

Efectos del cambio climático en la costa
de América Latina y el Caribe

Efectos teóricos



NACIONES UNIDAS

CEPAL



GOBIERNO
DE ESPAÑA

MINISTERIO
DE AGRICULTURA, ALIMENTACIÓN
Y MEDIO AMBIENTE

MINISTERIO
DE ASUNTOS EXTERIORES
Y DE COOPERACIÓN



IH cantabria
INSTITUTO DE HIDRÁULICA AMBIENTAL
UNIVERSIDAD DE CANTABRIA

Efectos del cambio climático en la costa de América Latina y el Caribe

EFFECTOS TEÓRICOS

Alicia Bárcena
Secretaria Ejecutiva

Antonio Prado
Secretario Ejecutivo Adjunto

Joseluis Samaniego
Director
División de Desarrollo Sostenible y Asentamientos Humanos

Ricardo Pérez
Director
División de Documentos y Publicaciones

Las opiniones expresadas en este documento, que no ha sido sometido a revisión editorial, son de exclusiva responsabilidad de los autores y pueden no coincidir con las de las Organizaciones participantes. Los límites y los nombres que figuran en este mapa no implican su apoyo o aceptación oficial por las Naciones Unidas. Los Estados miembros y sus instituciones gubernamentales pueden reproducir esta obra sin autorización previa. Sólo se les solicita que mencionen la fuente e informen a las Naciones Unidas de tal reproducción.

Esta publicación puede obtenerse dirigiéndose a:
División de Desarrollo Sostenible y Asentamientos Humanos de la CEPAL, página web: www.cepal.org/ddisah

Foto portada © Gabriel Barajas Ojeda
Publicación de las Naciones Unidas

LC/W.471
Copyright © Naciones Unidas, julio de 2012. Todos los derechos reservados
Impreso en Naciones Unidas, Santiago de Chile

Efectos del cambio climático en la costa
de América Latina y el Caribe

Efectos teóricos



NACIONES UNIDAS

CEPAL



GOBIERNO
DE ESPAÑA

MINISTERIO
DE AGRICULTURA, ALIMENTACIÓN
Y MEDIO AMBIENTE

MINISTERIO
DE ASUNTOS EXTERIORES
Y DE COOPERACIÓN



IH cantabria
INSTITUTO DE HIDRÁULICA AMBIENTAL
UNIVERSIDAD DE CANTABRIA

Este documento fue elaborado por el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria bajo la dirección del proyecto de Iñigo Losada Rodríguez, la coordinación de Fernando J. Méndez Incera y la participación de los investigadores Borja González Reguero, Sonia Castanedo Bárcena, Gabriel Díaz Hernández, Raúl Medina Santamaría, Pedro Díaz Simal, Bárbara Ondiviela Eizaguirre, Roberto Mínguez Solana, Ana J. Abascal Santillana, Antonio Espejo Hermosa, Cristina Izaguirre Lasa, Paula Camus Braña, Oscar García Aguilar, Pino González-Riancho Calzada, Melisa Menéndez García, José Antonio Juanes de la Peña y Antonio Tomás Sampredo. Por parte de la CEPAL el equipo que coordinó y supervisó el estudio fue Carlos de Miguel, Oficial de Asuntos Ambientales, José Javier Gómez, Oficial de Asuntos Económicos, Karina Martínez y Mauricio Pereira, Asistentes de investigación, todos ellos de la División de Desarrollo Sostenible y Asentamientos Humanos. Este documento forma parte del estudio regional de los efectos del cambio climático en la costa de América Latina y el Caribe, financiado por el Gobierno de España. El estudio se enmarca dentro del Programa Iberoamericano de Adaptación al Cambio Climático (PIACC) siendo una prioridad identificada por los países de la Red Iberoamericana de Oficinas de Cambio Climático (RIOCC).

Se agradece especialmente el apoyo del personal de la Oficina Española de Cambio Climático del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente de España, en particular de Paz Valiente, Ana Pintó, José Ramón Picatoste y Alfonso Gutiérrez.

Además se agradece la colaboración de Felipe Fernández Pérez, Sheila Abad Herrero, Patricia Fernández Quintana, Felipe Maza y Nabil Kakeh Burgada, técnicos del Instituto de Hidráulica de Cantabria, y los comentarios de Rodrigo Cienfuegos, investigador del Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental de la Pontificia Universidad Católica de Chile.

Índice

1.	Introducción	11
2.	Descripción del método de las perturbaciones	15
2.1.	Introducción	15
2.2.	Método de las perturbaciones	15
3.	Efectos teóricos del cambio climático en las playas	19
3.1.	Introducción	19
3.2.	Definición de playa y tipos de playas	19
3.2.1.	Clasificación energética	20
3.2.2.	Clasificación en función del tipo de equilibrio.....	23
3.3.	Dimensionalidad de los procesos y escalas espacio temporales.....	24
3.3.1.	Dimensionalidad de los procesos	24
3.3.2.	Escala espacial y temporal de los procesos.....	25
3.4.	Análisis a largo plazo	26
3.4.1.	Cota de inundación.....	27
3.4.2.	Perfil de equilibrio	30
3.4.3.	Forma en planta de equilibrio	38
3.4.4.	Interrelación del perfil y la planta de las playas	71
3.5.	Conclusiones generales.....	72
4.	Efectos teóricos del cambio climático en los estuarios	77
4.1.	Introducción	77
4.2.	Definición de estuario y tipos de estuarios	77
4.3.	Escalas espacio temporales de los procesos sedimentarios en estuarios.....	83
4.4.	Dinámica sedimentaria a corto plazo.....	83
4.4.1.	Introducción	83
4.4.2.	Efecto embudo y efecto chorro	83
4.4.3.	Interacción ola-corriente	86
4.4.4.	Efecto de los aportes fluviales	86
4.4.5.	Dinámica sedimentaria a corto plazo en la desembocadura.....	87
4.4.6.	Dinámica sedimentaria en el interior de los estuarios	88
4.5.	Dinámica sedimentaria a largo plazo.....	89
4.5.1.	Introducción	89

4.5.2. Descripción de los modelos que relacionan los agentes dinámicos con la circulación estuarina y configuración morfológica de los estuarios	89
4.5.3. Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en la circulación estuarina y configuración morfológica de los estuarios	92
4.6. Orden de magnitud de los efectos	101
4.7. Conclusiones generales	102
5. Efectos teóricos del cambio climático en los sistemas dunares.....	107
5.1. Definición y descripción de los sistemas dunares.....	107
5.2. Escalas espacio temporales de los procesos sedimentarios en sistemas dunares....	108
5.3. Análisis a corto plazo	109
5.3.1. Introducción.....	109
5.3.2. Descripción de los procesos de transporte eólico.....	109
5.3.3. Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en las tasa de transporte eólico potencial	112
5.4. Análisis a largo plazo	115
5.4.1. Introducción.....	115
5.4.2. Cuantificación de la erosión dunar en función del aumento del nivel medio	116
5.5. Orden de magnitud de los efectos	118
5.6. Conclusiones generales.....	118
6. Efectos teóricos del cambio climático en las obras marítimas	121
6.1. Introducción	121
6.2. Funcionalidad de estructuras de protección litoral	122
6.2.1. Introducción y definiciones.....	122
6.2.2. Rebase del oleaje	122
6.3. Estabilidad de estructuras de protección litoral	133
6.3.1. Introducción.....	133
6.3.2. Resumen de la interrelación entre la estabilidad de los diques en talud y los procesos de la dinámica marina.....	134
6.3.3. Análisis de los posibles efectos en la estabilidad de los diques en profundidades indefinidas	136
6.4. Orden de magnitud de los efectos	146
6.5. Conclusiones generales.....	147
7. Bibliografía.....	151

Índice de figuras

Figura 1. Distribución de la población mundial	13
Figura 2. Gráfica explicativa del procedimiento del método de las perturbaciones	16
Figura 3. Representación del método probabilístico para la determinación de la distribución de una variable en un análisis de tendencias	17
Figura 4. Toponimia del perfil de playa en función de la morfología	20
Figura 5. Ejemplo tipo de playa reflejante, Playa de Santa Marta, Colombia	21
Figura 6. Ejemplo tipo de playa disipativa, Playa de La Paloma, Argentina	22
Figura 7. Ejemplo tipo de playa intermedia, Playa Carnota, México	22
Figura 8. Ejemplo tipo de playa encajada, Playa en México	23
Figura 9. Ejemplo de una playa en equilibrio dinámico, playa de Somo, Cantabria, España	24
Figura 10. Escalas de las diferentes dinámicas y respuestas morfológicas de las playas	26

Figura 11. Factores que determinan la cota de inundación en una playa.....	27
Figura 12. Perfil de Dean y parámetro A en función de la velocidad de caída de grano	32
Figura 13. Esquema de la Regla de Bruun	35
Figura 14. Ábacos que permiten cuantificar la relación entre el retroceso de la playa y el aumento del nivel	37
Figura 15. Relación del parámetro $\Delta V/R$ en función de la H_{S12} y de la altura de la berma B	38
Figura 16. Esquema del tipo de playas rectilíneas en equilibrio estático.....	40
Figura 17. Ejemplo de playas rectilíneas en equilibrio estático (Chile)	41
Figura 18. Efecto del cambio de la dirección del flujo medio de energía en las playas rectilíneas en equilibrio estático no colmatadas de arena	42
Figura 19. Efecto del cambio de la dirección del flujo medio de energía en las playas rectilíneas en equilibrio estático colmatadas de arena ($\Delta\beta>0$)	43
Figura 20. 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	44
Figura 21. Efecto del cambio de la dirección del flujo medio de energía en las playas rectilíneas en equilibrio estático colmatadas de arena ($\Delta\beta>0$)	44
Figura 22. 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.....	45
Figura 23. Forma en planta de las playas encajadas.....	46
Figura 24. Forma en planta de las playas encajadas (Argentina)	47
Figura 25. Forma en planta de las playas encajadas, parametrización de Hsu y Evans (1989).....	48
Figura 26. Coeficientes C_0 , C_1 , C_2 con respecto a la oblicuidad β	50
Figura 27. Playa encajada en equilibrio estático colmatada de arena. Caso 1	51
Figura 28. Playa encajada en equilibrio estático colmatada de arena ($\Delta\beta>0$).....	52
Figura 29. Ábacos del retroceso adimensional multiplicado por 100 en función de $\Delta\beta$, β y de θ . Caso 2 $h_p=h_s$, $h_d>h_s$	54
Figura 30. Playa encajada en equilibrio estático colmatada de arena. Caso 2	55
Figura 31. Playa encajada en equilibrio estático colmatada de arena. ($\Delta\beta<0$).....	55
Figura 32. Ábacos del retroceso adimensional multiplicado por 100 en función de $\Delta\beta$, β y de θ	58
Figura 33. Playa encajada en equilibrio estático no colmatada de arena.....	59
Figura 34. Ábacos del retroceso adimensional multiplicado por 100 en función de $\Delta\beta$, β y de θ	60
Figura 35. Descripción esquemática de un tómbolo	61
Figura 36. Descripción esquemática de un saliente	61
Figura 37. Descripción esquemática de un doble-saliente	62
Figura 38. Ábaco que permite estimar la tipología de la forma en planta en función de los parámetros adimensionales Y/L y B/L	62
Figura 39. Esquema de la variación de la anchura efectiva del dique en función de la variación de la dirección del flujo medio de energía.....	64

Figura 40. Variación de la longitud de onda del oleaje en función de la profundidad y del periodo del oleaje	64
Figura 41. 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.....	69
Figura 42. Relación entre la variación adimensional de la tasa de transporte litoral debida a variaciones del ángulo de incidencia en la línea de rotura, en función del ángulo de incidencia en la línea de rotura	70
Figura 43. Evolución de los estuarios en función de la energía de los procesos que controlan la configuración morfológica: del oleaje, de los ríos y de la marea	78
Figura 44. Zonas diferenciables en los estuarios dependiendo de la energía de los procesos actuantes.....	79
Figura 45. Configuración morfológica de los estuarios en función de la energía de los procesos actuantes.....	81
Figura 46. Identificación de los elementos morfológicos característicos en estuarios. Argentina	82
Figura 47. Campo de corrientes en llenante de marea	85
Figura 48. Campo de corrientes en vaciante de marea	85
Figura 49. Variación del parámetro $\frac{\Delta F}{F}$ en función de la variación adimensional del caudal y del prisma de marea	95
Figura 50. Extensión de la cuña salina en función de la profundidad del estuario y de la velocidad del río	95
Figura 51. 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	97
Figura 52. 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	98
Figura 53. 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	100
Figura 54. Sistema de coordenadas considerado.....	109
Figura 55. Ajuste del coeficiente dimensional K en función del tamaño medio del sedimento D	111
Figura 56. Variación del transporte potencial adimensional $\delta q_1/q_n$ en función de la variación adimensional de la intensidad del viento	114
Figura 57. 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	115
Figura 58. Esquema descriptivo de los parámetros de los que depende el retroceso RE de una playa ante un aumento del nivel medio	116
Figura 59. Caudales de rebase tolerables.....	124
Figura 60. Relación entre el rebase adimensional y la variación del nivel medio adimensionalizado por la altura de ola.....	127

Figura 61. 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	129
Figura 62. Relación entre el rebase adimensional y la variación del nivel medio adimensionalizado por la altura de ola.....	132
Figura 63. Relación entre la variación del peso de las piezas adimensional y la variación de la altura de ola.....	138
Figura 64. Relación entre la variación del peso de las piezas adimensional y la variación del nivel medio	139
Figura 65. Esquema del dique tipo considerado	140
Figura 66. Variación del área de la obra dividida 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)	142
Figura 67. Variación del área de la obra dividida 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).....	143
Figura 68. Variación del área de la obra dividida 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)	144
Figura 69. Relación entre la variación del área adimensional de la obra y la variación del nivel medio adimensionalizado por la profundidad	146

Índice de cuadros

Cuadro 1. Esquema y documentos del proyecto regional.....	12
Cuadro 2. Coeficientes C_0 , C_1 , C_2 con respecto a la oblicuidad	48
Cuadro 3. Principales efectos del cambio climático en las playas	74
Cuadro 4. Comparación de los órdenes de magnitud de los posibles efectos del cambio climático en estuarios	103
Cuadro 5. Resumen de los posibles efectos del cambio climático en estuarios.....	104
Cuadro 6. Orden de magnitud de los posibles efectos del cambio climático en dunas	119
Cuadro 7. Resumen de los posibles efectos del cambio climático en dunas.....	120
Cuadro 8. Valores del coeficiente b de la ecuación (6.2) en función de la tipología.....	125
Cuadro 9. Resumen de los posibles efectos del cambio climático en la funcionalidad y estabilidad de las obras marítimas	148
Cuadro 10. Resumen de los posibles efectos del cambio climático en la funcionalidad y estabilidad de las obras marítimas	149

1. Introducción

1.1 Contexto

El estudio regional de los efectos del cambio climático en las costas de América Latina y el Caribe (ALyC en adelante) se ha estructurado en cuatro partes principales en concordancia con una metodología integral de evaluación del riesgo desarrollada durante el estudio. Como resultado del estudio regional se presentan cuatro documentos principales que versan sobre el análisis de los agentes, el estudio de la vulnerabilidad de las costas, la evaluación de los impactos derivados, y por último, un documento dedicado a la integración de todos los factores en la evaluación de los riesgos asociados a algunos de los impactos estudiados en las costas de la región.

Como productos auxiliares se presenta un documento de efectos del cambio climático que recoge las formulaciones teóricas utilizadas y constituye un manual de los conceptos, procesos y fenómenos costeros, analizados en el estudio entre muchos otros. Además en el citado documento se presentan las expresiones para la evaluación de los impactos de una forma aproximada (método de las perturbaciones) que se pueden utilizar como primer diagnóstico en futuros proyectos locales y regionales. Adicionalmente, la metodología desarrollada para el estudio del riesgo de forma integral se describe en un documento específico (guía metodológica). Por último en el marco del proyecto se ha desarrollado un visor web de los resultados para la máxima difusión de los mismos en los países de la región. En concreto, los documentos del proyecto son:

- Documento 1: Dinámicas, tendencias y variabilidad climática en ALyC
- Documento 2: Vulnerabilidad y exposición de las costas de ALyC frente al cambio climático
- Documento 3: Impactos del cambio climático en las costas de ALyC
- Documento 4: Evaluación de riesgos frente al cambio climático en las costas de ALyC
- Efectos teóricos el cambio climático en las costas (documento auxiliar)
- Guía metodológica del análisis del riesgo (documento auxiliar)
- Visor web de resultados

El cuadro 1 resume la estructura y los productos del estudio realizado. En concreto, el presente documento auxiliar se dedica al estudio de los efectos teóricos del cambio climático en las costas.

CUADRO 1 ESQUEMA Y DOCUMENTOS DEL PROYECTO

Cambio Climático en las costas de ALyC			
Documento 1: Agentes costeros <ul style="list-style-type: none"> • Dinámicas • Tendencias • Variabilidad climática en la costa 	Documento 2: Vulnerabilidad	Documento 3: Impacto	Documento 4: Riesgos
Documentos auxiliares			
Efectos teóricos del cambio climático en las costas	Guía metodológica	Visor web de resultados	

Fuente: Elaboración propia.

1.2 Objetivo del documento

La zona costera es parte de uno de los sistemas más complejos, diversos y productivos de la tierra: el sistema costero. Está integrado por los subsistemas marino, terrestre y costero, interactuando como un todo único. Los efectos del cambio climático sobre el sistema deben ser evaluados en los distintos elementos que lo integran, teniendo en cuenta las distintas dinámicas y fenómenos que suceden.

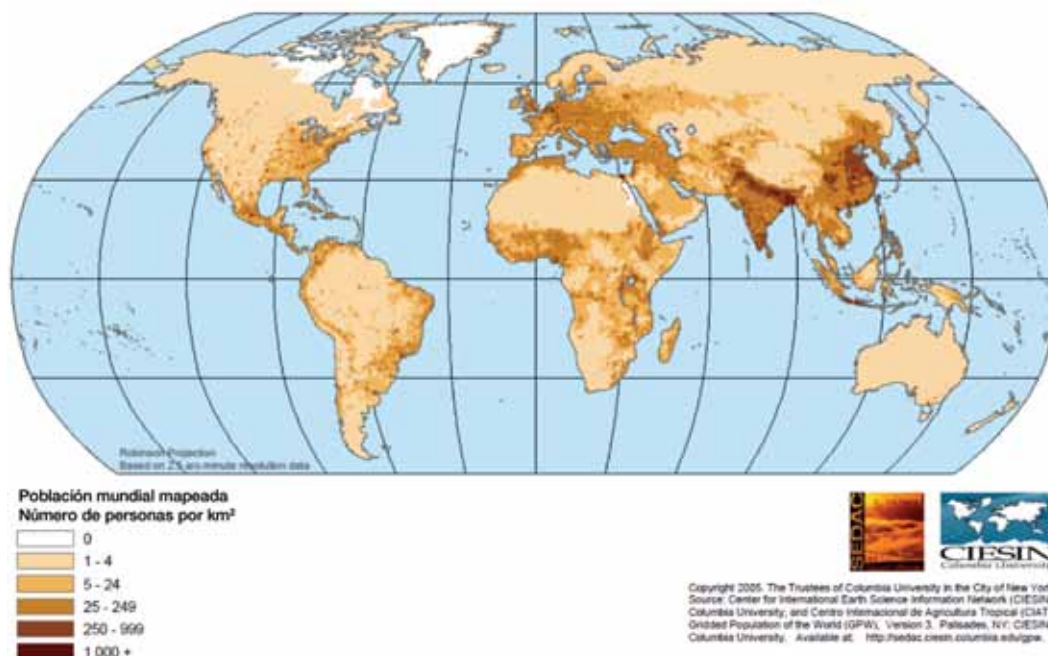
El sistema costero para la gran parte de las naciones con costas, es considerado un medio natural de incalculable valor pues contiene a los ecosistemas de mayor diversidad y productividad, alberga recursos económicos como la pesca y sostiene una significativa parte de la actividad portuaria y de transporte, de la agricultura, de la industria y del turismo mundial. Además, gran parte de la población mundial se localiza en la costa, como se puede apreciar en la figura 1.

La mezcla de agua dulce y agua salada en los estuarios costeros crea los hábitat más productivos y ricos de la Tierra. El resultado de esta abundancia de peces y especies marinas es de gran valor, tanto biológico como económico, para las naciones costeras. Se calcula que del 60% al 80% de las especies oceánicas valiosas comercialmente encuentran su hábitat en estuarios, marismas y pantanos en algún momento de su ciclo biológico.

Además, la costa, a través de las playas, sistemas dunares y acantilados, como interfaz entre el mar y el sistema terrestre, constituye la barrera de defensa frente a agentes dinámicos marinos tales como el oleaje, las mareas meteorológicas, huracanes, tifones, etc.

Sobre la configuración original de la costa, el hombre ha ido desarrollando obras con el fin de proteger, las zonas abrigadas para posibilitar las operaciones portuarias dentro del sistema de transporte marítimo, o bien para evitar la erosión de la costa.

FIGURA 1
DISTRIBUCIÓN DE LA POBLACIÓN MUNDIAL



Fuente: Center for International Earth science Information Network CIESIN, 2005.

Todas estas diversas características de la costa han de ser tenidas en cuenta a la hora de analizar el efecto del cambio climático en la costa. Por ello, es necesario evaluar los efectos teóricos en, al menos, las siguientes unidades morfológicas:

- Playas
- Estuarios
- Sistemas dunares
- Obras marítimas

En este documento, se resumen los efectos teóricos del cambio climático sobre estos elementos, realizando una revisión de las expresiones y cálculos disponibles. Además, con el fin de valorar de una forma rápida y sencilla los efectos provocados, sin la necesidad de efectuar un análisis detallado de tendencias, se plantea un método aproximado a partir del cual, dado un valor de la tendencia esperable de un agente, se puede obtener el impacto provocado, perturbando la ecuación que relaciona el agente y el impacto. Este método se denomina 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, es conveniente dedicar el presente apartado a describir el fundamento de la misma. En el siguiente apartado se procede a dicha descripción.

2.2 Método de las perturbaciones

El método matemático 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:

$$x_{1,\text{futuro}} = x_1 + \delta x_1 \quad (2.1)$$

$$x_{2,\text{futuro}} = x_2 + \delta x_2 \quad (2.2)$$

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

$$F(x_1 + \delta x_1, x_2 + \delta x_2) = F(x_1, x_2) + \delta x_1 \frac{\partial F(x_1, x_2)}{\partial x_1} + \delta x_2 \frac{\partial F(x_1, x_2)}{\partial x_2} + O((\delta x_1)^2, \dots) \quad (2.3)$$

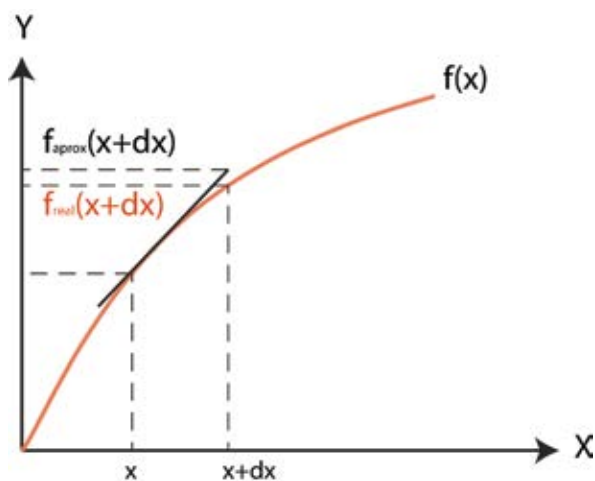
Esta función permite obtener de forma directa y sencilla la variación del valor de la función generada por pequeñas perturbaciones en las variables independientes.

Asumiendo que los términos de segundo orden son despreciables, se obtiene que:

$$\delta F = F(x_1 + \delta x_1, x_2 + \delta x_2) - F(x_1, x_2) = \delta x_1 \frac{\partial F(x_1, x_2)}{\partial x_1} + \delta x_2 \frac{\partial F(x_1, x_2)}{\partial x_2} \quad (2.4)$$

Con objeto de simplificar el problema, supongamos que la función F depende de una única variable independiente x_j . El método de las perturbaciones, aproxima el valor de la función cerca de un punto dado $F(x_j + \delta x_j)$, como la suma del valor de la función en el punto x_j y de la derivada de la función en el punto x_j multiplicado por la variación del valor de la variable independiente δx_j . 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 (véase la figura 2).

FIGURA 2
GRÁFICA EXPLICATIVA DEL PROCEDIMIENTO
DEL MÉTODO DE LAS PERTURBACIONES

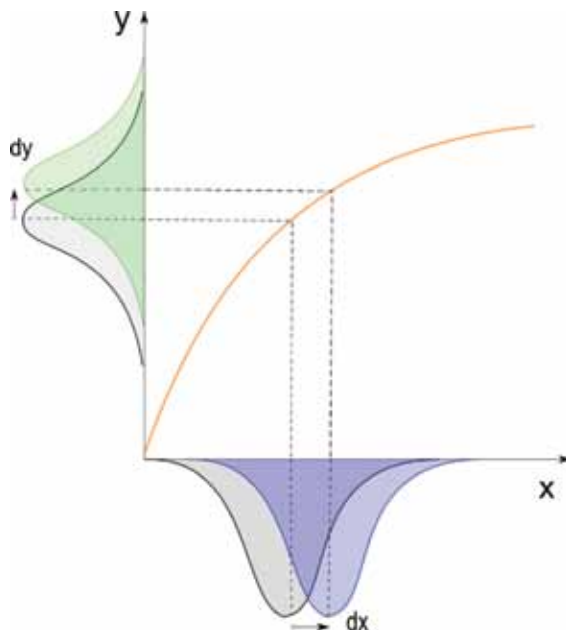


Fuente: Elaboración propia.

Analizado desde el punto de vista del método probabilístico planteado en este estudio, esta aproximación es equivalente a determinar el desplazamiento en la pdf de la variable y por un cambio en la variable x (figura 3), sin transformar la distribución de la variable y y ya que tan sólo se considera linealidad en la relación de las ecuaciones.

Por tanto, con esta técnica se descarta el análisis de posibles cambios abruptos.

FIGURA 3
REPRESENTACIÓN DEL MÉTODO PROBABILÍSTICO PARA LA DETERMINACIÓN DE LA DISTRIBUCIÓN DE UNA VARIABLE EN UN ANÁLISIS DE TENDENCIAS



Fuente: Elaboración propia.

3. Efectos teóricos del cambio climático en las playas

3.1 Introducción

Aunque las playas son consideradas como un ambiente litoral único, las características de cada una varían enormemente a escala, incluso regional, así que a escala continental es imposible determinar unas características medias representativas del conjunto. La variabilidad de sus características viene dada por el tipo de sedimento, las condiciones del oleaje, las condiciones de marea, viento, etc. Además la configuración, tanto en perfil como en planta, varía enormemente en toda ALyC. No obstante, sí es posible, con base en ciertas simplificaciones, determinar algunos tipos de playas que puedan representar la inmensa mayoría. Además, a efectos de comparación del comportamiento de las mismas como respuesta al cambio en las condiciones de los agentes es válido que se asuman ciertas simplificaciones al respecto.

Una vez definidos los tipos de playas a estudiar, 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.

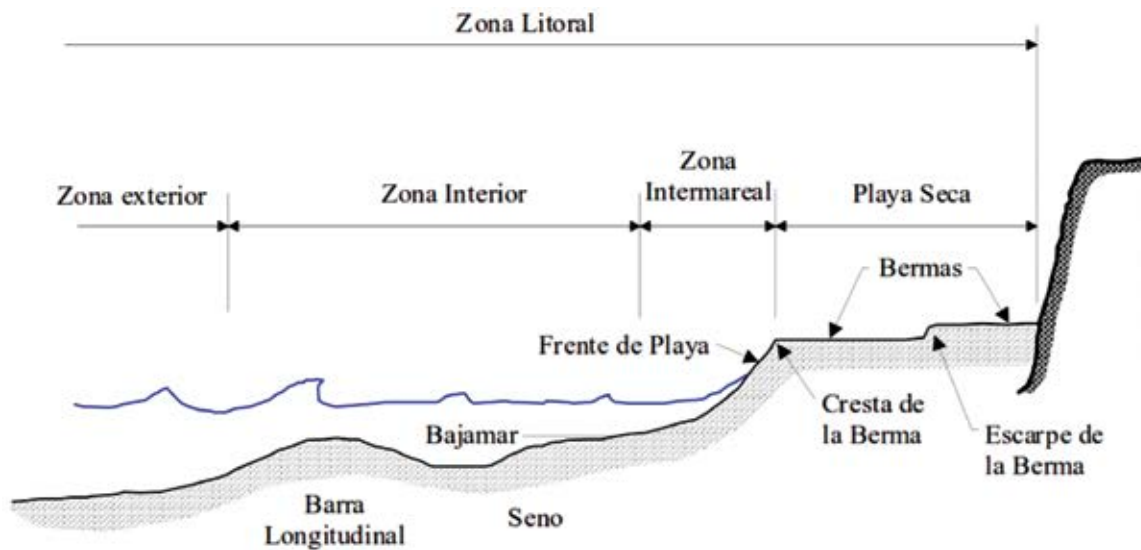
Posteriormente, se analizan los posibles efectos del cambio climático a largo plazo y a medio plazo.

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 4. 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.

FIGURA 4
TOPONIMIA DEL PERFIL DE PLAYA EN FUNCIÓN DE LA MORFOLOGÍA



Fuente: Documento temático: *Regeneración de Playas*. Ministerio de Medio Ambiente-Dirección General de Costas-Gobierno de España. Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas (GIOC)-Universidad de Cantabria (UC).

Las playas se encuentran sometidas a la acción de un gran número de dinámicas tanto marinas (marea, ondas infragravatorias, oleaje, etc.) como atmosféricas (viento, presión, etc.). Cada una de ellas 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 a las características de los principales tipos de playa existentes en el litoral. Con tal fin, se describen a continuación las dos principales clasificaciones morfodinámicas existentes sobre playas, una basada en un principio energético, mientras que la segunda está basada en un criterio de equilibrio.

3.2.1 Clasificación energética

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

3.2.1.1 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 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. Un ejemplo de este tipo de playas se muestra en la figura 5.

FIGURA 5
EJEMPLO TIPO DE PLAYA REFLEJANTE, PLAYA DE SANTA MARTA, COLOMBIA



Fuente: En línea (www.viajesyturistas.com).

3.2.1.2 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 6, la playa de la Paloma, en la costa de Mar del Plata, Argentina, constituye un ejemplo de este tipo de playas.

FIGURA 6
EJEMPLO TIPO DE PLAYA DISIPATIVA, PLAYA DE LA PALOMA, ARGENTINA



Fuente: Surfrider Foundation-Argentina
(<http://www.tresquillas.com.ar/surfriderargentina.htm>).

3.2.1.3 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 7 se muestra la playa de Carnota, México, como ejemplo de playa intermedia.

FIGURA 7
EJEMPLO TIPO DE PLAYA INTERMEDIA, PLAYA CARNOTA, MÉXICO



Fuente: En línea (<http://www.visitingmexico.com.mx/blog/playas-de-mexico.htm>).

3.2.2 Clasificación en función del tipo de equilibrio

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

3.2.2.1 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, tómbolos y salientes (véase la figura 8).

FIGURA 8
EJEMPLO TIPO DE PLAYA ENCAJADA, PLAYA EN MÉXICO



Fuente: Google Earth, 2010.

3.2.2.2 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 9).

FIGURA 9
EJEMPLO DE UNA PLAYA EN EQUILIBRIO DINÁMICO, PLAYA DE SOMO,
CANTABRIA, ESPAÑA



Fuente: Documento temático: *Regeneración de Playas*. Ministerio de Medio Ambiente-Dirección General de Costas-Gobierno de España. Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas (GIOC)-Universidad de Cantabria (UC).

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:

- 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 10).

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.

