



MORFODINÁMICA DE FLECHAS LITORALES APLICACIÓN A LA FLECHA DE DOÑANA

Tesina de Máster

Alumno: Alejandro López Ruiz
Tutores: Miguel Ortega Sánchez y Miguel Á. Losada Rodríguez
Máster de Hidráulica Ambiental
Universidad de Granada
Septiembre 2010

MORFODINÁMICA DE FLECHAS LITORALES APLICACIÓN A LA FLECHA DE DOÑANA

Tesina de Máster

Alumno: Alejandro López Ruiz

Tutores: Miguel Ortega Sánchez y Miguel Á. Losada Rodríguez

Máster de Hidráulica Ambiental

Universidad de Granada

Septiembre 2010

Agradecimientos

Este trabajo no hubiera sido posible sin Migue, gracias por dedicarme más tiempo del que tienes y hacerme ver siempre el lado positivo del trabajo. Tampoco lo hubiera hecho sin Miguel, que siempre tiene, al menos, una buena idea para tirar del hilo. Gracias a los dos por esta oportunidad.

A Asunción, Sebastián, Simona, Manolo y demás profesores y compañeros del Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales por prestarme siempre tanta ayuda desinteresada y por hacerme sentir como en casa.

A mis compañeros y amigos del máster, a Inma, Angélica, Mariana, Rodrigo, y a mis Rafas, gracias por hacer este año más fácil y divertido y por lograr que tenga ganas de ir cada mañana.

A mi familia y amigos, que siempre están ahí aunque algunas veces los descuide. En especial a mi hermano Paco, que a base de hablarle de flechas va a saber de esto más que yo. Y especialmente a Montse por aguantar siempre los malos momentos y compartir los buenos.

Índice general

Agradecimientos	I
Índice general	III
Índice de figuras	VII
Índice de tablas	XI
Resumen	XIII
1. Introducción	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. Estuarios	1
1.2.1. El estuario del Guadalquivir	2
1.2.2. Flechas litorales. La flecha de Doñana	4
1.3. Motivación del trabajo	6
1.4. Objetivos	8
1.4.1. Objetivo general	8
1.4.2. Objetivos específicos	8
2. Zona de estudio	11
2.1. Situación y delimitación	11
2.2. Caracterización geomorfológica	13
2.2.1. Marco geológico	13
2.2.2. Forma en planta	15
2.2.3. Perfil transversal	17
2.2.4. Batimetría de la zona	19
2.2.5. Sedimento	20
2.3. Escala temporal y espacial	21
2.4. Cauces fluviales: el río Guadalquivir	22
2.5. Clima marítimo	24
2.5.1. Borrascas	24
2.5.2. Temporales	26
2.5.3. Viento	27
2.5.4. Nivel del mar	28
2.5.5. Oleaje: régimen medio	30
2.6. Actividades humanas	35

3. Formulación del modelo de una línea	37
3.1. Estado del arte	37
3.2. Definición, hipótesis y ecuaciones de gobierno	39
3.3. Formulación del transporte longitudinal de sedimentos	40
3.4. Aplicación a la flecha de Doñana	45
3.4.1. Hipótesis básicas	46
3.4.2. Condiciones de contorno	47
3.5. Conclusiones parciales	54
4. Aplicación del modelo a la zona de estudio	57
4.1. Propagación del oleaje	57
4.1.1. Modelos de propagación de oleaje	58
4.1.2. Modelado de la zona de estudio	60
4.1.3. Validación de los modelos	62
4.1.4. Definición de casos a propagar	68
4.2. Implementación en la zona de estudio	69
4.2.1. Implementación hasta la zona de perfil activo	69
4.2.2. Implementación en la zona de perfil activo	70
4.3. Cálculo de la rotura del oleaje	73
4.4. Resolución del modelo	75
4.5. Resultados y análisis	75
4.5.1. Rotura del oleaje y transporte de sedimentos	76
4.5.2. Evolución de la línea de costa durante un temporal	83
4.6. Resumen de la metodología de trabajo	90
5. Nueva formulación para el transporte longitudinal de sedimentos	91
5.1. Introducción	91
5.2. Planteamiento	91
5.3. Aplicación a playas rectilíneas	94
5.4. Aplicación a playas curvilíneas	97
5.5. Comparación con Medellín <i>et al.</i> (2007)	99
5.6. Variación del tamaño del sedimento	103
5.7. Conclusiones parciales	107
6. Conclusiones y futuras líneas de trabajo	109
6.1. Conclusiones	109
6.2. Futuras líneas de trabajo	111
A. Modelos de propagación de oleaje: modelo SWAN (Simulating WAVes Nearshore)	113
A.1. Introducción	113
A.2. Ecuaciones de gobierno	114
A.3. Modelado de obstáculos	116
B. Modelos de propagación de oleaje: modelo Ref-Dif (REFraction - DIFraction)	117
B.1. Introducción	117
B.2. Ecuaciones de gobierno	118
B.2.1. Ecuación de pendiente suave	118
B.2.2. Débil no linealidad	119
B.2.3. Modelización de la disipación de energía	119
B.2.4. Modelización de oleaje monocromático	121

B.2.5. Método de resolución	121
---------------------------------------	-----

Bibliografía	123
---------------------	------------

Índice de figuras

1.1. Zona de estudio: estuario del río Guadalquivir.	2
1.2. Presa de Alcalá del Río (Sevilla).	3
1.3. Flecha de Doñana. Zona de estudio.	4
1.4. Morfología de la punta de la flecha de Doñana. Detalle de las ondas de arena observadas.	5
1.5. Imágenes aéreas de la zona de estudio en el año a) 1950 y b) 2003.	5
1.6. Clasificación de modelos de evolución morfológica según su escala temporal y espacial [Tomado de Hanson <i>et al.</i> 2003 y Ávila 2007].	7
2.1. Situación de la zona de estudio.	11
2.2. Delimitación de la zona de estudio.	12
2.3. Flechas litorales presentes en la desembocadura del río Guadalquivir (Doñana y La Algaída) [Tomado de Rodríguez-Ramírez y Yáñez-Camacho, 2008].	13
2.4. Evolución del nivel del mar desde la última glaciación [Tomado de Rodríguez-Ramírez <i>et al.</i> , 1996].	14
2.5. Síntesis geomorfológica de la desembocadura del Guadalquivir. I-V: secuencia de dunas del Holoceno. 1. Sustrato del Neógeno, 2. Marisma, 3. Marisma salobre, 4. Segunda progradación, 5. Tercera progradación, 6. Cuarta progradación, 7. Playa erosional, 8. Playa marisma, 9. Acantilado activo, 10. Acantilado inactivo. [Tomado de Rodríguez-Ramírez <i>et al.</i> , 1996].	15
2.6. Forma en planta de la zona de estudio.	16
2.7. Tramo 3. Irregularidades en la línea de costa.	16
2.8. Situación de los distintos perfiles transversales realizados.	17
2.9. Perfiles transversales (figura 2.8).	18
2.10. Batimetría en tres dimensiones de la zona de estudio.	19
2.11. Distribución del $D_{50}(mm)$ del sedimento en la zona de estudio.	20
2.12. Acantilados blando de Arenas Gordas.	21
2.13. Principales fuentes y sumideros de sedimento en la zona de estudio.	21
2.14. Escalas temporal (eje y) y espacial (eje x) de la zona de estudio.	22
2.15. Desrga diaria de la presa de Alcalá del Río. Azul: descarga diaria. Rojo: descarga diaria media. Verde: umbral de mezcla completa.	23
2.16. Borrasca Noratlántica tipo.	24
2.17. Borrasca Sudatlántica tipo.	25
2.18. Borrasca Alisia tipo.	25
2.19. Borrasca Mediterránea tipo.	26
2.20. Temporales en el punto WANA seleccionado ($H_u = 2m$).	27
2.21. Rosa de viento en el punto WANA seleccionado).	28
2.22. Situación del mareógrafo de Bonanza.	29
2.23. Variación del nivel del mar durante un mes, mareógrafo de Bonanza.	29

2.24. Situación del punto WANA 1052046.	31
2.25. Rosa de oleaje en el punto WANA seleccionado (0°=procedencia norte, sentido horario).	32
2.26. Rango de direcciones de procedencia del oleaje que mayoritariamente afectarán a la zona de estudio.	32
2.27. Gráficos de dispersión en el punto WANA seleccionado.	33
2.28. Histograma de alturas de ola en el punto WANA seleccionado.	33
2.29. Histograma de periodos de pico en el punto WANA seleccionado.	34
2.30. Histograma de direcciones en el punto WANA seleccionado (0°=procedencia norte, sentido horario).	34
2.31. Batimetría de la desembocadura, en la que se pueden apreciar los trabajos de dragado.	35
3.1. Esquema de las variables usadas para la definición de las ecuaciones del modelo de una línea.	39
3.2. Esquema de definición de variables del modelo de una línea.	41
3.3. Definición de los ejes de coordenadas para el modelo en la zona de estudio. En blanco: tramo de línea de costa a estudiar	46
3.4. Valor de la curvatura $\frac{\partial^2 y}{\partial s^2}$ a lo largo de la línea de costa en el modelo	47
3.5. Definición de la flecha de estudio, línea discontinua: línea de costa en el instante $t + \Delta t$ [Tomado de Petersen <i>et al.</i> (2008)].	49
3.6. Relación entre el ángulo de incidencia del oleaje y el transporte longitudinal de sedimentos [Tomado de Petersen <i>et al.</i> (2008)].	49
3.7. Valor de $(\theta_b - y')$ a lo largo de la línea de costa en el modelo	54
4.1. Representación de las mallas definidas para el modelo SWAN en la zona de estudio.	61
4.2. Representación de las mallas definidas para el modelo Ref-Dif en la zona de estudio.	62
4.3. Instrumentación del Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales en la desembocadura del Guadalquivir.	63
4.4. Situación del instrumento elegido para realizar la calibración de los modelos de propagación de oleaje.	64
4.5. Esquema del mallado de los modelos numéricos (en verde Ref-Dif y en azul SWAN) y de la situación del punto WANA y del instrumento de la campaña de campo.	65
4.6. Dirección del oleaje para la serie de calibración de condiciones extremas.	66
4.7. Altura de ola para la serie de calibración de condiciones extremas.	66
4.8. Dirección del oleaje para la serie de calibración de condiciones moderadas.	67
4.9. Altura de ola para la serie de calibración de condiciones moderadas.	67
4.10. Definición de las mallas usadas para la propagación hasta la zona de perfil activo.	70
4.11. Batimetría real de la zona de estudio. El blanco discontinuo los límites del dominio del modelo.	71
4.12. Batimetría sintética de la zona de estudio creada para la propagación sobre la zona de perfil activo. El blanco discontinuo los límites del dominio del modelo.	73
4.13. Ejemplo de perfil transversal de altura de ola para el cálculo del punto de rotura. Estado de mar 10.	74
4.14. Ejemplo de altura de ola propagada sobre el perfil de equilibrio y línea de rotura (en negro) Estado de mar 10.	74
4.15. Altura de ola propagada y línea de rotura seleccionada para el estado de mar 1.	76
4.16. Perfil de altura de ola, índice de rotura por profundidad y punto seleccionado en el perfil $X = 400 \text{ m}$ para el estado de mar 1.	77
4.17. Altura de ola propagada y línea de rotura seleccionada para el estado de mar 16.	77

4.18. Perfil de altura de ola, índice de rotura por profundidad y punto seleccionado en el perfil $X = 4375 \text{ m}$ para el estado de mar 1.	78
4.19. Perfil de altura de ola, índice de rotura por profundidad y punto seleccionado en el perfil $X = 2275 \text{ m}$ para el estado de mar 16.	78
4.20. Altura de ola propagada y línea de rotura seleccionada para el estado de mar 22.	79
4.21. Altura de ola propagada y línea de rotura para el estado de mar 16 calculada con índice de rotura $\gamma = 0,78$	79
4.22. Transporte longitudinal de sedimentos, ángulo de rotura y línea de costa para el estado de mar 1 ($H_s = 3\text{m}$, dirección 227° [$240^\circ =$ incidencia normal]).	80
4.23. Transporte longitudinal de sedimentos, ángulo de rotura y línea de costa para el estado de mar 16 ($H_s = 4,3\text{m}$, dirección 240° [$240^\circ =$ incidencia normal]).	81
4.24. Transporte longitudinal de sedimentos, ángulo de rotura y línea de costa para el estado de mar 22 ($H_s = 2,8\text{m}$, dirección 262° [$240^\circ =$ incidencia normal]).	81
4.25. Comparación del transporte longitudinal de sedimentos entre las tres condiciones de contorno y línea de costa para el estado de mar 1 ($H_s = 3\text{m}$, dirección 227° [$240^\circ =$ incidencia normal]).	82
4.26. Comparación del transporte longitudinal de sedimentos entre las tres condiciones de contorno y línea de costa para el estado de mar 16 ($H_s = 4,3\text{m}$, dirección 240° [$240^\circ =$ incidencia normal]).	82
4.27. Comparación del transporte longitudinal de sedimentos entre las tres condiciones de contorno y línea de costa para el estado de mar 22 ($H_s = 2,8\text{m}$, dirección 262° [$240^\circ =$ incidencia normal]).	83
4.28. Línea de costa y avance de playa tras la simulación de los estados de mar seleccionados con la condición de contorno tipo 1.	84
4.29. Línea de costa en la zona cercana a la desembocadura tras la simulación de los estados de mar seleccionados con la condición de contorno tipo 1.	84
4.30. Línea de costa y avance de playa tras la simulación de los estados de mar seleccionados con la condición de contorno tipo 2.	85
4.31. Línea de costa en la zona cercana a la desembocadura tras la simulación de los estados de mar seleccionados con la condición de contorno tipo 2.	86
4.32. Línea de costa en la zona cercana a la desembocadura tras la simulación del estado de mar 10 con la condición de contorno tipo 2.	86
4.33. Línea de costa en la zona cercana a la desembocadura tras la simulación del estado de mar 10 con la condición de contorno tipo 2 mixta.	87
4.34. Línea de costa y avance de playa tras la simulación de los estados de mar seleccionados con la condición de contorno tipo 2 mixta.	87
4.35. Línea de costa en la zona cercana a la desembocadura tras la simulación del estado de mar 10 con la condición de contorno tipo 2 mixta.	88
4.36. Línea de costa y avance de playa tras la simulación de los estados de mar seleccionados con la condición de contorno tipo 3.	88
4.37. Línea de costa en la zona cercana a la desembocadura tras la simulación de los estados de mar seleccionados con la condición de contorno tipo 3.	89
4.38. Esquema resumen de la metodología propuesta.	90
5.1. Esquema del problema planteado. Definición de ejes y variables.	91
5.2. Definición de $\theta(s, y)$, $\phi(s)$ y $\alpha(y)$ y del criterio de signos empleado.	92
5.3. Comparación de las formulaciones de transporte longitudinal del CERC, Kamphuis, Ashton y Murray y la planteada según H_0 ($T = 12 \text{ s}$ y $\alpha_0 = 30^\circ$).	95

5.4.	Comparación de las formulaciones de transporte longitudinal del CERC, Kamphuis, Ashton y Murray y la planteada según T ($H_0 = 2,5 \text{ m}$ y $\alpha_0 = 30^\circ$).	96
5.5.	Comparación de las formulaciones de transporte longitudinal del CERC, Kamphuis, Ashton y Murray y la planteada según α_0 ($H_0 = 2,5 \text{ m}$ y $T = 12 \text{ s}$).	96
5.6.	Evolución del transporte con la nueva formulación según el ángulo del oleaje en indefinidas α_0 para una playa rectilínea.	97
5.7.	Estudio del transporte en una playa curvilínea (caso 1). Arriba: transporte longitudinal (azul) y dQ/ds (verde). Centro: anchura de la zona de rompientes (azul) y forma de la línea de costa (verde). Abajo: transporte long. total (azul), $P_1(b)$ (rojo) y $P_2(b)$ (verde). Líneas discontinuas: separación entre zonas de erosión (E) y sedimentación (S).	98
5.8.	Estudio del transporte en una playa curvilínea (caso 2). Arriba: transporte longitudinal (azul) y dQ/ds (verde). Centro: anchura de la zona de rompientes (azul) y forma de la línea de costa (verde). Abajo: transporte long. total (azul), $P_1(b)$ (rojo) y $P_2(b)$ (verde). Líneas discontinuas: separación entre zonas de erosión (E) y sedimentación (S).	99
5.9.	Ondas de arena observadas durante el estudio de video-imágenes realizado entre 2003 y 2007 en la flecha de El Puntal. [Tomado de Medellín <i>et al.</i> (2007)].	100
5.10.	Línea de costa (azul) y línea de rotura (verde) definidas para el cálculo del transporte en la flecha de El Puntal.	100
5.11.	Estudio del transporte en una flecha litoral (flecha de El Puntal). Arriba: transporte longitudinal (azul) y dQ/ds (verde). Centro: anchura de la zona de rompientes (azul) y forma de la línea de costa (verde). Abajo: transporte long. total (azul), $P_1(b)$ (rojo) y $P_2(b)$ (verde). Líneas discontinuas: separación entre zonas de erosión (E) y sedimentación (S)	101
5.12.	Línea de costa (azul) y línea de rotura (verde) definidas para el cálculo del transporte en la flecha de El Puntal con la presencia de una irregularidad	102
5.13.	Estudio del transporte en una flecha litoral con una irregularidad (flecha de El Puntal). Arriba: transporte longitudinal (azul) y dQ/ds (verde). Centro: anchura de la zona de rompientes (azul) y forma de la línea de costa (verde). Abajo: transporte long. total (azul), $P_1(b)$ (rojo) y $P_2(b)$ (verde). Líneas discontinuas: separación entre zonas de erosión (E) y sedimentación (S). Rectángulo rojo: irregularidad de la línea de costa. $\lambda =$ longitud de onda de los picos de transporte	102
5.14.	Evolución a lo largo de un perfil de playa del diámetro del sedimento (azul) y el coeficiente adimensional K (verde) para el caso $D_{50} = 0,0002y + 0,17$.	104
5.15.	Estudio del transporte en una playa curvilínea (caso 1 $D_{50} = 0,0002y + 0,17$). Arriba: transporte longitudinal (azul) y dQ/ds (verde). Centro: anchura de la zona de rompientes (azul) y forma de la línea de costa (verde). Abajo: transporte long. total (azul), $P'_1(b)$ (rojo) y $P'_2(b)$ (verde).	106
5.16.	Estudio del transporte en una playa curvilínea (caso 1 $D_{50} = 0,17$). Arriba: transporte longitudinal (azul) y dQ/ds (verde). Centro: anchura de la zona de rompientes (azul) y forma de la línea de costa (verde). Abajo: transporte long. total (azul), $P'_1(b)$ (rojo) y $P'_2(b)$ (verde).	106
5.17.	Estudio del transporte en una playa curvilínea (caso 1 $D_{50} = -0,0002y + 0,17$). Arriba: transporte longitudinal (azul) y dQ/ds (verde). Centro: anchura de la zona de rompientes (azul) y forma de la línea de costa (verde). Abajo: transporte long. total (azul), $P'_1(b)$ (rojo) y $P'_2(b)$ (verde).	107

Índice de tablas

2.1.	Características de las tormentas en el punto WANA seleccionado según su dirección de incidencia.	27
2.2.	Armónicos de marea en el mareógrafo de Bonanza.	30
4.1.	Procesos que tienen en cuenta los modelos de propagación de oleaje Ref-Dif y SWAN.	60
4.2.	Características geométricas de las mallas SWAN definidas para la propagación del oleaje sobre la zona de estudio. Por columnas: coordenada x inicial, número de nodos en x, distancia entre nodos en x, coordenada y inicial, número de nodos en y, distancia entre nodos en y, ángulo de la malla respecto al eje x.	60
4.3.	Características geométricas de las mallas Ref-Dif definidas para la propagación del oleaje sobre la zona de estudio. Por columnas: coordenada x inicial, número de nodos en x, distancia entre nodos en x, coordenada y inicial, número de nodos en y, distancia entre nodos en y, ángulo de la malla respecto al eje x.	61
4.4.	Casos a propagar definidos para las simulaciones del modelo de una línea. En direcciones 0=N sentido horario.	69
4.5.	Características geométricas de la malla Ref-Dif definida para la propagación del oleaje sobre la zona de perfil activo. Por columnas: coordenada x inicial, número de nodos en x, distancia entre nodos en x, coordenada y inicial, número de nodos en y, distancia entre nodos en y, ángulo de la malla respecto al eje x.	72

Resumen

Los estuarios son zonas de transición entre el medio marino y fluvial en las que se producen numerosos intercambios de agua, sedimentos, nutrientes y energía con la atmósfera y el océano. Estas interacciones crean sistemas complejos en los que intervienen numerosos agentes y que presentan una rica diversidad biológica. Un ejemplo de este tipo de zonas es el estuario del Guadalquivir, en el que además de los procesos naturales, existen numerosas interacciones con las actividades humanas. Éstas han ido colonizando el estuario para acoger actividades como la agricultura intensiva del arroz o bajo plástico, la navegación comercial y pesquera y el desarrollo urbanístico de los núcleos de población cercanos, en los que la demanda de suelo ha crecido muy rápidamente en las últimas décadas.

Dentro de estos complejos sistemas estuarinos se desarrollan las flechas litorales, playas creadas por la acumulación de sedimentos que crecen en lugares en los que existe una gran deriva litoral junto con discontinuidades, como puede ser el caso de la desembocadura de un río. En el estuario del Guadalquivir se encuentra la flecha de Doñana, en la que se centrará este trabajo. Durante el último siglo, con el incremento de las actividades humanas en el estuario y sobre todo la regulación fluvial, ésta flecha ha variado su comportamiento morfodinámico.

Debido a esta problemática, el objetivo fundamental de esta tesina de máster es el estudio morfodinámico de flechas litorales a través de (1) la definición de un modelo de una línea con el que se pueda simular la evolución de la línea de costa, y (2) el desarrollo de una nueva formulación del transporte longitudinal de sedimentos que contemple las características de tramos de costa curvilíneos.

La flecha de Doñana tiene una alineación NNW-SSE y una longitud de unos 17 km. Posee pendientes muy suaves (0.3 %) con un sedimento tipo arena ($D_{50} = 0,17$ mm), estando además al abrigo de los temporales de levante gracias a la presencia del Cabo de Chipiona. Por ello, el rango de direcciones de procedencia del oleaje de interés se reduce aproximadamente a los sectores WNW a SWS, siendo éstas además las direcciones más probables en la zona. La presencia de sedimento fino junto con oleaje de alto contenido energético y corrientes mareales y fluviales, inducen una gran movilidad del material que provoca rápidas variaciones en la morfología de la flecha.

Para la definición del modelo de una línea se ha desarrollado su ecuación de gobierno a través de la ecuación del transporte longitudinal de sedimentos del CERC. La condición inicial se ha definido a partir de la batimetría disponible, mientras que para las condiciones de contorno se han definido tres opciones distintas para el extremo más cercano a la desembocadura, ya que no se han encontrado en la bibliografía condiciones aplicadas a sistemas similares. La primera de estas opciones impone que el extremo del dominio permanece fijo, mientras que la segunda adapta la curvatura de éste a las condiciones del oleaje en profundidades indefinidas. Por último, la tercera opción asume que el contorno ha alcanzado el equilibrio. Para implementar el modelo en la zona de estudio, se ha propagado el oleaje desde profundidades indefinidas mediante el modelo Ref-Dif, obteniéndose después los parámetros de rotura necesarios para el cálculo del transporte de sedimentos.

Los resultados obtenidos muestran que para el tramo rectilíneo de costa de la zona de estudio, la evolución de la línea de costa presenta variaciones aceptables y muy similares para las tres opciones simuladas. Sin embargo, en la parte curvilínea de la línea de costa, se observan grandes avances y retrocesos de la playa excesivos para el periodo simulado. Se cree que esto es debido a que la formulación tradicional del transporte de sedimentos está basada en la hipótesis de playa rectilínea y anchura de la zona de rompientes constante.

Para contemplar tramos de costa con discontinuidades no rectilíneas y una anchura de zona de rompientes variable, se ha desarrollado una nueva formulación del transporte longitudinal de sedimentos mediante la integración de las variables a lo largo del perfil de playa. La expresión obtenida ha sido comparada con las formulaciones existentes para tramos de costa rectilíneas, obteniendo valores muy similares. También se ha calculado el transporte para playas curvilíneas, en las que se ha observado que los patrones de erosión-sedimentación obtenidos a través de la variación del transporte responden al comportamiento real de este tipo de tramos. Asimismo, se ha desarrollado una nueva expresión que contempla la variación lineal del tamaño de sedimento a lo largo del perfil.

También se ha comprobado que esta nueva formulación justifica la formación de ondas de arena en flechas litorales, como las observadas por Medellín *et al.* (2007) para la flecha de El Puntal (Santander). Diversos autores han justificado su formación mediante el concepto de inestabilidad del transporte en condiciones de oleaje con gran oblicuidad. Sin embargo, se ha observado que el transporte calculado sobre una geometría equivalente a la de esa flecha presenta valores picos con una longitud de onda aproximadamente igual a las ondas observadas, incluso con variaciones del ángulo de procedencia del oleaje, justificando así su formación.

Se concluye que los modelos tradicionales de una línea son válidos sólo parcialmente para tramos de litoral con discontinuidades. Esto se debe a que en los tramos en los que existe una gran curvatura de la línea de costa o concentración de energía del oleaje, se han usado las formulaciones del transporte longitudinal existentes definidas para tramos rectilíneos. Además, no se han definido condiciones de contorno que simulen de manera precisa la evolución real de estos sistemas, ya que aunque las tres opciones implementadas responden al comportamiento impuesto, no está demostrado que éste sea el comportamiento real de la costa.

Por otra parte, la formulación del transporte longitudinal de sedimentos planteada da valores adecuados en el caso particular de playas rectilíneas, justificando además la evolución de tramos curvilíneos como los presentes en flechas litorales. A su vez permite tener en cuenta las variaciones de las condiciones energéticas del oleaje a lo largo de la costa y del tamaño de sedimento en la dirección perpendicular a ésta.

1.1. Antecedentes

Esta Tesina de Máster se encuadra en los siguientes proyectos de investigación del Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales (GDFA / Grupo del Plan Andaluz de Investigación TEP-209) de la Universidad de Granada:

- Título: *Intercambio de masas de agua y de energía potencial entre el estuario del Guadalquivir y la plataforma continental interior.*
Entidad financiadora: Ministerio de Ciencia e Innovación
Investigador Principal: Miguel Á. Losada Rodríguez
Referencia: CTM2009-10520/MAR
Duración: 2009-2012

- Título: *Influencia de los procesos litorales multiescala en la gestión costera*
Entidad financiadora: Junta de Andalucía
Investigador Principal: Miguel Á. Losada Rodríguez
Referencia: Proyecto de excelencia, TEP-4630
Duración: 2009-2012

- Título: *Propuesta metodológica para diagnosticar y pronosticar las consecuencias de las actuaciones humanas en el estuario del Guadalquivir*
Entidad financiadora: Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)
Investigador Principal: Miguel Á. Losada Rodríguez
Convenio de colaboración entre el CSIC y la Universidad de Granada
Duración: 2008-2009

1.2. Estuarios

Los estuarios son zonas de transición entre el medio fluvial y el marino, caracterizadas por la presencia de llanuras inundables formadas por suelos fangosos y arenosos muy poco permeables. Se encuentran drenados por otros cauces menores y por los caños mareales, en los que se producen los gradientes tanto espaciales como temporales de mezcla entre agua dulce y salada. A diferencia de los ríos, en ellos se producen grandes intercambios de energía, sedimentos, nutrientes y agua, que propician el desarrollo de una gran biodiversidad.

Los estuarios constituyen zonas singulares dentro de los sistemas costeros, en los que confluyen gran cantidad de agentes como oleaje, corrientes, mareas, descargas fluviales o actividades humanas (navegación, agricultura). Tienen además un gran interés ecológico, siendo el hábitat natural de gran cantidad de especies tanto animales como vegetales. Son de esta forma escenarios en los

que hay que tener en cuenta multitud de procesos generados por esos agentes, como erosión, sedimentación, inundación, propagación de ondas de marea, mezcla o rotura y propagación del oleaje, entre otros.

La dinámica de los estuarios es compleja y no se puede abordar estudiando cada agente por separado, siendo necesario incluir el acomplamiento de los procesos que interactúan en el sistema y los efectos no lineales que se producen. Esto permitirá comprender y con ello pronosticar la evolución del sistema bajo diferentes condiciones y acciones. Por otra parte, la diversidad de usos de los estuarios está provocando continuos conflictos de interés entre los usuarios y las distintas administraciones cuyo análisis, resolución y gestión requiere apoyarse en el conocimiento del funcionamiento de los estuarios y en disponer de herramientas que permitan pronosticar su evolución y comportamiento a medio y largo plazo.

1.2.1. El estuario del Guadalquivir

La zona de estudio de este trabajo se encuentra en el estuario del Guadalquivir (figura 1.1), que constituye uno de los sistemas fluviales más importantes de Andalucía y la principal fuente de sedimentos a las costas del suroeste de España. Tiene una longitud aproximada de 110 km, extendiéndose desde la presa de Alcalá del Río hasta su desembocadura en la Broa de Sanlúcar. Es un estuario mesomareal que debido a la evolución de los procesos morfodinámicos naturales y de las actividades humanas, se ha visto reducido a un cauce principal con algunos caños mareales. Por él circulan tanto las descargas fluviales como la marea astronómica.

El estuario del Guadalquivir puede dividirse en tres sistemas morfodinámicos distintos: litoral, estuarino y eólico. El litoral está formado por los distintos cordones litorales y la flecha arenosa, principal objeto de este trabajo y que se prolonga desde la zona de Matalascañas hasta la punta de Malandar, cuyo crecimiento tiende a ocluir la desembocadura. El sistema estuarino comprende la gran extensión tras la barrera/flecha litoral formada por marismas limoso-arcillosas, donde se llevan a cabo numerosas actividades agrícolas, especialmente el cultivo del arroz. Por último, en el sistema eólico se encuentran los cordones dunares, cuyo material transportado por el viento es una gran fuente de sedimento para la dinámica marina de la flecha.



Figura 1.1: Zona de estudio: estuario del río Guadalquivir.

En condiciones normales, la marea astronómica y las descargas fluviales se realizan a través del cauce principal, que en la mayoría de los casos se mantiene con labores de dragado, incrementadas en los últimos años debido a la ampliación del Puerto de Sevilla con la ejecución de la nueva exclusiva. El acceso de la marea a los llanos y marismas está limitado por diques y compuertas, estando en otros muchos casos totalmente impedido.

Por otra parte, el Parque Nacional de Doñana, situado en la margen derecha de la desembocadura del río, constituye una parte importante del estuario, cuyas marismas son unas de las zonas húmedas más importantes del mundo por su gran biodiversidad tanto en términos de flora como de fauna. Son varias las figuras de protección con las que se cuenta, como Parque Nacional (1960) a nivel estatal y Reserva Mundial de la Biosfera por la UNESCO (1980) a nivel mundial. Sin embargo, esta protección no es suficiente para evitar su degradación, ya que su evolución depende de lo que ocurre tanto aguas arriba como en la zona litoral, necesitando por tanto una gestión más integrada entre todos los agentes a un nivel global.

Una de las afecciones externas al estuario viene provocada por la regulación fluvial. Debido a esta regulación el estuario ya no se encuentra en estado natural. El agua dulce llega al estuario en cantidades muy pequeñas en comparación con el caudal medio anual del río, y lo hace a través de los excedentes de regadío y caudal ambiental o en condiciones de avenida reguladas fundamentalmente por la presa situada en Alcalá del Río, al norte de la ciudad de Sevilla (figura 1.2).



Figura 1.2: Presa de Alcalá del Río (Sevilla).

Sólo durante episodios de grandes lluvias, como los del invierno del año 2010 y en régimen de avenida, el desembalse aporta grandes cantidades de sedimentos procedentes de los embalses aguas arriba y puede ocasionar la erosión de lecho y márgenes, estando la dinámica estuarina totalmente gobernada por el comportamiento del río. Todos estos procesos influyen en la morfología de la desembocadura y, de forma específica, en la morfología de la flecha litoral, ya que en esta zona de estrechamiento las corrientes se ven amplificadas. Por esta razón se ha considerado que esta zona requiere un análisis morfodinámico muy detallado.

Las consecuencias de esta situación son múltiples y afectan tanto al entorno ambiental como a las actividades humanas que se desarrollan a su alrededor. Los cambios en la dinámica fluvial de los ríos regulados provocan la pérdida del equilibrio en el comportamiento morfodinámico de estuario. En consecuencia, se modifica el comportamiento natural del sistema provocando afecciones a diversas actividades humanas, como a la agricultura por problemas de salinidad o a la navegación fluvial, ya que son necesarias labores de dragado en la zona para mantener la operatividad del puerto de Sevilla.

1.2.2. Flechas litorales. La flecha de Doñana

Una de las morfologías que pueden asociarse a los sistemas estuarinos son las flechas litorales. Estas formas son *playas* creadas por la acumulación de sedimento y cuya geometría varía conforme avanzan, pudiéndose ramificar o cambiar su orientación. Aparecen en tramos de costa con una fuerte corriente longitudinal debido a la orientación de la línea de costa con respecto al oleaje predominante en la zona, y en los que existe un cambio brusco de dirección en la alineación de la costa, como en el caso de estuarios o bahías. Las flechas crecen en la misma dirección que la corriente longitudinal predominante en la zona y su forma viene fuertemente determinada por el sistema circulatorio.

La flecha de Doñana es un buen ejemplo de este tipo de morfologías (figura 1.3). Se encuentra en el margen derecho del estuario, y según numerosos estudios (p. ej. los de Rodríguez-Ramírez *et al.*, 1996 y Rodríguez-Ramírez y Yáñez-Camacho, 2008), ha tenido una tendencia progradante hacia el E-SE intercalada por periodos erosivos que continua en la actualidad. Su formación comenzó de manera muy rápida e intensa tras la subida y estabilización del nivel del mar después de la última glaciación. A partir de entonces, la dinámica fluvial del Guadalquivir, el oleaje y la deriva litoral asociada, la marea y el viento pasaron a dominar el comportamiento de la flecha. Sin embargo, en las últimas décadas ha experimentado cambios en su comportamiento, ya que la regulación del río provoca variaciones en la hidrodinámica del estuario.

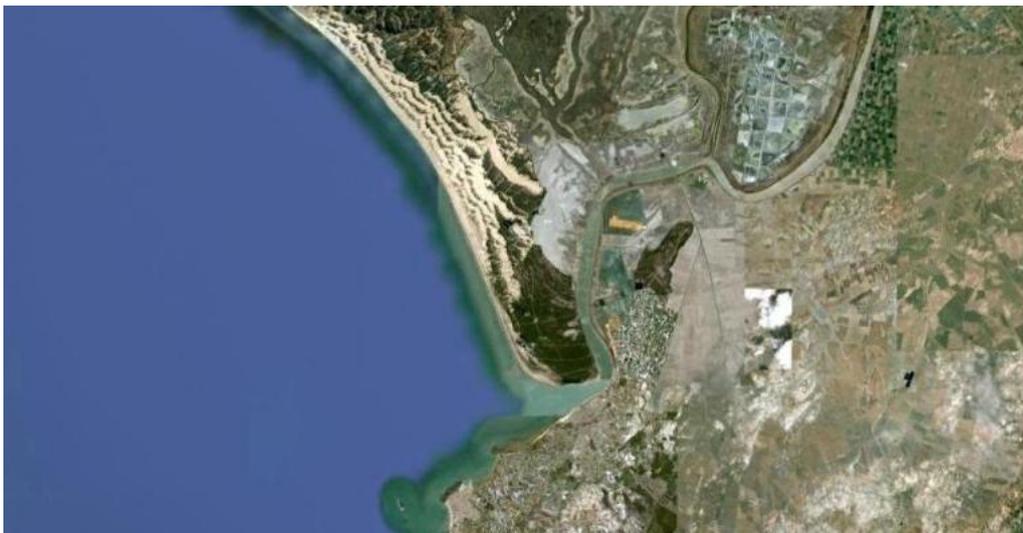


Figura 1.3: Flecha de Doñana. Zona de estudio.

