20 m con respecto al nivel medio del mar en Alicante.



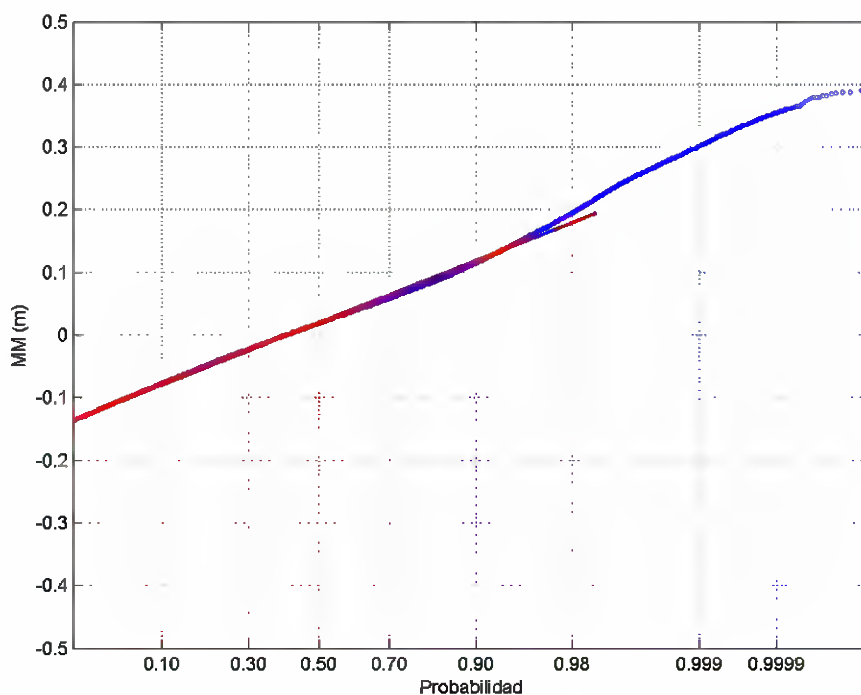
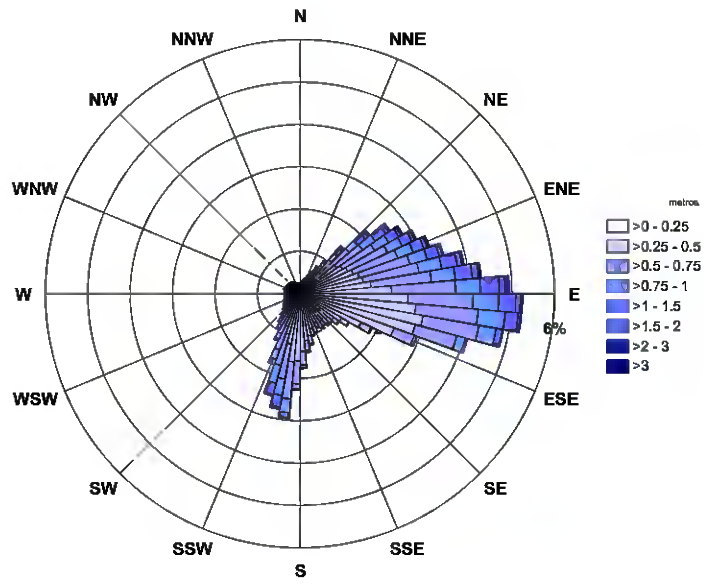


Figura 5.7. Régimen medio de marea meteorológica en profundidades indefinidas

### **Oleaje**

En la figura 5.8 se presenta la rosa de oleaje en profundidades indefinidas para el punto HIPOCAS más cercano, ya calibrado, frente al puerto de Alicante. Como se puede ver, los oleajes reinantes y dominantes provienen del cuadrante Este, pero con algunos importantes del Sur.





Rosa de oleaje  
 Puerto de Alicante, profundidades indefinidas

Figura 5.8. Rosa de oleaje en el puerto de Alicante en profundidades indefinidas

Como se puede apreciar en la figura 5.9, los oleajes que se observan son mayoritariamente de períodos cortos, inferiores a 6 segundos, mientras que las alturas de ola son en su mayoría inferiores a 1 m, pero con temporales con altura de ola significativa superiores a 2.5 metros.

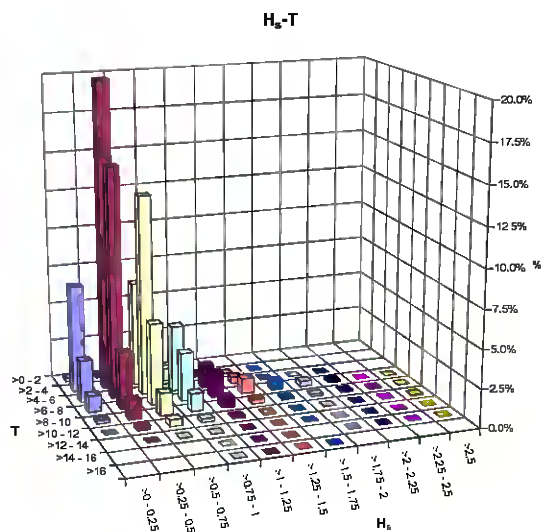






Figura 5.9. Diagrama Hs-Tm frente al puerto de Alicante en profundidades Indefinidas

Los regímenes medio y extremal de altura de ola significativa para profundidades se presentan en la figura 5.10.

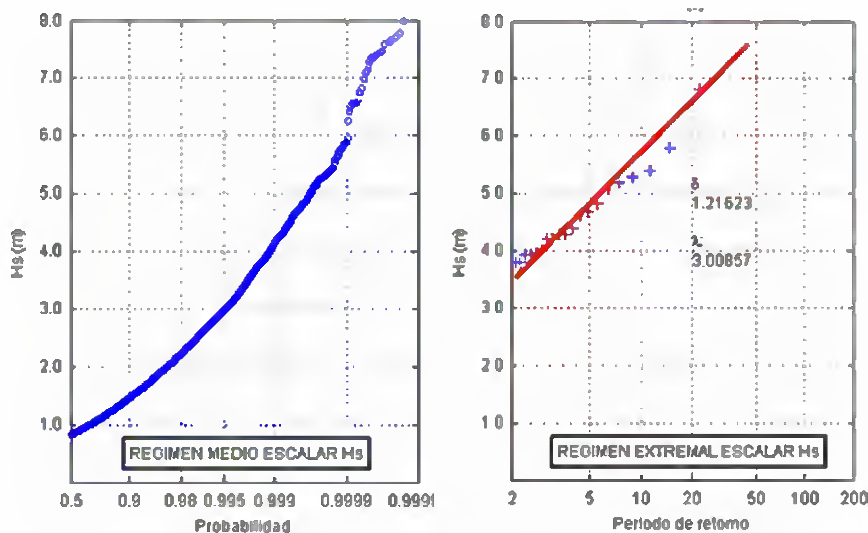


Figura 5.10. Régimen medio y extremal de Hs en profundidades Indefinidas

En lo que se refiere a la dirección del flujo medio de energía, ésta resulta ser en profundidades indefinidas de 93° respecto al Norte.

### 5.1.2 Trasladar las variables al punto objetivo

#### ***Nivel del mar***

Como se explicó en la metodología planteada anteriormente, la variación del nivel del mar es una variable de gran escala y, por tanto, el comportamiento que pueda tener en profundidades indefinidas es el mismo que el que pueda presentar en una profundidad cercana al puerto de Alicante.

#### ***Marea meteorológica***





En sitios donde las componentes astronómicas del nivel de marea no tienen una magnitud relevante, la marea meteorológica, ondas de más de 30 s de período generadas por todos los eventos meteorológicos (viento o presión atmosférica), puede ser más determinante en la funcionalidad del puerto. Por su largo período, estas ondas no tienen una variación importante entre profundidades indefinidas y la costa. Su relevancia se encuentra cuando entra en contacto con contornos muy cerrados, para lo cual es necesario propagarla localmente.

A pesar de tener amplitudes pequeñas en profundidades indefinidas, bajo ciertas características geométricas del puerto, las ondas de marea meteorológica (30 s y 5 min) pueden resonar si coinciden con el período propio de la dársena. Una rápida comprobación de la importancia de esta variable en la operatividad del puerto de Alicante se puede hacer comparando las ondas existentes con el período propio de la dársena, que, simplificando el caso a una dársena unidimensional de fondo plano, sin fricción y con pared vertical perfectamente reflejante (Mei, 1989), puede ser calculado como:

$$T = \frac{4L}{(2n+1)\sqrt{gH}}$$

donde  $T$  es el período de la onda en segundos,  $L$  la longitud de la dársena en metros,  $g$  la aceleración de la gravedad,  $H$  la profundidad en metros y  $n$  el modo de oscilación ( $n = 0, 1, 2, \dots$ ). Para las características geométricas del puerto de Alicante ( $L = 1500$  m,  $H = 14$  m), el primer modo de oscilación ( $n = 0$ ) tendría un período de  $T = 1600$  s, no observado hasta el momento en la naturaleza.

Por lo anterior, se puede concluir que esta variable no es importante en el puerto de Alicante, y por lo tanto no es necesario considerar la marea meteorológica en el análisis.

### **Viento**

De la misma manera que se hizo con el nivel medio del mar, la intensidad y dirección del viento son variables de gran escala y, por tanto, el comportamiento que puedan tener en profundidades indefinidas es el mismo que el que puedan presentar en una profundidad cercana al puerto de Alicante.





### **Oleaje**

Siguiendo la metodología propuesta en los primeros apartados, se hace la propagación de los estados de mar, recalculando el espectro en la profundidad objetivo. A modo de ejemplo, en la figura 5.11 se muestra el resultado de la propagación para un estado de mar con las siguientes características:  $H^s = 1$  m,  $T_p = 8$  s,  $\theta = E$ . Como puede observarse, el cabo de Huertas se convierte en un punto de difracción de los oleajes del E; los oleajes de SE inciden casi perpendicularmente a la costa, mientras que los oleajes del Sur pierden energía al refractarse con el fondo antes de llegar a pie de dique.



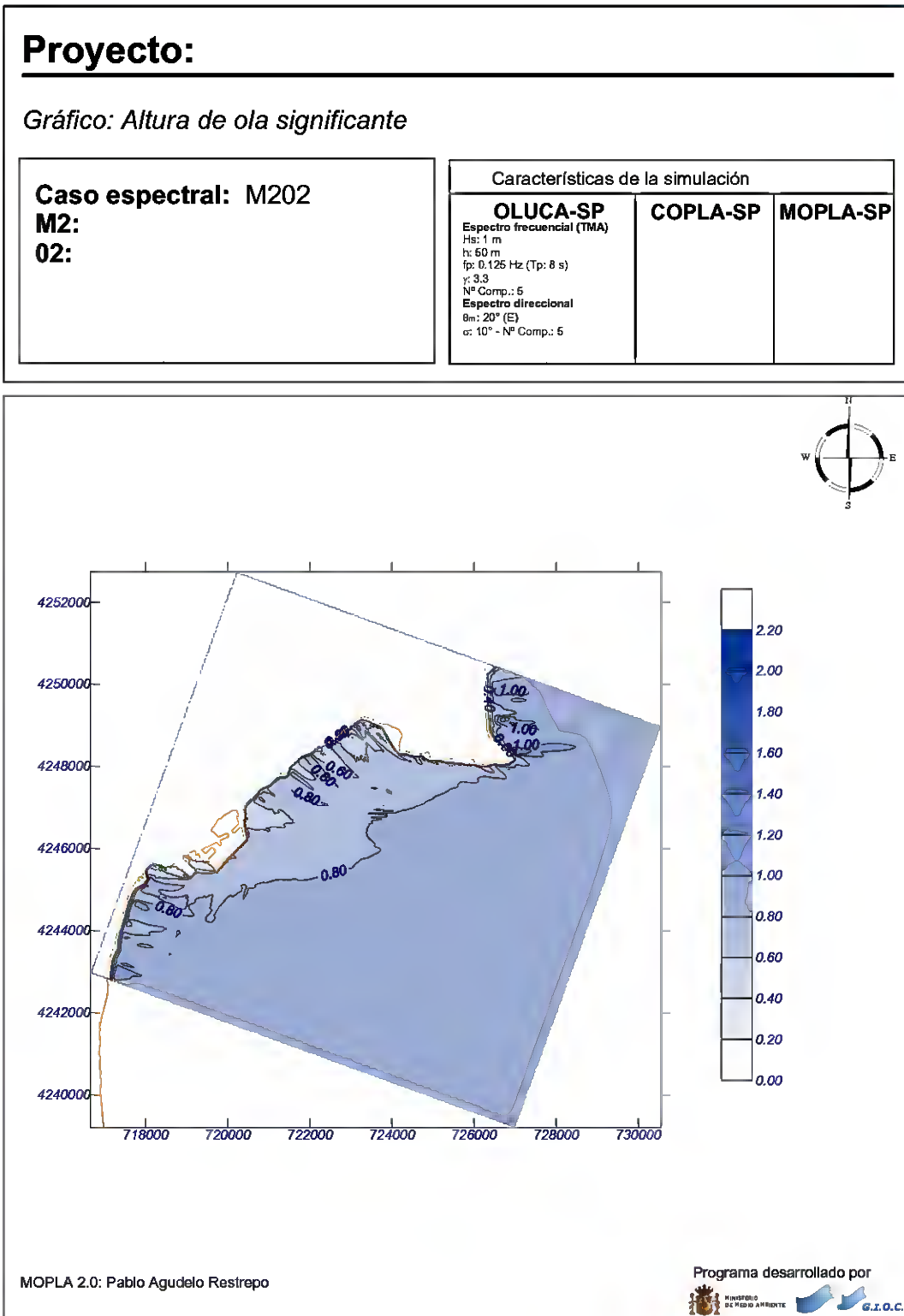
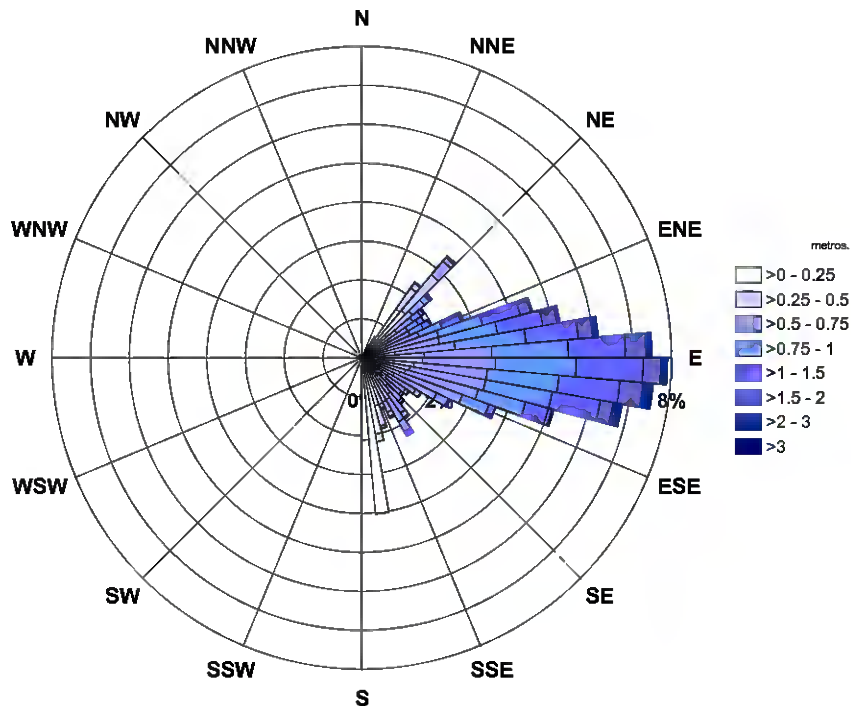


Figura 5.11. Propagación de un oleaje del Este, con Hs = 1 m y Tp = 8 s.



Una vez propagados todos los estados de mar (más de 380.000), se calcula la serie de oleaje en el punto objetivo, la distribución conjunta de  $H_s$ - $T_p$  y la rosa de oleaje en la profundidad objetivo, y posteriormente construir los regímenes medios y extremales de oleaje a pie de dique (figuras 5.12, 5.13 y 5.14).

Obsérvese que los oleajes cercanos al puerto de Alicante están muy agrupados en la dirección del Este, debido a la refracción con el fondo que afecta a los oleajes del SW, importantes también en profundidades indefinidas. La altura de ola significativa para un período de retorno de 50 años es de 4.5 m.



Rosa de oleaje  
Puerto de Alicante, profundidad objetivo

Figura 5.12. Rosa de oleaje a pie de dique



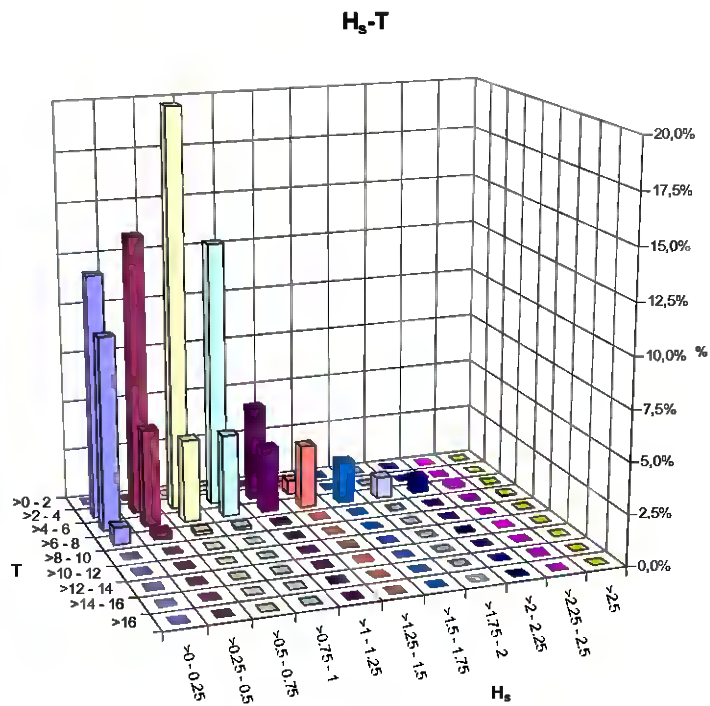


Figura 5.13. Diagrama H<sub>s</sub>-T<sub>m</sub> frente al puerto de Alicante en la profundidad objetivo

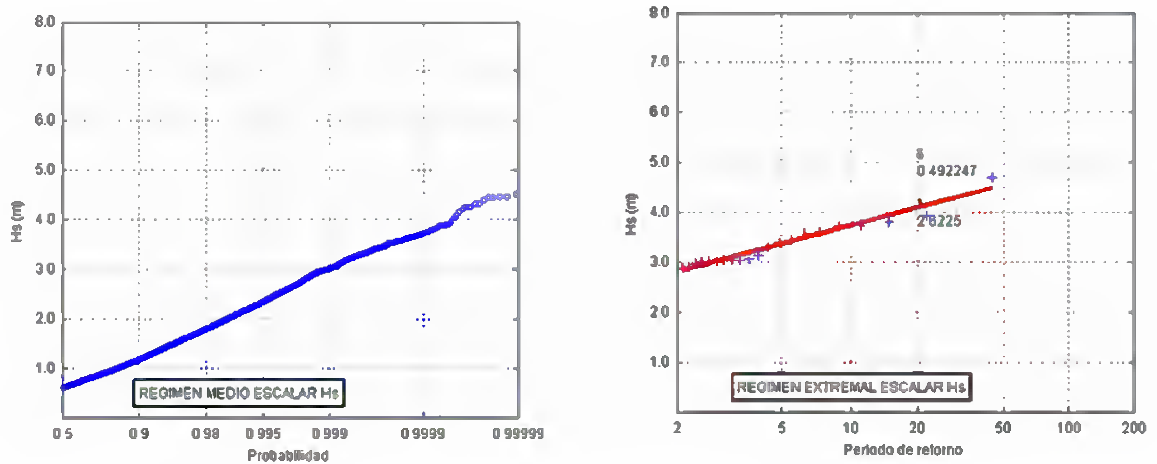


Figura 5.14. Regímenes medios y extremales de oleaje a pie de dique





### ***Dirección del flujo medio de energía:***

Se ha calculado la dirección del flujo medio de energía a pie de dique resultando de  $91^\circ$ , un 2% más al Sur que en profundidades indefinidas. Esto es debido a que la refracción que sufren con el fondo los oleajes del Sur es mayor que la que sufren los oleajes del Este (Figura 5.15). En dicha figura se representa también el valor mínimo y máximo de la dirección del flujo medio de energía anual (rango de  $7.4^\circ$ ).

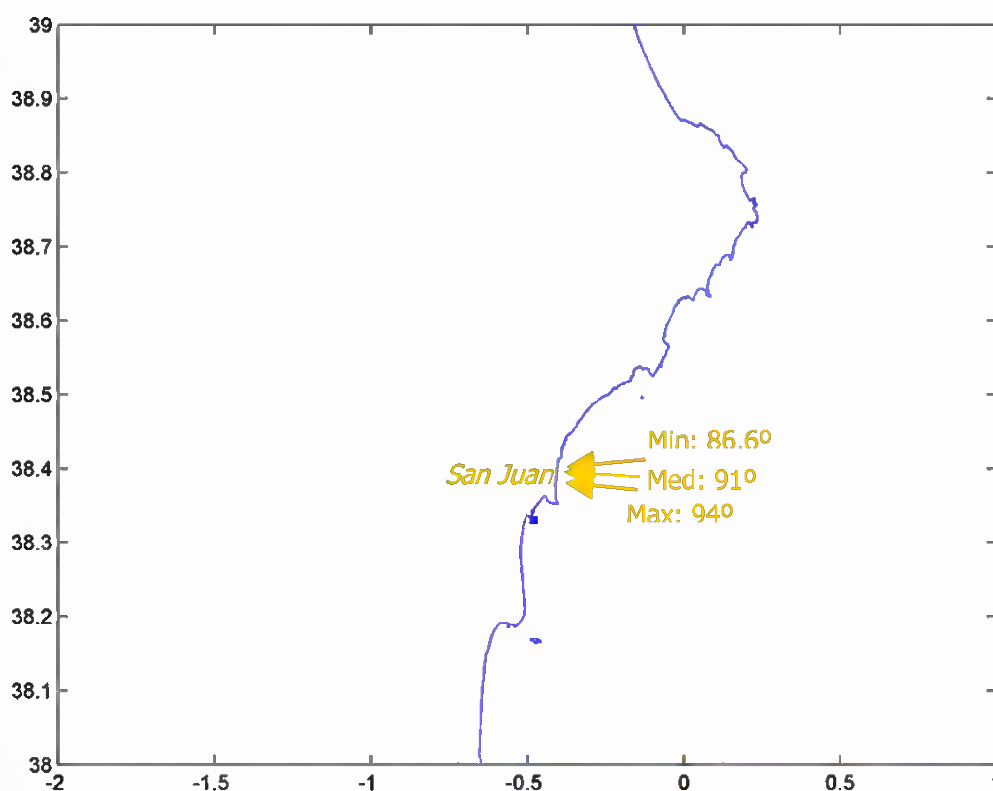


Figura 5.15. Flujo medio de energía en el puerto de Alicante

Después de trasladar estas variables a pie de dique, ahora es necesario establecer los niveles de operatividad (agitación y rebase) y estabilidad del puerto de Alicante. Para determinar los niveles de agitación en las diferentes zonas del puerto, es necesario





propagar el oleaje hasta cada una de ellas. El rebase y la estabilidad de las obras se calculan directamente con la información a pie de dique.

### **Agitación**

El objetivo de este apartado es establecer los regímenes de agitación en el interior del puerto y, con base en dichos regímenes, poder definir el nivel de operatividad del mismo, medido en términos de la altura de ola significativa que es superada un determinado número de horas al año. Este umbral deberá ser establecido en cada zona del puerto según los requisitos de funcionalidad de los tráficos de dicha zona.

En el interior del puerto el oleaje sigue sufriendo todos los fenómenos que alteran la distribución espacial y temporal de energía: refracción, asomeramiento, difracción, rotura, reflexión, fricción con los contornos, etc. El modelo de propagación utilizado en la zona exterior considera estos fenómenos; sin embargo, debido a la forma en que se ha llegado a las ecuaciones de gobierno y al esquema de solución numérica, el modelo se encuentra limitado en los casos en los que la reflexión es importante.

En consecuencia, para poder resolver la agitación en el interior del puerto, se ha utilizado un modelo que resuelve en elementos finitos la ecuación de la pendiente suave en su aproximación elíptica, MSP, desarrollado por el Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas de la Universidad de Cantabria. El modelo incorpora la posibilidad de describir con detalle la reflexión de cada uno de los contornos, en especial los muelles de atraque y los diques y contradiques del puerto; asimismo incluye los demás efectos que sufre el oleaje: difracción, refracción, asomeramiento, rotura y disipación por fondo. El potencial que ofrece este modelo radica en la capacidad de analizar el efecto de la reflexión múltiple de un tren de olas en el interior del puerto, incluyendo todos los patrones de difracción producidos por los distintos muelles, espigones y diques.

Las mallas de propagación son generadas de forma específica, según el período del oleaje que se desea propagar y la configuración del puerto. En el semicírculo que se observa en la malla, llamado “corona de la malla”, se define la dirección, amplitud y período del oleaje incidente. En el caso que nos ocupa, es necesario conocer los regímenes de agitación en las diferentes zonas de las dársenas comercial y deportiva, para lo cual se han







generado tantas mallas como periodos se tienen; a manera de ilustración, se muestra en la figura 5.16 la malla para un período mínimo representativo de 6 s, generada con 10 nodos por longitud de onda mínima y definida por 40.899 nodos y 80.777 elementos. En la malla de detalle se observa la densidad de elementos que se utilizan para calcular el oleaje de los casos analizados.

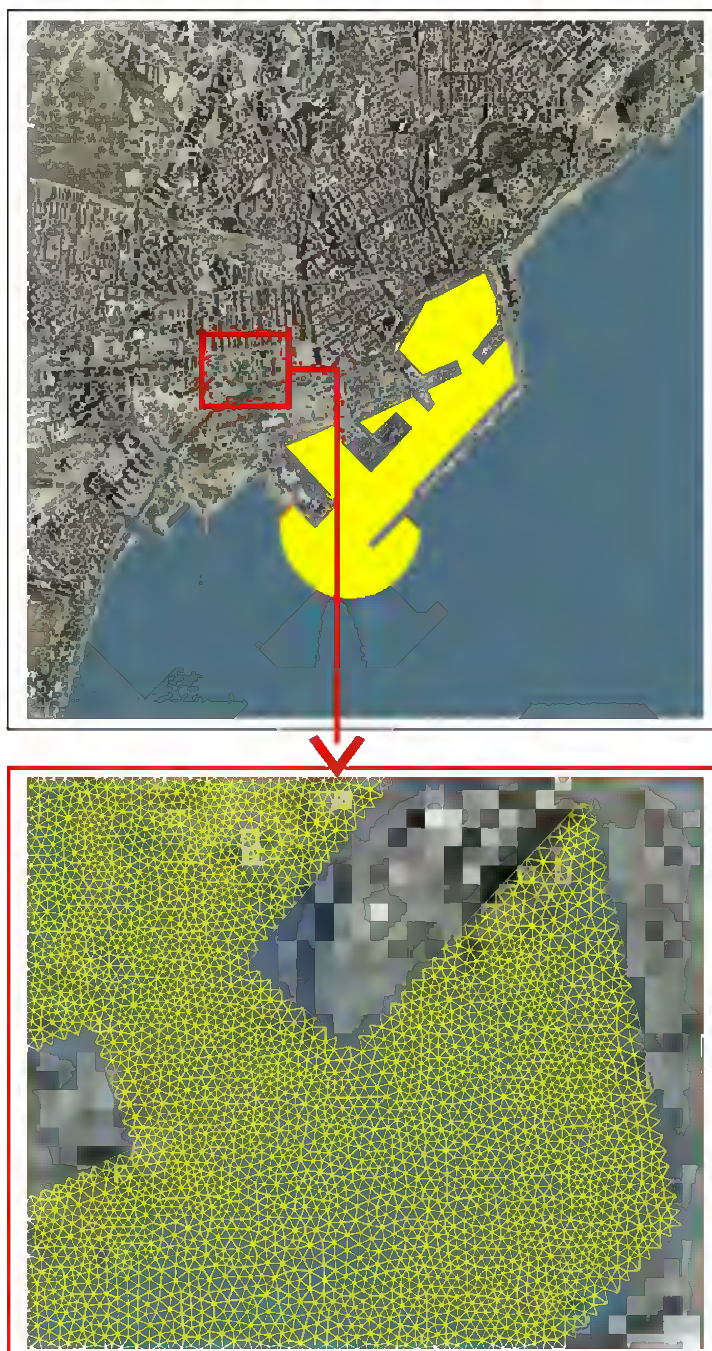


Figura 5.16. Malla para la propagación de oleaje al interior del puerto





Al igual que en el caso de las propagaciones en la zona exterior del puerto, para reconstruir el régimen de oleaje en el interior del puerto es necesario definir los casos de oleaje a propagar desde las inmediaciones del puerto. De acuerdo con los datos a pie de dique, el abanico de direcciones y períodos estudiados se agrupó en 16 casos representativos: cuatro direcciones y cuatro períodos de pico, obtenidos de la distribución conjunta  $H^s-T^p$  en el mismo sitio. El procedimiento se simplifica todavía más porque el nivel de marea no es un factor determinante en la zona de estudio; los casos han sido propagados para un nivel medio de marea.