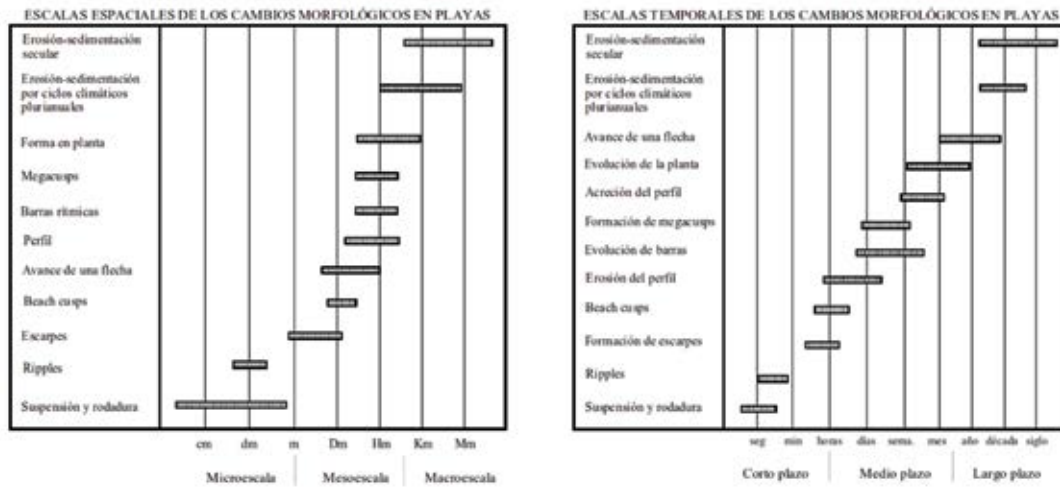
Esta carencia de teoría unificada da lugar a que los procesos que ocurren en diferentes escalas (de tiempo o espacio) deban ser analizados con diferentes herramientas o formulaciones. Es necesario, por tanto, conocer cuál es la escala de interés en cada problema particular y utilizar la formulación adecuada a dicha escala de interés. Las escalas de las diferentes dinámicas y respuestas morfológicas de las playas suelen ser clasificadas en: Microescala, Mesoescala y Macroescala de acuerdo con la dimensión espacial y en corto plazo, medio plazo y largo plazo (véase la figura 10).

En el estudio del efecto del cambio climático en la morfología de las playas las escalas de interés son la Mesoescala (decenas, centenas de metro), Macroescala (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 quien 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 10
ESCALAS DE LAS DIFERENTES DINÁMICAS Y RESPUESTAS
MORFOLÓGICAS DE LAS PLAYAS



Fuente: Documento temático: *Regeneración de Playas*. Ministerio de Medio Ambiente-Dirección General de Costas-Gobierno de España. Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas (GIOC)-Universidad de Cantabria (UC).

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 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

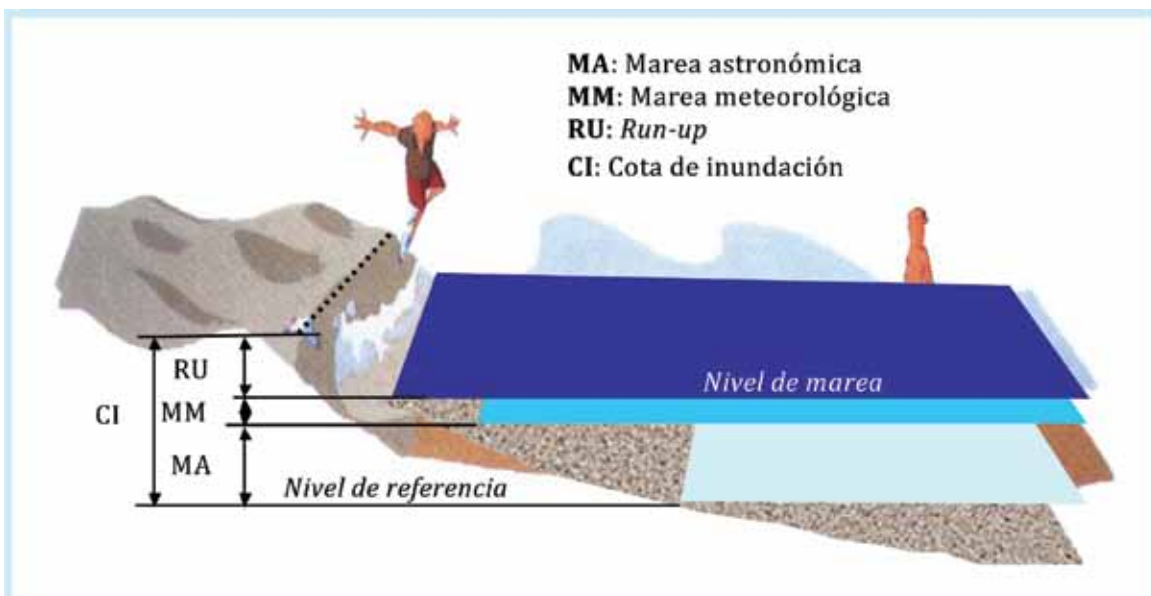
breve descripción de los modelos existentes en la actualidad que relacionan los estados de equilibrio con la dinámica actuante. Posteriormente, se analizan cuáles son las variables dinámicas que en mayor grado determinan estas morfologías de equilibrio y si estas pueden verse modificadas por el cambio 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 11. 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 11
FACTORES QUE DETERMINAN LA COTA DE INUNDACIÓN EN UNA PLAYA



Fuente: *Atlas de inundación del litoral peninsular español*. Documento Complementario Sistema Modelado Costero (SMC). Ministerio de Medio Ambiente-Dirección General de Costas-Gobierno de España. Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas (GIOC)-Universidad de Cantabria (UC).

Por 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 cómo se verá modificada la cota de inundación considerando valores en las variables que la definen, una aproximación al problema consiste en asumir que la cota de inundación es la suma lineal de los valores calculados de las variables.

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:

$$CI = MA + MM + Ru \quad (3.1)$$

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:

$$\begin{aligned} z &= 0,47(H_s L_0)^{0,5} \tan \beta \text{ si } \tan \beta > 0,1 \\ z &= 0,04(H_s L_0)^{0,5} \text{ si } \tan \beta < 0,1 \end{aligned} \quad (3.2)$$

$$\begin{aligned} R_{u50\%} &= 0,83z \\ R_{u2\%} &= 1,98z \\ R_{u1\%} &= 2,15z \end{aligned} \quad (3.3)$$

Donde:

Ru = *run-up*, donde el subíndice indica el tiempo en el que es superado (m)

H_s = altura de ola significante (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:

$$CI = MA + MM + 0,0792(H_s L_0)^{0,5} \quad (3.4)$$

Que es equivalente a:

$$CI = MA + MM + 0,0792 \left(H_s \frac{9,81T^2}{2\pi} \right)^{0,5} \quad (3.5)$$

Donde T representa el periodo de punta 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, ya que la componente astronómica de la marea es determinista y se asume no afectada 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:

$$\begin{aligned} CI_f &= CI + \delta CI \\ MM_f &= MM + \delta MM \\ Ru_f &= Ru + \delta Ru \end{aligned} \quad (3.6)$$

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)

δCI = Perturbación de la cota de inundación (m)

δMM = Perturbación de la marea meteorológica (m)

δRu = Perturbación del *run-up* (m)

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

$$CI_f = CI + \delta CI = MA + MM + \delta MM + Ru + \delta Ru + \delta \eta \quad (3.7)$$

Donde:

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

De la ecuación (3.8) se obtiene que:

$$\delta CI = \delta MM + \delta Ru + \delta \eta \quad (3.8)$$

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:

$$\delta Ru = 0,5Ru \frac{\delta H_s}{H_s} = 0,0396 \left(\frac{gT^2}{2\pi} \right)^{0,5} \frac{\delta H_s}{\sqrt{H_s}} \quad (3.9)$$

Sustituyéndolo en la ecuación (3.8):

$$\delta CI = \delta MM + \delta \eta + 0,0396 \left(\frac{gT^2}{2\pi} \right)^{0,5} \frac{\delta H_s}{\sqrt{H_s}} \quad (3.10)$$

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:

$$\frac{\delta CI}{CI} = \frac{\delta MM + \delta \eta + 0,0396 \left(\frac{gT^2}{2\pi} \right)^{0,5} \frac{\delta H_s}{\sqrt{H_s}}}{MA + MM + 0,0792 \left(H_s \frac{9,81T^2}{2\pi} \right)^{0,5}} \quad (3.11)$$

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 constante. Es importante señalar que el perfil de equilibrio no pretende explicar los mecanismos o procesos de transporte en un perfil de playa, sino, exclusivamente, 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 con el 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:

$$h = Ax^{\frac{2}{3}} \quad (3.12)$$

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, ω (m/s).

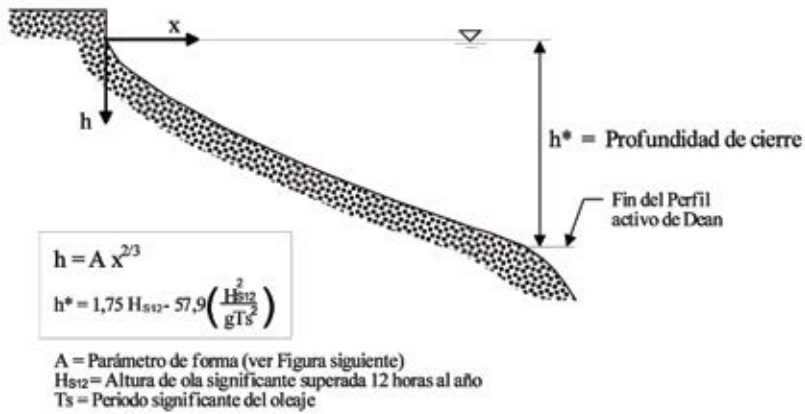
$$A = k\omega^{0.44} \quad (3.13)$$

con $k = 0,51$. (ver figura 12).

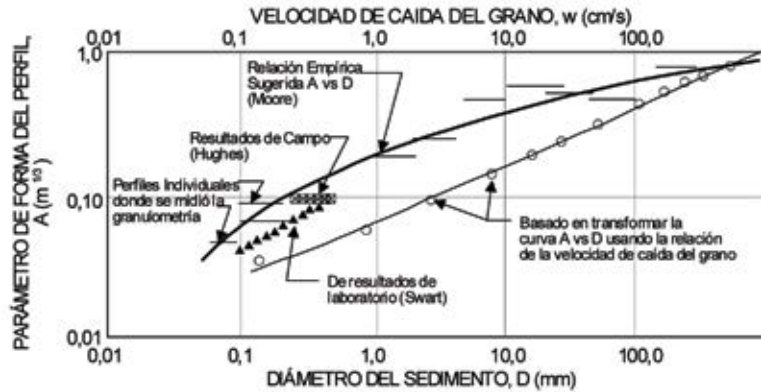
FIGURA 12
PERFIL DE DEAN Y PARÁMETRO A EN FUNCIÓN DE LA VELOCIDAD
DE CAÍDA DE GRANO

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)



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.



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

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

Fuente: Documento temático: *Regeneración de Playas*. Ministerio de Medio Ambiente-Dirección General de Costas-Gobierno de España. Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas (GIOC)-Universidad de Cantabria (UC).

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_* :

$$h_* = 1,75H_{S12} - 57,9 \left(\frac{H_{S12}^2}{gT_s^2} \right) \quad (3.14)$$

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 (ROM 03-91) el valor de la profundidad de cierre puede expresarse como:

$$h_* \cong 1,57 H_{S12} \quad (3.15)$$

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 el contrario, 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

Con base en la formulación propuesta por Dean (1977) y en 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 punta 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

a) *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 el 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 y otros (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 demostrado 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 está 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.

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

La respuesta que puedan presentar las diferentes playas frente al 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.

Existen numerosas formulaciones para evaluar el retroceso de la línea de costa en perfil por la erosión producida por la dinámica costera, algunas modificaciones de la regla de Bruun (por ejemplo, Miller y Livermont, 2008), y otras basadas en índices que evalúan el retroceso y la recuperación de la playa (Zhang y otros, 2001; Callaghan y otros, 2008, etc.). La validez de la Regla de Bruun es objeto hoy

en día de discusión en numerosos artículos científicos, siendo el principal argumento de sus detractores la simplificación de los procesos morfodinámicos que supone su aplicación (Cooper y Pilkey, 2004). Sin embargo, en estudios como el presente, donde se evalúa de forma general y teórica, el cambio inducido en el perfil de equilibrio por la variación en los agentes, formulaciones de mayor detalle del perfil o basadas en secuencias de temporales, no son aplicables.

Por tanto, siguiendo la regla de Bruun, 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.

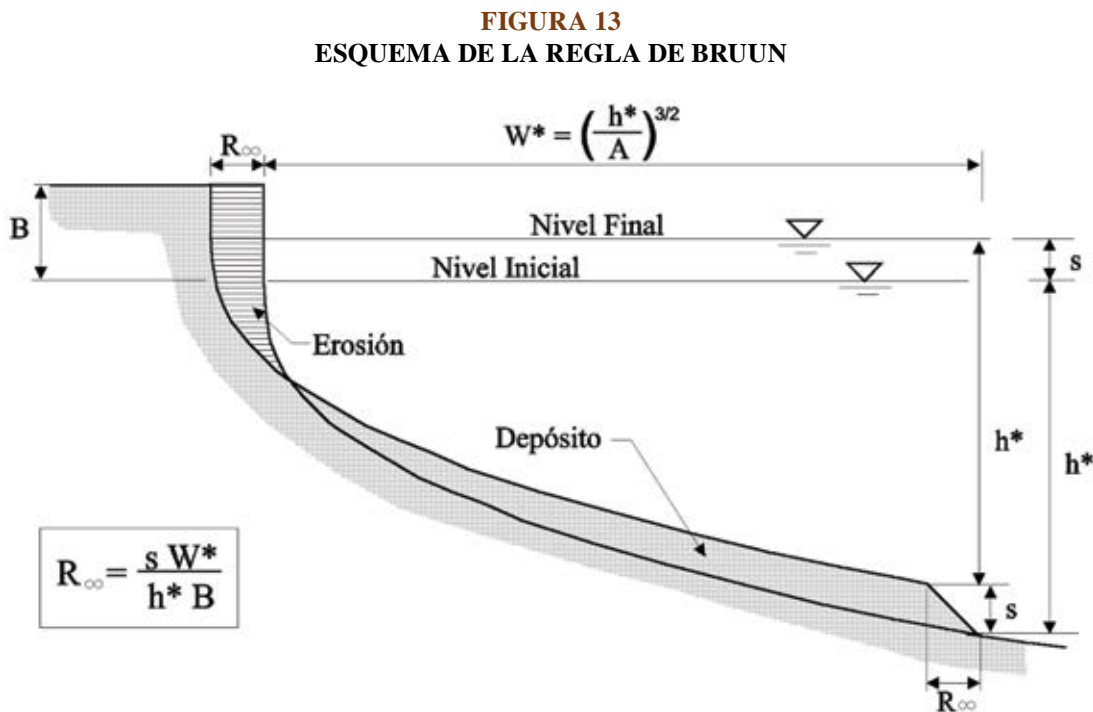
Imponiendo como hipótesis que en el nuevo nivel del mar se establecerá un perfil de equilibrio con forma idéntica al existente antes del ascenso del nivel del mar y que el volumen de arena de la playa debe conservarse, se obtiene como valor del retroceso:

$$RE = \frac{\Delta\eta \cdot W^*}{h^* + B} \quad (3.16)$$

Donde:

W^* = extensión del perfil (m)

h^* = profundidad de cierre (m)



Fuente: Documento temático: *Regeneración de Playas*. Ministerio de Medio Ambiente-Dirección General de Costas-Gobierno de España. Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas (GIOC)-Universidad de Cantabria (UC).

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:

$$RE = \frac{\Delta\eta \cdot W_*}{h_* + B} = \Delta\eta \frac{(1,57H_{s12})^{1,5}}{(0,51W^{0,44})^{1,5} (1,57H_{s12} + B)} \quad (3.17)$$

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.

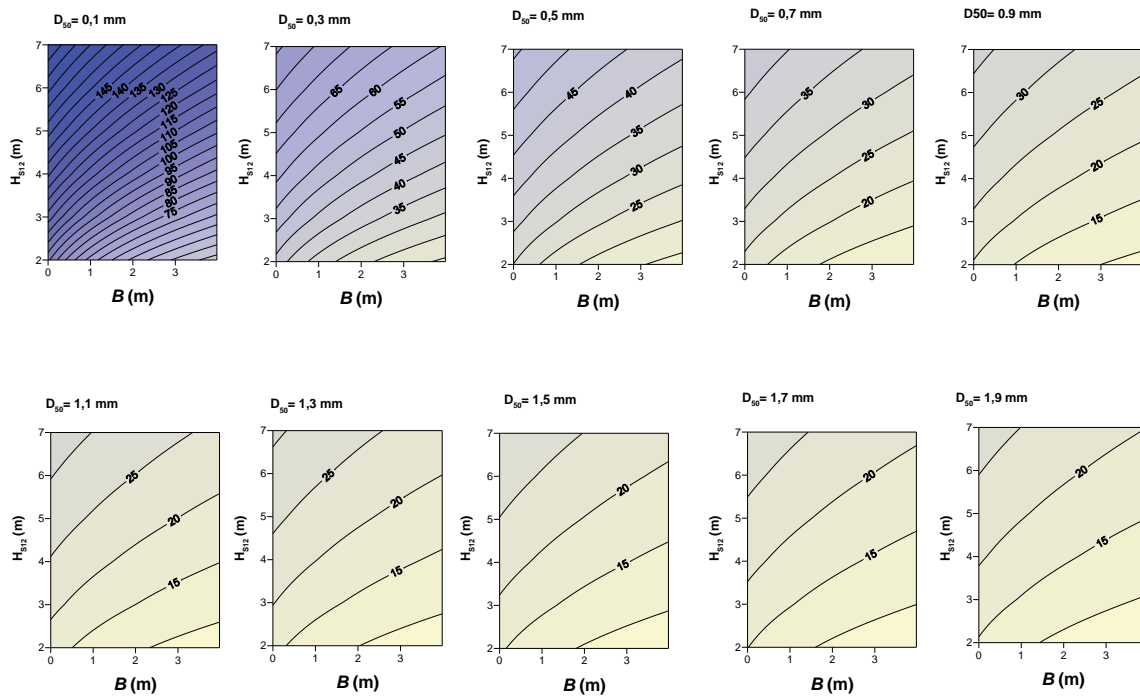
$$\frac{RE}{\Delta\eta} = \frac{(1,57H_{s12})^{1,5}}{(0,51W^{0,44})^{1,5} (1,57H_{s12} + B)} \quad (3.18)$$

En la figura 14 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.

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

FIGURA 14
ÁBACOS QUE PERMITEN CUANTIFICAR LA RELACIÓN ENTRE EL RETROCESO DE LA PLAYA Y EL AUMENTO DEL NIVEL



Fuente: Elaboración propia.

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 regeneración, 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.

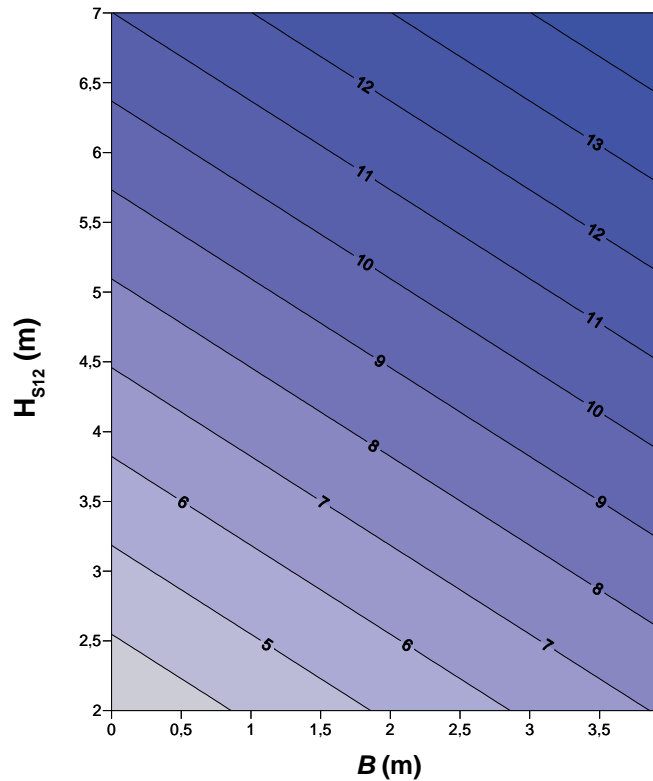
$$\Delta V = RE(h_s + B)$$

$$\frac{\Delta V}{RE} = (1,57H_{s12} + B) \tag{3.19}$$

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 14, 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 15, 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 .

FIGURA 15
RELACIÓN DEL PARÁMETRO $\Delta V/R$ EN FUNCIÓN DE LA H_{S12}
Y DE LA ALTURA DE LA BERMA B



Fuente: Elaboración propia.

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.

a) *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:

i) *Playas colmatadas de arena*

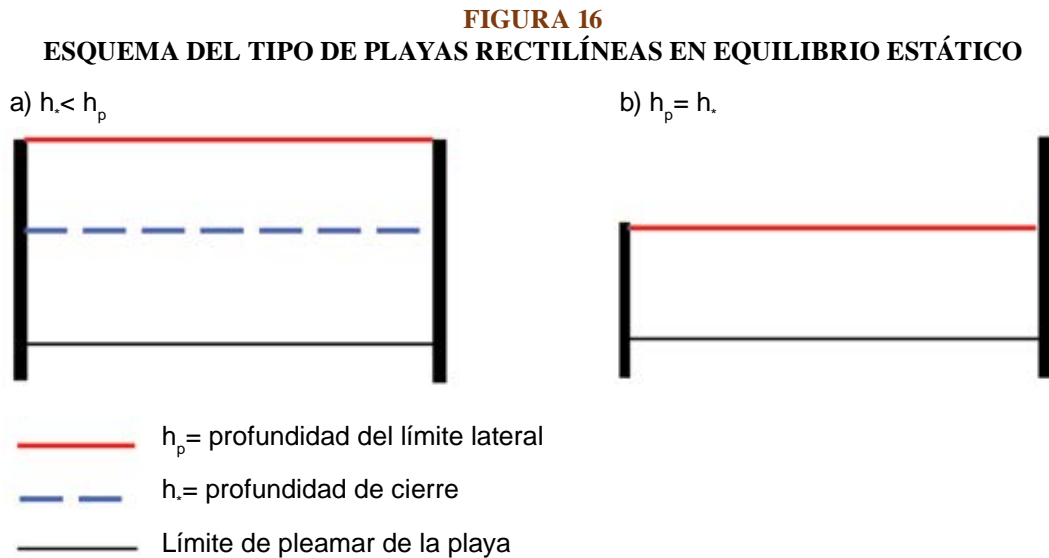
Constituyen aquellas cuyos límites laterales no permiten un mayor crecimiento de la extensión transversal de la playa, es decir, la profundidad de corte coincide con la profundidad al pie de uno de los laterales que confinan la playa.

ii) *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 16 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 corte 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.



Fuente: Elaboración propia.

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 de ALyC. Un ejemplo de este tipo de playa se muestra en la figura 17.

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 en 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.

FIGURA 17
EJEMPLO DE PLAYAS RECTILÍNEAS EN EQUILIBRIO ESTÁTICO (CHILE)



Fuente: Google Earth, 2010.

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

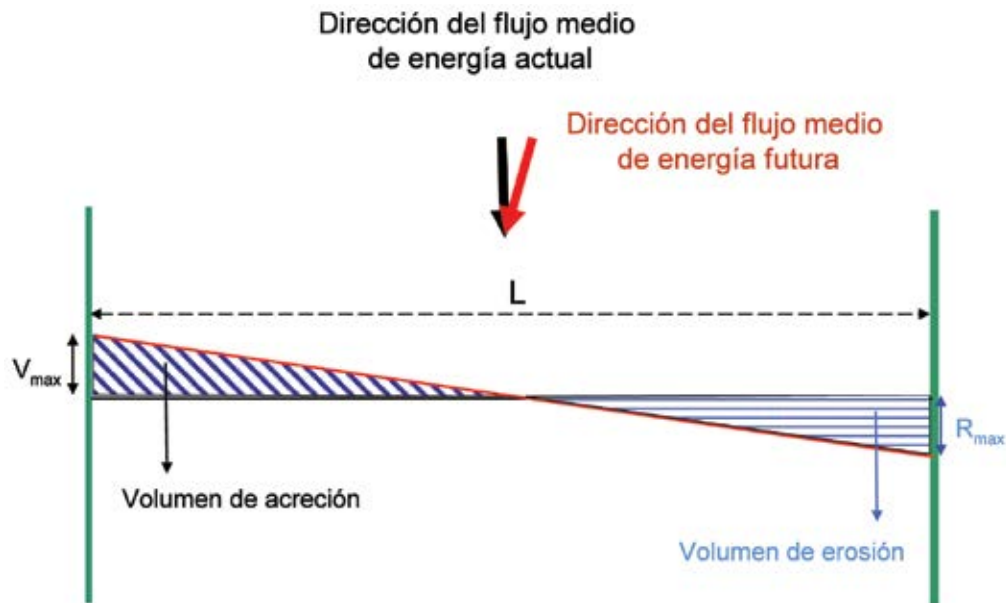
La forma en planta de estas playas está gobernada por la dirección del flujo medio de energía asociada al oleaje incidente en la playa. Si por el efecto del cambio climático este parámetro se viese modificado, la playa sufriría un giro para que la forma en planta de la playa se dispusiera paralelamente 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.

c) *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 18).

FIGURA 18
EFECTO DEL CAMBIO DE LA DIRECCIÓN DEL FLUJO MEDIO DE ENERGÍA EN LAS PLAYAS RECTILÍNEAS EN EQUILIBRIO ESTÁTICO NO COLMATADAS DE ARENA



Fuente: Elaboración propia.

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:

$$RE_{\max} = \frac{L}{2} \operatorname{tg}(\Delta\beta) \quad (3.20)$$

d) *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.

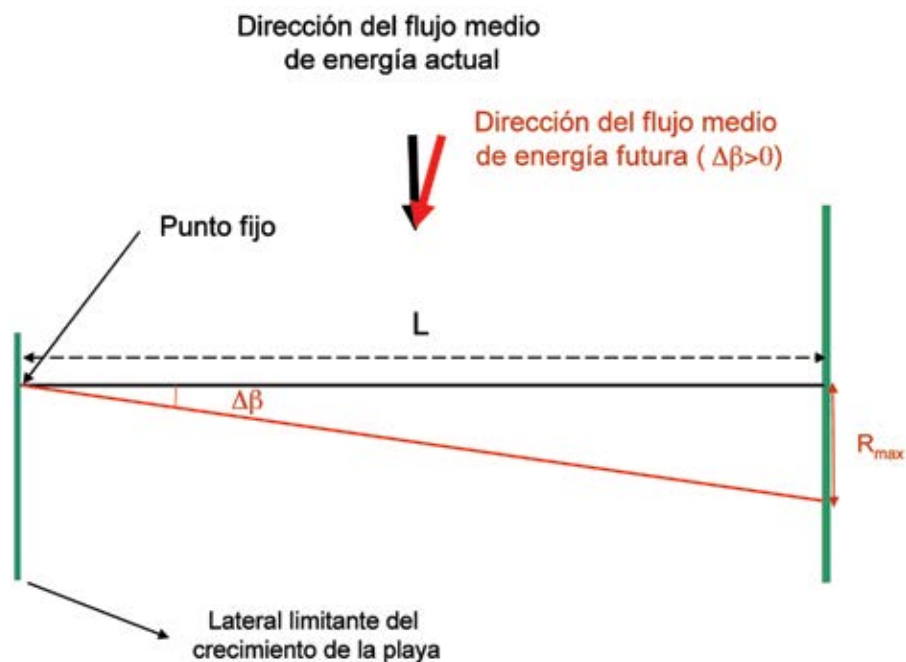
Suponiendo que únicamente uno de los dos laterales de la playa delimita su extensión transversal, que la playa avance o retroceda dependerá del signo de la variación del flujo medio de energía. Si la variación de la dirección del flujo de energía es positiva y el lateral limitante del crecimiento de 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 19. 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:

$$RE_{\max} = Ltg(\Delta\beta) \quad (3.21)$$

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:

$$\text{Volumen erosionado} = \frac{Lh_s}{2} tg(\Delta\beta) \quad (3.22)$$

FIGURA 19
EFFECTO DEL CAMBIO DE LA DIRECCIÓN DEL FLUJO MEDIO DE ENERGÍA EN LAS PLAYAS RECTILÍNEAS EN EQUILIBRIO ESTÁTICO COLMATADAS DE ARENA ($\Delta\beta > 0$)

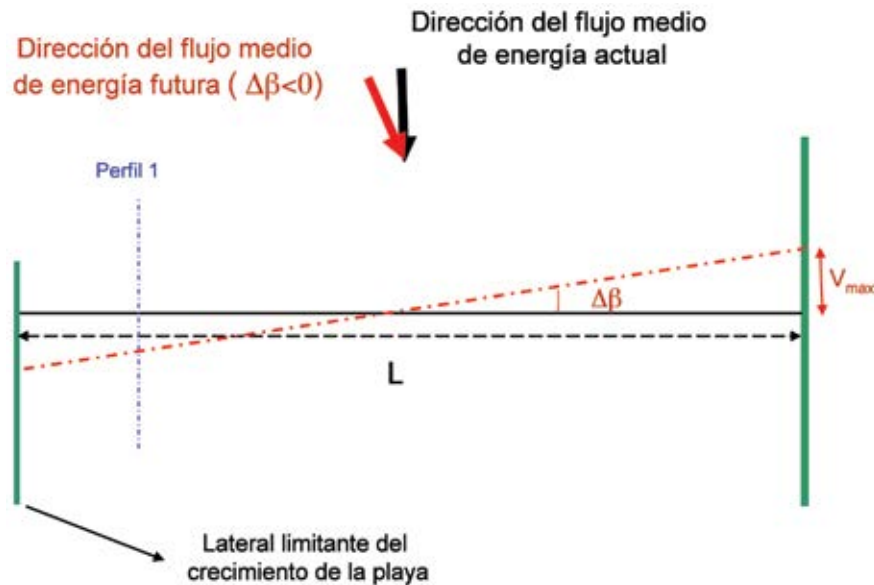


Fuente: Elaboración propia.

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 20). 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 de 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 21. 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

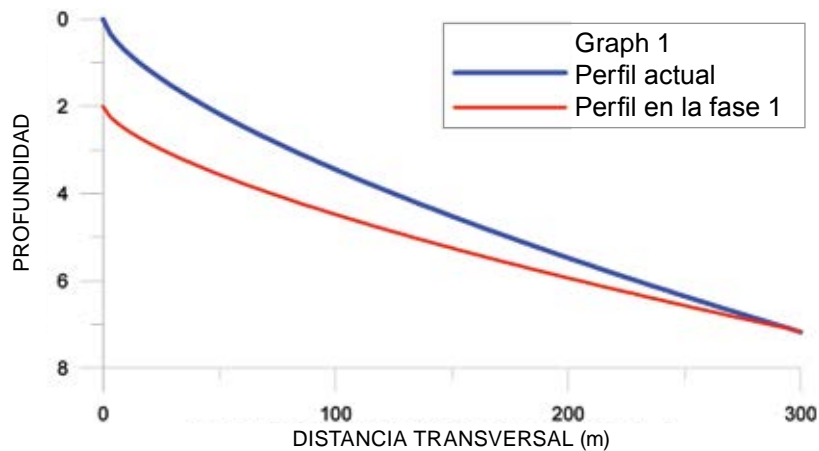
playa en la zona Este hasta que en esta zona el perfil de playa presente una pendiente igual a la que presenta actualmente, es decir, hasta que la playa en la zona Este se presente en un estado de máxima acreción, como la que se muestra en la figura 22. Por lo tanto, en este caso lo que ocurra en la playa dependerá de si en el mar exterior existe o no disponibilidad de arena.