La principal consecuencia de esta situación es que con la disminución de las avenidas del río tanto en frecuencia como en intensidad, el balance entre la acción progradante de la deriva litoral y la tendencia erosiva de las avenidas se ha visto modificado, variando el ritmo de crecimiento

natural de la flecha y perdiéndose por tanto el equilibrio dinámico natural del sistema. Otra de las consecuencias observadas es que se ha modificado la morfología de la flecha, apareciendo una serie de ensenadas sucesivas u ondas de arena a lo largo de la línea de costa (figura 1.4). Se cree que éstas formas están asociadas, entre otros, a procesos de erosión y sedimentación sucesivos provocados por variaciones en la distribución de la altura de ola a lo largo de la línea de costa.



Figura 1.4: Morfología de la punta de la flecha de Doñana. Detalle de las ondas de arena observadas.

También se ha observado un incremento excesivo en la flecha en el entorno de la punta de Malandar (figura 1.5), disminuyendo por tanto la anchura de la desembocadura, lo que ha provocado la necesidad de actuaciones de dragado en la zona para garantizar la navegabilidad de la desembocadura, por la que entran un gran número de embarcaciones de gran calado para acceder al Puerto de Sevilla, con un elevado volumen de tráfico de mercancías, en especial de graneles sólidos.



Figura 1.5: Imágenes aéreas de la zona de estudio en el año a) 1950 y b) 2003.

1.3. Motivación del trabajo

El cambio en el equilibrio natural de zonas como el estuario del Guadalquivir hace patente la necesidad de implementar un sistema de Gestión Integral de Zonas Costeras sostenible, cuantitativo y no especulativo para analizar a largo plazo el riesgo de las estrategias de gestión y uso de las zonas litorales y evaluando la simultaneidad y compatibilidad de los desarrollos socioeconómicos y ambiental. Esta gestión debe integrar a todos los sectores, administraciones y zonas implicadas.

Para la desembocadura del Guadalquivir, en la que se encuentra la flecha de Doñana, se ha demostrado que las figuras de protección existentes no son suficientes, ya que en las últimas décadas se ha producido un desequilibrio morfodinámico que ha afectado tanto al sistema natural como a las actividades humanas de la zona. Sería necesario una gestión integrada en todo el territorio para la correcta administración y toma de decisiones en la gestión de una zona como el estuario del Guadalquivir.

Para llevar a cabo esta gestión es necesario el conocimiento preciso de los procesos y agentes involucrados en la morfodinámica del litoral, y en concreto de la flecha de Doñana. Una de las herramientas más extendidas para estudiar la evolución morfodinámica son los modelos de una línea, con los que se puede simular la evolución de la forma de un tramo de costa.

Debido a las alteraciones del estado natural del entorno costero del estuario por la acción del hombre, se hace indispensable el estudio de la evolución morfodinámica del área litoral del estuario del Guadalquivir, en especial de la flecha de Doñana, siendo necesario el conocimiento preciso de todos los agentes y procesos que tienen lugar en la zona. Este trabajo se centra en conocer los principales agentes y procesos responsables de la morfodinámica actual de la flecha de Doñana, y en concreto, de su línea de costa. Se ha usado como herramienta un modelo de evolución morfológica de una línea, con el que a través de la resolución de un problema de transporte es posible conocer las zonas de erosión, acreción y en definitiva los cambios de la línea de costa.

Este tipo de modelos de evolución morfodinámica de la línea de costa presentan un gran número de ventajas como herramienta en la Gestión Integral de Zonas Costeras, ya que de una manera simple puede abordarse el problema de evolución temporal de la morfología costera con un grado aceptable de error. Su uso está muy extendido y ha sido aplicado a gran número de problemas, especialmente a tramos de costa encajados entre dos puntos fijos, en la mayoría de casos obras marítimas. Es en estos casos donde se saca el mayor partido al modelo, ya que definidas las condiciones de contorno para esos puntos fijos existen soluciones analíticas con expresiones sencillas, a la vez que se ha escrito numerosa bibliografía sobre ese problema (Ávila 2007, Payo 2004, Larson *et al.* 1997). Pero *para el caso de flechas litorales no existe un conocimiento preciso de las condiciones de contorno necesarias para la correcta definición del problema de una línea*, tarea que se intenta abordar en este trabajo, y por lo que se han definido los objetivos presentados en la sección 1.4

El hecho de que existan pocos trabajos relacionados con la implementación de estos modelos en flechas litorales, especialmente aquellas asociadas a la desembocadura de estuarios, responde al hecho de que las condiciones en este tipo de morfologías pueden ser muy complejas. Modelar el comportamiento del transporte longitudinal de sedimentos, principal responsable de la evolución de la línea de costa en las flechas arenosas como la de Doñana, no es tarea sencilla y requiere un estudio más amplio que en caso de la presencia de obras marítimas.

En cualquier caso, la definición de este tipo de modelos requiere conocer las escalas temporales y espaciales a las que se desarrollan los mecanismos responsables de los cambios en la morfología de este tipo de formaciones. Para el caso de una flecha litoral asociada a la presencia de un estuario de estas dimensiones, el modelo de una línea responde correctamente al problema planteado, ya

que la escala temporal de los procesos responsables de su evolución sería el medio-largo plazo, periodo en el que son latentes los cambios de la costa debido a variaciones en el nivel del mar, oleaje, etc. De esta forma, la elección de modelos de una línea para este estudio responde a las escalas temporales y espaciales del problema en estudio.

Para la flecha de Doñana se quiere analizar su posible evolución morfológica a largo plazo, entre uno y diez años vista. Además, la zona de estudio presenta una longitud de aproximadamente 10 kilómetros de longitud. Hanson *et al.* (2003) realizaron un estudio de todos los tipos de modelos de evolución morfodinámica planteados hasta la fecha para discutir el campo de aplicación de cada uno de ellos. El resultado se resume en la figura 1.6, En la que puede observarse que para las escalas temporales y espaciales (tanto longitudinal como transversal), los modelos planteados en este trabajo dan buenos resultados.

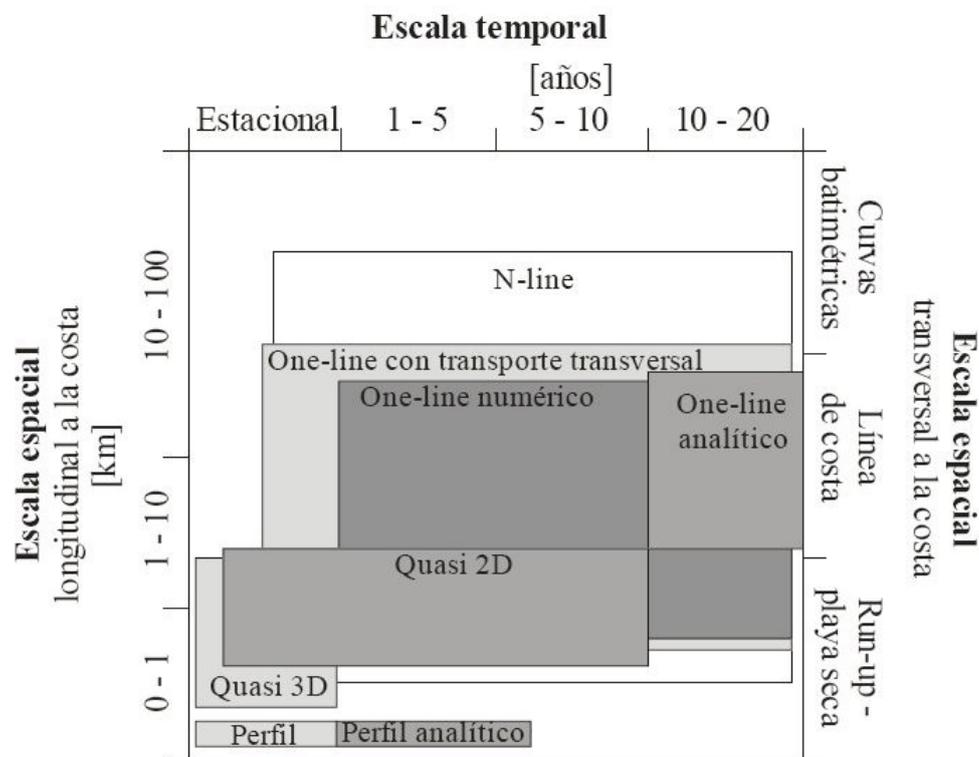


Figura 1.6: Clasificación de modelos de evolución morfológica según su escala temporal y espacial [Tomado de Hanson *et al.* 2003 y Ávila 2007].

Por otra parte, la formulación existente para el transporte longitudinal de sedimentos, principal responsable de la evolución morfodinámica de la flecha, se ha ido desarrollando para tramos de costa rectilíneos e infinitamente largos. Este no es el caso de las flechas litorales, en las que se producen grandes gradientes de curvatura en la zona cercana a la punta, además de una variación significativa de la anchura de la zona de rompientes debido a la existencia de tramos de concentración de energía. Por ello, *es necesario el desarrollo de una nueva formulación de transporte longitudinal de sedimentos que contemple la variación de la zona de rompientes y la existencia de grandes curvaturas en la línea de costa.* En este trabajo se plantea un desarrollo matemático para la obtención de una nueva formulación del transporte que contemple todos estos aspectos.

1.4. Objetivos

Con el fin de profundizar en el conocimiento del comportamiento morfodinámico de las flechas litorales y poder implementar una herramienta que sirva para el estudio de la evolución morfológica de la línea de costa de este tipo de morfologías, se pretenden alcanzar los objetivos que se detallan a continuación.

1.4.1. Objetivo general

El objetivo general de este trabajo es *el estudio del comportamiento morfodinámico de flechas litorales mediante la implementación de un modelo de una línea y el desarrollo de una nueva formulación de transporte longitudinal de sedimentos*. Para ello se ha elegido la flecha de Doñana, en la desembocadura del Guadalquivir, como zona de estudio.

1.4.2. Objetivos específicos

Para la consecución del objetivo general, se han marcado una serie de objetivos específicos:

1. Zona de estudio

- Caracterización geomorfológica de la zona de estudio
- Estudio y caracterización de los principales agentes del sistema (oleaje, elevaciones del nivel del mar, etc)

2. Propagación de oleaje

- Estudio de los modelos numéricos: SWAN y Ref-Dif
- Validación de los modelos de propagación mediante datos de campo
- Preparación de batimetría y datos de entrada al modelo
- Definición y propagación de los estados de mar seleccionados
- Cálculo de los parámetros de rotura del oleaje
- Estudio particular de altura de ola, dirección profundidad de rotura a lo largo de la flecha

3. Transporte de sedimentos

- Análisis de trabajos y formulaciones previas
- Elección de formulación de transporte longitudinal de sedimentos para el modelo de una línea
- Desarrollo de una nueva formulación
- Validación de la nueva formulación mediante el cálculo de ejemplos

4. Modelo de una línea

- Análisis de trabajos previos
- Definición de ecuaciones e hipótesis
- Estudio de las condiciones de contorno
- Implementación en la zona de estudio

5. Análisis de los resultados

- Estudio del efecto de una tormenta
- Validez del modelo de una línea
- Validez de la formulación de transporte longitudinal de sedimentos

6. Conclusiones y futuras líneas de trabajo

Capítulo 2

Zona de estudio

En este capítulo se describe y analiza la zona de estudio elegida para la implementación del modelo de evolución morfodinámica. Para ello se realiza una breve descripción física y geomorfológica, estudiando el marco geológico de la zona, la forma en planta y perfil de la playa, la batimetría y el sedimento presentes, así como las escalas temporales y espaciales del trabajo. Asimismo se describen y analizan los principales agentes que concurren en la zona: el clima marítimo, el régimen mareal y las variaciones del nivel del mar, el viento, las actividades humanas que se llevan a cabo en la zona y el régimen hidrológico de los cauces presentes.

2.1. Situación y delimitación

La zona de estudio de este trabajo se encuentra en la desembocadura del río Guadalquivir, en la costa atlántica de Andalucía, que constituye uno de los sistemas fluviales más importantes de Andalucía y la principal fuente de sedimentos a las costas del suroeste de España (figura 2.1).



Figura 2.1: Situación de la zona de estudio.

El estuario que forma este sistema se encuentra entre las provincias de Cádiz, Huelva y Sevilla y posee unas características medioambientales únicas en Europa que han hecho que la zona fuera protegida mediante la figura de Parque Nacional. Constituye una zona singular en la que confluyen gran cantidad de agentes como oleaje, viento, mareas o régimen fluvial, así como actividades

humanas de gran importancia socioeconómica como el cultivo de arroz, la pesca o el transporte marítimo de mercancías, ya que el estuario constituye la ruta de entrada de las rutas comerciales hasta el Puerto de Sevilla. La reciente ampliación de éste mediante la ejecución de una nueva esclusa que permite el atraque de barcos de mayor calado, ha provocado que en los últimos años y en la actualidad se lleven a cabo labores de dragado en el cauce del río, así como un aumento del tráfico marítimo, cuyas consecuencias deberán ser tomadas en cuenta al evaluar la evolución del sistema.

Dada la importancia del río Guadalquivir en el comportamiento morfodinámico de la flecha, y teniendo en cuenta las barreras en el litoral en el transporte de sedimentos, para la delimitación de la zona de estudio se han elegido los siguientes límites (figura 2.2):

- Al norte la presa de Alcalá del Río (Sevilla), última obra de regulación del río y responsable de las descargas de agua que llegan a la desembocadura. Los datos de descarga del río proceden de esta presa y sirven para conocer el caudal circulante por la desembocadura del río.
- Al oeste, y siguiendo la cuenca vertiente del Guadalquivir, el dique de Huelva en la desembocadura de los ríos Tinto y Odiel que constituye una barrera en la línea de costa y una fuente de aporte de sedimentos arrastrados por esos ríos.
- Chipiona al este, al constituir una barrera litoral que separa la zona de estudio del litoral situado a levante de la zona de estudio.
- En la zona marítima, al sur, la plataforma continental situada a unos 150 metros de profundidad en donde se puede considerar que los efectos del litoral son despreciables.

La evolución de este ambiente costero es el resultado de la interacción entre la geomorfología y los principales agentes que actúan, que se describen a continuación.



Figura 2.2: Delimitación de la zona de estudio.

2.2. Caracterización geomorfológica

2.2.1. Marco geológico

El litoral actual de la costa sudatlántica de la Península Ibérica está caracterizado por una serie de amplias zonas costeras bajo la influencia mareal asociadas a la presencia de las desembocaduras de grandes ríos (Rodríguez-Ramírez *et al.*, 1996). En el caso de estuarios como el del Guadalquivir, estas formaciones están ligadas a sucesivos procesos de progradación y erosión debidos a cambios en el nivel del mar. Un aumento del nivel del mar provocado por un incremento de la temperatura media global lleva asociada la erosión de la línea de costa, lo que provoca el ensanchamiento de las desembocaduras de los estuarios y el retorcimiento de la línea de costa. Por el contrario, un descenso del nivel del mar debido a una disminución de la temperatura media provoca la progradación de la línea de costa y la formación de flechas litorales e islas barrera que tienden a sellar las entradas de los estuarios.

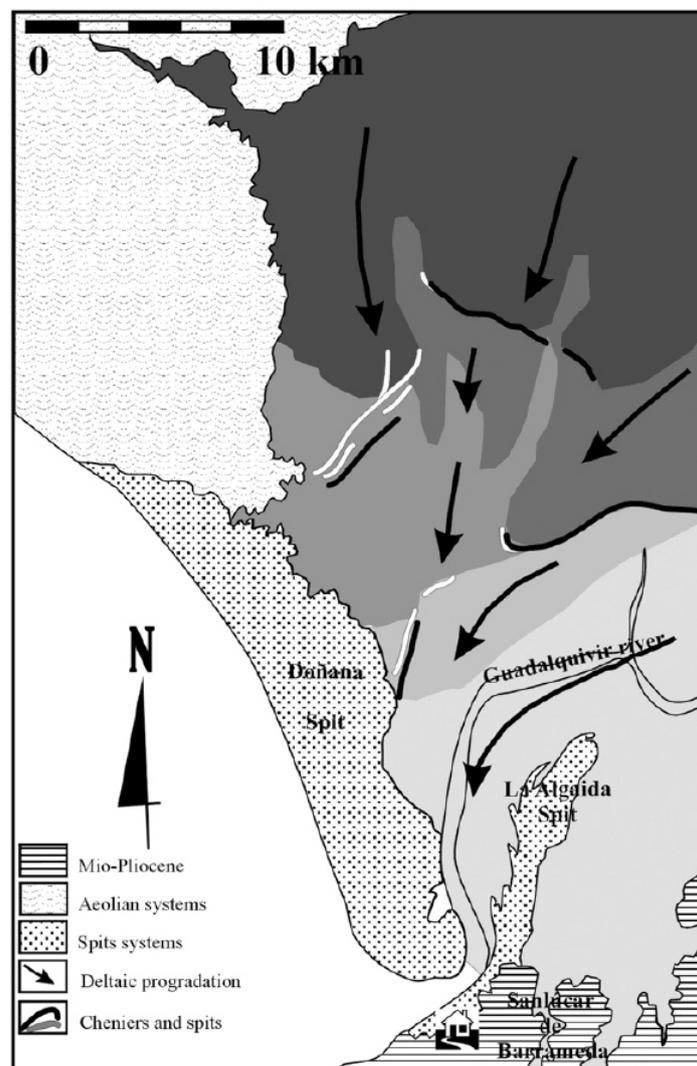


Figura 2.3: Flechas litorales presentes en la desembocadura del río Guadalquivir (Doñana y La Algaída) [Tomado de Rodríguez-Ramírez y Yáñez-Camacho, 2008].

En el caso de la desembocadura del Guadalquivir, puede observarse la presencia de dos grandes flechas litorales, la de Doñana y la de La Algaída (Rodríguez-Ramírez y Yáñez-Camacho, 2008). La primera de ellas, objeto de este estudio, presenta una alineación NW-SE y presenta mayores dimensiones, estando activa todavía en la actualidad. La flecha de La Algaída, con una alineación SW-NE, ha sido rodeada por terrenos aluviales y ya no se encuentra activa.

Tras el aumento del nivel del mar después de la última glaciación hace unos 9000 años, la parte inferior del valle del Guadalquivir se transformó en un estuario y los promontorios costeros y cabos adyacentes fueron erosionados convirtiéndose en acantilados. A partir de entonces se han producido diversos episodios de ascenso y descenso del nivel del mar (figura 2.4), lo que ha provocado un total de 4 ciclos de erosión y progradación (Rodríguez-Ramírez *et al.* 1996).

En los últimos mil años, en especial desde el siglo XV, la zona ha estado en fase de progradación con un aumento del tamaño de la flecha de Doñana, emergiendo la zona que en la actualidad se conoce como San Jacinto (figura 2.5) y el brazo más al oeste de la flecha de La Algaída. El material necesario para este proceso viene fundamentalmente de los acantilados blandos de Arenas Gordas, situados al noroeste de la desembocadura, que se encuentran en un claro proceso de retroceso. Éste se ha estimado en unos 170 m en la zona de Matalascañas en los últimos 240 años, destruyéndose durante ese periodo antiguas torres de vigilancia costeras del siglo XVI. La erosión de estos acantilados ha provocado que el punto de inflexión entre erosión y sedimentación se haya trasladado hacia el este.

En la actualidad la flecha de Doñana está caracterizada por la presencia de una corriente longitudinal de sedimentos alimentada por la erosión de los acantilados blandos de Arenas Gordas, por las desembocaduras de los ríos de la costa onubense y por la del propio río Guadalquivir. Esta corriente provoca el crecimiento de la flecha de Doñana en dirección sureste, por la zona de San Jacinto y la punta de Malandar.

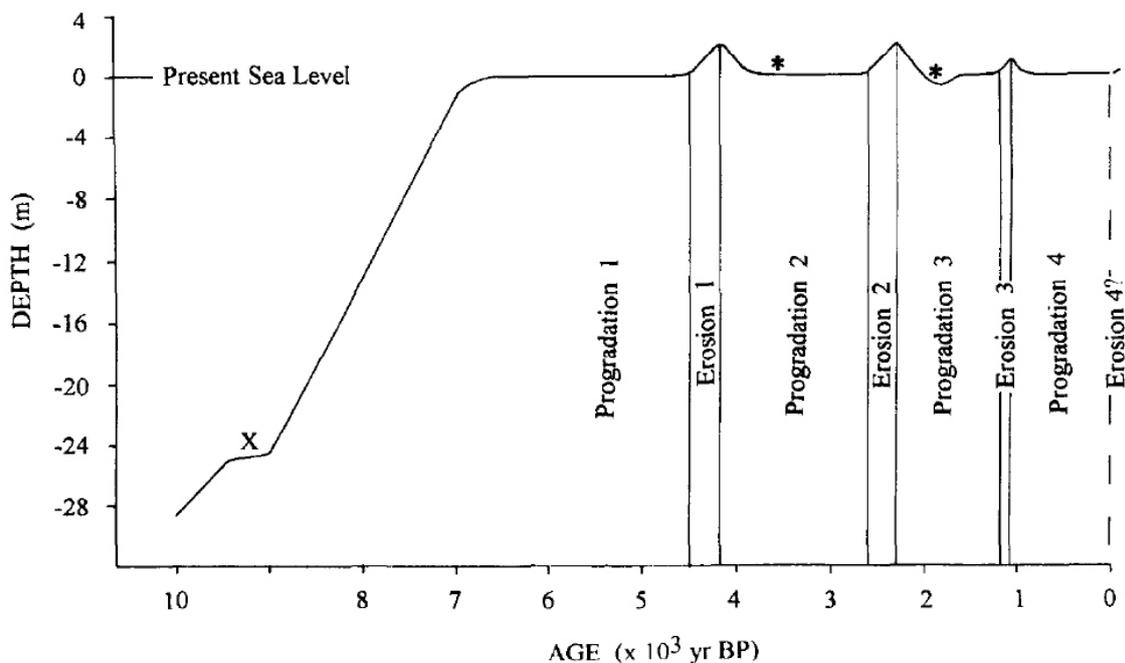


Figura 2.4: Evolución del nivel del mar desde la última glaciación [Tomado de Rodríguez-Ramírez *et al.*, 1996].

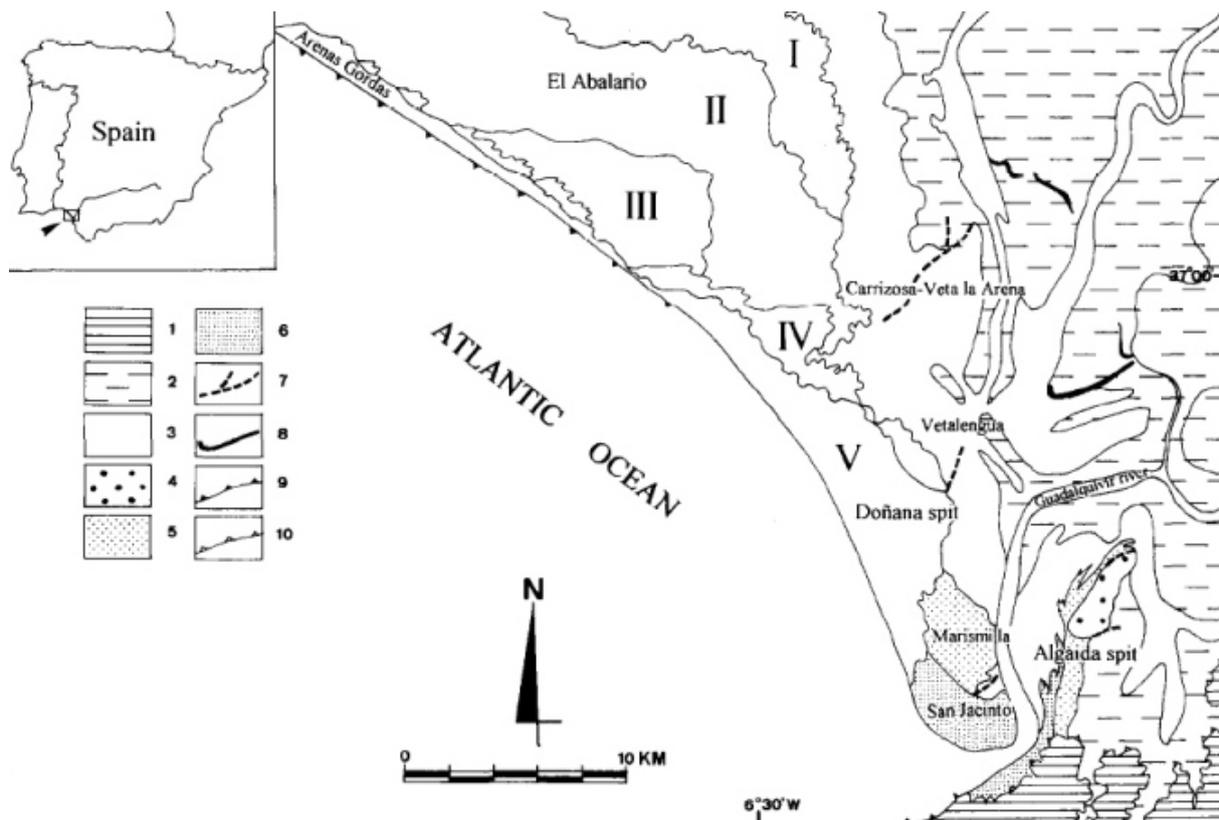


Figura 2.5: Síntesis geomorfológica de la desembocadura del Guadalquivir. I-V: secuencia de dunas del Holoceno. 1. Sustrato del Neógeno, 2. Marisma, 3. Marisma salobre, 4. Segunda progradación, 5. Tercera progradación, 6. Cuarta progradación, 7. Playa erosional, 8. Playa marisma, 9. Acantilado activo, 10. Acantilado inactivo. [Tomado de Rodríguez-Ramírez *et al.*, 1996].

2.2.2. Forma en planta

A gran escala, la forma en planta de un tramo de costa viene determinada por la resultante media anual (RMA), tendiendo a orientarse perpendicularmente a ella. La planta de un determinado tramo de litoral puede dar una idea de cuál es el oleaje predominante en la costa, y de cómo éste se ha transformado desde profundidades indefinidas. En este caso, la flecha de Doñana presenta tres alineaciones principales en su forma en planta (figura 2.6):

- Tramo 1. Alineación NW-SE de unos 30 km de longitud en la zona norte de la flecha, desde los acantilados de Arenas Gordas hasta el punto de inflexión de la costa.
- Tramo 2. Desde ese punto de inflexión una alineación NNW-SSE de aproximadamente 23 km de longitud en la que se encuentran los sistemas dunares más importantes y que se extiende hasta la desembocadura.
- Tramo 3. Alineación curva de unos 5 km de longitud con orientación principal W-E hasta la punta de Malandar, sección más estrecha de la desembocadura.



Figura 2.6: Forma en planta de la zona de estudio.

Mientras los dos primeros tramos son rectilíneos, el tercero tiene forma curva y presenta una morfología irregular que se cree asociada a procesos sucesivos de erosión y sedimentación debidos a gradientes de altura de ola a lo largo de la línea de costa (figura 2.7). Además, puede observarse que la zona de Chipiona constituye una barrera en la propagación del oleaje procedente de levante, por lo que éste no tendrá una gran relevancia en el comportamiento morfodinámico de la flecha litoral. Por tanto, puede intuirse que el oleaje que mayor relevancia tendrá en la evolución de la morfología de este sistema será de procedencia aproximadamente oeste y llegará a la costa con una RMA con dirección NE.



Figura 2.7: Tramo 3. Irregularidades en la línea de costa.

2.2.3. Perfil transversal

Uno de los parámetros básicos en el estudio de un tramo de litoral es la pendiente, ya que a partir de ella puede establecerse el carácter disipativo o reflejante de la playa, la rotura del oleaje y una estimación de las características de la zona de rompientes. La pendiente se ha calculado mediante la realización de una serie de perfiles transversales a la línea de costa (figura 2.8).

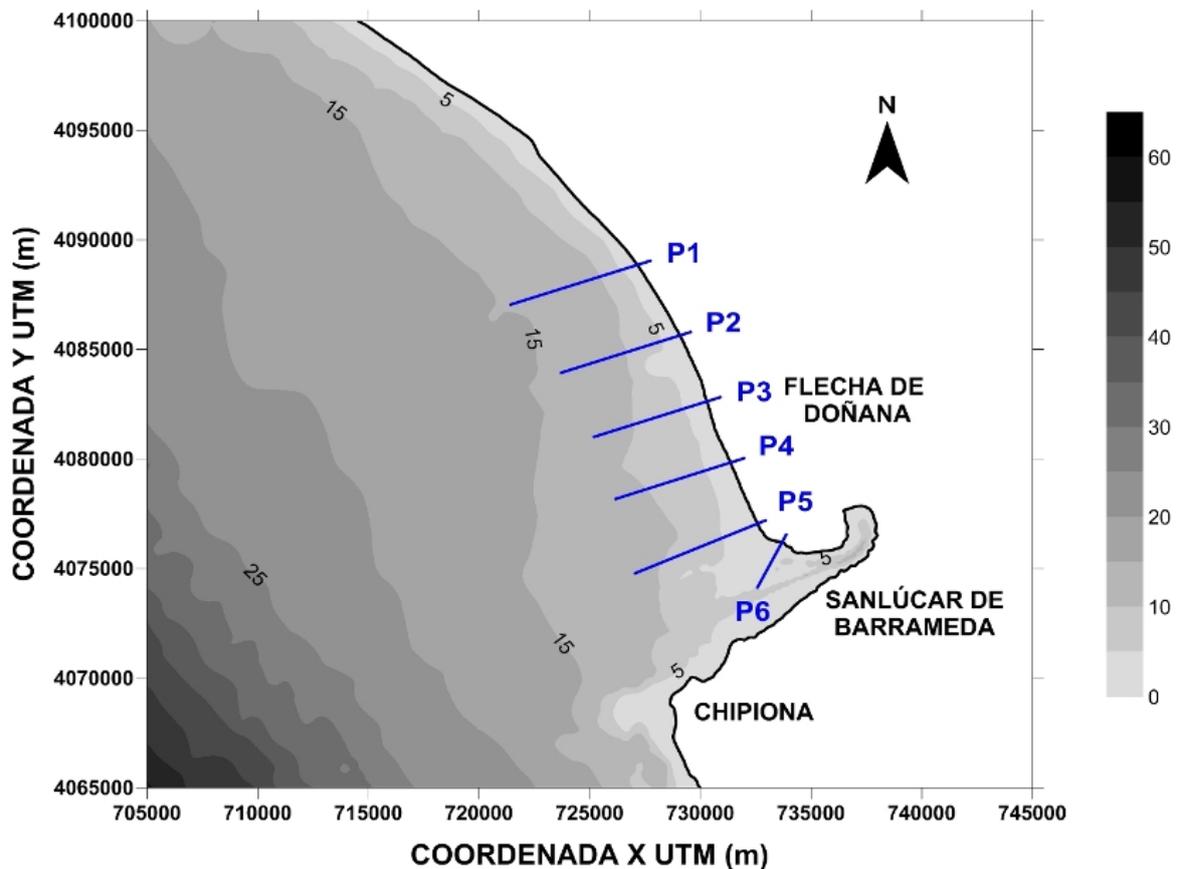


Figura 2.8: Situación de los distintos perfiles transversales realizados.

Los resultados se muestran en la figura 2.9, donde se puede observar que los perfiles presentan una forma cóncava. Además existen dos zonas diferenciadas:

- La zona más cercana a la línea de costa, hasta una profundidad de entre 10 y 12 metros (aproximadamente la de cierre), con una pendiente media $\tan \beta = 0,0045$. Esta zona constituye el perfil activo de la playa y es el que se encuentra en constante cambio debido al contenido energético del oleaje.
- La zona más profunda, con una pendiente menor de $\tan \beta = 0,0015$ en lo que se puede considerar el comienzo de la zona de la plataforma continental.

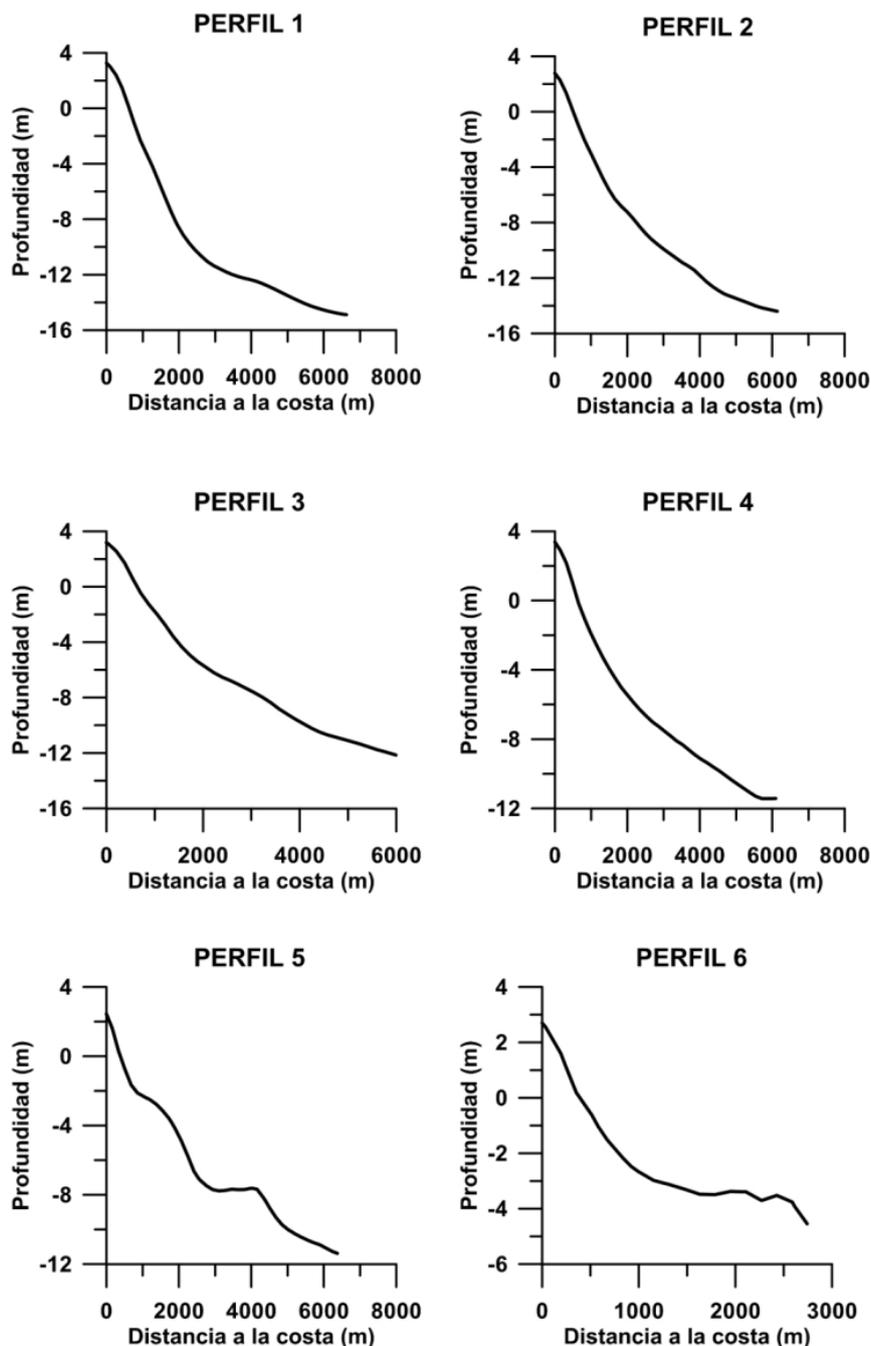


Figura 2.9: Perfiles transversales (figura 2.8).