Para este análisis se ha considerado disipación de energía por rotura y fricción con el fondo y los contornos, y coeficientes de reflexión,  $C_r$ , de 0.85 para los muelles y de 0.30 para los diques en talud.

Los resultados obtenidos en cada propagación se almacenan en ficheros de datos, a partir de los cuales pueden obtenerse las gráficas de iso-agitación. A manera de ejemplo se muestra en la figura 5.17 el caso de propagación del SE con período de 10 segundos.



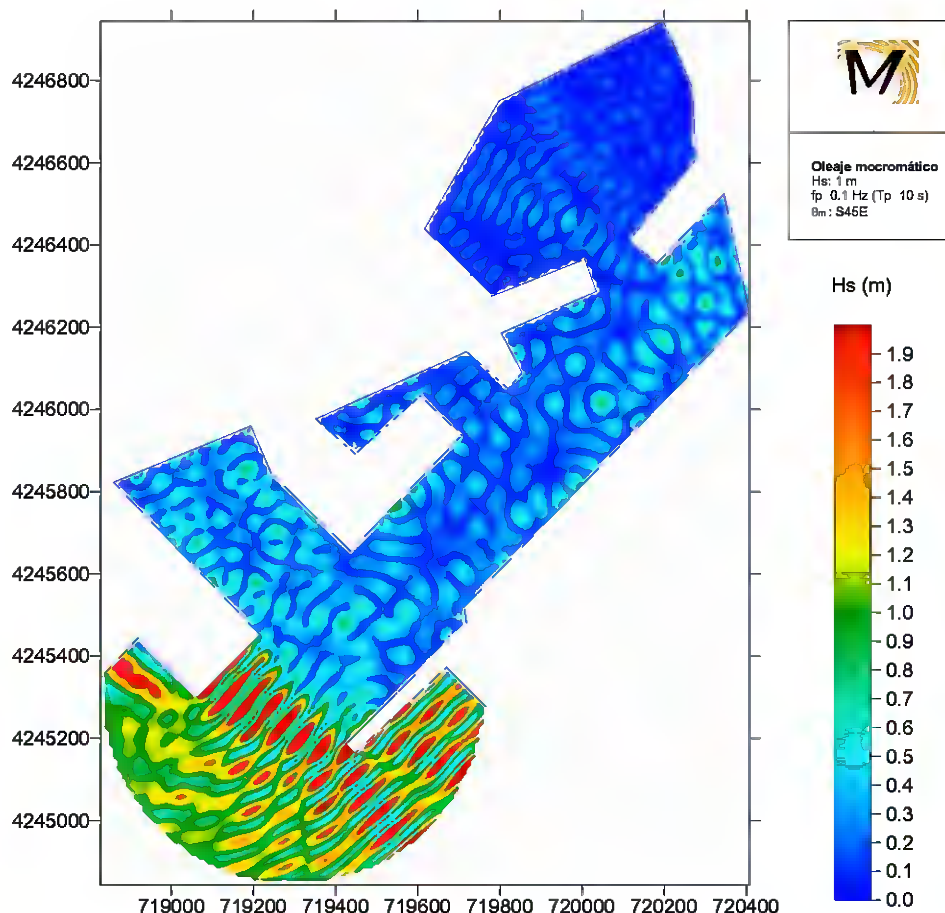


Figura 5.17. Grafico de iso-agitación de un oleaje del SE con  $T_p=10$  s.

Como el régimen que se reconstruye en el interior corresponde con la base de datos de oleaje medio anual, puede determinarse el nivel de operatividad en los puntos objetivo, ya que los regímenes representan el porcentaje medio anual de no-excedencia de cierto nivel de agitación. Comparando estos requerimientos de operatividad, puede determinarse si la configuración del puerto cumple con las exigencias establecidas.

Siguiendo el mismo procedimiento descrito con anterioridad para la reconstrucción de los regímenes de oleaje en el exterior del puerto, se procedió a definir dos zonas de interés donde se deseaba conocer el régimen medio escalar de altura de ola significativa: dársena comercial y dársena deportiva. El régimen de agitación en el interior del puerto es, entonces, el que se muestra en la figura 5.18.



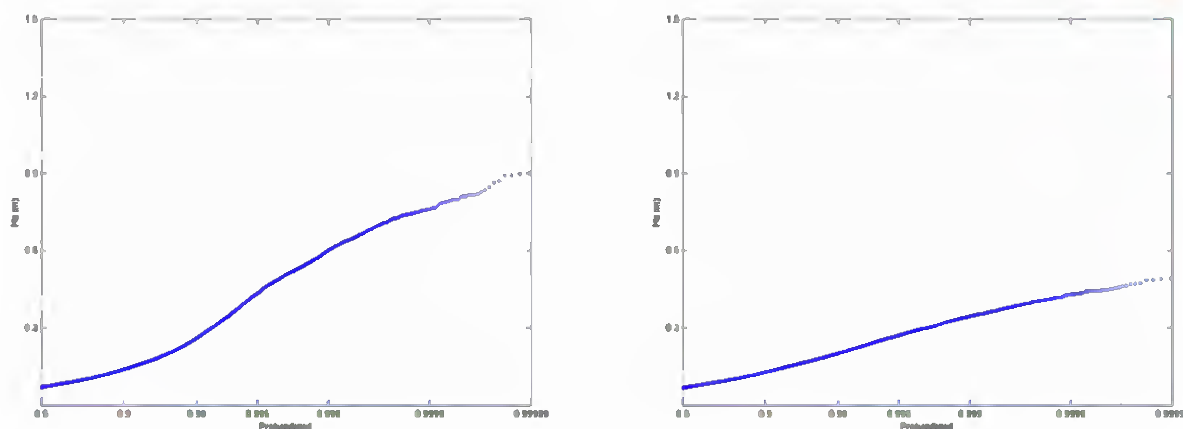


Figura 5.18. Régimen de agitación en la dársena comercial y la dársena deportiva.

Obsérvese que en la dársena exterior del puerto de Alicante los niveles de agitación muestran que hay olas con altura mayor que 0.50 m el 0.3% del tiempo, o lo que es lo mismo, en promedio este valor se supera durante un día al año. En la dársena deportiva el umbral del 99.7% no llega a los 0.30 m.

**Rebase**

Si bien en la metodología se propone calcular el rebase con el modelo COBRAS, a efectos de ilustración en este ejemplo se ha obtenido una solución mediante una de las formulaciones paramétricas más utilizadas.

Se entiende por rebase al caudal medio de agua en un período del oleaje que supera una sección de longitud unidad de la coronación de la estructura; se mide en  $m^3/s/m$ .

Para que se produzca el rebase por la coronación, es necesario que la elevación de la misma sobre el nivel medio o francobordo,  $F$ , sea inferior al máximo ascenso del oleaje, luego un buen criterio sobre la rebasabilidad de un dique ante un estado de mar vendrá dado por la estadística de los ascensos de dicho estado de mar. Cuando una estructura está sometida a un rebase importante, o se encuentra sumergida, la proporción de la energía transmitida sobre la coronación supera en general a la que se transmite a través del núcleo del dique (si es de escollera), por lo que, las formulaciones empíricas existentes para el





cálculo del oleaje transmitido por rebase, no suelen tener en cuenta la pequeña proporción de energía que puede ser transmitida a través del núcleo del dique.

El caudal medio de rebase,  $q$ , se determina midiendo el volumen de agua que sobrepasa la estructura por unidad de longitud de la misma y por unidad de tiempo. Si en el intervalo de tiempo  $t^0$ , alcanzan la estructura  $N^0$  olas y cada ola produce un volumen de rebase  $Q(H^i, T^i)$ , el caudal medio de rebase se determina mediante la expresión:

$$q = \frac{1}{t_0} \sum_{i=1}^{N_0} Q(H_i, T_i)$$

Hay varias aproximaciones para el cálculo del rebase, pero en este caso de ejemplo se aplica la aproximación de De Waal y van der Meer, que plantea que el rebase sobre diques en talud de materiales sueltos puede expresarse en función del ascenso potencial (ascenso que se produciría en un dique no rebasable de las mismas características) y del francobordo. Para expresar el caudal medio de rebase adimensional,  $q/\sqrt{gH_s^3}$ , en función de la diferencia entre el ascenso potencial y el francobordo, adimensionalizada con la altura de ola significativa,  $(R_{u2\%} - R_c)/H_s$ , donde  $R_{u2\%}$  se refiere al ascenso sólo superado por el 2% de las olas del estado de mar. La nube de datos obtenida con esta formulación es muy dispersa (figura 5.19) y los autores proponen una distribución normal del rebase para valores constantes de la abscisa, con una relación  $\sigma/\mu = 0.11$  y con un valor medio determinado por la función:

$$Q = \frac{q}{\sqrt{gH_s^3}} = 8 \cdot 10^{-5} \exp [3.1 (R_{u2\%} - R_c)/H_s]$$

El run-up del 2% puede calcularse con la formulación de van der Meer como:

$$\frac{R_{u2\%}}{H_s} = 0.96 \times I_{rm0}$$





donde 
$$I_{rmo} = \frac{\tan \alpha}{\sqrt{H_s/L_{mo}}}$$

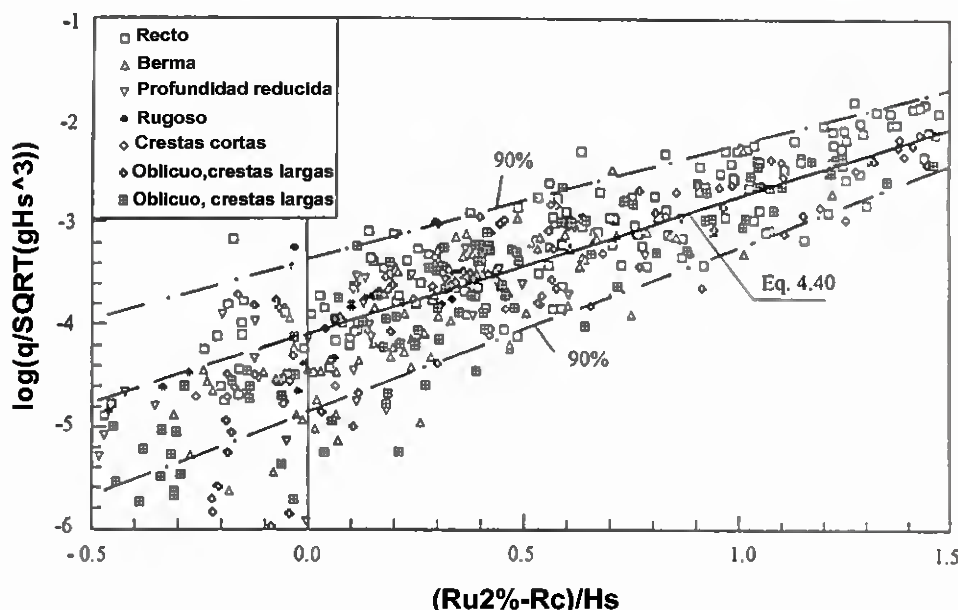


Figura 5.19. Formulación para el cálculo del rebase de estructuras en talud.

Este análisis puede hacerse para cada uno de los estados de mar de la serie de datos y construir así un régimen de rebase sobre el dique. Sin embargo, a manera de ilustración y comparación se puede calcular el rebase actual que produce la  $H^{s12}$  (2.98 m) y período de 8 s, y la altura de ola significativa de 50 años de período de retorno (5.76 m) y 10 s, sobre el dique de abrigo del puerto de Alicante, mediante esta formulación y la tipología de la estructura (sección transversal de 4.7 m de francobordo y talud 1:1.75): 0.18 l/s/m y 1.93 l/s/m, que en toda la longitud del tramo del dique de levante del puerto (1400 m) representan un caudal aproximado de  $0.26 \text{ m}^3/\text{s}$  y  $2.71 \text{ m}^3/\text{s}$ , respectivamente.

**Estabilidad**

Para determinar el peso de las piezas del dique de abrigo normalmente se emplea cualquiera de las siguientes tres formulaciones: Losada-Giménez Curto (1982), Hudson





(1959) o van der Meer (1988). Debido a que en este trabajo se pretende establecer las diferencias entre las condiciones actuales, 2002, y las futuras, 2050, se supone que esta relación se mantiene constante a lo largo del tiempo en cualquiera de las tres formulaciones. Por lo tanto, se utilizará la expresión de Losada-Giménez Curto para el ejemplo.

Losada y Giménez-Curto (1982), utilizando datos experimentales obtenidos por otros autores con oleaje regular, demostraron que la influencia de la densidad de las piezas del manto principal en la estabilidad, quedaba bien representada (en el rango  $S > 2$ ), si se combina la función del peso adimensional con la de densidad relativa de las piezas mediante la expresión:

$$\psi = \frac{W_{p50}}{\gamma_w H_i^3} \frac{1}{R_r}$$

donde:

$$R_r = \frac{S_r}{(S_r - 1)^3}$$

y  $S_r = \rho^s / \rho^w$  es la densidad relativa, y  $\rho^s$  y  $\rho^w$  son el peso específico del material y del agua, respectivamente.

Los datos experimentales muestran una dispersión considerable alrededor de las curvas ajustadas de la función de estabilidad. Esta dispersión no debería existir en el caso de que la función de estabilidad sólo dependiera del nº de Iribarren. Losada y Desiré (1985), tras una extensa experimentación con bloques paralelepípedicos concluyeron que la dispersión en los resultados experimentales depende del criterio de avería, de la pendiente del talud y de la forma de la pieza. Para considerar esto, propusieron los valores de la tabla 5.1 para los máximos de la función de estabilidad.

TIPO BLOQUE	a x a x a	a x a x 1.5 <sup>a</sup>	a x a x 2a
<b>Cotan <math>\alpha</math></b>	1.5 2.0 2.5	1.5 2.0 2.5	1.5 2.0 2.5
<b>Inicio avería</b>	0.060 0.047 0.043	----- 0.084	0.120 ---- 0.116





<b>Avería Iribarren</b>	0.033 0.028 0.024	----- 0.030	0.042 ---- 0.038
<b>Destrucción</b>	0.027 0.022 0.018	----- 0.021	0.035 ---- 0.027

Tabla 5.1. Valores máximos de la función de estabilidad,  $\psi$ . Bloques paralelepípedicos de hormigón. De Losada y Desiré (1985)

La formulación de Losada y Giménez-Curto para el cálculo del peso de las piezas del manto principal de los diques de materiales sueltos se ha obtenido mediante experimentación en laboratorio con oleaje regular y la función de estabilidad (o el número de estabilidad en su caso) se ha definido mediante la altura de ola incidente.

Para la aplicación de esta formulación al caso de diques sometidos a oleaje irregular es preciso tener en cuenta que, para alcanzar el nivel de avería más empleado en el diseño de los diques convencionales, Inicio de Avería, y bajo la acción de oleaje regular, son necesarias un número de olas determinado, superior en general al centenar, para alcanzar la estabilización de la avería. Con el oleaje irregular, es evidente que sólo las características y número de las mayores olas serán determinantes en el nivel de avería alcanzado. Por ello, la definición del parámetro de altura de ola de cálculo, que caracteriza la avería en un dique rompeolas sometido a un estado de mar, deberá contener información sobre la distribución de las mayores olas de ese estado de mar y del número total de olas contenidas en él.

Como el proceso de avería de un dique es un proceso acumulativo de la acción de muchas olas, se puede asumir que la secuencia con que las olas abordan el dique tiene poca influencia en la situación final de avería alcanzada. Esto es, si en un estado de mar determinado sólo las 300 mayores olas son capaces de producir movimiento de piezas, el nivel de avería alcanzado dependerá poco del orden secuencial con que lleguen estas 300 olas.

La altura de ola significativa,  $H^s$ , altura de ola media del 1/3 de las mayores olas de un estado de mar es un parámetro compuesto por una muestra de tamaño variable según el número de olas del estado de mar. Por otro lado, si la serie temporal proviene de un proceso estacionario, el valor de  $H^s$  no se modifica al aumentar la duración del proceso. Esto quiere decir que  $H^s$  no contiene información sobre la distribución de las mayores olas







ni sobre el número de olas componentes del estado de mar. Lo mismo ocurre con los parámetros del tipo  $H^{1/n}$ , altura de ola media de las  $1/n$  mayores olas.

De esta manera, con las características del dique de abrigo del puerto de Alicante (bloques de 1.5 x 1.5 x 3.0 m) de hormigón, y los datos de oleaje (suponiendo que el cálculo se hace con  $H^{Tr=50} = 5.76$  m y no con la altura de ola de cálculo, 3.34 m, para hacer comparables los resultados con los del futuro) es posible, entonces, calcular el peso de los cubos de hormigón como:

$$W_{p50} = \psi_{\max} \times \gamma_w \times H_i^3 \times R_r = 27407 \text{ Kg}$$

Hay que aclarar que este valor es muy superior al que actualmente tiene el puerto de Alicante. La diferencia radica en que para el diseño del puerto se utilizó una altura de ola de cálculo de 3.34 m. No hay que olvidar que se ha hecho de esta manera con el fin de poder comparar con las condiciones futuras.

Debido a que no se cuenta con la variación que sufre específicamente la altura de ola de cálculo de este dique, cuando se analicen las condiciones del año 2050 se presentará la variación del peso de las piezas de hormigón que actualmente conforman el dique de abrigo bajo algunas hipótesis.

### **5.1.3 Estimación de las tendencias y las dinámicas en el año objetivo**

Con el objetivo de evaluar la dinámica costera en el año objetivo, 2050 en este caso particular, el siguiente paso es definir las variables de estudio y la tendencia de las mismas, tal como se describió en la metodología propuesta anteriormente.

Las variables de estudio, como ya se ha comentado en apartados anteriores, son las siguientes:

- Nivel del mar. Éste determina, por un lado, la cota de coronación de las obras y, por tanto, el rebase de las olas sobre la misma; y por otro, la propagación del oleaje al interior del puerto y, de esta manera, la agitación portuaria.





- Marea meteorológica: Si bien actualmente esta variable no es importante, si la tendencia es de aumento significativo, puede generar problemas de operatividad del puerto.
- Viento: Al igual que la marea meteorológica, si la tendencia es de aumento importante, los regímenes de viento pueden superar los valores límites impuestos por la normativa vigente.
- Oleaje: La dirección e intensidad del oleaje (altura de ola significativa y período de pico) determinan, como ya se ha explicado, los niveles de agitación dentro del puerto y, por ende, el tiempo de operatividad del mismo.

A continuación se presenta el análisis de las tendencias de cada una de estas variables.

### ***Nivel del mar***

La figura 5.20 muestra los resultados de la tendencia del nivel medio del mar bajo diferentes escenarios de cambio climático presentados por el IPCC (Panel Intergubernamental de Cambio Climático, por sus siglas en inglés),

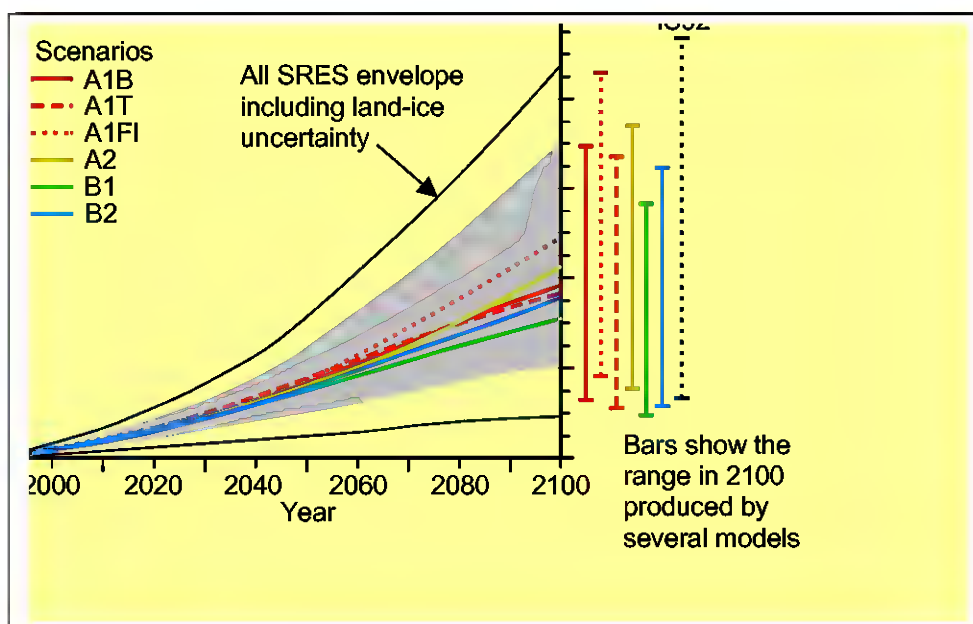


Figura 5.20. Tendencia de variación del nivel medio del mar bajo diferentes escenarios de cambio climático (Tomado de IPCC, 2001)





Como se observa, la predicción bajo todos los escenarios indica que, para el año 2050, el nivel medio del mar es de 0.20 m por encima del actual; a partir de ese año la tendencia de cada uno de los escenarios se separa en un rango entre 0.08 y 0.90 m.

**Viento**

De acuerdo con la metodología detallada de la Fase Ib, el análisis de tendencias en el tiempo se realiza para la velocidad del viento ajustando, mes a mes, los parámetros de su función de distribución Weibull biparamétrica a la expresión:

$$\left[ \beta_0 + \beta_1 \text{gen}(kt) + \beta_2 \cos(kt) + \beta_3 \text{sen}(2kt) + \beta_4 \cos(2kt) \right] g^{\beta_5 t}$$

donde :  $k=2\pi$ ,  $t$  se expresa en años, [...] describe la variación a lo largo del año de cada parámetro y  $e^{\beta_5 t}$  es la variación temporal para la serie de datos completa ( $\beta_5$  es la tasa anual de variación del parámetro a ajustar).

El resultado del ajuste del modelo de tendencia de los parámetros de escala y de forma de la velocidad del viento se presenta en la figura 5.21:

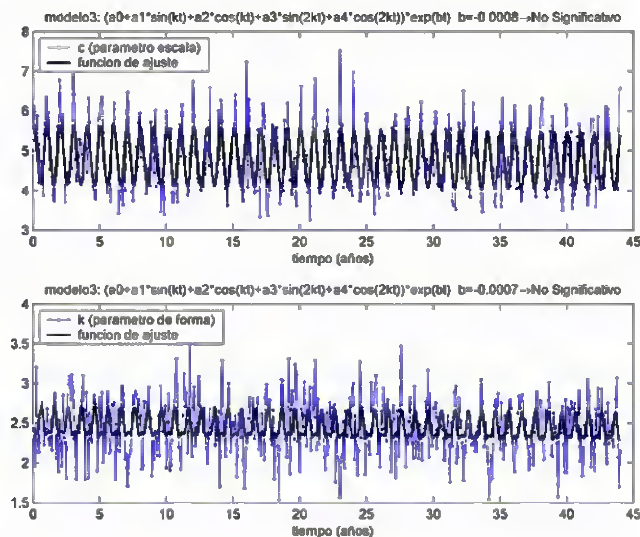


Figura 5.21. Ajuste del estudio de tendencia de la velocidad del viento en el puerto de Alicante.



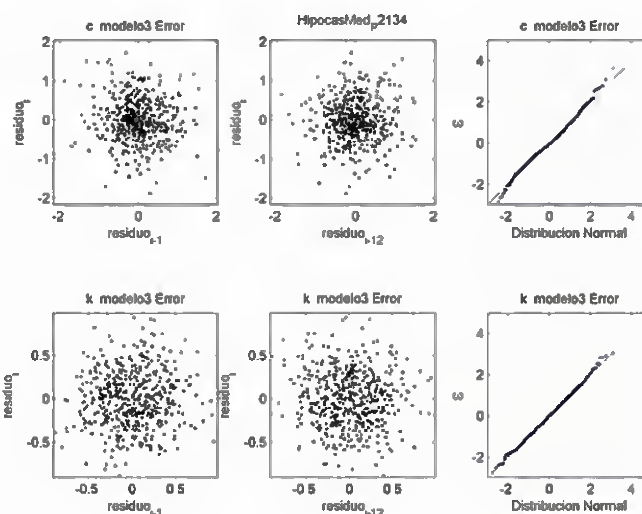


Figura 5.22. Comprobación del método de ajuste de tendencias para la velocidad del viento en el Puerto de Alicante.

Como se observa en la figura 5.21, la función de ajuste no arroja un cambio estadísticamente significativo en la velocidad del viento del Puerto de Alicante.

En la figura 5.22 se comprueba que los residuos de los parámetros  $c$  y  $k$  se ajustan muy bien a una distribución normal  $N(0,1)$ , por lo que el ajuste se considera satisfactorio.

Aunque en este caso particular la variación es reducida, es posible estimar la velocidad del viento en el año objetivo, a manera de ilustración, a partir del parámetro  $\beta^5$ , extrapolando según la ley  $e^{\beta^5 t}$  que ha sido con la que se ha ajustado la evolución anual a lo largo de los últimos 44 años (Figura 5.23).



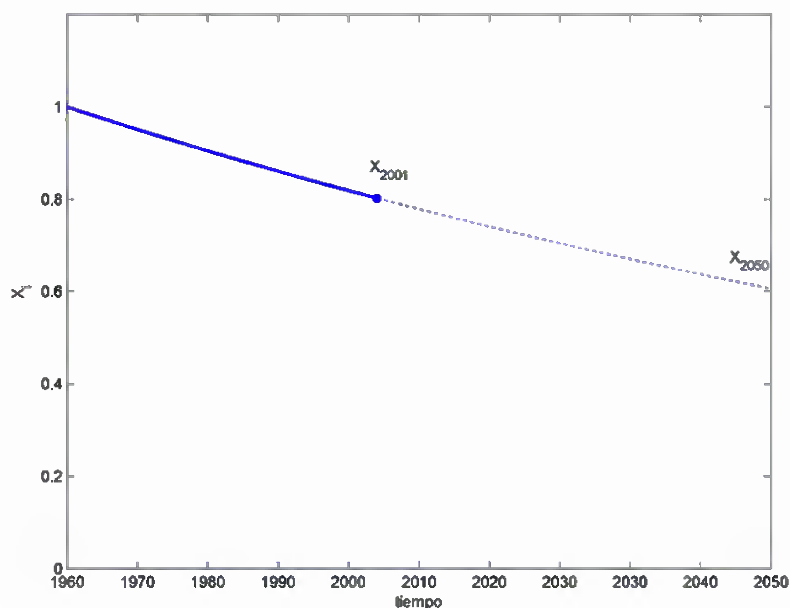


Figura 5.23. Representación del método de extrapolación utilizado

**Marea Meteorológica**

De la misma manera que se hizo con el viento, el análisis de tendencias se realiza ajustando, mes a mes, los parámetros de la función de distribución normal,  $\mu$  y  $\sigma$ , a la expresión:

$$\left[ \beta_0 + \beta_1 \text{gen}(kt) + \beta_2 \cos(kt) + \beta_3 \text{sen}(2kt) + \beta_4 \cos(2kt) \right] g^{\beta_5 t}$$

El resultado obtenido para la marea meteorológica es el es el siguiente:



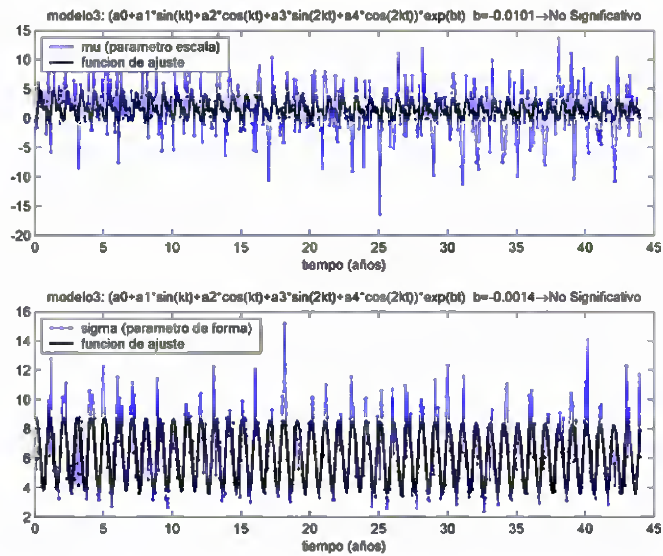


Figura 5.24. Ajuste del modelo de estudio de tendencias para la Marea meteorológica media

Puede apreciarse en la figura 5.24 que el ajuste de los parámetros  $\mu$  y  $\sigma$  muestra una variación no significativa del parámetro de variación anual de la variable para una orquilla del 95% de fiabilidad.