FIGURA 20
EFFECTO 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



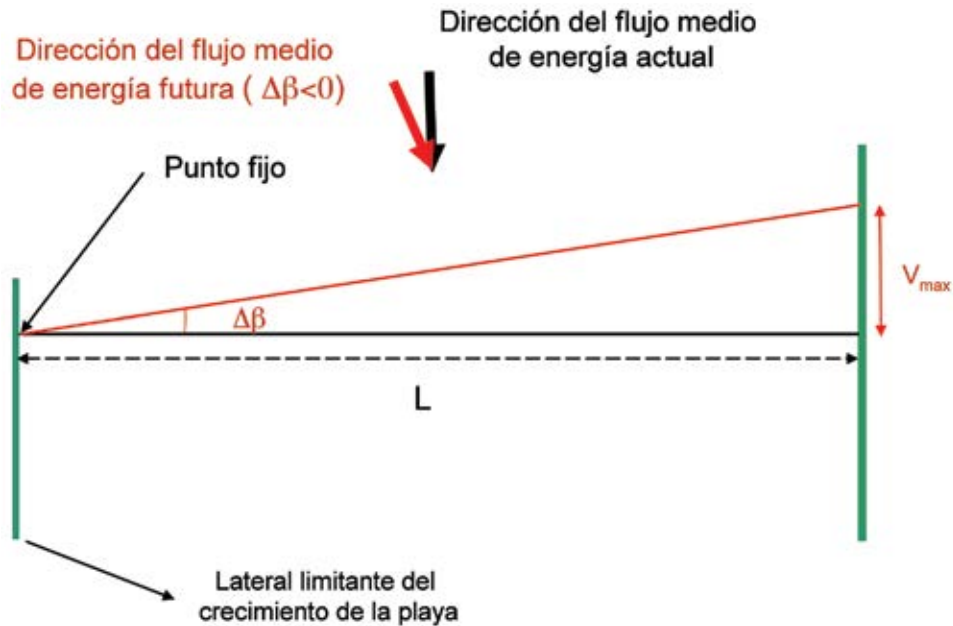
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 21
EFFECTO DEL CAMBIO DE LA DIRECCIÓN DEL FLUJO MEDIO DE ENERGÍA EN LAS PLAYAS RECTILÍNEAS EN EQUILIBRIO ESTÁTICO COLMATADAS DE ARENA ($\Delta\beta > 0$)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 22
EFFECTO 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



Fuente: Elaboración propia.

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:

$$RE_{\max} = \frac{L}{2} \operatorname{tg}(\Delta\beta) \quad (3.23)$$

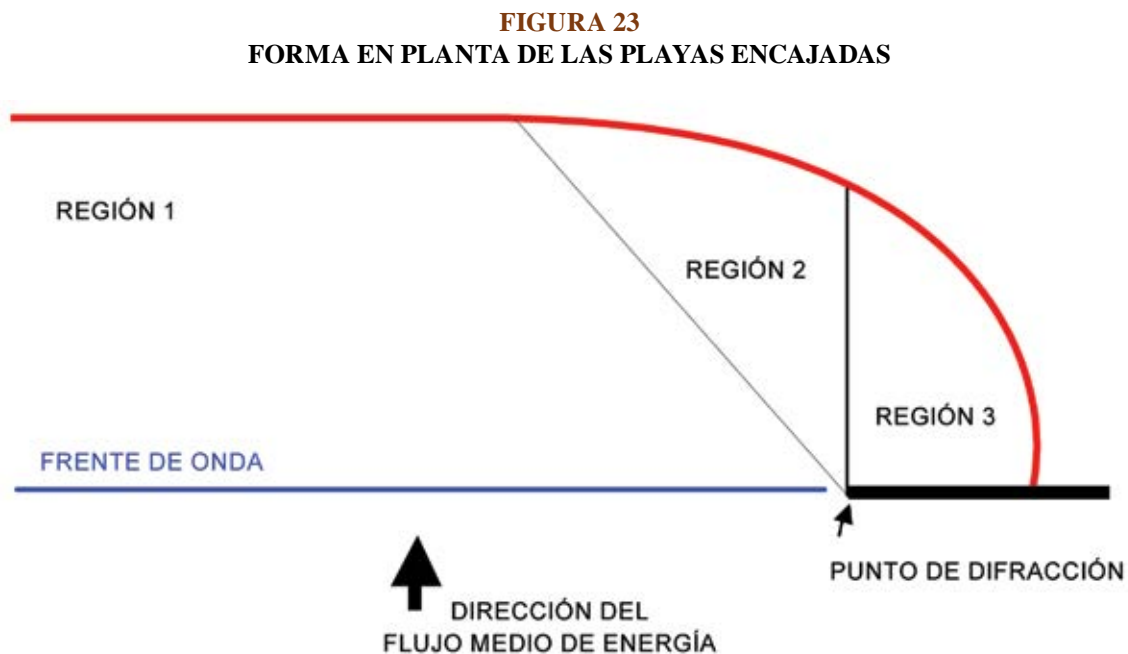
Sin embargo, si en el mar exterior existe arena que puede ser transportado hacia la parte superior del perfil de playa, el efecto será diferente de forma que a lo largo de la playa se observará un avance de la línea de costa. El avance aumentará linealmente de cero en el Este a un máximo valor en el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

$$V_{\max} = L \operatorname{tg}(\Delta\beta) \quad (3.24)$$

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.

e) *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 23 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 23). Más allá de dicha zona, (región 1) el oleaje no se ve modificado por la presencia del obstáculo.



Fuente: Elaboración propia.

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 1, 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 este tipo de playas son muy habituales. En la figura 24 se muestra un ejemplo de este tipo de playas encajadas.

FIGURA 24
FORMA EN PLANTA DE LAS PLAYAS ENCAJADAS (ARGENTINA)



Fuente: Google Earth, 2010.

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:

$$\left(\frac{R}{R_0}\right) = C_0 + C_1\left(\frac{\beta}{\theta}\right) + C_2\left(\frac{\beta}{\theta}\right)^2 \quad (3.25)$$

Donde:

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

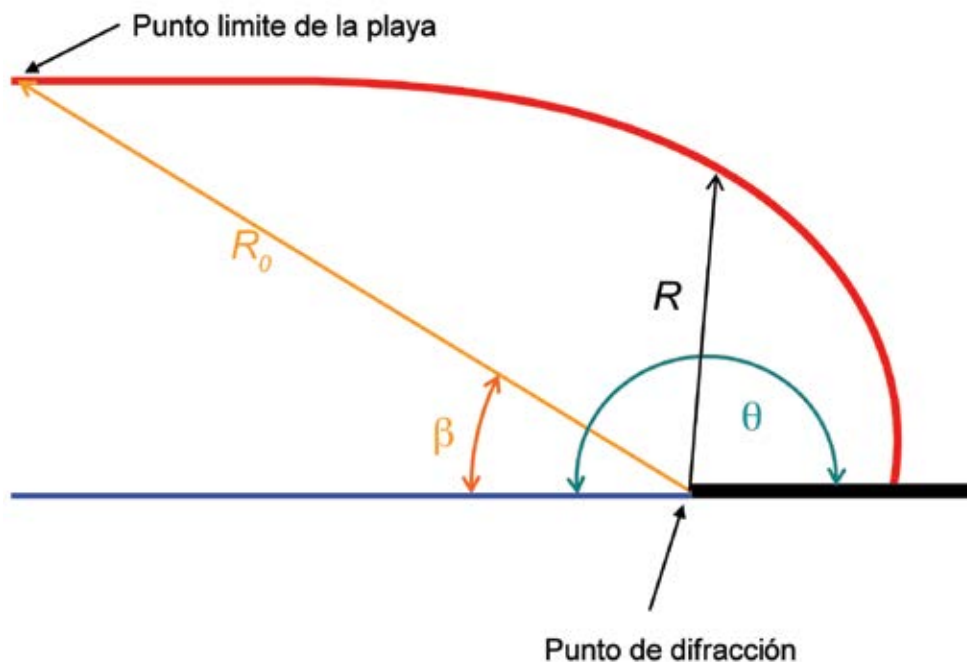
R_0 = radio vector, tomado desde el punto de difracción, hasta el punto final de la playa

C_0, C_1, C_2 = coeficientes (función de β)

β = ángulo (fijo) formado entre el frente de oleaje y el radio vector R_0

θ = ángulo (variable) entre el frente de oleaje y el radio vector R

FIGURA 25
FORMA EN PLANTA DE LAS PLAYAS ENCAJADAS,
PARAMETRIZACIÓN DE HSU Y EVANS (1989)



Fuente: Elaboración propia.

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 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 25. 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, β . Tal como se muestra en el cuadro 2 los coeficientes C_0 , C_1 y C_2 son función de este ángulo.

CUADRO 2
COEFICIENTES C_0 , C_1 , C_2 CON RESPECTO A LA OBLICUIDAD β

β°	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

(continúa)

(conclusión)

β°	C_0	C_1	C_2
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

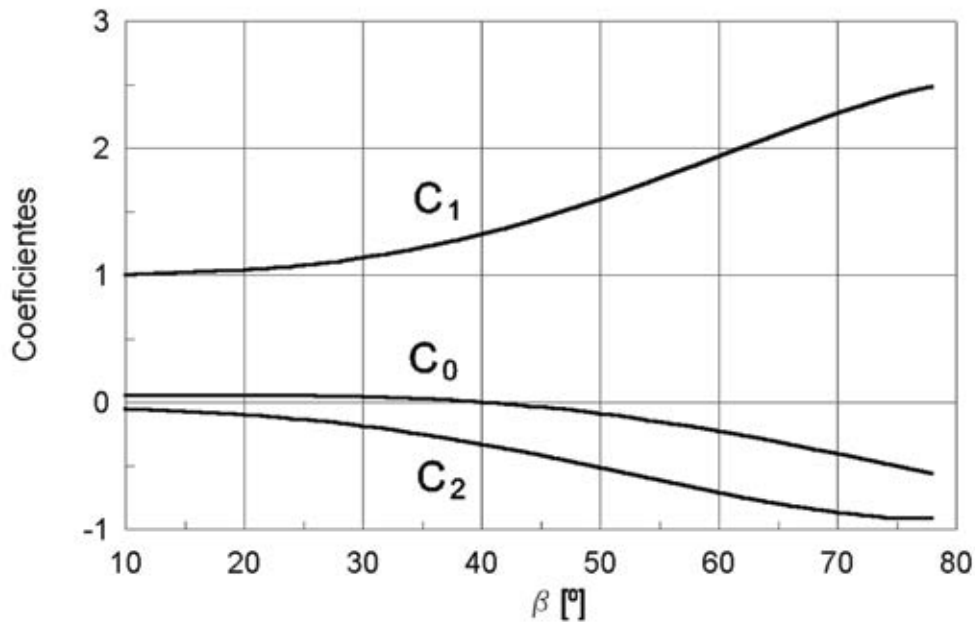
Fuente: Elaboración propia.

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 α , definidas como:

$$\begin{aligned}
 C_0 &= 1 - \beta \cot(\beta) + \alpha \\
 C_1 &= \beta \cot(\beta) - 2\alpha \\
 C_2 &= \alpha
 \end{aligned}
 \tag{3.26}$$

FIGURA 26
COEFICIENTES C_0 , C_1 , C_2 CON RESPECTO A LA OBLICUIDAD β



Fuente: Documento temático: *Regeneración de Playas*. Ministerio de Medio Ambiente-Dirección general de Costas-Gobierno de España. Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas (GIOC)-Universidad de Cantabria (UC).

Donde:

$$\log(0,277 - \alpha) = (\beta\pi / 180) - 1,105 \quad (3.27)$$

f) *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 estipulado 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.

g) *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:

i) 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.

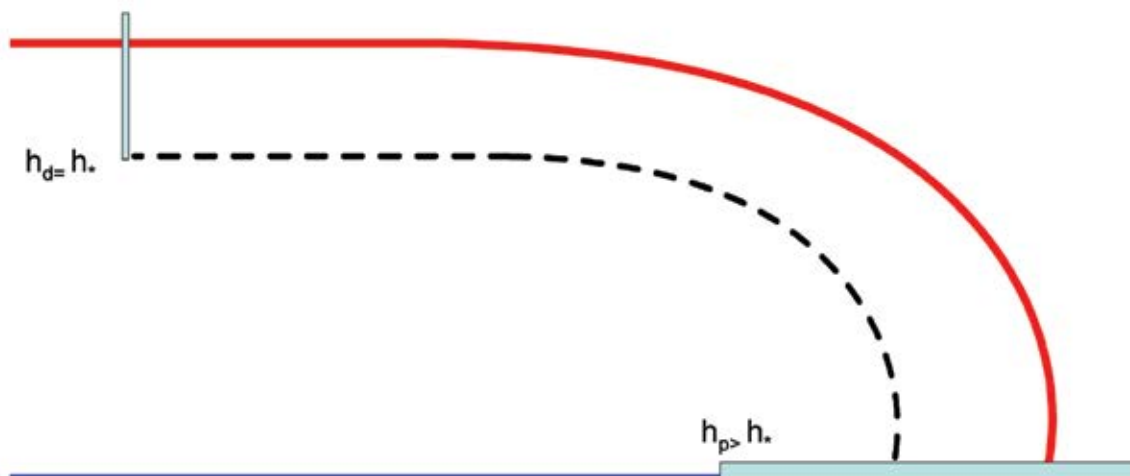
ii) Playas encajadas no colmatadas de arena.

i) Playas encajadas 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 27).

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

FIGURA 27
PLAYA ENCAJADA EN EQUILIBRIO ESTÁTICO COLMATADA DE ARENA. CASO 1



Fuente: Elaboración propia.

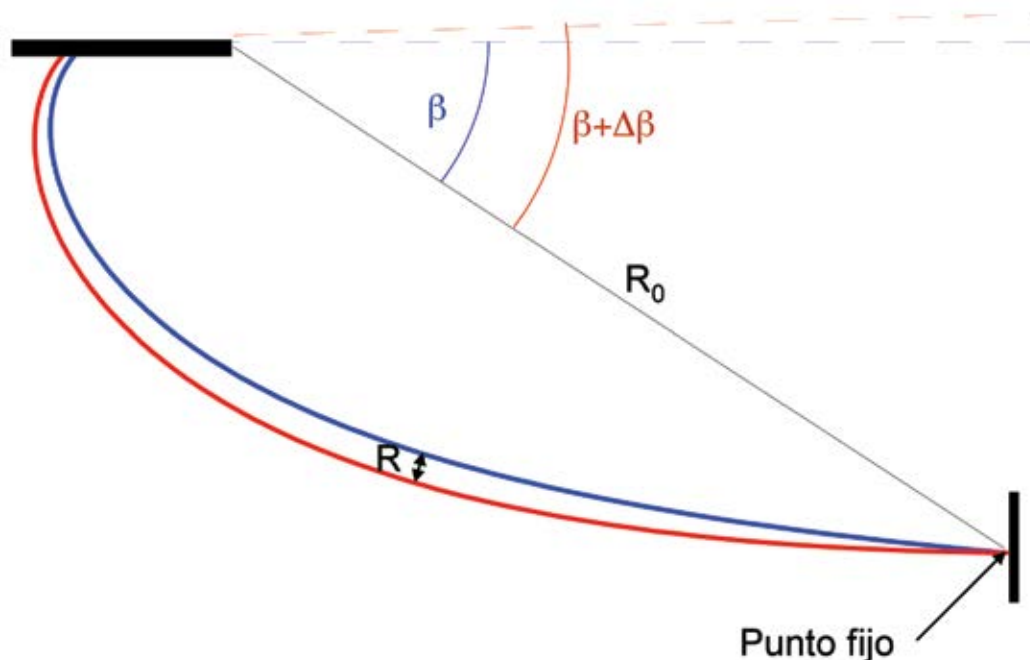
Dependiendo del sentido del cambio de la dirección del flujo medio de energía, la respuesta de la playa será totalmente diferente. Por ejemplo, si la variación de la dirección del flujo medio de energía produce un aumento del ángulo β , se producirá un retroceso de la línea de costa a lo largo de toda 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 el 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 28. 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.

En cambio, si la variación de la dirección del flujo medio de energía produce una disminución del ángulo β , 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.

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.

FIGURA 28
PLAYA ENCAJADA EN EQUILIBRIO ESTÁTICO COLMATADA DE ARENA ($\Delta B > 0$)



Fuente: Elaboración propia.

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

$$R_{actual} = R_0 \left(C_0 + C_1 \left(\frac{\beta}{\theta} \right) + C_2 \left(\frac{\beta}{\theta} \right)^2 \right) \quad (3.28)$$

Donde:

$$\begin{aligned} C_0 &= 1 - \beta \cot(\beta) + \alpha \\ C_1 &= \beta \cot(\beta) - 2\alpha \\ C_2 &= \alpha \\ \log(0,277 - \alpha) &= (\beta\pi / 180) - 1,105 \end{aligned} \quad (3.29)$$

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

$$\begin{aligned} \frac{R_{futuro}}{R_0} &= (C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left(\frac{\beta + \Delta\beta}{\theta} \right) \\ &+ (C_2 + \Delta C_2) \left(\frac{\beta + \Delta\beta}{\theta} \right)^2 \end{aligned} \quad (3.30)$$

Donde:

$$\begin{aligned} (C_0 + \Delta C_0) &= 1 - (\beta + \Delta\beta) \cot((\beta + \Delta\beta)) + (\alpha + \Delta\alpha) \\ (C_1 + \Delta C_1) &= (\beta + \Delta\beta) \cot((\beta + \Delta\beta)) + 2(\alpha + \Delta\alpha) \\ (C_2 + \Delta C_2) &= (\alpha + \Delta\alpha) \\ \log(0,277 - (\alpha + \Delta\alpha)) &= ((\beta + \Delta\beta)\pi / 180) - 1,105 \end{aligned} \quad (3.31)$$

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

$$RE = R_{futuro} - R_{actual} = RE(\beta, \Delta\beta, R_0, \theta) \quad (3.32)$$

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:

$$\frac{RE}{R_0} = f(\beta, \Delta\beta, \theta) \quad (3.33)$$

$$\frac{RE}{R_0} = \left((C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left(\frac{\beta + \Delta\beta}{\theta} \right) + (C_2 + \Delta C_2) \left(\frac{\beta + \Delta\beta}{\theta} \right)^2 \right) - \left(C_0 + C_1 \left(\frac{\beta}{\theta} \right) + C_2 \left(\frac{\beta}{\theta} \right)^2 \right) \tag{3.34}$$

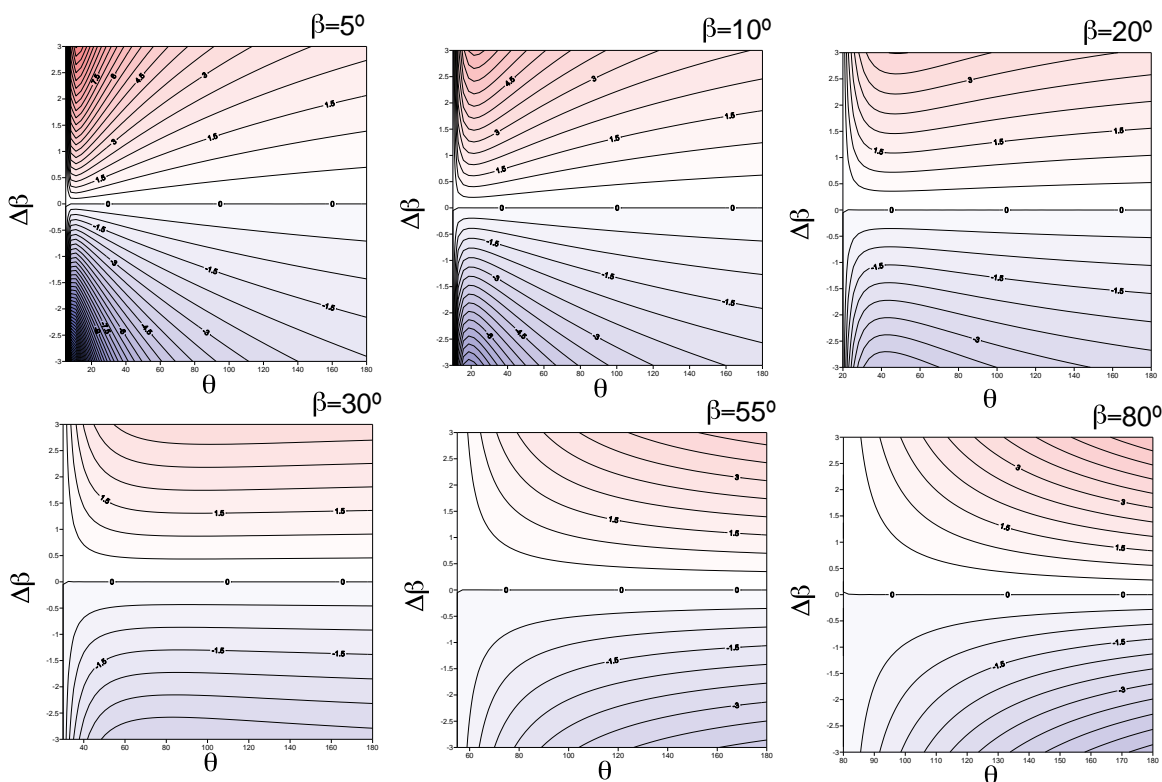
En la figura 29 se muestran los ábacos que han sido obtenidos a partir de la formulación presentada, que permiten estimar el retroceso adimensional, para cada ángulo β en función del ángulo $\Delta\beta$ y del ángulo θ . Nótese que en los ábacos se ha representado el retroceso adimensional multiplicado por 100.

Tal como indica el ábaco, cuando el ángulo β es pequeño, la zona de máximo avance y retroceso se produce en las zonas en las que el ángulo θ 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 β mayores a los 20°, el patrón de la variación del retroceso en función de los parámetros anteriormente mencionados cambia. El máximo retroceso se desplaza hacia valores de θ mayores y las variaciones en función de θ disminuyen.

—Caso 2: $h_p = h_s, h_d > h_*$

FIGURA 29
ÁBACOS DEL RETROCESO ADIMENSIONAL MULTIPLICADO POR 100 EN FUNCIÓN DE $\Delta\beta$, β Y DE θ

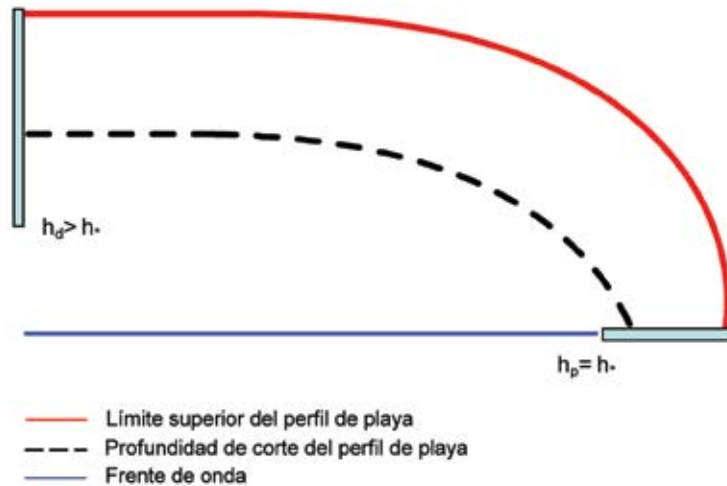


Fuente: Elaboración propia.

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.

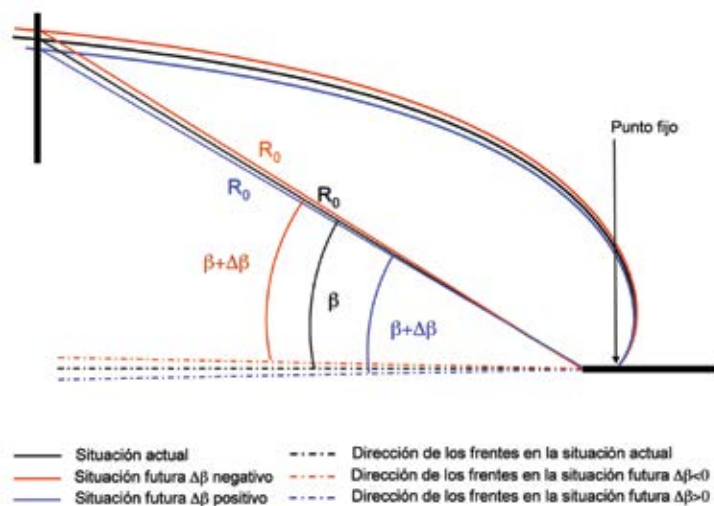
FIGURA 30
PLAYA ENCAJADA EN EQUILIBRIO ESTÁTICO COLMATADA DE ARENA. CASO 2



Fuente: Elaboración propia.

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 31 se muestra de forma esquemática cómo es la respuesta de este tipo de playas en función del signo de la variable $\Delta\beta$.

FIGURA 31
PLAYA ENCAJADA EN EQUILIBRIO ESTÁTICO COLMATADA DE ARENA ($\Delta\beta < 0$)



Fuente: Elaboración propia.

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 ϕ 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:

$$R_{actual} = R_{0,actual} \left(C_0 + C_1 \left(\frac{\beta}{\theta} \right) + C_2 \left(\frac{\beta}{\theta} \right)^2 \right) \quad (3.35)$$

Donde:

$$\begin{aligned} C_0 &= 1 - \beta \cot(\beta) + \alpha \\ C_1 &= \beta \cot(\beta) - 2\alpha \\ C_2 &= \alpha \\ \log(0,277 - \alpha) &= (\beta\pi / 180) - 1,105 \end{aligned} \quad (3.36)$$

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

$$\begin{aligned} \frac{R_{futuro}}{R_{0,futuro}} &= (C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left(\frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{\theta} \right) \\ &+ (C_2 + \Delta C_2) \left(\frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{\theta} \right)^2 \end{aligned} \quad (3.37)$$

Donde:

$$\begin{aligned} (C_0 + \Delta C_0) &= 1 - (\beta + \Delta\beta + \phi) \cot((\beta + \Delta\beta + \phi)) + (\alpha + \Delta\alpha) \\ (C_1 + \Delta C_1) &= (\beta + \Delta\beta + \phi) \cot((\beta + \Delta\beta + \phi)) + 2(\alpha + \Delta\alpha) \\ (C_2 + \Delta C_2) &= (\alpha + \Delta\alpha) \\ \log(0,277 - (\alpha + \Delta\alpha)) &= ((\beta + \Delta\beta + \phi)\pi / 180) - 1,105 \end{aligned} \quad (3.38)$$

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

$$R_{0,actual} \left(C_0 + C_1 \left(\frac{\beta}{180} \right) + C_2 \left(\frac{\beta}{180} \right)^2 \right) = R_{0,futuro} \left((C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left(\frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{180} \right) + (C_2 + \Delta C_2) \left(\frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{180} \right)^2 \right) \quad (3.39)$$

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

$$R_{0,futuro} = R_{0,actual} \cos(\beta) / \cos(\beta + \phi) \quad (3.40)$$

$$\left(C_0 + C_1 \left(\frac{\beta}{180} \right) + C_2 \left(\frac{\beta}{180} \right)^2 \right) = \cos(\beta) / \cos(\beta + \phi) \left((C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left(\frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{180} \right) + (C_2 + \Delta C_2) \left(\frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{180} \right)^2 \right) \quad (3.41)$$

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

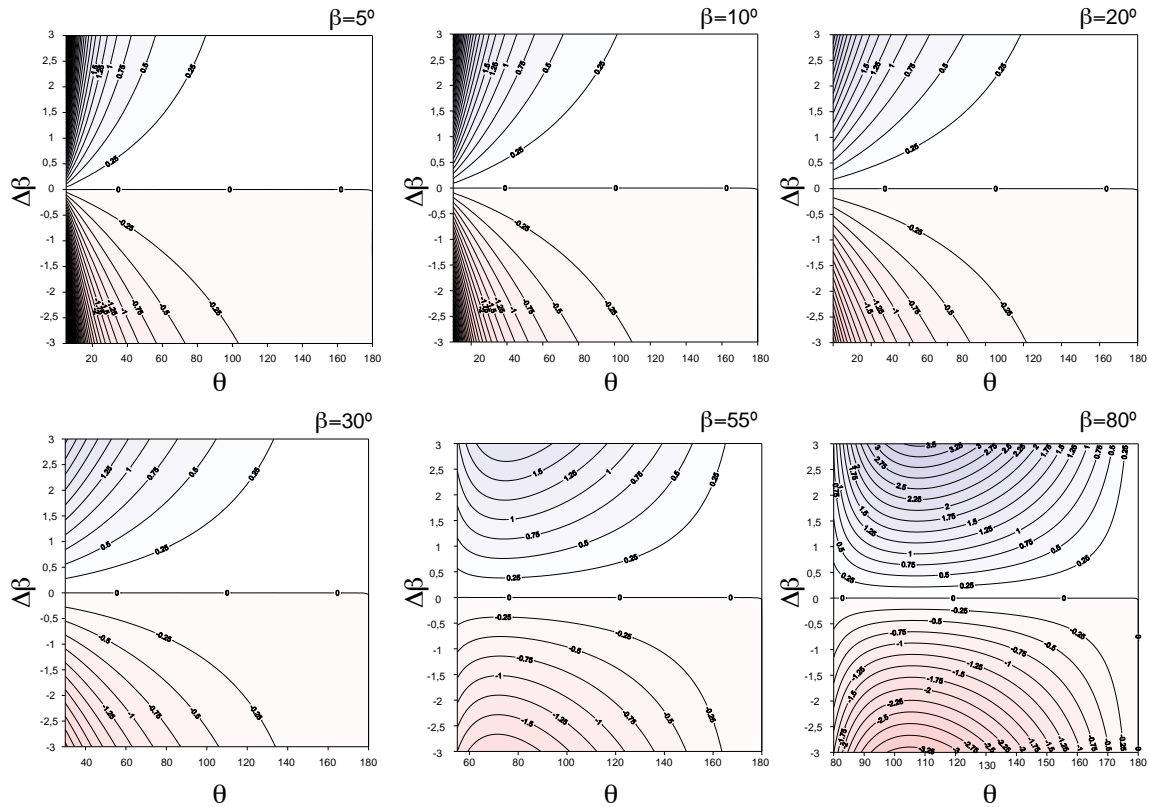
El retroceso total RE , que es la diferencia entre la posición de la línea de costa actual menos la futura, depende del ángulo θ , del ángulo β , de la variación del ángulo $\Delta\beta$ y del radio vector R_0 .

$$RE = R_{futuro} - R_{actual} = RE(\beta, \Delta\beta, R_0, \theta) \quad (3.42)$$

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:

$$\frac{RE}{R_{0,actual}} = f(\beta, \Delta\beta, \theta) \quad (3.43)$$

FIGURA 32
ÁBACOS DEL RETROCESO ADIMENSIONAL MULTIPLICADO POR 100
EN FUNCIÓN DE $\Delta\beta$, β Y DE Θ



Fuente: Elaboración propia.

ii) *Playas encajadas 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.

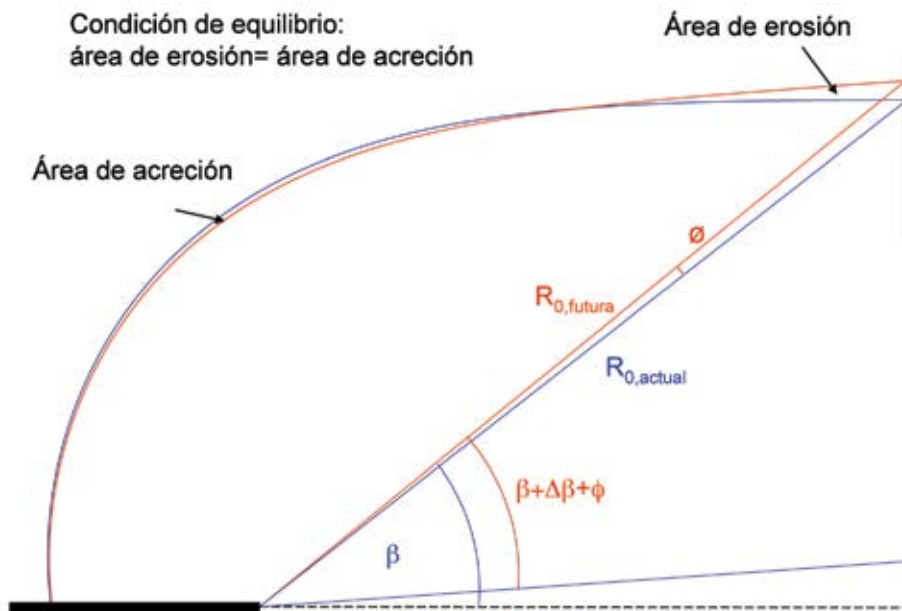
En el caso de este tipo de playas una variación en la dirección en el flujo medio de energía sería tal que el volumen de arena erosionado en cierta zona de la playa produciría un avance de la playa en otra zona, ya que no hay intercambio de volumen de arena con el exterior. En la figura 33 se muestra 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 β 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 β futuro no será equivalente a la suma de los ángulos β actual y $\Delta\beta$, sino que incluirá otro ángulo ϕ . El radio vector futuro R_0 ángulo ϕ están relacionados a partir de la siguiente expresión:

$$R_{0,futuro} = R_{0,actual} \frac{\cos[\beta]}{\cos[\beta + \phi]} \quad (3.44)$$

El problema es que el ángulo ϕ 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 β actual, de la variación de dicho ángulo y del ángulo θ . Los resultados se muestran en la figura 34 que representa el retroceso adimensional multiplicado por cien, es decir, el parámetro RE/R_0 100.