Son pendientes muy suaves, características de zonas con un sedimento fino y de playas disipativas con un coeficiente de reflexión muy pequeño. Estas zonas están caracterizadas por una gran anchura de la zona de rompientes y por una rotura del oleaje en decrecimiento, observándose que los frentes suelen romper a la vez y presentando números de Iribarren $I_r = \tan \alpha / \sqrt{H/L_0}$ inferiores a 0,5. Es de esperar la presencia de corrientes intensas que ocupen una amplia parte de la zona de rompientes.

2.2.4. Batimetría de la zona

En la figura 2.10 se observa una batimetría de detalle de la zona de estudio, que ha sido usada para el cálculo del transporte de sedimentos y para la propagación del oleaje. Cabe destacar los siguientes aspectos de dicha batimetría:

- Se observa que la zona de mayor complejidad se encuentra en la desembocadura, debido a la presencia de bajos y al canal de navegación. Igualmente, la zona del bajo de Salmadina junto a Chipiona es muy compleja, aunque está alejada de la desembocadura y sólo influirá en la propagación del oleaje proveniente del sureste.
- El tramo de costa frente a la flecha de Doñana es más regular, con pendientes suaves y en general sin presencia de barras.

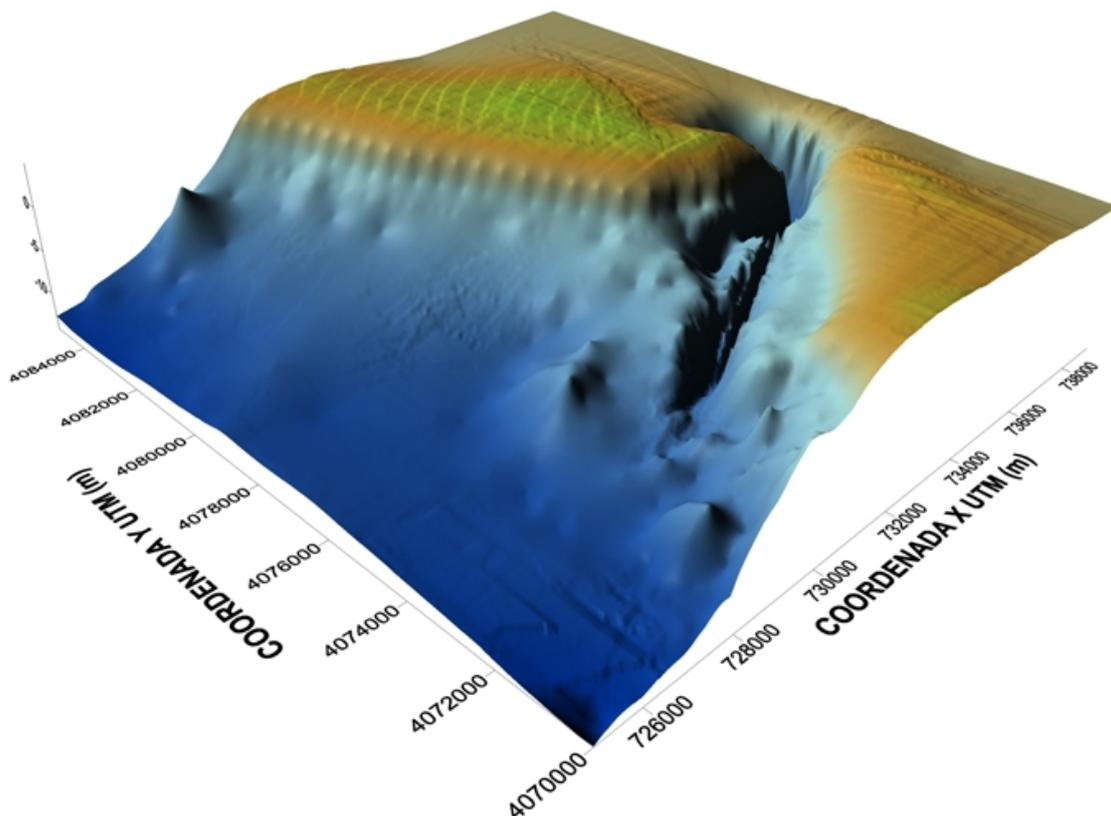


Figura 2.10: Batimetría en tres dimensiones de la zona de estudio.

Esta batimetría se ha obtenido mediante la superposición de las cartas náuticas del Instituto Hidrográfico de la Marina de la zona, publicadas en los años noventa, y de los puntos disponibles en el Modelo Digital del Terreno de Andalucía generado a partir de fotografías aéreas a escala 1:20.000 por la Junta de Andalucía, publicado en el año 2005. Esta batimetría no se encuentra actualizada, por lo que los resultados obtenidos a partir de ella como las propagaciones de oleaje, deberán analizarse con cautela.

2.2.5. Sedimento

Las características del sedimento presente en la zona de perfil activo constituye uno de los aspectos fundamentales para el estudio del transporte de sedimentos, que es el proceso responsable de la evolución morfodinámica de un tramo de costa. El tamaño de las partículas de sedimento condicionará las condiciones necesarias para su inicio de movimiento. Cuanto mayor sea éste, más energético debe ser el oleaje para que se produzca el inicio del movimiento y por cambios en la morfología del litoral.

En la figura 2.11 se observa la distribución del D_{50} del sedimento en la zona de estudio. Como la gran mayoría del material se encuentra entre los 0.1 y 0.25 mm, se adopta un valor medio de $D_{50} = 0,16 - 0,19$ mm, lo que es característico de arenas finas.

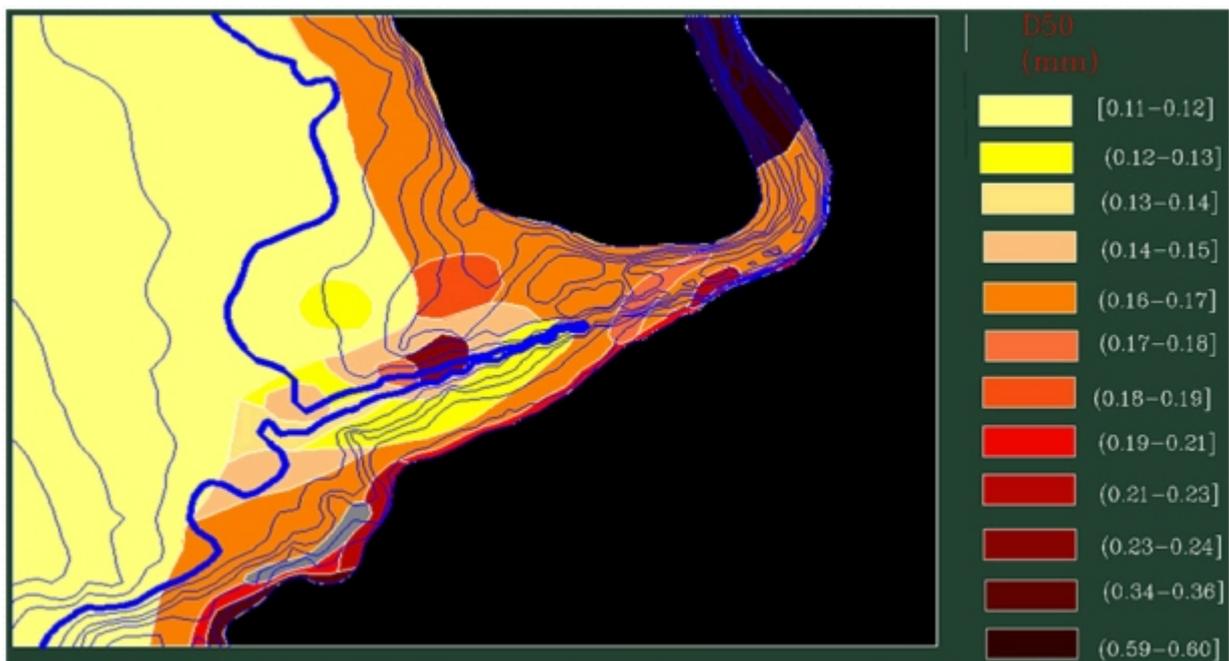


Figura 2.11: Distribución del $D_{50}(mm)$ del sedimento en la zona de estudio.

En cuanto al origen del material, se distinguen cuatro grandes fuentes que alimentan el transporte de sedimentos en la zona:

- Los acantilados blandos de Arenas Gordas (figura 2.12), situados al noroeste de la flecha y cuya material erosionado provoca una gran tasa de transporte longitudinal a lo largo de la flecha. Su erosión se ha visto acelerada a partir del siglo XVI debido al aumento del nivel del mar que se viene observando desde entonces y el consecuente retroceso de la línea de costa
- La aportación de los ríos Tinto y Odiel a través del Dique de Huelva, cuyo sedimento llega a la zona de estudio a través de la corriente longitudinal presente en la zona.
- El material arrastrado por el propio río Guadalquivir, cuyo movimiento depende en gran medida del régimen mareal, ya que presenta un comportamiento muy distinto en régimen de vaciante y en régimen de llenante.
- El sedimento transportado por vía aérea procedente de los campos de dunas existentes en tierra, especialmente bajo viento de levante, que acaba formando parte de la corriente longitudinal submarina



Figura 2.12: Acantilados blando de Arenas Gordas.

Los sumideros de sedimento son (figura 2.13):

- La propia flecha de Doñana, en la que se producen procesos de progradación aumentando su tamaño y cambiando su forma.
- El material que sale de la zona de estudio hacia el sureste y aguas profundas cuando el estuario se encuentra en vaciante o hacia el propio cauce del río en llenante, según el estado de la marea.



Figura 2.13: Principales fuentes y sumideros de sedimento en la zona de estudio.

2.3. Escala temporal y espacial

Para el estudio de la evolución de cualquier sistema en el tiempo es necesario conocer las escalas temporal y espacial a considerar en ese sistema. Estas vendrán determinadas por la variabilidad de

los agentes involucrados y por el tamaño del dominio del estudio. La variabilidad espacio-temporal de la morfología de la flecha está relacionada principalmente con la escala espacial de la misma, así como por el espacio de tiempo en el cual los agentes forzadores de oleaje, nivel del mar y viento fundamentalmente provocan variaciones determinantes en el sistema. En el caso de este estudio la escala temporal a considerar es de decenas de años, mientras que la espacial es kilómetros, encontrándonos dentro del campo de la ingeniería y el estudio de la evolución a medio y largo plazo de estuarios y desembocaduras (figura 2.14).

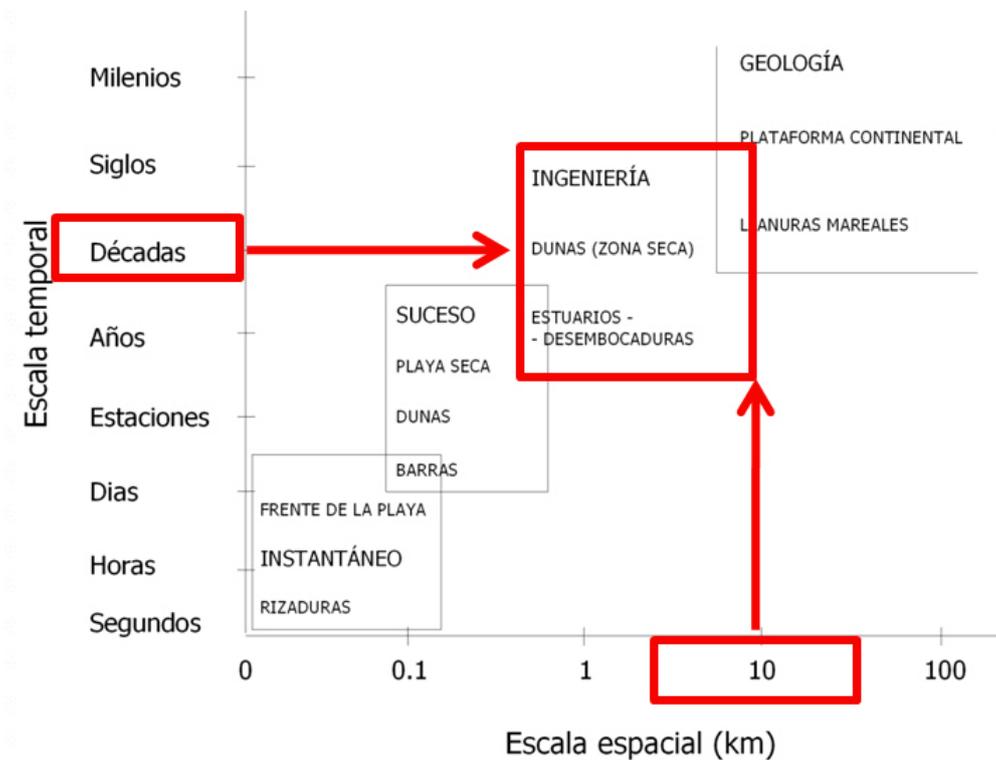


Figura 2.14: Escalas temporal (eje y) y espacial (eje x) de la zona de estudio.

2.4. Cauces fluviales: el río Guadalquivir

Los cauces fluviales y su desembocadura presentan una gran importancia dentro del análisis de un tramo de litoral, debido a varios aspectos:

- Los cauces fluviales constituyen una gran fuente de sedimentos erosionados en la parte alta de la cuenca y transportados hasta su desembocadura.
- En su llegada a la costa pueden formar estuarios, sistemas muy complejos en los que la marea y las descargas de agua dulce provocan variaciones significativas en su comportamiento.
- Las corrientes creadas por el río pueden modificar los patrones de transporte de sedimentos de la zona, tanto por dirección como por intensidad.
- Las diferencias de salinidad entre el agua dulce del cauce y la salada del mar, así como las variaciones de temperatura, provocan sistemas que según las características de los agentes pueden encontrarse total, parcialmente mezclados o estratificados.

El principal cauce fluvial en la zona de estudio es el río Guadalquivir. Este cauce se encuentra regulado por diversas presas a lo largo de su recorrido, siendo la última de ellas la de Alcalá del Río al norte de la ciudad de Sevilla. Dado el clima de la zona, caracterizado por precipitaciones muy escasas la mayoría del tiempo, con grandes episodios tormentosos poco frecuentes, las descargas de la presa son muy irregulares. En la figura 2.15 puede observarse la descarga diaria de la presa de Alcalá del río desde julio de 1931 hasta junio de 2009, donde la descarga media diaria es de $127,5 \text{ m}^3/\text{s}$ mientras que se llegan alcanzar picos de más de $6000 \text{ m}^3/\text{s}$ debidos a fuertes tormentas en la cuenca del Guadalquivir.

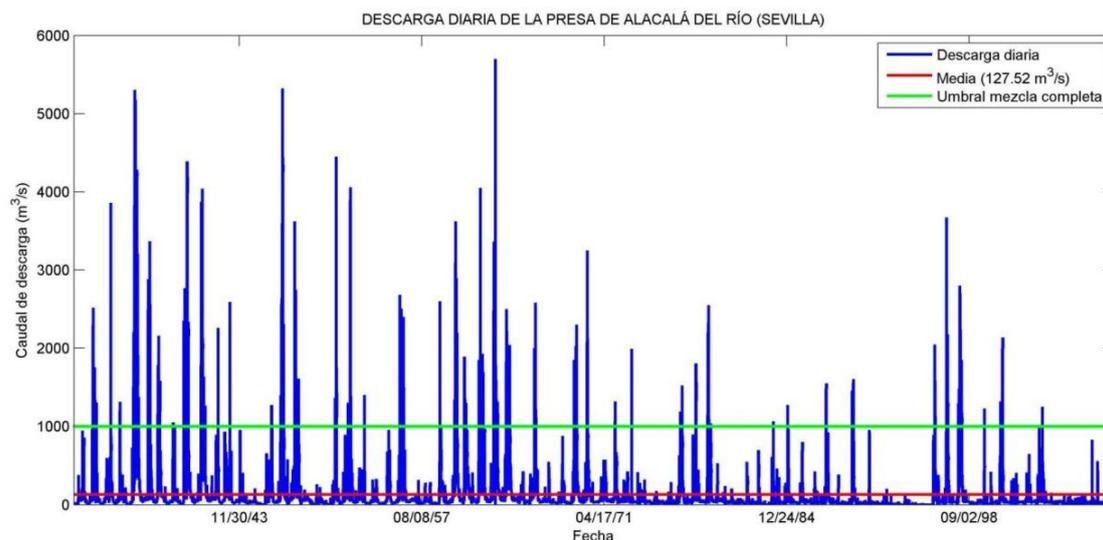


Figura 2.15: Desrga diaria de la presa de Alcalá del Río. Azul: descarga diaria. Rojo: descarga diaria media. Verde: umbral de mezcla completa.

El volumen total de descarga tiene gran importancia en el comportamiento del estuario y por tanto en el de los tramos de costa de la desembocadura. Según este volumen se pueden dar tres situaciones:

- Con caudales bajos, la dinámica estuarina está totalmente determinada por la marea, estando el sistema totalmente estratificado
- Con caudales altos el sistema se encuentra completamente mezclado, dominando la descarga en el comportamiento del sistema
- Bajo caudales intermedios, la situación es intermedia entre las dos anteriores

Se estima que para el río Guadalquivir se alcanza la mezcla completa con una descarga de aproximadamente unos $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ (figura 2.15). La intensidad de las descargas tiene una gran influencia en la magnitud de la vaciante y la llenante dentro del estuario, lo que a su vez repercute en la morfodinámica de la flecha, ya que con llenantes se producirá acreción en la punta y bajo vaciantes con grandes descargas fluviales se producirá una gran erosión en la misma.

La influencia de estas descargas fluviales no va a ser tenida en cuenta en el modelo, en el que tendrían que incorporarse como un término fuente de material, ya que el principal agente en la zona de estudio, situada en la parte litoral de la flecha, es el oleaje. Las descargas fluviales, y sobre todo la corriente vaciante del estuario, son las responsables de que la anchura de la zona de la desembocadura se mantenga constante, a pesar de la acreción provocada por la deriva litoral de la

flecha. Esto se tendrá en cuenta para definir las condiciones de contorno en la punta en la sección 3.4.2.

2.5. Clima marítimo

El oleaje es uno de los agentes más importantes en tramos de costa arenosos como la flecha de Doñana. Tanto el contenido energético como la oblicuidad del oleaje controlan las tasas de transporte de sedimentos longitudinal o deriva litoral y, por tanto, permiten identificar las zonas de la costa con tendencia al retroceso o a la sedimentación.

El término *clima marítimo* habitualmente hace referencia a la caracterización del oleaje en la zona de estudio, dentro del cual se suele diferenciar el régimen medio (proporciona información sobre el comportamiento medio del oleaje en la costa) del régimen extremal (comportamiento extremo del oleaje). Este último caracteriza los temporales que tiene lugar en la zona de estudio. Los mayores cambios en la línea de costa se producen durante los temporales producidos por el paso de una borrasca, cuyos efectos principales son inducir un campo de viento y un gradiente de presiones sobre la masa de agua. Ambos procesos implican la generación de un oleaje de gran contenido energético, así como una sobre elevación del nivel medio cerca de la costa.

2.5.1. Borrascas

Se distinguen cuatro tipos principales de borrascas que afectan a la zona de estudio, y que por que por su dirección de entrada sobre la Península Ibérica se clasifican, de norte a sur y de oeste a este, en:

- **Noratlánticas.** Las borrascas Noratlánticas se caracterizan por ser episodios muy importantes que se desarrollan en el atlántico norte, en latitudes entre 40N y 60N aproximadamente (figura 2.16). Son borrascas bastante profundas, que suelen durar desde 4 o 5 días hasta 2 semanas, y que normalmente se desplazan de oeste a este. Pueden aparecer en cualquier época del año, aunque más frecuentemente se presentan en otoño y primavera, y suelen llevar asociados eventos de precipitación homogéneos.

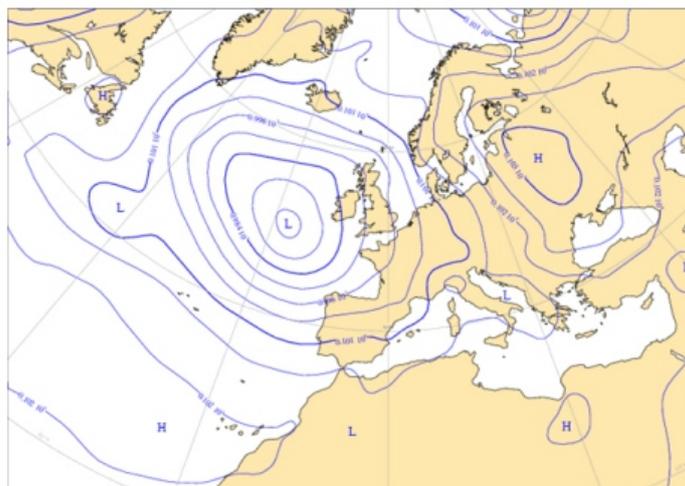


Figura 2.16: Borrasca Noratlántica tipo.

- **Sudatlánticas.** Las borrascas sudatlánticas se desarrollan en el atlántico norte, en latitudes comprendidas entre 30N y 50N aproximadamente (figura 2.17). Son borrascas muy variables,

que suelen durar varios días y que, normalmente, se desplazan de oeste a este. Aparecen en cualquier época del año, y se caracterizan porque desplazan hacia la Península la masa de aire conocida como tropical marítimo. Las borrascas sudatlánticas son las que más frecuentemente afectan al sur de la Península. Los eventos de precipitación característicos de estas borrascas pueden tener una intensidad y duración muy variables. Lo habitual es que tengan una duración media, de 3 a 4 días, y una intensidad moderada. Se presentan más frecuentemente en invierno, por encontrarse el Frente Polar en sus latitudes más bajas, con una dirección predominante del viento Sur-Suroeste.

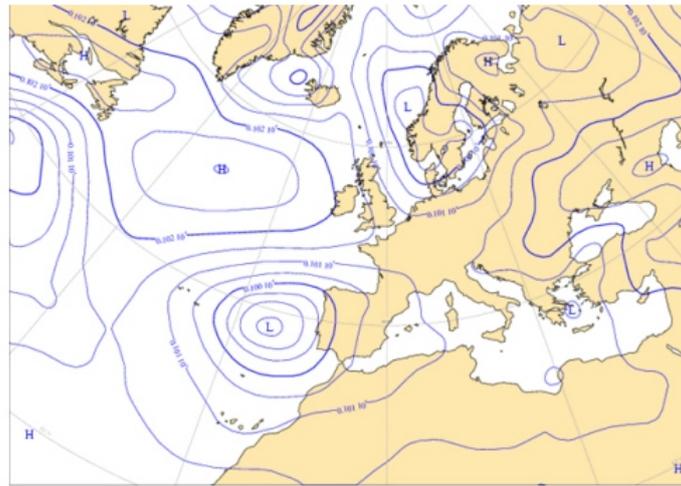


Figura 2.17: Borrasca Sudatlántica tipo.

- **Alisias.** Las borrascas alisias se desarrollan en las costas occidentales de África (figura 2.18). En general, se considera que estas borrascas se originan por el contacto entre el aire tropical continental sahariano y el aire tropical marítimo de Azores o como una discontinuidad entre el aire tropical continental sahariano y el aire polar marítimo.

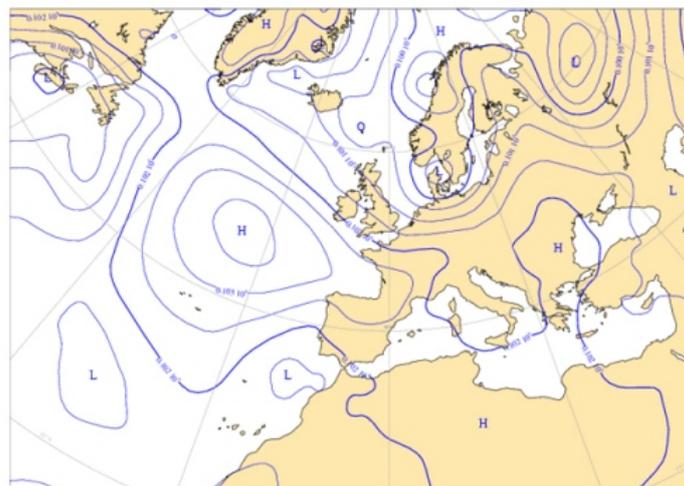


Figura 2.18: Borrasca Alisia tipo.

Los eventos de precipitación asociados a estas borrascas son parecidos a los generados por las sudatlánticas, pero suelen ser más cortos y menos intensos. En verano, pueden dar lugar a

nubes de desarrollo vertical, un elevado nivel de condensación y por tanto, escasa precipitación aunque sean inestables. Cuando el aire polar marítimo interviene en invierno da lugar a fuertes lluvias y grandes avenidas de los ríos y ramblas de la Andalucía atlántica. De forma más excepcional se hace sentir en la Andalucía oriental y, en todo caso, confundiendo con un régimen de tormentas de componente sur.

- Mediterráneas.** Las borrascas Mediterráneas se generan en la zona comprendida entre el Mar de Alborán y el norte de África (figura 2.19). Son especialmente habituales en otoño y primavera y corresponden a una entrada de aire frío procedente del atlántico o norte de Europa, que inunda la Península, provocando un descenso considerable de las temperaturas. Los eventos de precipitación asociados a estas borrascas se caracterizan por tener una duración media de 2 a 4 días, una precipitación total no elevada, y una intensidad muy variable. La elevada variación en la intensidad, tanto espacial como temporal, se debe a la proximidad del centro de la borrasca a la cuenca. Esta proximidad se traduce en una gran interacción con la topografía, siendo habitual la aparición de acusados gradientes de intensidad de precipitación.

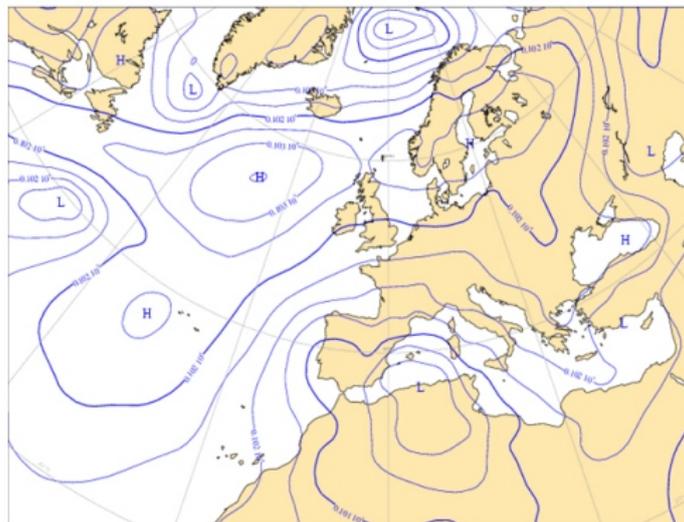


Figura 2.19: Borrasca Mediterránea tipo.

2.5.2. Temporales

Asociado al paso de una borrasca se producen temporales que implican un forzamiento extremo por viento, gradientes de presión y oleaje. La evolución morfológica de un tramo de costa está muy condicionada por el contenido energético del oleaje incidente y por tanto por el paso de estos temporales, ya que son los oleajes de mayor contenido los que tienen más capacidad para producir transporte de sedimentos.

Una tormenta se suele definir como una secuencia continua de valores de altura de ola (habitualmente altura de ola significativa) que sobrepasan un cierto valor umbral (H_u) y que tienen una cierta duración mínima. Se considera que dos temporales consecutivos son no dependientes entre sí cuando entre ellos transcurre un cierto intervalo de tiempo. Todos estos valores representativos dependen de la zona de estudio que se considere. Para la flecha de Doñana se han considerado:

- Altura de ola significativa umbral $H_u = 2\text{m}$
- Duración mínima = 24 horas

- Intervalo de tiempo entre temporales = 36 horas

El valor de H_u se ha estimado como 2 metros ya que, dado que este es un estudio de evolución morfodinámica, hay que considerar cuándo se produce en inicio del movimiento y por tanto del transporte de sedimentos responsable de la evolución de la línea de costa.

Tras realizar un análisis de picos sobre el umbral (POT) se han encontrado un total de 325 tormentas para el punto WANA seleccionado, con un intervalo medio entre temporales de 281 horas. A continuación se describen algunas de sus características según su dirección de procedencia, que ha sido dividida en E y W.

Medida	Temporales del E	Temporales del W
Número de temporales	110	215
Altura de ola máxima media (m)	2.66	3.06
Periodo de pico medio(s)	7.34	9.59
Dirección media del pico (°)	119	268
Duración media (h)	34.6	56.4

Tabla 2.1: Características de las tormentas en el punto WANA seleccionado según su dirección de incidencia.

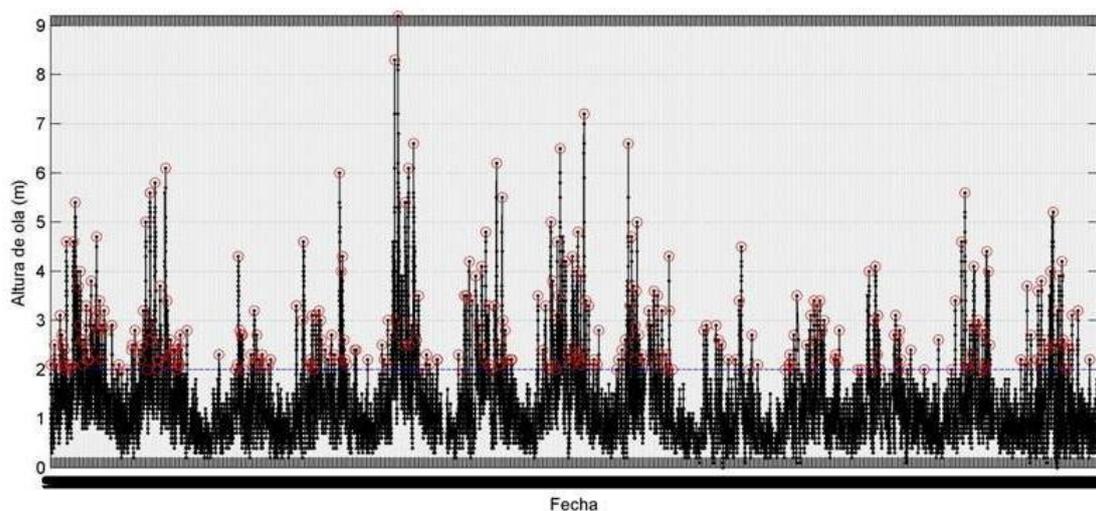


Figura 2.20: Temporales en el punto WANA seleccionado ($H_u = 2m$).

2.5.3. Viento

El viento es otro agente de gran importancia en el comportamiento morfodinámico de las zonas litorales, ya que es el agente generador del oleaje, puede inducir grandes corrientes en su interacción con el mar dentro de la interfaz agua-aire, y es el responsable del transporte de sedimentos desde tierra firme hasta el agua, ya que las partículas de sedimento son transportadas a través de él desde los sistemas emergidos como las dunas hasta la zona de playa, en la que entran dentro del volumen de sedimentos arrastrado por el oleaje, las variaciones del nivel del mar, etc.

Para realizar un estudio del viento en la flecha de Doñana, a partir de los datos de viento facilitados por Puertos de Estado mediante el punto WANA 1052046, se ha realizado la rosa de viento de la figura 2.21.

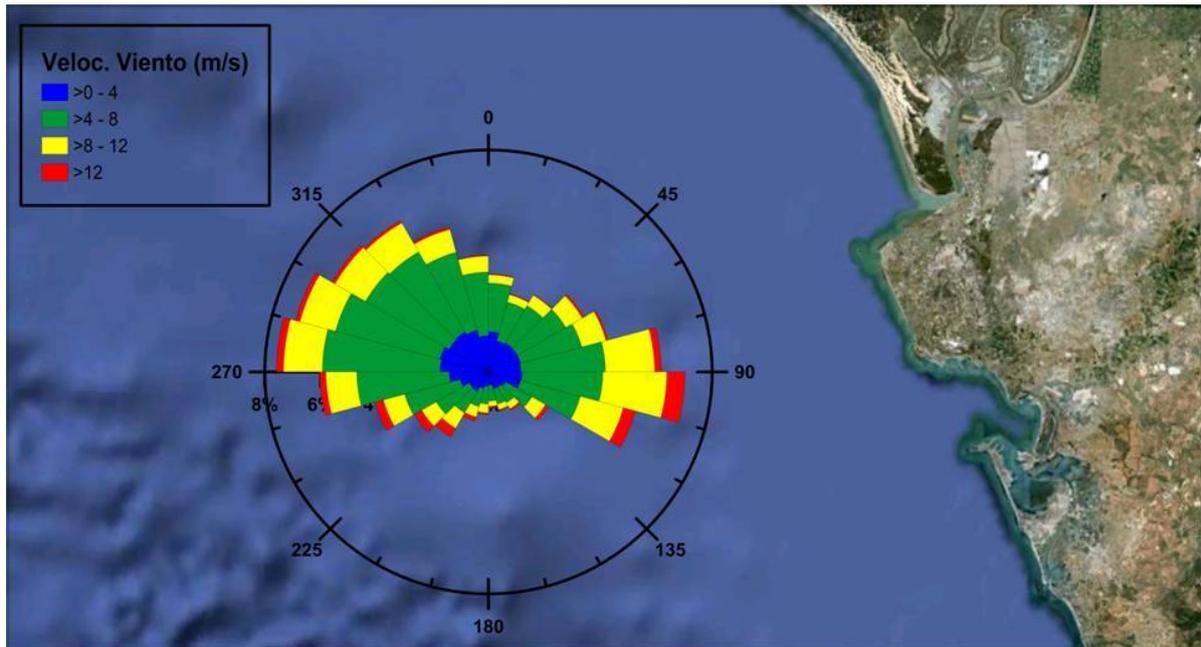


Figura 2.21: Rosa de viento en el punto WANA seleccionado).

Puede observarse como el viento es fundamentalmente de levante o de poniente. Dada la situación de la flecha, el primero será el principal responsable del transporte desde el sistema dunar de la misma hacia la zona de rompientes y de perfil activo. El segundo generará corrientes en el sentido longitudinal de la flecha incrementando el transporte longitudinal de sedimentos desde la zona de Matalascañas hasta la desembocadura del río Guadalquivir.

2.5.4. Nivel del mar

Las variaciones en el nivel del mar tienen una gran importancia en el estudio de la evolución de cualquier tramo de costa. Esta importancia se ve amplificada en el caso de un estuario, en el que las diferencias en su comportamiento según el estado del nivel del mar (fundamentalmente en nivel de marea) son muy notables, pudiendo variar el sentido de ciertos procesos como la sucesión de vaciantes y llenantes y la propagación de ondas de marea. Además, los cambios en el nivel del agua provocan una serie de corrientes que en determinadas partes y secciones del estuario pueden llegar a tener una importancia determinante. Las variaciones en el nivel del mar se deben principalmente a:

- Marea astronómica, inducida por el movimiento relativo entre los astros y la Tierra
- Marea meteorológica, generada por variaciones de la presión atmosférica que *empuja* el agua sobre en fondo y por el viento
- Variación a largo plazo del nivel medio del mar

La marea astronómica es la componente de mayor amplitud dentro de las variaciones del nivel del mar. Para su análisis en la zona de estudio se ha utilizado en mareógrafo de Bonanza (figura 2.22)



Figura 2.22: Situación del mareógrafo de Bonanza.

Este análisis da como resultado una carrera media de marea de entre 1.5 y 3 metros, lo que corresponde con un régimen mesomareal. Además, se ha registrado una máxima pleamar viva equinoccial de 360 cm, siendo la bajamar viva equinoccial de 7 cm. Existe asimismo una gran diferencia entre mareas vivas y muertas (figura 2.23), ya que las amplitudes entre las primeras oscilan entre los 180 y los 300 cm, mientras que en las segundas lo hace entre 60 y 100 cm.