Como en el caso anterior, se comprueba la idoneidad del modelo propuesto con los gráficos de residuos (figura 5.25).

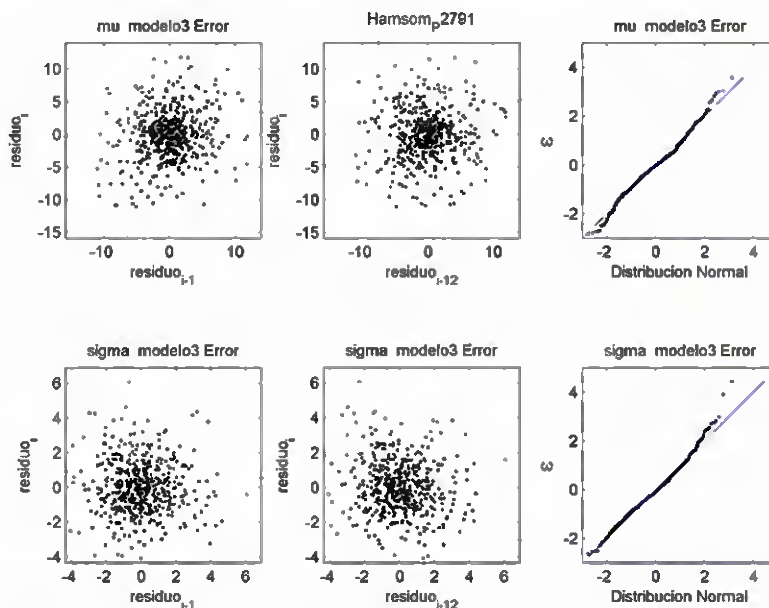




Figura 5.25. Comprobación del modelo ajuste de la Marea meteorológica media

Por otro lado, en cuanto al comportamiento extremal de la marea meteorológica y siguiendo la metodología detallada en el documento de la Fase Ib, se ha obtenido los estimadores de los parámetros para el modelo GPD-frecuencias (figura 5.26). El ajuste del modelo se considera adecuado, pues los diagramas de cuantiles se ajustan sensiblemente a la diagonal (figura 5.26).

Así, partiendo de que la marea meteorológica media en el año 2001 es de 30.046 cm y que la tasa de variación anual obtenida es de -0.07516 cm/año se obtiene que en el año 2050, la marea meteorológica va a ser de 26.363 cm. Es decir, 3.68 cm menor que la actual. Lo que deja en evidencia lo poco significativo del cambio.

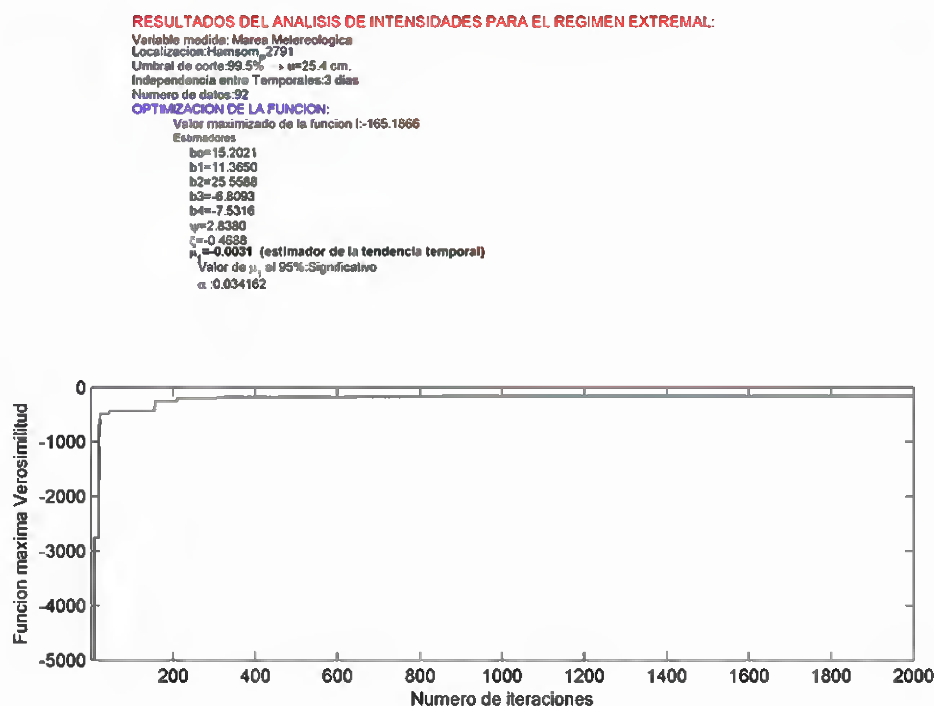


Figura 5.26. Ajuste del modelo de estudio de tendencias para la marea meteorológica extremal



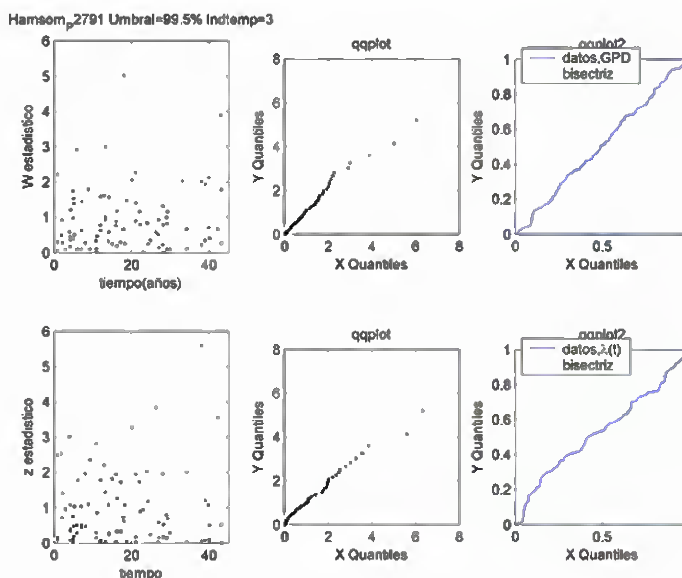


Figura 5.27. Comprobación del modelo de ajuste de la marea meteorológica extremal

### Oleaje

Dos análisis son necesarios a la hora de determinar la tendencia del oleaje. En primer lugar, un análisis del régimen medio del oleaje y en segunda instancia el comportamiento extremal del oleaje. La metodología es similar a la llevada a cabo para una variable escalar cualquiera como la marea meteorológica. La serie de oleaje de  $H^s$  utilizada es la propagada anteriormente hasta el punto objetivo.

#### Análisis de la tendencia del régimen medio del oleaje

Ajustamos, como en el caso de la marea meteorológica y el viento, los parámetros mensuales de su función de distribución Log-normal se ajustan a la expresión:

$$\left[ \beta_0 + \beta_1 \text{gen}(kt) + \beta_2 \cos(kt) + \beta_3 \text{sen}(2kt) + \beta_4 \cos(2kt) \right] \text{g}^{\beta_5 t}$$

El resultado para la altura significativa es el siguiente (figura 5.28).





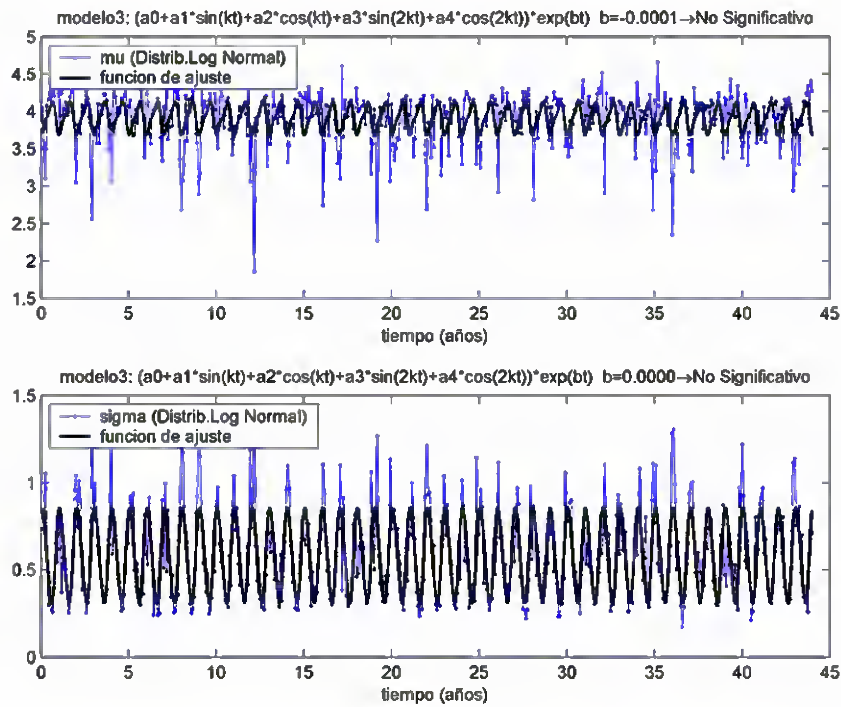


Figura 5.28. Modelo de ajuste propuesto para estudiar las tendencias de Hs en el puerto de Alicante

Tras el ajuste, como es lógico, comprobamos la idoneidad de los resultados representando los residuos, ajustando el error a una distribución normal y valorando su comportamiento (Figura 5.29).

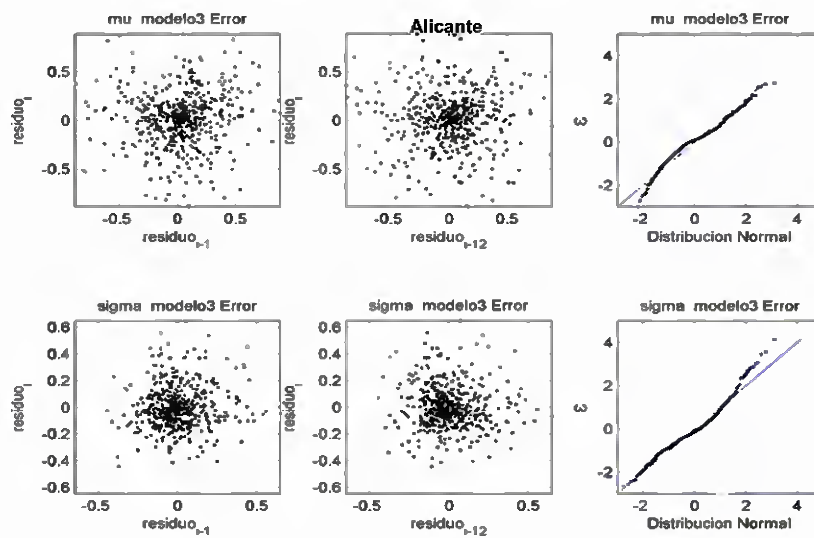


Figura 5.29. Comprobación del método empleado para el ajuste de los parámetros  $\mu$ ,  $\sigma$





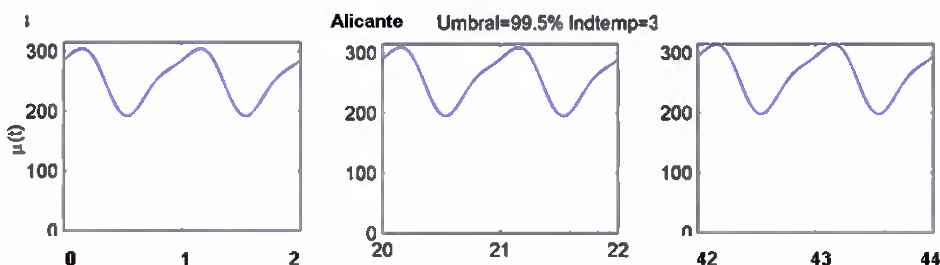
Como se puede apreciar, el error tiene un buen ajuste a una distribución normal  $N(0,1)$ .

Para concluir, sólo resta estimar la altura de ola en el año objetivo, esto se realiza a partir del ajuste hecho el parámetro  $\beta^5$ , extrapolando según la ley  $e^{\beta^5 t}$  que ha sido con la que se ha ajustado la evolución anual a lo largo de los últimos 44 años.

Con esto podemos concluir que la  $H_{s12}$  a pie de dique es de 2.978 m en el año 2001, mientras que la estimación para el año 2050 es de 3.005 m, un 0.9% más que en la actualidad.

*Análisis de la tendencia del valor extremal de  $H_s$*

En el caso del análisis del valor extremal de  $H_s$  se realiza el mismo proceso que en el análisis extremal de la marea meteorológica. En este caso sólo se analizarán las intensidades:



**RESULTADOS DEL ANALISIS DE INTENSIDADES PARA EL REGIMEN EXTREMAL:**

Variable medida: Altura de Ola ( $H_s$ )  
 Localización: San Juan  
 Umbral de corte: 99.5%  $\rightarrow u=234.6309$  cm.  
 Independencia entre Temporales: 3 días  
 Numero de datos: 89  
**OPTIMIZACION DE LA FUNCION:**  
 Valor maximizado de la funcion  $I$ : -435.1906  
 Estimadores  
 $b_0=261.6001$   
 $b_1=24.8657$   
 $b_2=46.6624$   
 $b_3=0.4669$   
 $b_4=-14.0216$   
 $\psi=45.8590$   
 $\xi=-0.1445$   
 $\mu_1=0.0006$  estimador de la tendencia temporal)  
 Valor de  $\mu_1$  al 95%: No significativo  
 $\alpha: 0.63388$

Figura 5.30. Análisis de intensidades para el régimen extremal de altura de ola significativa





Como se puede ver en la figura 5.30, el estimador de tendencia temporal de disminución es pequeña. Además, en este caso particular, para un nivel del 95% de fiabilidad la tendencia, no es significativa. Por otro lado, a continuación se muestra en la figura 5.31, la comprobación de que el análisis realizado es adecuado. En ella se aprecia que la representación de los cuantiles del modelo frente a los datos en los gráficos Z y W se ajusta muy bien a la bisectriz, lo que indica que el ajuste es idóneo.

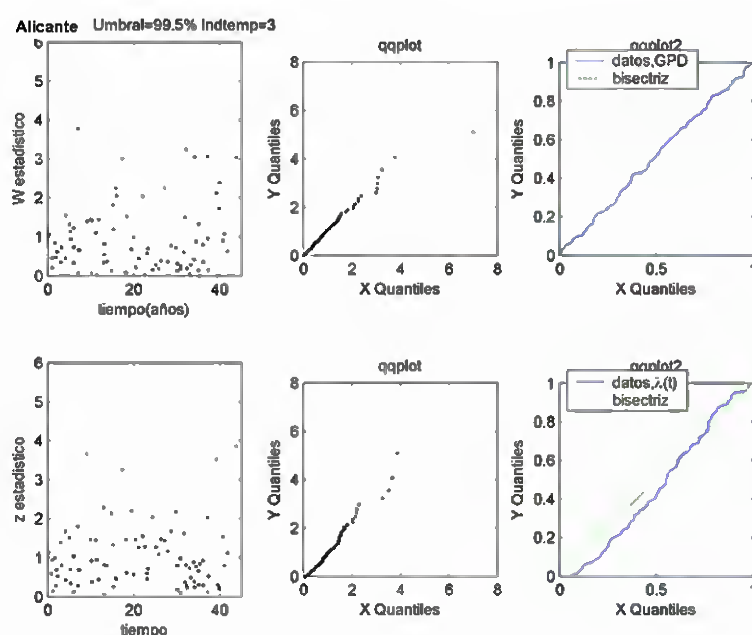


Figura 5.31. Comprobación de la idoneidad del análisis realizado para el régimen extremal de la altura de ola significativa

Como conclusión sólo resta decir que, mientras en el 2001 la altura de ola significativa extremal con periodo de retorno 50 años era de 5.76 m, y en el 2050 será de 5.89 m (2.3% más), manteniéndose la tendencia de aumento vista hasta ahora en lo que respecta a la altura de ola.

**Dirección del flujo medio de energía:**

Como se ha dicho en apartados anteriores, la dirección del flujo medio de energía es importante a la hora de evaluar la agitación del puerto. Si esta variable cambia, esto es,





varía la dirección de incidencia del oleaje a pie de dique, la magnitud de la difracción en el morro del dique cambia todo el patrón de ondas que se forman en las dársenas y, por ende, los regímenes de agitación. Como ya se ha visto en el documento de la Fase Ib, la metodología para estimar la tendencia de esta variable difiere de las anteriores, ya que esta es una variable direccional.

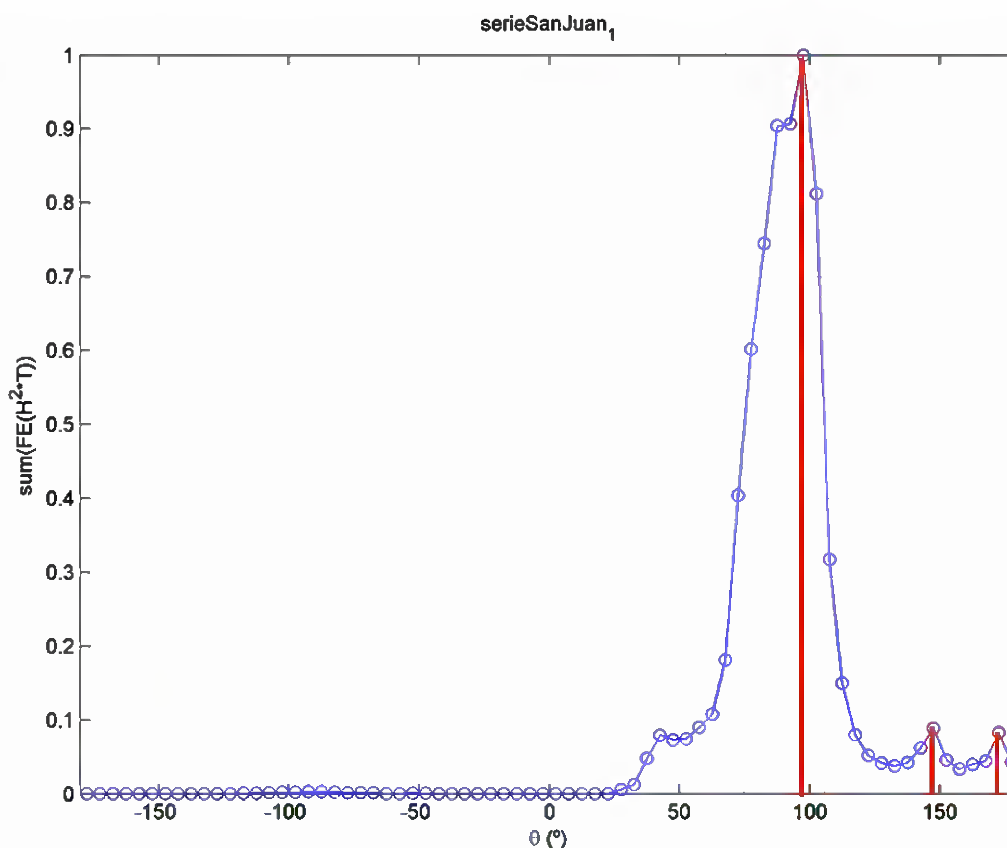


Figura 5.32. Familias de oleaje en la zona de Alicante

En la figura 5.32 se diferencian claramente tres familias de oleaje. Para cada una de ellas se realiza un ajuste lineal de la serie de 44 años de datos, de la variación de la dirección media anual y del porcentaje de energía (Figura 5.33).



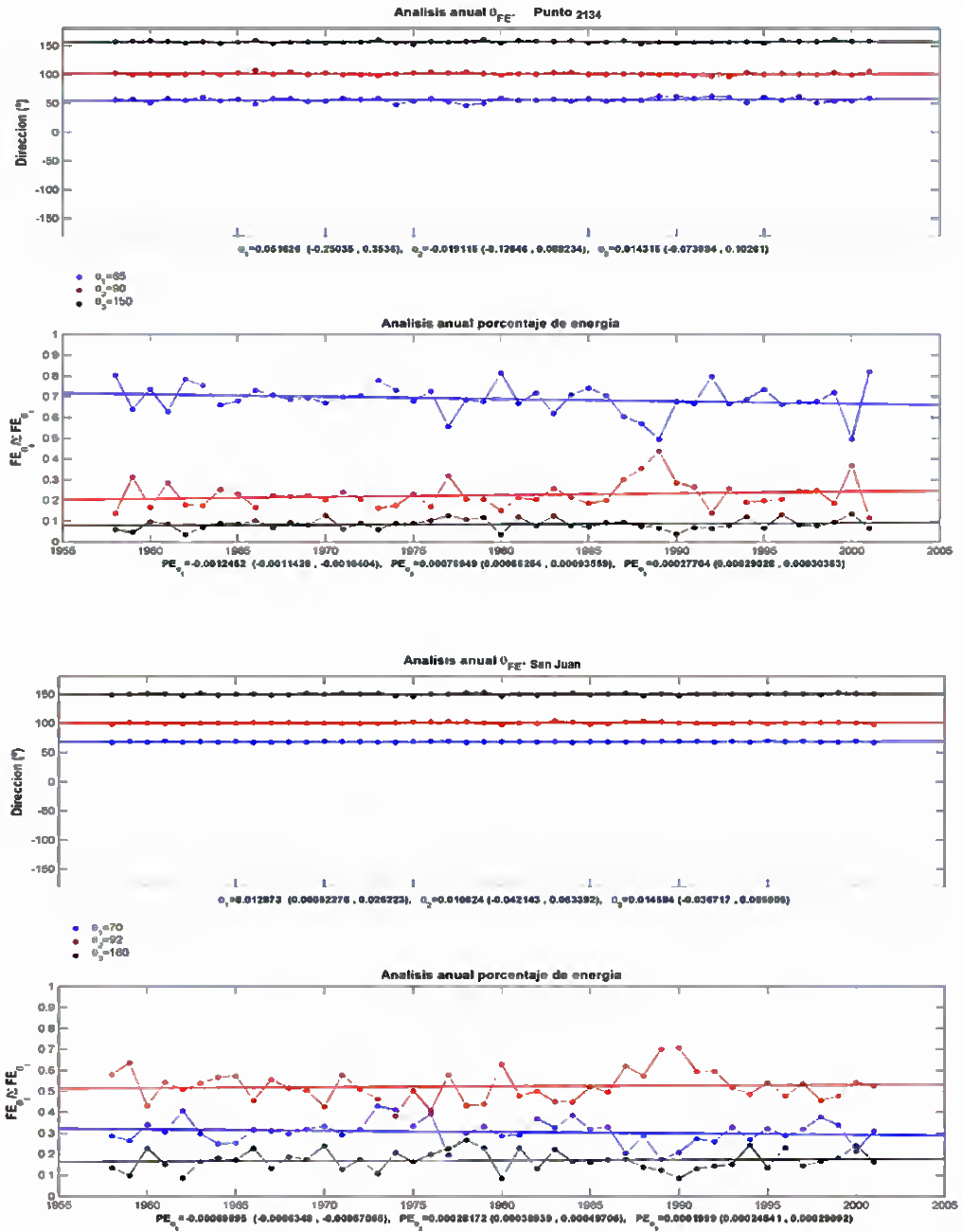
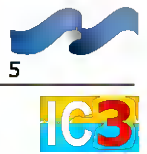


Figura 5.33. Análisis de tendencias de cada familia de direcciones, en indefinidas y a profundidad objetivo





A continuación se estima el ángulo medio de dirección de la variable para cada año:

$$\theta = \arctan \left( \frac{\sum_{i=1}^n p_i \sin \theta_i}{\sum_{i=1}^n p_i \cos \theta_i} \right)$$

Donde  $p^i$  es el porcentaje de energía de cada familia y  $\theta^i$  es la dirección representativa de cada familia.

Por último se realiza un ajuste para toda la serie temporal a estudiar, de donde se obtiene el valor de la tasa media de variación anual de la dirección (°/año). En particular, en el puerto de Alicante, se observa una tasa de variación de 0.057°/año, con lo que la variación de la dirección del flujo medio de energía para el año 2050 es de 2.85°.

Para una rápida visualización, en la tabla 5.2 se presenta un la estimación para dos diferentes años objetivo, 2050 y 2100, de las principales variables de estudio: el nivel medio del mar,  $NMM$ ; la marea meteorológica, caracterizada por el valor de 50 años de periodo de retorno,  $MM^{T50}$ ; la dirección e intensidad del viento,  $V^{T50}$ ,  $\theta^V$ ; y el oleaje medio y extremal,  $H_{s12}$ ,  $H^{T50}$ ,  $\theta^{FE}$ .

AÑO	NMM	MAREA MET.		VIENTO				OLEAJE					
		$MM_{T50}$ (cm)	$\Delta MM_{T50}$ (cm/año)	$V_{T50}$ (m/s)	$\Delta V_{T50}$ (m/s/año)	$\theta^V$ (°)	$\Delta \theta^V$ (°/año)	$H_{s12}$ (m)	$\Delta H_{s12}$ (m/año)	$H_{T50}$ (m)	$\Delta H_{T50}$ (m/año)	$\theta^{FE}$ (°)	$\Delta \theta^{FE}$ (°/año)
2001	0.000	30.046		18.985		2.301		2.978		5.756		91.511	
2050	0.200	26.288	-0.075	19.320	0.007	10.686	0.168	3.004	0.001	5.886	0.003	94.365	0.057
2100	0.800	22.455		19.661		19.239		3.031		6.019		97.277	

Tabla 5.2. Resumen del cambio en las variables de estudio en la playa de Alicante. Años objetivo 2050 y 2100.





#### **5.1.4 Efectos del cambio climático sobre el puerto de Alicante**

Una vez conocida la dinámica en el año objetivo sólo resta determinar qué nuevas respuestas va proporcionar el sistema al cambio de las variables en el año 2050. La metodología que se llevará a cabo es la explicada, con carácter general, para obras portuarias en el documento de la Fase IIa. El análisis incluye la revisión de los parámetros que influyen en la operatividad (agitación y rebase) y la estabilidad.

Hay que señalar que debido a que el cambio en el nivel medio del mar supuesto para el año 2050, +0.20 m, es pequeño a efectos de propagación del oleaje, no es necesario realizar nuevas propagaciones de la serie de oleaje hasta la profundidad objetivo. Por ello, se suponen constantes los coeficientes de propagación obtenidos y se procede a estimar el cambio en la agitación, el rebase sobre las estructuras y la estabilidad de las mismas.

##### ***Agitación***

La variación del régimen medio de agitación es función, a su vez, de la variación de dos variables: el régimen de altura de ola significativa a pie de dique y la dirección de incidencia del mismo en esa profundidad. Si suponemos que la variación del flujo medio de energía representa adecuadamente la variación de la dirección de incidencia de todos los estados de mar, es posible obtener el nuevo régimen de agitación. Para ello se han utilizado los mismos coeficientes de agitación que se utilizaron para las condiciones actuales, debido a que la poca variación del nivel medio del mar entre 2001 y 2050 no afecta las propagaciones al interior del puerto.

Como se ha observado, la variación del régimen medio de agitación entre el momento actual y un horizonte de 50 años, medido en términos de la variación de  $H^{s12}$ , es de +0.9%, que es insignificante a la hora de evaluar el régimen medio de agitación. Pero por otra parte, el flujo medio de energía calculado en el 2050 representa un giro de  $2.85^\circ$  hacia el





sur, lo que hace que los oleajes predominantes (oleajes del E) sufran menor difracción en el morro del dique y, por tanto, se aumente la altura de ola en el interior del puerto.