FIGURA 33
PLAYA ENCAJADA EN EQUILIBRIO ESTÁTICO NO COLMATADA DE ARENA

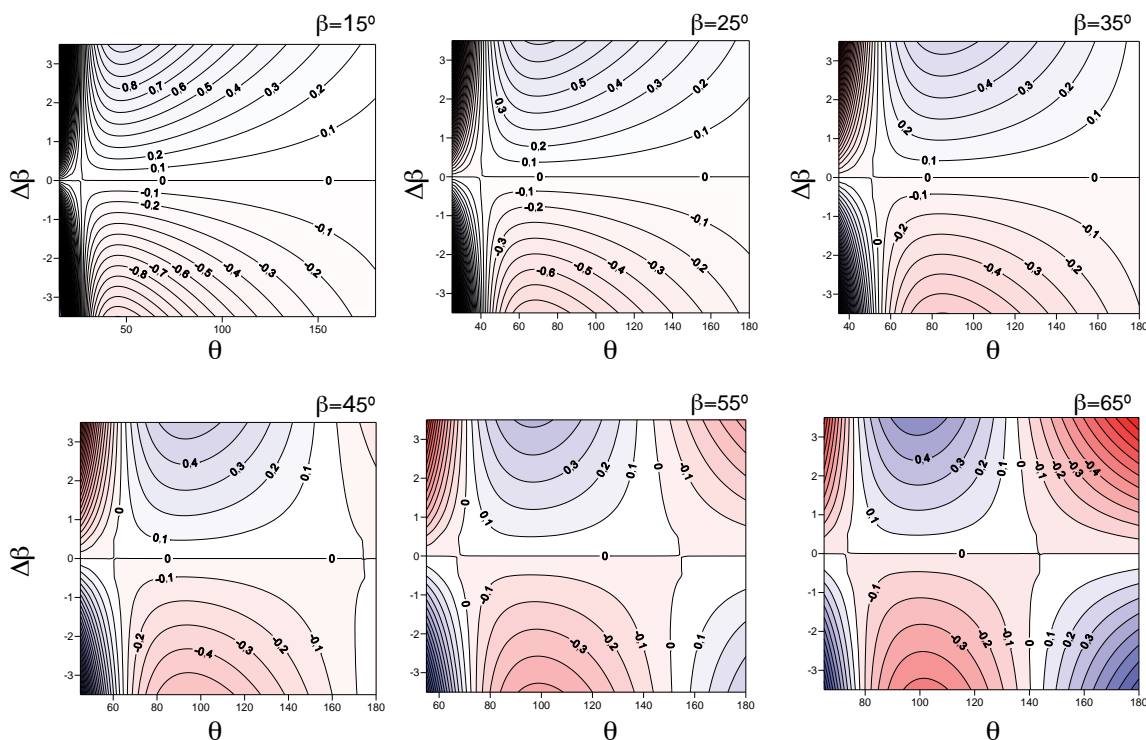


Fuente: Elaboración propia.

Como puede observarse en el conjunto de ábacos, para playas caracterizadas por pequeños ángulos β , 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 θ .

Para valores de β 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 β de 55° , una variación $\Delta\beta$ de -2° generaría en el extremo menos protegido frente al oleaje incidente una erosión hasta que el ángulo θ adquiere valores mayores a 72° 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 θ mayores que los 150° se observa nuevamente un retroceso de la playa.

FIGURA 34
ÁBACOS DEL RETROCESO ADIMENSIONAL MULTIPLICADO POR 100
EN FUNCIÓN DE $\Delta\beta$, β Y DE Θ



Fuente: Elaboración propia.

h) Breve descripción de la relación entre la dinámica actuante y la forma en planta de tómbolos y hemitómbolos

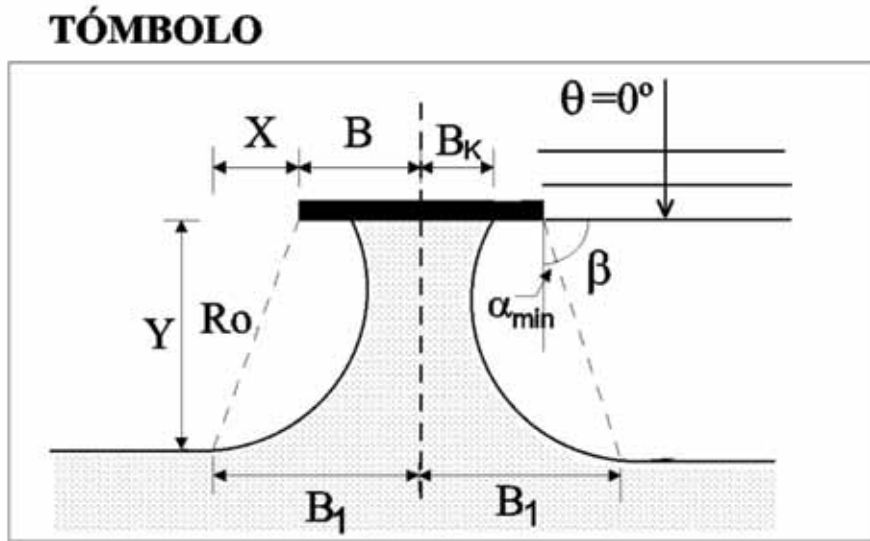
La presencia de un dique exento o de una isla en una playa, puede generar tres distintos casos o formas en planta de equilibrio, siempre y cuando la playa tenga material disponible para generarlas. Las diferentes formas en planta que pueden ser generadas corresponden a los tómbolos (figura 35), dobles salientes (figura 36) y a salientes (figura 37). 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 .

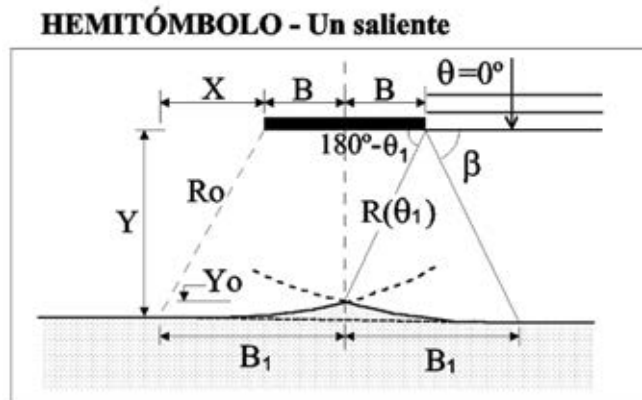
En la figura 38 se muestra el tipo de forma en planta que se formará en función de los parámetros anteriormente mencionados. Como puede observarse para una distancia adimensional determinada, si la anchura adimensional es pequeña se forma un saliente, si esta variable aumenta se forma un doble saliente y si aumenta aún más se forma un tómbolo.

FIGURA 35
DESCRIPCIÓN ESQUEMÁTICA DE UN TÓMBOLO



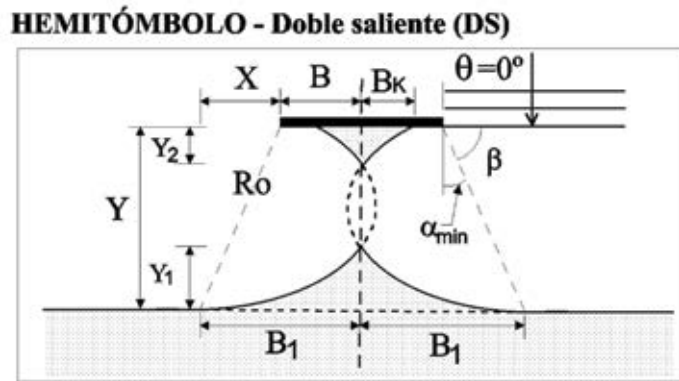
Fuente: Documento temático: *Regeneración de Playas*. Ministerio de Medio Ambiente-Dirección General de Costas-Gobierno de España. Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas (GIOC)-Universidad de Cantabria (UC).

FIGURA 36
DESCRIPCIÓN ESQUEMÁTICA DE UN SALIENTE



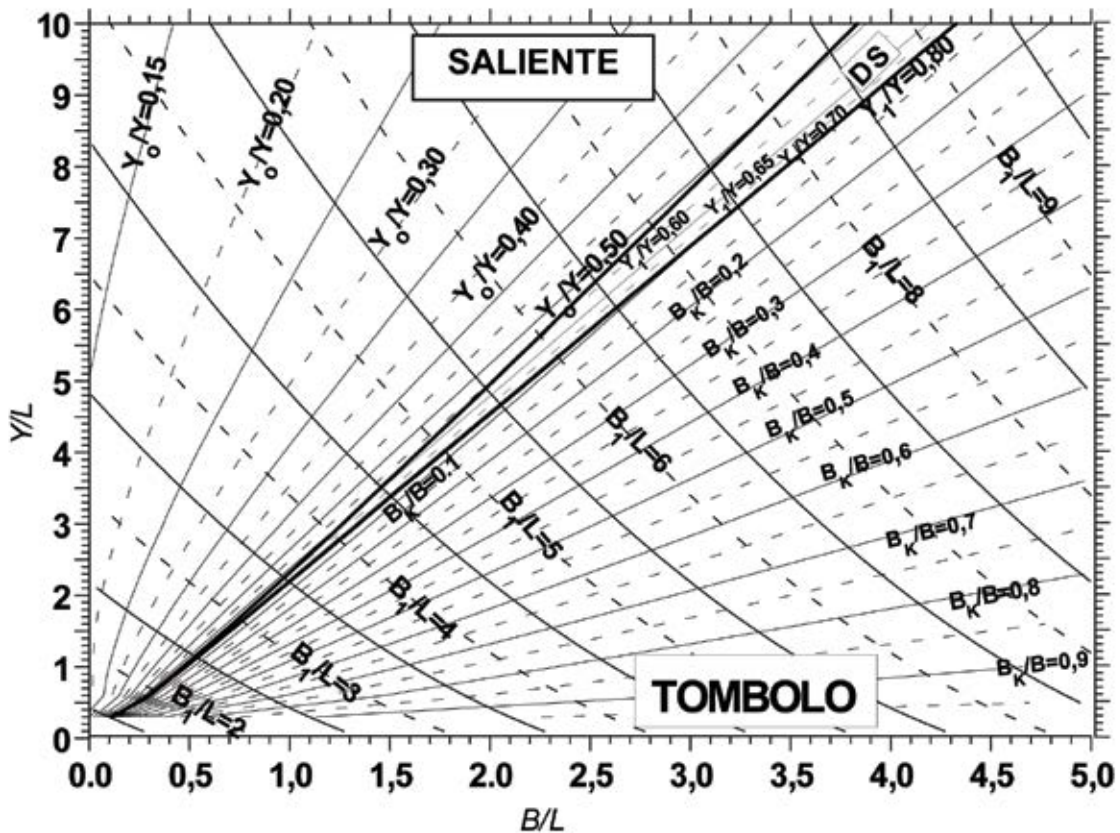
Fuente: Documento temático: *Regeneración de Playas*. Ministerio de Medio Ambiente-Dirección General de Costas-Gobierno de España. Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas (GIOC)-Universidad de Cantabria (UC).

FIGURA 37
DESCRIPCIÓN ESQUEMÁTICA DE UN DOBLE-SALIENTE



Fuente: Documento temático: *Regeneración de Playas*. Ministerio de Medio Ambiente-Dirección General de Costas-Gobierno de España. Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas (GIOC)-Universidad de Cantabria (UC).

FIGURA 38.
ÁBACO QUE PERMITE ESTIMAR LA TIPOLOGÍA DE LA FORMA EN PLANTA EN FUNCIÓN DE LOS PARÁMETROS ADIMENSIONALES Y/L Y B/L .



Fuente: Documento temático: *Regeneración de Playas*. Ministerio de Medio Ambiente-Dirección General de Costas-Gobierno de España. Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas (GIOC)-Universidad de Cantabria (UC).

i) *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 .

j) *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 39 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:

$$\begin{aligned} B_{futura} &= B_{actual} \cos(\Delta\beta) \\ \Delta B &= B_{futura} - B_{actual} = B_{actual} (\cos(\Delta\beta) - 1) \end{aligned} \quad (3.45)$$

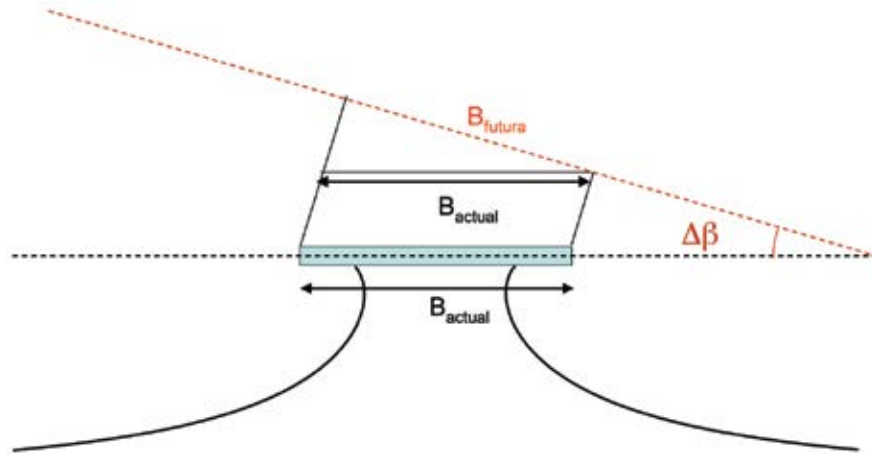
Teniendo en cuenta que las dimensiones típicas de los diques exentos del litoral español, es del orden de 20 m, y considerando que la variación en la dirección del flujo medio de energía máximo es del orden de los 5°, se obtiene que la variación de la anchura efectiva del dique exento es de -0,076. Teniendo 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:

$$B_{futura} = B_{actual} \quad (3.46)$$

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.

$$L = \frac{9,81T^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \quad (3.47)$$

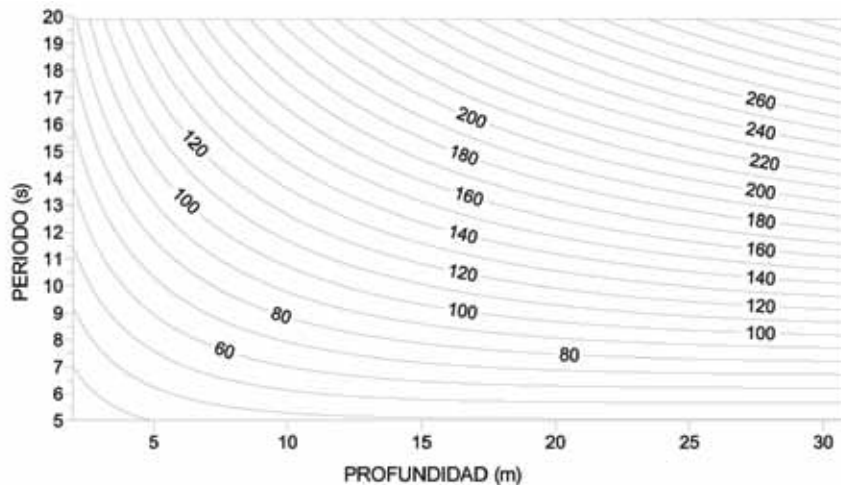
FIGURA 39
ESQUEMA DE LA VARIACIÓN DE LA ANCHURA EFECTIVA DEL DIQUE EN FUNCIÓN DEL VARIACIÓN DE LA DIRECCIÓN DEL FLUJO MEDIO DE ENERGÍA



Fuente: Elaboración propia.

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 40 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 40 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 40
VARIACIÓN DE LA LONGITUD DE ONDA DEL OLAJE EN FUNCIÓN DE LA PROFUNDIDAD Y DEL PERIODO DEL OLAJE



Fuente: Elaboración propia.

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 38 se observa que actualmente el dique exento genera un tómbolo en su lado de sombra, caracterizado por una anchura B/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/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 38, 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 es 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.

a) *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 de 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 el Instituto de Oceanografía de Scripps propuso la utilización de una fórmula que relacionaba el transporte litoral con la energía del oleaje. Watts (1953a y 1953b) 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 dio 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* (1966), en el Manual de Diseño Costero y que se convirtió en la conocida formulación del *Coastal Engineering Research Center* (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) sobre la base de los datos disponibles de campo. Basándose en la relación de Komar e Inman (1970) y los datos disponibles, se mejoró la formulación del CERC de 1966, dando lugar a la formulación del CERC de 1984.

La tasa de transporte longitudinal depende del material disponible para poder ser transportado, y está correlacionado con el 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:

$$P = EC_g = \frac{1}{8} \rho g H^2 C_g \quad (3.48)$$

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 α con la playa, el flujo de energía por unidad de longitud de cresta de la ola, paralela a la playa es:

$$P \cos \alpha = EC_g \cos \alpha \quad (3.49)$$

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

$$P_l = P \cos \alpha \sin \alpha = \frac{1}{8} \rho g H^2 C_g \sin \alpha \cos \alpha \quad (3.50)$$

$$P_l = \frac{1}{16} \rho g H^2 C_g \text{sen} 2\alpha \quad (3.51)$$

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

$$P_{ls} = \frac{1}{16} \rho g H_b C_{gb} \text{sen} 2\alpha_b \quad (3.52)$$

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):

$$C_{gb} = \sqrt{gd_b} = \left(g \frac{H_b}{\gamma} \right)^{1/2} \quad (3.53)$$

$$P_{ls} = \frac{1}{16} \rho g^{3/2} H_b^{5/2} \gamma^{-1/2} \text{sen} 2\alpha_b \quad (3.54)$$

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} :

$$I_{ls} = K P_{ls} \quad (3.55)$$

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 y otros (1993), Dean y otros (1982), Bruno y otros (1980) y otras relaciones que incluyen la pendiente y la altura de ola, Kamphuis y otros (1982,86).

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

$$I_{ls} = (\rho_s - \rho) g \lambda Q_s \quad (3.56)$$

Donde:

ρ_s = densidad del sedimento

ρ = densidad del agua

λ = porosidad del sedimento

g = aceleración gravitacional

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

$$Q = \frac{K}{(\rho_s - \rho) g \lambda} \frac{1}{16} \rho g^{3/2} H_b^{5/2} \gamma^{-1/2} \text{sen} 2\alpha_b \quad (3.57)$$

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.

$$Q = \frac{K}{(\rho_s - \rho)g\lambda} \frac{1}{16} \rho g^{3/2} H_b^{5/2} \gamma^{-1/2} \text{sen} 2\alpha_b \quad (3.58)$$

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:

$$h_b = \frac{H_b}{\gamma} \quad (3.59)$$

b) *Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en 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:

$$\begin{aligned} Q_f &= Q_a + \delta Q \\ H_{b,f} &= H_{b,a} + \delta H_b \\ \alpha_{0,f} &= \alpha_{0,a} + \delta \alpha_0 \end{aligned} \quad (3.60)$$

$$Q_f = K_1 H_{b,f}^{5/2} \text{sen} 2\alpha_{R,f} \quad (3.61)$$

$$Q_a + \delta Q = K_1 (H_{b,a} + \delta H_b)^{2.5} \text{sen} (2(\alpha_{R,f} + \delta \alpha_R)) \quad (3.62)$$

A partir de la ecuación (3.58) es posible obtener la variación de la tasa de transporte de sedimentos 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:

$$\frac{\delta Q}{Q_a} = \frac{2,5}{H_{b,a}} (\delta H_b) + 2\delta\alpha_R \frac{1}{\text{tg}(2\alpha_R)} \quad (3.63)$$

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

$$\frac{\delta Q}{Q_a} = \frac{\delta Q_1}{Q_a} + \frac{\delta Q_2}{Q_a} \quad (3.64)$$

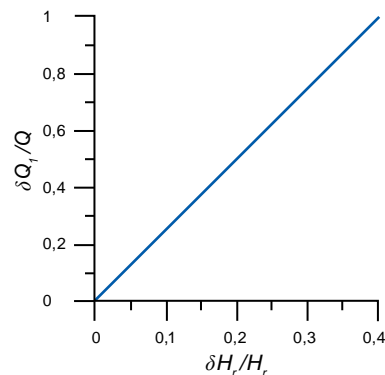
Donde

$$\begin{aligned} \frac{Q_1}{Q_a} &= 2,5 \frac{\delta H_b}{H_{b,a}} \\ \frac{Q_2}{Q_a} &= 2 \frac{\delta\alpha_R}{\text{tg}(2\alpha_R)} \end{aligned} \quad (3.65)$$

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.

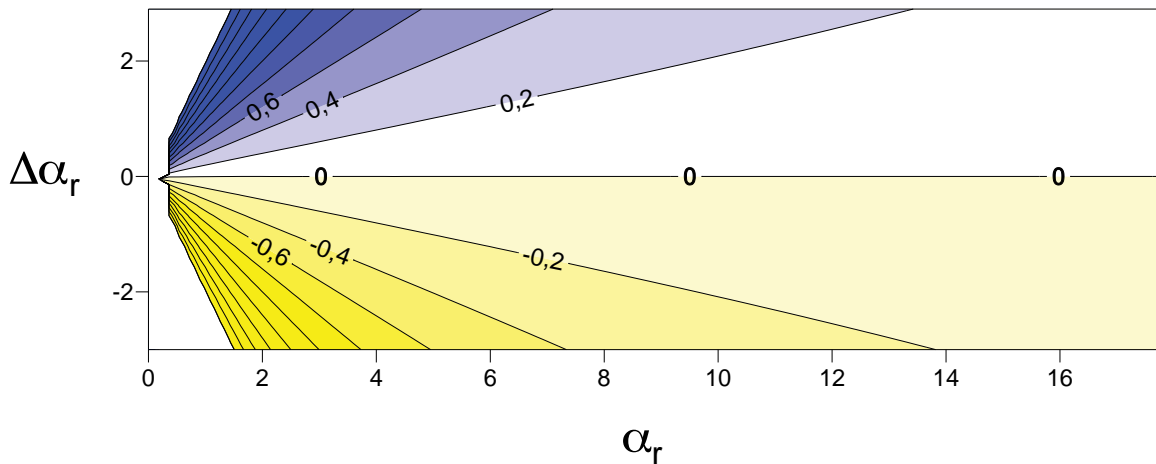
En la figura 41 se muestra de forma gráfica la relación entre la variación adimensional de la tasa de transporte y la variación adimensional de la altura de ola, mientras que en la figura 42 se muestra de forma gráfica la variación de la tasa del transporte litoral adimensional en función de la variación del ángulo de incidencia del oleaje en rotura y en función del ángulo de incidencia del oleaje en rotura.

FIGURA 41
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 POR LA VARIACIÓN DE LA ALTURA DE OLA EN ROTURA ADIMENSIONAL



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 42
RELACIÓN ENTRE LA VARIACIÓN ADIMENSIONAL DE LA TASA DE TRANSPORTE LITORAL DEBIDA A VARIACIONES DEL ÁNGULO DE INCIDENCIA EN LA LÍNEA DE ROTURA EN FUNCIÓN DEL ÁNGULO DE INCIDENCIA EN LA LÍNEA DE ROTURA



Fuente: Elaboración propia.

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:

$$\frac{C_0}{\sin \alpha_0} = \frac{C_R}{\sin \alpha_R} \quad (3.66)$$

Donde:

$$C_0 = \frac{9,81T}{2\pi} \quad (3.67)$$

$$C_R = \sqrt{9,81h_r} = \sqrt{\frac{9,81H_r}{\gamma}} \quad (3.68)$$

La Ley de Snell relaciona el cambio de la celeridad del oleaje con su 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 afectada por una variación en la altura de ola en la línea de rotura.

$$C_0 + \delta C_0 = \frac{9,81(T + \delta T)}{2\pi} \quad (3.69)$$

$$C_R + \delta C_R = \sqrt{\frac{9,81(H_r + \delta H_r)}{\gamma}} \quad (3.70)$$

$$\frac{C_0 + \delta C_0}{\sin(\alpha_0 + \delta\alpha_0)} = \frac{C_R + \delta C_R}{\sin(\alpha_R + \delta\alpha_R)} \quad (3.71)$$

Operando se obtiene la siguiente relación:

$$\delta\alpha_R = \frac{\frac{C_R + \delta C_R}{C_0 + \delta C_0} [\sin \alpha_0 + \delta\alpha_0 \cos \alpha_0] - \frac{C_R}{C_0} \sin \alpha_0}{\cos \alpha_R} \quad (3.72)$$

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 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 y 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 cambiar 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):

$$h = Ax^{2/3} \quad (3.73)$$

Donde:

h = profundidad del agua (m)

x = distancia desde la costa (m)

A = parámetro de forma ($m^{1/3}$)

$$h_* = AX_*^{2/3} \quad (3.74)$$

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:

$$RE = X_{*,futura} - X_{*,actual} = \frac{h_*^{3/2} - h_{*,actual}^{3/2}}{A^2} \quad (3.75)$$

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

$$h_* = 1,57 H_{s12} \quad (3.76)$$

Se obtiene la siguiente expresión para cuantificar el retroceso:

$$RE = 2,95 \frac{\sqrt{H_{s12}} \delta H_{s12}}{(0,51w^{0,44})^{3/2}} \quad (3.77)$$

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 significativa 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.

3.5 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 en la figura 14.

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 lo 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 (véanse los ábacos de las figuras 29, 32 y 34).

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 el cuadro 3 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 realizados para tal fin.

CUADRO 3
PRINCIPALES EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LAS PLAYAS

Efectos en playas	Variables de las que depende	Variables de las que depende y pueden verse afectadas por el cambio climático	Fórmulas que permiten cuantificar las variaciones del efecto	Localización ábacos
Cota de inundación	<ul style="list-style-type: none"> • MM= marea meteorológica (m). • $\Delta\eta$= variación del nivel del mar (m). • Hs= altura de ola significante (m). • T= periodo de punta del oleaje (s). • MA= Marea astronómica (m). 	<ul style="list-style-type: none"> • MM= marea meteorológica (m). • $\Delta\eta$= variación del nivel del mar (m). • Hs= altura de ola significante (m). 	$\delta CI = \delta MM + \Delta\eta + 0,0396 \left(\frac{gT^2}{2\pi} \right)^{0,5} \frac{\delta H_s}{\sqrt{H_s}}$	Figura 14
Retroceso playa	<ul style="list-style-type: none"> • $W = f(D_{50})$= 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_{s12}= altura de ola significante que es superada 12 horas al año (m). 	<ul style="list-style-type: none"> • $\delta\eta$= variación del nivel del mar (m). 	$\frac{RE}{\Delta\eta} = \frac{(1,57H_{s12})^{1,5}}{(0,51W^{0,44})^{1,5} (1,57H_{s12} + B)}$	Figura 14
Retroceso máximo playa	<ul style="list-style-type: none"> • L= longitud de la playa (m). • β= dirección del flujo medio de energía (°). 	<ul style="list-style-type: none"> • β= dirección del flujo medio de energía (°). 	$RE_{max} = \frac{L}{2} tg(\Delta\beta)$	
Retroceso máximo playa	<ul style="list-style-type: none"> • L= longitud de la playa (m). • β= dirección del flujo medio de energía (°). 	<ul style="list-style-type: none"> • β= dirección del flujo medio de energía (°). 	$RE_{max} = \frac{L}{2} tg(\Delta\beta)$	
Retroceso máximo playa	<ul style="list-style-type: none"> • R_0= 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_0. 	<ul style="list-style-type: none"> • β= dirección del flujo medio de energía (°). 	<p>1) Lateral limitante en el lado opuesto del elemento de difracción→</p> $\frac{RE}{R_0} = (C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left(\frac{\beta + \Delta\beta}{\theta} \right) + (C_2 + \Delta C_2) \left(\frac{\beta + \Delta\beta}{\theta} \right)^2 - (C_0 + C_1 \left(\frac{\beta}{\theta} \right) + C_2 \left(\frac{\beta}{\theta} \right)^2)$ <p>2) Lateral limitante elemento de difracción→</p> $\frac{RE}{R_{0, actual}} = f(\beta, \Delta\beta, \theta)$	Figura 29
Retroceso máximo playa	<ul style="list-style-type: none"> • R_0= 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_0. 	<ul style="list-style-type: none"> • β= dirección del flujo medio de energía (°). 	<p>1) Lateral limitante en el lado opuesto del elemento de difracción→</p> $\frac{RE}{R_0} = (C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left(\frac{\beta + \Delta\beta}{\theta} \right) + (C_2 + \Delta C_2) \left(\frac{\beta + \Delta\beta}{\theta} \right)^2 - (C_0 + C_1 \left(\frac{\beta}{\theta} \right) + C_2 \left(\frac{\beta}{\theta} \right)^2)$ <p>2) Lateral limitante elemento de difracción→</p> $\frac{RE}{R_{0, actual}} = f(\beta, \Delta\beta, \theta)$	Figura 32

(continúa)

(conclusión)

Efectos en playas	Variables de las que depende	Variables de las que depende y pueden verse afectadas por el cambio climático	Fórmulas que permiten cuantificar las variaciones del efecto	Localización ábacos
Retroceso máximo playa Por variación de la dirección del flujo medio de energía	Playas aconchadas no colmatadas de arena • R_0 = 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_0 .	• β = dirección del flujo medio de energía (°).	$\frac{RE}{R_{0,actual}} = f(\beta, \Delta\beta, \theta)$	Figura 34
Transporte potencial Por variación del ángulo del oleaje y por variación de la altura de ola significativa en rotura	• H_b = altura de ola en rotura (m). • α_I = ángulo de incidencia del oleaje en rotura (°). • λ = porosidad del sedimento. • ρ = densidad del agua. • ρ_s = densidad del sedimento. • γ = índice de rotura. • g = aceleración gravitacional.	• H_b = altura de ola en rotura (m). • α_I = ángulo de incidencia del oleaje en rotura (°).	$\frac{\delta Q}{Q_a} = \frac{2,5}{H_{b,a}} (\delta H_b) + 2\delta\alpha_R \frac{1}{\text{tg}(2\alpha_R)}$ $\delta\alpha_R = \frac{C_R + \delta C_R [\sin\alpha_0 + \delta\alpha_0 \cos\alpha_0] - \frac{C_R}{C_0} \sin\alpha_0}{C_0 + \delta C_0} \frac{1}{\cos\alpha_R}$	Figura 41 y Figura 42
Estado modal Por aumento de la altura de ola en rotura	• H_b = altura de ola en rotura (m). • T = periodo del oleaje (s). • w_s = velocidad de caída del grano.	• H_b = 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_{s12} = altura de ola significativa que es superada 12 horas al año (m). • w_s = velocidad de caída del grano (m/s).	• H_{s12} = altura de ola significativa que es superada 12 horas al año (m).	$RE = 2,9508 \sqrt{\frac{H_{s12} \delta H_{s12}}{(0,51w_s^{0,44})^{3/2}}}$	

Fuente: Elaboración propia.

4. Efectos teóricos del cambio climático en los estuarios

4.1 Introducción

Al igual que ocurre con las playas, la gran diferencia entre las carreras de marea en la costa de ALyC, las grandes variaciones espaciales en los regímenes de lluvias y configuración de las cuencas hidrográficas y la diferencia en el clima marítimo, hacen que a lo largo del litoral de ALyC 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. Posteriormente, en el apartado 4.3, 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 4.4, se describen los procesos sedimentarios a corto plazo, mientras que en el apartado 4.5, 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 4.6, y con objeto de ver cuáles son los efectos significativos, se comparan los órdenes de magnitud de los efectos. Por último, en el apartado 4.7 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, Zaitlin 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 43):

- 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 marinos se forma una franja costera rectilínea.
- Posteriormente, si el nivel del mar aumenta, el valle del río se inunda, formando un estuario.