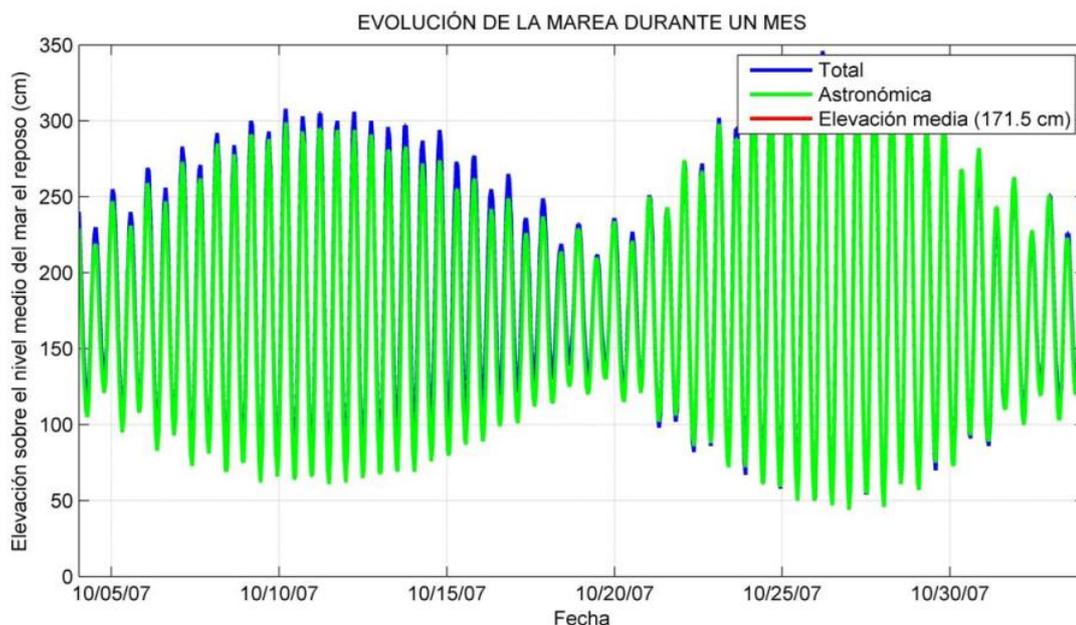


Figura 2.23: Variación del nivel del mar durante un mes, mareógrafo de Bonanza.

Las constituyentes más importantes registradas en el mareógrafo de Bonanza son:

Constituyente	Amplitud (m)	Fase (g)
O1	0.061	325.29
K1	0.064	60.50
N2	0.190	48.54
M2	0.927	64.41
S2	0.315	91.34
K2	0.089	88.40

Tabla 2.2: Armónicos de marea en el mareógrafo de Bonanza.

La marea meteorológica está relacionada con fenómenos de la dinámica atmosférica. Los que producen sobreelevaciones de nivel en el mar son el viento y las variaciones de presión. La acción continuada del viento sobre la lámina de agua del mar puede provocar el arrastre de la misma. Si este arrastre se produce en la dirección de la playa, el agua se acumula en ésta, produciendo un ascenso del nivel medio del mar. Esta elevación del nivel medio depende de la intensidad del viento, trayectoria, duración, forma de la costa, configuración, rugosidad del fondo, etc. Por otra parte, las oscilaciones de la presión atmosférica son uno de los factores constantes de variación del nivel del mar. Una disminución de la presión atmosférica sobre la superficie del mar se verá acompañada por un aumento en el nivel de éste.

Con los datos del mareógrafo de Bonanza se ha encontrado que la máxima elevación del nivel del mar debida a la marea meteorológica registrada es de 80 cm, asociada a bajas presiones; en el otro extremo, el mayor descenso del nivel registrado es de 34 cm.

En cuanto a la variación a largo plazo del nivel medio del mar, la tierra sufre ciclos climáticos periódicos de calentamiento y enfriamiento asociados a la variabilidad climática. El momento actual se sitúa dentro de un periodo de calentamiento que comenzó a mediados del siglo pasado y que se espera alcance su máximo alrededor del año 2250, por lo que en la actualidad el nivel del mar se encuentra en ascenso.

Los restos arqueológicos que se han encontrado en las costas españolas (especialmente la zona atlántica) muestran que durante épocas pasadas el nivel del mar llegó a estar entre 2-3m por encima del actual. Si la secuencia se repite, las estimaciones indican que para el año 2050 en la zona de estudio el nivel del mar se encontrará aproximadamente 0.5 metros por encima del actual. Las consecuencias serán:

- El nivel de referencia o de base sobre el que actúa el oleaje subirá, modificando la morfodinámica de la zona.
- La cota de inundación se incrementará afectando a zonas que hasta ahora estaban protegidas y erosionando en mayor medida la parte alta del perfil.

2.5.5. Oleaje: régimen medio

Para la elaboración del régimen medio de oleaje en profundidades indefinidas se ha utilizado la base de datos del proyecto WANA (Puertos del Estado, Ministerio de Fomento). La base de datos WANA es el resultado de un modelo numérico espectral de propagación de oleaje de tercera generación que incluye generación de oleaje por viento, refracción, disipación por fricción con el fondo y por rotura del oleaje, e interacciones no lineales. Los datos de entrada del modelo de oleaje son campos de viento a 10 m de altura procedentes del modelo numérico HIRLAM. En la ejecución de los modelos se han asimilado datos reales de viento.

Para generar los campos de oleaje se ha utilizado en modelo numérico WAM. Dicha aplicación es un modelo espectral de tercera generación que resuelve la ecuación de balance de energía sin establecer ninguna hipótesis *a priori* sobre la forma del espectro de oleaje. Este modelo trabaja en el Atlántico con una resolución de 0.25 grados (30 Km) y en el Mediterráneo con una resolución de 0.125 grados (15 Km). La aplicación utilizada no incluye esquema de asimilación de datos instrumentales.

Para este estudio se ha solicitado al Programa de Clima Marítimo de Puertos del Estado la información correspondiente al punto WANA 1052046 (figura 2.24), de coordenadas 36.5° N, 7° W, situado a una profundidad de aproximadamente 500 m, y que es el más cercano a la zona de estudio. El registro de oleaje comienza el 22 de octubre de 1995 finalizando el 28 de enero de 2010, con un total de 39561 datos con lo que la ubicación del punto seleccionado, así como la extensión de la serie de datos permite realizar una estimación precisa del clima marítimo medio en profundidades indefinidas.

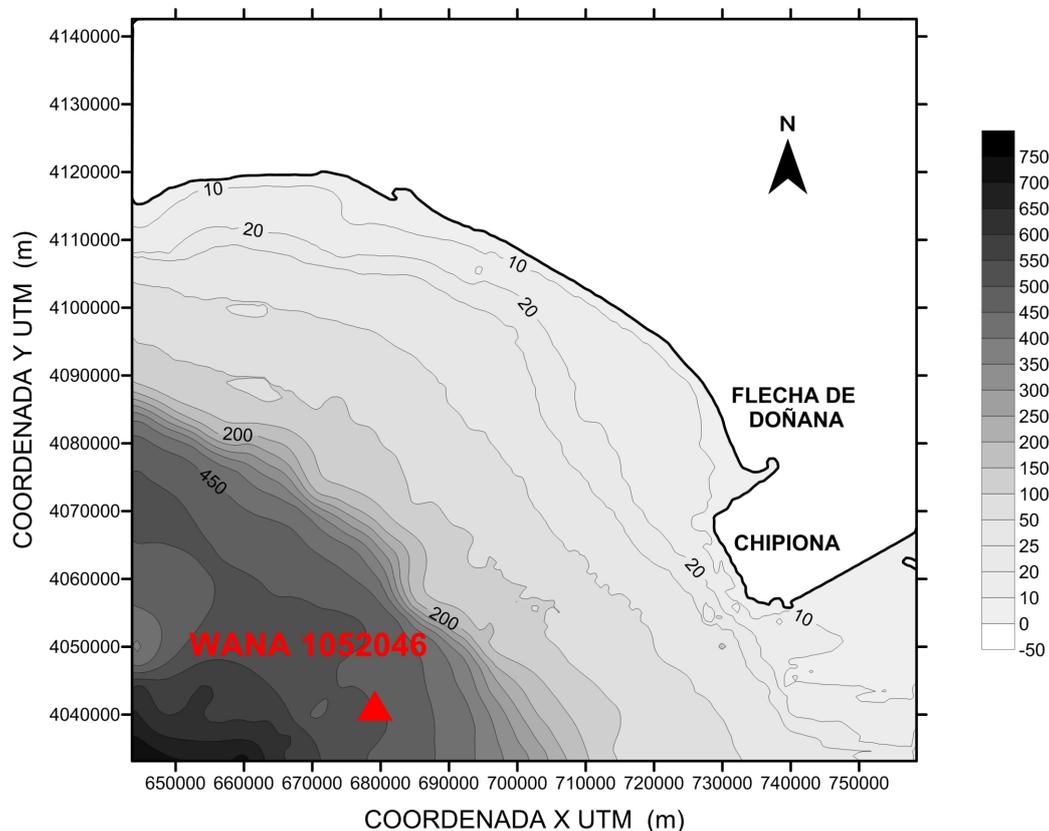


Figura 2.24: Situación del punto WANA 1052046.

En la figura 2.25 se muestra una rosa de oleaje obtenida a partir del punto WANA seleccionado. Puede observarse como la dirección predominante de procedencia del oleaje es la W, seguida de cerca por la WNW, y en menor medida del WSW. Se trata en general de oleajes generados en el atlántico que presentan un gran *fetch* y que llegan a la costa totalmente desarrollados con eventos de tormenta con grandes alturas de ola. Es de esperar que por la alineación media de la costa la propagación del oleaje tenga como efecto principal incrementar su perpendicularidad, aunque dado que la línea de costa no es completamente rectilínea, en menor o mayor medida existirá una oblicuidad que posibilitará la existencia de corrientes longitudinales.

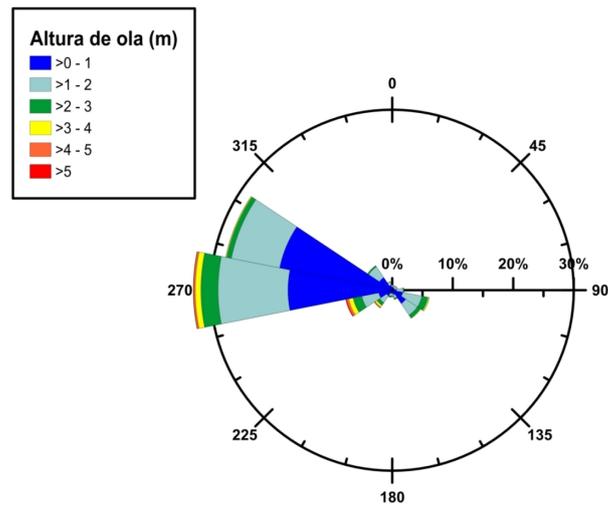


Figura 2.25: Rosa de oleaje en el punto WANA seleccionado (0° =procedencia norte, sentido horario).

Por otra parte, se aprecian oleajes procedentes del ESE y del SE (con una probabilidad de incidencia menor del 5%) que son generados en las proximidades del Golfo de Cádiz y cuyo *fetch* de generación es mucho menor. Este oleaje no estará completamente desarrollado y presentará menor altura de ola que los procedentes del W. Además, aunque este oleaje se obtenga en profundidades indefinidas, dada la geometría de la zona de estudio, fundamentalmente con la presencia del bajo de Salmedina, no se propagará hasta la flecha de Doñana. Por tanto, dada la alineación de la costa respecto a los oleajes predominantes en la zona, se puede adelantar que habrá un abanico aproximado de direcciones que no afectarán a la dinámica de la costa, tal y como se muestra en la figura 2.26.



Figura 2.26: Rango de direcciones de procedencia del oleaje que mayoritariamente afectarán a la zona de estudio.

Los gráficos de dispersión (figura 2.27) muestran que los periodos de pico del oleaje presentan una gran variabilidad, siendo predominantes aquellos que se encuentran entre los 4 y 16 s. Los primeros se encuentran asociados a oleajes de bajo contenido energético generados cerca de la costa (oleaje tipo sea) que estarán asociados a su vez a las direcciones ES y ESE (en el entorno de los 120°).

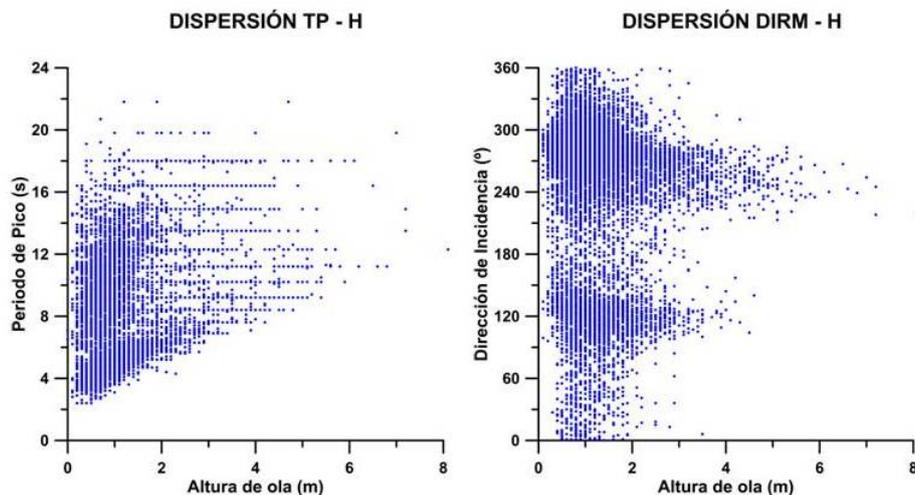


Figura 2.27: Gráficos de dispersión en el punto WANA seleccionado.

De forma más precisa, el análisis del clima marítimo medio proporciona las siguientes frecuencias de ocurrencia (figuras 2.28, 2.29 y 2.30).

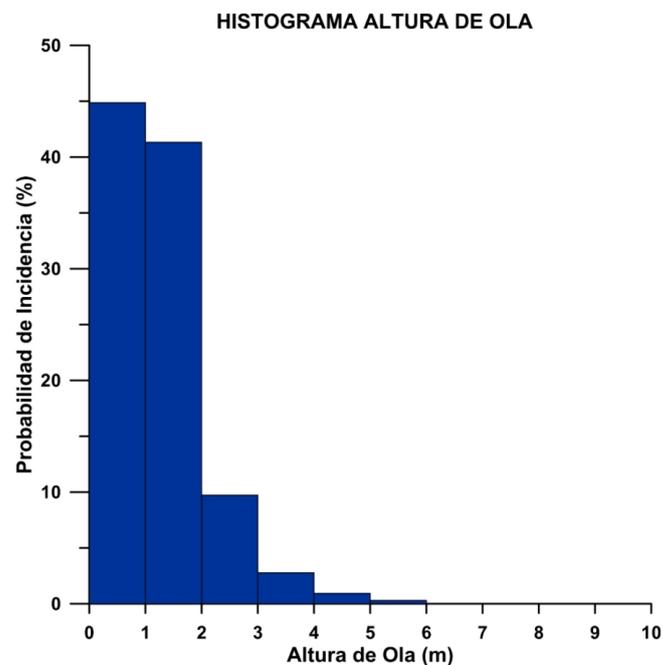


Figura 2.28: Histograma de alturas de ola en el punto WANA seleccionado.

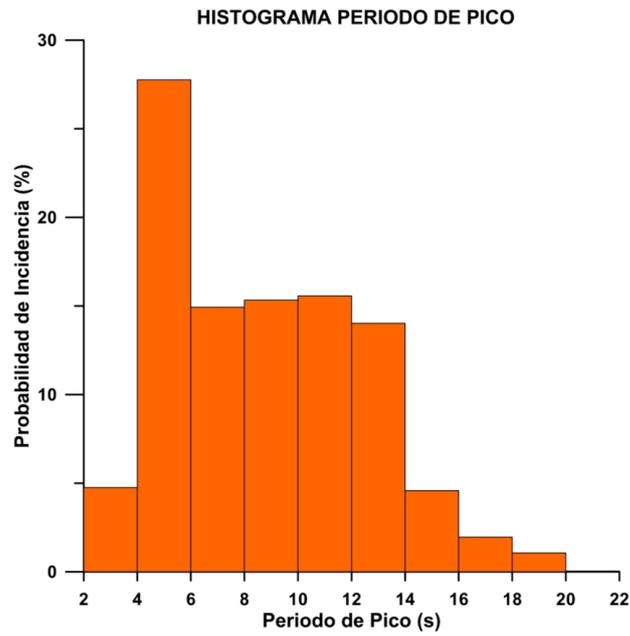


Figura 2.29: Histograma de periodos de pico en el punto WANA seleccionado.

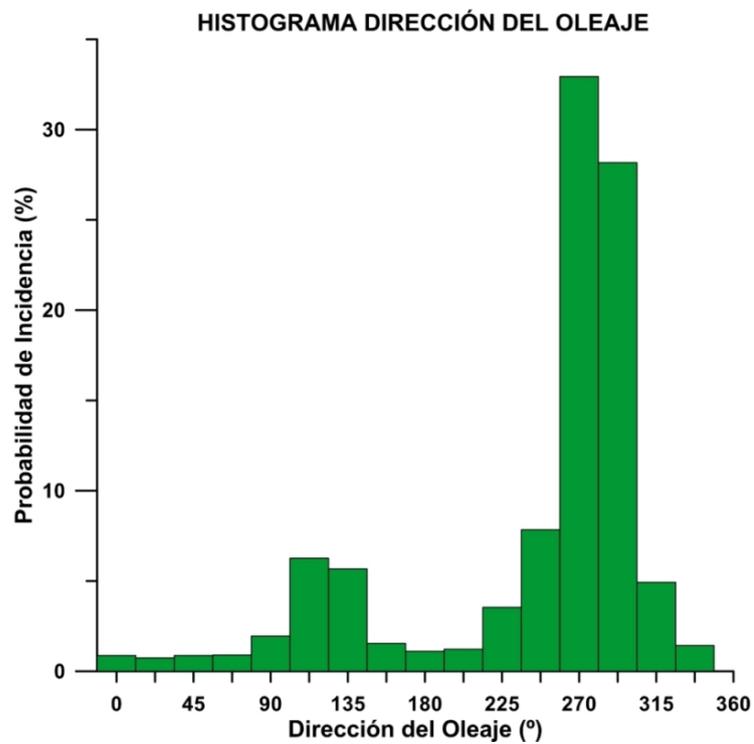


Figura 2.30: Histograma de direcciones en el punto WANA seleccionado (0°=procedencia norte,sentido horario).

2.6. Actividades humanas

A lo largo de la historia, las actividades humanas han ido ocupando y compartimentando el estuario para dar cabida a distintas actividades, como la agricultura intensiva bajo plástico y del arroz, navegación comercial, pesquera y de recreo, explotaciones pesqueras, salinas, desarrollos urbanísticos, o la amplia red de caminos y carreteras a ambos lados del cauce principal del estuario.

En los últimos años la demanda de transformación del estuario se ha visto incrementada muy rápidamente para mejorar las condiciones de los usos económicos y ambientales del estuario. En la década de los noventa, la Autoridad Portuaria de Sevilla presentó un proyecto para la construcción de una nueva esclusa en el puerto de Sevilla. Ésta obra permitiría el atraque de buques de mayor calado, para lo que se realizó una propuesta de profundización del canal de navegación, que finalmente se ha llevado a cabo (figura 2.31). Además, el sector arrocero proyecta una mejora del sistema de bombeo para mejorar el agua de riego, así como la creación de de balsas de almacenamiento y una nueva conducción para el suministro. Asimismo, las poblaciones ubicadas en el estuario están en crecimiento y necesitan cubrir su demanda de suelo para infraestructuras y comunicaciones.

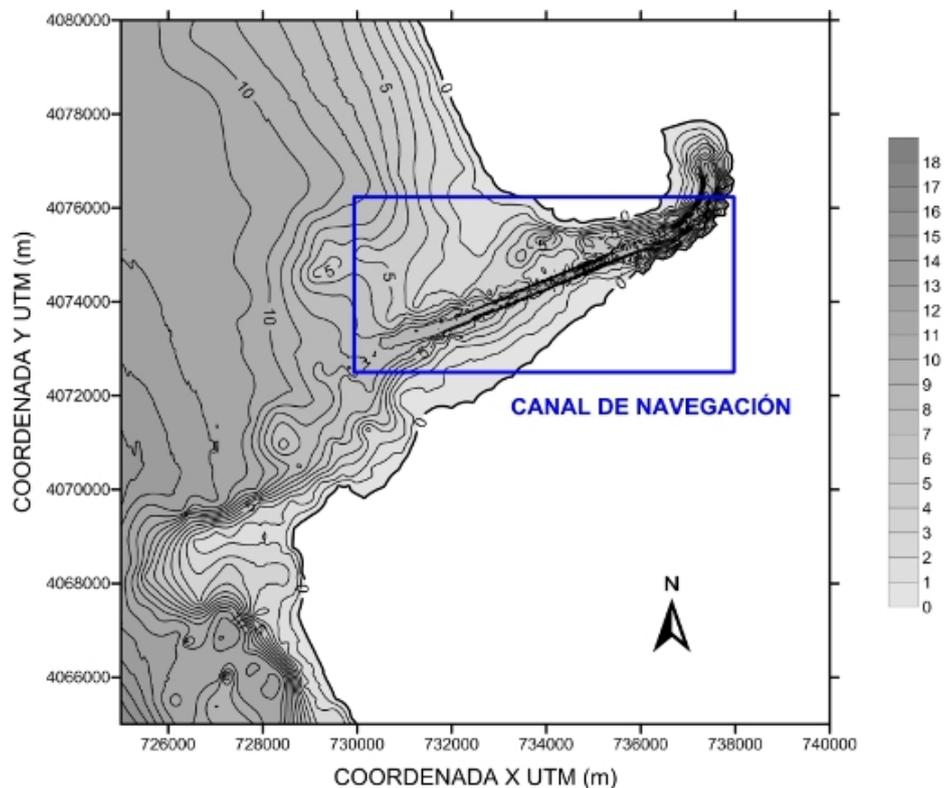


Figura 2.31: Batimetría de la desembocadura, en la que se pueden apreciar los trabajos de dragado.

Las operaciones portuarias, con el tránsito de buques hacia el puerto de Sevilla, son un elemento importante a tener en cuenta en la evolución morfológica y sedimentológica del estuario, ya que el paso de los buques y sus hélices de propulsión producen la resuspensión de sedimentos e incluso la erosión de los márgenes. Asimismo, el dragado realizado, y las técnicas empleadas para ello, repercuten sobre el estado sedimentario del fondo y la estabilidad de los márgenes. Tras estas operaciones de dragado, el estuario trata de volver a un estado de equilibrio morfológico restaurando la profundidad.

Formulación del modelo de una línea

El modelo de evolución morfológica de una línea es un modelo de predicción de una de las líneas batimétricas de un tramo de costa a partir de unas condiciones de oleaje previamente definidas. Por su interés en la gestión de zonas costeras suele escogerse la línea de costa (batimétrica de cota $z=0$). La escala temporal en la que trabajan se centra en el corto y medio plazo, siendo fiable para predicciones sobre eventos de tormenta hasta periodos de unos 25 años.

3.1. Estado del arte

Estos modelos de una línea han sido ampliamente desarrollados desde los años cincuenta. Pelnard-Considere (1956) fue el primero en introducir la teoría analítica *one-line* usando el perfil de equilibrio, cuya forma se supone constante a lo largo de la línea de costa y sólo se ve trasladada perpendicularmente a ella en periodos de erosión o acreción. Asumió que la dirección del oleaje era constante y que el ángulo de incidencia era pequeño, con lo que la ecuación del transporte puede ser linealizada obteniendo la ecuación de la difusión. El desarrollo de esta formulación se estudiará en la siguiente sección.

A partir de este modelo se han obtenido muchas soluciones analíticas para distintas condiciones de contorno e iniciales y se ha aplicado a distintas morfologías como deltas o estuarios (Bakker y Edelman, 1965). También se han incorporado diferentes efectos como la subida del nivel del mar, la refracción, difracción o estructuras costeras (Le Mehaute y Soldate, 1977). Destaca la recopilación de 25 modelos existentes que realizaron Larson y Hanson (1987) y Larson *et al.* (1997), creando una solución general mediante transformaciones de Laplace que dependiendo de las condiciones de contorno que se establezcan, abarca problemas de regeneración de playas, presencia de rompeolas o diques en los extremos, extracciones de arena, descargas fluviales, etc. Dean (1984, 2002) ha estudiado especialmente los proyectos de regeneración de playas, incluyendo varios escenarios posibles y estudiando las variaciones del coeficiente de difusividad a lo largo de la línea de costa.

Las soluciones numéricas evitan muchos de las limitaciones de las soluciones analíticas, como el manejo de las condiciones de contorno, la presencia de estructuras o las restricciones en el ángulo de incidencia del oleaje. Sin embargo, necesitan de un estudio detallado de la estabilidad del modelo y requieren mayores tiempos de cálculo. La primera solución numérica fue la propuesta por Price *et al.* (1972), que responde a un esquema explícito de diferencias finitas. A partir de este modelo se han desarrollado muchos otros con distintas aplicaciones y condiciones de contorno. De entre estos, destacan por su difusión los modelos GENESIS (GENeralized model for SIMulating Shoreline change) de Hanson y Kraus (1991), UNIBEST (UNIform BEach Sediment Transport) de Delft (1993), LITPACK (LIToral Processes And Coastline Kinematics) del Danish Hydraulic Institute (2000) y el ONELINE de Dabees y Kamphuis (1998).

En la actualidad se siguen realizando trabajos basados en modelos de una línea. Payo (2004) derivó una solución cuasi-analítica para condiciones de contorno no permanentes, lo que permite

incluir en la solución la interacción con los procesos a distintas escalas, incluyendo aquellos que se presentan con periodos menores al del estudio. En esta solución también se consideraron variaciones longitudinales de altura y dirección de propagación del oleaje, el efecto de variaciones del nivel medio del mar y la presencia de fuentes o sumideros de material. Estas consideraciones producían resultados más realistas, ya que con la inclusión de un oleaje regular equivalente se sobreestima la respuesta de la playa. También incluyó la técnica de las componentes principales para la estimación de la incertidumbre de forma conjunta para un sistema costero.

Ashton y Murray (2006a) propusieron una línea de trabajo alternativa para la resolución analítica del problema, considerando siempre que la propagación del oleaje hacia la costa se produzca sobre contornos paralelos a la línea de costa. Siguiendo el desarrollo de una formulación de transporte de sedimentos dependiente de los parámetros del oleaje en profundidades indefinidas, la nueva expresión para la ecuación de gobierno del modelo de una línea proviene de incluir esa forma del cálculo del transporte de material a lo largo de la costa en la ecuación de la difusión obtenida por Pelnard-Consideré (1956), aplicando la regla de la cadena, con lo que se obtiene:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = -\frac{K_2}{D_c} H_0^{12/5} T^{1/5} \left[\cos(\phi_0 - \theta)^{1/5} \left[\cos(\phi_0 - \theta)^2 - \frac{6}{5} \sin(\phi_0 - \theta)^2 \right] \right] \frac{\partial^2 y}{dx^2} \quad (3.1)$$

siendo K_2 un coeficiente adimensional, H_0 la altura de ola en profundidades indefinidas, D_c la profundidad de cierre, T el periodo del oleaje, θ y ϕ_0 el ángulo de la línea de costa y del oleaje en indefinidas respectivamente e $y(x, t)$ la línea de costa. Ésta es una ecuación de la difusión cuya difusividad depende de parámetros del oleaje en profundidades indefinidas. Con esta formulación, los autores describieron la gran dependencia de la evolución de la costa con el ángulo de incidencia en indefinidas. Simulaciones realizadas a partir de este modelos muestran que el oleaje con gran oblicuidad puede ser el responsable de que determinados tramos de costa se autorganicen en formas de gran escala como flechas litorales, grandes formas cuspidales u ondas de arena de gran longitud.

Por otra parte, Ávila (2007) desarrolló una solución numérica con un esquema explícito para la evolución morfológica del delta del río Guadalfeo (Granada), incluyendo un modelo de propagación de oleaje y la ecuación del CERC para estimar transporte de sedimentos. Consideró la presencia de estructuras dentro del dominio del problema y obtuvo un modelo robusto y de gran eficiencia en términos de tiempo de cálculo, lo que le permitió el uso de simulaciones de tipo Monte-Carlo de los agentes forzadores (clima marítimo y variables hidrológicas) y del análisis mediante componentes principales para la valoración de la incertidumbre de las predicciones.

Como evolución de los modelos de una línea surgen los modelos tridimensionales, los cuales suponen que las variaciones de la batimetría también afectan a la forma del perfil transversal de la playa, describiendo la evolución del fondo en las direcciones longitudinal y transversal a la costa. Existen dos tipos de modelos tridimensionales: a) los basados en procesos físicos reúnen módulos hidrodinámicos, de transporte de sedimentos y de evolución del fondo; b) los modelos de evolución de líneas batimétricas (N-line) suponen un paso adelante respecto a los one-line, ya que superan las limitaciones de éstos simulando la evolución morfológica tanto de la línea de costa como del perfil de playa.

Estos modelos fueron introducidos por Bakker (1968) con el modelado de la línea de costa y de una línea a una cota inferior. Después, Bakker, Perlin y Dean (1985) generalizaron el modelo multilínea para el estudio de la evolución de un tramo de costa debido a la presencia de estructuras. Uda *et al.* (1998) estudiaron el problema de la erosión en playas detrás de diques y a la formación de deltas. Dabees y Kamphuis (2000) introdujeron un modelo capaz de representar morfologías más

complejas como barras y bermas, que posteriormete daría lugar al modelo NLINE, el más conocido dentro de este tipo de modelos.

3.2. Definición, hipótesis y ecuaciones de gobierno

Un modelo de una línea es una herramienta simple para estudiar la evolución de un tramo de costa, basado en las siguientes hipótesis fundamentales:

- El transporte de sedimentos responsable de la evolución del tramo de litoral es fundamentalmente longitudinal, siendo el transporte transversal de menor importancia.
- Se considera que la playa ha alcanzado (y mantiene) su perfil de equilibrio, y que éste sólo se mueve en la dirección perpendicular a la alineación de la costa sin deformarse.
- Este perfil de playa (considerado como el de equilibrio) avanza de forma solidaria con la línea de costa hasta la profundidad de cierre D_c . Esto implica que la evolución de la playa puede ser determinada mediante una línea batimétrica, ya que son paralelas. Por su interés en la gestión de áreas litorales la batimétrica que usualmente se estudia es la de cota cero, que corresponde con la línea de costa.

Teniendo en cuenta estas hipótesis, y dados los esquemas de las figuras 3.1 y 3.2, puede entonces definirse el balance de masa en un volumen de control de ancho Δx .

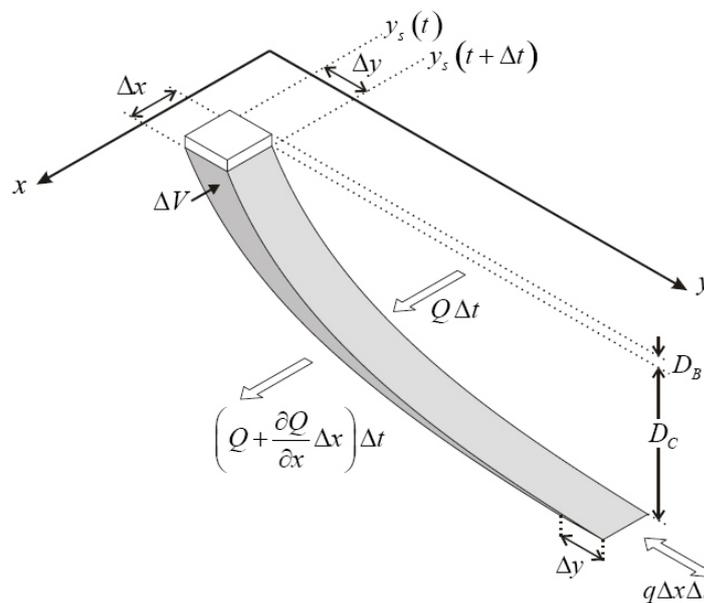


Figura 3.1: Esquema de las variables usadas para la definición de las ecuaciones del modelo de una línea.

El balance de masa proporciona:

$$Q\Delta t = \left(Q + \frac{\partial Q}{\partial x} \Delta x \right) \Delta t + \Delta V \quad (3.2)$$

siendo Q la tasa de transporte longitudinal que entra en el volumen de control, Δx la anchura de ese volumen de control, Δy el avance de la línea de costa y ΔV el incremento de volumen del perfil, que se obtiene como:

$$\Delta V = \Delta x \Delta y D_c$$

Sustituyendo esta expresión en la ecuación 3.2 y dividiendo por $\Delta x \Delta t$ queda:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + D_c \frac{\Delta y}{\Delta t} = 0$$

expresión que llevada al límite:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + D_c \frac{\partial y}{\partial t} = 0$$

Si se consideran términos fuente o sumidero dentro del balance de masa del sedimento ($q(x, t)$):

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + D_c \frac{\partial y}{\partial t} \pm q(x, t) = 0 \quad (3.3)$$

ecuación que define el problema. Para su resolución, hay que definir el valor de Q . A continuación se describen algunas de las formulaciones más conocidas y extendidas para su cálculo.

3.3. Formulación del transporte longitudinal de sedimentos

La evolución morfodinámica de un tramo de costa viene determinada por el balance neto de sedimentos en ese tramo (ecuación 3.2). Si hay una acumulación neta de material se producirá una acreción de la línea de costa, y sin embargo se producirá un retroceso de la misma en caso contrario. Para poder estimar ese balance neto de material se han definido diversas formulaciones de transporte de sedimentos. La medida de este transporte es un tarea muy complicada, dada la gran cantidad de agentes involucrados en el proceso y la irregularidad de las condiciones que se presentan en los casos reales.

Por ello, la mayoría de las formulaciones propuestas son de carácter empírico, definidas a partir de una serie de coeficientes que han sido ajustados por sus respectivos autores en una determinada zona de estudio. Así pues, la validez de estos modelos es relativa y sus resultados cuantitativos deben ser estudiados con cautela, ya que aunque la determinación de las zonas de acreción y erosión sí puede realizarse de forma más o menos sencilla, cuantificar el volumen real de material que pasa por un determinado volumen de control plantea muchos problemas.

La fórmula de transporte longitudinal de sedimentos más extendida es la denominada fórmula del CERC, definida en 1984 por el *US Corps of Engineers* en la publicación *Shore Protection Manual*. Su expresión se deriva a través del flujo medio de energía que pasa por un plano, y se basa en tres hipótesis fundamentales:

- El tramo de costa debe ser suficientemente largo como para que no deban ser considerados los efectos de los contornos.
- La playa debe ser rectilínea, o en todo caso con curvatura lo suficientemente pequeña.
- La batimetría del tramo de costa debe ser recta y paralela.

Siendo x el eje paralelo a la línea de costa e y el perpendicular a éste, se define como S_I el volumen de sedimento que atraviesa un plano $y=\text{cte}$ (ver figura 3.2). Dado un material de porosidad ρ , el volumen de sedimento sólido será $(1 - \rho)S_I$ cuyo peso sumergido es:

$$I_l = g(\rho_s - \rho)(1 - \rho)S_I \quad (3.4)$$

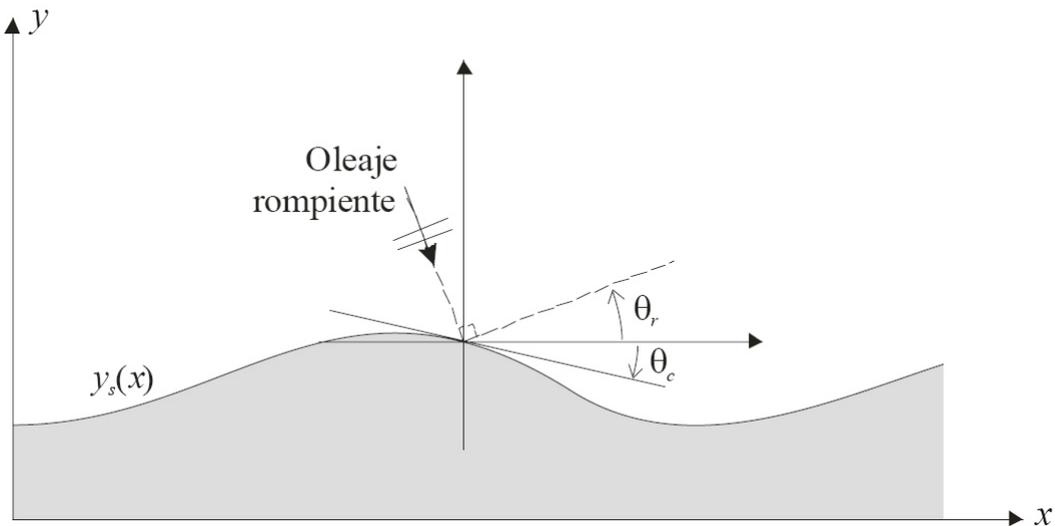


Figura 3.2: Esquema de definición de variables del modelo de una línea.