Se ha calculado, entonces, que para nuestro horizonte de estudio (2050) los niveles de agitación en la dársena exterior del puerto de Alicante muestran que hay olas con altura mayor que 0.50 m el 0.305% del tiempo, apenas 0.5 horas más que bajo las condiciones actuales. En la dársena deportiva este umbral del 99.7% no llega tampoco a los 0.30 m, manteniendo las condiciones de operatividad límites impuestas por la ROM.

Debido a que el cambio en los niveles de agitación del puerto no son significativos para el 2050, se ha estimado, a manera de ilustración, el cambio que se produciría para el año 2100 si la tendencia de este parámetro fuera lineal, considerando un aumento en el nivel medio del mar de 0.80 m. Cabe anotar que el comportamiento del oleaje dentro del puerto sería diferente si hay un cambio en el nivel del mar, pero para ilustrar el ejemplo se supone que los coeficientes de agitación no cambian para los casos representativos. De esta manera se establece que una altura de ola de 0.50 m es superada sólo el 0.31% del tiempo (1 hora más al año que en la actualidad) en la dársena comercial.

### **Rebase**

Haciendo caso de las tendencias presentadas, la  $H^{s12}$  aumentará 0.03 m y el nivel medio del mar aumentará 0.20 m. Con estos datos se puede calcular el nuevo rebase,  $q^{2050}$ , de la siguiente manera:

*-Variación del rebase debido a la variación del nivel medio:*

$$\frac{\delta q}{q} = b \frac{\delta \eta}{H_s}$$

donde  $b = 3.1$ . De esta manera, la variación del nuevo rebase es 5% mayor que ahora, calculado a partir de la  $H^{s12}$ .







A manera de ilustración, se ha calculado el rebase que se produciría en el 2100 para un cambio en el nivel medio del mar de +0.80 m. Esto es, el rebase debido a la variación del nivel medio sería, para ese año horizonte, de 10 % más que el actual, calculado a partir de la  $H^{sl2}$ .

*-Variación del rebase debido a la variación de la  $H^{sl2}$ :*

$$\frac{\delta q}{q} = b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} + \frac{3}{2} \frac{\delta H}{H_s}$$

Así, la variación del rebase debido a la variación del oleaje, entre 2001 y 2050, es de 15 % y entre 2001 y 2100, suponiendo un cambio de  $H^{sl2}$  de 0.053 m, sería de +3 %.

### **Estabilidad**

La variación del peso de las piezas del manto principal del dique puede calcular como:

$$\frac{\delta W_{50}}{W_{50}} = 3 \left( \frac{\delta H}{H} \right)$$

Como se mencionó en apartados anteriores, a manera de ilustración se ha hecho el cálculo de la estabilidad del dique a partir de la altura de ola significativa de 50 años de período de retorno. Este cálculo nos permite concluir que, bajo la suposición de que  $H^{T50}$  varía 0.0026 m/año (es decir, que será 0.13 m más que ahora = 5.89 m), las piezas del manto principal deberán ser, en 2050, un 6.8% y, en 2100, un 13.71% más pesadas. Esta variación sería la misma si consideráramos la altura de ola de cálculo,  $H = 3.34$  m, y suponiendo que el régimen extremal de oleaje sufre un cambio igualmente proporcional.





## 5.2 Playa de San Juan

La playa de San Juan se localiza en la costa mediterránea española, en concreto en la provincia de Alicante, Comunidad Autónoma Valenciana. Exactamente, se encuentra 10 Km al norte de la ciudad de Alicante.



Figura 5.34. Diagrama de localización de la Playa de San Juan

La playa de San Juan, es una playa de las que se consideran encajadas, tiene una longitud aproximada de 7000 m con una anchura media de 85 metros y es de arena fina y dorada. La playa posee una orientación S7°W o N7°E, se extiende desde el Cabo de Huertas al Sur, hasta la Punta del Río, al norte. Con el paso de los años, la playa y sus alrededores, se han





convertido en un activo importante en la oferta turística de la provincia y en una zona residencial más de la ciudad, adquiriendo cierta relevancia en la Comunidad Autónoma.

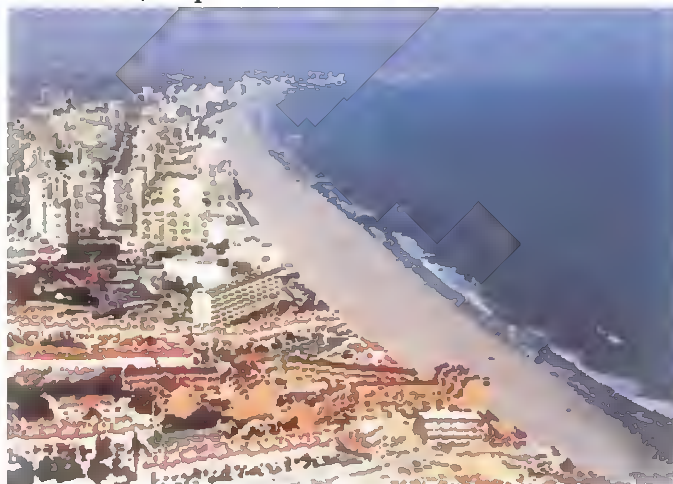


Figura 5.35. Vista de la Playa de San Juan

### 5.2.1 Situación actual

Para entender las dinámicas que actualmente acaecen sobre la playa, es necesario analizar el régimen de marea al que se encuentra sometida así como el de oleaje, con el objetivo final de poder comparar con la situación futura de las dinámicas en la zona.

**Marea:**

Los niveles de referencia de la marea en la zona, se puede suponer que son los mismos que los correspondientes a los del Puerto de Alicante, pues es el dato más próximo a la zona de estudio.

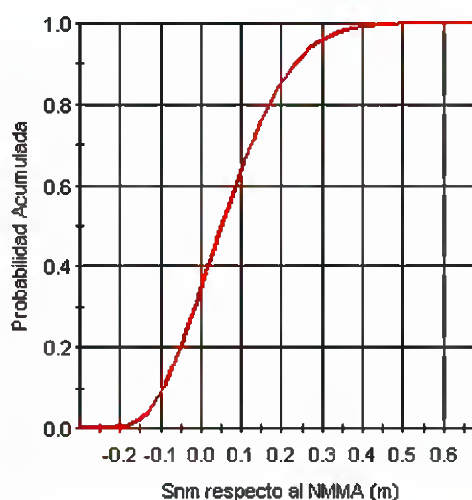
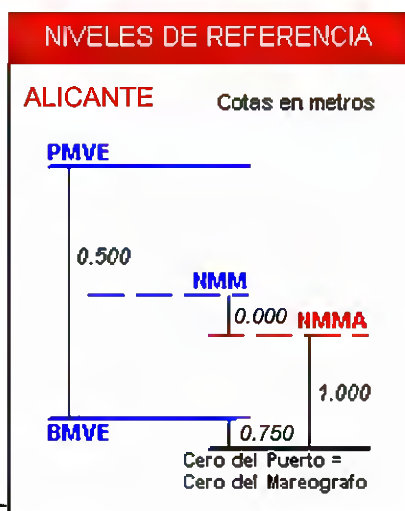




Figura 5.36. Niveles de referencia y régimen medio del NMMA para la Playa de San Juan  
 A modo de ejemplo, los regímenes medios de marea (MA+MM) se presentan en la figura 5.36, en la que se observa que, con respecto al nivel medio del mar en ese punto, el nivel del mar con probabilidad de excedencia del 95% es de 0.28 m.

**Marea meteorológica**

Se comprueba con los datos de retroanálisis, a partir de los cuales se construye el régimen medio de marea meteorológica en la zona de estudio, ajustado a una distribución normal:

$$f(MM; \mu, \sigma) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(MM - \mu)^2}{2\sigma^2}\right]$$

Para el caso de estudio, la marea meteorológica del 98% de probabilidad de no-excedencia es del orden de 0.20 m con respecto al nivel medio del mar en Alicante (figura 5.37).

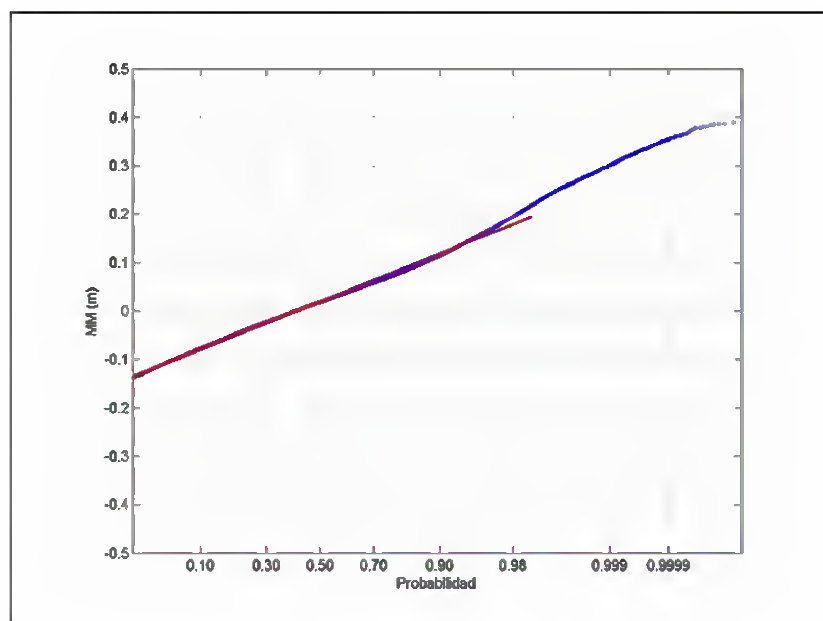
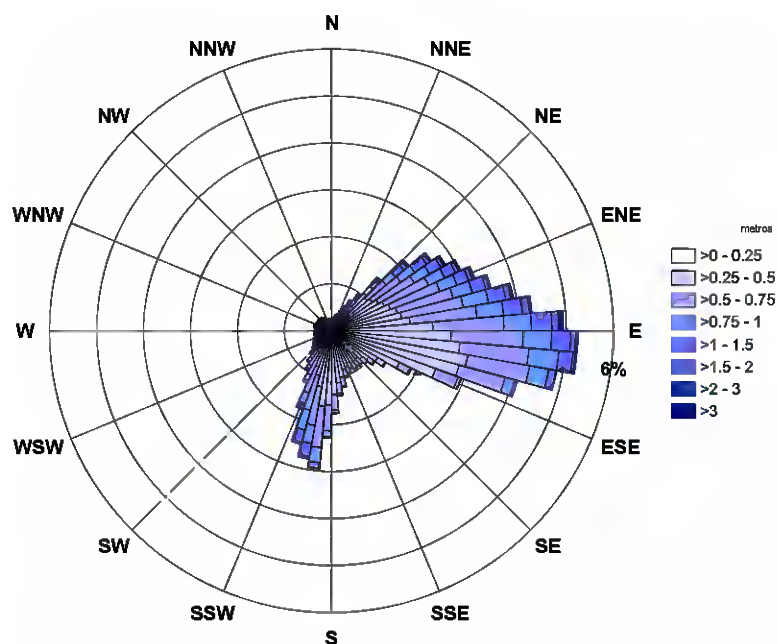




Figura 5.37. Régimen medio de marea meteorológica en profanidades indefinidas

**Oleaje:**

En la figura 5.38 se presenta la rosa del oleaje en profundidad objetivo en la playa de San Juan. Como se puede ver, los oleajes reinantes y dominantes provienen del cuadrante Este. Es decir, los oleajes inciden en su mayor parte, de manera normal a la playa.



Rosa de oleaje  
Playa de San Juan, profundidades indefinidas

Figura 5.38. Rosa de oleaje en la Playa de San Juan a la profundidad objetivo

Como se puede apreciar en la figura 5.39, los oleajes que llegan a la playa de San Juan son mayoritariamente de periodos cortos, inferiores a 6 segundos. Por otro lado, las alturas de ola son en su mayoría inferiores a 1 metro, pudiendo existir temporales superiores a 2,5 metros.



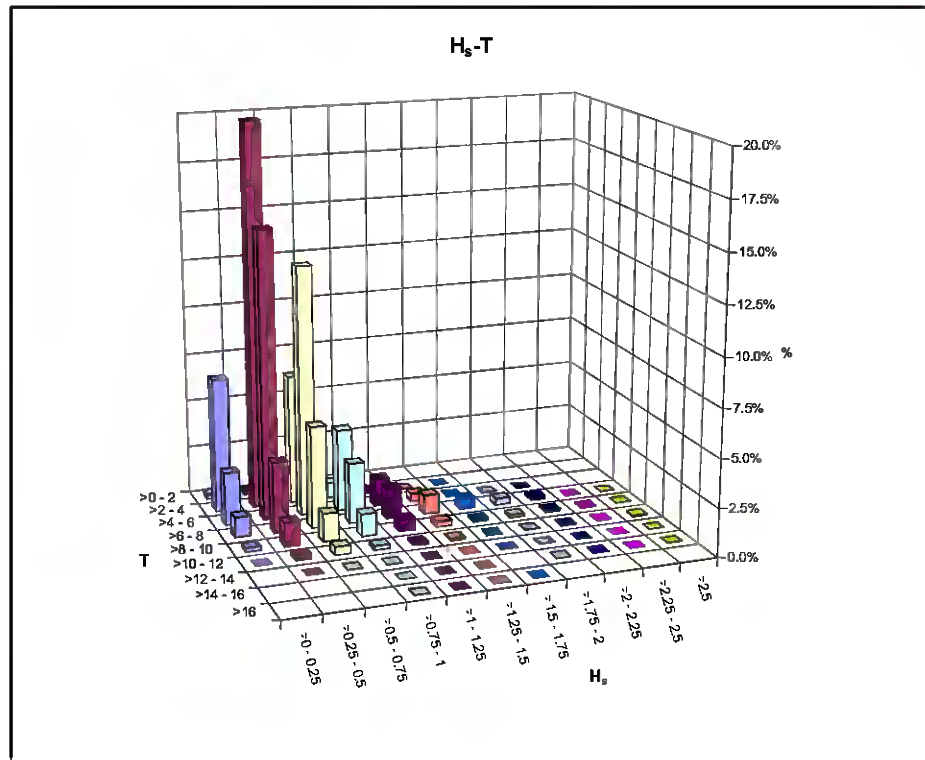


Figura 5.39 . Diagrama  $H_s-T_m$  en la Playa de San Juan en profundidades Indefinidas

Los regímenes medio y extremal de altura de ola significativa para profundidades se presentan en la figura 5.40.

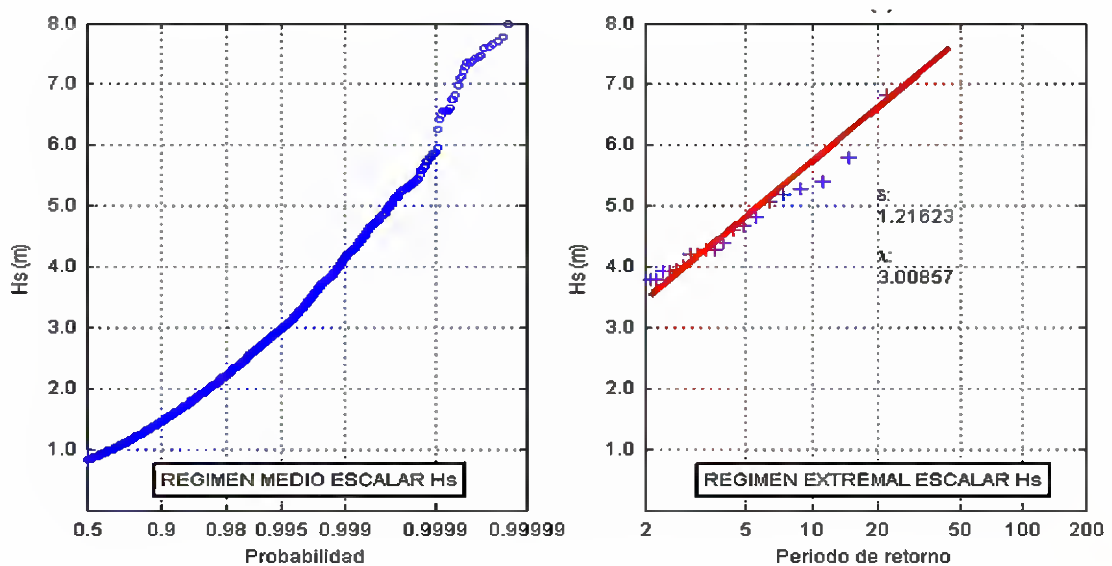


Figura 5.40. Régimen medio y extremal de  $H_s$  en profundidades Indefinidas





Se aprecia en la figura 5.40 que la altura media del oleaje en profundidades indefinidas es 0.9 m mientras que la  $H_{s12}$  es 4.1 m.

### ***Dirección del flujo medio de energía:***

Como se ha mostrado a lo largo del informe, el flujo de energía es un importante parámetro en el comportamiento de una playa. Indica su inestabilidad en planta y tendencia al giro.

En lo que respecta a la Playa de San Juan, el flujo medio de energía proviene fundamentalmente del Este (figura 5.41).

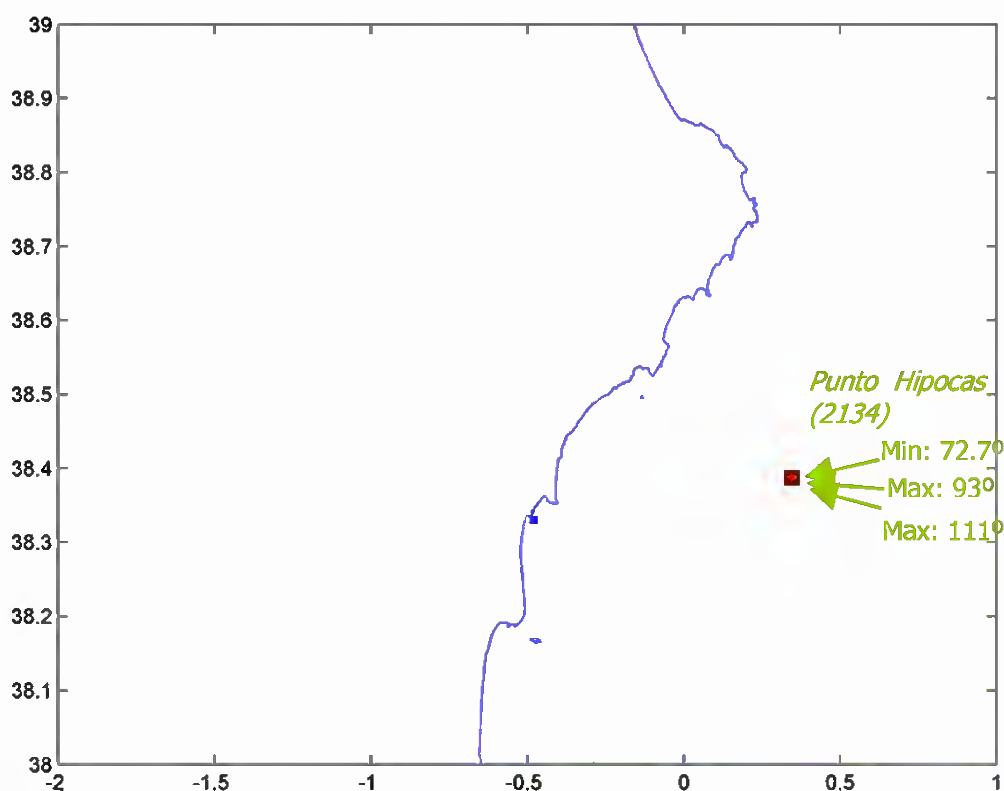


Figura 5.41. Flujo medio de energía en la Playa de San Juan





### 5.2.2 Trasladar las series de datos a profundidad objetivo

Para trasladar las series de datos de las variables objetivo en este ejemplo, desde profundidades indefinidas hasta la profundidad objetivo, se ha llevado a cabo el mismo proceso que se ha descrito en profundidad en el apartado de Metodología detallada.

#### ***Cota de inundación***

La cota de inundación es la resultante de la composición de la marea astronómica, la marea meteorológica y el run-up. Todo ello agregado a un nivel de referencia que generalmente es la bajamar, como ya se ha mencionado. En el caso de la Playa de San Juan, como se puede ver en la figura 5.42 y para la simulación realizada a partir de la suma de la marea astronómica, la marea meteorológica más el efecto del run-up máximo más probable de cada estado de mar, la máxima cota de inundación en los últimos 44 años es de 3.72 metros.

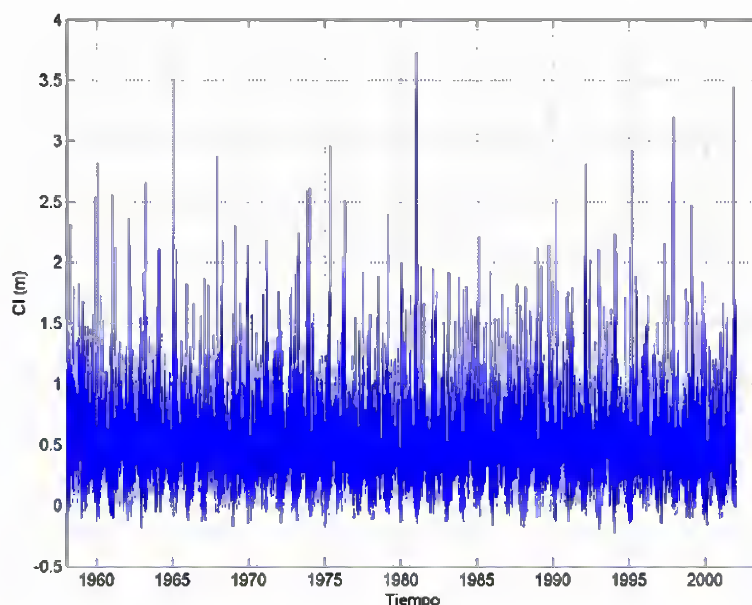


Figura 5.42. Evolución de la cota de inundación en la Playa de San Juan en los últimos 44 años





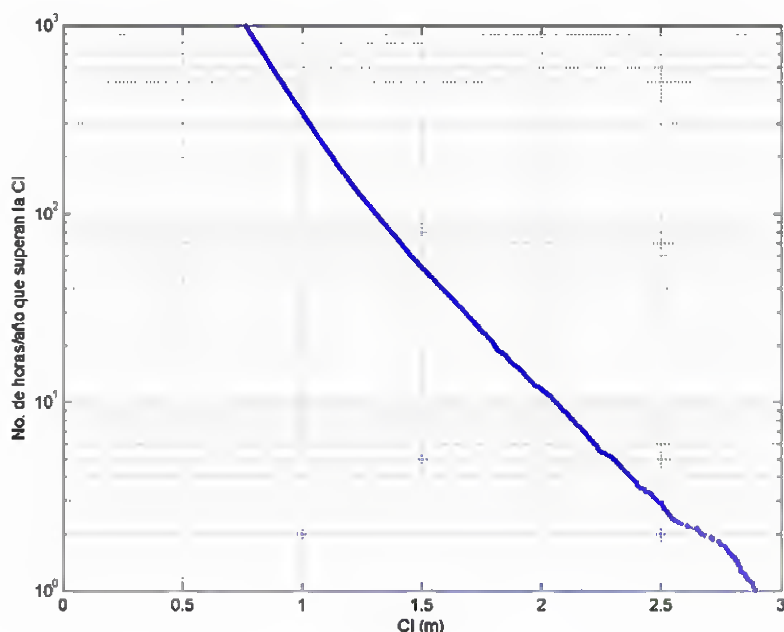


Figura 5.43. Régimen medio de la cota de inundación

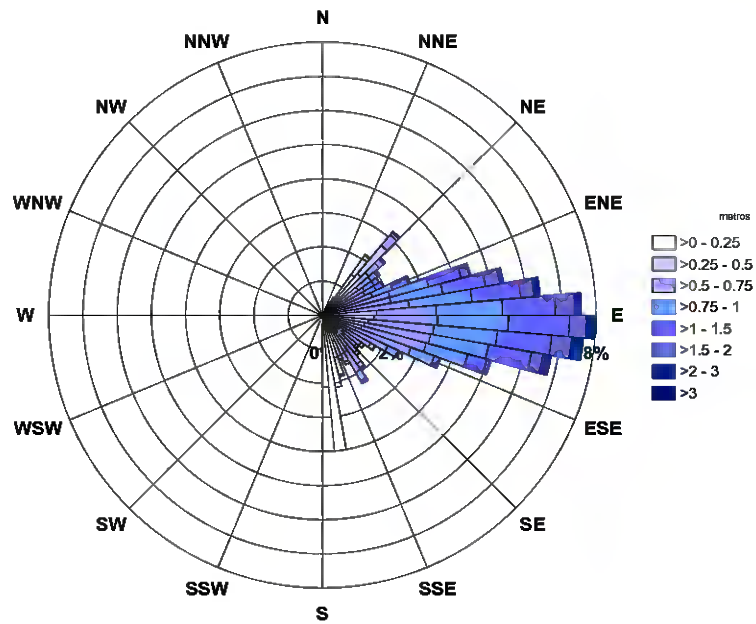
Del régimen medio (figura 5.43) se extrae que la cota de inundación media es 0.47 m y que la que sólo es superada 12 horas al año es de 1.7 m.

### **Oleaje**

En la figura 5.44 se presenta la rosa del oleaje en profundidad objetivo en la playa de San Juan. Como se puede ver, los oleajes reinantes y dominantes provienen del cuadrante Este. Es decir, los oleajes inciden en su mayor parte, de manera normal a la playa.

Como se puede apreciar en la figura 5.45, los oleajes que llegan a nuestra playa son mayoritariamente de períodos cortos, inferiores a 6 segundos. Por otro lado, las alturas de ola son en su mayoría inferiores a 1 metro, pero pudiendo existir temporales superiores a 2,5 metros.





Rosa de oleaje  
Playa de San Juan, profundidad objetivo

Figura 5.44. Rosa de oleaje en la Playa de San Juan a la profundidad objetivo

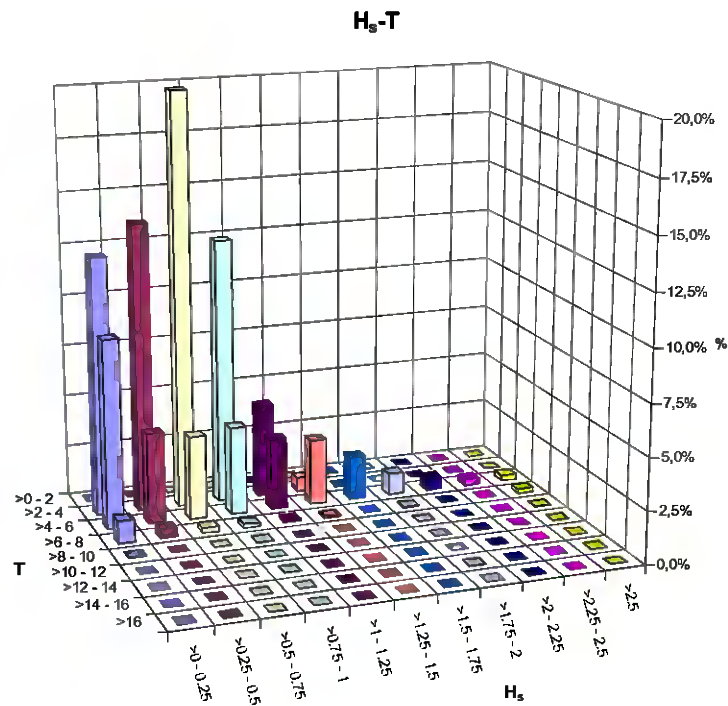


Figura 5.45. Diagrama  $H_s$ - $T$  en la Playa de San Juan en profundidad objetivo





Los regímenes medio y extremal para la playa en profundidad objetivo son los siguientes:.