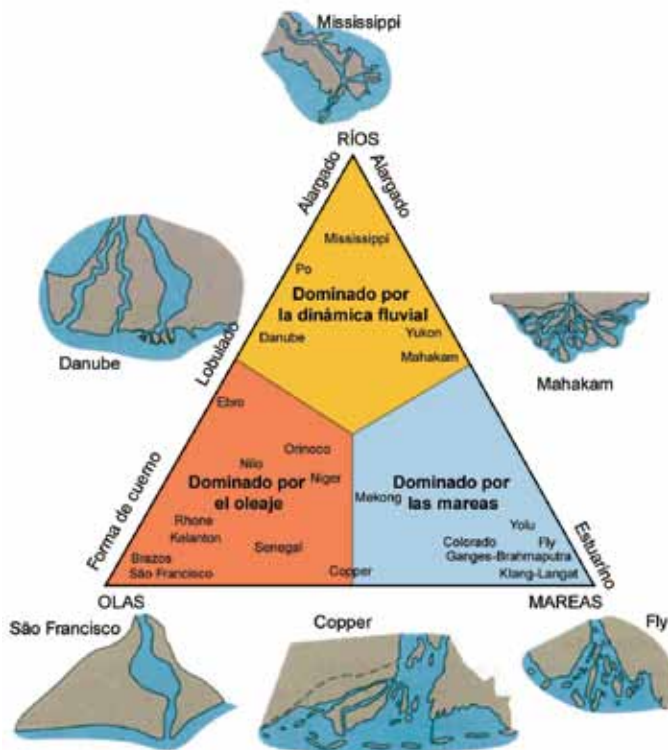
Todos los estuarios, ya sean los dominados por las mareas así como los dominados por el oleaje, se pueden dividir en las siguientes tres zonas:

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.

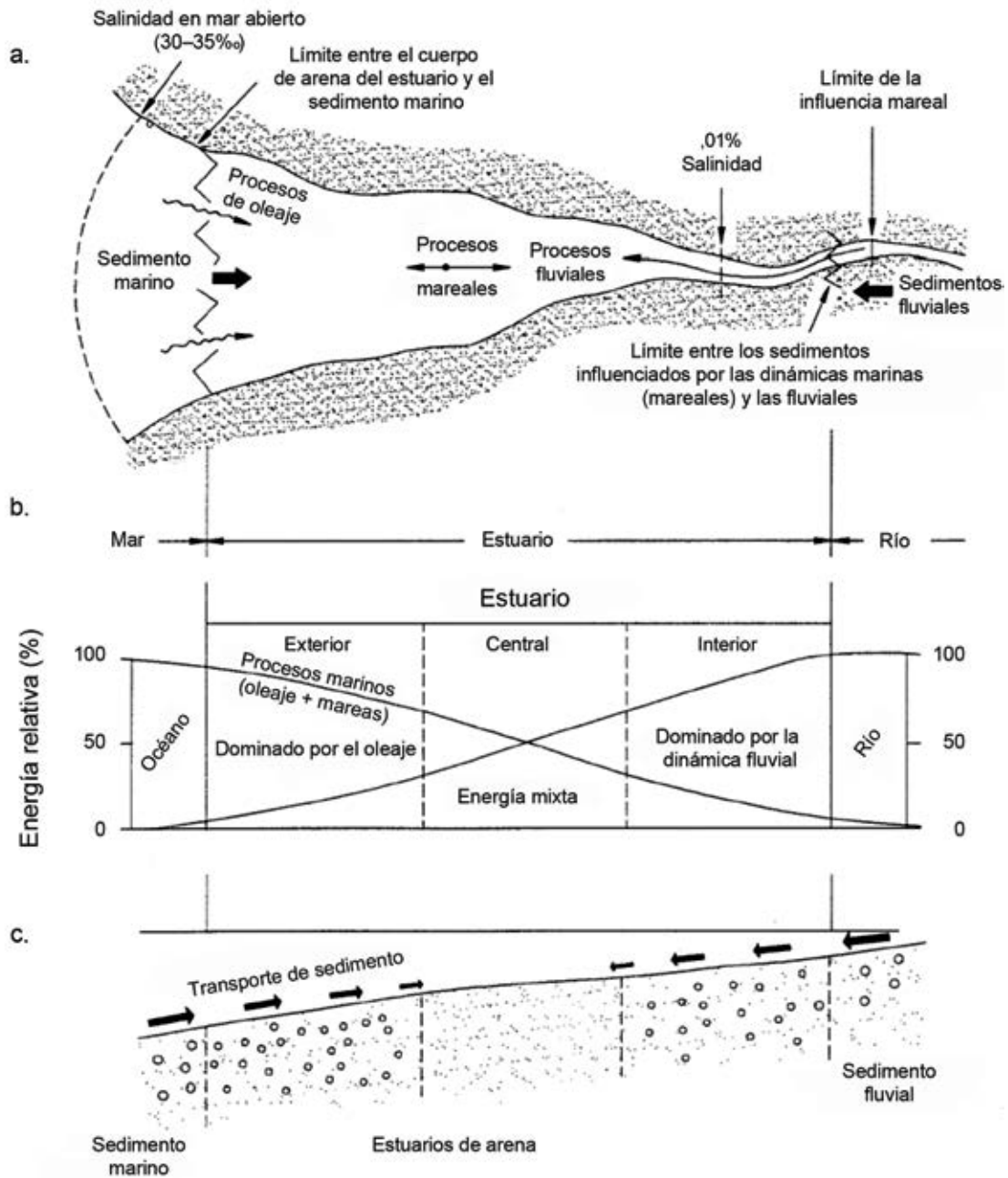
FIGURA 43
EVOLUCIÓN DE LOS ESTUARIOS EN FUNCIÓN DE LA ENERGÍA DE LOS PROCESOS QUE CONTROLAN LA CONFIGURACIÓN MORFOLÓGICA: DEL OLAJE, DE LOS RÍOS Y DE LA MAREA



El diagrama triangular de William Galloway clasifica los deltas fluviales de acuerdo a la influencia de los tres factores más importantes que afectan su desarrollo: el río, el oleaje y las mareas.

Fuente: Davis, R.A. (1996), *The evolving coast*, Scientific American Library, New York.

FIGURA 44
ZONAS DIFERENCIABLES EN LOS ESTUARIOS DEPENDIENDO
DE LA ENERGÍA DE LOS PROCESOS ACTUANTES



Fuente: Dalrymple, R. W., B. A. Zaitlin y R. Boyd (1992), "Estuarine Facies Models: Conceptual Basis and Stratigraphic Implications", *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 62, No 6.

Dependiendo de la energía del oleaje relativa a la energía de la marea se pueden distinguir dos tipos de estuarios (ver figura 45):

a) 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 una bajo de llenante en la zona interior del estuario contigua a la desembocadura.

b) Estuarios dominados por la marea

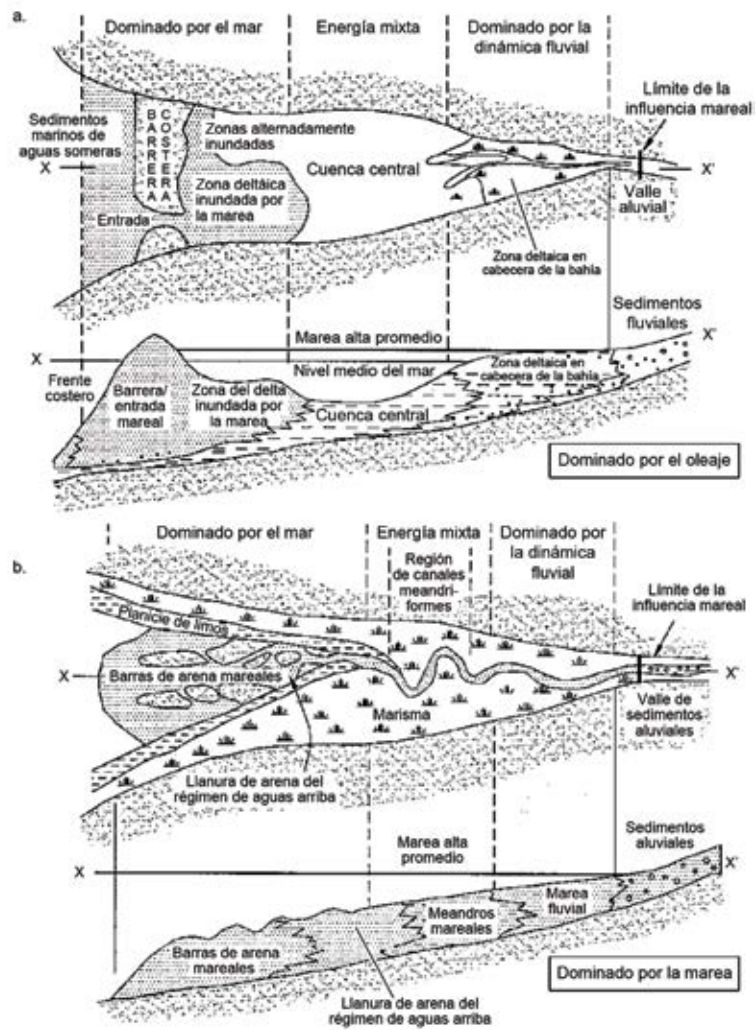
Este tipo de estuarios se caracteriza porque la energía de las corrientes de marea es mayor que la energía del oleaje en la boca de la desembocadura, dando como resultado que en la zona exterior del estuario se formen una serie de barras alargadas. Estas barras disipan parcialmente la energía del oleaje 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 los 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.

Estos estuarios se encuentran en la zona sur de ALyC, donde en el 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.

Aguas arriba de la boca de la desembocadura se localiza la bahía interior del estuario, donde se observa la existencia de un canal principal relativamente profundo, una serie de canales secundarios que constituyen el sistema de drenaje de la marea y grandes llanuras mareales o marismas. En la figura 46 se muestra un ejemplo de un estuario de este tipo.

FIGURA 45
CONFIGURACIÓN MORFOLÓGICA DE LOS ESTUARIOS EN FUNCIÓN
DE LA ENERGÍA DE LOS PROCESOS ACTUANTES



Fuente: Dalrymple, R. W., B. A. Zaitlin y R. Boyd (1992), "Estuarine Facies Models: Conceptual Basis and Stratigraphic Implications", *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 62, No 6.

FIGURA 46
IDENTIFICACIÓN DE LOS ELEMENTOS MORFOLÓGICOS CARACTERÍSTICOS
EN ESTUARIOS. ARGENTINA



Fuente: Google Earth, 2010.

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 de sedimentación 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, la zona intermareal y la zona submareal, atravesadas 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 compleja interacción entre diversos procesos y su amplio rango de escalas temporales y espaciales hacen que los procesos morfodinámicos en los estuarios sean difícilmente modelables, 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 que 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 provocar 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 ha estimado 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 47 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 47, el flujo se va progresivamente frenando 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.

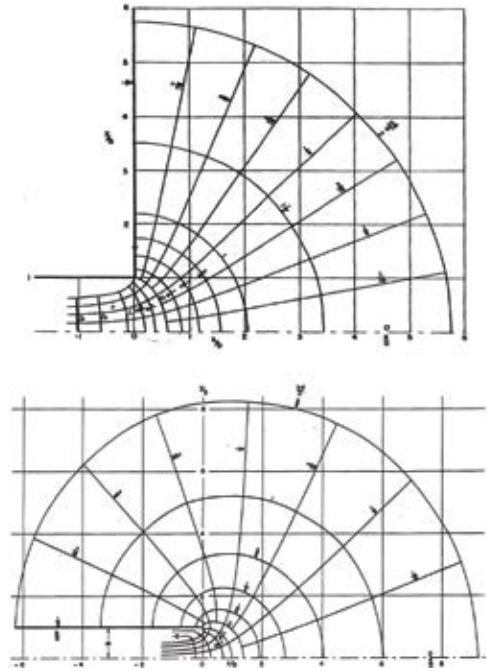
En la zona de transición se producen importantes efectos turbulentos que dan lugar a la formación de dos vórtices, uno a cada lado del chorro, figura 48.

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.

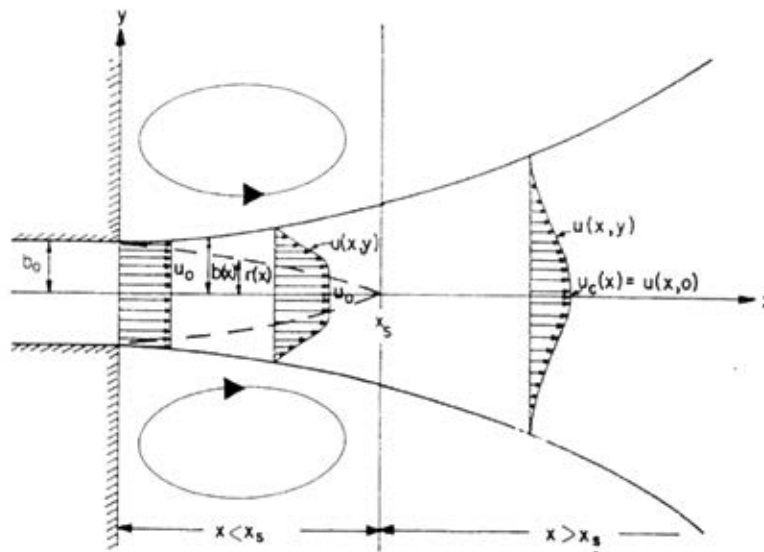
En el caso de que la expansión brusca de los cajeros se realice solamente en un lado, se forma lo que se denomina el “efecto coanda” que da lugar a que el chorro se adose a la margen no expandida y se forme un único vórtice en el lado expandido.

FIGURA 47
CAMPO DE CORRIENTES EN LLENANTE DE MAREA



Fuente: 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.

FIGURA 48
CAMPO DE CORRIENTES EN VACIANTE DE MAREA



Fuente: Bruun, P. (1978), *Stability of Tidal Inlets*, Elsevier, New York, USA.

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 en 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 movilizadada 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 el 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 de la suma del transporte por fondo y el transporte por suspensión:

$$q_t = q_b + q_s = q_b \left[1 + 2,4 \left(\frac{D_{50}}{h} \right)^{-0,2} D_*^{-0,6} \right] \quad (4.1)$$

Donde:

$$q_b = 0,005 \bar{U} h \left[\frac{\bar{U} - U_{cr}}{\left((s-1) g D_{50} \right)^{1/2}} \right]^{2,4} \left(\frac{D_{50}}{h} \right)^{1,2} \quad (4.2)$$

q_t = Transporte total (m³/s)

q_s = Transporte por suspensión (m³/s)

q_b = Transporte por fondo (m³/s)

S = Densidad relativa

g = Aceleración de la gravedad (m/s²)

\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)

$$\bar{U}_{cr} = 0,19 (D_{50})^{0,1} \log_{10} \left(\frac{4h}{D_{90}} \right) \quad 0,1 \leq D_{50} \leq 0,5 \text{ mm} \quad (4.3)$$

$$\bar{U}_{cr} = 8,5 (D_{50})^{0,6} \log_{10} \left(\frac{4h}{D_{90}} \right) \quad 0,5 \leq D_{50} \leq 2 \text{ mm} \quad (4.4)$$

h = profundidad total (m)

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

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

$$D_* = \left[\frac{g(s-1)}{v^2} \right]^{1/3} D_{50} \quad (4.5)$$

El transporte que se obtiene a partir de 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 estuario es necesario aplicar la ecuación de balance del sedimento, que se expresa de la siguiente forma:

$$(1-\alpha) \frac{\partial h}{\partial t} = \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) \quad (4.6)$$

Donde α 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, un canal principal, canales secundarios 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 en torno 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 y O'Connor (1977) se recoge la relación adimensional de flujo propuesta por Simmons 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. Simmons (1955) propuso el siguiente parámetro adimensional como parámetro indicativo del tipo de circulación en el estuario:

$$F = \frac{QT}{\Omega} \quad (4.7)$$

Donde:

Ω 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 la 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:

$$\frac{LA}{d} = \left(\frac{0,88}{280R_d^{-1} + 0,148R_d^{-1/4}} \right) (2F_d)^{-5/2} \quad (4.8)$$

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

$$F_d = \frac{V_r}{\sqrt{\left(\frac{\Delta\rho}{\rho_m} \right) gd}} \quad (4.9)$$

Donde:

V_r = velocidad media del río (m/s)

$\Delta\rho$ = diferencia de densidad entre el río y el mar abierto (Kg/m³)

ρ_m = densidad media entre el río y el mar abierto (Kg/m³)

g = aceleración gravitacional (m/s⁻²)

$$R_d = \frac{d \sqrt{\left(\frac{\Delta\rho}{\rho_m}\right) g d}}{\nu} \quad (4.10)$$

Donde:

ν = viscosidad cinemática (m²/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):

$$\begin{aligned} A_c &= 6,65 \cdot 10^{-2} \Omega; \text{ para desembocaduras sin diques} \\ A_c &= 4,063 \cdot 10^{-2} \Omega; \text{ para desembocaduras con diques} \end{aligned} \quad (4.11)$$

Donde:

A_c es el área de la sección transversal de la desembocadura en media marea (km²)

Ω es el prisma de marea correspondiente a una marea viva (km³)

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 en torno 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:

$$V = C \Omega^{1,23} \quad (4.12)$$

Donde:

V es el volumen de arena de los bajos exteriores (m^3)

Ω es el prisma de marea (m^3)

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

$$\begin{aligned} C &= 64,4 \cdot 10^{-4} \Omega^{1,23} \text{ para costas moderadamente expuestas} \\ C &= 53,3 \cdot 10^{-4} \Omega^{1,23} \text{ para costas altamente expuestas} \end{aligned} \quad (4.13)$$

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

$$V_{MLW} = E \Omega^{1,566} \quad (4.14)$$

Donde V_{MLW} es el volumen de los canales mareales con respecto al nivel de bajamar (m^3) y E representa un coeficiente de proporcionalidad con un valor de $8,839 \cdot 10^{-6}$.

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

$$V_{MSL} = F \Omega^{1,5} \quad (4.15)$$

Donde V_{MSL} es el volumen de los canales mareales en media marea (m^3) y F el coeficiente de proporcionalidad cuyo valor es $65 \cdot 10^{-6}$.

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:

$$\frac{A_f}{A_b} = 1 - 0,025 \sqrt{A_b} \quad (4.16)$$

Donde:

A_b representa el área total de la bahía ($10^6 m^2 = km^2$)

A_f representa el área total de las marismas ($10^6 m^2 = km^2$)

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 afecta en mayor grado a la morfología de los distintos elementos es el prisma de marea (Ω), esto es, 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 ocupada por los bajos mareales está relacionada con el área de la bahía a partir de la siguiente relación dada por Eysink (1990) y Renger y Partensky (1974):

$$A_f = A_b \left(1 - 0,025\sqrt{A_b}\right) \quad (4.17)$$

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 relacionados a partir de la siguiente ecuación:

$$\Delta\Omega = (\Delta\eta - \alpha)A_f \cdot 10^6 = (\Delta\eta - \alpha)(A_b - 0.025A_b\sqrt{A_b}) \cdot 10^6 \quad (4.18)$$

Donde:

α = representa el aumento de la cota de los bajos mareales (m)

$\Delta\Omega$ = representa la variación del prisma de marea (m^3)

$\Delta\eta$ = 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. Al contrario, 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:

$$\begin{aligned}\Delta\eta - \alpha &> 0 \\ \Delta\Omega &> 0 \\ \Omega &= \Omega_{actual} + \Delta\Omega\end{aligned}\quad (4.19)$$

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.

4.5.3.1 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 Simmons (1955) y aplicando el método de las perturbaciones, se obtiene:

$$F + \Delta F = \frac{(Q + \Delta Q)T}{(\Omega + \Delta\Omega)} = \frac{(Q + \Delta Q)T}{\Omega + (\Delta\eta - \alpha)A_f \cdot 10^6}\quad (4.20)$$

$$\Delta F = \frac{\Delta Q T \Omega - Q T \Delta \Omega}{\Omega^2}\quad (4.21)$$

Donde

ΔF = variación del número adimensional

ΔQ = variación del caudal del río (m³/s)

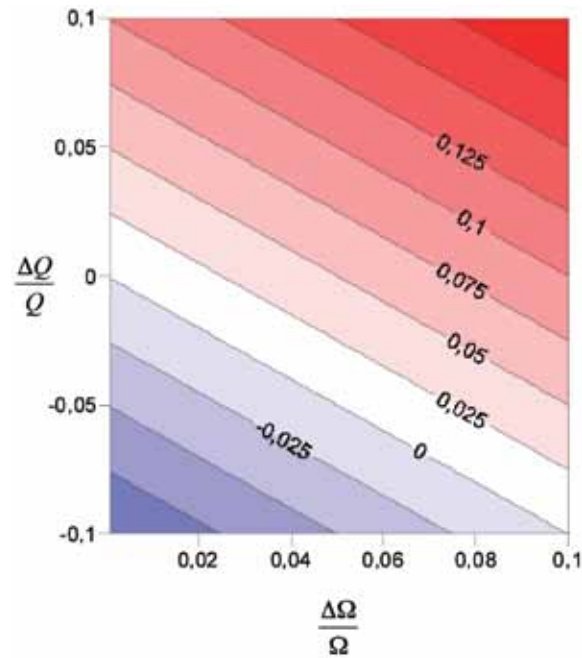
Operando se obtiene que:

$$\frac{\Delta F}{F} = \frac{\Delta Q}{Q} - \frac{\Delta \Omega}{\Omega}\quad (4.22)$$

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 49 se muestra de forma gráfica la relación obtenida.

FIGURA 49

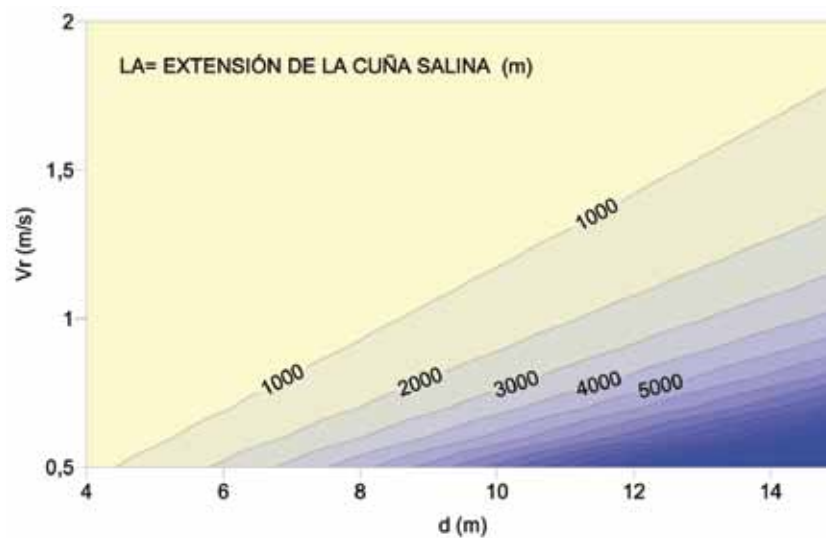
VARIACIÓN DEL PARÁMETRO $\frac{\Delta F}{F}$ EN FUNCIÓN DE LA VARIACIÓN ADIMENSIONAL DEL CAUDAL Y DEL PRISMA DE MAREA



Fuente: Elaboración propia a partir de Simmons, H.B. (1955), "Some Effects of upland discharge on estuarine hydraulics" *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 81; 1-20.

FIGURA 50

EXTENSIÓN DE LA CUÑA SALINA EN FUNCIÓN DE LA PROFUNDIDAD DEL ESTUARIO Y DE LA VELOCIDAD DEL RÍO



Fuente: Elaboración propia a partir de Keulegan, G.H. (1966), "The mechanism of an arrested saline wedge", In: A.T. Ippen (ed.), *Estuary and Coastal Hydrodynamics*, McGraw Hill, New York, N.Y.

En cuanto a la extensión de la cuña salina, la figura 50 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 50 se obtiene que la extensión de la cuña salina es de 2.177,7 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 1.450 m. Por lo 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.

4.5.3.2 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 presentarán un déficit de arena, de manera que su configuración morfológica se encontrará en desequilibrio con las condiciones hidrodinámicas correspondientes. De forma que:

$$\begin{aligned} V_m &= V_{m,eq} + \Delta V_m \\ \Delta V_m &= (\Delta\eta - \alpha)(A_b - 0,025A_b\sqrt{A_b}) \cdot 10^6 \end{aligned} \quad (4.23)$$

Donde:

V_m = volumen de las llanuras mareales (m³)

$V_{m,eq}$ = volumen de equilibrio de las llanuras mareales (m³)

ΔV_m = déficit de volumen de las volumen de las llanuras mareales (m³)

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:

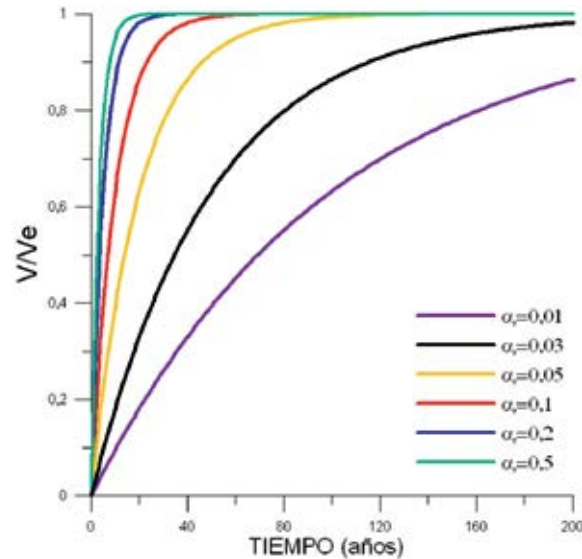
$$V_m = V_{m,eq} (1 - e^{-\alpha_r t}) \quad (4.24)$$

Donde :

$$\alpha_r = \alpha_1 - \Delta\eta > 0 \quad (4.25)$$

En la figura 51 se representa gráficamente la evolución temporal de la relación entre el volumen de equilibrio de las llanuras mareales y el volumen de las mismas, en función del tiempo y en función de la diferencia entre la tasa de aumento de la cota de las marismas y de la tasa de aumento del nivel medio.

FIGURA 51
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



Fuente: Elaboración propia.

Como puede observarse en esta figura, a medida que aumenta el parámetro α_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.

4.5.3.3 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:

$$\begin{aligned}
 A_{eq,act} &= C' \Omega_{act} \\
 A_{eq,fut} &= C'(\Omega_{act} + \Delta\Omega) \\
 A_{eq,fut} &= C' (\Omega_{act} + (\Delta\eta - \alpha)(A_b - 0,025A_b\sqrt{A_b}) \cdot 10^6)
 \end{aligned}
 \tag{4.26}$$

Donde:

$A_{eq,act}$ = área de la sección de equilibrio actual (m^2)

$A_{eq,fut}$ = área de la sección de equilibrio futuro (m^2)

Ω_{act} = prisma de marea actual (m^3)

Reagrupando los términos:

$$\frac{A_{eq, fut}}{A_{eq, act}} = 1 + \frac{C'(\Delta\eta - \alpha)(A_b - 0,025A_b\sqrt{A_b}) \cdot 10^6}{C' \Omega_{act}}$$

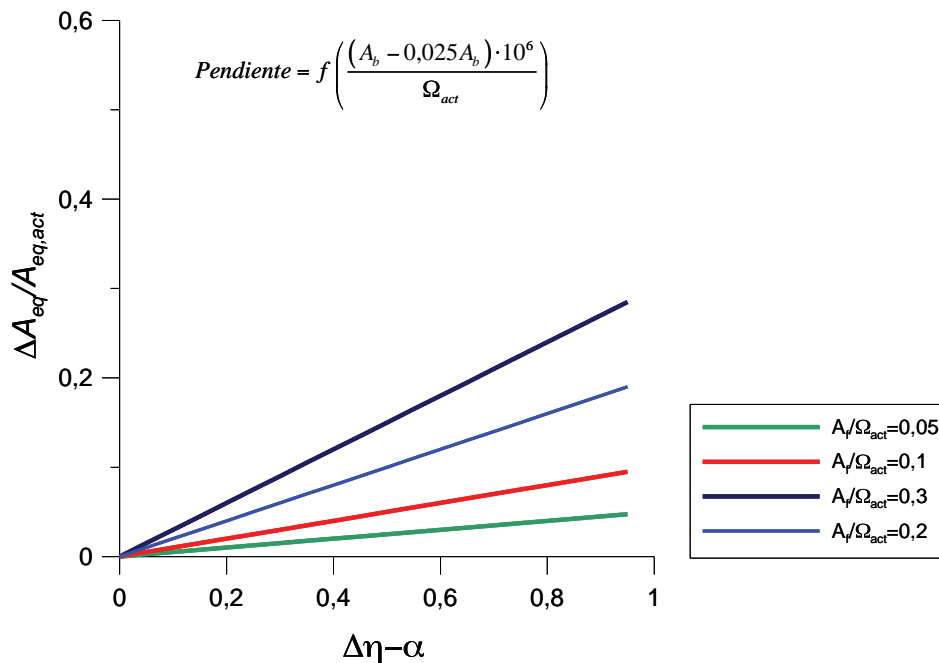
$$\frac{\Delta A_{eq}}{A_{eq, act}} = \frac{(\Delta\eta - \alpha)(A_b - 0,025A_b\sqrt{A_b}) \cdot 10^6}{\Omega_{act}} \tag{4.27}$$

$$\frac{\Delta A_{eq}}{A_{eq, act}} = \frac{A_f \cdot 10^6}{\Omega_{act}} (\Delta\eta - \alpha) = \frac{\Delta\Omega}{\Omega_{act}}$$

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 52 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 52
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



Fuente: Elaboración propia.

4.5.3.4 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):

$$V_{e,act} = K \Omega_{act}^{1,23} \quad (4.28)$$

Donde

$V_{e,act}$ = volumen actual del bajo exterior (m³)

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:

$$V_{e,fut} = K (\Omega_{act} + (\Delta\eta - \alpha)(A_b - 0,025A_b\sqrt{A_b}) \cdot 10^6)^{1,23} \quad (4.29)$$

Donde

$V_{e,fut}$ = volumen futuro del bajo exterior (m³)

Restando ambas expresiones:

$$\begin{aligned} \Delta V_e &= K (\Omega_{act} + (\Delta\eta - \alpha)(A_b - 0,025A_b\sqrt{A_b}) \cdot 10^6)^{1,23} - K (\Omega_{act})^{1,23} \\ \frac{\Delta V_e}{V} &= 1,23 \frac{\Delta\Omega}{\Omega_{act}} \end{aligned} \quad (4.30)$$

Donde

ΔV_e = variación del volumen del bajo exterior (m³)

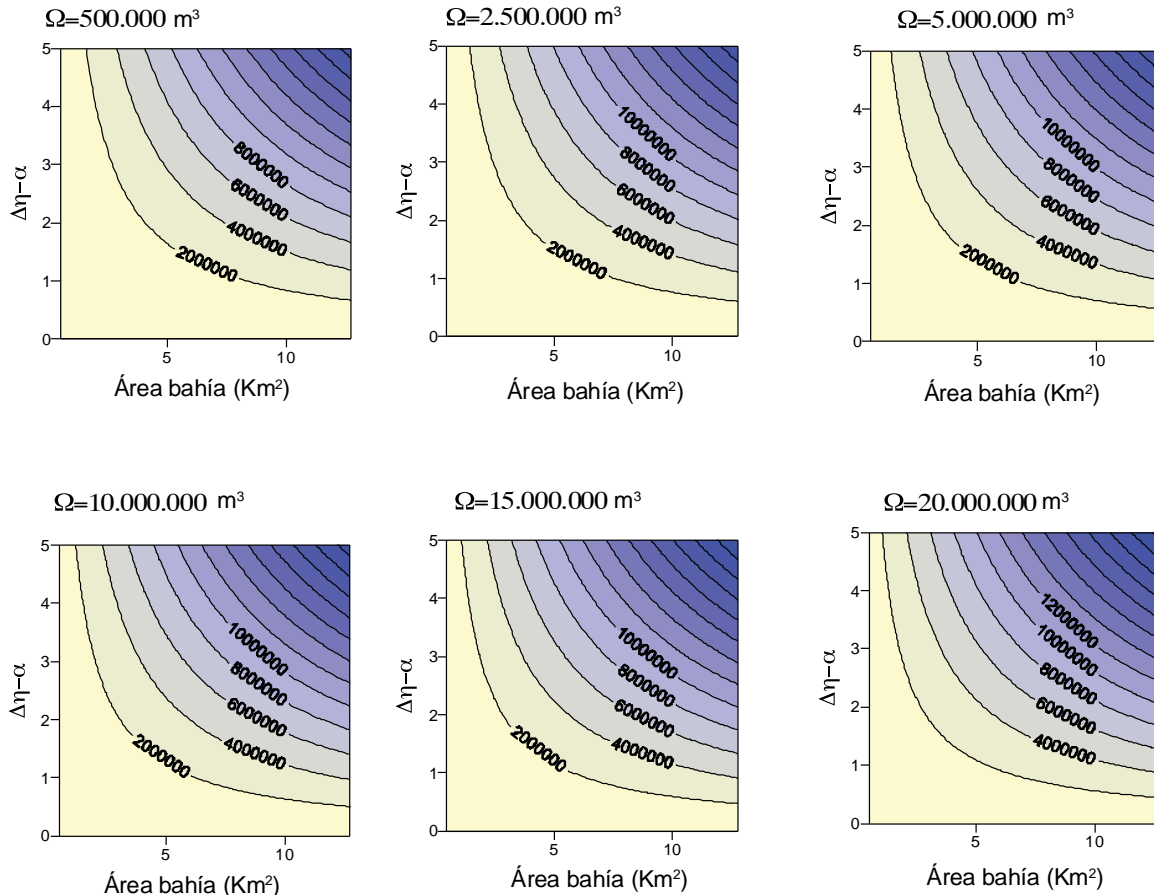
Según esta expresión, la variación del volumen del bajo exterior depende del prisma de marea actual del estuario, del área ocupada por las marismas y de la diferencia entre la tasa de aumento de la cota de las marismas y la tasa de aumento del nivel del mar.