Considerando un plano perpendicular a la dirección del oleaje en rotura de ancho unitario, se define el flujo de energía a través de él como:

$$F = E_b C_{gb} = \frac{1}{8} \rho g H_b^2 C_{gb}$$

siendo E_b la energía del oleaje en rotura, H_b la altura de ola en rotura y C_{gb} la celeridad de grupo en rotura. Para hallar la expresión en la dirección de interés (la del eje x), sólo es necesario multiplicar por $\cos \theta_b$, siendo éste el ángulo del oleaje en rotura. Ahora se define como *longshore power*:

$$P_l = F_x \sin \theta_b = \frac{1}{8} \rho g H_b^2 C_{gb} \frac{1}{2} \sin 2\theta_b \quad (3.5)$$

Por otra parte, Komar e Inman (1970) definieron de forma empírica que el peso sumergido del material transportado longitudinalmente:

$$I_l = K_c P_l \quad (3.6)$$

con $K_c \simeq 0,7$ una constante adimensional empírica ajustada para ciertas playas de California (EEUU). Para el cálculo de esta constante, se han desarrollado otras formulaciones. Bailard (1981,1984) desarrolló un modelo energético basado en la altura de ola en rompientes media cuadrática $H_{b,rms}$ en el que se calcula en valor del parámetro K en función del ángulo de rotura del oleaje y la relación entre la velocidad orbital de las partículas y la velocidad de caída del sedimento:

$$K = 0,05 + 2,6 \sin(2\theta_b)^2 + 0,007 \frac{U_{mb}}{w_f}$$

siendo w_f la velocidad de caída del sedimento y u_{mb} la velocidad máxima orbital en rotura, obtenida con la teoría lineal en profundidades reducidas:

$$u_{mb} = \frac{\gamma_b}{2} \sqrt{gh_b}$$

siendo γ_b el índice de rotura y h_b la profundidad de rotura. Posteriormente, Del Valle, Medina y Losada (1993) propusieron el cálculo de ese coeficiente K en función del diámetro de sedimento mediante:

$$K_c = \frac{1}{4} \exp(-2,5D_{50}) \quad (3.7)$$

Para obtener la expresión final del transporte de sedimentos, basta despejar S_l de la ecuación 3.4 considerando las expresiones 3.5 y 3.6, obteniendo como resultado:

$$S_l = K_c \frac{\rho}{(\rho_s - \rho)(1 - \rho)16} H_b^2 C_{gb} \sin 2\theta_b = Q_0 \sin 2\theta_b \quad (3.8)$$

con K_c calculado mediante la expresión 3.7. Esta formulación es la más empleada y da buenos resultados como primera aproximación, aunque se ha comprobado que sobreestima el transporte bajo condiciones energéticas elevadas. Puede observarse como su cálculo depende de parámetros del oleaje en rotura, por lo que es necesario estimar dónde se produce ésta para cada estado de mar estudiado. Esto ocurre en la mayoría de las formulaciones de transporte longitudinal de sedimentos más comunes.

Ozasa y Brampton (1980) incluyeron en la fórmula del CERC un término que cuantificaba el transporte longitudinal debido a la existencia de un gradiente de ola longitudinal. Utilizaron el cálculo de Bakker (1971) para la corriente longitudinal debida no sólo a la incidencia de oleaje oblicuo, si no también a la existencia de un gradiente longitudinal de altura de ola, para la definición de la nueva formulación. Esta expresión de la corriente es integrada en la zona de rompientes, obteniendo una velocidad media que depende entre otros parámetros del gradiente de altura de ola. Este valor es introducido en la expresión de Komar e Inman (1970) en la que se relaciona la tasa de transporte longitudinal con la velocidad de la corriente:

$$I_l = 0,28(E_{cg})_b \cos \alpha_b \frac{V}{u_m} \quad (3.9)$$

siendo V la velocidad de la corriente longitudinal, α_b el ángulo del oleaje en rotura y u_m la velocidad orbital de las partícula en el fondo. Sustituyendo la expresión obtenida a partir del trabajo de Bakker (1971), Ozasa y Brampton (1980) obtuvieron:

$$I_l = (E_{cg})_b \left(K_1 \sin \alpha_b \cos \alpha_b - \frac{K_2}{\tan \beta} \cos \alpha_b \frac{\partial H_b}{\partial y} \right) \quad (3.10)$$

ecuación en la que K_2 es un coeficiente adimensional empírico y $\tan \beta$ en la pendiente de la playa en la zona de rompientes. En esta expresión, el primer término corresponde con el transporte longitudinal del CERC (debido a la presencia de oleaje oblicuo) y el segundo término es el transporte inducido por la presencia de un gradiente de altura de ola longitudinal. Por tanto, este término tendrá importancia con respecto al primero en zonas donde la difracción del oleaje sea un proceso a tener en cuenta, como en las inmediaciones de diques exentos.

Kamphuis (1991) obtuvo una expresión que incluía los efectos del periodo de la ola, la pendiente de la playa y el tamaño de grano, a partir de pruebas en un modelo hidráulico a pequeña escala. El autor comprobó que era válido para los datos de campo disponibles, aunque encontró que se sobreestimaba el transporte en playas de material tamaño grava porque el modelo no incluye una tensión tangencial crítica, asumiendo que hay movimiento de las partículas incluso en condiciones energéticas muy bajas. La fórmula obtenida por Kamphuis es:

$$Q_{lst,m} = 2,27 H_{s,b}^2 T_p^{1,5} m_b^{0,75} D_{50}^{-0,25} \sin 2\theta_b^{0,6} \quad (3.11)$$

donde $Q_{lst,m}$ es la tasa de transporte sumergido por unidad de tiempo (kg/h), T_p es el periodo de pico, m_b es la pendiente de la playa en la zona de rotura, D_{50} hace referencia al diámetro del sedimento y $H_{s,b}$ y θ_b son la altura de ola significativa y la dirección del oleaje en rotura, respectivamente. En comparación con la fórmula del CERC, esta expresión no sobreestima tanto los valores de transporte bajo condiciones de oleaje muy energéticas.

Inman y Bagnold (1963) propusieron una teoría en la que la energía del oleaje se consumía en poner en movimiento y mantener suspendida la arena sobre el fondo. Cualquier corriente unidireccional superpuesta al movimiento orbital de las partículas debido al oleaje puede transportar material y produce una corriente de sedimento neta en la dirección de esa corriente. La fórmula de transporte derivada de esa teoría puede ser expresada como:

$$Q_{lst} = \frac{K_b}{(\rho_s - \rho)g(1 - a)} C_{gb} E_b \cos \theta_b \frac{V_1}{u_0}$$

donde E_b es la energía del oleaje en rotura, C_{gb} es la celeridad de grupo en rotura, a es la porosidad del material, V_1 es la velocidad longitudinal de la corriente y u_0 es la velocidad orbital máxima en el fondo del oleaje en rotura. K_b es una constante adimensional de valor 0.25 según los datos de campo estudiados por Komar (1998) en playas de Estados Unidos y Japón.

Ashton y Murray (2006b) reescribieron la formulación para el transporte longitudinal de sedimentos existente pero que mediante una serie de transformaciones queda relacionada con parámetros del oleaje en profundidades indefinidas siempre y cuando la propagación se realice sobre contornos paralelos a la línea de costa. Con la propagación del oleaje hasta la costa, éste se asomera, refracta y difracta de una forma irregular por la presencia de una batimetría heterogénea. Como resultado el ángulo y la altura de ola en rotura son dependientes, fenómeno que se amplificado para oleajes muy oblicuos. Por tanto, la altura de ola no puede ser considerada constante a lo largo de una línea de costa ondulada. Estos autores proponen que los términos dependientes del oleaje en rotura deben ser sustituidos por funciones dependientes de variables globalmente constantes, como la altura de ola y el ángulo de incidencia del oleaje en profundidades indefinidas. Asumiendo el efecto de la refracción sobre contornos paralelos a la línea de costa y teniendo en cuenta que la rotura está limitada por la profundidad, proponen que la expresión del CERC:

$$Q_s = K_1 H_b^{5/2} \cos(\phi_b - \theta) \sin(\phi_b - \theta) \quad (3.12)$$

en la que ϕ_b es el ángulo del oleaje en rotura y θ en ángulo de la línea de costa, puede ser transformada en:

$$Q_s = K_2 H_0^{12/5} T^{1/5} \cos(\phi_0 - \theta)^{6/5} \sin(\phi_0 - \theta) \quad (3.13)$$

con H_0 y θ_0 la altura de ola y el ángulo del oleaje en profundidades indefinidas. La relación entre K_1 y K_2 se mantiene constante:

$$K_2 = \left(\frac{\sqrt{g\gamma}}{2\pi} \right)^{1/5} K_1$$

donde γ es el índice de rotura. Las similitudes entre las ecuaciones 3.12 y 3.13 provienen de la componente longitudinal del tensor de radiación (que controla la corriente longitudinal), ya que ésta se conserva durante la refracción sobre contornos paralelos a la línea de costa:

$$S_{xy} = H^2 \sin(\phi - \theta) \cos(\phi - \theta)$$

expresión que resulta adecuada para la rotura, aguas someras, profundidades intermedias e indefinidas. Las demás diferencias entre 3.12 y 3.13 provienen de la transformación de $H_b^{1/2}$ a profundidades indefinidas.

Bayram *et al.* (2007) argumentan sobre la importancia de considerar en el transporte longitudinal de sedimentos las corrientes inducidas por otros agentes distintos al oleaje, como el viento. Motivado por los estudios de campo realizados por Ciavola *et al.* (1997) y Masselink y Pattiarachi (1998), desarrollan una formulación bajo las premisas de (1) ser aplicable no sólo para corrientes generadas por el oleaje, (2) incluir la mayoría de procesos físicos y la dependencia del tamaño del sedimento y (3) ser validado con un gran número de datos de campo obtenidos en condiciones muy diversas. Asumiendo que el modo de transporte dominante es el transporte por suspensión y realizando un análisis del trabajo necesario para mantener las partículas en suspensión, se llega a la expresión:

$$Q_{lst} = \frac{\varepsilon}{(\rho_s - \rho)(1 - a)g w_s} F \bar{V} \quad (3.14)$$

siendo \bar{V} la velocidad media de la corriente longitudinal en la zona de rompientes, a la porosidad, F el flujo de energía del oleaje, ε el coeficiente de transporte que expresa la eficiencia del oleaje en mantener las partículas de sedimento en suspensión, y que se ajusta mediante datos de campo y w_s la velocidad de caída del sedimento que depende de su tamaño.

Éstas son algunas de las formulaciones más importantes y con mayor relación con los modelos de evolución morfológica de una línea, aunque existen un gran número de expresiones desarrolladas. Para este estudio se ha elegido la formulación del CERC por ser la más extendida y porque a pesar de su simplicidad da buenos resultados para el tiempo de cálculo requerido. Además, es claramente la más usada para el desarrollo de modelos de una línea, aunque trabajos como los de Asthon y Murray (2006b) proponen distintas variantes.

Por tanto, para la definición de las ecuaciones de gobierno del problema se ha usado la fórmula de transporte del CERC, con la que se puede expresar el transporte longitudinal de la siguiente manera:

$$Q = Q_0 \sin 2\alpha_b$$

con:

$$Q_0 = Q_0(x) = K_c \frac{1}{16} H_b^2(x) C g_b(x) \frac{\rho_w}{(\rho_s - \rho_w)(1 - p)} \quad (3.15)$$

siendo α_b el ángulo que forma el frente de ondas en rotura con la batimetría, y que por lo tanto puede expresarse como:

$$\alpha_b = \theta_b - \arctan \frac{\partial y}{\partial x}$$

Ya que la línea de costa se asume como rectilínea para aceptar las hipótesis de la formulación del CERC, puede asumirse que $\sin \alpha_b \simeq \alpha_b$:

$$Q = 2Q_0 \left(\theta_b - \arctan \frac{\partial y}{\partial x} \right)$$

si además se asume que $\frac{\partial y}{\partial x}$ es lo suficientemente pequeño:

$$Q = 2Q_0 \left(\theta_b - \frac{\partial y}{\partial x} \right)$$

Sustituyendo esta expresión en la ecuación 3.3:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[2Q_0 \left(\theta_b - \frac{\partial y}{\partial x} \right) \right] + D_c \frac{\partial y}{\partial t} = \pm q$$

operando:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[\epsilon \left(\theta_b - \frac{\partial y}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial y}{\partial t} = \frac{q}{D_c}$$

siendo

$$\epsilon = \epsilon(x) = \frac{2Q_0(x)}{D_c} \quad (3.16)$$

el coeficiente de difusión. Operando de nuevo:

$$\frac{\partial y}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\epsilon \frac{\partial y}{\partial x} \right) = \frac{q}{D_c} - \frac{\partial}{\partial x} (\epsilon \theta_b)$$

con lo que finalmente queda:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\epsilon \frac{\partial y}{\partial x} \right) + \omega(x, t) \quad (3.17)$$

con el término fuente-sumidero:

$$\omega(x, t) = \frac{q}{D_c} - \frac{\partial}{\partial x} (\epsilon \theta_b)$$

Esta es la ecuación de la difusión que define el modelo de una línea dadas unas condiciones de contorno y una condición inicial $y(x, 0) = f(x)$ conocida.

3.4. Aplicación a la flecha de Doñana

El modelo de una línea definido por la ecuación 3.17 se ha aplicado a la zona de estudio de la flecha de Doñana. Se han definido las hipótesis básicas que se asumen en este caso en concreto, las coordenadas del sistema y el dominio del problema, siguiendo un esquema como el de la figura 3.2.

El dominio definido para el cálculo de la evolución de la línea de costa en la flecha de Doñana tiene su origen en la zona de la desembocadura, siendo el eje X paralelo a la línea de costa y el eje Y perpendicular a ésta. En total, el dominio del problema tiene una dimensiones de $L_x = 17000$ por $L_y = 16175$ m (figura 3.3)

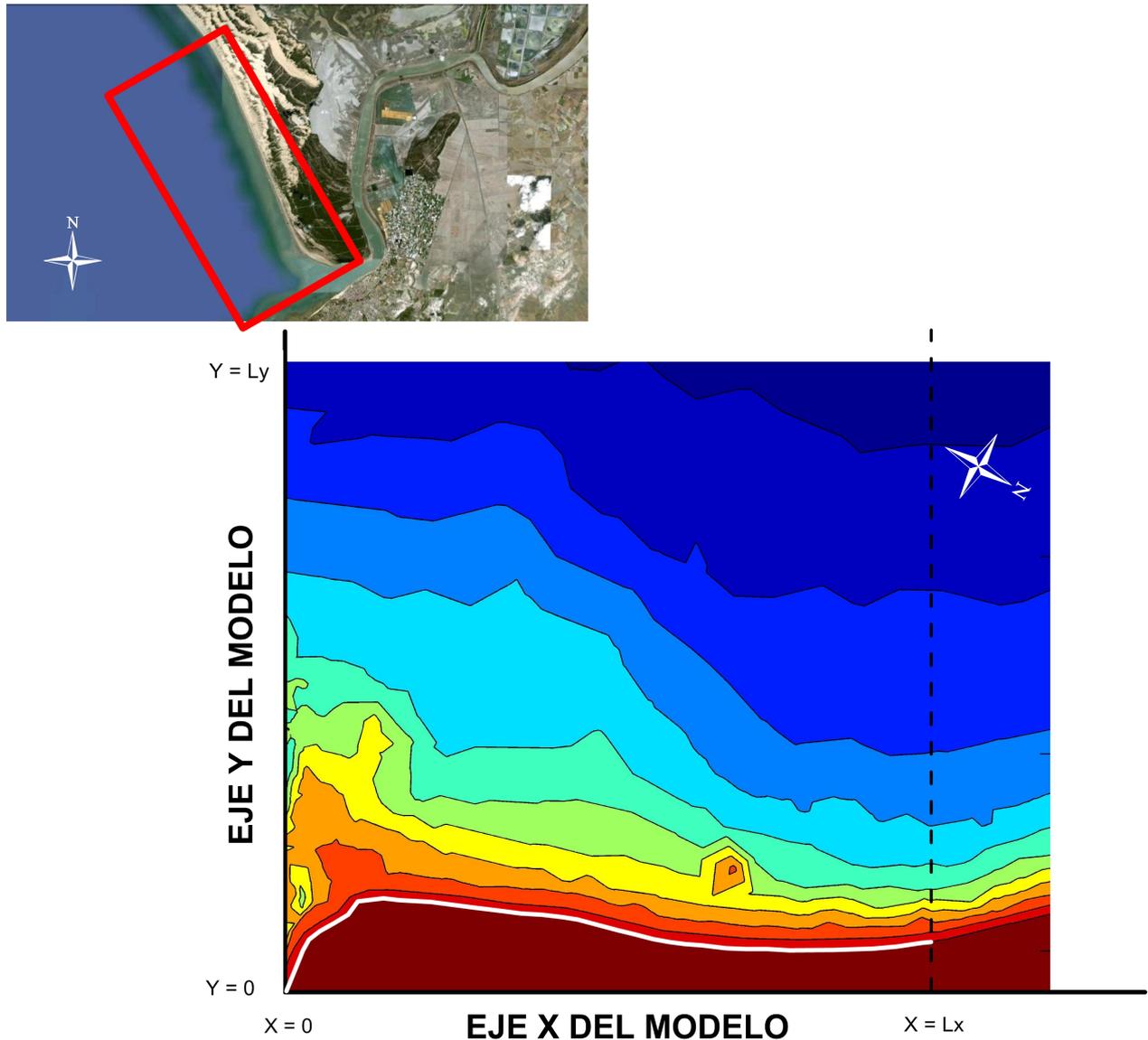


Figura 3.3: Definición de los ejes de coordenadas para el modelo en la zona de estudio. En blanco: tramo de línea de costa a estudiar

3.4.1. Hipótesis básicas

Para la implementación del modelo en la flecha de Doñana, se han asumido las siguientes hipótesis básicas:

- Se considera que la línea de costa tiene una curvatura lo suficientemente pequeña como para poder aplicar la ecuación del transporte del CERC. Esta hipótesis es claramente válida para la gran mayoría del dominio en la parte más alejada de la desembocadura, aunque para la zona cercana a ella habrá que tomar los resultados con cierta cautela. En la figura se muestra la curvatura de la línea de costa. Se observa cómo el valor de ésta, definida como su segunda derivada con respecto al arco, se dispara en la zona de la desembocadura.

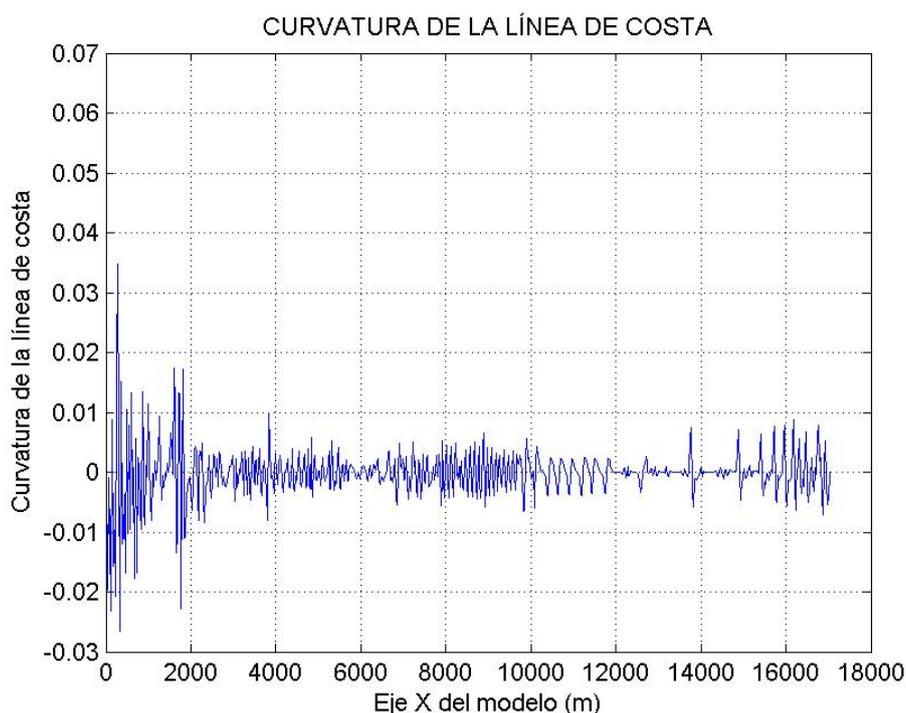


Figura 3.4: Valor de la curvatura $\frac{\partial^2 y}{\partial s^2}$ a lo largo de la línea de costa en el modelo

- La batimetría de la zona es recta y paralela. Aunque la batimetría real no satisface esta hipótesis, en secciones posteriores se describirá cómo se ha definido una nueva batimetría en la zona de perfil activo mediante la formulación de perfil de equilibrio de Dean para que sea asumible la ecuación de conservación de la masa 3.3.
- El volumen de sedimentos que se mueve en cada simulación (en este caso de tres horas correspondiente a cada estado de mar) es lo suficientemente pequeño como para que la forma de la costa se adapte rápidamente a los cambios en las condiciones de oleaje.
- La anchura de la desembocadura viene determinada por la vaciante del estuario, que provoca cambios pequeños en ella, por lo que se considera que no hay desplazamiento en la dirección longitudinal del modelo en el contorno $x = 0$. En cualquier caso, las variaciones en la anchura provocadas por la deriva litoral son restauradas por la vaciante, en especial durante intervalos de mareas vivas.

3.4.2. Condiciones de contorno

Para la resolución del problema definido por la ecuación 3.17 es necesario imponer condiciones de contorno en los extremos del dominio donde se define la ecuación de transporte (ver figura 3.3), que en este caso son $x = 0$ y $x = L$. Para una ecuación en derivadas parciales genérica:

$$c \left(x, t, u, \frac{\partial u}{\partial x} \right) \frac{\partial u}{\partial t} = x^{-m} \frac{\partial}{\partial x} \left(x^m f \left(x, t, u, \frac{\partial u}{\partial x} \right) \right) + s \left(x, t, u, \frac{\partial u}{\partial x} \right)$$

las condiciones de contorno se definen como:

$$p(x, t, u) + q(x, t) f(x, t, u, \frac{\partial u}{\partial x}) = 0$$

clasificándose en dos tipos fundamentales:

- Tipo Dirichlet: se imponen condiciones sobre la función a resolver en los extremos, con lo que $q(x, t) = 0$
- Tipo Neumann: se imponen condiciones sobre la función y su primera derivada, por tanto $q(x, t) \neq 0$

A continuación se hace un estudio de las condiciones de contorno para el caso del problema de evolución de una línea (ecuación 3.17) y su implementación en la flecha de Doñana.

3.4.2.1. Extremo más alejado de la desembocadura ($x=L$)

En el extremo noroeste del dominio del problema, dadas las características geométricas del mismo, se plantean dos condiciones de contorno básicas:

1. No se produce movimiento de la línea de costa en ese punto, con lo que:

$$y(x = L) = \text{cte}$$

lo que representaría una línea de costa fija en el extremo sin posibilidad de avance o retroceso, manteniéndose un equilibrio dinámico entre el material que entra y sale en esa celda del dominio.

2. La línea de costa se mantiene aproximadamente horizontal en ese punto, teniendo por tanto:

$$\left(\frac{\partial y}{\partial x}\right)_{x=L} = 0$$

con lo cual el transporte neto en ese punto puede ser distinto de cero manteniéndose constante la pendiente de la línea de costa.

La solución elegida para la resolución del problema ha sido la segunda, ya que el extremo del dominio se ha definido lo suficientemente lejos como para que la pendiente en ese punto no tenga influencia en la forma de la línea de costa en el resto del dominio. Además, al imponer la condición no elegida de $y(x = L) = \text{cte}$ se producen una serie de inestabilidades en la solución que se propagan a lo largo del tramo rectilíneo de la línea de costa. El resultado es una línea de costa con multitud de pequeñas ondulaciones con valores altos del gradiente de la línea de costa $\partial y/\partial x$ que no representan el comportamiento real del sistema. Estas inestabilidades desaparecen imponiendo la segunda condición al dejar libre el transporte de sedimentos en el contorno.

3.4.2.2. Extremo más cercano a la desembocadura ($x=0$)

La condición de contorno en la zona de la desembocadura requiere un estudio más pormenorizado, dada la complejidad del sistema en ese punto derivada de la presencia de la desembocadura y el posible efecto de la marea y su distinción en llenante y vaciante. Por ello se han estudiado distintas posibilidades:

1. Considerar ese extremo de costa como un punto fijo dado por su valor en la condición inicial, con lo que no se produciría avance ni retroceso de la línea de costa en el extremo, aunque sí se permitirían variaciones de la pendiente. De esta forma quedaría:

$$y(x = 0, t) = y(x = 0, t = t_0)$$

siendo t_0 el instante inicial del dominio temporal del problema. El inconveniente de esta opción es que no se podría modelar la acreción de la flecha ni el crecimiento que podría darse durante un evento de tormenta bajo condiciones de marea llanante.

- Petersen *et al.* (2008) analizaron la evolución de una flecha litoral teórica bajo unas condiciones constantes de oleaje mediante la definición de un modelo analítico de una línea cuasi-uniforme (figura 3.5). En este trabajo se estudia la influencia del ángulo de incidencia del oleaje sobre una flecha infinitamente larga sin considerar términos advectivos en las ecuaciones y suponiendo que el transporte de sedimentos se hace máximo en la parte opuesta a la punta y va disminuyendo conforme se acerca a ésta, haciéndose nulo en este punto.

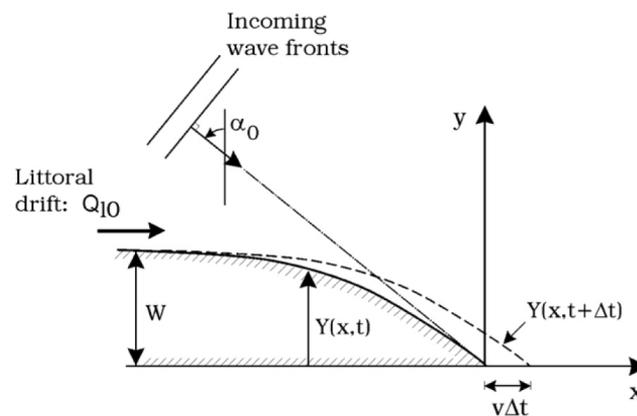


Figura 3.5: Definición de la flecha de estudio, línea discontinua: línea de costa en el instante $t + \Delta t$ [Tomado de Petersen *et al.* (2008)].

Haciendo uso de la fórmula del CERC para el transporte de sedimentos (3.8) con la cual se ha formulado el modelo, se tiene que el transporte se maximiza para ángulos de incidencia del oleaje con respecto a la línea de costa de unos 45 grados anulándose para valores de 0 y 90 grados (figura 3.6). Estos ángulos se corresponden con una incidencia normal y paralela a la línea de costa respectivamente.

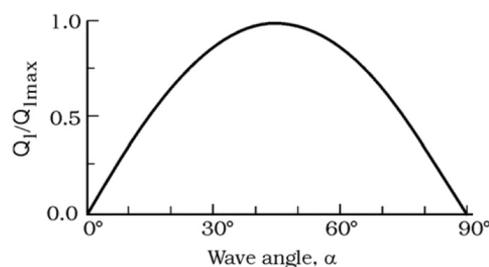


Figura 3.6: Relación entre el ángulo de incidencia del oleaje y el transporte longitudinal de sedimentos [Tomado de Petersen *et al.* (2008)].

Dada esta relación y teniendo en cuenta que el transporte en la punta se supone nulo, Petersen *et al.* (2008) imponen la condición de que en ese punto el ángulo entre la dirección

de incidencia del oleaje en profundidades indefinidas y la línea de costa sea cero, con lo que la costa es paralela a la incidencia del oleaje. De esta forma se impone que:

$$\left[\frac{\partial y}{\partial x} = -\tan(90^\circ - \theta_0) \right]_{x=0}$$

Siendo θ_0 en ángulo del oleaje incidente en profundidades indefinidas. Esta solución plantea tres inconvenientes para su implementación en la zona de estudio:

- El estudio de Petersen *et al.* (2008) se plantea para una situación teórica de oleaje constante tanto en dirección como altura de ola. Por tanto, la línea de costa tiende a alcanzar una única forma de equilibrio definida por un único ángulo de incidencia en profundidades indefinidas θ_0 . Sin embargo, para un caso real la línea de costa debe llegar a una forma de equilibrio distinta para cada estado de mar, ya que las condiciones de oleaje cambian. En este trabajo, se posee información del clima marítimo cada tres horas, por lo que para poder imponer esta condición se debería poder asumir que la línea de costa se adapta al oleaje incidente en un máximo de tres horas, es decir, casi instantáneamente. Para ello el volumen de sedimentos a movilizar para alcanzar la forma de equilibrio de cada estado de mar debería ser lo suficientemente pequeño.
- La condición de contorno no se encuentra acotada en el dominio, ya que para oleajes normales con $\theta_0 \rightarrow 0$ el valor de $\partial y/\partial x \rightarrow \text{inf}$ con lo que la solución no estaría acotada y no podría ser hallada. Este hecho no es contemplado en el trabajo de Petersen *et al.* (2008) ya que se supone un oleaje oblicuo constante.
- Imponer esta condición es equivalente a imponer que el transporte en la punta de la flecha es nulo, hecho que no responde fielmente a la realidad, ya que se sabe que hay un cierto volumen de sedimento que sale del dominio del modelo y que en periodos de marea llenante es transportado aguas arriba de la desembocadura (creciendo de esta forma la flecha en la zona de la Punta de Malandar) y en periodos de vaciante es arrastrado por la corriente de marea hacia aguas profundas.

Sin embargo, a pesar de estos inconvenientes, este es prácticamente el único trabajo en el que se ha encontrado una condición de contorno de un modelo de una línea para un tramo de costa de una flecha litoral o de una formación parecida.

3. Imponer la condición de equilibrio dinámico de la flecha suponiendo por tanto que el gradiente del transporte longitudinal de sedimentos a lo largo del dominio espacial es nulo para unas condiciones de oleaje en profundidades indefinidas dadas, por lo que:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} = 0; \forall x \tag{3.18}$$

Dado que las condiciones de oleaje se toman para estados de mar de tres horas de duración, se supone que durante ese intervalo y partiendo de una condición inicial la línea de costa tenderá a una forma de equilibrio en la que se cumpla la ecuación 3.18. Tras tres horas la costa tendrá una geometría determinada que será la de equilibrio o un paso intermedio en el camino hacia éste. En cualquier caso esa geometría será la condición inicial para el siguiente estado de mar que tendrá unas condiciones de oleaje, y por tanto morfología de equilibrio, distintas al estado anterior.

Bajo estas premisas puede imponerse una condición de contorno para $x = 0$ partiendo de las ecuaciones de rotura, transporte longitudinal de sedimentos y refracción-asomeramiento del oleaje. Partiendo de la primera de ellas:

$$H_b = \gamma h_b$$

puede llegarse a la ecuación del CERC en función de la profundidad de rotura a partir de la expresión 3.8:

$$Q = K' h_b^{5/2} \sin(2(\theta_b - y')) \simeq K h_b^{5/2} (\theta_b - y') \quad (3.19)$$

asumiendo que $2(\theta_b - y') \ll 1$ con lo que $\sin(2(\theta_b - y')) \simeq 2(\theta_b - y')$. Esto puede asumirse según las condiciones ya explicadas en la sección 3.4.1.

$$K = 2K' = \frac{2K_L \gamma^2 \sqrt{g}}{(\rho_s - \rho_w)(1 - p)16}$$

y

$$K_L = \frac{1}{4} \exp(-2,5D)$$

siendo D el D_{50} del material de la playa según la fórmula de Del Valle, Medina y Losada (1993), $y' = \frac{\partial y}{\partial x}$ y θ_b en ángulo del oleaje en rotura, asumiendo que $\alpha_b \simeq 0$ y que $\arctan(y') \simeq y'$, ya que se han aceptado las hipótesis de la formulación de transporte de sedimentos del CERC. A partir de 3.19 y derivando respecto de x para imponer 3.18:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} = K \left[\frac{5}{2} h_b^{3/2} h_b' (\theta_b - y') + h_b^{5/2} (\theta_b' - y'') \right] = 0$$

multiplicando por $\frac{2}{h_b^{3/2} K}$ y operando:

$$\frac{h_b'}{h_b} = -\frac{2}{5} \frac{\theta_b' - y''}{\theta_b - y'}$$

Integrando respecto de x :

$$\ln(h_b) + A1 = -\frac{2}{5} \ln|\theta_b - y'| + A2$$

por lo que, tomando exponenciales y llevando las constantes de integración al miembro derecho:

$$h_b = B |\theta_b - y'|^{-2/5} \quad (3.20)$$

siendo $B = \exp(A_2 - A_1)$ la constante de integración. De la ecuación de refracción-asomeramiento y la de rotura de la teoría lineal de oleaje:

$$H_b = H_0 \left(\frac{Cg_0}{Cg_b} \right)^{1/2} \left(\frac{\cos \theta_0}{\cos \theta_b} \right)^{1/2} = \gamma C_1 h_b^{-1/4} \cos \theta_b^{-1/2}$$

con:

$$C_1 = H_0 \left(\frac{Cg_0 \cos \theta_0}{g} \right)^{1/2} \frac{1}{\gamma}$$

puede despejarse h_b :

$$h_b = C_1^{4/5} \cos(\theta_b)^{-2/5} \quad (3.21)$$

De las ecuaciones 3.20 y 3.21

$$B|\theta_b - y'|^{-2/5} = C_1^{4/5} \cos(\theta_b)^{-2/5}$$

por lo que

$$y' = \theta_b - \cos(\theta_b) \frac{B^{(5/2)}}{C_1^2} \quad (3.22)$$

Para comprobar que el estado calculado es realmente el de equilibrio, pueden sustituirse las ecuaciones 3.21 y 3.22 en la ecuación del modelo de una línea (despreciando los términos fuentes y sumidero):

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon(x) \frac{\partial y}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial x} (\varepsilon(x) \theta_b(x))$$

con:

$$\varepsilon(x) = \frac{2Q_0}{D} = \frac{2K h_b^{5/2}}{D}$$

siendo D la profundidad de cierre, obteniendo como resultado:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{2KC_1^{4/5}}{D} \left(\frac{\theta_b}{\cos \theta_b} - C_1^{-2} B^{5/2} \right) \right) - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{2KC_1^{4/5}}{D} \frac{\theta_b}{\cos \theta_b} \right) = 0$$

por lo que cumpliéndose dichas ecuaciones la línea de costa sería estacionaria y por tanto se habría alcanzado el equilibrio.