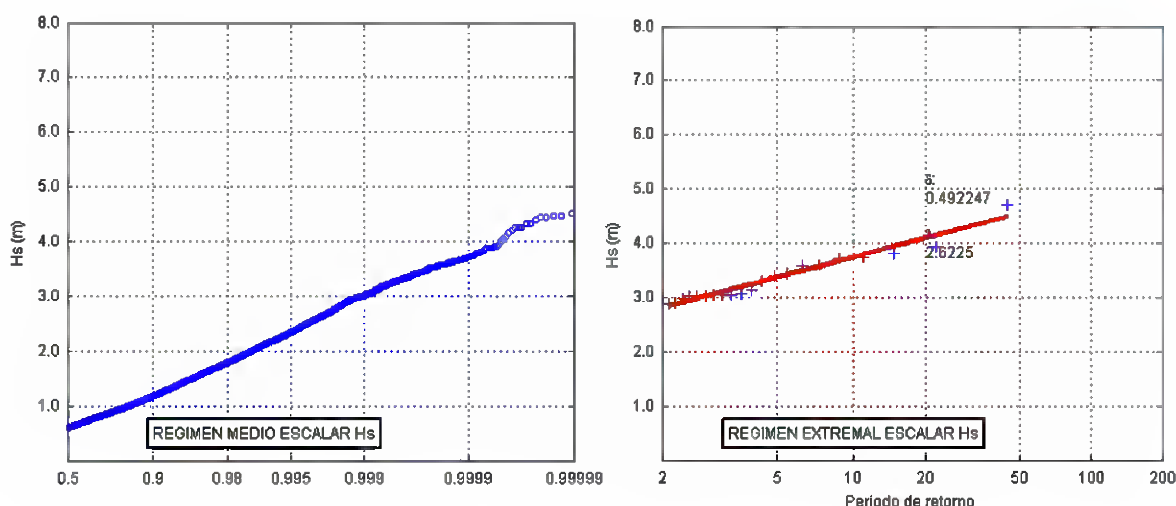


Figura 5.46 Régimen medio y extremal de  $H_s$  en profundidad objetivo

Como se aprecia en la figura 5.46 la altura media del oleaje en profundidad objetivo es de 0.7 m, mientras que la altura  $H^{s12}$  es de 3 m aproximadamente.

**Dirección del flujo medio de energía:**

En lo que respecta al flujo medio de energía en la Playa de San Juan en profundidad objetivo hay que decir que: el flujo medio de energía proviene fundamentalmente del Este (figura 5.47) y la orientación de la playa es, *grosso modo*, S7°W o N7°E. Lo que nos indica que su forma en planta es estable pues el flujo incide de manera aproximadamente normal sobre la costa.

Tras estudiar el clima marítimo en profundidad objetivo es necesario, estudiar el estado morfodinámico de la playa



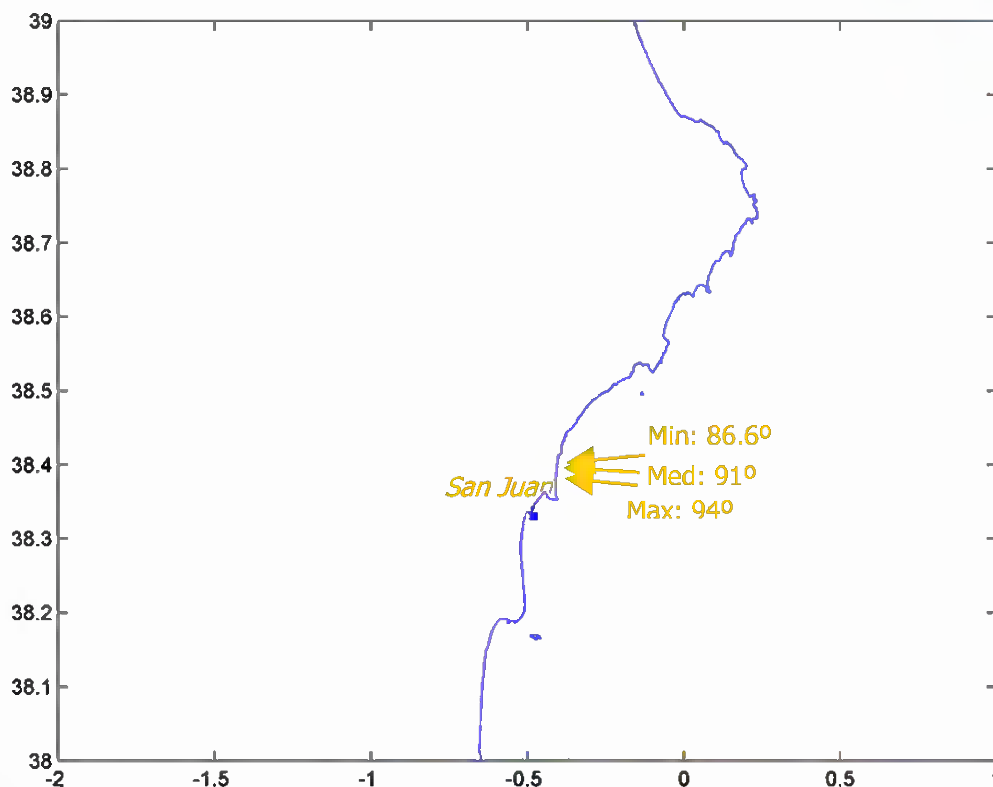


Figura 5.47. Dirección del flujo medio de energía en la Playa de San Juan

### **Estado morfodinámico:**

Para el cálculo del estado morfodinámico modal de la playa se va a suponer, ya que no se poseen datos de la playa, que la playa posee una arena de 0.2 mm y una densidad de 2650 kg/m<sup>3</sup>. Lo que proporciona una velocidad de caída de grano de ~0.02 m/s. A su vez, la formulación está referida a la altura de ola en rotura, sin embargo, en este estudio, en aras de simplificar el problema, se ha supuesto que la altura de rotura es la que se dispone en profundidad objetivo. Se ha permitido esta licencia puesto que éste caso de estudio no es más que un mero ejemplo de aplicación de la metodología.





### Estados morfodinámicos de la playa de San Juan

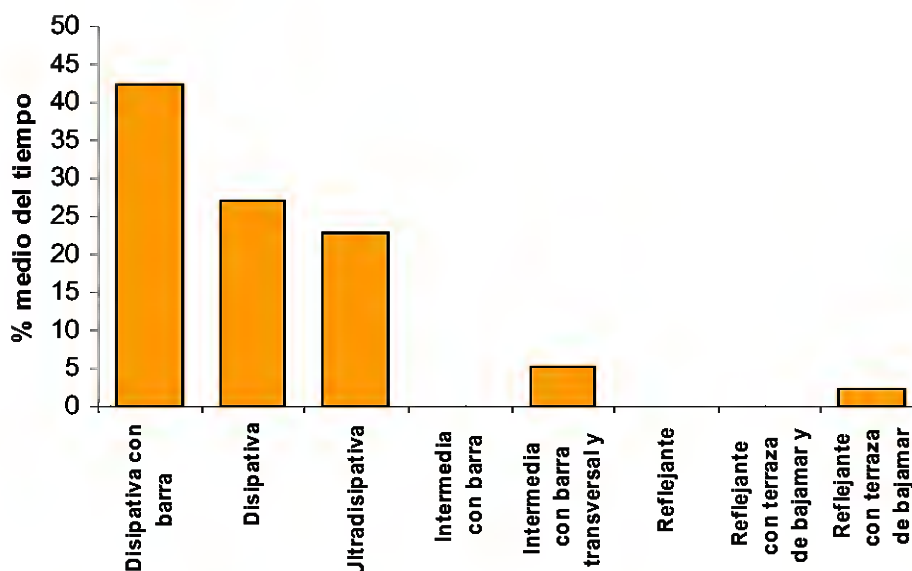


Figura 5.48. Estados morfodinámicos de la playa de San Juan

Como se puede apreciar en la figura 5.48, los estados morfodinámicos más probables de la playa de San Juan son estados morfodinámicos disipativos. Conviene no olvidar que estos estados no están calculado de manera estricta como ya se ha mencionado con anterioridad.

### 5.2.3 Estimación de las tendencias y de la dinámica costera en el año objetivo

En vistas a evaluar la dinámica costera en el año objetivo, que en nuestro caso será el año 2050, el primer paso es definir la tendencia de las variables objetivo. Este proceso ya ha sido descrito detalladamente en apartados anteriores del presente documento y que se ponen en práctica a continuación.

#### **Cota de inundación:**

La cota de inundación es la resultante de la composición de la marea astronómica, la marea meteorológica y el “run-up” del oleaje.





Siguiendo el mismo proceso que el realizado para variables escalares en indefinidas, con el fin de detectar el comportamiento general de las variables se realiza un análisis estadístico preliminar de la cota de inundación (figura 5.49).

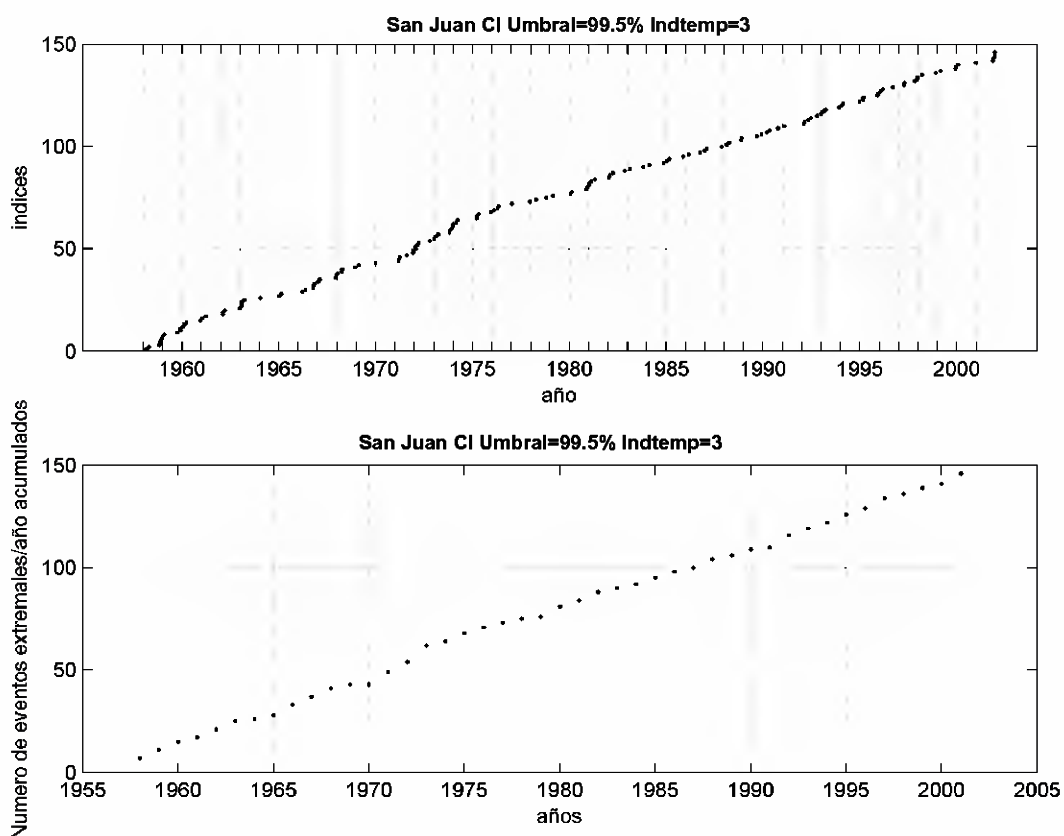


Figura 5.49

En la figura 5.49 se observa que, para este caso, el número de eventos extremos al año se mantiene aproximadamente constante en los últimos 44 años.

A continuación, se ha de realizar un estudio sobre el modelo de variación de la frecuencia de eventos extremos (figura 5.50) y un modelo de variación de la intensidad los eventos extremos (figura 5.52), donde se puede apreciar por un lado, que la variación de las frecuencias no es significativa (el valor de  $b^5$  es muy pequeño para una orquilla del 95% de fiabilidad). No obstante, aceptando el valor del estimador obtenido, la situación actual en



cuanto a frecuencia de eventos extremos es de 3 sucesos al año. Mientras que la situación en el año horizonte será ligeramente menor, 2.6 sucesos extremos al año.

El modelo de variación de intensidad es el mismo que el utilizado para analizar la tendencia de eventos extremos de una variable escalar, descrito para profundidades indefinidas. Por lo tanto, se ha realizado un análisis mediante un modelo combinado de Poisson y distribución generalizada de Pareto (Poisson-GPD). Se representa una comparación de cuantiles del modelo y de los datos en aras de comprobar la idoneidad del ajuste. Los resultados fueron satisfactorios y establecen que: en el año 2050 la C.I. de 50 años de período de retorno va a ser de 3 m, mientras que en el año 2001 es de 2.94 m.

$$CI_{50}(2001) = 2.94m$$

$$\Delta NMM(2001-2050) = 0.2m$$

$$CI_{50}(2050) = 3.0 + \Delta NMM = 3.2m$$

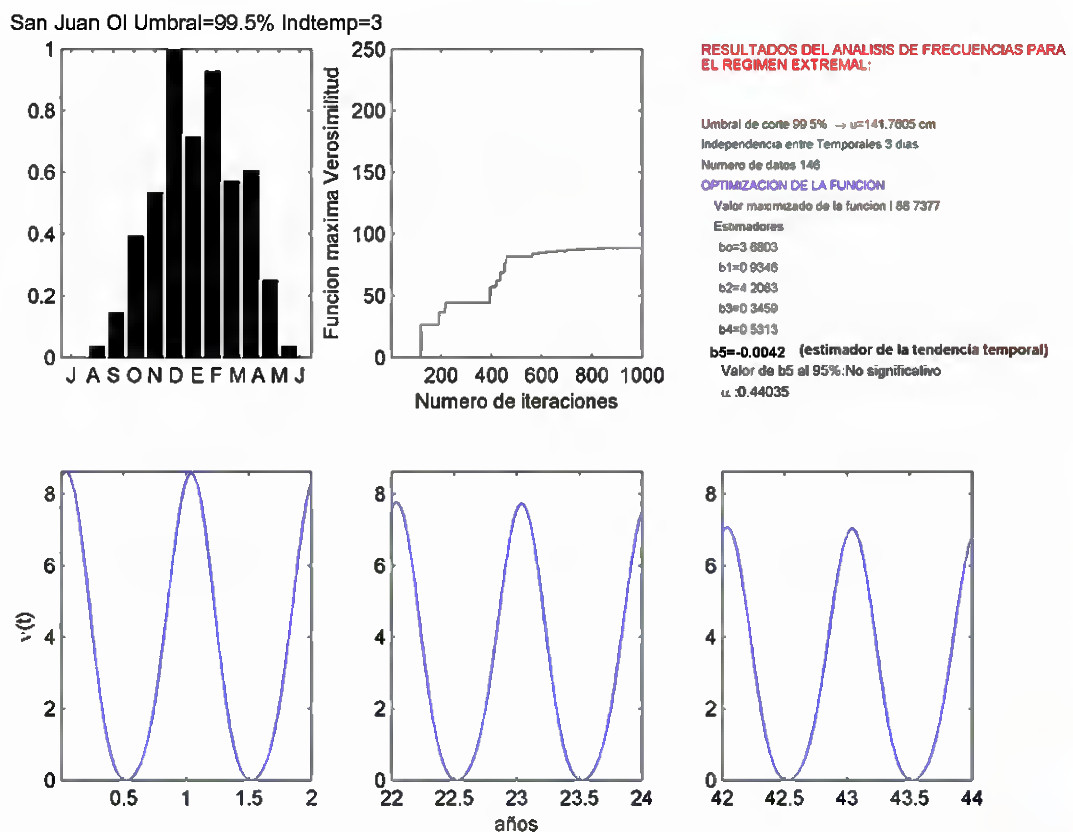




Figura 5.50. Estudio de la variación de la frecuencia de eventos

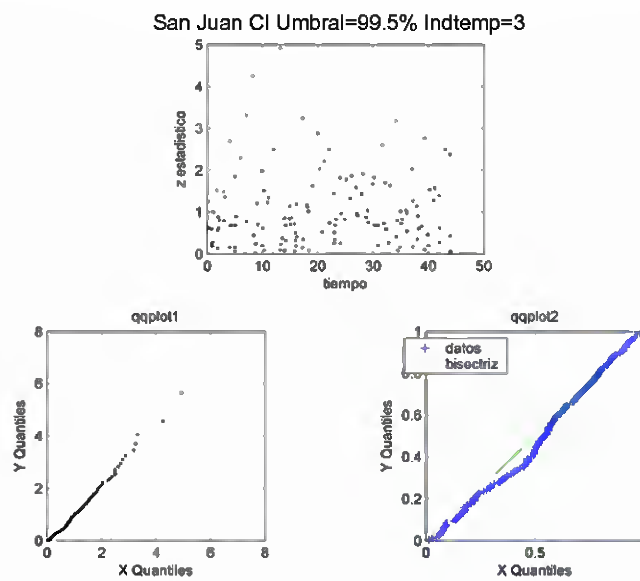


Figura 5.51. Comprobación de la idoneidad del estudio de la variación de la frecuencia de eventos extremos

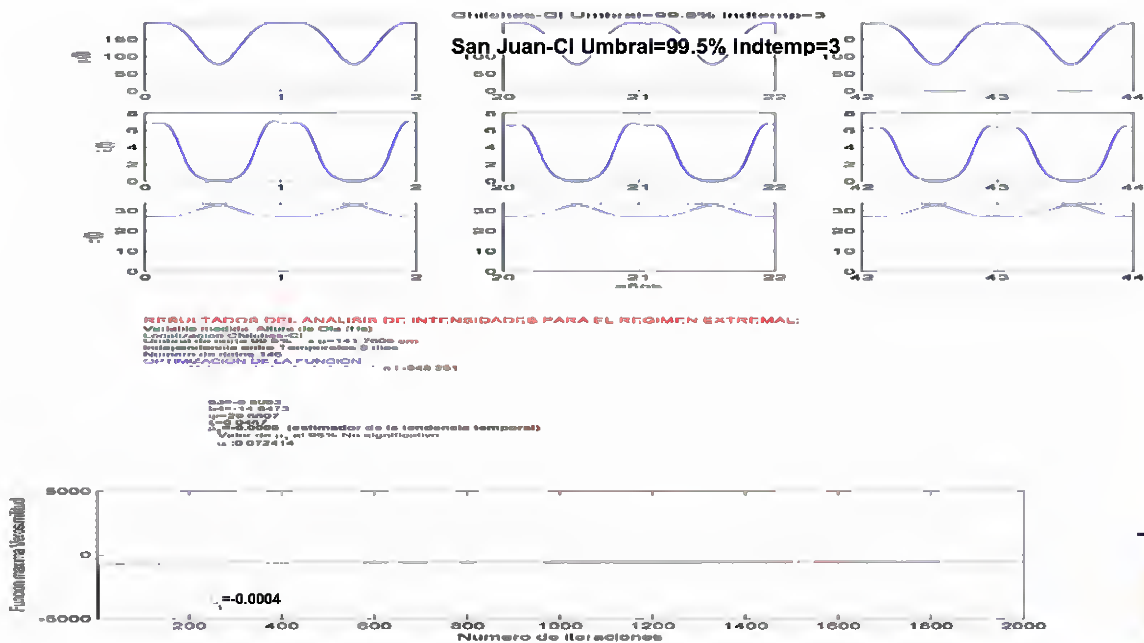






Figura 5.52. Estudio de la variación de la intensidad de eventos

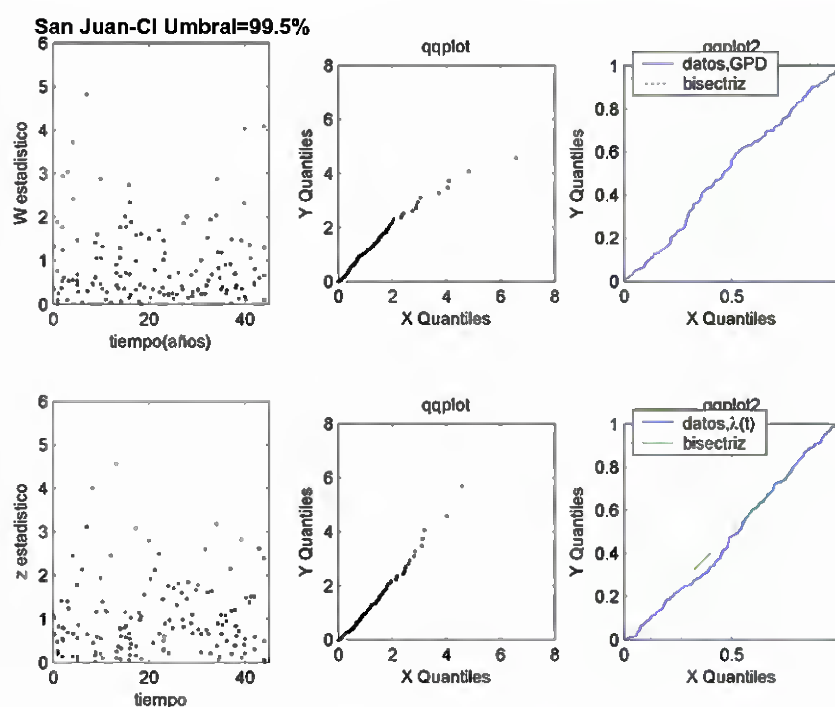


Figura 5.53. Comprobación de la idoneidad del estudio de la variación de la intensidad de eventos extremos

**Oleaje:**

Siguiendo un procedimiento similar al explicado anteriormente se obtiene que  $H^{sl2}$ , es de 3.34 m en el año 2001, mientras que en el año 2050 pasa a ser de 3.19 m, es decir, disminuye 15 cm.





En este caso, mientras en el 2001, la altura de ola significativa extremal con periodo de retorno 50 años es de 4.91 m en el 2050 será de 4.83 m, manteniéndose, por tanto, la tendencia de disminución vista hasta ahora en lo que respecta a la altura de ola. Como ya se ha comentado anteriormente, además del cálculo del estimador puntual del cuantil de 50 años de periodo de retorno, se deberán obtener los intervalos de confianza siguiendo la metodología desarrollada en el documento de la Fase Id.

#### ***Dirección del Flujo medio de energía:***

Finalmente, el último parámetro de importancia en el caso de estudio de una playa, es el flujo medio de energía. Tras determinar las distintas familias de oleaje para la zona, se distinguen tres (figura 5.54). Se realiza para cada una de ellas, un ajuste lineal de la serie de 44 años de datos, de la variación de la dirección media anual y del porcentaje de energía, en indefinidas y reducidas (figura 5.55).



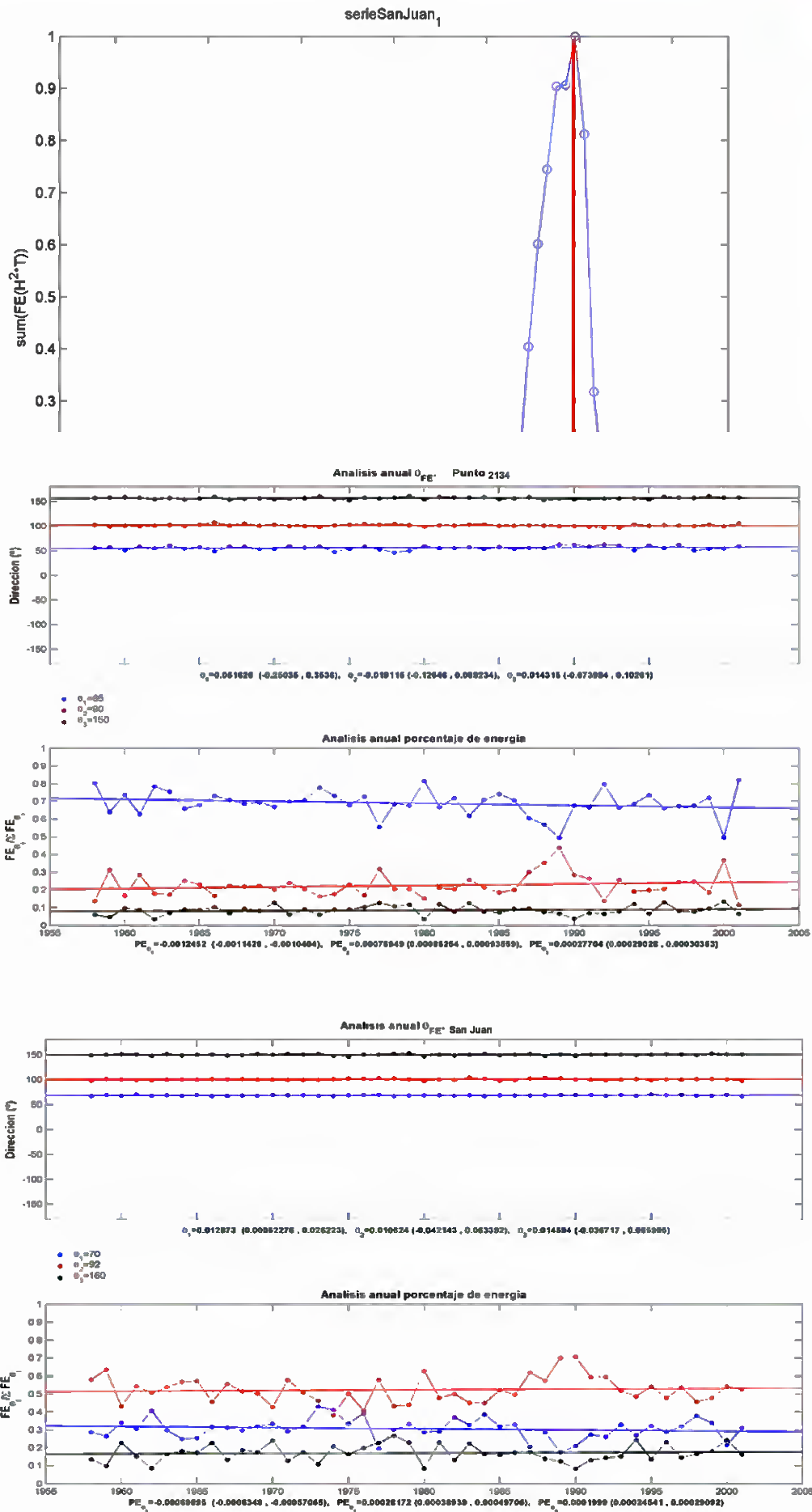


Figura 5.55. Análisis de tendencias de cada familia de direcciones, en indefinidas y a profundidad objetivo

A continuación se estima el ángulo medio de dirección de la variable para cada año:

$$\theta = \arctan \left( \frac{\sum_{i=1}^n p_i \mathbf{g} \sin \theta_i}{\sum_{i=1}^n p_i \mathbf{g} \cos \theta_i} \right)$$

Donde  $p^i$  es el porcentaje de energía de cada familia y  $\theta^i$  es la dirección representativa de cada familia.





Por último se realiza un ajuste para toda la serie temporal a estudiar, de donde se obtiene el valor de la tasa media de variación anual de la dirección (°/año). dando en nuestro caso una tasa de variación de 0.025°/año, con lo que la variación del flujo medio de energía para el año 2050 es de 1.225°, lo cual a efectos prácticos no es relevante.

Para una rápida visualización, en la tabla 5.3 se presenta un la estimación para dos diferentes años objetivo, 2050 y 2100, de las principales variables de estudio: el nivel medio del mar,  $NMM$ ; la marea meteorológica, caracterizada por el valor de 50 años de periodo de retorno,  $MM_{T50}$ ; la dirección e intensidad del viento,  $V_{T50}$ ,  $\theta_V$ ; y el oleaje medio y extremal,  $H_{s12}$ ,  $H_{T50}$ ,  $\theta_{FE}$ .

AÑO	NMM	MAREA MET.		VIENTO				OLEAJE					
		$MM_{T50}$ (cm)	$\Delta MM_{T50}$ (cm/año)	$V_{T50}$ (m/s)	$\Delta V_{T50}$ (m/s/año)	$\theta_V$ (°)	$\Delta \theta_V$ (°/año)	$H_{s12}$ (m)	$\Delta H_{s12}$ (m/año)	$H_{T50}$ (m)	$\Delta H_{T50}$ (m/año)	$\theta_{FE}$ (°)	$\Delta \theta_{FE}$ (°/año)
2001	0.000	30.046	-0.075	18.985	0.007	2.301	0.168	2.978	0.001	5.756	0.003	91.511	0.057
2050	0.200	26.288		19.320		10.686		3.004		5.886		94.365	
2100	0.800	22.455		19.661		19.239		3.031		6.019		97.277	

Tabla 5.3. Resumen del cambio en las variables de estudio en la playa de San Juan. Años objetivo 2050 y 2100.

### 5.2.4 Efectos del cambio climático sobre la playa de San Juan

Una vez conocida la dinámica en el año objetivo solo resta determinar qué nuevas respuestas va proporcionar el sistema a la solicitud futura. La metodología que se va llevara a cabo es la explicada, con carácter general, para playas encajadas.