En la figura 53 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 esta 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 53
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



Fuente: Elaboración propia.

4.5.3.5 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:

$$RE_a = \frac{\Delta V_{eq}}{L(h_* + B)} \quad (4.31)$$

Asumiendo que la profundidad de corte y la altura de ola significativa que es superado 12 horas al año es:

$$h_* = 1,57H_{s12} \quad (4.32)$$

Se obtiene que:

$$RE_a = \frac{\Delta V_{eq}}{L(1,57H_{s12} + B)} \quad (4.33)$$

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 la 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 producen en los elementos morfológicos considerados. Para ello, se ha elaborado el cuadro 4 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 al 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 de 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 $0,5 \text{ m/s}$, se obtiene que la extensión de la cuña salina desde la boca de la desembocadura es de 2.177 m. Si el nivel medio aumenta $0,2 \text{ m}$ 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:

a) 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 modificado. Asimismo en los estuarios donde se produce la cuña salina la extensión de la misma puede verse alterada por cambios en las variables anteriormente citadas.

b) 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.

c) 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.

d) 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.

e) 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 el cuadro 5 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.

CUADRO 4
COMPARACIÓN DE LOS ÓRDENES DE MAGNITUD DE LOS POSIBLES EFECTOS
DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN ESTUARIOS

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 lo tanto del prisma de marea	<ul style="list-style-type: none"> • $\Omega = 3.600.000 \text{ m}^3$ • $A_b = 1.200.000 \text{ m}^2$ • $\alpha = 0,01 \text{ m}$ 	$\Delta\eta = 0,2 \text{ m}$ ↓ $\Delta\eta - \alpha > 0$	$\frac{\Delta V_m}{V_{m,act}} = 0,063$	Figura 51
		<ul style="list-style-type: none"> • $\Omega = 30.000.000 \text{ m}^3$ • $A_b = 10.000.000 \text{ m}^2$ • $\alpha = 0,01 \text{ m}$ 	$\Delta\eta = 0,2 \text{ m}$ ↓ $\Delta\eta - \alpha > 0$	$\frac{\Delta V_m}{V_{m,act}} = 0,063$	
Aumento de la sección de equilibrio de la boca de la desembocadura	Por aumento del nivel medio y por lo tanto del prisma de marea	<ul style="list-style-type: none"> • $\Omega = 3.600.000 \text{ m}^3$ • $A_b = 1.200.000 \text{ m}^2$ • $\alpha = 0,01 \text{ m}$ 	$\Delta\eta = 0,2 \text{ m}$ ↓ $\Delta\eta - \alpha > 0$	$\frac{\Delta A_{eq}}{A_{eq,act}} = 0,063$	Figura 52
		<ul style="list-style-type: none"> • $\Omega = 30.000.000 \text{ m}^3$ • $A_b = 10.000.000 \text{ m}^2$ • $\alpha = 0,01 \text{ m}$ 	$\Delta\eta = 0,2 \text{ m}$ ↓ $\Delta\eta - \alpha > 0$	$\frac{\Delta A_{eq}}{A_{eq,act}} = 0,063$	
Aumento del volumen de equilibrio del volumen del bajo exterior	Por aumento del nivel medio y por lo tanto del prisma de marea	<ul style="list-style-type: none"> • $\Omega = 3.600.000 \text{ m}^3$ • $A_b = 1.200.000 \text{ m}^2$ • $\alpha = 0,01 \text{ m}$ 	$\Delta\eta = 0,2 \text{ m}$ ↓ $\Delta\eta - \alpha > 0$	$\frac{\Delta V_e}{V_{e,act}} = 0,078$	Figura 53
		<ul style="list-style-type: none"> • $\Omega = 30.000.000 \text{ m}^3$ • $A_b = 10.000.000 \text{ m}^2$ • $\alpha = 0,01 \text{ m}$ 	$\Delta\eta = 0,2 \text{ m}$ ↓ $\Delta\eta - \alpha > 0$	$\frac{\Delta V_e}{V_{e,act}} = 0,078$	
Retroseso de la playa adyacente a la boca de la desembocadura	Por aumento del nivel medio y por lo tanto del prisma de marea	<ul style="list-style-type: none"> • $\Omega = 3.600.000 \text{ m}^3$ • $A_b = 1.200.000 \text{ m}^2$ • $\alpha = 0,01 \text{ m}$ • $H_{S12} = 5 \text{ m}$ • $B = 1 \text{ m}$ • $L = 1000 \text{ m}$ 	$\Delta\eta = 0,2 \text{ m}$ ↓ $\Delta\eta - \alpha > 0$	$RE_a = 6,61m$	
		<ul style="list-style-type: none"> • $\Omega = 30.000.000 \text{ m}^3$ • $A_b = 10.000.000 \text{ m}^2$ • $\alpha = 0,01 \text{ m}$ • $H_{S12} = 5 \text{ m}$ • $B = 1 \text{ m}$ • $L = 1000 \text{ m}$ 	$\Delta\eta = 0,2 \text{ m}$ ↓ $\Delta\eta - \alpha > 0$	$RE_a = 89,83 m$	
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	<ul style="list-style-type: none"> • $\Omega = 3.600.000 \text{ m}^3$ • $A_b = 1.200.000 \text{ m}^2$ • $\alpha = 0,01 \text{ m}$ • $Q = 200 \text{ m}^3/\text{s}$ 	$\Delta\eta = 0,2 \text{ m}$ ↓ $\Delta\eta - \alpha > 0$ $\Delta Q = -20 \text{ m}^3/\text{s}$	$\frac{\Delta F}{F} = -0,16$	Figura 49
Variación de la extensión de la cuña salina	Por aumento del nivel medio y por variación del caudal del río	<ul style="list-style-type: none"> • $d = 6 \text{ m}$ • $V_r = 0,5 \text{ m/s}$ • $\frac{\Delta \rho}{\rho_m} = 0,02$ 	$\Delta\eta = 0,2 \text{ m}$	$\Delta LA = 218 m$	

Fuente: Elaboración propia.

CUADRO 5
RESUMEN LOS POSIBLES EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN ESTUARIOS

Efectos en estuarios	Variables de las que depende y pueden verse afectados por el cambio climático	Variables de las que depende	Fórmulas que permiten cuantificar las variaciones del indicador	Localización ábacos
Déficit de arena en los bajos interiores o llanuras mareales	Por aumento del nivel medio y por lo tanto del prisma de marea	<ul style="list-style-type: none"> • Ω= prisma de marea (m^3) • Ab= área de la bahía (km^2) 	$\Delta V_m = (\Delta\eta - \alpha) (A_b - 0,025A_b \sqrt{A_b}) \cdot 10^6$ $V_m = V_{m,eq} (1 - e^{\alpha\eta})$ $\alpha_r = \alpha_l - \Delta\eta > 0$	Figura 51
Aumento de la sección de equilibrio de la boca de la desembocadura	Por aumento del nivel medio y por lo tanto del prisma de marea	<ul style="list-style-type: none"> • Ω= prisma de marea (m^3) • Af= área de las llanuras mareales (km^2) 	$\frac{A_{eq}}{A_{eq,act}} = \frac{A_r \cdot 10^6}{\Omega_{act}} (\Delta\eta - \alpha)$	Figura 52
Aumento del volumen de equilibrio del volumen del bajo exterior	Por aumento del nivel medio y por lo tanto del prisma de marea	<ul style="list-style-type: none"> • Ω= prisma de marea (m^3) • Ab= área de la bahía (km^2) 	$\Delta V_{et} = K (\Omega_{act} + (\Delta\eta - \alpha) (A_b - 0,025A_b \sqrt{A_b}) \cdot 10^6)^{1,23} - K (\Omega_{act})^{1,23}$	Figura 53

(continúa)

(conclusión)

Efectos en estuarios	Variables de las que depende y pueden verse afectados por el cambio climático	Fórmulas que permiten cuantificar las variaciones del indicador	Localización ábacos
<p>Retroceso del la playa adyacente a la boca de la desembocadura</p>	<p>Por aumento del nivel medio y por lo tanto del prisma de marea</p> <ul style="list-style-type: none"> • H_{s12}= altura de ola significante que es superada 12 horas al año (m) • B= altura de la berma de la playa (m) • L= longitud de la playa (m) • Déficit del bajo exterior (m^3) 	$RE_a = \frac{\Delta V_{eq}}{L(1,57 H_{s12} + B)}$	
<p>Variación del número adimensional de la estratificación</p>	<p>Por aumento del nivel medio y por lo tanto del prisma de marea y por variación del caudal del río</p> <ul style="list-style-type: none"> • Ω= prisma de marea (m^3) • Ab= área de la bahía (km^2) • Q= caudal del río (m^3/s) • T= periodo de la marea (s) 	$\frac{\Delta F}{F} = \frac{\Delta Q}{Q} - \frac{\Delta \Omega}{\Omega}$	<p>Figura 49</p>
<p>Variación de la extensión de la cuña salina</p>	<p>Por aumento del nivel medio y por variación del caudal del río</p> <ul style="list-style-type: none"> • d= profundidad del estuario (m) • V_r= velocidad del río (m/s) • $\frac{\Delta \rho}{\rho_m}$ = relación entre la diferencia de densidad y la densidad media. 	$\frac{LA}{d} = \left(\frac{0,88}{280R_d^{-1} + 0,148R_d^{-1/4}} \right) (2F_d)^{5/2}$	

Fuente: Elaboración propia.

5. Efectos teóricos del cambio climático en los sistemas dunares

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 de 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 5.3 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 5.5 se comparan los ordenes de magnitud de los efectos, dedicándose el último apartado a resumir las conclusiones generales.

5.1 Definición y descripción de los sistemas dunares

Los sistemas dunares, acumulaciones de arena situados en el trasdós 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. En condiciones de temporales, estos sistemas dunares son erosionados por el efecto del aumento del nivel medio y el ascenso del oleaje sobre la playa.

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.

Los primeros pasos de formación de las dunas, parten de la banda de residuos que se acumula a lo largo de la línea 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 troncos, 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 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.

5.2 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 trasdós de la misma. Sin embargo, este crecimiento también se ve limitado en función del número de tormentas, de su intensidad y de su persistencia, así como en función del régimen de inundación en el trasdós 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 siguiente capítulo se hace un mayor énfasis en los procesos a corto plazo, aunque también se dedique un apartado al análisis a largo plazo.

5.3 Análisis a corto plazo

5.3.1 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.

5.3.2 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 trasdós de la playa, en la dirección perpendicular a la dirección de la línea de costa.

$$q_n = q_t \cos \alpha \quad (5.1)$$

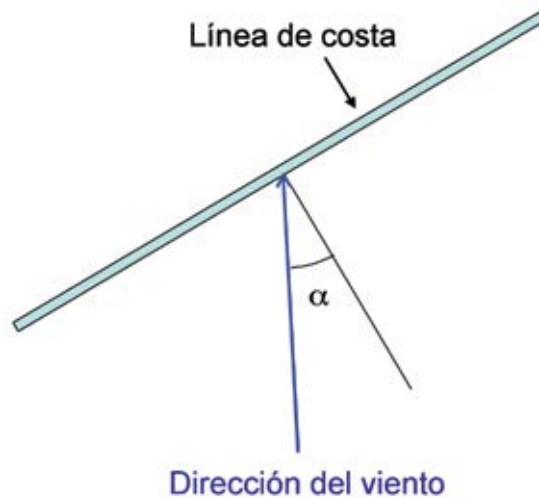
Donde:

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 ($m^3/(ms)$)

α = ángulo formado entre la dirección del viento y la línea hacia mar adentro perpendicular a la línea de costa

FIGURA 54
SISTEMA DE COORDENADAS CONSIDERADO



Fuente: Elaboración propia.

Existen diversas formulaciones empíricas que permiten estimar el transporte potencial de arena en función de la intensidad del viento y del 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:

$$q_t = K \left[\frac{u_*}{\sqrt{gD}} \right]^3 \quad (5.2)$$

$$U_z = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{Z_0 + Z}{Z_0} \right) \quad (5.3)$$

Donde:

q_t = Transporte potencial (gr/(cm s))

u_* = Velocidad de fricción del viento (m/s)

g = Aceleración gravitacional (m/s²)

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)

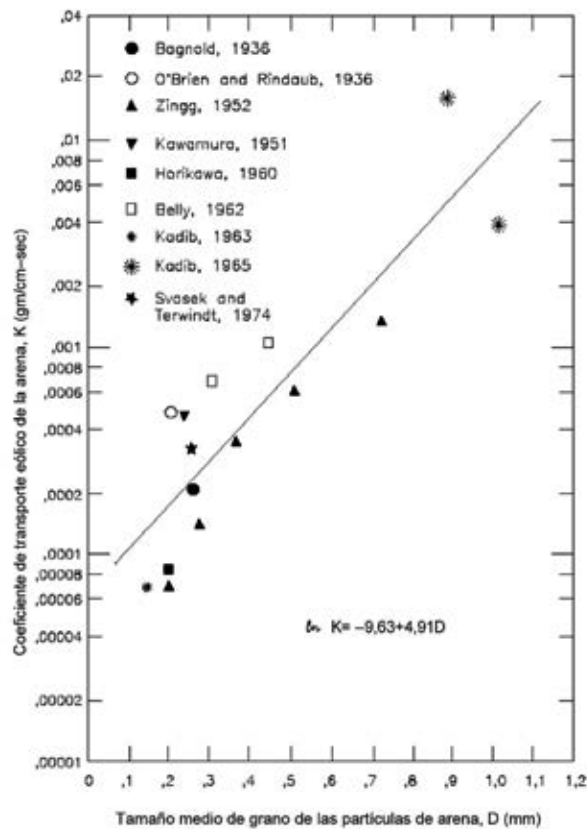
κ = Constante de von Karman (0,4)

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 55, se obtuvo la siguiente relación entre el diámetro medio del sedimento y el coeficiente dimensional K .

$$K = e^{-9,63+4,91D_{50}} \quad (5.4)$$

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 55
AJUSTE DEL COEFICIENTE DIMENSIONAL K EN FUNCIÓN
DEL TAMAÑO MEDIO DEL SEDIMENTO D



Fuente: Hsu, S. A. (1977), "Boundary-Layer Meteorological Research in the Coastal Zone", *Geoscience and Man*, H. J. Walker, ed., School of Geoscience, Louisiana State University, Baton Rouge, LA, vol. 18.

La versión adimensional de la ecuación 5.5 es la siguiente:

$$\frac{q_t}{v_a \rho_a} = K' \left[\frac{u_*}{\sqrt{gD_{50}}} \right]^3 \tag{5.5}$$

$$K' = e^{-1+4.97D_{50}} \tag{5.6}$$

Donde:

v_a = Viscosidad cinemática del aire (cm²/s)

ρ_a = Densidad del aire (g/cm³)

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):

$$u_{*cr} = 0,118 \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho_a) g D_{50}}{\rho_a}} \quad (5.7)$$

Donde:

τ_{cr} = Tensión tangencial crítica de inicio de movimiento (n/m²)

ρ_a = Densidad del aire (kg/m³)

ρ_s = Densidad del sedimento (kg/m³)

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:

$$q_n = v_a \rho_a \left(e^{-1+4,97D} \right) \left(\frac{U_z \kappa}{\ln \left(\frac{Z_0 + Z}{Z_0} \right) \sqrt{gD}} \right)^3 \cos \alpha \quad (5.8)$$

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 α .

De estas variables que determinan el transporte eólico, son la intensidad media del viento a cierta altura y la dirección α las variables que pueden verse modificadas por el efecto del cambio climático.

5.3.3 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:

$$q_n = C \left(\frac{U_z}{L} \right)^3 \cos \alpha \quad (5.9)$$

Donde:

$$C = v_a \rho_a \left(e^{-1+4,97D} \right) \quad (5.10)$$

$$L = \frac{1}{\kappa} \cdot \ln \left(\frac{Z_0 + Z}{Z_0} \right) \sqrt{gD} \quad (5.11)$$

Suponiendo que en un futuro el transporte potencial será igual al transporte potencial actual más una variación de dicho transporte, que la intensidad del 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:

$$U_{z,\text{futuro}} = U_z + \delta U_z \quad (5.12)$$

$$\alpha_{\text{futuro}} = \alpha + \delta\alpha \quad (5.13)$$

$$q_{n,\text{futuro}} = q_n + \delta q_n \quad (5.14)$$

Se obtiene que:

$$q_n + \delta q_n = C \left(\frac{U_z + \delta U_z}{L} \right)^3 \cos(\alpha + \delta\alpha) \quad (5.15)$$

$$q_n + \delta q_n \approx \frac{C}{L^3} U_z^3 \left(1 + \frac{\delta U_z}{U_z} \right)^3 (\cos\alpha \cos\delta\alpha - \text{sen}\alpha \text{sen}\delta\alpha) \quad (5.16)$$

$$q_n + \delta q_n \approx \frac{C}{L^3} U_z^3 \left(1 + \frac{3\delta U_z}{U_z} \right) (\cos\alpha - \delta\alpha \text{sen}\alpha) \quad (5.17)$$

$$q_n + \delta q_n \approx \frac{C}{L^3} (U_z^3 + 3U_z^2 \delta U_z) (\cos\alpha - \delta\alpha \text{sen}\alpha) \quad (5.18)$$

$$\begin{aligned} q_n + \delta q_n &\approx \frac{C}{L^3} U_z^3 \cos\alpha + \frac{C}{L^3} 3U_z^2 \delta U_z \cos\alpha - \\ &\delta\alpha \text{sen}\alpha \frac{C}{L^3} U_z^3 - \delta\alpha \text{sen}\alpha \frac{C}{L^3} 3U_z^2 \delta U_z \end{aligned} \quad (5.19)$$

Despreciando los términos de segundo orden se obtiene:

$$\delta q_n \approx \frac{C}{L^3} 3U_z^2 \delta U_z \cos\alpha - \delta\alpha \text{sen}\alpha \frac{C}{L^3} U_z^3 \quad (5.20)$$

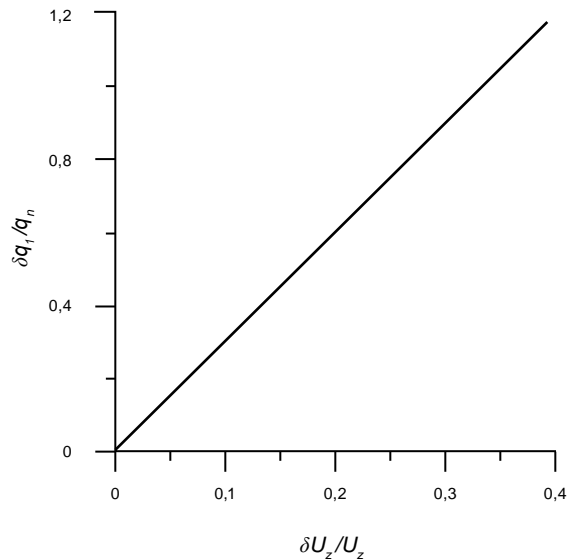
Dividiendo la ecuación por q_n :

$$\frac{\delta q_n}{q_n} = 3 \frac{\delta U_z}{U_z} - \delta \alpha \operatorname{tg} \alpha \quad (5.21)$$

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.

$$\begin{aligned} \frac{\delta q_n}{q_n} &= \frac{\delta q_1}{q_n} + \frac{\delta q_2}{q_n} \\ \frac{\delta q_1}{q_n} &= 3 \frac{\delta U_z}{U_z} \\ \frac{\delta q_2}{q_n} &= -\delta \alpha \operatorname{tg} \alpha \end{aligned} \quad (5.22)$$

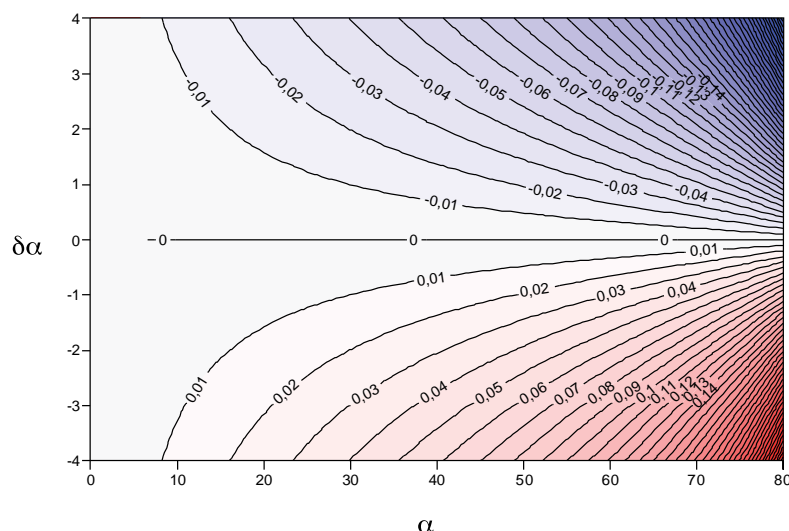
FIGURA 56
VARIACIÓN DEL TRANSPORTE POTENCIAL ADIMENSIONAL $\delta q_1/q_n$ EN FUNCIÓN DE LA VARIACIÓN ADIMENSIONAL DE LA INTENSIDAD DEL VIENTO



Fuente: Elaboración propia.

Las figuras 56 y 57 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 α , siendo la variación adimensional total la suma de los valores obtenidos a partir de las dos gráficas.

FIGURA 57
VARIACIÓN DEL TRANSPORTE POTENCIAL ADIMENSIONAL $\delta q_1/q_n$ EN FUNCIÓN DE LA DIRECCIÓN DEL VIENTO Y DE LA VARIACIÓN DE LA DIRECCIÓN DEL VIENTO



Fuente: Elaboración propia.

Nota: Las etiquetas de las líneas de contorno y el color corresponden a $\delta q_1/q_n$.

La capacidad de transporte de sedimento por la acción del viento indica cuál es la tasa de crecimiento dunar. Sin embargo, al considerar que este transporte potencial es equivalente a la tasa de crecimiento dunar, conlleva intrínsecamente 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.

5.4 Análisis a largo plazo

5.4.1 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

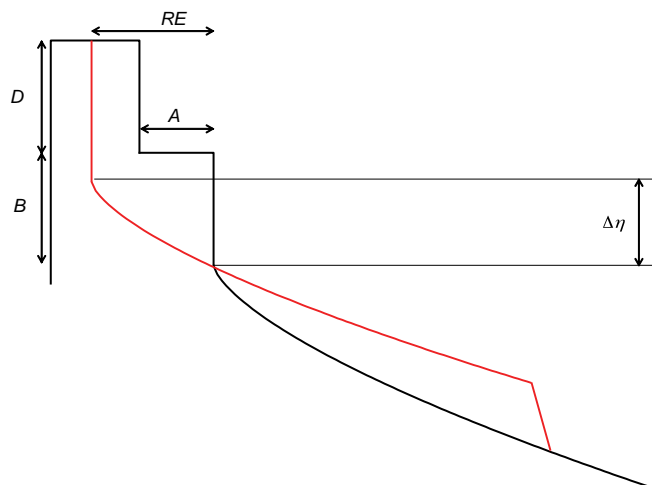
capítulo dedicado al análisis de los efectos en las playas, y que establece que un aumento en el nivel del mar generará una erosión de la zona del trasdós de la playa. Por lo tanto, a continuación se procede a estudiar cuáles son los efectos de la variación del nivel medio del mar en los sistemas dunares.

5.4.2 Cuantificación de la erosión dunar en función 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 58):

- **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 58
ESQUEMA DESCRIPTIVO DE LOS PARÁMETROS DE LOS QUE DEPENDE EL RETROCESO RE DE UNA PLAYA ANTE UN AUMENTO DEL NIVEL MEDIO



Fuente: Elaboración propia.

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:

$$RE = \frac{\Delta\eta \cdot W_* + D \cdot A}{(h_* + B + D)} \quad (5.23)$$

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)

V = 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:

$$RE = \frac{\Delta\eta \cdot W_* + A \cdot D}{(h_* + B + D)} = \frac{\Delta\eta \left(\frac{1,57H_{s12}}{0,51w^{0,44}} \right)^{1,5} + A \cdot D}{(1,57H_{s12} + B + D)} \quad (5.24)$$

$$RE_{DUNA} = \frac{\Delta\eta \cdot W_* + A \cdot D}{(h_* + B + D)} = \frac{\Delta\eta \left(\frac{1,57H_{s12}}{0,51w^{0,44}} \right)^{1,5} + A \cdot D}{(1,57H_{s12} + B + D)} - A \quad (5.25)$$

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:

$$V_{duna} = (RE - A)D = \left[\frac{\Delta\eta \left(\frac{1,57H_{s12}}{0,51w^{0,44}} \right)^{1,5} + A \cdot D}{(1,57H_{s12} + B + D)} - A \right] D \quad (5.26)$$

Donde:

V_{duna} = Volumen de arena erosionado del sistema dunar por unidad de anchura (m³/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 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.

5.5 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 el cuadro 6 en el que se muestran para una duna tipo, situada en el trasdós de una playa tipo, los efectos que se proveen ante un determinado cambio en las características del viento y del nivel del mar.

Como se indica en el cuadro, en una duna situada en el trasdós 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 α 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 situada 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 m³ por unidad de anchura del sistema dunar.

5.6 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, 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 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 trasdós 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 trasdós de playas disipativas, compuestas por arenas finas donde la profundidad de corte es elevada, con poca extensión de playa seca y bermas bajas.

En el cuadro 7 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.

CUADRO 6
ORDEN DE MAGNITUD DE LOS POSIBLES EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN DUNAS

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
Variación del transporte potencial de arena	Por variación de la intensidad y ángulo de incidencia del viento <ul style="list-style-type: none"> • $D_{50}=0,3$ mm • $Z_0=0,1$ (m) • $U_z=10$ m/s • $\alpha=20^\circ$ 	$\frac{\delta U_z}{U_z} = -0,05$ $\frac{\delta \alpha}{\alpha} = -0,1$	$\frac{\delta q_n}{q_n} = \frac{\delta q_1}{q_n} + \frac{\delta q_2}{q_n} = -0,138$ $\frac{\delta q_1}{q_n} = -0,15$ $\frac{\delta q_2}{q_n} = 0,012$	Figura 56 y 57
Erosión dunar	Por aumento del nivel medio <ul style="list-style-type: none"> • $B=1$ m • $D_{50}=0,3$ mm • $D=5$ m • $A=10$ m • $H_{s12}=5$ m 	$\Delta\eta=0,2$ (m)	$RE=1,37$ m	

Fuente: Elaboración propia.

CUADRO 7
RESUMEN 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
Variación del transporte potencial de arena	Por variación de la intensidad y ángulo de incidencia del viento <ul style="list-style-type: none"> • D_{50} = tamaño medio del sedimento (mm) • Z_0 = rugosidad del lecho (m) • U_{12} = intensidad del viento a una distancia Z desde el lecho (m/s) • ν_a = viscosidad cinemática del aire (cm²/s) • ρ_a = densidad del aire (g/cm³) 	<ul style="list-style-type: none"> • δU_z = variación de la intensidad del viento • $\delta \alpha$ = variación de dirección del viento 	$\frac{\delta q_n}{q_n} = \frac{\delta q_1}{q_n} + \frac{\delta q_2}{q_n}$ $\frac{\delta q_1}{q_n} = 3 \frac{\delta U_z}{U_z}$ $\frac{\delta q_2}{q_n} = -\delta \alpha \operatorname{tg} \alpha$	Figura 56 y 57
Erosión dunar	Por aumento del nivel medio <ul style="list-style-type: none"> • B = altura de berma (m) • D_{50} = tamaño medio del sedimento (m) • D = altura de la duna (m) • A = extensión de playa seca (m) • H_{S12} = altura de ola significativa excedida 12 horas al año (m) 	<ul style="list-style-type: none"> • $\Delta \eta$ = variación del nivel del mar (m) 	$RE_{duna} = \frac{\Delta \eta \left(\frac{1,57 H_{S12}}{0,51 W_{0,44}} \right)^{1,5} + A D}{(1,57 H_{S12} + B + D)} - A$	

Fuente: Elaboración propia.

6. Efectos teóricos del cambio climático en las obras marítimas

6.1 Introducción

En el presente capítulo se analiza el efecto que el 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 ésta 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 de 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.

Teniendo en consideración la importancia de las obras marítimas a lo largo de toda la costa, se hace necesario analizar cuáles 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. Ésta 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 cuáles 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

La funcionalidad de las obras marítimas en los puertos tiene una doble función. Por un lado, generan un área de zonas abrigadas con un sistema de obras e infraestructuras que posibiliten las actividades portuarias, que no podrían llevarse a cabo de otro modo, tal es el caso de muelles y dársenas o el resto de infraestructura ligada al transporte de las mercancías. Por otro lado, otras obras tienen como objetivo fundamental la defensa frente al oleaje incidente, de forma que protegen el área en el trasdós de la obra del efecto del oleaje. Tal es el caso de los diques rompeolas.

En el primer caso, para evaluar la funcionalidad en el interior de un puerto sería necesario determinar las condiciones de agitación, corrientes y vientos en el interior, asociado a la configuración particular de cada puerto, lo cual resulta imposible de forma general, por la especificidad de cada caso.

No obstante, para evaluar el efecto de protección que ejercen los diques de defensa, se plantea aquí estudiar el rebase del oleaje sobre los mismos (q), atendiendo a dos configuraciones tipo de los mismos: diques verticales y en talud. Este rebase se define como el 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 Rebase del oleaje

Introducción

El rebase se define como el transporte de una cantidad de agua sobre la coronación de una estructura. Este transporte se puede producir en forma de rebase de la masa de agua, debido a una cota de coronación por debajo del 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 (*splash*).

- 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 afección 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 abiertas, la realización de un dique cuya probabilidad de rebase sea nula llevaría a diseños no compatibles con consideraciones de otro tipo como las estéticas o económicas. Por otro lado, en algunos casos, especialmente en los diques exentos para protección costera, 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 línea de 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 en el caso de muros de protección con paseo marítimo o cuando el volumen de agua rebasada pueda crear problemas a equipos o instalaciones, tanto por impacto de la masa de agua como por inundación, como en el caso de diques de contención.