Por tanto, podría imponerse en el contorno $x = 0$ que:

$$|\theta_b - y'| = \cos \theta_b C \quad (3.23)$$

con:

$$C = \left(H_0 \frac{1}{\gamma} \sqrt{\frac{C g_0 \cos \theta_0}{g}} \right)^{-2} B^{5/2}$$

para lo que habría que calcular la constante B que proviene de la integración anterior. Pero habiendo impuesto en $x = L$:

$$\left(\frac{\partial y}{\partial x} \right)_{x=L} = 0$$

en ese punto $y' = 0$ y por tanto:

$$C = \left(\frac{|\theta_b|}{\cos \theta_b} \right)_{x=L}$$

quedando la condición a imponer, y que debe cumplirse en todo el dominio:

$$|\theta_b - y'| = \cos \theta_b \left(\frac{|\theta_b|}{\cos \theta_b} \right)_{x=L} \quad (3.24)$$

La condición 3.24 ya no plantea problemas de continuidad y está acotada en todo el dominio. Además permite el paso de sedimento a través del contorno, ya que no se impone que el transporte en éste sea nulo. De hecho, si se alcanzara el equilibrio el transporte longitudinal de sedimentos sería constante a lo largo del dominio y en particular en $x = 0$ que debería ser igual al transporte provocado por la corriente en vaciante para poder mantener el equilibrio. De esta forma se asume que al ancho de la desembocadura viene determinado por la vaciante del estuario y que durante la llenante los cambios en este ancho pueden considerarse pequeños.

El problema fundamental de esta opción es que se ha considerado que la línea de costa no presenta una gran curvatura, por lo que se ha tomado $2(\theta_b - y') \ll 1$ en la ecuación 3.19. Esto se cumple en general para la parte más alejada de la desembocadura, en la que asumir el valor de $(\theta_b - y')$ en vez de su seno sólo da lugar a un error menor del 10%. Sin embargo, en la zona de la desembocadura, las diferencias entre el seno del ángulo y el ángulo se disparan (ver figura 3.7).

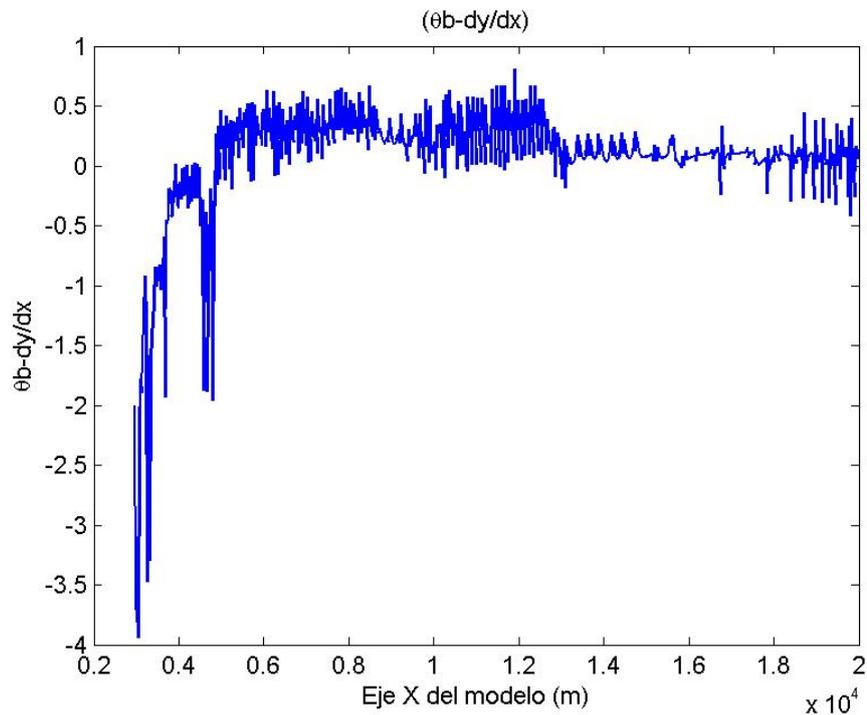


Figura 3.7: Valor de $(\theta_b - y')$ a lo largo de la línea de costa en el modelo

Además, asumiendo que la curvatura es pequeña, se acepta que la anchura de la zona de rompientes es constante en todo x . Sin embargo, en la zona de la desembocadura la costa presenta un tramo con gran curvatura que ha de tenerse en cuenta y que provoca que el ancho de la zona de rompientes no se mantenga constante a lo largo del dominio espacial del problema y por tanto la ecuación de transporte debería modificarse.

3.5. Conclusiones parciales

Tras el estudio de las distintas formulaciones de transporte longitudinal de sedimentos y de los desarrollos de la ecuación de gobierno, así como de las distintas condiciones de contorno a implementar, se define el modelo de una línea a resolver como:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon \frac{\partial y}{\partial x} \right) + w(x, t) \quad (3.25)$$

con:

$$\varepsilon = \varepsilon(x) = \frac{2Q_0(x)}{D_c} \quad (3.26)$$

siendo:

$$Q_0 = Q_0(x) = K_c \frac{1}{16} H_b^2(x) C g_b(x) \frac{\rho_w}{(\rho_s - \rho_w)(1 - p)} \quad (3.27)$$

ecuación en derivadas parciales cuya condición de contorno en $x=L$ es:

$$\left(\frac{\partial y}{\partial x}\right)_{x=L} = 0 \quad (3.28)$$

Para la condición de contorno en $x=0$ se plantean tres posibilidades, siendo la tipo 1:

$$y(x = 0, t) = y(x = 0, t = t_0) \quad (3.29)$$

la tipo 2:

$$\left[\frac{\partial y}{\partial x} = -\tan(90^\circ - \theta_0)\right]_{x=0} \quad (3.30)$$

y la tipo 3:

$$|\theta_b - y'| = \cos \theta_b \left(\frac{|\theta_b|}{\cos \theta_b}\right)_{x=L} \quad (3.31)$$

La condición inicial del problema:

$$y(x, t = 0) = f(x) \quad (3.32)$$

siendo $f(x)$ conocida. De esta manera queda definido el modelo de una línea mediante la ecuación en derivadas parciales (ecuación 3.25), las condiciones de contorno (ecuaciones 3.28 a 3.31) y la condición inicial (ecuación 3.32) planteadas. Para su resolución es necesario el cálculo de los parámetros del oleaje en rotura (ecuación 3.27).

Aplicación del modelo a la zona de estudio

Para aplicar el modelo de una línea definido (sección 3.5) a la zona de estudio, es necesario realizar una serie de tareas para el cálculo de los parámetros del oleaje en rotura y la resolución de la ecuación de gobierno:

- Propagación del oleaje. Para ello es necesario validar el modelo de propagación, para lo que se han utilizado datos de campo. Una vez conocido el modelo a usar, se define el modelado de la zona de estudio y la selección de estados de mar a propagar.
- Implementación en la zona de estudio. Para esta tarea se divide el área de trabajo en dos zonas: a) la zona de aguas profundas fuera del perfil activo; b) la zona de perfil activo, en la que deberán cumplirse las hipótesis del modelo planteado.
- Cálculo de la rotura del oleaje. Una vez propagado hasta la costa, es necesario calcular la rotura del oleaje para almacenar los valores de altura de ola y dirección en rotura que determinan el transporte longitudinal de sedimentos.
- Resolución del modelo. Una vez calculado el transporte de sedimentos, puede resolverse el modelo obteniendo la evolución de la línea de costa.

A continuación se describe cada uno de estos pasos tras los que se podrá obtener la evolución morfológica de la línea de costa.

4.1. Propagación del oleaje

El principal agente forzador de un área litoral como la flecha de Doñana es el oleaje, que debe ser simulado estudiando su influencia en los cambios de la morfología costera como una sucesión de estados de mar independientes. La influencia de estos estados de mar vendrá determinada por sus características en la zona próxima a la costa, donde se producen los procesos de transporte de sedimentos responsables de los cambios en la morfología de la línea de costa. En concreto, es en la zona de rotura donde la energía disipada es invertida en la puesta en movimiento de las partículas.

El problema en la determinación de las características del oleaje en las proximidades de la costa deriva de la ausencia de campañas de campo continuas que registren parámetros como altura de ola, dirección de incidencia o periodo de pico sobre grandes superficies costeras con la suficiente resolución. La red de datos de que normalmente se dispone en España, gracias a la entidad estatal Puertos del Estado (Ministerio de Fomento), consiste en una serie de puntos instalados a grandes profundidades a lo largo de las costas españolas, en los que se obtienen los datos de oleaje como salida de modelos numéricos de propagación de oleaje. Mediante la propagación de estos datos desde profundidades indefinidas hasta la costa, es posible determinar las características del mismo en profundidades reducidas a partir de unos pocos puntos con oleaje conocido.

Por tanto, la propagación del oleaje es la forma de conocer las características del oleaje en zonas cercanas a la costa, a partir de datos en profundidades indefinidas, estudiando los procesos de transformación que sufren las ondas que se propagan hacia la costa y que varían sus características (altura de ola, dirección, peralte de la ola, etc.). Algunos de los procesos más importantes son:

- Asomeramiento
- Refracción
- Difracción
- Reflexión
- Disipación de energía

Para realizar el proceso de propagación de oleaje hasta la costa existen numerosos modelos numéricos. En este caso se han escogido los modelos SWAN y Ref-Dif (y su interfaz gráfica Sistema de Modelado Costero SMC) para llevar a cabo las propagaciones necesarias. A continuación se describen someramente cada uno de ellos, para después describir cómo se han implantado y validado mediante una campaña de campo en la zona de estudio.

4.1.1. Modelos de propagación de oleaje

Los datos del sistema WANA de Puertos del Estado (Ministerio de Fomento) descritos en la sección anterior, se proporcionan a una profundidad de unos 500 metros y a una distancia de unos 65 km de la costa. Para su propagación se han elegido dos modelos, con el fin de comparar los resultados entre ambos y elegir el que presente un mejor ajuste a las condiciones reales.

4.1.1.1. Modelo SWAN

El modelo SWAN (*Simulating Waves Nearshore*), es un modelo espectral que simula la energía contenida en las ondas en su propagación desde superficies oceánicas hasta las zonas costeras (Booij, 1981), teniendo en cuenta cambios de altura, forma y dirección de la ola como resultado de la acción del viento, rotura de ola, transferencia de energía entre componentes y variaciones de la profundidad del fondo así como la aparición de corrientes.

Está basado en los llamados modelos de tercera generación para la propagación de oleaje en aguas profundas, y a su vez, dichos modelos están basados en la ecuación de balance de energía. Estos modelos no pueden ser aplicados a zonas costeras con unas escalas de longitud (resolución espacial) menores de 20-30 km y profundidades menores de 20-30 m.

El modelo SWAN se desarrolló con el objetivo de mejorar dichos modelos mediante:

- Uso de esquemas implícitos, incondicionalmente estables
- Modelado de la rotura inducida por la profundidad e interacción onda-onda

Con estas mejoras el modelo es aplicable en situaciones reales (escalas 20-30km y profundidades 20-30m).

En cuanto a los datos de entrada, pueden introducirse en el modelo datos de oleaje (altura de ola, periodo, dirección), campos de viento (ya que considera la generación de oleaje por viento en las mallas definidas) y corrientes. Además, es necesario definir la batimetría de las mallas utilizadas.

Este modelo utiliza una serie de mallas que se colocan anidadas y en cuyos nodos se calcularán las variables del oleaje, además de en los puntos de control que se hayan definido previamente. Los datos de entrada se introducirán en los contornos de la malla de mayor superficie, que deberán por tanto coincidir aproximadamente con la situación del punto WANA, origen de los datos para la propagación. Una vez definida la malla más grosera y el oleaje de entrada, para las mallas anidadas se toman como datos de partida los obtenidos para sus contornos en la propagación de la malla anterior. Para más información ver apéndice A.

4.1.1.2. Modelo Ref-Dif

El modelo Ref-Dif es otro modelo numérico de propagación de oleaje que resuelve el problema de la propagación de distintos estados de mar monocromáticos o espectrales a través de una batimetría irregular y con la presencia de obstáculos ya sean naturales o artificiales. Este modelo tiene en cuenta los procesos principales que experimentan las ondas en su propagación como asomeramiento, refracción, disipación de energía y difracción. Para tener en cuenta este último proceso es necesario el uso de un modelo de diferencias finitas, ya que los que anteriormente se desarrollaron basados en la teoría de rayos no ofrecían resultados fiables cuando la difracción dominaba en la zona de estudio.

Para su uso se ha utilizado la interfaz gráfica del modelo Ref-Dif llamada SMC (Sistema de Modelado Costero). Dentro de ésta se ha usado el módulo Oluca-MC para la propagación de oleaje monocromático y el Oluca-SP para el espectral. Las principales limitaciones de este modelo son:

- Las pendientes del fondo deben ser menores que 1:3, para garantizar la condición de pendiente suave.
- El ángulo de propagación en la primera fila ($x = 0$) de la malla, debe estar dentro del rango ± 45 grados, con respecto al eje de propagación principal (eje x).
- Para obtener buenos resultados en la malla de detalle, en este eje la equidistancia entre nodos no debe ser superior a $L/8$, siendo L la longitud de la onda de los estados a propagar.
- Se debe tener especial cuidado para que la zona de estudio no se encuentre dentro de ángulos de propagación mayores a ± 45 grados con respecto al eje x, dado que los errores comienzan a ser importantes para estos ángulos. Por ello se debe orientar en lo posible, el eje x de la malla en la dirección principal de propagación del oleaje.
- El modelo ha sido diseñado principalmente para ser aplicado en zonas costeras y playas, donde los fenómenos de propagación dominantes son la refracción, asomeramiento, difracción y rotura en playas. No es aplicable en casos donde la reflexión es un fenómeno importante, como es el caso de resonancia y agitación en puertos.

Este modelo trabaja con mallas encadenadas, al contrario que el modelo SWAN que lo hace con mallas anidadas. Esto quiere decir que la malla de detalle se coloca a partir del lado opuesto al de entrada de datos de la malla exterior, con lo que los puntos en común sólo se encuentran en la fila última de esta malla y la primera de la siguiente. Es en estos puntos donde la malla encadenada toma los datos de partida de la propagación de la anterior, teniendo de nuevo que introducir los datos sólo una vez. Es importante tener cierta sensibilidad con la batimetría de la zona de estudio para elegir la posición idónea de estas mallas, tratando de tener especial cuidado en zonas irregulares como cañones u otros obstáculos. Para más información ver apéndice B.

Como resumen de las posibilidades de cada modelo, en la siguiente tabla se resumen los distintos procesos que tiene en cuenta cada modelo de propagación de oleaje.

Proceso	Ref-Dif	SWAN
Refracción	Sí	Sí
Difracción	Sí	No
Asomeramiento	Sí	Sí
Rotura	Sí	Sí
Disipación por fondo	Sí	Sí
Interacción corrientes	Sí	Sí
Reflexión	No	Sí
Generación de oleaje	No	Sí
Trans. y reflexión por obstáculos	No	Sí
Prof. reducidas	Sí	Sí
Prof. intermedias	Sí	Sí
Prof. indefinidas	No	Sí

Tabla 4.1: Procesos que tienen en cuenta los modelos de propagación de oleaje Ref-Dif y SWAN.

4.1.2. Modelado de la zona de estudio

Para la implementación de los modelos de propagación de oleaje en la zona de estudio es necesaria la definición de las distintas mallas en las que se calcularán los datos de oleaje. A continuación se detalla la definición de las mallas para cada modelo de propagación numérica del oleaje.

4.1.2.1. Modelo SWAN

Para el modelo SWAN en primer lugar se ha definido la malla de mayores dimensiones aprovechando al máximo el tamaño de la batimetría disponible. En esta malla es donde se definen las características del oleaje en profundidades indefinidas (que se toman como los datos del punto WANA, que además se encuentra en las cercanías del contorno inferior de la malla, figura 4.1) por sus laterales.

Una vez definida esta malla *Coarse*, se definen a continuación las mallas de detalle, que utilizan los datos obtenidos para la primera malla en los contornos de éstas. Teniendo en cuenta la distribución de las direcciones del oleaje en la zona (figura 2.25) se han definido estas mallas *Nest1* y *Nest2* con un ángulo de 45 grados, de tal manera que dos de sus contornos queden aproximadamente alineados con las direcciones de mayor interés en el comportamiento de la flecha (figura 2.26). Para estas mallas se ha elegido un espaciamiento cada vez menor, pasando de 500 metros en la *Coarse* a los 50 en la *Nest2* de mayor detalle. Los resultados pueden observarse en la figura 4.1 y en la tabla siguiente.

Malla	X0	mx	dx	Y0	my	dy	Ángulo
Coarse	643623	230	500	4033151	219	500	0
Nest1	722000	245	150	4048000	320	150	45
Nest2	729000	311	50	4067000	509	50	45

Tabla 4.2: Características geométricas de las mallas SWAN definidas para la propagación del oleaje sobre la zona de estudio. Por columnas: coordenada x inicial, número de nodos en x, distancia entre nodos en x, coordenada y inicial, número de nodos en y, distancia entre nodos en y, ángulo de la malla respecto al eje x.

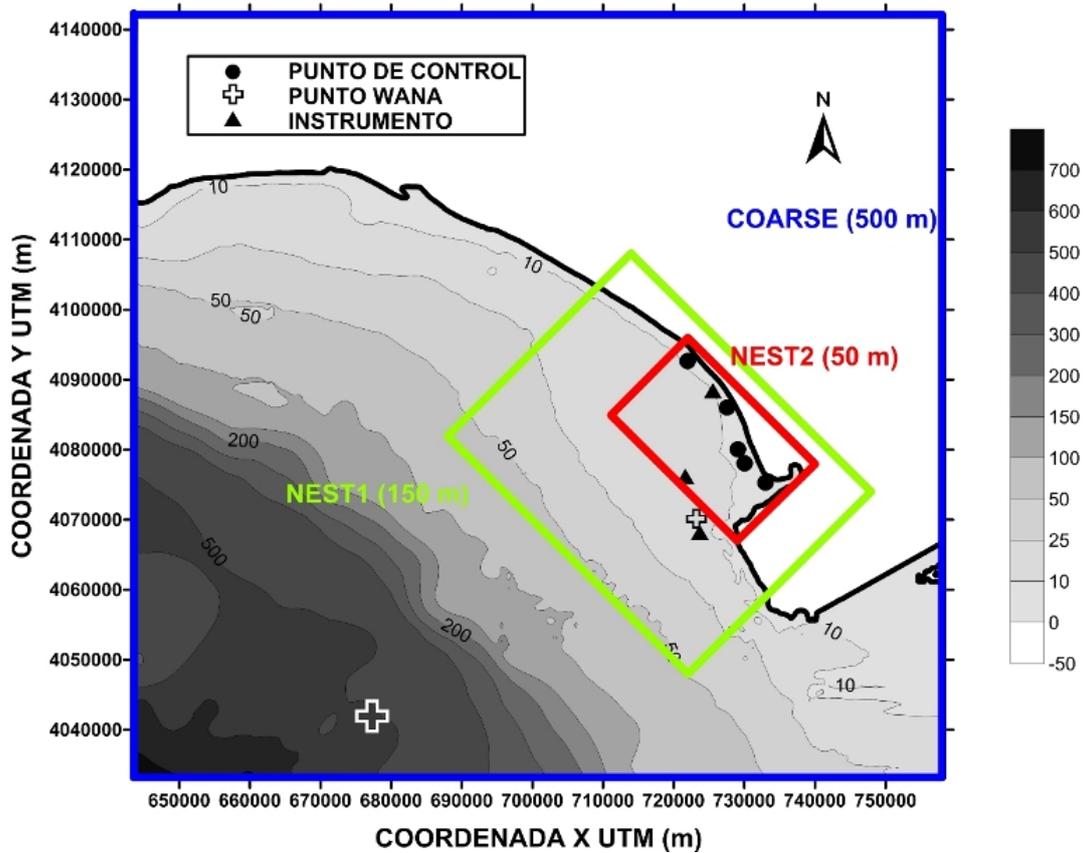


Figura 4.1: Representación de las mallas definidas para el modelo SWAN en la zona de estudio.

4.1.2.2. Modelo Ref-Dif

Lo más importante a la hora de definir las mallas para el modelo Ref-Dif es su correcta alineación con el oleaje incidente de la zona. Dado el rango de oleaje de interés para la flecha (figura 2.26), se han dispuesto las mallas formando 30 grados con el eje horizontal (figura 4.2), ya que la máxima oblicuidad del oleaje con respecto al eje Y de la malla por el que entra el oleaje es de 55 grados, no siendo recomendable superar los 45. Al igual que en el caso del modelo SWAN, el paso de las mallas se va reduciendo conforme se van acercando a la costa, llegando a 25 metros en la malla de detalle. La configuración final de las mallas puede observarse en la figura 4.2 y en la siguiente tabla.

Malla	X0	mx	dx	Y0	my	dy	Ángulo
N1	694780	219	100	4040033	381	100	30
N2	711472	601	26.5	4054751	601	50	30
N3	723861	648	25	4065311	901	25	30

Tabla 4.3: Características geométricas de las mallas Ref-Dif definidas para la propagación del oleaje sobre la zona de estudio. Por columnas: coordenada x inicial, número de nodos en x, distancia entre nodos en x, coordenada y inicial, número de nodos en y, distancia entre nodos en y, ángulo de la malla respecto al eje x.

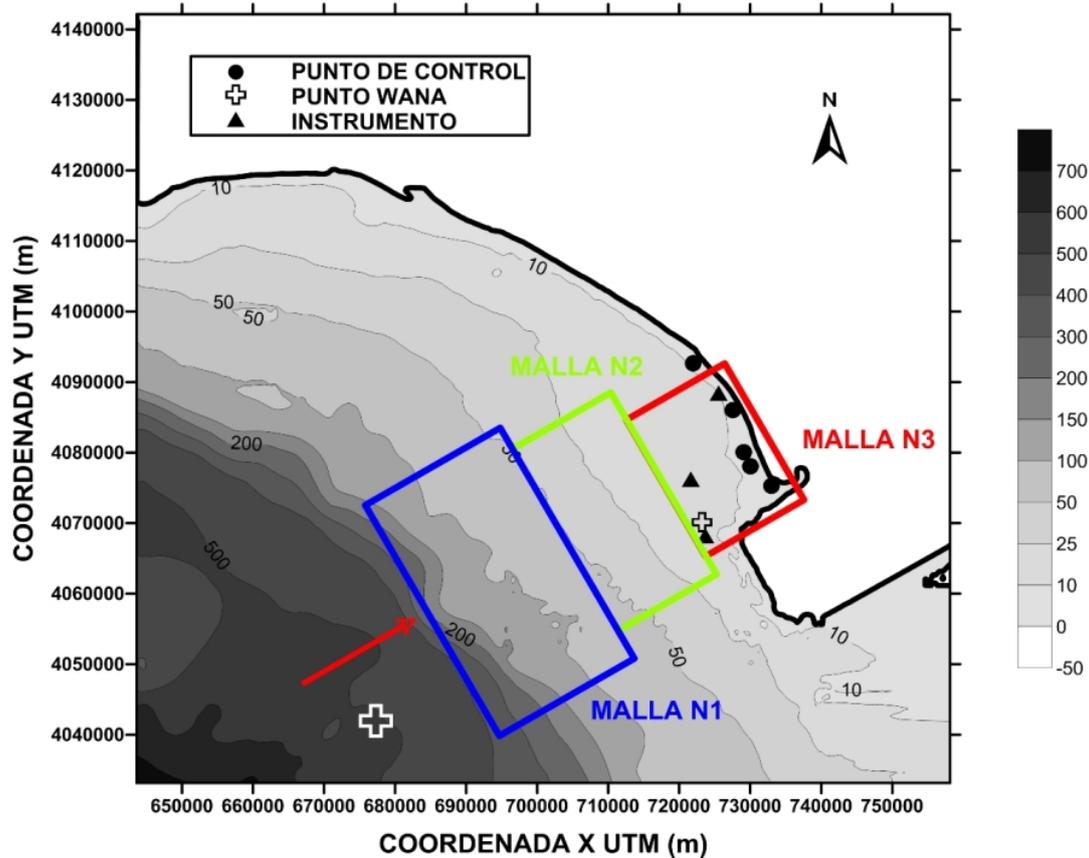


Figura 4.2: Representación de las mallas definidas para el modelo Ref-Dif en la zona de estudio.

4.1.3. Validación de los modelos

Debido a que los dos modelos de propagación descritos anteriormente modelan los procesos de transformación del oleaje y definen el mallado de forma distinta, es de esperar que los resultados obtenidos difieran entre ambos. Por ello, es conveniente realizar una validación de ambos modelos para distinguir cuál de los dos simula mejor las condiciones reales de oleaje. Pero para poder realizar esta comparación, es necesario poseer datos de campo de las condiciones reales del clima marítimo en la costa a través de la realización de una campaña de campo, en la que se instale instrumentación de medida de parámetros como altura de ola, dirección de incidencia, periodo del oleaje, etc.

Dado el gran número de simplificaciones hechas en las ecuaciones de propagación, las interpolaciones realizadas con el mallado y sobre todo el uso de una batimetría anticuada, es de esperar que los resultados de los modelos no se correspondan fielmente a los registrados durante la campaña de campo. Esto se debe a que el playas como la flecha de Doñana en las que el sedimentos es muy fino y existen grandes corrientes inducidas por oleaje, marea y descargas del río, la movilidad del fondo marino es muy grande, pudiéndose producir grandes variaciones de la batimetría en poco tiempo. Esto provoca grandes variaciones en la propagación del oleaje, ya que los procesos de transformación del mismo vienen determinados básicamente por la profundidad y las variaciones de ésta.

4.1.3.1. Campaña de campo

Para realizar la validación de los modelos se dispone de la campaña de campo realizada durante el año 2009 por el Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales de la Universidad de Granada (TEP

209), en la cual se fondearon diversos instrumentos en la desembocadura del río Guadalquivir (figura 4.3).



Figura 4.3: Instrumentación del Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales en la desembocadura del Guadalquivir.

En total se fondearon 5 perfiladores de corriente (ver figura 4.3), dos AQUADOPP Nortek de 2 MHz (ADCP Coto) y de 1 MHz (ADCP Salmedina), un AWAC Nortek con módulo AST de 1 MHz (AWAC Broa), un ARGONAUT Sontek de 750 KHz (ARGO) y finalmente un ADP Sontek de 1MHz (ADP). Los instrumentos se fondearon en el lecho, permanentemente fijados a un bloque de hormigón. Los registros de la superficie libre capturados por los correntímetros se han post-procesados para obtener parámetros de oleaje (altura de ola significativa, periodo medio, periodo de pico espectral y dirección media de procedencia del oleaje).

El registro de datos obtenidos abarca desde el 9 de marzo de 2009 hasta el 9 de noviembre del mismo año, con un dato por hora. Los instrumentos fueron recogidos hasta en tres ocasiones, descargándose los datos y recargando su fuente de alimentación para ser fondeados de nuevo en su posición inicial. Para su fondeo se requirieron los trabajos de una empresa especializada en trabajos submarinos, debido a la profundidad a la que se realizó el trabajo (de hasta 20 metros) y la gran turbidez de la zona.

Para realizar la calibración de los modelos se han usado los datos procedentes del ADCP 2 (figura 4.4), ya que era el instrumento colocado a menor distancia de la costa y profundidad, con

lo que se aproximaba más a la zona de rompientes donde finalmente se calculará el transporte de sedimentos.

El ADCP es un sensor acústico doppler para la obtención de corrientes, situado sobre un cubo de hormigón de 3000 kg de peso que mantiene la posición del conjunto frente a las acciones del oleaje, corrientes o barcos arrastreros en la zona.



Figura 4.4: Situación del instrumento elegido para realizar la calibración de los modelos de propagación de oleaje.

De los datos de este instrumento, situado en las coordenadas UTM $X = 725562,5577$ e $Y = 4088060,0593$ (figura 4.5), se han seleccionado dos series temporales, una correspondiente a una tormenta (condiciones extremas) y otra correspondiente a condiciones moderadas, siempre con un oleaje proveniente de las direcciones de interés. En el primer caso se trata de la serie que comprende desde el 21 de octubre de 2009 a las 21 horas hasta la misma hora del día 22, mientras que el segundo caso comprende desde el 24 de abril de 2009 a las 21 horas hasta el día 25 a la misma hora. Los datos registrados por este instrumento son:

- Altura de ola significativa
- Dirección de oleaje
- Periodo medio de paso por cero
- Periodo de pico

Ambas series se han buscado en el registro de datos del punto WANA para ser propagadas con los dos modelos, definiendo antes las coordenadas de un punto de control como las coordenadas del instrumento.

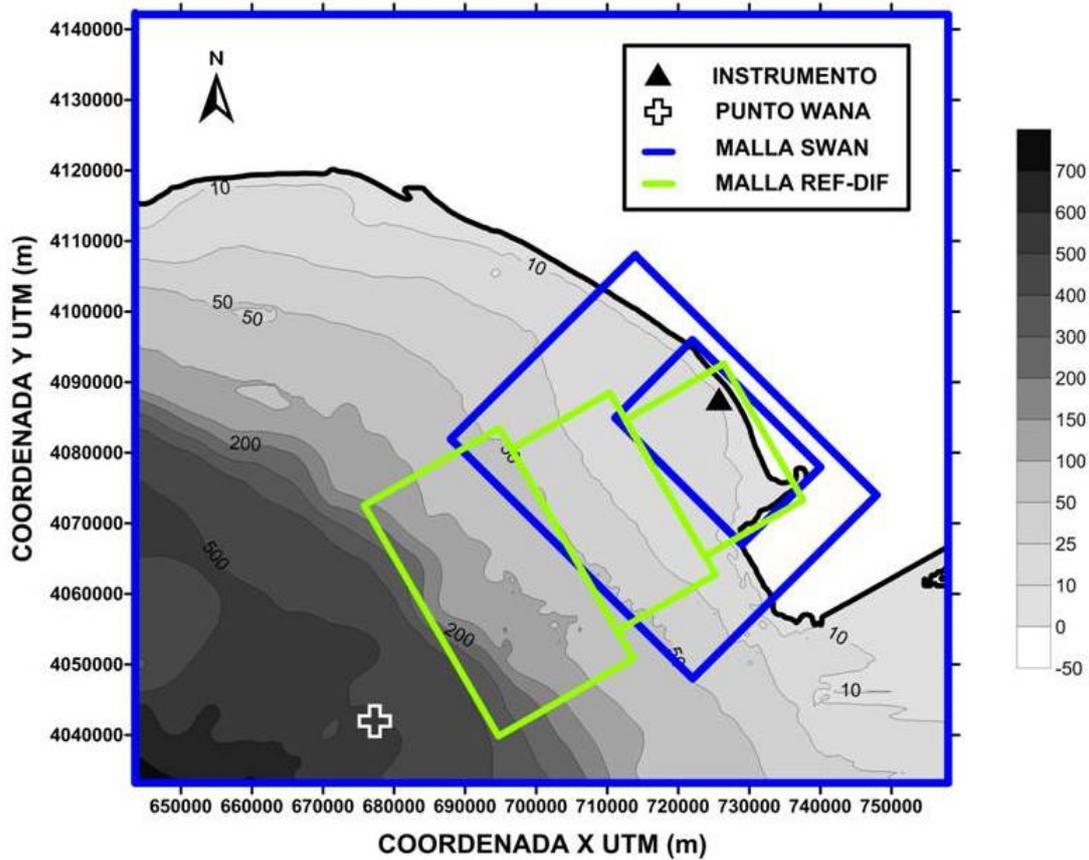


Figura 4.5: Esquema del mallado de los modelos numéricos (en verde Ref-Dif y en azul SWAN) y de la situación del punto WANA y del instrumento de la campaña de campo.

4.1.3.2. Comparación de resultados

Para el caso de la serie correspondiente a condiciones de oleaje extremas, la comparación en dirección de incidencia del oleaje y en altura de ola pueden observarse en las figuras 4.6 y 4.7 respectivamente.

Puede observarse como en el caso de las direcciones, ambos modelos dan como resultado direcciones ligeramente distintas a las del instrumento, aunque siempre con valores menores a los datos WANA, debido a la refracción del oleaje que provoca que los frentes tiendan a ponerse paralelos a la línea de costa. En cuanto a la altura de ola, se observa que ambos modelos mantienen la tendencia de aumento y disminución de la altura de ola durante el paso de la tormenta, aunque se observa que en el caso del modelo SWAN se subestiman en mayor medida las alturas de ola registradas por el ADCP.

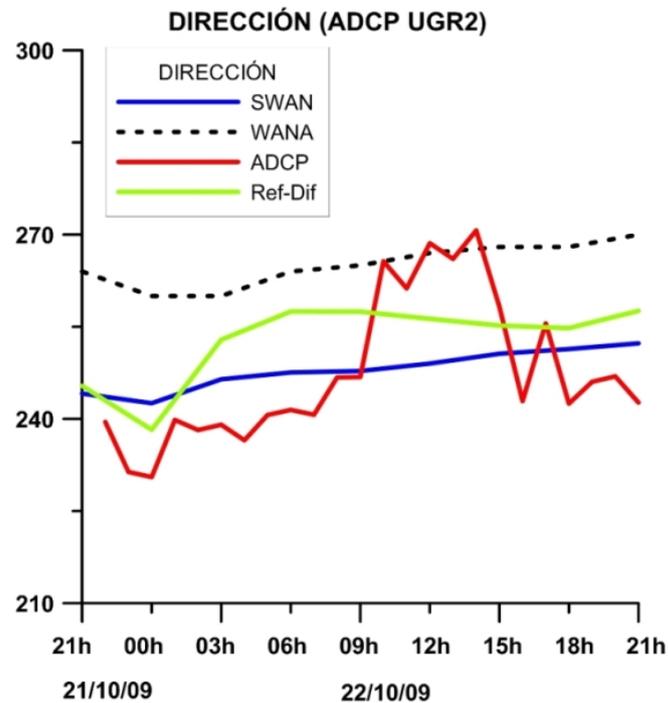


Figura 4.6: Dirección del oleaje para la serie de calibración de condiciones extremas.

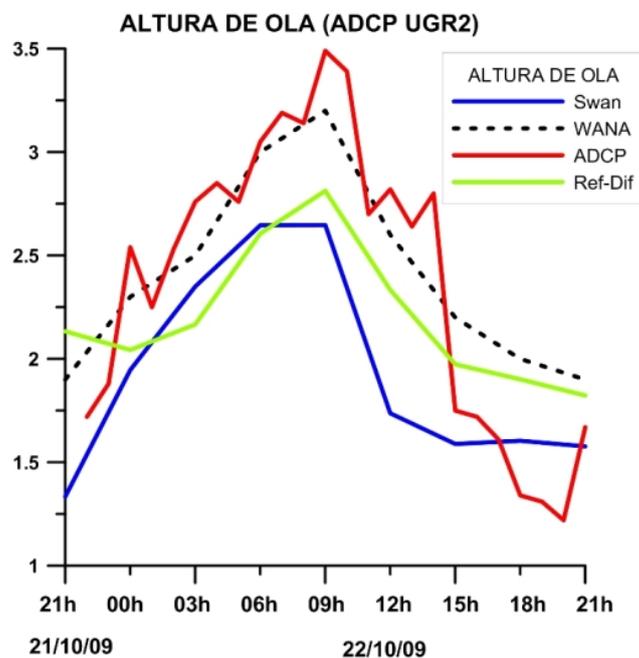


Figura 4.7: Altura de ola para la serie de calibración de condiciones extremas.

En el caso de la serie de condiciones moderadas, los resultados pueden observarse en las figuras 4.8 y 4.9. En ellas se observa que ambos modelos sobreestiman la refracción del oleaje en cuanto a direcciones, aunque el modelo Ref-Dif mantiene mejor las tendencias de aumento y disminución de la dirección, a pesar de que las direcciones propagadas se encuentran en el límite aconsejado en cuanto al ángulo relativo con el mallado. La altura de ola, sin embargo, presenta mejores resultados, siendo los cálculos de las propagaciones mucho más cercanos a los valores registrados

por el instrumento, aunque se parece que sobre todo al comienzo de la serie el modelo Ref-Dif reproduce más fielmente la situación real.