#### Corto plazo

En el año horizonte, los efectos a corto plazo, son los que se refieren a los que los temporales provocan en nuestra playa, es decir, retrocesos e inundaciones. Sin embargo,





como hemos visto en el apartado anterior, en el año objetivo y en el caso particular de la Playa de San Juan, los cambios del régimen extremal y medio respecto a la situación actual no son relevantes. Es más, la altura de ola disminuye con el paso de los años, lo que propicia una menor profundidad de cierre, pero no significativamente diferente. No en vano, la altura de ola significativa de 50 años de periodo de retorno solo sufre un detrimento de 15 cm. No se provocarán retrasos ni inundaciones diferentes de las que ya tienen lugar, ya que, la cota de inundación de 50 años de periodo de retorno sólo se incrementa en 6 cm respecto a la del año 2001. Si consideramos una variación lineal de esta variable, podemos decir que para el 2100, la cota de inundación en la playa de San Juan incrementará 12 cm con respecto a la actual; sin embargo, esta variación podría ser menor debido a que la cota de inundación en esta zona sufre una compensación entre la disminución de la altura de ola y el incremento del nivel medio del mar.

### ***Largo plazo***

Dentro de la escala de largo plazo, los cambios que se pueden dar son cambios en planta, como ya se dijo en apartados anteriores. Acorde con esto, el cambio que puede tener lugar en la Playa de San Juan es un giro como consecuencia de un giro del flujo medio de energía en el año objetivo. Sin embargo, en el caso particular de la Playa de San Juan, el giro del flujo medio de energía se produce en razón de  $0.025^\circ/\text{año}$ , lo que hace que en el año 2050 el giro respecto a la situación actual sea de  $1.225^\circ$ . Lo que a efectos prácticos no es un cambio relevante.

En la figura en siguiente, figura 5.56, se muestra el ajuste en planta a una parábola de Hsu para la situación actual, que como ya hemos dicho, en el caso particular de San Juan, no difiere significativamente de la situación futura.



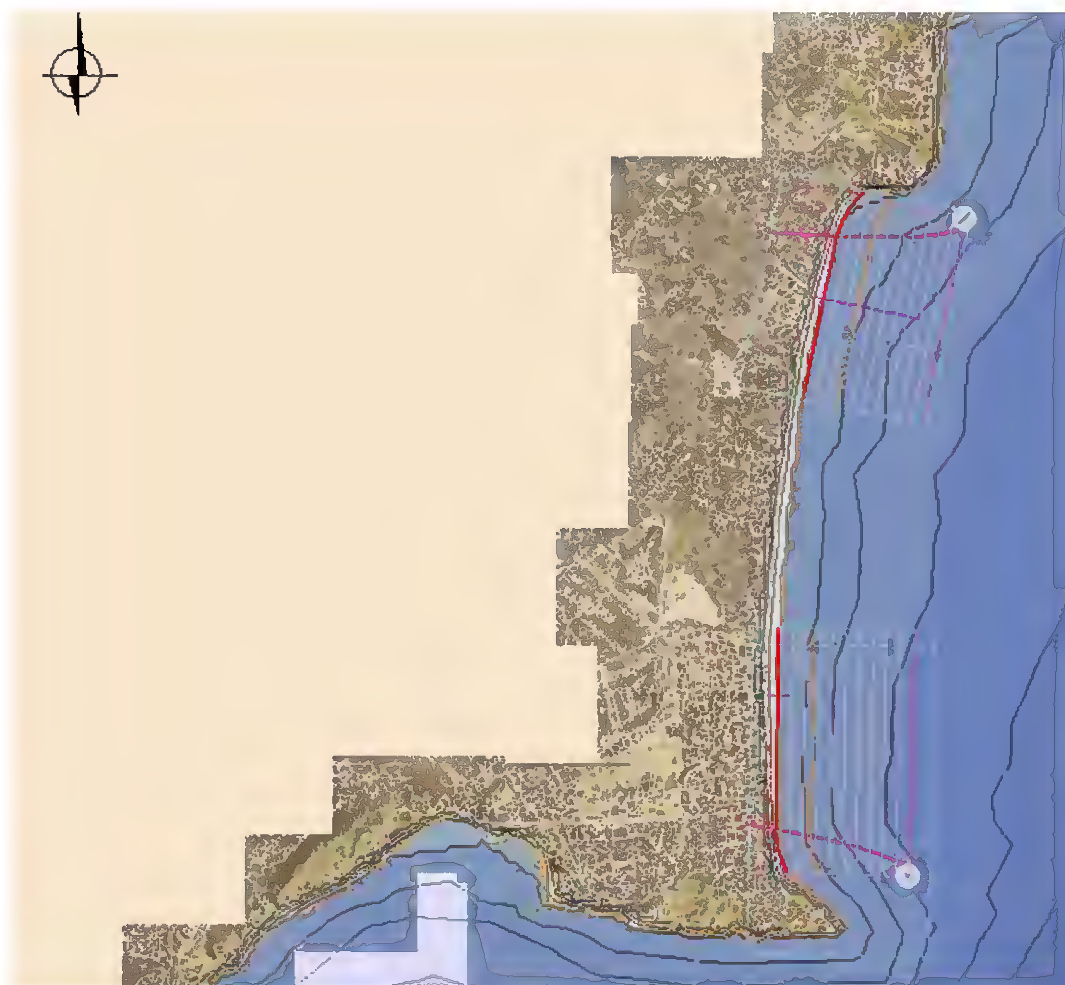


Figura 5.56. Ajuste en planta de la playa de San Juan a una parábola de Hsu para el

También es importante señalar, en lo que se refiere al comportamiento de la playa de San Juan a largo plazo en el año objetivo, que la forma en perfil de la playa tampoco va a sufrir cambios y también por las mismas razones.

A la vista de las comportamiento de la altura de ola y el hecho de que se parta de la suposición de que variables como el  $D^{50}$  vayan a permanecer invariables a lo largo de los próximos 50 años, justifican que el estado morfodinámico de la playa vaya a permanecer disipativo en la playa de San Juan, para un  $D^{50}$  supuesto de 0.2 mm.

Para acabar, considerando la variación del nivel medio del mar, el retroceso de la línea de costa se puede evaluar asumiendo que la forma del perfil de equilibrio está determinada por la formulación de Dean (1977) y que la profundidad de cierre de la playa es la





correspondiente a la dada por la formulación de Birkemeier (1985), tal como se explicó en el capítulo III de la Fase IIa. La expresión que allí se dedujo plantea que el retroceso del perfil de playa,  $RE$ , es proporcional a la variación del nivel medio,  $\Delta\eta$ , y es función de la altura de ola que es superada 12 horas al año,  $H_{s12}$ , de la velocidad de caída del grano,  $w$ , y de la altura de la berma de la playa,  $B$ :

$$\frac{RE}{\Delta\eta} = \frac{(1.57H_{s12})^{1.5}}{(0.51w^{0.44})^{1.5} (1.57H_{s12} + B)}$$

En la tabla 5.4 se presenta un resumen de estos cálculos para las condiciones de la playa de San Juan; se ha supuesto que  $w = 0.02$  m/s (como se explicó anteriormente) y que  $B = 0.5$  m. Obsérvese que para el 2050 se estima que, debido a un cambio de +0.2 m en el nivel del mar, la playa sufre un retroceso de 4.3 m, mientras que para el año horizonte 2100, éste retroceso es 4 veces mayor.

PLAYA	AÑO	$\Delta NM$ (m)	$H_{s12}$ (m)	RE (m)
SAN JUAN	2050	0.2	3.004	4.306
	2100	0.8	3.031	17.315

Tabla 5.4. Cálculo del retroceso de la línea de costa en la playa de San Juan







### 5.3 Playa de Chilches

La playa de Chilches se localiza en la costa mediterránea española, en concreto en la provincia de Castellón, Comunidad Autónoma Valenciana. Exactamente, se encuentra a 2.5 km del núcleo del municipio homónimo en la costa castellonense conocida como Costa Azahar.



Figura 5.57. Diagrama de localización de la Playa de Chilches

La playa de Chilches, o quizás se debiera decir “las playas de Chilches”, pues está compuesta por una serie de playas consecutivas que comienzan en el municipio de Chiches con la Playa de las Cerezas, al norte, y acaban en el puerto de Sagunto al sur. Es una playa de las que se considera abierta, tiene una longitud aproximada de 12.000 m. Con una





anchura media de 35 metros. Finalmente, la playa posee una orientación aproximada de S28°W ó N28°E.



Figura 5.58. Vista aérea de la Playa de Chílches





### 5.3.1 Situación actual

En aras de entender las dinámicas que actualmente tienen lugar sobre la playa, es preciso analizar el régimen de marea al que se encuentra sometida, así como el de oleaje. Con el objetivo final de poder comparar con la situación futura de las dinámicas en la zona.

#### Marea:

Los niveles de referencia de la marea en la zona, se puede suponer que son los mismos que los correspondientes a los del Puerto de Valencia, pues es el dato más próximo a la zona de estudio.

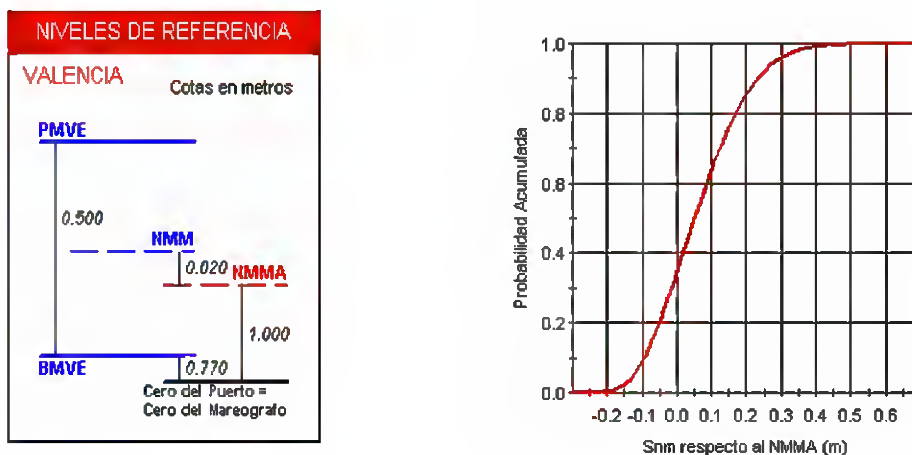


Figura 5.59. Niveles de referencia y régimen medio del NMMA para la Playa de San Juan

A manera de ilustración, los regímenes medios de marea (MA+MM) se presentan en la figura 5.59, en la que se observa que, con respecto al nivel medio del mar en ese punto, el nivel del mar con probabilidad de excedencia del 95% es de 0.3 m.

#### Marea meteorológica

Se comprueba con los datos de retroanálisis, a partir de los cuales se construye el régimen medio de marea meteorológica en la zona de estudio, ajustado a una distribución normal, de la siguiente manera:





$$f(MM; \mu, \sigma) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(MM - \mu)^2}{2\sigma^2}\right]$$

A modo de ejemplo, la marea meteorológica del 98% de probabilidad de no-excedencia es del orden de 0.20 m con respecto al nivel medio del mar en Alicante (figura 5.60).

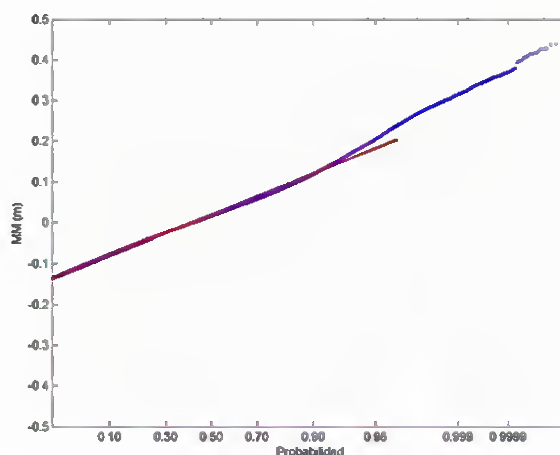
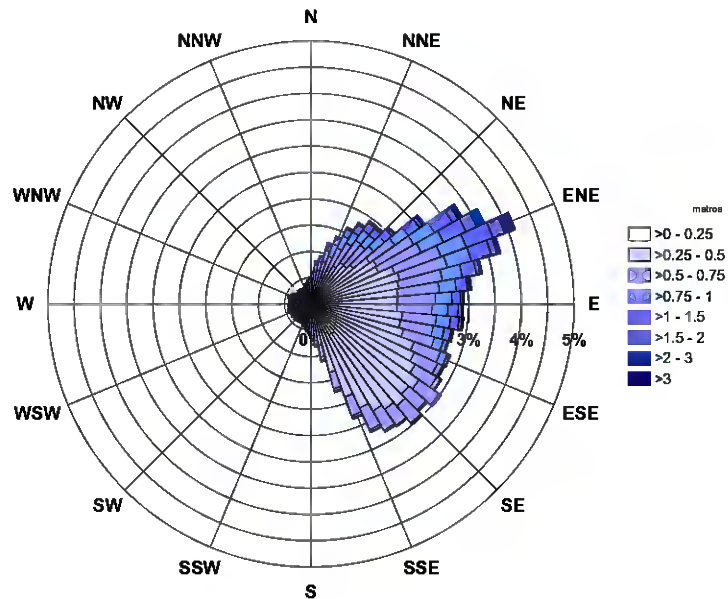


Figura 5.60. Régimen medio de marea meteorológica en profundidades indefinidas

**Oleaje:**

Tras estudiar la marea, para entender bien la dinámica actual, es preciso estudiar el oleaje que opera en la zona. En la figura 5.61 se presenta la rosa del oleaje en profundidad objetivo en la playa de Chilches. Como se puede ver, los oleajes reinantes y dominantes provienen del cuadrante ENE, pero no hay que despreciar los temporales del Este.





Rosa de oleaje  
 Playa de Chilches, profundidades indefinidas

Figura 5.61. Rosa de oleaje en la Playa de Chilches a profundidades indefinidas

Como se puede apreciar en la figura 5.62, los oleajes que llegan a nuestra playa son mayoritariamente de períodos cortos, inferiores a 6 segundos. Por otro lado, las alturas de ola son en su mayoría inferiores a 1 metro, pero pudiendo existir temporales superiores a 2,5 metros.



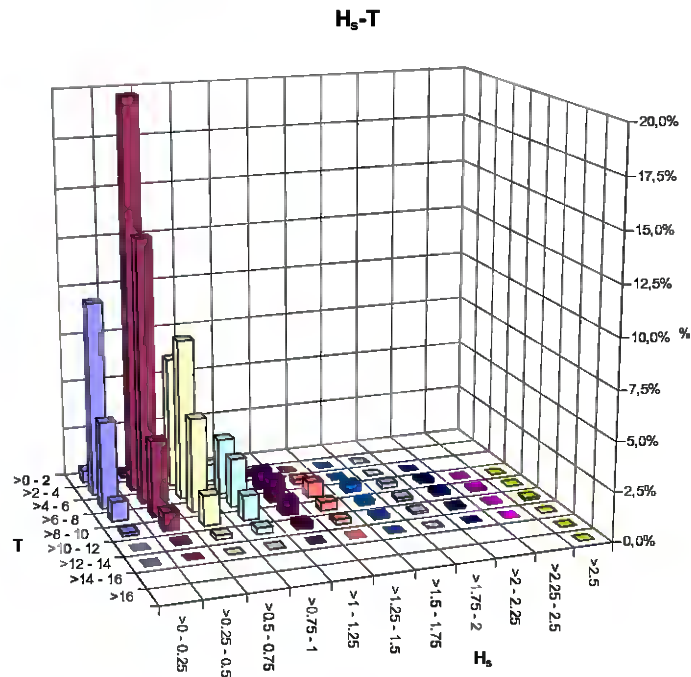


Figura 5.62. Diagrama  $H_s-T_m$  en la Playa de Chilches en profundidades indefinidas

En la figura 5.63 se representan los regímenes medio y el extremal.

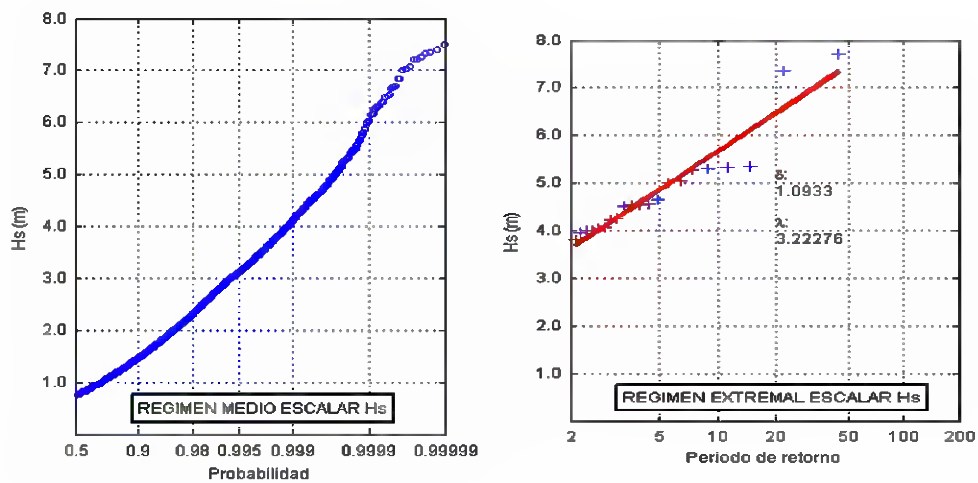


Figura 5.63. Régimen medio y extremal de  $H_s$ , a profundidades indefinidas

Se extrae de la figura 5.63 que la altura de ola significativa media en profundidades indefinidas es 0.9 m, mientras que la  $H^{s12}$ , también en indefinidas, es de 4.2 m.





### ***Dirección del flujo medio de energía:***

Al igual que para una playa encajada, el flujo de energía es un importante parámetro en el comportamiento de una playa abierta. Nos va a indicar, su estabilidad en planta por cambios del régimen de transporte de sedimentos.

En lo que respecta a la Playa de Chilches, el flujo medio de energía proviene fundamentalmente del Este y su orientación es, a *grosso modo*, S7°W o N7°E (figura 5.64).

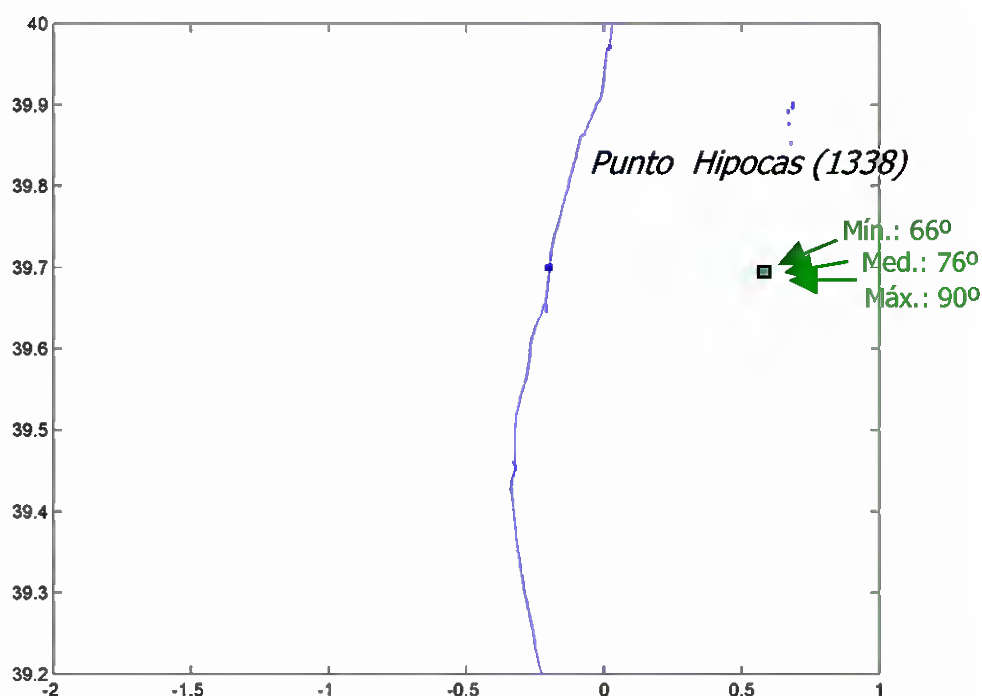


Figura 5.64. Flujo medio de energía en la Playa de Chiches en profundidades indefinidas

### **5.3.2 Trasladar las series de datos a profundidad objetivo**

Para trasladar las series de datos de las variables objetivo en este ejemplo, desde profundidades indefinidas hasta la profundidad objetivo, se ha llevado a cabo el mismo proceso que el que se ha descrito en la metodología.

### ***Cota de inundación***





Como se puede ver en la figura 5.65, la máxima cota de inundación en los últimos 44 años está en el entorno de 4.5 m. Como se ha demostrado a lo largo de los años, la cota de inundación ha sido un parámetro importante en la costa levantina (figura 5.65). En momento de temporales extremos, es la responsable de graves pérdidas materiales, debido a que se anegan zonas de la costa no preparadas para los eventos extremos, lo cual, hace relevante el estudio del régimen extremal de cota de inundación.

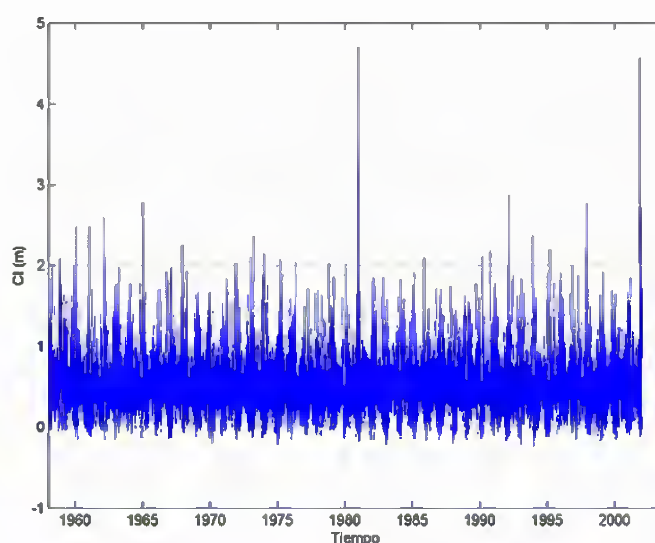


Figura 5.65. Evolución de la cota de inundación en los últimos 44 años en la playa de Chilches

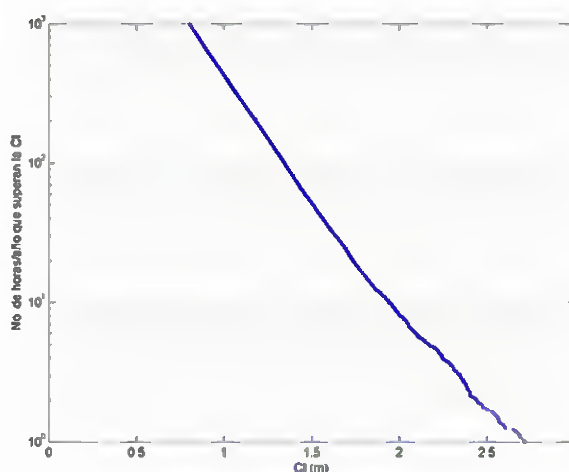


Figura 5.66. Régimen medio de comportamiento de la cota de Inundación





Del régimen de comportamiento (figura 5.66) se extrae que la cota de inundación media es 0.48 m y la que sólo es superada 12 horas al año es de 1.6 m



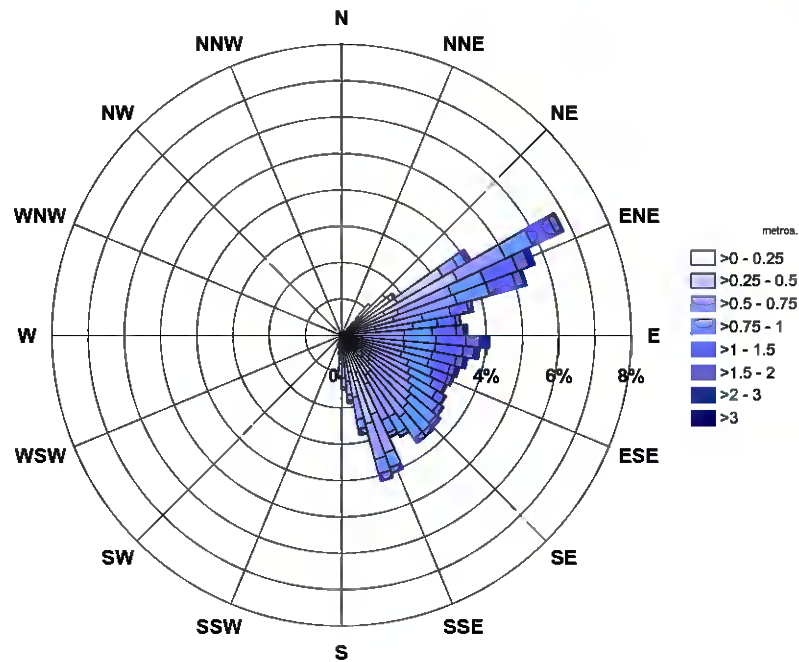
Figura 5.66. Efectos de eventos extremos de cota de inundación

En la figura 5.66 se muestran dos recortes de prensa, a modo de ejemplo, de los efectos que los eventos extremos de cota de inundación tienen sobre la costa, y en concreto sobre la costa de Chilches.

**Oleaje**

Tras estudiar la marea, para entender bien la dinámica actual, es preciso estudiar el oleaje que opera en la zona. En la figura 5.67 se presenta la rosa del oleaje en profundidad objetivo en la playa de Chilches. Como se puede ver, los oleajes reinantes y dominantes provienen del cuadrante ENE, pero no hay que despreciar los temporales del Este.





Rosa de oleaje  
Playa de Chilches, profundidad objetivo

Figura 5.67. Rosa de oleaje en la Playa de Chilches a la profundidad objetivo

Como se puede apreciar en la figura 5.67 y al igual que en indefinidas, los oleajes que llegan a nuestra playa son mayoritariamente de períodos cortos, inferiores a 6 segundos. Por otro lado, las alturas de ola son en su mayoría inferiores a 1 metro, pero pudiendo existir temporales superiores a 2,5 metros.



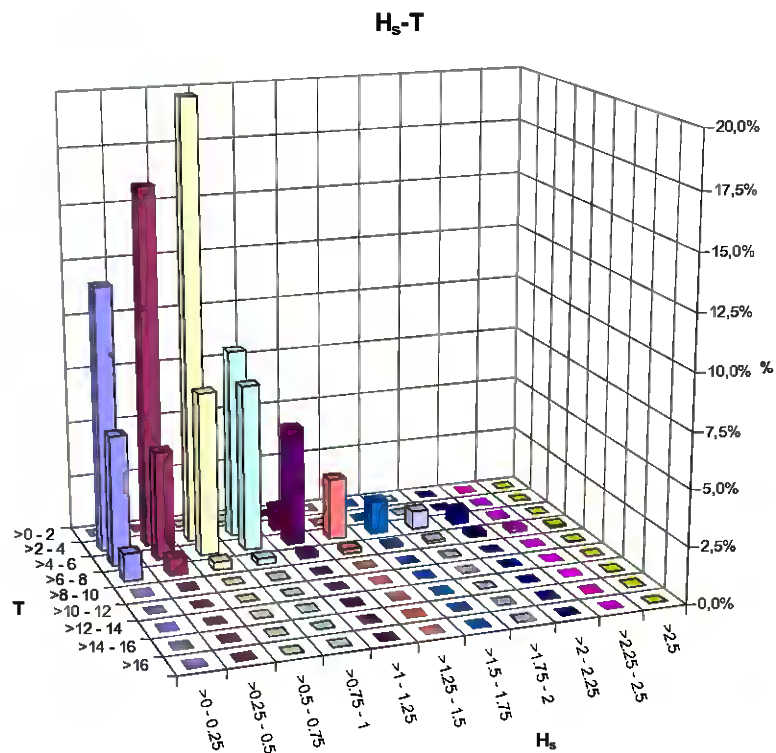


Figura 5.68. Diagrama  $H_s$ - $T$  en la Playa de Chilches en profundidad objetivo

En lo que respecta a los regímenes de comportamiento del oleaje, el régimen medio y el extremal son los siguientes, en profundidad objetivo.