El caudal de rebase tolerable por una determinada estructura dependerá, por consiguiente de los siguientes factores:

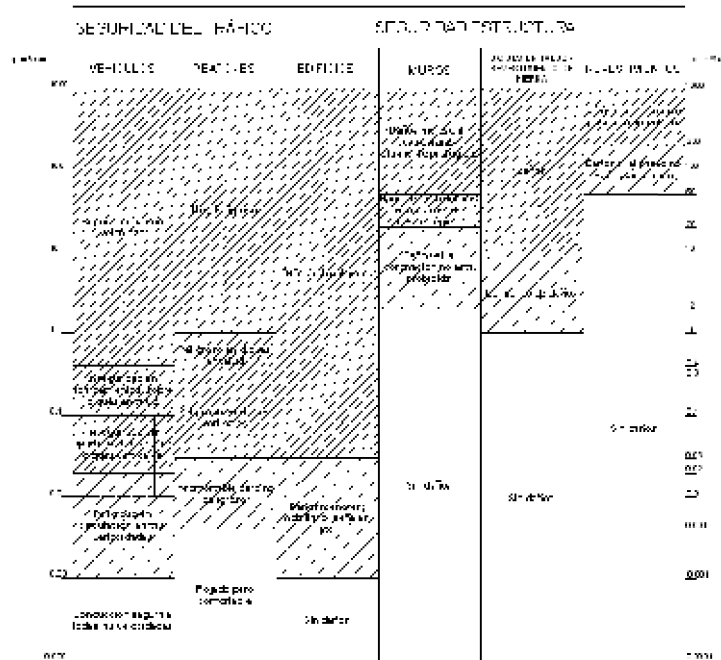
- a) Estabilidad de la coronación y de la cara de sotamar de la estructura.
- b) Capacidad de los sistemas de drenaje de la cara de sotamar.
- c) Posibilidad de daño a edificios, equipos e instalaciones situados al abrigo de la estructura.
- d) Posibilidad de daño a personas.
- e) Nivel de operatividad 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 a su vez del área inundada, mientras que otros factores como la posibilidad de arrastre a vehículos o personas, se relacionan con los caudales instantáneos generados por las olas individuales. En la figura 59, tomada de Franco y otros (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:

$$q = \frac{1}{t_0} \sum_{i=1}^{N_0} Q(H_i, T_i) \quad (6.1)$$

FIGURA 59
CAUDALES DE REBASE TOLERABLES



Fuente: Franco, L., M. de Gerloni, y J.W. van der Meer (1994), "Wave overtopping on vertical and composite breakwaters", *Proceedings of the 24th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers.

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, 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 debe realizarse de forma separada en cada tipo de estructura.

6.2.2.1 Rebase sobre estructuras verticales

Franco y otros (1994), realizaron una amplia experimentación de laboratorio con diques verticales impermeables, a los que se aplican diversas variantes tipológicas.

Como resultado de la experimentación, Franco y otros (1994) proponen la siguiente expresión para el caudal medio de rebase adimensional:

$$Q = \frac{q}{\sqrt{gH_s^3}} = 0,2 \exp\left(-b \frac{R_c}{H_s}\right) \quad (6.2)$$

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 cuadro 8):

CUADRO 8
VALORES DEL COEFICIENTE b DE LA ECUACIÓN (6.2) EN FUNCIÓN DE LA TIPOLOGÍA

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

Fuente: Franco, L., M. de Gerloni, y J.W. van der Meer (1994), "Wave overtopping on vertical and composite breakwaters", Proceedings of the 24th International Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers.

a) *Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en el rebase sobre estructuras verticales*

Según la formulación propuesta por Franco y otros (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.

1. *Análisis de la variación en el rebase como consecuencia de la variación del nivel del mar*

Supongamos que el *run-up* futuro es igual al valor actual más una perturbación; suponemos lo mismo para el francobordo, donde dicha perturbación es igual a la variación del nivel medio:

$$q_f = q + \delta q \quad (6.3)$$

$$R_{c,f} = R_c - \delta\eta \quad (6.4)$$

Donde:

$R_{c,f}$ = francobordo futuro

R_c = francobordo actual

$\delta\eta$ = variación del nivel medio

q_f = rebase futuro

q = rebase actual

δq = variación del rebase

Según la expresión de Franco y otros (1994), el rebase futuro modificado por la variación del nivel medio vendrá dado por la expresión:

$$q_f = q + \delta q = \sqrt{g} H_s^{3/2} 0,2 \exp \left(-b \frac{(R_c - \delta\eta)}{H_s} \right) \quad (6.5)$$

Operando:

$$q + \delta q = \sqrt{g} H_s^{3/2} 0,2 \exp \left(-b \frac{(R_c)}{H_s} \right) \exp \left(b \frac{\delta\eta}{H_s} \right) \quad (6.6)$$

$$q + \delta q = q \exp \left(b \frac{\delta\eta}{H_s} \right) \quad (6.7)$$

Aproximando la función exponencial mediante un desarrollo en serie de Taylor:

$$q + \delta q = q \left(1 + b \frac{\delta R_c}{H_s} \right) \quad (6.8)$$

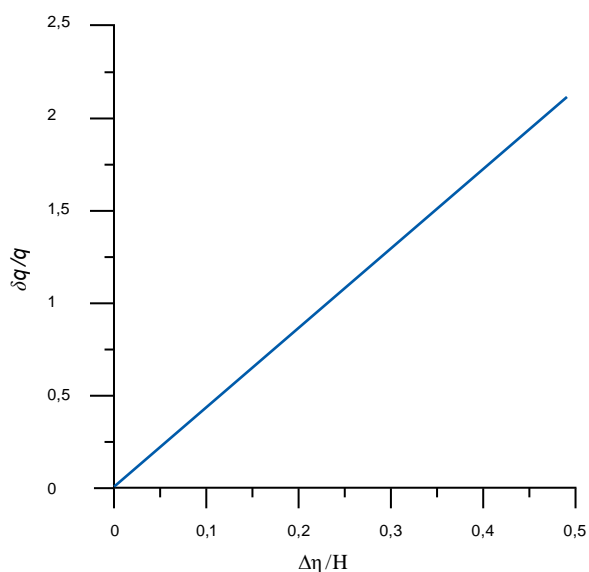
Es decir:

$$\frac{\delta q}{q} = b \frac{\delta\eta}{H_s} \quad (6.9)$$

En la figura 60 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 60 se ha considerado que el coeficiente b corresponde al de un dique vertical impermeable sin botaolas, con un valor igual a 4,3.

FIGURA 60
RELACIÓN ENTRE EL REBASE ADIMENSIONAL Y LA VARIACIÓN DEL NIVEL MEDIO ADIMENSIONALIZADO POR LA ALTURA DE OLA



Fuente: Elaboración propia.

2. *Análisis de la variación en el rebase como consecuencia de la variación de la altura de ola*

En este caso suponemos que el *run-up* futuro es igual al valor actual más una perturbación y que la altura de ola significativa futura es igual a la actual más una perturbación:

$$q_f = q + \delta q \quad (6.10)$$

$$H_{s,f} = H_s + \delta H \quad (6.11)$$

Donde:

$H_{s,f}$ = altura de ola significativa futura (m)

H_s = altura de ola significativa actual (m)

δH_s = variación de la altura de ola significativa (m)

q_f = rebase futuro ($\text{m}^3/(\text{ms})$)

q = rebase actual ($\text{m}^3/(\text{ms})$)

δq = variación del rebase ($\text{m}^3/(\text{ms})$)

A partir de la ecuación propuesta por Franco y otros (1994) se obtiene que:

$$q_f = q + \delta q = \sqrt{g} (H_s + \delta H)^{3/2} 0,2 \exp \left(-b \frac{R_c}{(H_s + \delta H)} \right) \quad (6.12)$$

Operando:

$$q + \delta q = \sqrt{g} H_s^{3/2} \left(1 + \frac{3 \delta H}{2 H_s} \right) 0,2 \exp \left(-b \frac{R_c}{(H_s + \delta H)} \right) \quad (6.13)$$

$$q + \delta q = \left(\sqrt{g} H_s^{3/2} + \frac{3 \delta H}{2 H_s} \sqrt{g} H_s^{3/2} \right) 0,2 \exp \left(-b \frac{R_c}{H_s} \left(1 - \frac{\delta H}{H_s} \right) \right) \quad (6.14)$$

$$q + \delta q = \left(\sqrt{g} H_s^{3/2} + \frac{3 \delta H}{2 H_s} \sqrt{g} H_s^{3/2} \right) 0,2 \exp \left(-b \frac{R_c}{H_s} \right) \exp \left(b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) \quad (6.15)$$

$$q + \delta q = \left(\begin{aligned} &\sqrt{g} H_s^{3/2} 0,2 \exp \left(-b \frac{R_c}{H_s} \right) \exp \left(b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) \\ &+ \frac{3 \delta H}{2 H_s} \sqrt{g} H_s^{3/2} 0,2 \exp \left(-b \frac{R_c}{H_s} \right) \exp \left(b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) \end{aligned} \right) \quad (6.16)$$

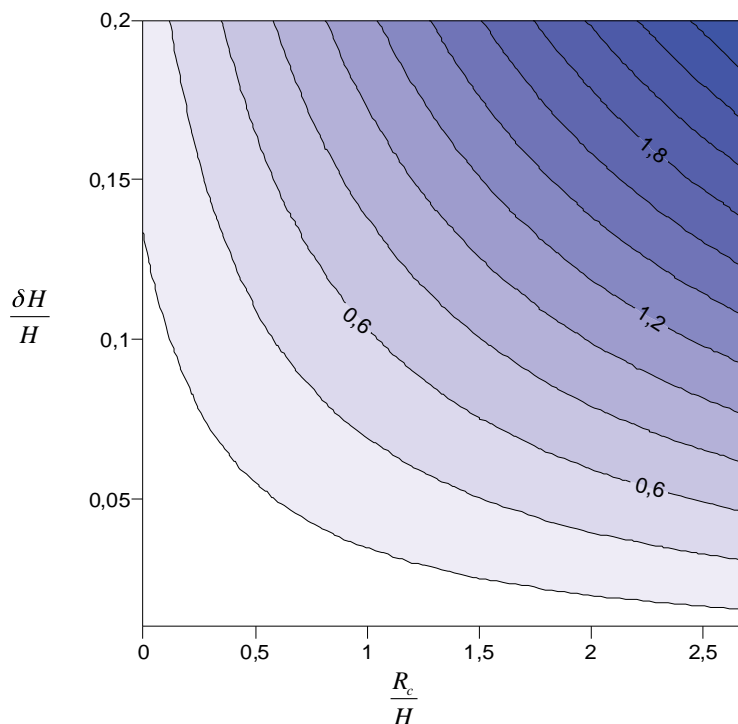
$$q + \delta q = \left(q \exp \left(b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) + \frac{3 \delta H}{2 H_s} q \exp \left(b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) \right) \quad (6.17)$$

$$q + \delta q = q \left(\left(1 + b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) \left(1 + \frac{3 \delta H}{2 H_s} \right) \right) \quad (6.18)$$

Finalmente se obtiene:

$$\frac{\delta q}{q} = b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} + \frac{3 \delta H}{2 H_s} \quad (6.19)$$

FIGURA 61
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



Fuente: Elaboración propia.

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 francoabordo adimensionalizado con la altura de ola significativa. En la figura 61 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 francoabordo adimensional.

6.2.2.2 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 solución 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 francoabordo. De Waal y van der Meer (1992) utilizaron datos de Owen (1980) sobre taludes lisos, datos de Führbötter y otros (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 francoabordo,

adimensionalizada con la altura de ola significativa $R_{u2\%} - R_c / H_s = 1,75I$, donde $R_{u2\%}$ se refiere al ascenso sólo superado por el 2% de las olas del estado de mar. Estos 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:

$$Q = \frac{q}{\sqrt{gH_s^3}} = 8 \cdot 10^{-5} \cdot \exp \left[b \left(R_{u2\%} - R_c \right) / H_s \right] \quad (6.20)$$

Donde:

$$b = 3,1$$

$$R_{u2\%} = TH_s \quad T = 1,75I_{rpo} v_r ; \text{ para } I_{rpo} < 2,5$$

$$R_{u2\%} = TH_s \quad T = 3,5u_r ; \text{ para } I_{rpo} > 2,5$$

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 v_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 (6.20) se obtiene:

$$q = \sqrt{g} H_s^{3/2} 8 \cdot 10^{-5} \cdot \exp \left[-b R_c / H_s \right] \cdot \exp \left[3,5b v_r \right] \quad (6.21)$$

a) *Evaluación de los posibles efectos del cambio climático en el rebase sobre estructuras en talud*

Tal como muestra la expresión (6.21), 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. 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 climático sean exactamente iguales.

1. *Análisis de la variación en el rebase 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:

$$q_f = q + \delta q \quad (6.22)$$

$$R_{c,f} = R_c - \delta \eta \quad (6.23)$$

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)

δq = 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:

$$q_f = q + \delta q = 8 \cdot 10^{-5} \sqrt{g} H_s^{3/2} \exp \left(b \frac{(R_{u2\%} - R_c + \delta\eta)}{H_s} \right) \quad (6.24)$$

Operando:

$$q + \delta q = 8 \cdot 10^{-5} \sqrt{g} H_s^{3/2} \exp \left(-b \frac{R_c}{H_s} \right) \exp \left(b \frac{\delta\eta}{H_s} \right) \exp \left(b \frac{R_{u2\%}}{H_s} \right) \quad (6.25)$$

Reagrupando términos:

$$q + \delta q = q \exp \left(b \frac{\delta\eta}{H_s} \right) \quad (6.26)$$

Aproximando la función exponencial por un desarrollo en serie de Taylor:

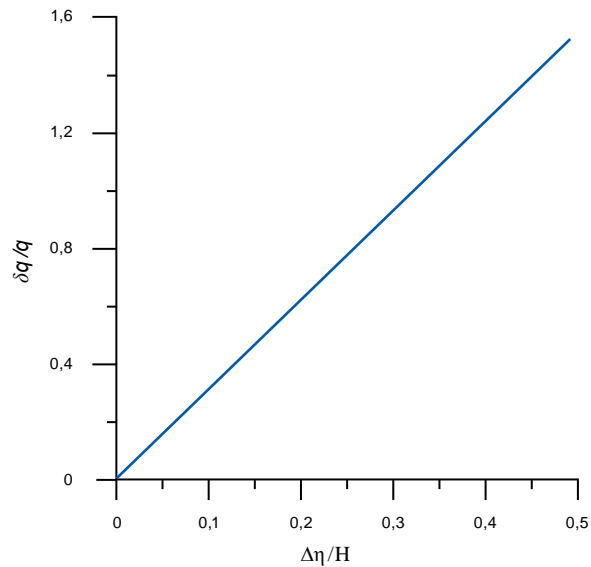
$$q + \delta q = q \left(1 + b \frac{\delta\eta}{H_s} \right) \quad (6.27)$$

Finalmente se obtiene:

$$\frac{\delta q}{q} = b \frac{\delta\eta}{H_s} \quad (6.28)$$

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. Este parámetro es menor en los diques en talud, y por tanto, 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 62 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 62
RELACIÓN ENTRE EL REBASE ADIMENSIONAL Y LA VARIACIÓN DEL NIVEL MEDIO ADIMENSIONALIZADO POR LA ALTURA DE OLA



Fuente: Elaboración propia.

2. *Análisis de la variación en el rebase como consecuencia de la variación de la altura de ola*

Procediendo de la misma forma que en los casos anteriores se asume que:

$$q_f = q + \delta q \quad (6.29)$$

$$H_{s,f} = H_s + \delta H \quad (6.30)$$

Donde:

$H_{s,f}$ = altura de ola significativa futura (m)

H_s = altura de ola significativa actual (m)

δH = variación de la altura de ola significativa (m)

q_f = rebase futuro ($m^3/(ms)$)

q = rebase actual ($m^3/(ms)$)

δq = variación del rebase ($m^3/(ms)$)

A partir de la ecuación propuesta por Franco y otros (1994) se obtiene que:

$$q + \delta q = 8 \cdot 10^{-5} \sqrt{g} (H_s + \delta H)^{3/2} \exp \left(-b \frac{R_c}{(H_s + \delta H)} \right) \exp(b3,5v_r) \quad (6.31)$$

Operando:

$$q + \delta q = 8 \cdot 10^{-5} \sqrt{g} (H_s + \delta H)^{3/2} \exp \left(-b \frac{R_c}{H_s} (H_s + \delta H)^{-1} \right) \exp(b3,5v_r) \quad (6.32)$$

$$q + \delta q = 8 \cdot 10^{-5} \sqrt{g} (H_s + \delta H)^{3/2} \exp \left(-b \frac{R_c}{H_s} \left(1 + \frac{\delta H}{H_s} \right)^{-1} \right) \exp(b3,5v_r) \quad (6.33)$$

Aproximando las funciones potenciales por desarrollos en serie de Taylor:

$$q + \delta q = 8 \cdot 10^{-5} \sqrt{g} H_s^{3/2} \left(1 + \frac{3}{2} \frac{\delta H}{H_s} \right) \exp \left(-b \frac{R_c}{H_s} \left(1 - \frac{\delta H}{H_s} \right) \right) \exp(b3,5v_r) \quad (6.34)$$

Operando:

$$q + \delta q = 8 \cdot 10^{-5} \sqrt{g} H_s^{3/2} \left(1 + \frac{3}{2} \frac{\delta H}{H_s} \right) \exp \left(-b \frac{R_c}{H_s} \right) \exp \left(b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) \exp(b3,5v_r) \quad (6.35)$$

Aproximando la función exponencial por un desarrollo en serie de Taylor:

$$q + \delta q = 8 \cdot 10^{-5} \sqrt{g} H_s^{3/2} \left(1 + \frac{3}{2} \frac{\delta H}{H_s} \right) \exp \left(-b \frac{R_c}{H_s} \right) \exp(b3,5v_r) \left(1 + b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) \quad (6.36)$$

$$q + \delta q = q \left(1 + b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} \right) \left(1 + \frac{3}{2} \frac{\delta H}{H_s} \right) \quad (6.37)$$

Despreciando los términos de segundo orden, se obtiene:

$$\frac{\delta q}{q} = b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} + \frac{3}{2} \frac{\delta H}{H_s} \quad (6.38)$$

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 a ser la respuesta en cuanto a la estabilidad de la estructura se refiere. Este es el principal objetivo del presente apartado: 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 provocan 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 ser realizadas para mantener la estabilidad actual. Ya que los condicionantes de cálculo en los diques en profundidades reducidas y en aguas profundas son diferentes, 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, al menos, de pendiente suave, por lo que se puede 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:

$$S = f_1(\rho_s, \rho_w, \mu, g, H_{ic}, T_c, W_{p50}, \alpha) \quad (6.39)$$

Donde:

ρ_s = densidad de la escollera (kg/m^3)

ρ_w = densidad del agua (kg/m^3)

μ = viscosidad cinemática (m^2/s)

g = aceleración gravitacional (m/s^2)

H_{ic} = altura de ola incidente de cálculo (m)

T_c = periodo del oleaje (s)

W_{p50} = peso de las piezas que componen el manto (N)

α = ángulo de incidencia del oleaje

Para un nivel de avería determinado, $S = S_o$, esta función podrá expresarse de la forma:

$$f_2(\rho_s, \rho_w, \mu, g, H_{ic}, T_c, W_{p50}, \alpha) = 0 \quad (6.40)$$

En virtud de las técnicas del análisis dimensional, esta última expresión puede ser expresada de la forma:

$$f_3(S_r, \frac{H_{ic}^2}{\mu \cdot T_c}, \frac{H_{ic}}{L_{0ic}}, \frac{W_{p50}}{\rho_w \cdot g \cdot H_{ic}^3}, \tan \alpha) = 0 \quad (6.41)$$

Donde $S_r = \rho_s / \rho_w$ es la densidad relativa, $L_{0ic} = gT_{ic}^2 / 2\pi$, es la longitud de onda en profundidades indefinidas. El parámetro $H_{ic}^2 / \mu T_{ic}$ es el 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, y por tanto, se puede expresar como:

$$f_4(S_r, \frac{H_{ic}}{L_{0ic}}, \frac{W_{p50}}{\rho_w \cdot g \cdot H_{ic}^3}, \tan \alpha) = 0 \quad (6.42)$$

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 las 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:

$$F_h \approx \rho_w \cdot g \cdot D_{n50}^2 \cdot H_{ic} \quad (6.43)$$

El peso sumergido, es:

$$W_s \approx (\rho_s - \rho_w) \cdot g \cdot D_{n50}^3 \quad (6.44)$$

Estableciendo la relación entre las dos fuerzas (6.43) y (6.44) se llega al siguiente número adimensional:

$$\frac{F_h}{W_s} \approx N_s = \frac{H_{ic}}{(S_r - 1) \cdot D_{n50}} = \frac{H_{ic}}{\Delta \cdot D_{n50}} \quad (6.45)$$

Donde S_r es la densidad relativa de las piezas:

$$S_r = \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (6.46)$$

y Δ es la densidad relativa sumergida:

$$\Delta = S_r - 1 \quad (6.47)$$

El nº adimensional N_s definido en (6.45) 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:

$$N_s = \frac{H_{ic}}{\Delta \cdot \left(\frac{W_{50}}{\rho_s \cdot g} \right)^{1/3}} \quad (6.48)$$

o, lo que es lo mismo,

$$N_s^3 = \frac{\rho_s \cdot g \cdot H_{ic}^3}{(S_r - 1)^3 \cdot W_{50}} \quad (6.49)$$

Se define función de estabilidad como el inverso de la expresión (6.49) anterior:

$$\psi = \frac{1}{N_s^3} = \frac{(S_r - 1)^3 \cdot W_{50}}{\rho_s \cdot g \cdot H_{ic}^3} = \frac{(S_r - 1)^3 \cdot W_{50}}{S_r \cdot \rho_w \cdot g \cdot H_{ic}^3} = \frac{W_{50}}{\rho_w \cdot g \cdot R \cdot H_{ic}^3} \quad (6.50)$$

Donde:

$$R = \frac{S_r}{(S_r - 1)^3} \quad (6.51)$$

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 el dique con la altura de ola incidente en la estructura, de forma que:

$$W_{50} = \psi \cdot \rho_w \cdot g \cdot R \cdot H_{ic}^3 \quad (6.52)$$

$$\frac{W_{50}}{g} = \psi \cdot \rho_w \cdot R \cdot H_{ic}^3 \quad (6.53)$$

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, fundamentalmente la variación de la altura de ola y del nivel medio, pueden influir de forma diferente en profundidades reducidas y en intermedias, el análisis se hará de forma independiente para los dos casos. En primer lugar, se analizará el peso que deberían 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, ya 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.

Se supondrá 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.

$$H_{ic,f} = H_{ic} + \delta H_{ic} \quad (6.54)$$

$$W_{50,f} = W_{50} + \delta W_{50} \quad (6.55)$$

Siendo:

$H_{ic,f}$ = altura de ola de cálculo futura (m)

H_{ic} = altura de ola de cálculo actual (m)

δH_{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 actual (N)

δW_{50} = variación del peso medio de las piezas (N)

De esta forma, en un futuro, el tamaño de las piezas del dique para que se cumpla una función de estabilidad dada será:

$$W_{50} + \delta W_{50} = \psi \cdot \rho_w \cdot g \cdot R \cdot (H_{ic} + \delta H_{ic})^3 \quad (6.56)$$

Aproximando la función potencial por un desarrollo en serie de Taylor y despreciando los términos de orden mayor que el orden 1 se obtiene:

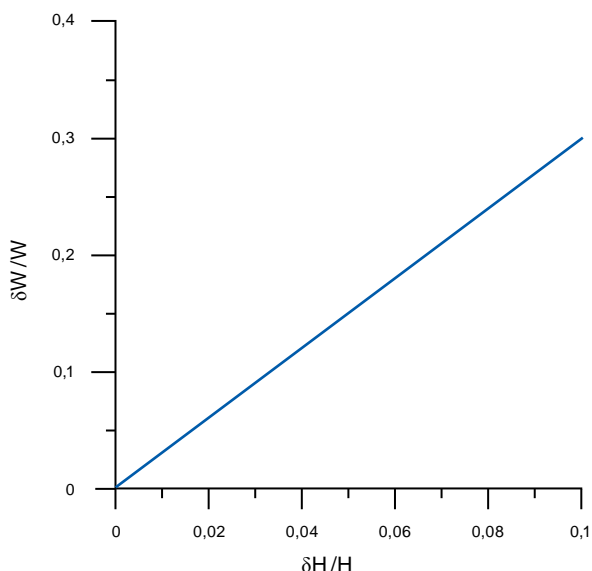
$$W_{50} + \delta W_{50} = \psi \cdot \rho_w \cdot g \cdot R \cdot H_{ic}^3 \left(1 + 3 \frac{\delta H_{ic}}{H_{ic}} \right) \quad (6.57)$$

Dividiéndolo todo por el peso actual de las piezas se obtiene:

$$\frac{\delta W_{50}}{W_{50}} = 3 \left(\frac{\delta H_{ic}}{H_{ic}} \right) \quad (6.58)$$

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 63 se muestra de forma gráfica esta relación.

FIGURA 63
RELACIÓN ENTRE LA VARIACIÓN DEL PESO DE LAS PIEZAS ADIMENSIONAL
Y LA VARIACIÓN DE LA ALTURA DE OLA



Fuente: Elaboración propia.

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 limitadas por la profundidad, de modo 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 asociada a la altura de ola máxima que permite la profundidad, por rotura, al pie del dique.

$$H_{ic} = \gamma h \quad (6.59)$$

Por lo tanto, si se produce un aumento del nivel medio del mar, es decir, de la profundidad a pie de dique, aumentará la máxima altura de ola que puede incidir sobre el dique. Teniendo en cuenta la siguiente relación:

$$W_{50} = \psi \cdot \rho_w \cdot g \cdot R \cdot H_{ic}^3 \quad (6.60)$$

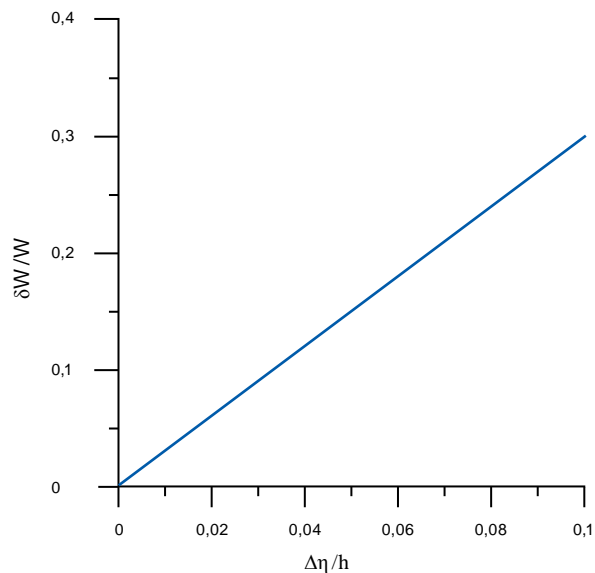
Y sustituyendo:

$$W_{50} = \psi \cdot \rho_w \cdot g \cdot R \cdot \gamma^3 h^3 \quad (6.61)$$

$$W_{50} + \delta W_{50} = \psi \cdot \rho_w \cdot g \cdot R \cdot \gamma^3 (h + \Delta \eta)^3 \quad (6.62)$$

$$\frac{\delta W_{50}}{W_{50}} = 3 \left(\frac{\Delta \eta}{h} \right) \quad (6.63)$$

FIGURA 64
RELACIÓN ENTRE LA VARIACIÓN DEL PESO DE LAS PIEZAS ADIMENSIONAL
Y LA VARIACIÓN DEL NIVEL MEDIO



Fuente: Elaboración propia.

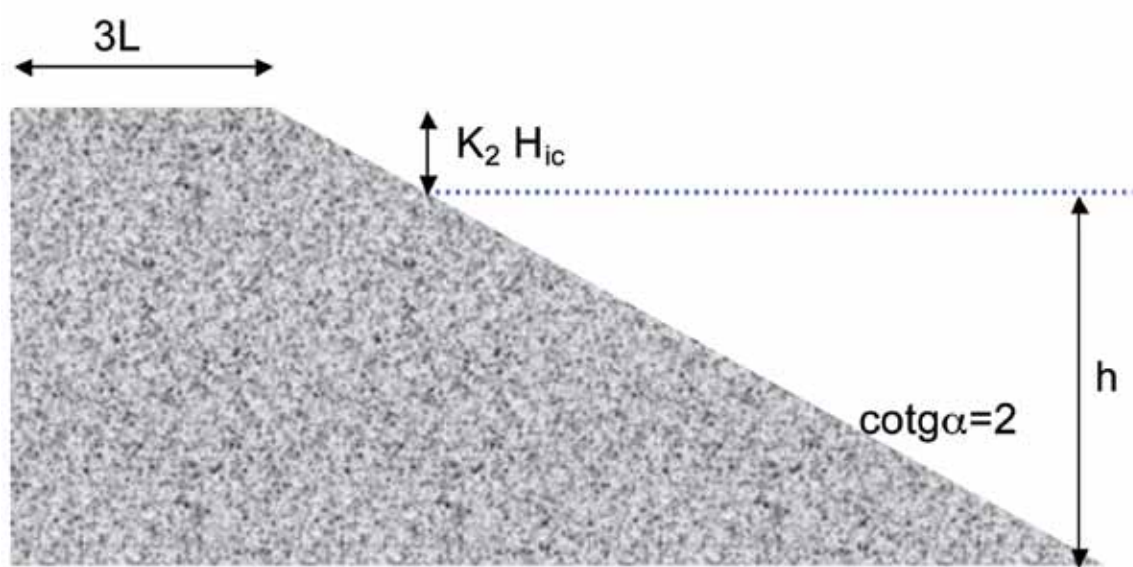
Tal como se muestra en la figura 64, una variación del nivel medio del 5% supone un aumento del peso de las piezas del 15%.

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 talud en profundidades indefinidas

Considerando un dique tipo (ver figura 65), 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 65
ESQUEMA DEL DIQUE TIPO CONSIDERADO



Fuente: Elaboración propia.