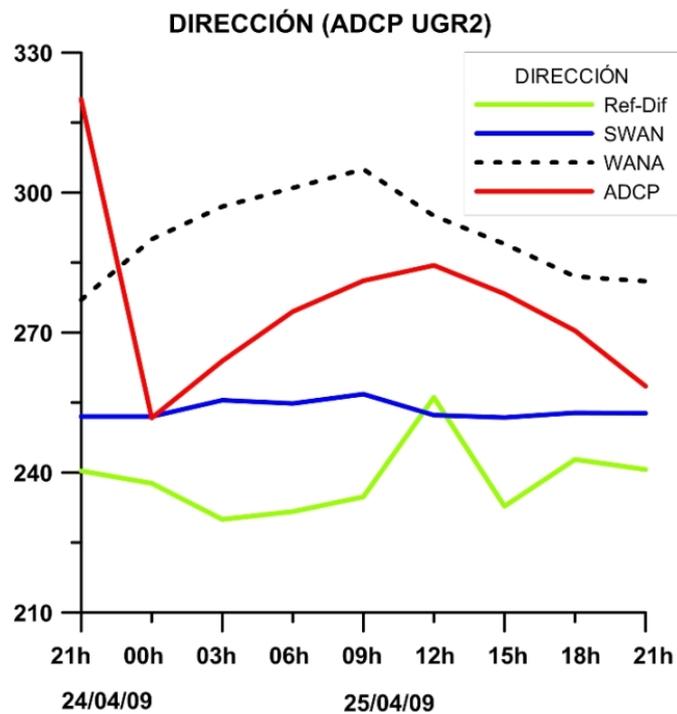


Figura 4.8: Dirección del oleaje para la serie de calibración de condiciones moderadas.

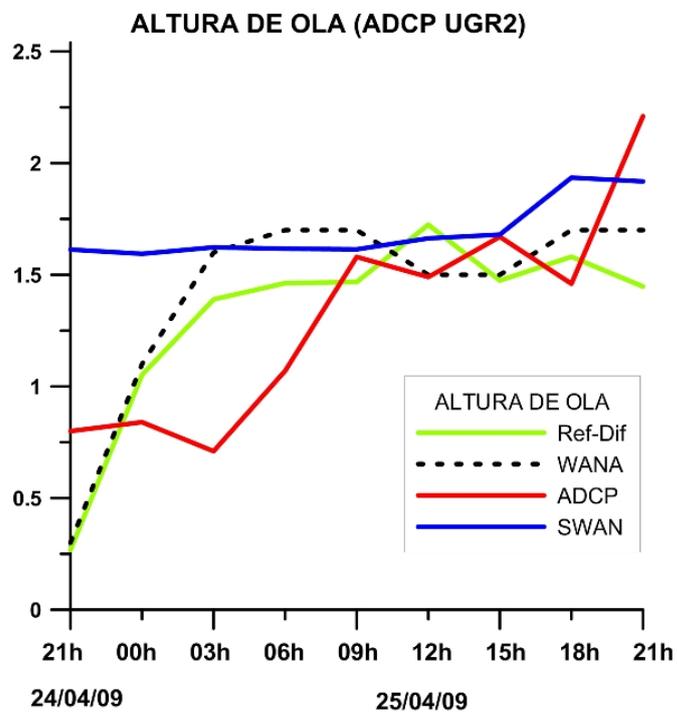


Figura 4.9: Altura de ola para la serie de calibración de condiciones moderadas.

Por tanto, puede obtenerse como conclusión parcial que aunque ninguno de los dos modelos representa adecuada los datos registrados por el instrumento, el modelo Ref-Dif se acerca más a los valores reales. Este hecho, unido a la mayor simplicidad a la hora de implementar el modelo y hacer la intersección entre propagaciones y cálculo de la rotura y transporte de sedimentos, hacen que el modelo elegido para la implementación y simulaciones del modelo de una línea sea el Ref-Dif, ya sea aplicado directamente desde su código fuente o desde la interfaz gráfica SMC.

Pueden encontrarse, por otra parte, diversas razones por las que los resultados de los modelos de propagación y los datos registrados por la instrumentación no coinciden:

- Por la propia definición de los modelos y las simplificaciones e hipótesis hechas para describir sus ecuaciones. Este aspecto está presente en cualquier propagación, aunque dado el gran número de casos en los que han sido aplicados estos efectos han sido ya calibrados en muy diversas zonas de estudio, con lo que su contribución al error es pequeña.
- Debido a la orientación y espaciamiento usados en los modelos, aunque se han seguido las recomendaciones de los autores.
- La instrumentación puede presentar desviaciones con respecto a los valores reales de altura de ola, periodo y dirección. Esto puede ser debido a la propia precisión del aparato, su colocación, su posicionamiento a la hora de definir las coordenadas, etc.
- Uso de una batimetría anticuada. Esta parece ser la razón de más peso, ya que ha sido confeccionada a partir de diversas cartas náuticas, modelos digitales del terreno, etc. que pueden no estar correctamente definidos en cuanto a coordenadas o ser antiguos. Como ya se ha comentado, la batimetría de este tipo de zonas en las que existe un sedimento muy fino con grandes corrientes (descargas fluviales, marea, oleaje), es muy variable en el tiempo ya que existe una gran movilidad del material. Por otra parte, el número de puntos en los que se definen las distintas profundidades y su interpolación también es una fuente de error.

4.1.4. Definición de casos a propagar

El modelo de una línea propuesto en este trabajo se plantea como una herramienta para futuros modelos más completos, como puede ser un modelo de n-líneas. Por ello, para realizar las simulaciones y comprobar la validez del trabajo realizado se va a utilizar una serie temporal correspondiente a una tormenta, ya que es en estas condiciones donde se presentan los mayores cambios en la línea de costa.

Se ha elegido para ello una serie de estados de mar correspondientes a un temporal registrado en los datos del punto WANA para realizar las simulaciones, que abarcan desde el 8 de abril de 2008 a las 15 horas hasta el 11 de abril del mismo año a las 6 horas. Estos datos han sido propagados mediante el modelo Ref-Dif con cuyos datos de salida se ha calculado el transporte de sedimentos para resolver la ecuación del problema planteado. La elección de esta tormenta se debe a que en ella el oleaje va rotando progresivamente cubriendo casi la totalidad de las direcciones de interés de la zona de estudio. Los estados de mar seleccionada para la propagación y posterior simulación de la evolución de la línea de costa son:

Estado	Fecha (a/m/d/h)	Altura de ola (m)	Periodo (s)	Dirección (°)	Marea (m)
1	2008 04 08 15	3.0	9.7	227	3.30
2	2008 04 08 18	3.5	9.4	234	2.68
3	2008 04 08 21	3.4	9.4	235	1.04
4	2008 04 09 00	3.8	10.1	232	1.15
5	2008 04 09 03	3.6	10.2	231	3.04
6	2008 04 09 06	3.8	10.2	229	2.88
7	2008 04 09 09	3.8	10.2	230	1.26
8	2008 04 09 12	4.0	10.0	228	1.18
9	2008 04 09 15	4.0	9.8	225	2.85
10	2008 04 09 18	3.9	9.7	224	2.48
11	2008 04 09 21	3.9	9.8	226	1.43
12	2008 04 10 00	3.8	10.1	230	1.05
13	2008 04 10 03	4.0	10.2	233	2.61
14	2008 04 10 06	4.0	10.5	235	3.10
15	2008 04 10 09	4.0	10.9	237	1.78
16	2008 04 10 12	4.3	11.3	240	1.31
17	2008 04 10 15	4.4	11.7	241	2.58
18	2008 04 10 18	4.0	11.9	244	3.30
19	2008 04 10 21	3.7	11.8	247	2.02
20	2008 04 11 00	3.5	11.6	253	1.20
21	2008 04 11 03	3.3	11.4	260	1.85
22	2008 04 11 06	2.8	11.2	262	2.83

Tabla 4.4: Casos a propagar definidos para las simulaciones del modelo de una línea. En direcciones 0=N sentido horario.

4.2. Implementación en la zona de estudio

Para la implementación del modelo en la zona de estudio, es necesaria la propagación del oleaje hasta el dominio del mismo desde profundidades indefinidas, para el posterior cálculo de la rotura y el transporte longitudinal de sedimentos. Durante esta propagación se distinguen dos zonas:

- La zona de aguas profundas que abarca desde el punto más alejado de la costa hasta la zona de perfil activo, donde comienzan a observarse movimientos de las partículas del fondo.
- La zona de perfil activo, que va desde la anterior a la línea de costa.

A continuación se describe la implementación y propagación en cada una de ellas.

4.2.1. Implementación hasta la zona de perfil activo

Para la propagación hasta la zona de perfil activo, a aproximadamente unos 20 metros de profundidad, se ha utilizado el modelo Ref-Dif sobre la batimetría real de la zona, con la ayuda de la interfaz SMC, obteniendo de esta manera las amplitudes complejas necesarias para seguir con la propagación en la zona de perfil activo. Se han usado las dos mallas más alejadas de la línea de costa usadas para la calibración de los modelos de propagación de oleaje (figuras 4.2 y 4.10)

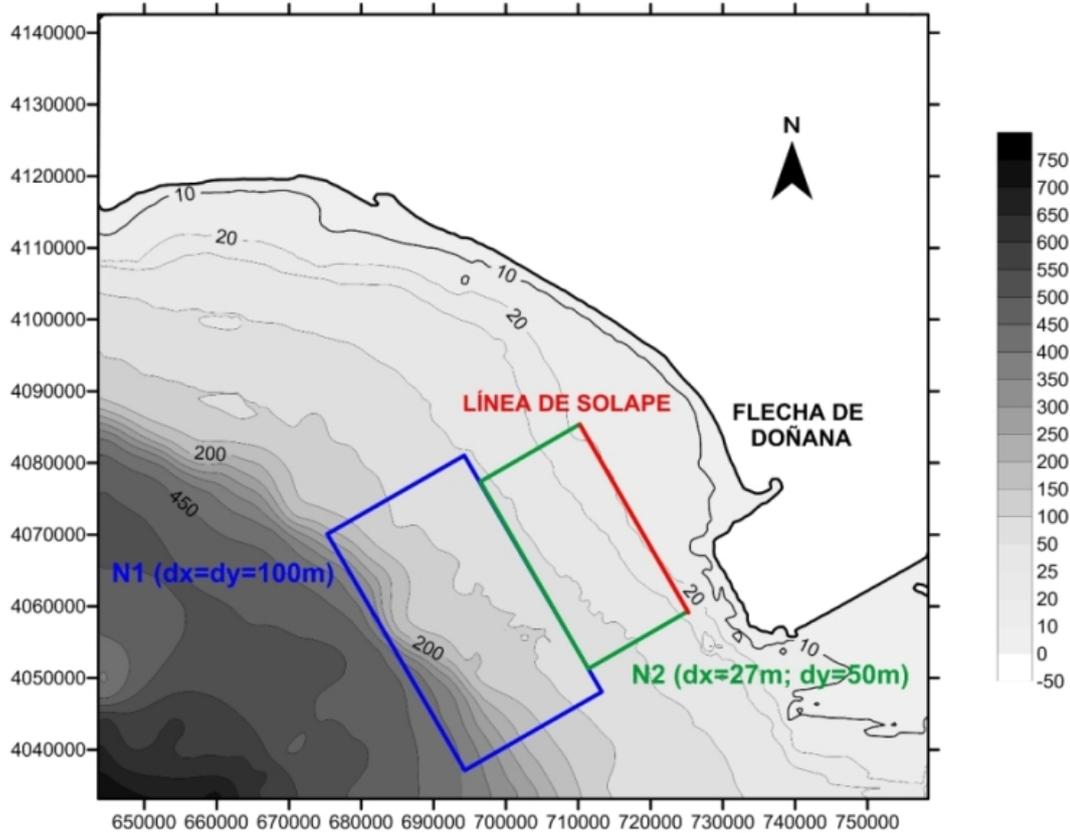


Figura 4.10: Definición de las mallas usadas para la propagación hasta la zona de perfil activo.

A partir de estas mallas se obtienen las amplitudes complejas del oleaje en la última fila de la malla N2 o fila de solape, que serán los datos de entrada de oleaje para la propagación sobre el perfil activo de la zona de estudio. De esta forma se asegura una mayor cercanía a los resultados reales del oleaje en la costa que si se utilizaran los datos de oleaje WANA en profundidades indefinidas sobre la zona de perfil activo.

4.2.2. Implementación en la zona de perfil activo

En la zona de perfil activo, en la que se produce el movimiento de las partículas del fondo y por tanto cambios en la batimetría debidos al efecto del oleaje, la batimetría ha de respetar las hipótesis en las que se basa la formulación del transporte del CERC (ver sección 3.3). Para ello las batimétricas en esta zona han de mantenerse paralelas, por lo que no se posible propagar el oleaje en este último tramo sobre la batimetría real de la zona. Se define así una batimetría *sintética* que manteniendo dentro de lo posible las características geométricas reales, permita la simulación de la línea de costa mediante el modelo de una línea.

Por otra parte, para evitar los efectos de los contornos en la propagación del Ref-Dif sobre el tramo de costa de la flecha, es recomendable definir una malla que abarque una longitud mayor que el dominio a simular, tomando posteriormente los valores de oleaje sólo en esa zona y despreciando los de los laterales.

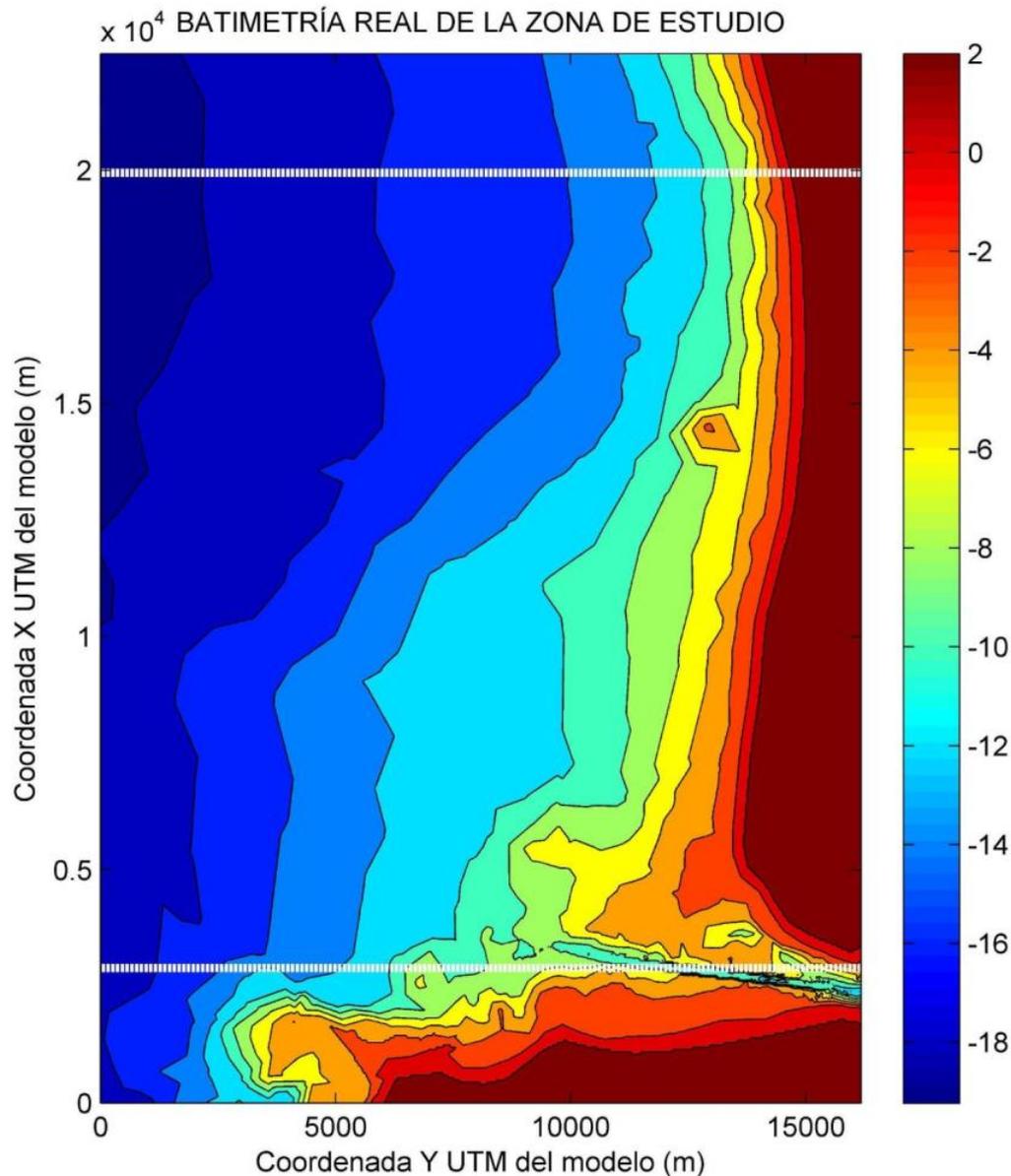


Figura 4.11: Batimetría real de la zona de estudio. El blanco discontinuo los límites del dominio del modelo.

Se definen tres zonas:

- La zona superior de la figura 4.11 cuya batimetría es regular y aproximadamente homogénea. En este área se define una batimetría de equilibrio mediante el perfil de Dean.
- La zona intermedia, en la que se define el modelo de una línea y que constituye el dominio del problema, en la que debido a las hipótesis realizadas para la definición de éste la batimetría ha de ser paralela a la línea de costa, por lo que también en esta zona se definen perfiles de Dean.
- La zona inferior, de batimetría mucho más compleja y con la presencia del cabo de Chipiona y pendientes mucho más elevadas que provocan que la definición de una batimetría paralela a la línea de costa presente un gran número de discontinuidades y saltos. En esta zona se define una batimetría con perfiles proporcionales a los de Dean pero imponiendo que la

profundidad en la línea de solape debe ser aproximadamente la real, ya que esta zona se encuentra fuera del dominio de las ecuaciones del modelo de una línea (por lo que no tiene que cumplir sus hipótesis) pero su comportamiento revierte en los resultados del oleaje en la zona que sí pertenece al modelo. De esta manera se crea un fondo que represente mucho más fielmente los procesos reales de propagación que tienen lugar en su camino a la costa. Asimismo, para facilitar el cálculo y se ha rectificado la línea de costa entre la desembocadura del Guadalquivir y Chipiona.

Para la creación de la batimetría *sintética* se ha usado el perfil de Dean o de equilibrio (Dean, 1977):

$$h = Ay^{2/3}$$

siendo y la distancia a la línea de costa y A una constante a determinar que depende del diámetro del sedimento. Para su cálculo se utiliza la expresión:

$$A = K\omega^{0,44} = K [273(D_{50})^{1,1}]^{0,44}$$

siendo ω la velocidad de caída del sedimento, K una constante de valor 0.51 y D_{50} el diámetro del sedimento. Este valor de A se ha mantenido constante en las zonas superior e intermedia, obteniendo así una batimetría paralela a la línea de costa.

Sin embargo, para la zona inferior se ha creado una batimetría con profundidades proporcionales a $Ay^{2/3}$, pero no se ha mantenido constante el valor de A , calculando su valor para cada perfil imponiendo que la profundidad en la línea de solape sea igual a la profundidad en ese punto en la batimetría real. De este modo, para cada perfil que forma la batimetría:

$$h = A'y^{2/3} = (h_0y_{ls}^{-2/3})$$

siendo h_0 la profundidad real en la línea de solape e y_{ls} la distancia de la línea de costa a la línea de solape. El resultado de esta batimetría se muestra en la figura 4.12.

Una vez definida la batimetría, se define una malla del mismo tamaño que la batimetría con las siguientes características:

Malla	X0	mx	dx	Y0	my	dy	Ángulo
N3eq	723861	901	25	4065311	648	25	240

Tabla 4.5: Características geométricas de la malla Ref-Dif definida para la propagación del oleaje sobre la zona de perfil activo. Por columnas: coordenada x inicial, número de nodos en x, distancia entre nodos en x, coordenada y inicial, número de nodos en y, distancia entre nodos en y, ángulo de la malla respecto al eje x.

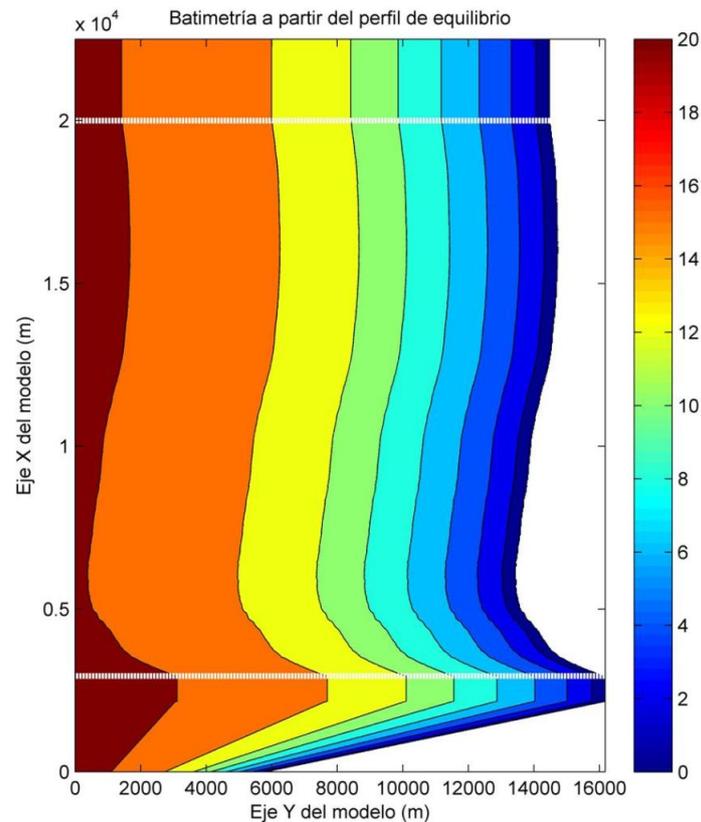


Figura 4.12: Batimetría sintética de la zona de estudio creada para la propagación sobre la zona de perfil activo. El blanco discontinuo los límites del dominio del modelo.

Para el oleaje, una vez almacenadas las amplitudes complejas de la línea de solape, las correspondientes a los nodos comunes de la malla $N2$ y la definida para el perfil activo son almacenadas en un archivo y usada como datos de entrada para la propagación del Ref-Dif, esta vez directamente sobre el código fuente. Con las propagaciones realizadas se obtienen la altura de ola, dirección de incidencia, profundidad y superficie libre en cada nodo de la malla $N3eq$

Esta propagación del oleaje se realiza en toda la malla representada en la figura 4.12, por lo que las matrices de resultados deberán ser recortadas para tener sólo la zona en la que se define el modelo de una línea (líneas blancas discontinuas de las figuras 4.12 y 4.11).

4.3. Cálculo de la rotura del oleaje

El siguiente paso es el cálculo del transporte longitudinal de sedimentos, para lo que se hace uso de la expresión del CERC. Dicha ecuación depende de los parámetros de rotura del oleaje, siendo necesario encontrar la línea de rotura y almacenar los valores de altura de ola, dirección y profundidad para esos puntos.

Para encontrar la línea de rotura se ha utilizado teoría lineal de oleaje, y se ha escogido el criterio de rotura de Miche, ajustando el valor del índice de rotura con diversas propagaciones con distintos contenidos energéticos del oleaje y distintas direcciones. Observando los perfiles transversales de altura de ola se ha adoptado un valor de índice de rotura de $\gamma = 0,72$, de tal manera que en cada perfil transversal de altura de ola se ha obtenido el punto de rotura (figura 4.13) como el nodo más cercano al punto donde se satisface:

$$H = \gamma h = H_b$$

Los valores de dirección y altura de ola de este nodo son los considerados como parámetros del oleaje en rotura.

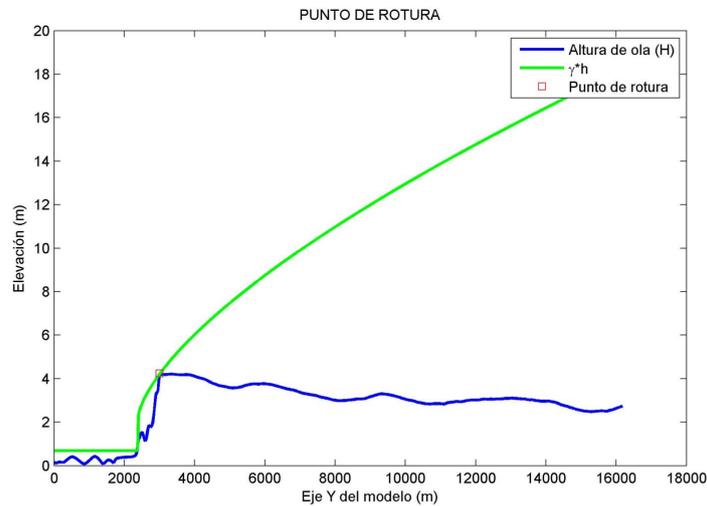


Figura 4.13: Ejemplo de perfil transversal de altura de ola para el cálculo del punto de rotura. Estado de mar 10.

La unión de los puntos de cada perfil en la que se cumple esta relación es la denominada línea de rotura (figura 4.14). Los valores de altura de ola, dirección y profundidad de esta línea (H_b , θ_b y h_b respectivamente) son almacenados para el cálculo del transporte y la consecuente definición del coeficiente de difusión de la ecuación de gobierno.

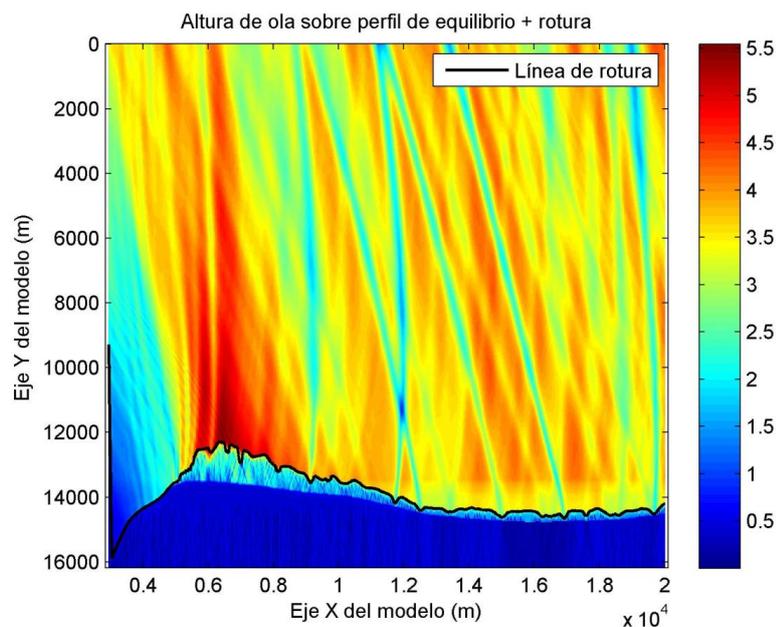


Figura 4.14: Ejemplo de altura de ola propagada sobre el perfil de equilibrio y línea de rotura (en negro) Estado de mar 10.

4.4. Resolución del modelo

Una vez realizadas las propagaciones y almacenados los valores necesarios para la cálculo del coeficiente de difusión, ya puede definirse la ecuación de gobierno del modelo de una línea, que junto con la definición de las condiciones de contorno y la condición inicial permite la resolución del problema de evolución.

Para su resolución se ha usado la función *pdepe* del programa MatLab. Esta función resuelve de forma numérica el problema:

$$c \left(x, t, y, \frac{\partial y}{\partial x} \right) \frac{\partial y}{\partial t} = x^{-m} \frac{\partial}{\partial x} \left(x^m f \left(x, t, y, \frac{\partial y}{\partial x} \right) \right) + s \left(x, t, y, \frac{\partial y}{\partial x} \right) \quad (4.1)$$

en la que hay que identificar los términos $s \left(x, t, y, \frac{\partial y}{\partial x} \right)$, m , c y $f \left(x, t, y, \frac{\partial y}{\partial x} \right)$ con los de la ecuación en derivadas parciales a resolver 3.17. De esta ecuación, despreciando términos fuente se tiene:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon \frac{\partial y}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial x} (\theta_b \varepsilon) \quad (4.2)$$

Identificando términos entre las ecuaciones 4.1 y 4.2 se tiene que $m = 0$, $c = 1$ y:

$$f \left(x, t, y, \frac{\partial y}{\partial x} \right) = \varepsilon \frac{\partial y}{\partial x}$$

$$s \left(x, t, y, \frac{\partial y}{\partial x} \right) = -\frac{\partial}{\partial x} (\theta_b \varepsilon) = - \left(\theta_b \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} + \frac{\partial \theta_b}{\partial x} \varepsilon \right)$$

Por tanto, para definir la ecuación hay que definir $\varepsilon(x)$, θ_b que ha sido almacenada directamente en el cálculo de la rotura, y $\frac{\partial \varepsilon}{\partial x}$. Para el cálculo de $\varepsilon(x)$ se usan las expresiones 3.15 y 3.16, mientras que para $\frac{\partial \varepsilon}{\partial x}$ se usa la primera derivada numérica:

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial x} = \frac{\varepsilon_{i+1} - \varepsilon_i}{x_{i+1} - x_i}$$

para $i = 1, 2, 3, \dots, n-1$ siendo n el número total de nodos del dominio del modelo. De esta manera ya queda totalmente definida la ecuación en derivadas parciales que define el problema.

Implementando asimismo las condiciones de contorno planteadas en 3.4.2, y usando la línea de costa de la batimetría como la condición inicial $y(x, t = 0)$ se resuelve el problema. La solución para el primer intervalo de tiempo (primer estado de mar simulado) sirve como condición inicial para la siguiente simulación del modelo, repitiéndose el proceso hasta completar toda la serie que se quiera simular.

4.5. Resultados y análisis

En este capítulo se exponen los resultados y el análisis de los mismos, obtenidos tras la implementación del modelo de una línea propuesto (sección 3.5). Primero, se analizan el transporte de sedimentos y el cálculo de la rotura realizado. Posteriormente se analizan las diferentes líneas de costa obtenidas con cada una de las condiciones de contorno aplicadas, analizándose por último la evolución del sistema durante la tormenta seleccionada.

4.5.1. Rotura del oleaje y transporte de sedimentos

4.5.1.1. Cálculo del punto de rotura

Para comprobar la efectividad del método empleado en su determinación (ver sección 4.3), pueden usarse los perfiles transversales de altura de ola propagada y representaciones en planta de la distribución de ésta. Tras el estudio de las distintas propagaciones realizadas sobre la batimetría creada a partir del perfil de equilibrio, se ha decidido el uso de un índice de rotura de $\gamma = 0,72$. Con este valor se alcanza el mejor equilibrio en la determinación de la rotura entre las distintas condiciones energéticas y de procedencia del oleaje, aunque pueden observarse tres aspectos relevantes:

- En condiciones energéticas bajas, especialmente en la zona de sombra creada por el cabo de Chipiona sobre la desembocadura cuando el oleaje viene del SE, la altura de ola en rotura se subestima, encontrándose el punto de rotura real a más profundidad del seleccionado (ver figuras 4.15 y 4.16). Este aspecto no tiene mucha influencia en el cálculo del transporte, ya que este se produce fundamentalmente con condiciones energéticas elevadas, que son las que determinan la morfología final del sistema.
- En condiciones energéticas elevadas, especialmente en la zona de mayor curvatura de la línea de costa donde hay grandes concentraciones de altura de ola, los puntos seleccionados se encuentran a mayor profundidad de la rotura real, almacenándose sin embargo valores muy similares a los observados (figuras 4.17, 4.18 y 4.19).
- En condiciones moderadas, el cálculo del punto de rotura corresponde perfectamente con el descenso brusco de altura de ola observado en los resultados de las propagaciones (figura 4.20).

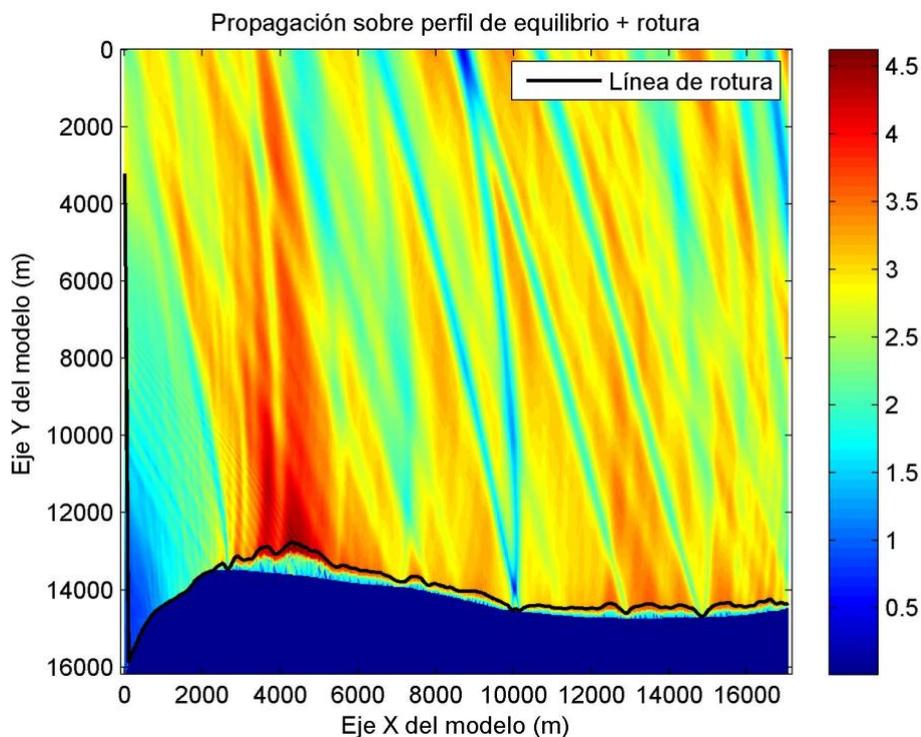


Figura 4.15: Altura de ola propagada y línea de rotura seleccionada para el estado de mar 1.

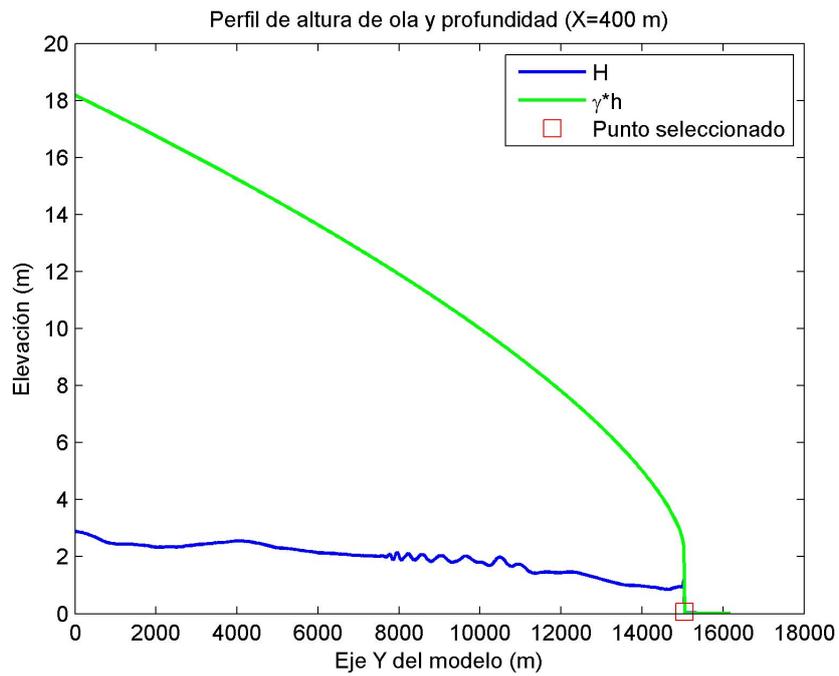


Figura 4.16: Perfil de altura de ola, índice de rotura por profundidad y punto seleccionado en el perfil $X = 400 \text{ m}$ para el estado de mar 1.