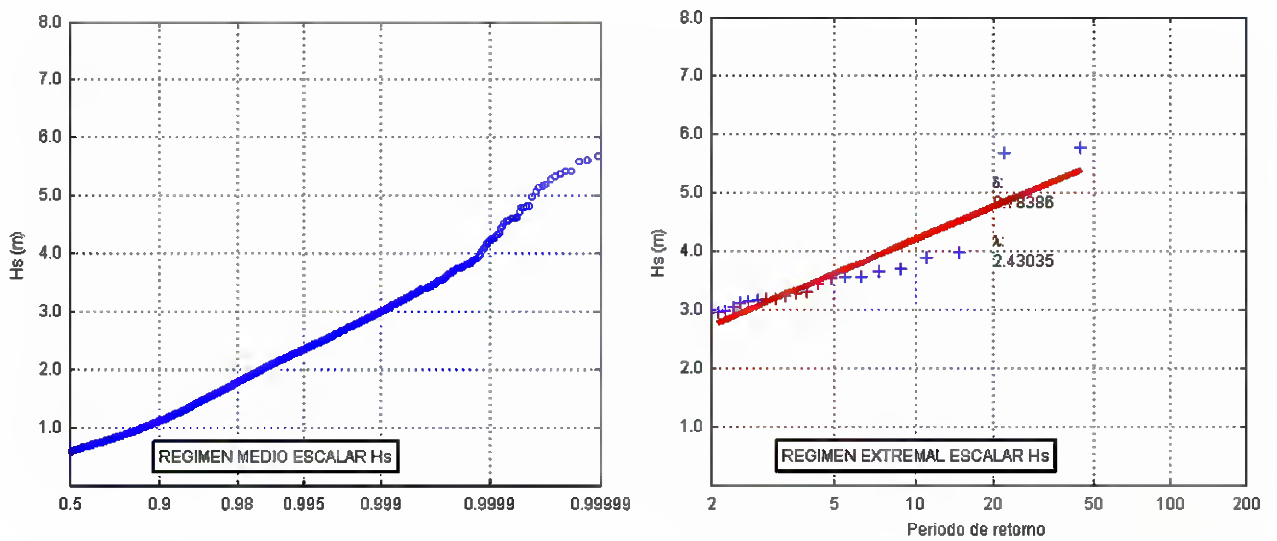


Figura 5.69. Régimen medio y extremal de  $H_s$ , a profundidad objetivo





Se aprecia en la figura 5.69 que la altura significativa media en profundidad objetivo es de 0.6 m, mientras que a la  $H^{s12}$  es de 3 metros, valor sensiblemente menor que en profundidades indefinidas.

### **Dirección del flujo medio de energía**

En lo que respecta a la Playa de Chilches, el flujo medio de energía en profundidad objetivo, proviene fundamentalmente del Este y su orientación es, *grosso modo*, S7°W o N7°E. Lo que nos indica que su forma en planta es estable (figura 5.70).

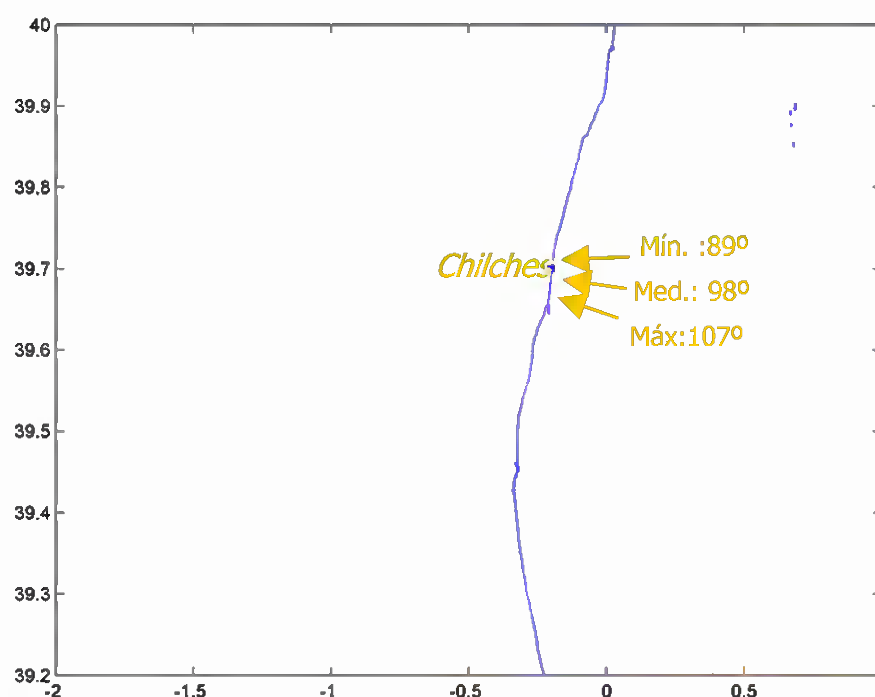


Figura 5.70. Flujo medio de energía en la Playa de Chiches a profundidad objetivo

### **Estados morfodinámicos**

Para el cálculo del estado morfodinámico modal de la playa se va a suponer, como en la playa de San Juan, ya que no se poseen datos de la playa, que la playa posee una arena de 0.2 mm y una densidad de 2650 kg/m<sup>3</sup>. Lo que proporciona una velocidad de caída de grano de 0.02 m/s. También se ha referido la formulación a la altura de ola en profundidad objetivo.





### Estados morfodinámicos de la playa de Chilches

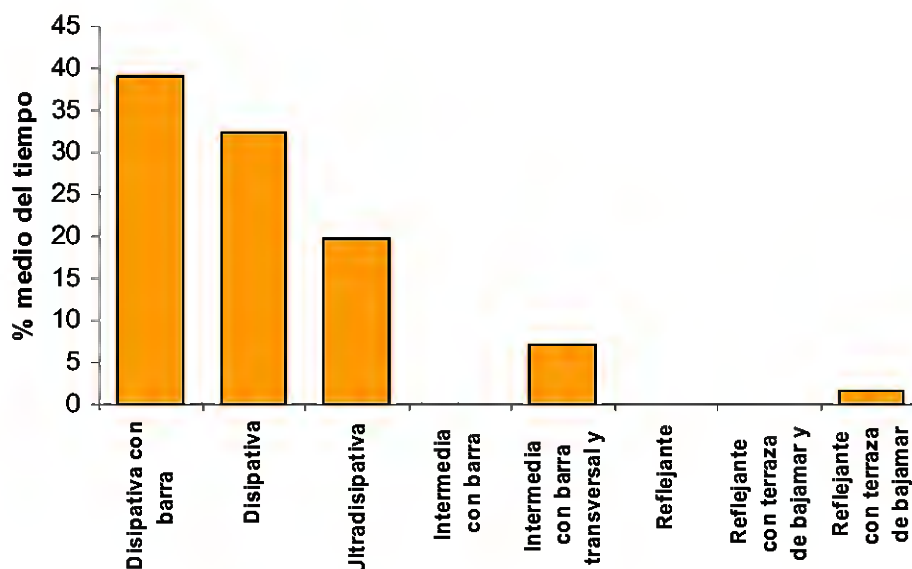


Figura 5.71. Estados morfodinámicos de la playa de Chilches

Como se puede apreciar en la figura 5.71 los estados morfodinámicos más probables de la playa de Chilches son estados morfodinámicos disipativos. Conviene no olvidar que estos estados no están calculados de manera estricta como ya se ha mencionado con anterioridad.

### 5.3.3 Estimación de las tendencias y de la dinámica costera en el año objetivo

En vistas a evaluar la dinámica costera en el año objetivo, que en nuestro caso será el año 2050, el primer paso es definir la tendencia de las variables objetivo, proceso que se describe detalladamente en apartados anteriores del presente documento y que se desarrolla a continuación.





**Cota de inundación:**

Se realiza un análisis estadístico preliminar de la cota de inundación (figura 5.72).

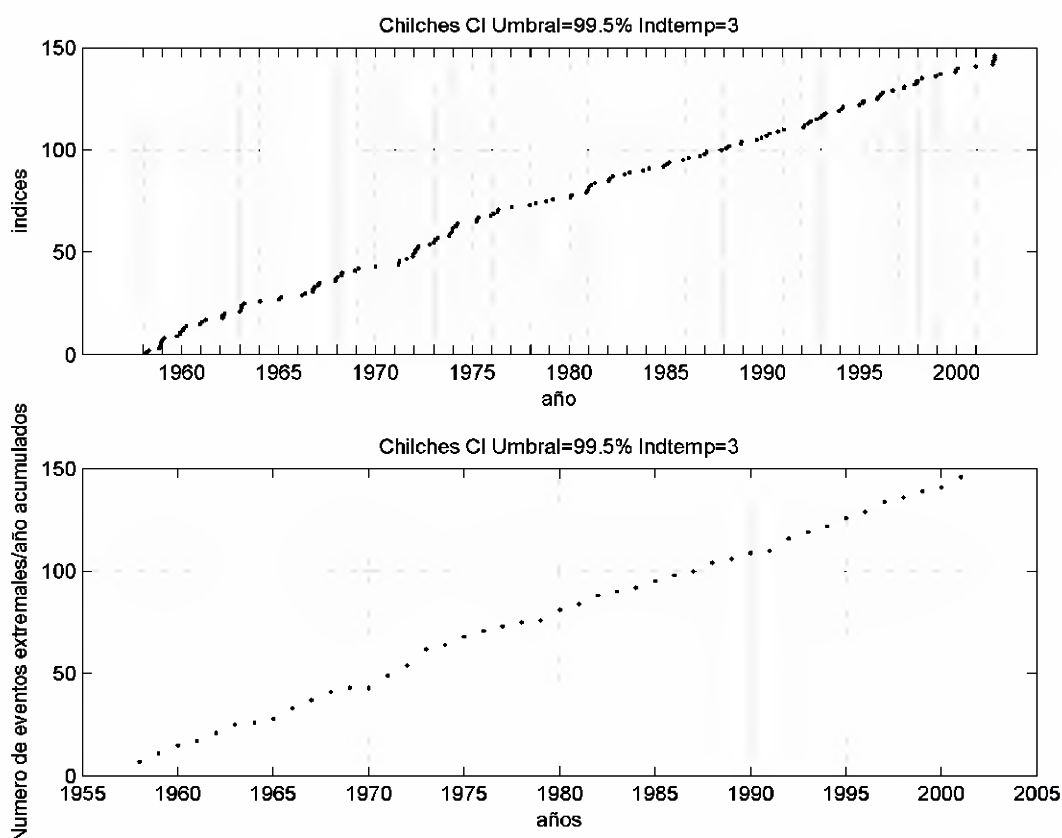


Figura 5.72. Estudio estadístico preliminar de los datos

Se aprecia en la figura 5.72 que el número de eventos extremos al año se mantiene aproximadamente constante en los últimos 44 años.

A continuación, se ha de realizar un estudio sobre el modelo de variación de la frecuencia de eventos extremos (figura 5.73) y un modelo de variación de la intensidad los eventos extremos (figura 5.74). Donde podemos apreciar por un lado, que la variación de las frecuencias no es significativa (el valor de  $b^s$  es muy pequeño para una orquilla del 95% de fiabilidad). Por otro lado, se ha realizado un estudio de la relación entre cuantiles y se ha



representado para ver la fiabilidad del estudio. El hecho de que se ajuste a la diagonal en el gráfico  $Z$  y  $W$  demuestra que el modelo es correcto.

La situación actual en cuanto a frecuencia de eventos extremos es de 3 sucesos al año. Mientras que la situación en el año horizonte será ligeramente diferente, 2.6 sucesos

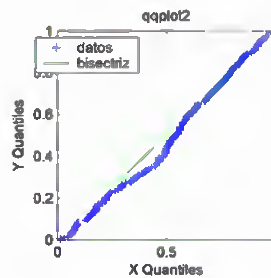
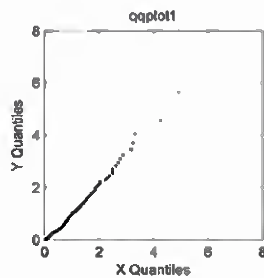
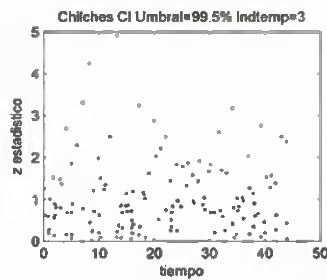
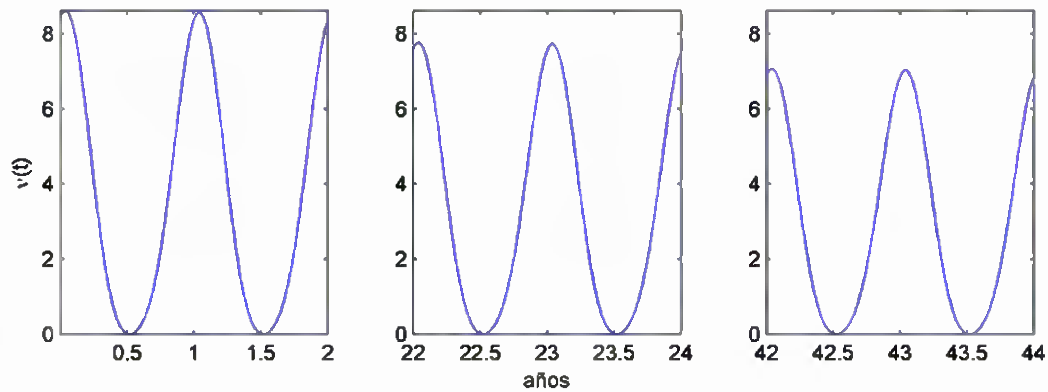
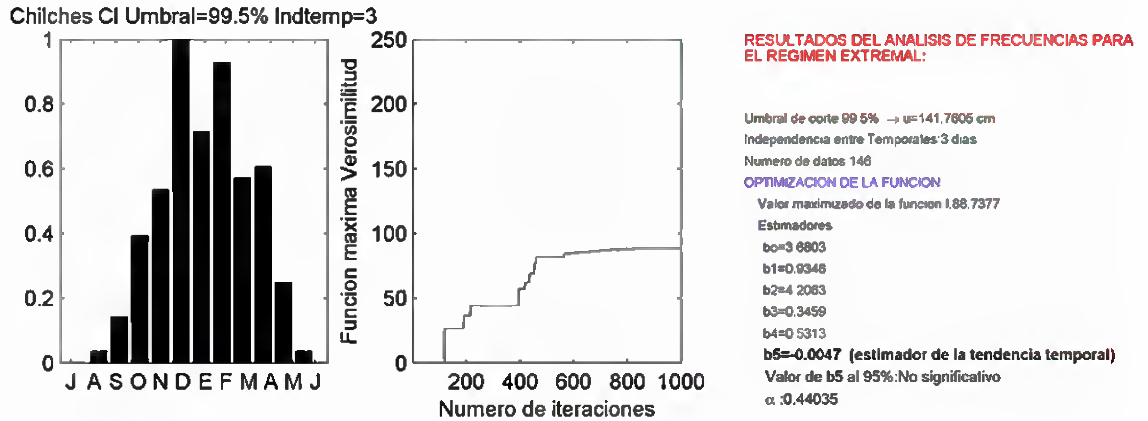




Figura 73. Estudio de la variación de la frecuencia de eventos extremos y comprobación del

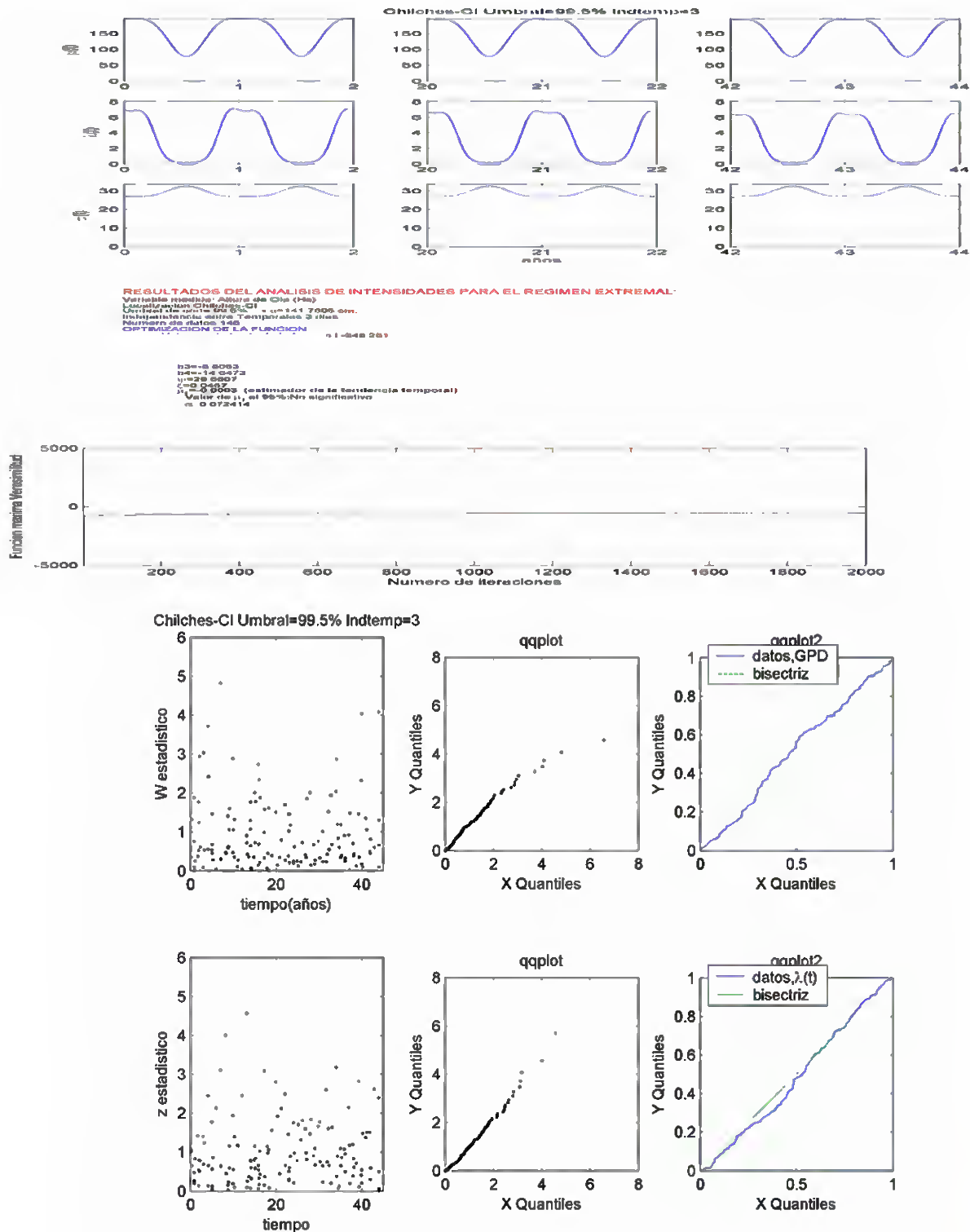




Figura 5.74. Estudio de la variación de la intensidad de los eventos extremales y comprobación del modelo.

**Oleaje:**

En lo que respecta al oleaje, es preciso analizar primero el régimen medio del oleaje. Y posteriormente, el comportamiento extremal del oleaje. La metodología es similar a la llevada a cabo para una variable escalar cualquiera y como ya se hizo para la Playa de San Juan..

*Análisis de la tendencia del régimen medio del oleaje*

La distribución mensual que mejor se ajusta al comportamiento de la altura significativa es la distribución Log-Normal:

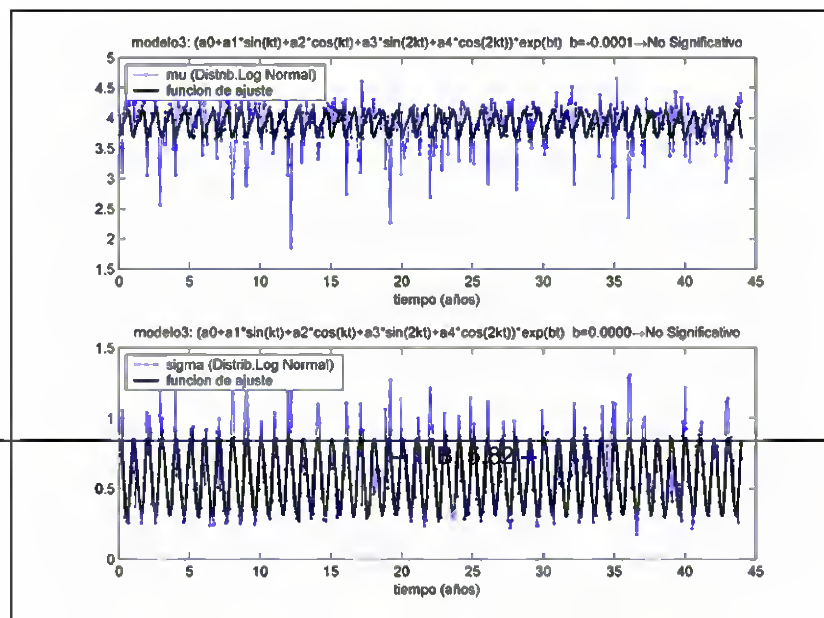
$$f(H_s, \mu, \sigma) = \frac{1}{H_s \sqrt{2\pi}} \exp \left[ \frac{-(\ln(H_s) - \mu)^2}{2\sigma^2} \right]$$

Se ajusta, como en el caso de la marea meteorológica, los parámetros de su función de distribución a la expresión:

$$\left[ \beta_0 + \beta_1 \text{sen}(kt) + \beta_2 \cos(kt) + \beta_3 \text{sen}(2kt) + \beta_4 \cos(2kt) \right] g^{\beta_5 t}$$

donde :  $k=2\pi$ , t se expresa en años, [...] describe la variación a lo largo del año de  $H_s$  y  $e^{\beta_5 t}$  la variación temporal para la serie de datos completa ( $\beta_5$  es la tasa anual de variación del parámetro a ajustar).

El ajuste el 5.75):



resultado del para la altura significativa es siguiente (figura





Figura 5.75. Modelo de ajuste propuesto para estudiar las tendencias de  $H_s$  en la Playa de Chilches

En la figura 5.76 se comprueba la idoneidad de los resultados representando los residuos y comprobando que el error se distribuye según una  $N(0,1)$ .

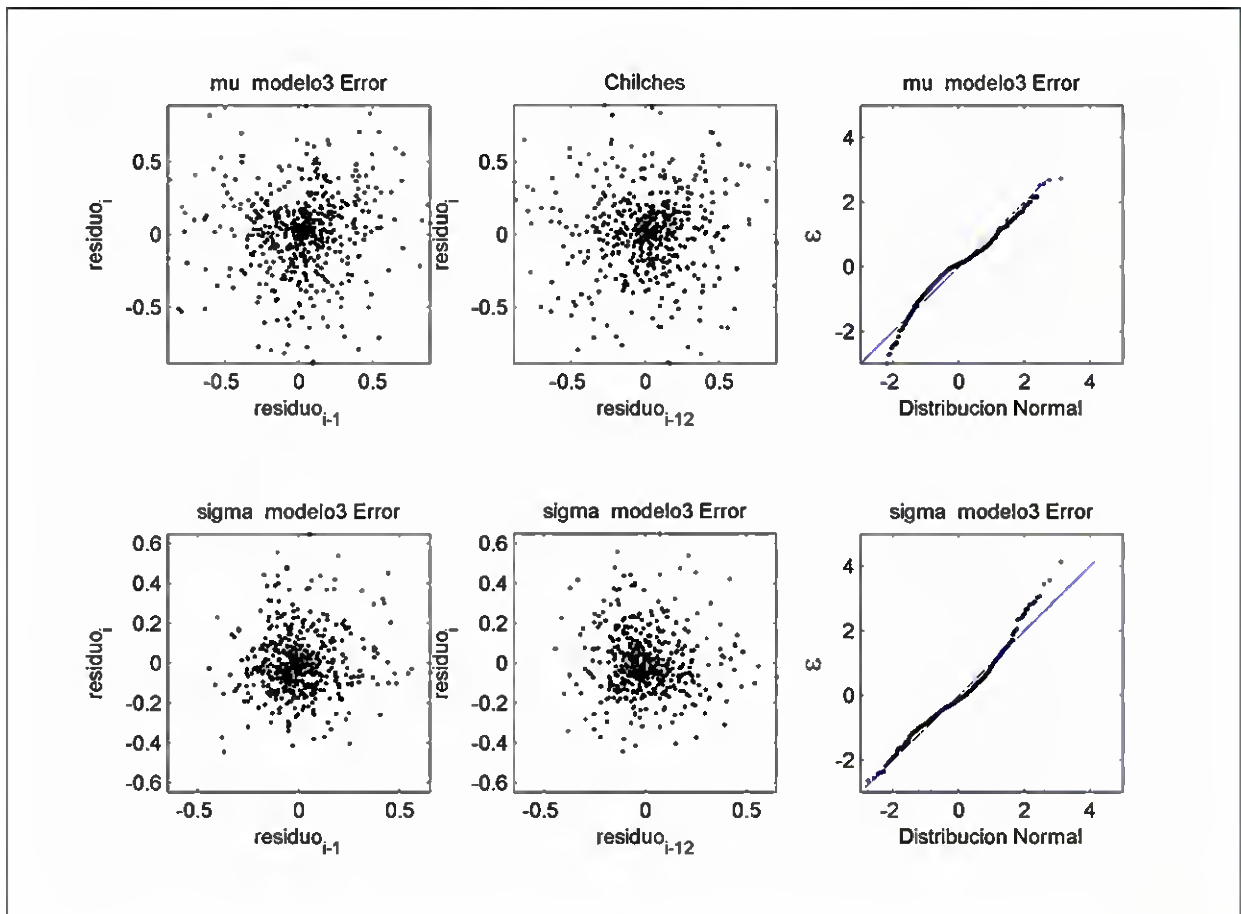


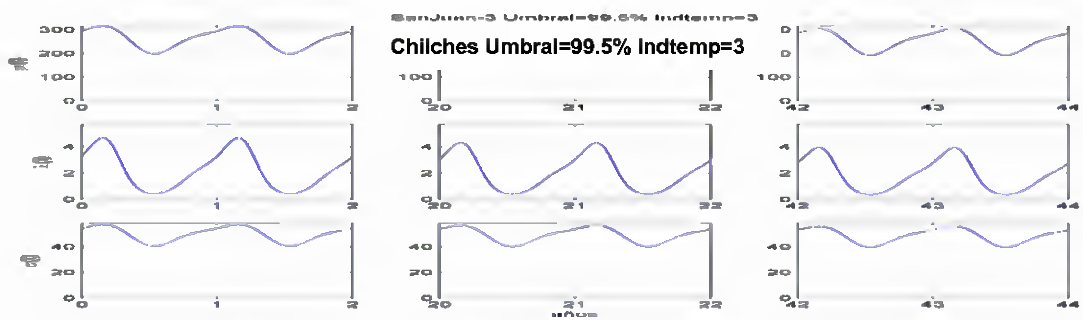
Figura 5.76. Comprabación del método empleado para el ajuste de los parámetros  $\mu, \sigma$



De la misma manera que en la playa de San Juan, se estima la dinámica en el año objetivo, para concluir diciendo que, la  $H_{s12}$ , es de 3 m en el año 2001, mientras que en el año 2050 pasa a ser de 2.97 m, es decir, disminuye 3 cm.