El peso medio de las piezas que constituyen el dique es proporcional a la altura de ola de cálculo al cubo:

$$\frac{W_{50}}{g} = KH_{ic}^3 \quad (6.64)$$

$$K = \psi \cdot \rho_w \cdot R$$

Por otro lado el peso de las piezas es igual al producto de su densidad y el volumen que ocupan, es decir:

$$\frac{W_{50}}{g} = \rho_s L^3 \quad (6.65)$$

Donde:

L = lado de la pieza (m)

Por lo tanto:

$$3L = 3 \sqrt[3]{\frac{\psi \cdot \rho_w \cdot R}{\rho_s}} H = K_1 H \quad (6.66)$$

Calculando el área de la estructura actual:

$$A = 3L(h + K_2H) + \frac{2(h + K_2H)^2}{2} \quad (6.67)$$

$$A = (h + K_2H)[3L + (h + K_2H)] \quad (6.68)$$

$$A = (h + K_2H)[K_1H + h + K_2H] = (h + K_2H)[h + K_3H] \quad (6.69)$$

$$K_3 = K_1 + K_2 \quad (6.70)$$

$$A = (h + K_2H)[K_1H + h + K_2H] = (h^2 + K_2Hh + K_3Hh + K_3K_2H^2) \quad (6.71)$$

$$K_4 = K_2 + K_3 \quad (6.72)$$

$$K_5 = K_3K_2 \quad (6.73)$$

$$(h^2 + K_2Hh + K_3Hh + K_3K_2H^2) = h^2 + K_4Hh + K_5H^2 \quad (6.74)$$

$$A = h^2 + K_4Hh + K_5H^2 \quad (6.75)$$

Aplicando el método de las perturbaciones:

$$A + \delta A = h^2 + K_4(H + \delta H)h + K_5(H + \delta H)^2 \quad (6.76)$$

$$\delta A = K_4\delta Hh + 2K_5H\delta H \quad (6.77)$$

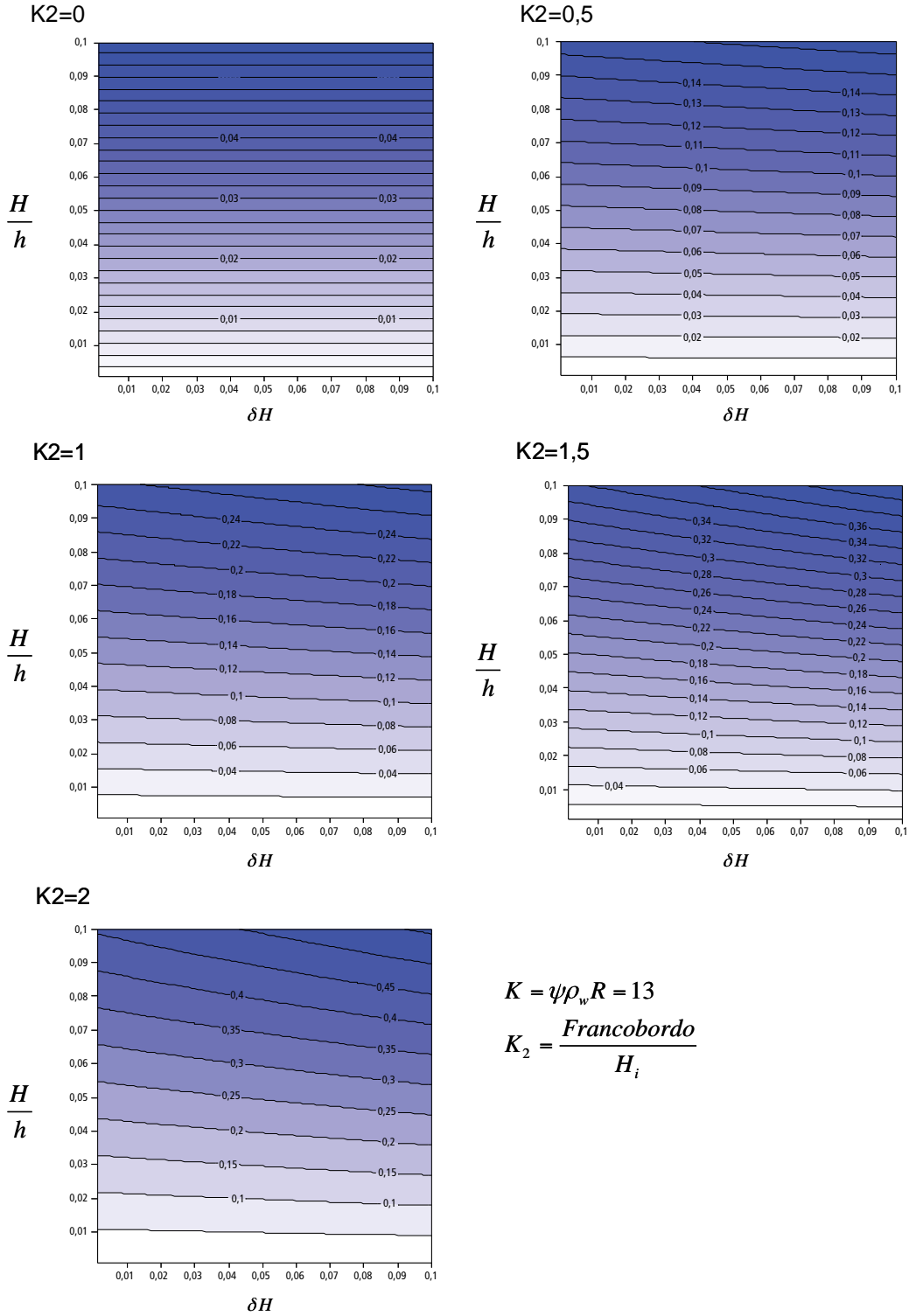
Según la formulación obtenida, la variación del área es función de la altura de ola, de la función de estabilidad, de la profundidad y de la variación de la altura de ola. Dividiendo esta última formulación por la profundidad:

$$\frac{\delta A}{h} = K_4\delta H + 2K_5\frac{H}{h}\delta H \quad (6.78)$$

$$\frac{\delta A}{A} = \frac{(K_4\delta Hh + 2K_5H\delta H)}{(h^2 + K_4Hh + K_5H^2)} \quad (6.79)$$

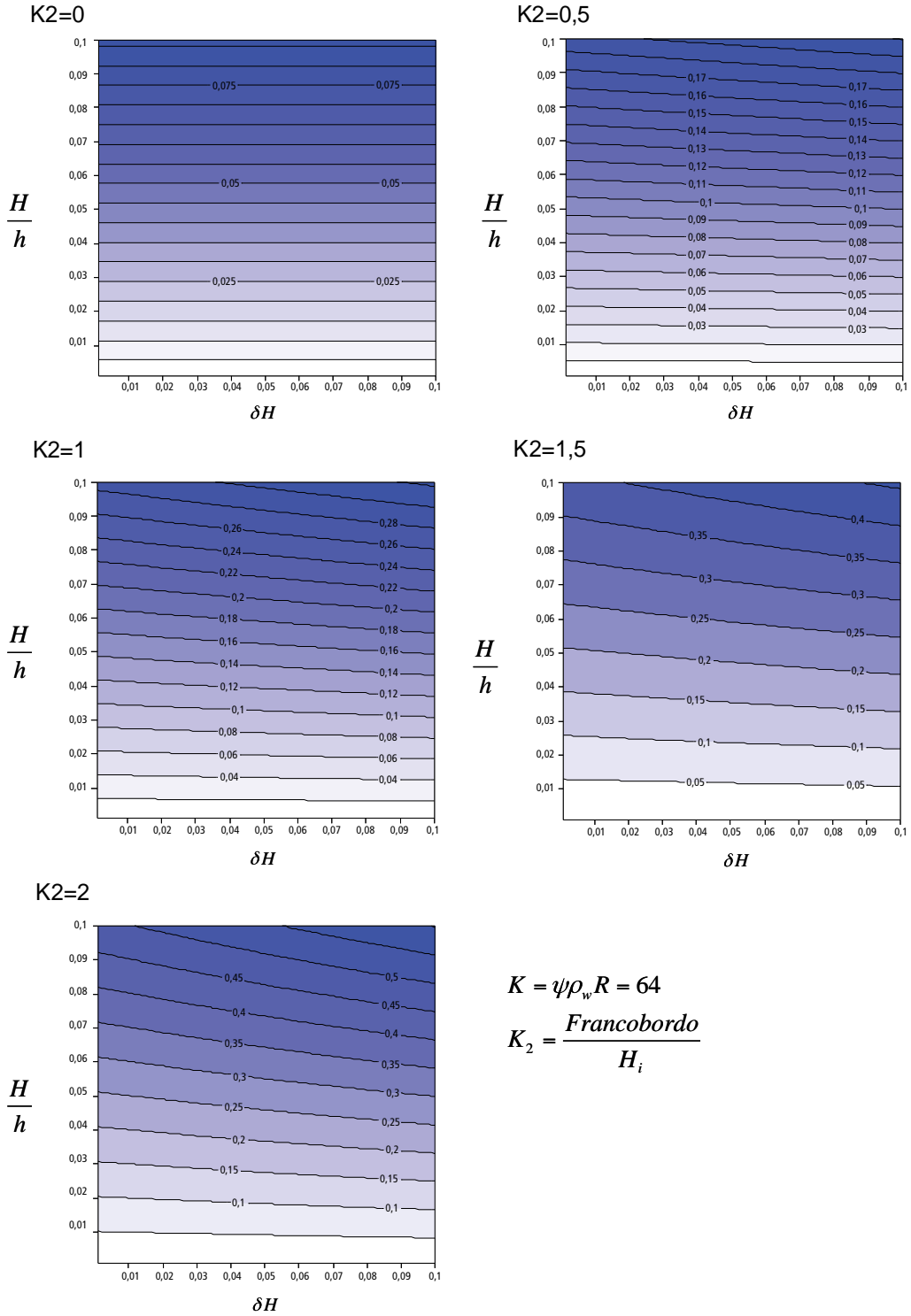
En las figuras 67, 68 y 69 se muestra de forma gráfica el valor de la variación del área de la obra en función del coeficiente K , que depende a su vez del número o función de estabilidad, del coeficiente K_2 , indicativo de la cota de coronación de la estructura, de la relación entre la altura de ola y la profundidad y de la variación de la altura de ola.

FIGURA 66
VARIACIÓN DEL ÁREA DE LA OBRA DIVIDIDA 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)



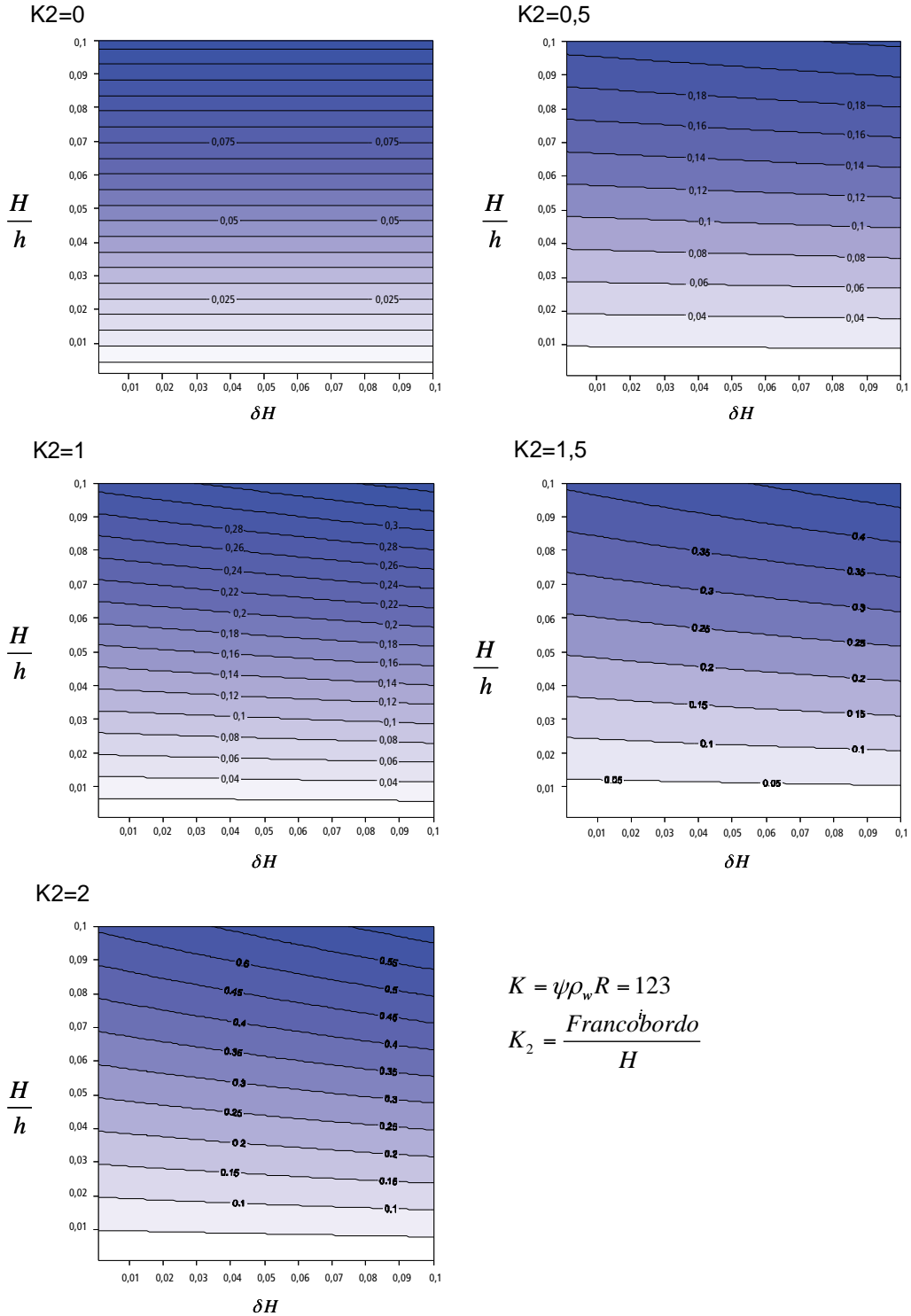
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 67
VARIACIÓN DEL ÁREA DE LA OBRA DIVIDIDA 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)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 68
VARIACIÓN DEL ÁREA DE LA OBRA DIVIDIDA 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)



Fuente: Elaboración propia.

6.3.3.4 Análisis de los posibles efectos del cambio climático en la dimensión de los diques en talud en profundidades reducidas

En este segundo caso, se considera el mismo dique tipo que en el apartado anterior (ver figura 65). 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:

$$3L = 3\sqrt[3]{\frac{\psi \cdot \rho_w \cdot g \cdot R}{\rho_s}} H \quad (6.80)$$

$$H = \gamma h \quad (6.81)$$

$$3L = 3\sqrt[3]{\frac{\psi \cdot \rho_w \cdot g \cdot R}{\rho_s}} \gamma h = K_1 h \quad (6.82)$$

Calculando el área de la estructura actual:

$$A = 3L(h + K_2 H) + \frac{2(h + K_2 H)^2}{2} \quad (6.83)$$

$$A = 3L(h + K_2 \gamma h) + (h + K_2 \gamma h)^2 \quad (6.84)$$

$$K_3 = 1 + K_2 \gamma \quad (6.85)$$

$$A = 3L(K_3 h) + (K_3 h)^2 \quad (6.86)$$

$$A = (K_3 h)[K_1 h + K_3 h] = K_3 K_1 h^2 + K_3 K_3 h^2 = (K_3 K_1 + K_3 K_3) h^2 \quad (6.87)$$

$$A = K_6 h^2$$

$$K_6 = K_3 K_1 + K_3 K_3 \quad (6.88)$$

Aplicando el método de las perturbaciones a esta última ecuación:

$$A + \delta A = K_6 (h + \Delta \eta)^2 \quad (6.89)$$

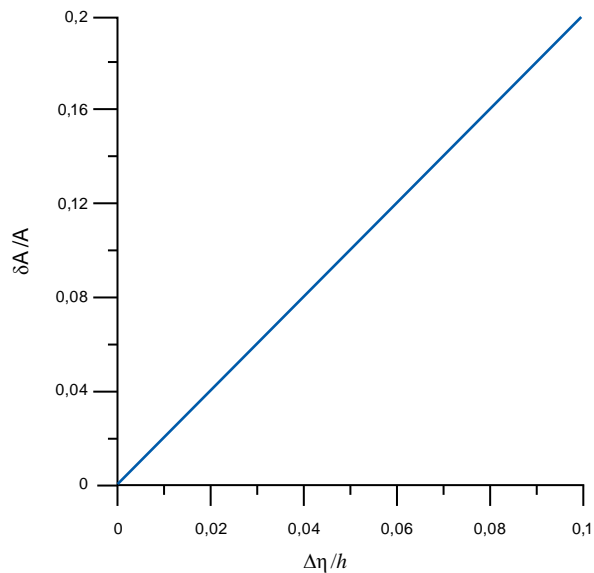
$$A + \delta A = K_6 h^2 \left(1 + 2 \frac{\Delta \eta}{h}\right) = K_6 h^2 + 2K_6 h \Delta \eta \quad (6.90)$$

$$\delta A = 2K_6 h \Delta \eta \quad (6.91)$$

$$\frac{\delta A}{A} = 2 \frac{\Delta \eta}{h} \quad (6.92)$$

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 69.

FIGURA 69
RELACIÓN ENTRE LA VARIACIÓN DEL ÁREA ADIMENSIONAL DE LA OBRA Y LA VARIACIÓN DEL NIVEL MEDIO ADIMENSIONALIZADO POR LA PROFUNDIDAD



Fuente: Elaboración propia.

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 como en la estabilidad de las obras marítimas. No obstante, algunos de los efectos son más importantes que otros y otros, incluso, pueden ser despreciados. Este capítulo trata de mostrar cuáles son los efectos más relevantes en el estudio de los efectos del cambio climático en las obras marítimas.

Con tal fin se ha generado el cuadro 9, en el que se muestran los efectos, ya cuantificados, considerando unas características tipo de los diques, así como unos cambios dados 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 12s. Para los diques en talud se ha considerado un talud caracterizado por una pendiente de 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:

$$\frac{\delta\eta}{h} = 0,02 \quad (6.93)$$

$$\frac{\delta H}{H} = 0,07 \quad (6.94)$$

Analizando los resultados del cuadro, se deduce que, 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 aumentar de forma proporcional el 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 que tiene la variación en la altura de ola.

6.5. Conclusiones generales

En el cuadro 10 se resumen los aspectos más representativos del estudio realizado, indicando cuáles son las variables funcionales que pueden afectarse por el cambio climático, cuáles son las variables hidrodinámicas que provocan estos efectos y qué formulación puede ser utilizada para calcularlos. 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. En cuanto a la estabilidad, 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 será proporcional a la variación de la altura de ola adimensionalizada con la altura de ola de cálculo actual.

CUADRO 9
RESUMEN DE LOS POSIBLES EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA FUNCIONALIDAD Y ESTABILIDAD DE LAS OBRAS MARÍTIMAS

Variables Funcionales				Figura 60 y 61
	Estructuras verticales	<ul style="list-style-type: none"> • $H_s = 5$ m • $R_c/H = 1$ • $b = 4,3$ 	<ul style="list-style-type: none"> • $\delta\eta/H_s = 0,04$ • $\delta H/H = 0,07$ 	$\frac{\delta H}{H} = 0,07$ debido a la variación del nivel medio $\frac{\delta q}{q} = 0,165$ debido a la variación de la altura de ola
Rebase		<ul style="list-style-type: none"> • $H_s = 5$ m • $R_c/H = 1$ • $b = 3,1$ 	<ul style="list-style-type: none"> • $\delta\eta/H_s = 0,04$ • $\delta H/H = 0,07$ 	Figura 62
	Estructuras en talud			
	Altura de ola de cálculo no limitado por la profundidad	<ul style="list-style-type: none"> • $H_c = 5$ m • $\psi = 0,0797$ 	<ul style="list-style-type: none"> • $\delta H/H = 0,07$ 	Figura 63
	Altura de ola de cálculo limitado por la profundidad	<ul style="list-style-type: none"> • $h = 10$ m • $\psi = 0,0797$ 	<ul style="list-style-type: none"> • $\delta\eta/h = 0,02$ 	Figura 64
Parámetros de estabilidad				
	Aumento tamaño de las piezas			
		<ul style="list-style-type: none"> • $K = 53,01$ • $K_2 = 1$ • $H = 5$ m • $h = 10$ m 	<ul style="list-style-type: none"> • $\delta H/H = 0,07$ 	Figura 66, 67 y 68
	Altura de ola de cálculo limitado por la profundidad			
	Altura de ola de cálculo limitado por la profundidad	<ul style="list-style-type: none"> • $h = 10$ m • $\psi = 0,0797$ 	<ul style="list-style-type: none"> • $\delta\eta/h = 0,02$ 	Figura 69

Fuente: Elaboración propia.

CUADRO 10
RESUMEN DE LOS POSIBLES EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA FUNCIONALIDAD Y ESTABILIDAD DE LAS OBRAS MARÍTIMAS

Variables Funcionales	Rebase	<ul style="list-style-type: none"> • Hs= altura de ola significante. • Re= francobordo. <p style="text-align: center;">Estructuras verticales</p>	<ul style="list-style-type: none"> • δRe= variación del francobordo por variación del nivel medio= Re·δη. • δH= variación de la altura de ola incidente (m). 	$\frac{\delta q}{q} = b \frac{\delta \eta}{H_s}$ $\frac{\delta q}{q} = b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} + \frac{3 \delta H}{2 H_s}$	Figura 60 y 61
	Estructuras en talud	<ul style="list-style-type: none"> • Hs= altura de ola significante. • Re= francobordo. 	<ul style="list-style-type: none"> • δRe= variación del francobordo por variación del nivel medio= Re·δη. • δH= variación de la altura de ola incidente (m). 	$\frac{\delta q}{q} = b \frac{\delta \eta}{H_s}$ $\frac{\delta q}{q} = b \frac{R_c}{H_s} \frac{\delta H}{H_s} + \frac{3 \delta H}{2 H_s}$	Figura 62
	Altura de ola de cálculo no limitado por la profundidad	<ul style="list-style-type: none"> • Hc= altura de ola de cálculo. • ψ= función de estabilidad. 	<ul style="list-style-type: none"> • δH= variación de la altura de ola de cálculo (m). 	$\frac{\delta W_{50}}{W_{50}} = 3 \left(\frac{\delta H_{lc}}{H_{lc}} \right)$	Figura 63
	Altura de ola de cálculo limitado por la profundidad	<ul style="list-style-type: none"> • h= profundidad. • ψ= función de estabilidad. 	<ul style="list-style-type: none"> • δh= variación de la profundidad por la variación del nivel medio (m). 	$\frac{\delta W_{50}}{W_{50}} = 3 \left(\frac{\delta \eta}{h} \right)$	Figura 64
Parámetros de estabilidad	Aumento tamaño de las piezas	<ul style="list-style-type: none"> • Hc= altura de ola de cálculo. • ψ= función de estabilidad. <p style="text-align: center;">Altura de ola de cálculo no limitado por la profundidad</p>	<ul style="list-style-type: none"> • δH= variación de la altura de ola de cálculo (m). 	$\frac{\delta A}{h} = K_4 \delta H + 2K_5 \frac{H}{h} \frac{\delta H}{h}$ $K_1 = 3 \sqrt[3]{\frac{K}{\rho_s}}; K_3 = K_1 + K_2;$ $K_4 = K_2 + K_3; K_5 = K_3 K_2$	Figura 66, 67 y 68
	Altura de ola de cálculo limitado por la profundidad	<ul style="list-style-type: none"> • h= profundidad. • ψ= función de estabilidad. 	<ul style="list-style-type: none"> • δh= variación de la profundidad por la variación del nivel medio (m). 	$\frac{\delta A}{A} = 2 \frac{\delta \eta}{h}$	Figura 69

Fuente: Elaboración propia.


7. Bibliografía

- Aubrey, F.G. y 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*, vol. 21.
- Bagnold, R.A. (1941), *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, Chapman and Hall, London.
- Birkemeier, W.A. (1985), "Field Data on Seaward Limit of Profile Change", *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, vol. 111, No 3.
- Bruno, R.O., R.G. Dean, y C.G. Gable (1980), "Longshore transport evaluation at a detached breakwater", *Proceedings of the 17th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers.
- Bruun, P. (1990), *Port Engineering*, Gulf Publishing Co., Houston, USA.
- Bruun, P. (1978), *Stability of Tidal Inlets*, Elsevier, New York, USA.
- Bruun, P. (1966), "Tidal inlets and littoral drift", *Stability of tidal inlets*, vol. 2, Noruega.
- 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, No 117.
- Bruun, P. (1954), "Coastal Erosion and Development of Beach Profiles", *U.S. Army Beach Erosion Board Technical Memorandum*, U.S. Army, Corps of Engineers. Waterways Exp. Station, N° 44, Vicksburg, Mississippi.
- Caldwell, J.M. (1956), "Wave Action and Sand Movement Near Anaheim Bay, California," TM-68, U.S. Army, Corps of Engineers, Beach Erosion Board, Washington, D.C.
- Callaghan D.P. y otros (2008), "Statistical simulation of wave climate and extreme beach erosion", *Coastal Engineering*, vol.55.
- Capobianco, M. y otros (1997), "Depth of Closure: A Contribution to the Reconciliation of Theory, Practice, and Evidence", Conference Proceeding Paper, Coastal Dynamics '97, American Society of Civil Engineers.
- Cooper, J.A. y O.H. Pilkey (2004), "Sea-level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun Rule", *Global and Planetary change*, vol.43.
- Dalrymple, R. W., B. A. Zaitlin y R. Boyd (1992), "Estuarine Facies Models: Conceptual Basis and Stratigraphic Implications", *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 62, No 6.
- Davis, R.A. (1996), *The evolving coast*, Scientific American Library, New York.
- Davis, R.A. y otros (1972), "Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environments", *Journal of Sedimentary Petrology*, vol.42.

- De Vriend, H.J., W.T. Bakker y D.P. Bilse (1994), "A morphological behaviour model for the outer delta of mixed-energy tidal inlets", *Coastal Engineering*, vol. 23.
- Dean, R. G. (1987), "Coastal Sediment Processes: Toward Engineering Solutions", *Proceedings, Coastal Sediments*, American Society of Civil Engineers.
- Dean, R. G. (1977), "Equilibrium beach profiles: US Atlantic and Gulf Coasts", Department. of Civil Engineering, Report 12, University of Delaware, Newark.
- Dean, R.G. (1973), "Heuristic Models of Sand Transport in the Surf Zone", *Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering Dynamics in the Surf Zone*, Sydney, N.S.W.
- Dean, R.G., y otros (1982), "Longshore Transport Determined by an Efficient Trap", *Proceedings of the 18th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers.
- 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.
- Escoffier, F.F. (1940), "The estabily of tidal inlets", *Shore and Beach*, vol.8, No 4.
- Eysink, W.D. (1990), "Morphological response of tidal basin changes", *Proceedings of the 22nd International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers, vol. II.
- Franco, L., M. de Gerloni, y J.W. van der Meer (1994), "Wave overtopping on vertical and composite breakwaters", *Proceedings of the 24th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers.
- 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., U. Sparboom y H.H. Witte (1989), "Groser Wellencanal Hannover: Versuchsergebnisse uber den Wellenauflauf auf glatten und rauchen Deichboschungen mit der Neigung 1:6", *Die Kuste*, vol.50, 154-195.
- Goda, Y. (1985), *Random seas and design of maritime structures*, University of Tokyo Press.
- Hicks, D.M. y T.M. Hume (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*, vol.12, No1.
- Hsu, S. A. (1986), "Correction of Land-Based Wind Data for Offshore Applications: A Further Evaluation", *Journal of Physical Oceanography*, vol 16.
- Hsu, S. A. (1977), "Boundary-Layer Meteorological Research in the Coastal Zone", *Geoscience and Man*, H. J. Walker, ed., School of Geoscience, Louisiana State University, Baton Rouge, LA, vol. 18.
- Hsu, J.R.C. y C. Evans (1989), "Parabolic Bay Shapes and Applications", *Proceedings- Institution of Civil Engineers*, London, England, vol. 87, part 2.
- Inman, D.L. y R.A. Bagnold (1963), *Littoral processes. In The sea*, ed. M. N. Hill, vol. 3. Interscience, New York.
- Kamphuis, J.W. (1982), "Coastal Mobile Bed Modelling from a 1982 Perspective", Queens University, C. E. Research Rpt. 76, May.
- Kamphuis, J. E., y otros (1986), "Calculation of Littoral Sand Transport Rate", *Journal Coastal Engineering Conference*, vol. 10, No 1.
- Keulegan, G.H. (1966), "The mechanism of an arrested saline wedge", In: A.T. Ippen (ed.), *Estuary and Coastal Hydrodynamics*, McGraw Hill, New York, N.Y.
- Komar, P.D. (1982), "Environmental controls on littoral sand transport". *Proceedings of the 21st International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers.
- Komar, P.D. y D.L. Inman (1970), "Longshore sand transport on beaches", *Journal of Geophysical Research*, vol. 75, No 30.
- Masselink, G. y A.D. Short (1993), "The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology: A Conceptual Beach Model". *Journal of Coastal Research*, vol. 3.
- McDowell, D.M. y B.A. O'Connor (1977), *Hydraulic behaviour of estuaries*, E.M., Wilson (ed.), London.

- Meer, J.W. van der y I.F.R. Daemen (1994), "Stability and wave transmission at low-crested rubble mound structures", *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, American Society of Civil Engineers, vol. 120, No 1.
- 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.
- Miller J.K y E. Livermont (2008), "An index for predicting storm erosion due to increased waves and water levels", *Proceedings of the Solutions to Coastal Disaster Congress 2008*, American Society of Civil Engineers.
- Moore, B. (1982), "Beach profile evolution in response to changes in water level and wave height", MSc Thesis, University of Delaware.
- Munch-Peterson (1938), "Munch-Peterson's littoral drift formula". *Bulletin of U.S. Army Corps of Engineering, Beach Erosion Board*, vol.4, (redraft of speech given in 1938).
- Nielsen, P. y D.J. Hanslow (1991), "Wave run-up distributions on natural beaches", *Journal of Coastal Research*, vol. 7, N° 4.
- Numata, A. (1976), "Laboratory formulation for transmission and reflection at permeable breakwaters of artificial blocks", *Coastal Engineering in Japan*, vol. 19.
- 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 WW1.
- Owen, M.W. (1980), *Design of seawalls allowing for wave overtopping*. Report N° EX 924, Hydraulics Research, Wallingford, UK.
- Renger, E. (1976), "Quantitative Analyse der Morphologie von Wateinzugsgebieten und Tidebecken", *Mitteilungen des Franzius-Instituts*, Heft 43.
- Renger, E. y H.W. Partensky (1974), "Stability criteria for tidal basins", *Proceedings of the 14th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers.
- 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.
- Seelig, W.N. (1983), "Wave reflection from coastal structures", *Proceedings of Coastal Structures*, 83, American Society of Civil Engineers.
- Short, A.D. (1979a), "Three-dimensional beach stage model", *Journal of Geology*, vol. 87.
- Short, A.D. (1979b), "Wave power and beach stages: a global model", *Proceedings of the 16th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers.
- Short, A.D. (1978), "Characteristic beach morphodynamics on the southeast Australian coast", 4th Australian Conf. Coastal Ocean Engineering, Adelaide, the Dist. Engineers, Australia.
- Simmons, H.B. (1955), "Some Effects of upland discharge on estuarine hydraulics" *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 81; 1-20.
- Sunamura, T. (1985), "Quantitative Prediction of Beach-Face Slopes", *Geological Society of America Bulletin*, vol. 95.
- Tan, S. y Y. Chiew (1994), "Analysis of Bayed Beaches in Static equilibrium", *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, vol. 120, No 2, American Society of Civil Engineers.
- US Army Corps of Engineering (USACE) (1966), *Coastal Engineering Manual*, US Army Engineer Research and Development Center.
- Valle, R., R. Medina y M. Losada (1993), "Dependence of coefficient K on grain size", *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, vol. 119, No 5.
- Walton, T.L. y W.D. Adams (1976), "Capacity of inlet outer bars to store sand", *Proceedings of the 15th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers.
- 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 y J.W. Van der Meer (1992), "Wave runup and overtopping at coastal structures", *Proceedings of the 23rd International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers.
- 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. y A.D. Short (1984), "Morphodynamic variability of surf zone and beaches: a synthesis". *Marine Geology*, vol. 56.
- Wright, L.D., y otros (1979), "Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems. Southeast Australia", *Marine Geology*, vol. 32.
- Wright, L.D. y otros (1986), "Morphodynamics of a bar-trough surf zone", *Marine Geology*, vol. 70.
- Wright, L.D. y otros (1982), "Morphodynamics of a macrotidal beach", Broome, Western Australia, Technical Report, 82/1, Coastal Studies Unit, Department of Geography, University of Sydney.
- Wright, L.D., A.D. Short, y M.O. Grean (1985), "Short-term changes in the morphodynamics states of beaches and surf zones: an empirical predictive model". *Marine Geology*, vol. 62.
- Wright, L.D., y otros (1987), "The morphodynamics effects of incident waves groupiness and tide range on an energetic beach", *Marine Geology*, vol. 74.
- Zhang, K., C. Douglas y S.P. Leatherman (2001), "Beach erosion potential for severe Nor'easters", *Journal of Coastal Research*, vol. 17, No 2.



Este documento auxiliar es parte de una serie de textos que se han elaborado en el marco del Estudio regional de los efectos del cambio climático en la costa de América Latina y el Caribe. La zona de estudio comprende una longitud total de costa de aproximadamente 72.182 km distribuidos en cuatro zonas geográficas: Norteamérica, Centroamérica, Sudamérica y las Islas del Caribe. En el dominio de estudio se han analizado los cambios detectados en las dinámicas costeras, la influencia de la variabilidad climática, información diversa sobre la vulnerabilidad de las costas de la región, abarcando tanto el medio físico como el socioeconómico, la configuración física de las mismas y los impactos y riesgos previsible en el futuro.

Las zonas costeras forman uno de los sistemas más complejos, diversos y productivos de la tierra. Está integrado por los subsistemas marino, terrestre y costero, interactuando como un todo único. Por lo tanto, los efectos del cambio climático sobre el sistema deben ser evaluados en los distintos elementos que lo integran (playas, estuarios, sistemas dunares y obras marítimas), teniendo en cuenta las diferentes dinámicas costeras y los fenómenos que ocurren. Este documento presenta una colección completa de los posibles efectos teóricos que se pueden derivar sobre estos elementos por causa de los cambios en las condiciones costeras. Este volumen sirve como manual teórico al presentar una revisión de formulaciones comúnmente utilizadas en la ingeniería de costas. Además provee soporte teórico por ser un documento descriptivo del método aproximado para abordar la determinación del potencial impacto del cambio climático en el sistema costero, aplicable en cualquier lugar del mundo y a partir de escasa información de partida.