*Análisis de la tendencia del valor extremal de  $H_s$*

En el caso del análisis del valor extremal de  $H_s$ , se realiza el mismo proceso que ya se llevó a cabo en el caso del análisis extremal para la marea se va a analizar las intensidades llegando, una vez hecho el análisis preliminar de las variables, al siguiente resultado:



**RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE INTENSIDADES PARA EL RÉGIMEN EXTREMAL:**

Variable resultante: Altura de Ola (Ms)  
 Localización: San Juan-3  
 Límite de olas: 99.5%  $\mu = 2.34$  0.000 cm  
 Incertidumbre de la estimación: 0.000 cm  
 Número de datos: 88  
**OPTIMIZACIÓN DE LA FUNCIÓN**  
 Valor actualizado de la función f: -435.1806  
 Calculadora  
 Iter=201.0001  
 1.17  
**1.2-Chilches**  
 1.11  
 1.4-1.4 0.2 1.6  
 4.2-4.2 0.000  
 2.0-0.1 2.0  
 1.2-0.0007 (estimador de la tendencia temporal)  
 Valor de  $\mu$ , al 95% No significativo  
 $\sigma$  0.63388

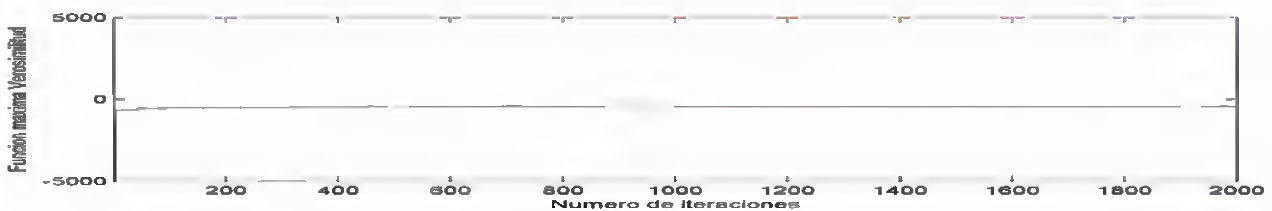


Figura 5.77. Análisis de intensidades para el régimen extremal de altura de ola significativa





Como se puede ver en la figura 5.77, el estimador de tendencia temporal es pequeño, y además, para un nivel del 95% de fiabilidad, no es significativo. Por otro lado, a continuación se muestra en la figura 5.78, la comprobación de que el análisis realizado es adecuado. En ella, se aprecia, lo ya descrito en otras gráficas, que el análisis de los cuantiles se ajusta a la diagonal, lo cual muestra la idoneidad del análisis.

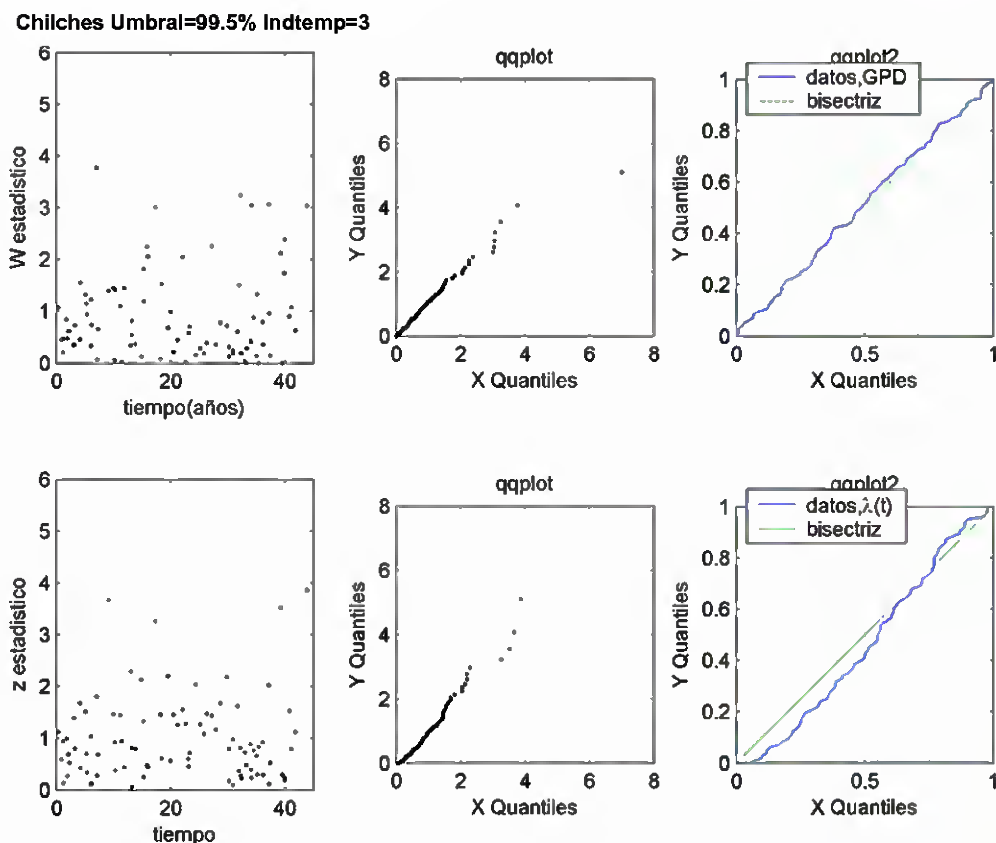




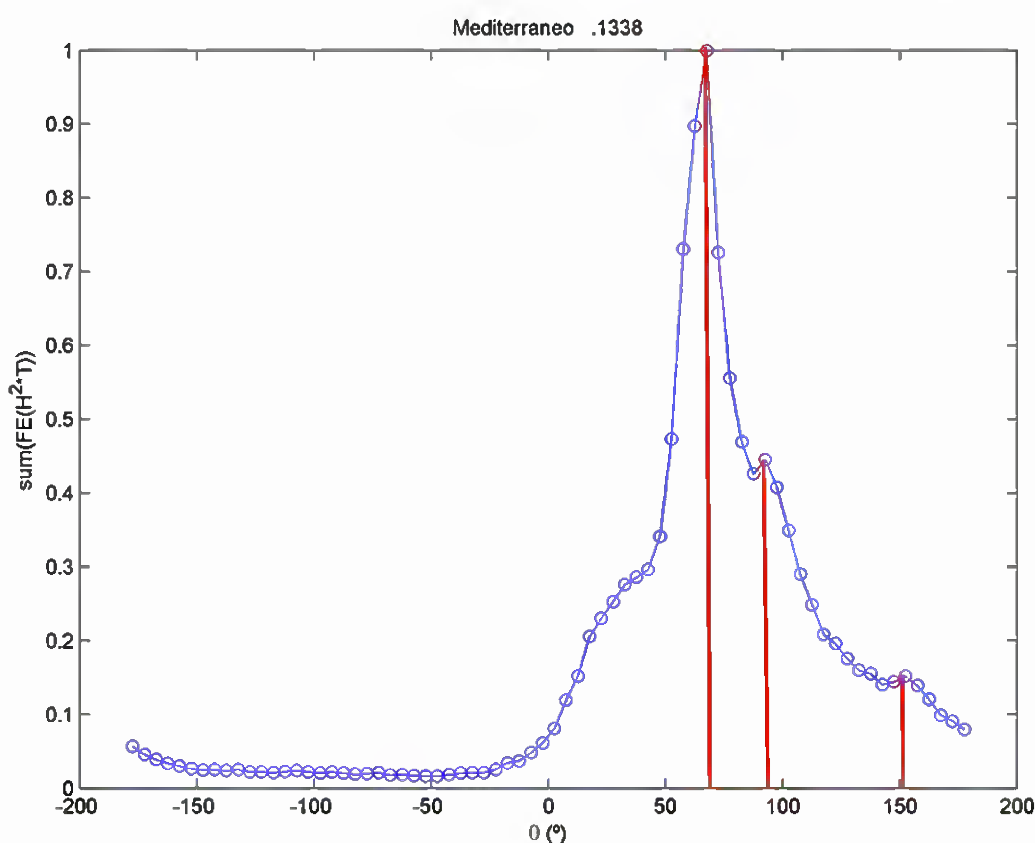
Figura 5.78. Comprobación de la idoneidad del análisis realizado para el régimen extremal de la altura de ola significativa

Como conclusión, solo resta decir que, mientras en el 2001, la altura de ola significativa extremal con periodo de retorno 50 años era de 4.41 m, en el 2050 será de 4.33 m, manteniéndose la tendencia a la baja vista hasta ahora en lo que respecta a la altura de ola. Como ya se ha comentado anteriormente, se deberán calcular los intervalos de con fianza siguiendo la metodología desarrollada en la Fase Id.

**Dirección del flujo medio de energía:**

El último parámetro de importancia en el caso de estudio de una playa, es la dirección del flujo medio de energía. Como ya se ha visto en profundidades indefinidas, el hecho de que estas sea una variable direccional, hace que la metodología para estimar la tendencia de esta variable difiera de las anteriores.

Tras distinguir tres familias de oleaje en la zona (ver figura 5.79) , se realiza para cada una de ellas, un ajuste lineal de la serie de 44 años de datos, de la variación de la dirección media anual y del porcentaje de energía en indefinidas y reducidas (ver figura 5.80)



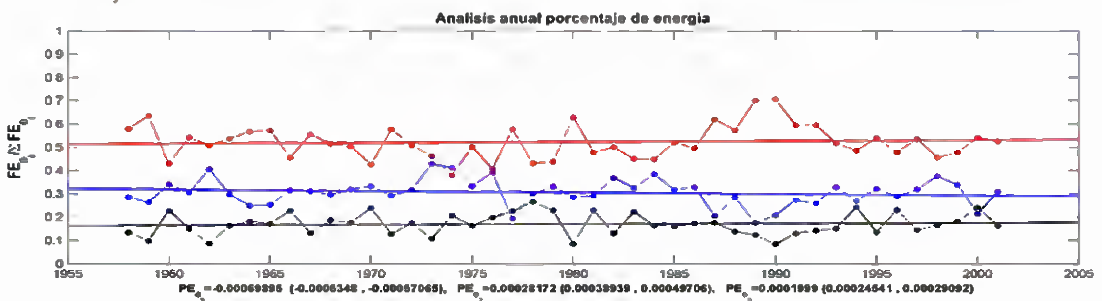
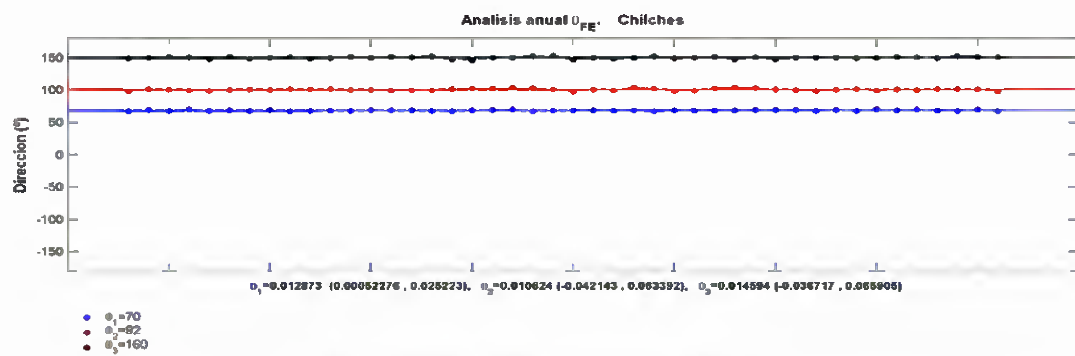
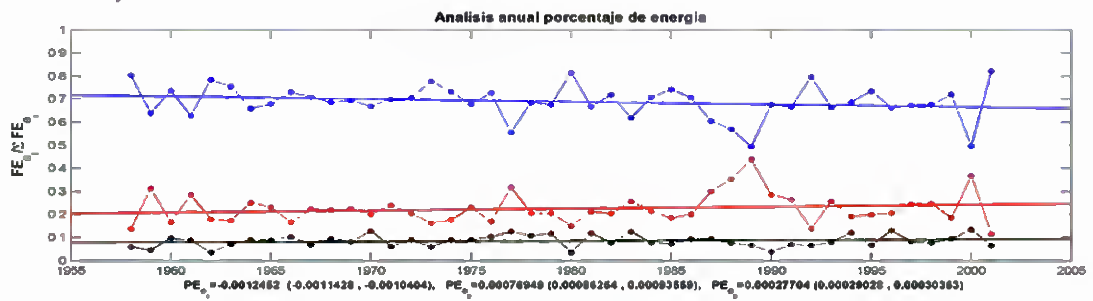
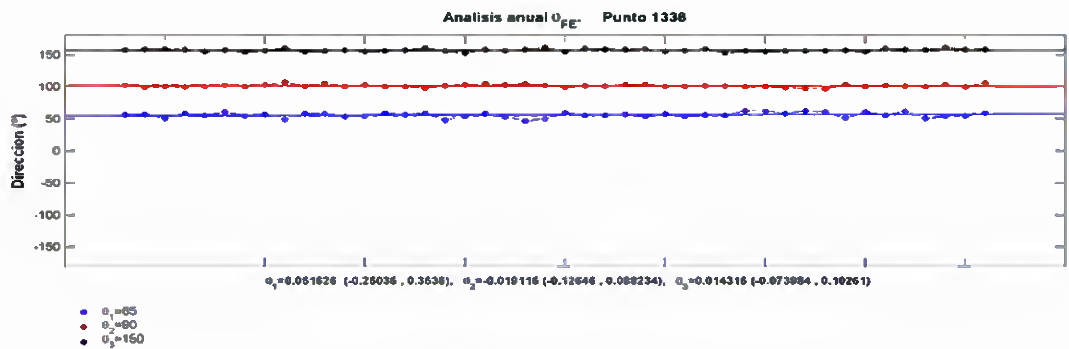


Figura 5.80. Análisis de tendencias de cada familia de direcciones, en indefinidas y a profundidad objetivo

A continuación se estima el ángulo medio de dirección de la variable para cada año:





$$\theta = \arctan \left( \frac{\sum_{i=1}^n p_i \sin \theta_i}{\sum_{i=1}^n p_i \cos \theta_i} \right)$$

Donde  $p_i$  es el porcentaje de energía de cada familia y  $\theta_i$  es la dirección representativa de cada familia.

Por último se realiza un ajuste para toda la serie temporal a estudiar, de donde se obtiene el valor de la tasa media de variación anual de la dirección (°/año), dando en nuestro caso una tasa de variación de 0.045°/año, con lo que la variación del flujo medio de energía para el año 2050 es de 2.205°, lo cual a efectos prácticos no es relevante.

Tal como se hizo para la playa de San Juan, en la tabla 5.5 se presenta un resumen de la estimación para dos diferentes años objetivo, 2050 y 2100, de las principales variables de estudio: el nivel medio del mar,  $NMM$ ; la marea meteorológica, caracterizada por el valor de 50 años de período de retorno,  $MM_{T50}$ ; la dirección e intensidad del viento,  $V^{T50}$ ,  $\theta'$ ; y el oleaje medio y extremal,  $H_{s12}$ ,  $H^{T50}$ ,  $\theta^{FE}$ .

AÑO	NMM	MAREA MET.		VIENTO				OLEAJE					
		$MM_{T50}$ (cm)	$\Delta MM_{T50}$ (cm/año)	$V_{T50}$ (m/s)	$\Delta V_{T50}$ (m/s/año)	$\theta V (^{\circ})$	$\Delta \theta V$ (°/año)	$H_{s12}$ (m)	$\Delta H_{s12}$ (m/año)	$H_{T50}$ (m)	$\Delta H_{T50}$ (m/año)	$\theta^{FE} (^{\circ})$	$\Delta \theta^{FE}$ (°/año)
2001	0.000	29.242	-0.084	16.149	0.002	-16.088	0.054	2.976	0.002	7.000	-0.013	72.439	0.103
2050	0.200	25.057		16.257		-13.364		3.093		6.374		77.588	
2100	0.800	20.788		16.367		-10.585		3.213		5.736		82.84	

Tabla 5.5. Resumen del cambio en las variables de estudio en la playa de Chilches. Años objetivo 2050 y 2100.

### 5.3.4 Efectos del cambio climático sobre la playa de Chilches

Una vez conocida la dinámica en el año objetivo solo resta determinar qué respuestas va proporcionar la playa al forzamiento futuro. La metodología que se va llevar a cabo es la explicada, con carácter general, para playas abiertas. Al análisis consiste en un análisis a







corto plazo y otro a largo plazo. Y en cada uno de los rangos de tiempo, se analizan los cambios en planta y en alzado.

### ***Corto plazo***

En el año horizonte, los efectos a corto plazo, son los que se refieren a los que los temporales provocan en nuestra playa, es decir, retrocesos e inundaciones. Sin embargo, como hemos visto en apartados anteriores, en el año objetivo y en el caso particular de la Playa de Chilches, los cambios del régimen extremal y medio respecto a la situación actual no son relevantes. Es más, la altura de ola, tanto media como extremal, disminuye con el paso de los años. Lo que propicia cambios profundidad de cierre, pero mínimos. No en vano, la  $Hs^{12}$  solo sufre un detrimento de 3 cm. No se provocarán, tampoco, retrasos ni inundaciones diferentes de las que ya tienen lugar, ya que, la cota de inundación de 50 años de periodo de retorno sólo se incrementa en 14 cm respecto a la del año 2001. Si consideramos una variación lineal de esta variable, podemos decir que para el 2100, la cota de inundación extremal en la playa de Chilches incrementará 68 cm con respecto a la actual; sin embargo, esta variación podría ser menor debido a que la cota de inundación en esta zona sufre una compensación entre la disminución de la altura de ola y el incremento del nivel medio del mar.

### ***Largo plazo***

La playa de Chiches es una playa de las consideradas abiertas, luego para estudiar el largo plazo de esta, no sería suficiente estudiar haría estudiando la dinámica en el año objetivo, sino que debería estudiarse la evolución de la dinámica hasta el año objetivo.

Dicha evolución ejercería de condiciones de contorno en un modelo de una línea, “one-line”, que debería ejecutarse año a año, hasta el año objetivo. Obviamente, dicho objetivo se escapa de la escala de trabajo bajo la que se está realizando el presente documento. No obstante, para el caso particular de Chilches, los cambios no son significativos. El flujo de energía gira 2.205° hasta el año 2050 y el régimen medio de altura de ola no cambia a efectos prácticos, lo cual hace que no sea necesario un estudio tan exhaustivo.





A modo de ejemplo, en la figura 5.81 presentamos un ajuste de la playa actual y de la futura, en al año 2050, a una parábola de Hsu. Como se puede apreciar, prácticamente coinciden la situación en el 2001 y en el 2050.

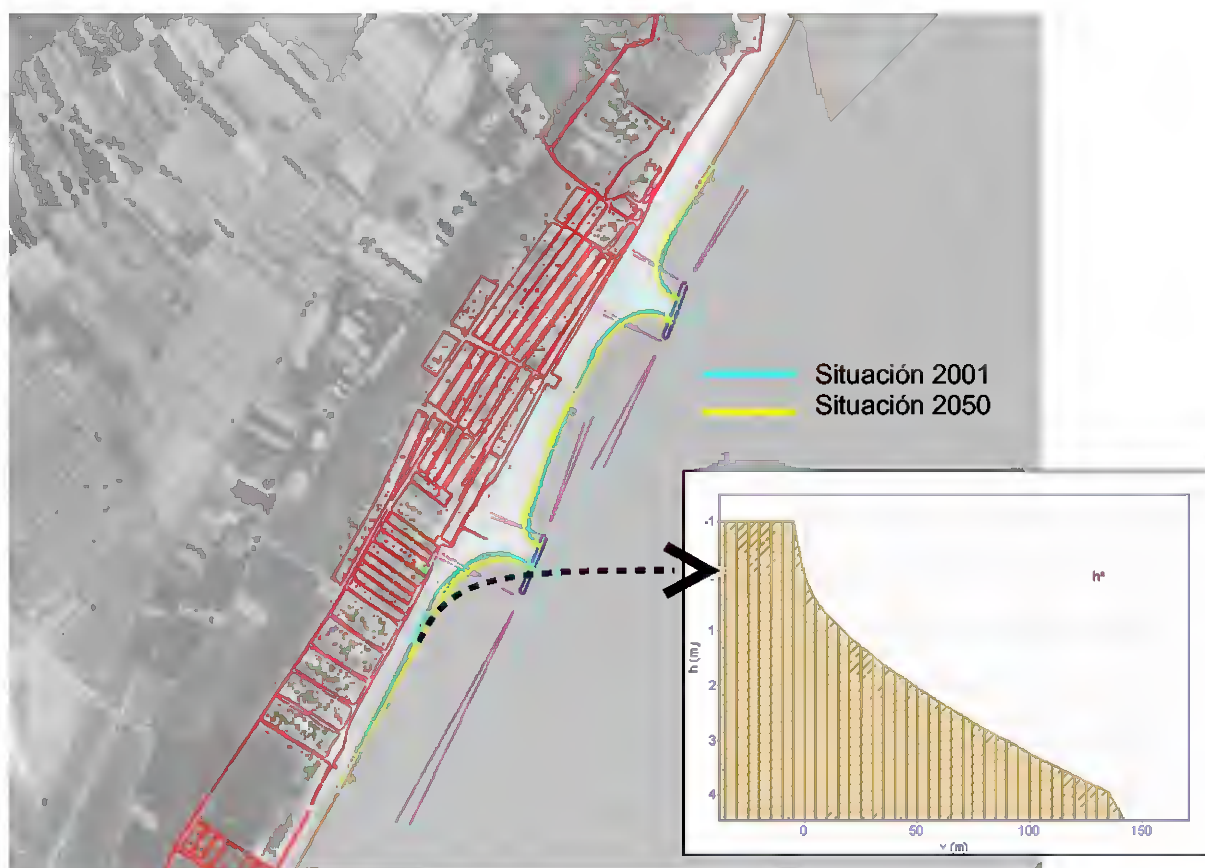


Figura 5.81. Ajuste en planta de la playa de Chilches a una parábola de Hsu

A la vista de las comportamiento de la altura de ola y el hecho de que se parta de la suposición de que variables como el  $D^{50}$  vayan a permanecer invariables a lo largo de los próximos 50 años, justifican que el estado morfodinámico de la playa vaya a permanecer disipativo en la playa de Chilches, para un  $D^{50}$  supuesto de 0.2mm.

De la misma manera que se hizo para la playa de San Juan, se ha estimado el retroceso de la línea de costa para dos años objetivo, 2050 y 2100, suponiendo cambios en el nivel medio del mar de +0.2 m y +0.8 m, respectivamente. En el primer caso, el retroceso es de 4.4 m, mientras que en el segundo este retroceso es, como en San Juan, 4 veces superior (Tabla 5.6).





PLAYA	AÑO	$\Delta NM$ (m)	$H_{s12}$ (m)	RE (m)
CHILCHES	2050	0.2	3.093	4.381
	2100	0.8	3.213	17.924

Tabla 5.6. Cálculo del retroceso de la línea de costa en la playa de Chilches

A modo de ejemplo, en la figura 5.82 se muestra el retroceso aproximado de la línea de costa para el año 2100, que como se puede ver en la tabla 5.6 es de 18 m aproximadamente.

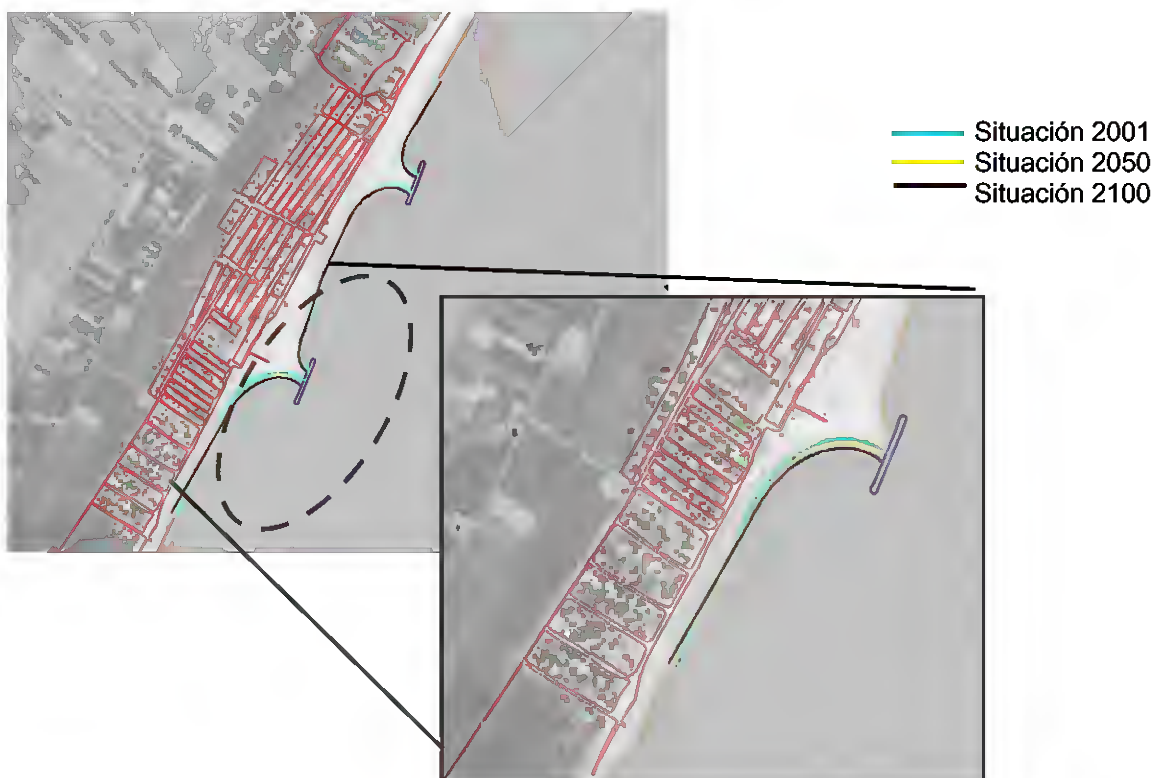


Figura 5.82. Retroceso de la Playa de Chilches para el año 2100



IMPACTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO



FASE II. EVALUACIÓN DE EFECTOS EN LA COSTA ESPAÑOLA

FASE II B. ESTUDIOS DE DETALLE

---



FASE II B. ESTUDIOS DE DETALLE

**M**ETODOLOGÍA PARA LA EVALUCIÓN DE DETALLE DEL CAMBIO  
CLIMÁTICO EN LAS COSTAS ESPAÑOLAS

**CAPÍTULO 6. REFERENCIAS**

---



## 6. REFERENCIAS

Ahrens, J.P. (1989). Stability of Reef Breakwaters. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, Vol.115, No.2, March, 1989.

Bernaberu, A.M.,1999. Desarrollo, validación y aplicaciones de un modelo general de perfil de equilibrio en playas. Tesis Doctoral. Universidad de Cantabria E.T.S.I.C.C.P. Dpto. de Ciencias y Técnicas del Agua y Medio Ambiente.

Bruun, P., (1962). Sea Level Rise as a Cause of Shore Erosion. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, American Society of Civil Engineers, Vol. 88, N°117.

Dean, R.G. (1977). Equilibrium beach profiles: US Atlantic and Gulf Coast, Dept. of Civil Eng., Ocean Eng. Tech. Rep. 12, University of Delaware.

Desiré. J.M. (1985). Comportamiento de un Sistema Granular Bajo Flujos Oscilatorios. Aplicación a Diques Rompeolas de Bloques Paralelepípedicos. Tesis Doctoral. Universidad de Cantabria.

Franco, L., Gerloni, M. de and Meer, J.W. van der (1994). Wave overtopping on vertical an composite breakwaters. Proc. 24<sup>th</sup> ICCE, ASEC, pp. 1030-1044.

Hudson, R.Y. and Jackson, R.A. (1959). Desing of tribar and tetrapod cover layers for rubble-mound breakwaters. Misc Paper 2-296, U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburt, Miss.

Losada, M.A. and Giménez-Curto, L.A. (1979). An approximation to the failure probability of maritime structure under sea state. Proc 5<sup>th</sup> POAC. Trondheim, Norway, pp. 1269-1281.

Losada, M.A. and Giménez-Curto, L.A. (1982). Mound Breakwaters Under Oblique Wave Attack; working hipotesis. *Coastal Eng.*, 63 83-92.

Losada, M.A. and Desiré, J.M. (1985). Random Response of Mound Breakwater Under Wave Attack. Proc. Of the Iceland Coastal and River Symp., 357-267.

Meer, J.W. van der (1988). Rock Slopes an Gravel Beaches Under Wave Attack. Delf Hydraulics Communication. No. 396.

Meer, J.W. van der (1993). Wave run-up and overtopping on dikes (in dutch). Technical Advisory Committee on Water Defences, Delft, NL.





- Mei, Chiang C. (1989). *The applied Dynamics of ocean surface waves*. World Scientific.
- Vidal, C., Losada, I.J. and Martín, F.L. (1998). Stability of near-bed rubble-mound structures. Proc. 26<sup>th</sup> ICCE, ASCE, pp. 1730-1743.
- Waal, J.P. der and Meer, J.W. van der (1992). Wave runup and overtopping at coastal structures. Proc. 23<sup>th</sup> ICCE, ASCE, pp 1758-1771.
- Wright, L.D., and Short, A.D., (1984). Morphodynamic variability of surf zone and beaches: a synthe. *Marine Geology*, 56, pp. 93-118