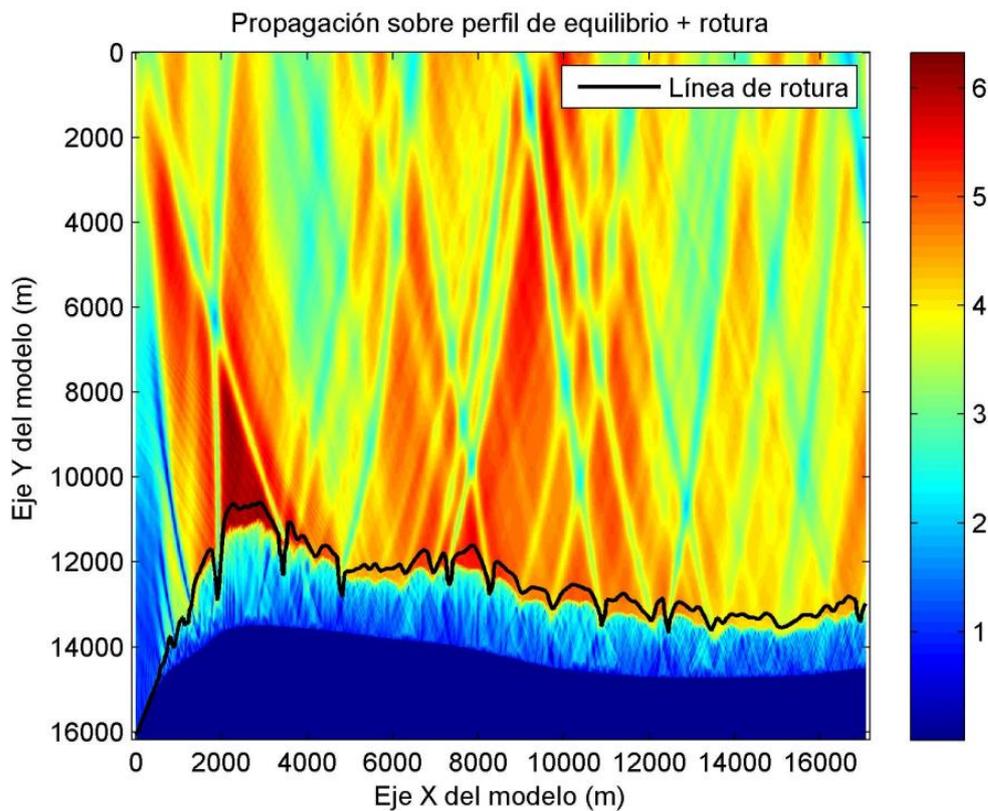


Figura 4.17: Altura de ola propagada y línea de rotura seleccionada para el estado de mar 16.

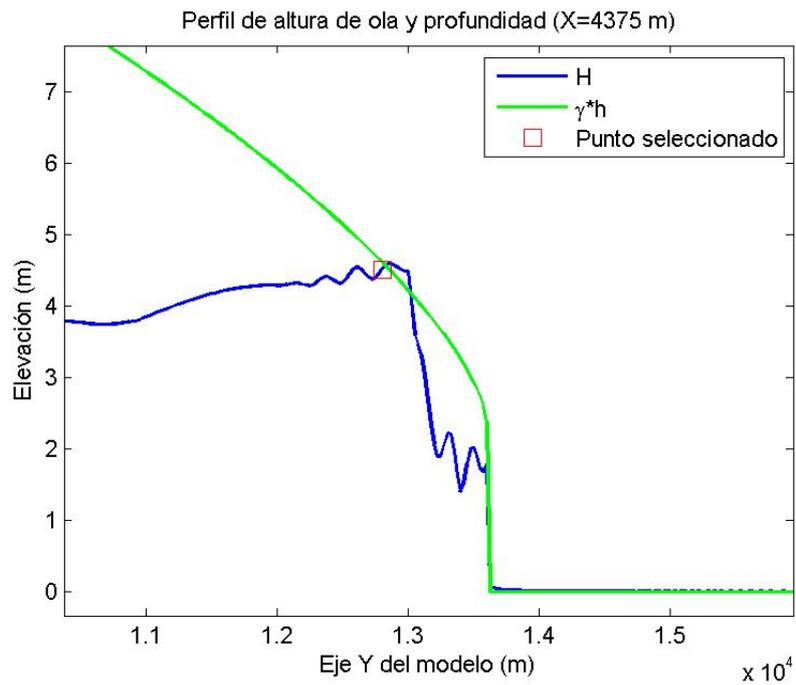


Figura 4.18: Perfil de altura de ola, índice de rotura por profundidad y punto seleccionado en el perfil $X = 4375 \text{ m}$ para el estado de mar 1.

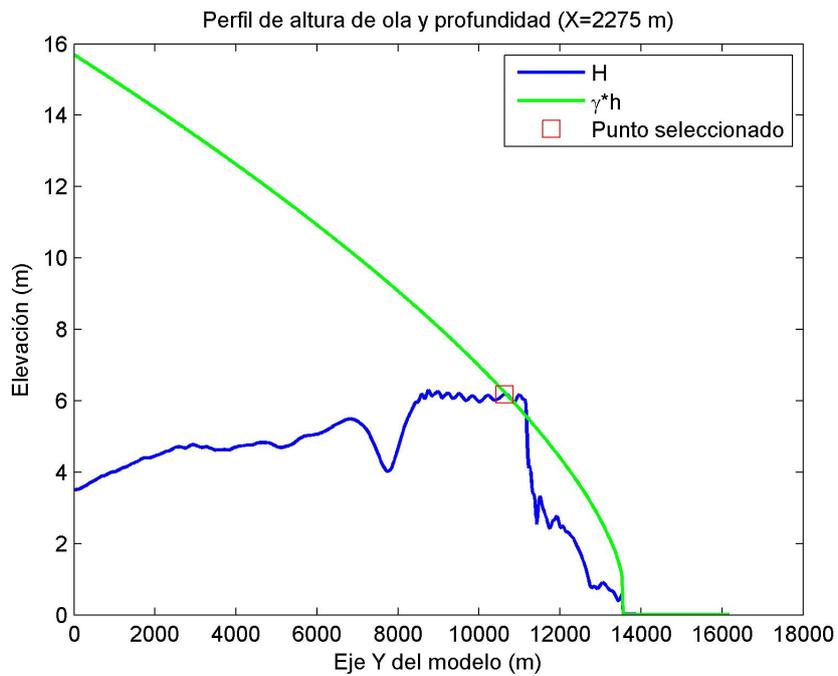


Figura 4.19: Perfil de altura de ola, índice de rotura por profundidad y punto seleccionado en el perfil $X = 2275 \text{ m}$ para el estado de mar 16.

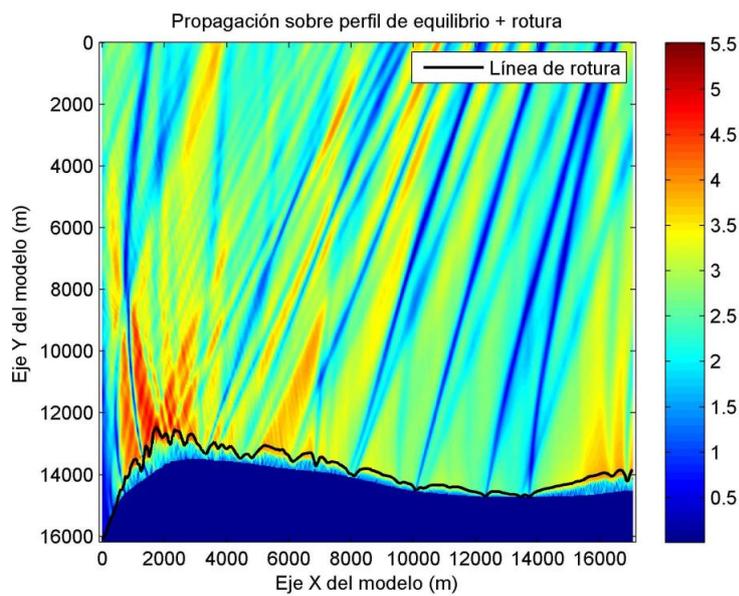


Figura 4.20: Altura de ola propagada y línea de rotura seleccionada para el estado de mar 22.

Por otra parte, la elección de un índice de rotura $\gamma = 0,72$ contrasta con la definición realizada para el modelo Ref-Dif (Kirby, 1986), en el que se especifica un índice de $\gamma = 0,78$. Este índice produce una subestimación de los valores de altura de ola para condiciones energéticas muy altas, como se puede apreciar con la comparación de las figura 4.17 y 4.21. Estas condiciones son precisamente las que deben estar mejor representadas al ser las principales responsables de los cambios morfodinámicos del sistema.

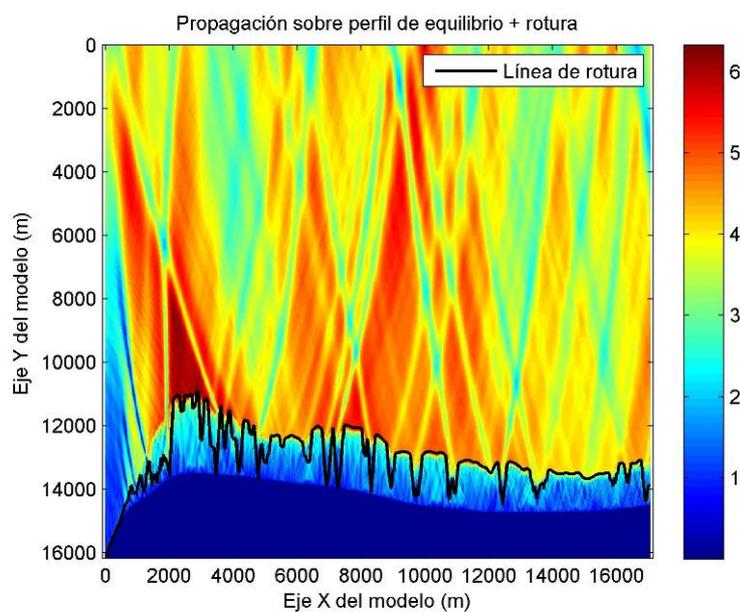


Figura 4.21: Altura de ola propagada y línea de rotura para el estado de mar 16 calculada con índice de rotura $\gamma = 0,78$.

4.5.1.2. Transporte longitudinal de sedimentos

Siguiendo la formulación del CERC (ecuación 3.8) y con los datos obtenidos tras el estudio de la rotura, se ha calculado el transporte longitudinal de sedimentos para cada punto del dominio del modelo estableciendo así cuál es su comportamiento durante la tormenta seleccionada, en la que el oleaje incidente pasa de direcciones positivas a negativas con respecto a la dirección normal a la línea de costa del modelo. Éste transporte, cuyo signo viene determinado por el ángulo en rotura según la expresión 3.8, se define positivo cuando un observador situado en la costa y mirando hacia el mar observa que el material es transportado hacia la derecha.

Durante la evolución del temporal se observa un cambio en la distribución del transporte. Al principio, con un oleaje procedente de direcciones SE, (deriva litoral hacia la derecha) en la mayoría de los puntos del dominio existe un transporte positivo (desde la desembocadura hacia la zona de Matalascañas), mucho mayor en la zona de la derecha de donde se produce el mayor gradiente de curvatura de la línea de costa (figura 4.22).

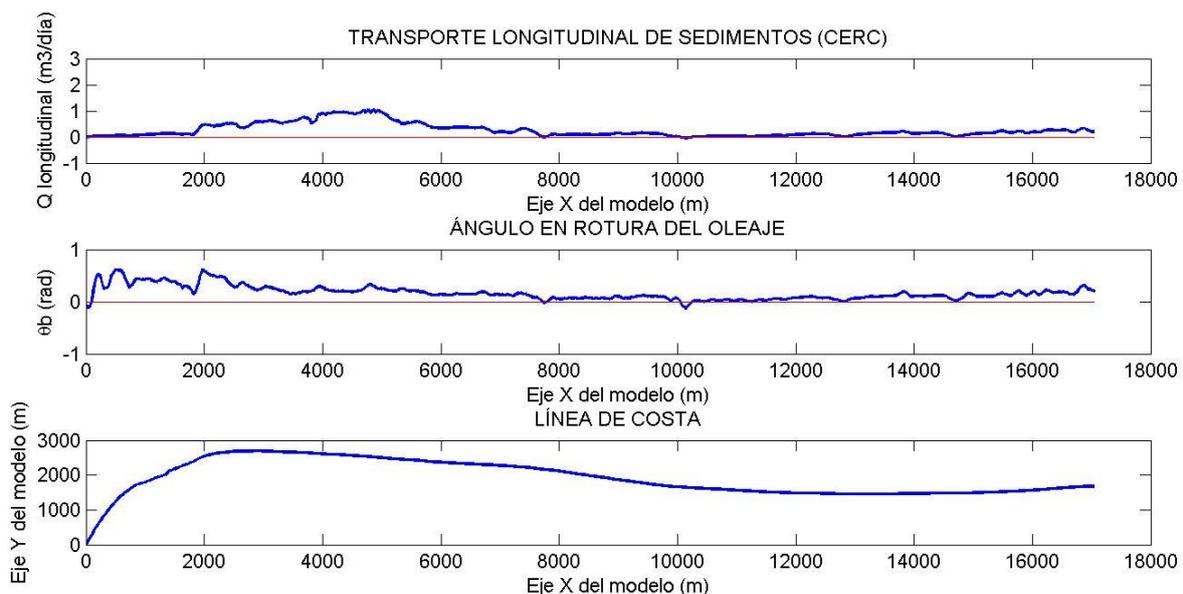


Figura 4.22: Transporte longitudinal de sedimentos, ángulo de rotura y línea de costa para el estado de mar 1 ($H_s = 3\text{m}$, dirección 227° [$240^\circ =$ incidencia normal]).

Conforme la tormenta avanza, el oleaje va incidiendo perpendicularmente a la línea de costa, fase en la que se observa como en la parte rectilínea de la costa el transporte se vuelve más irregular con repetidos cambios de signo, mientras que la zona de concentración de energía se intensifica a la vez que se concentra, ocupando una longitud menor del tramo de costa (figura 4.23). Esto se debe a las condiciones más energéticas del oleaje y a la incidencia normal de éste, que provoca sucesivos cambios de signo en la dirección de incidencia al propagarse a través de pequeños gradientes en la línea de costa.

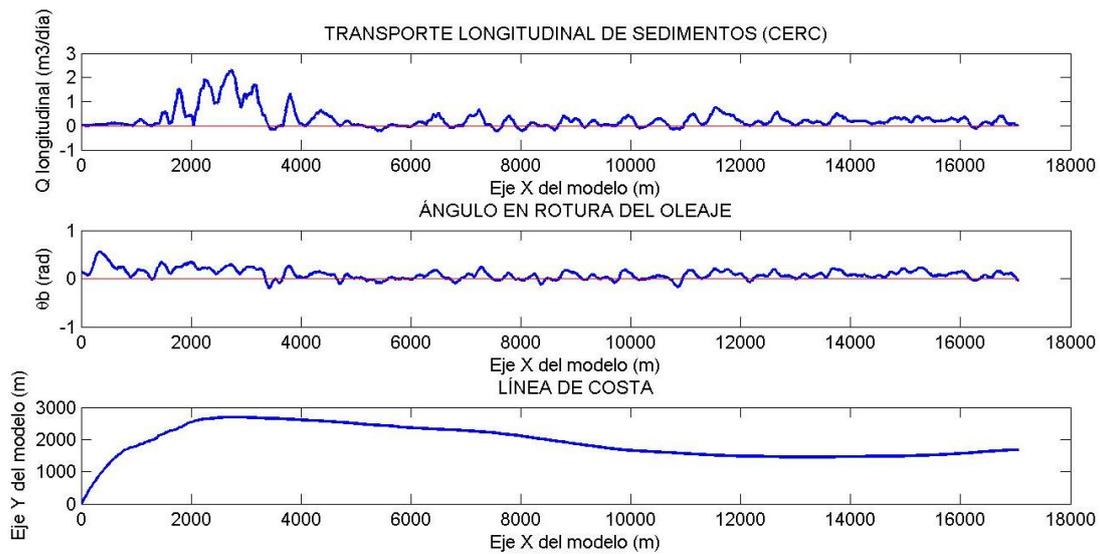


Figura 4.23: Transporte longitudinal de sedimentos, ángulo de rotura y línea de costa para el estado de mar 16 ($H_s = 4,3\text{m}$, dirección 240° [$240^\circ =$ incidencia normal]).

Finalmente, en la parte final del temporal, con un oleaje del W (deriva litoral desde Matalascañas hacia la desembocadura) el transporte se hace negativo en la zona recta de la costa, mientras que en la zona de mayor energía, vuelve a concentrarse situándose esta vez más cerca de la desembocadura (figura 4.24) debido a la dirección del oleaje. La intensidad del transporte también decae, debido al menor contenido energético del oleaje.

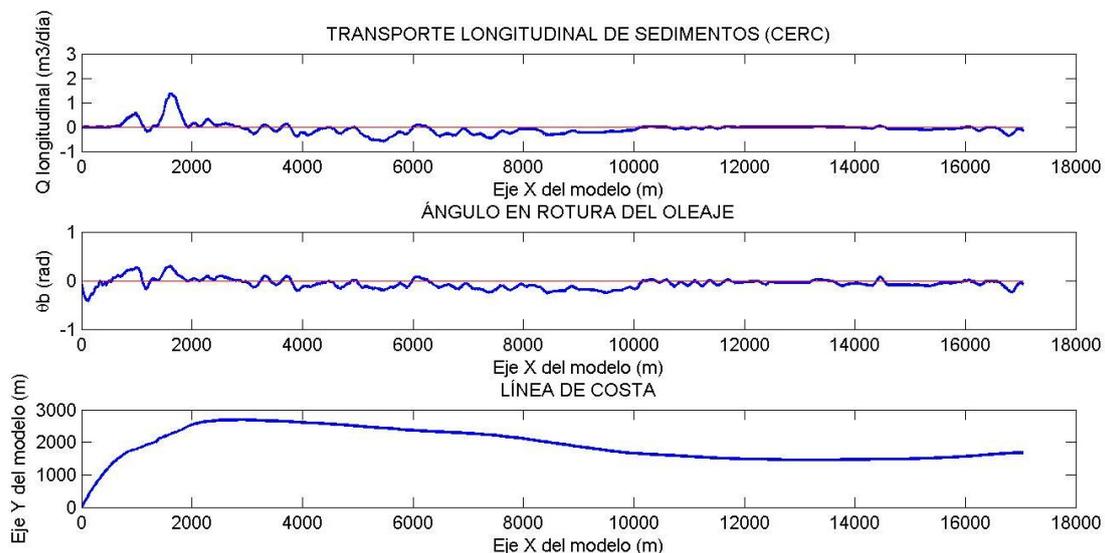


Figura 4.24: Transporte longitudinal de sedimentos, ángulo de rotura y línea de costa para el estado de mar 22 ($H_s = 2,8\text{m}$, dirección 262° [$240^\circ =$ incidencia normal]).

En cuanto a las diferencias observadas entre las distintas condiciones de contorno, éstas se concentran en la zona de concentración de energía y se van amplificando a medida que avanza la simulación, ya que las diferencias entre las distintas líneas de costa de cada una de las condiciones

va aumentando (figuras 4.25 a 4.27). Los cambios en la costa inducen a su vez cambios en la batimetría, creada a partir de ésta, con lo que la propagación del oleaje también es distinta. Por tanto, con el avance de la tormenta cambian para cada condición el ángulo de la línea de costa y el de rotura del oleaje, y por tanto del transporte longitudinal.

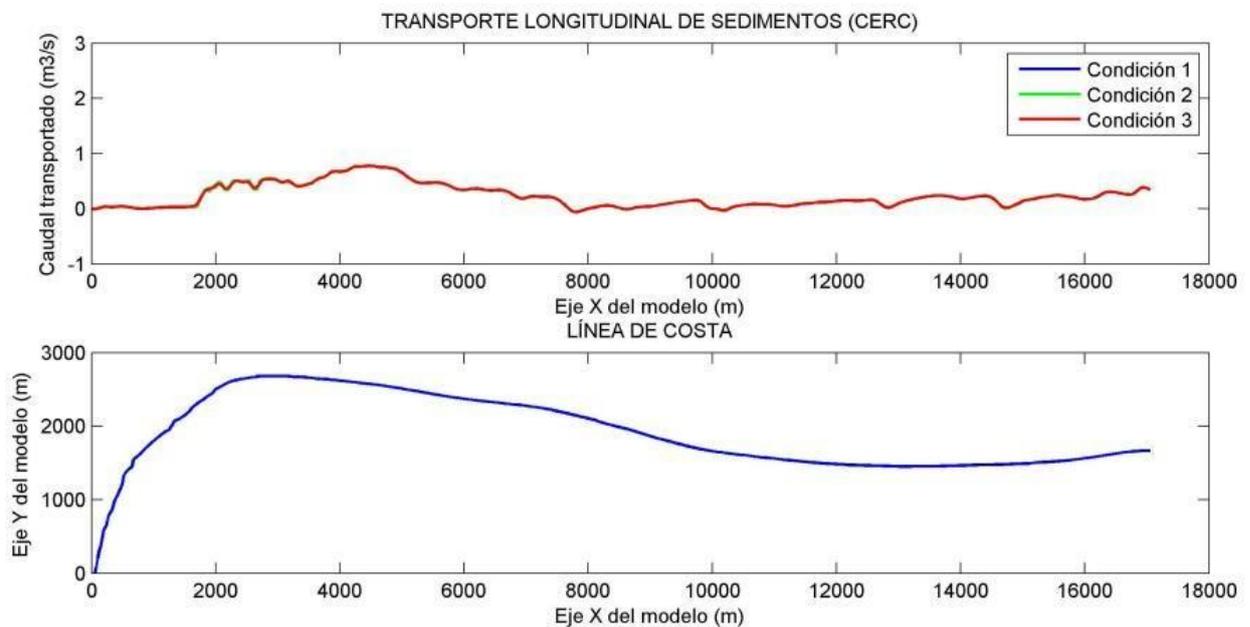


Figura 4.25: Comparación del transporte longitudinal de sedimentos entre las tres condiciones de contorno y línea de costa para el estado de mar 1 ($H_s = 3\text{m}$, dirección 227° [$240^\circ =$ incidencia normal]).

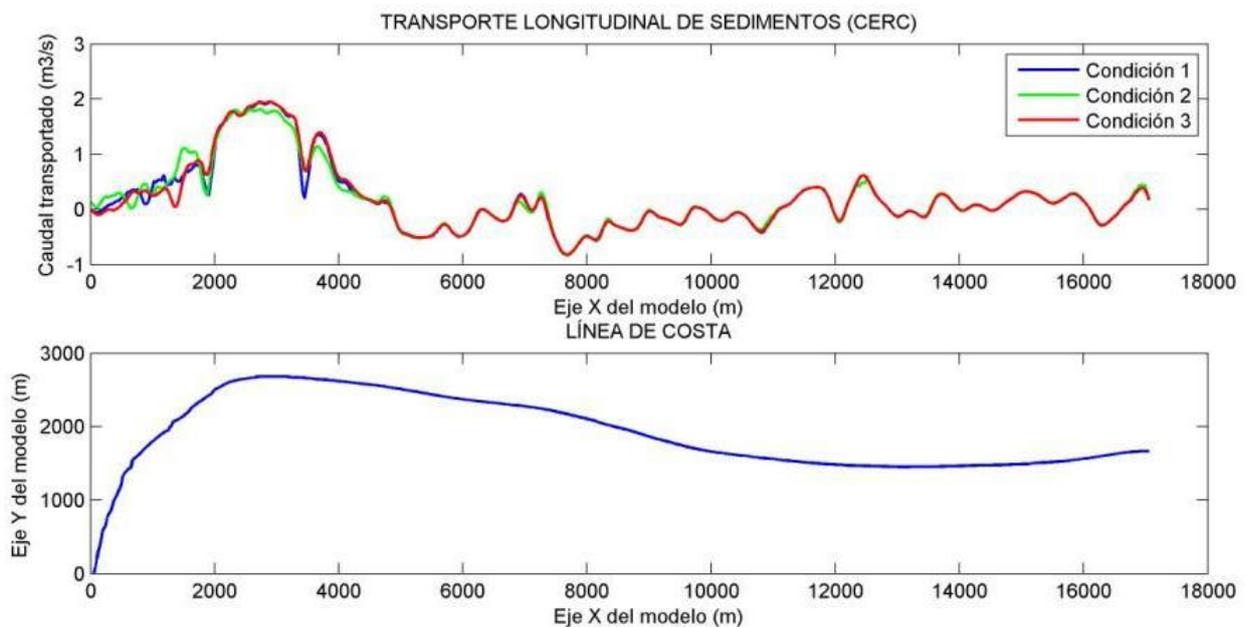


Figura 4.26: Comparación del transporte longitudinal de sedimentos entre las tres condiciones de contorno y línea de costa para el estado de mar 16 ($H_s = 4,3\text{m}$, dirección 240° [$240^\circ =$ incidencia normal]).

Estas variaciones, sin embargo, no influyen en gran medida en el transporte longitudinal en el tramo rectilíneo de la zona modelada. Por tanto, es de esperar que las variaciones de la línea de costa entre distintas condiciones de contorno sean visibles en la zona de mayor curvatura, pero se atenúen en el tramo rectilíneo del dominio.

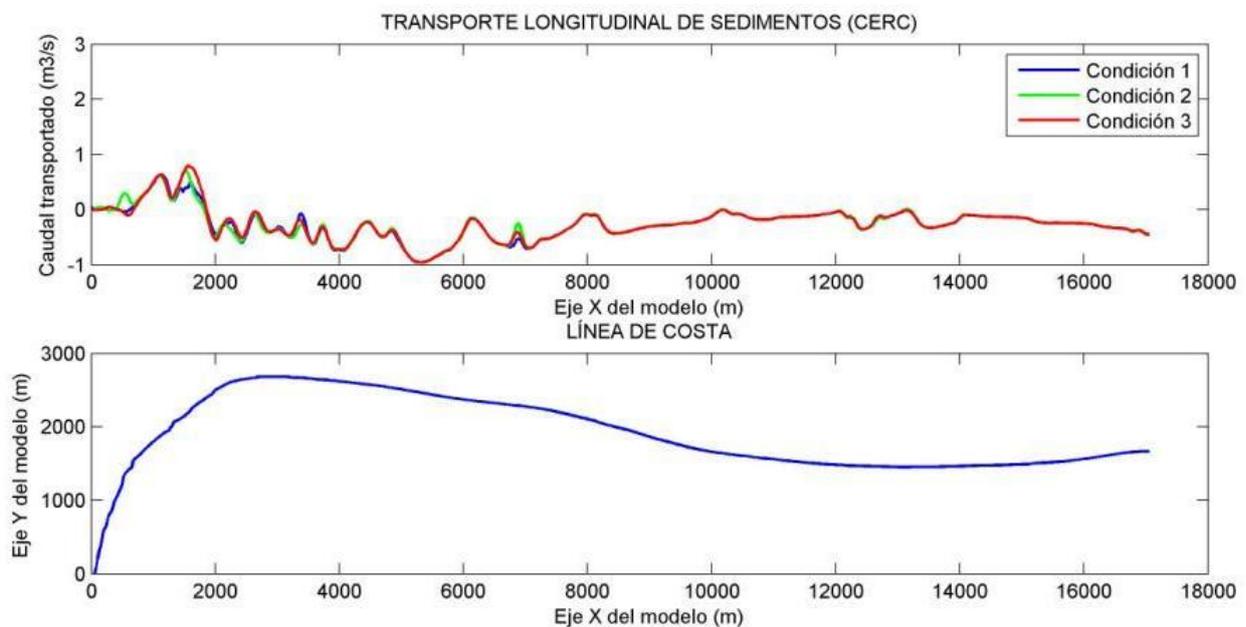


Figura 4.27: Comparación del transporte longitudinal de sedimentos entre las tres condiciones de contorno y línea de costa para el estado de mar 22 ($H_s = 2,8\text{m}$, dirección 262° [$240^\circ =$ incidencia normal]).

4.5.2. Evolución de la línea de costa durante un temporal

A continuación se describen los resultados obtenidos en las simulaciones de la línea de costa del modelo de una línea, según la condición de contorno impuesta.

4.5.2.1. Condición tipo 1

En esta condición de contorno se impone que la línea de costa permanece fija en el extremo más cercano a la desembocadura. El resultado obtenido tras la simulación de los 22 estados de mar (66 horas en total) del temporal elegido se muestra en la figura 4.28. En ella se puede observar como a lo largo del tramo recto no se producen grandes cambios en la línea de costa, con avances y retrocesos inferiores a 20 metros.

Sin embargo, en la zona curvilínea, se producen grandes gradientes en la línea de costa, con una erosión en la zona de mayor curvatura de hasta 90 metros. En el otro extremo del dominio, cuya condición de contorno se mantiene fija, se observa un retroceso de la línea de costa para adaptarse a ella cuya influencia es despreciable a lo largo del tramo rectilíneo. Además, esta condición, al permitir el transporte de sedimentos a través del contorno, no induce inestabilidades ni oscilaciones en la línea de costa.

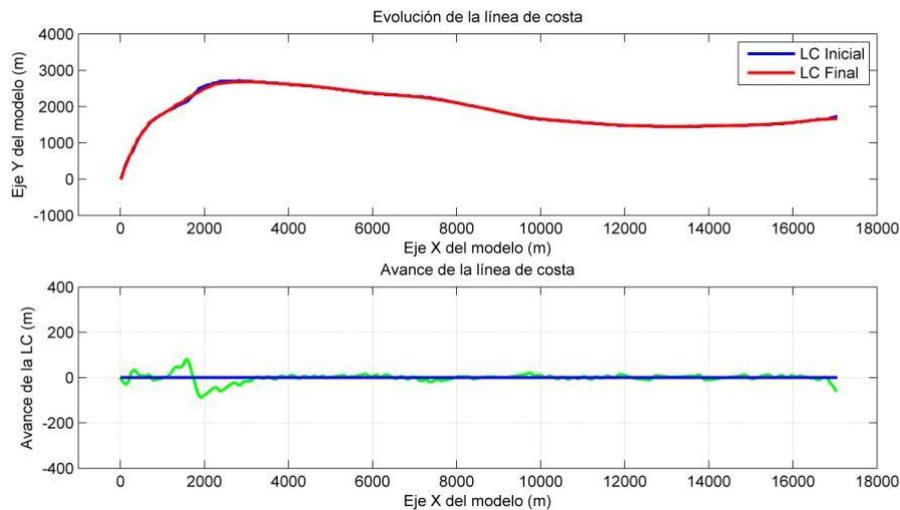


Figura 4.28: Línea de costa y avance de playa tras la simulación de los estados de mar seleccionados con la condición de contorno tipo 1.

La evolución de esta zona curvilínea puede observarse de forma más detallada en la figura 4.29. En ella puede observarse como se cumple la condición impuesta, ya que la línea de costa en el instante inicial y al final de la simulación en el contorno $x = 0$ se mantiene en el mismo punto. Por otra parte, en la zona alrededor de $x = 2000$ donde se encuentra la zona de mayor curvatura, se producen sucesivamente un intervalo de erosión y sedimentación que tienden a suavizar la forma de la costa, efecto típico provocado por oleajes de gran contenido energético. No se observan oscilaciones inducidas por la condición de contorno que se propaguen a lo largo del dominio ni grandes cambios de dirección en la línea de costa, lo que da cuenta de la estabilidad de la solución.

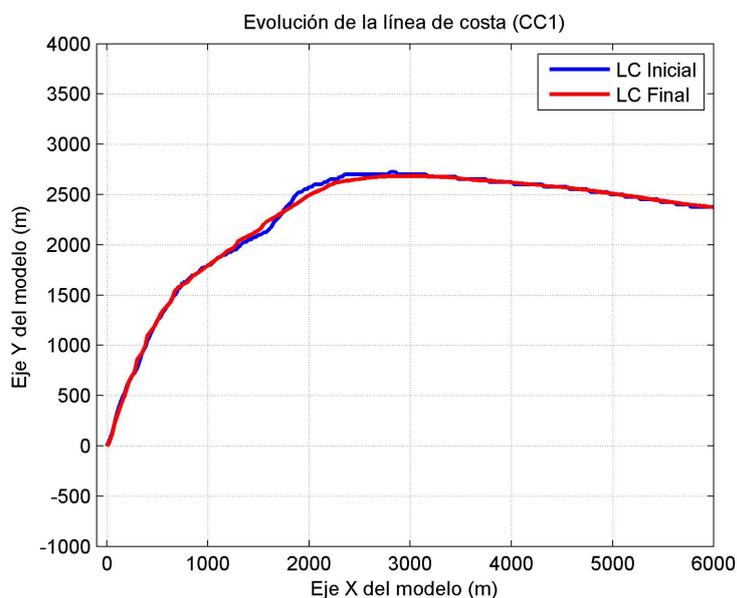


Figura 4.29: Línea de costa en la zona cercana a la desembocadura tras la simulación de los estados de mar seleccionados con la condición de contorno tipo 1.

Por tanto, en la implementación de esta condición se cumple la condición de línea de costa fija en $x = 0$ y se observa que el resultado es estable y sin discontinuidades. Sin embargo, aunque para

la simulación de zonas relativamente lejanas a la desembocadura esta condición es válida, en esa zona los resultados deben tomarse cuidadosamente, ya que se ha impuesto una condición que no responde a la situación real en la que la línea de costa no se mantiene fija en ese punto, pudiéndose producir movimientos en la dirección del eje Y.

4.5.2.2. Condición tipo 2

La segunda condición impuesta en el extremo de la desembocadura es la adaptada de los trabajos teóricos de Petersen *et al.* (2008), en la que la orientación de la costa en el extremo se adapta a las dirección del oleaje en profundidades indefinidas. El resultado tras la simulación se muestra en la figura 4.36. En ella se observa de nuevo la erosión producida por la condición de contorno impuesta en $x = L_x = 17000$ y los movimientos menores de 20 metros de avance y retroceso de la costa en el tramo rectilíneo.

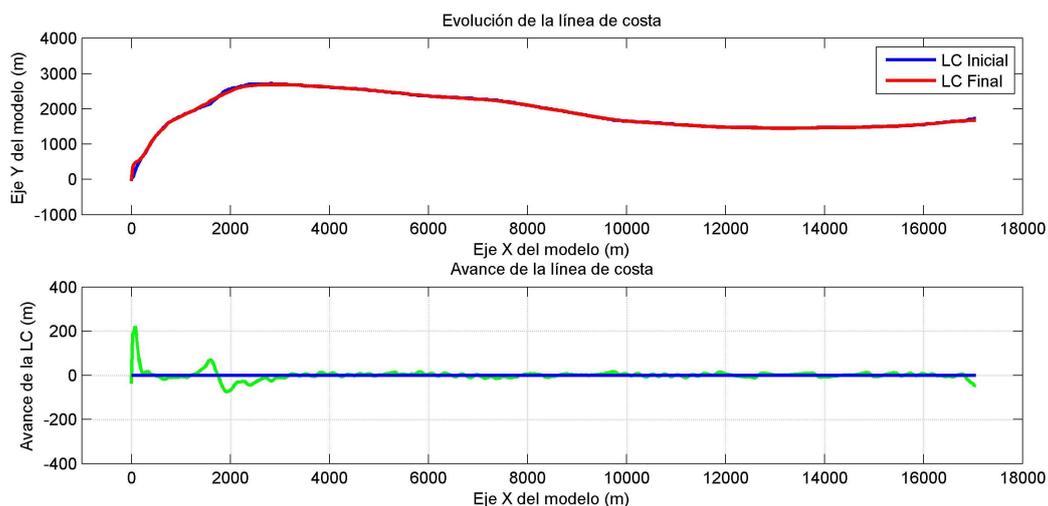


Figura 4.30: Línea de costa y avance de playa tras la simulación de los estados de mar seleccionados con la condición de contorno tipo 2.

En la zona del entorno de $x = 2000$ se observa de nuevo una sucesión de erosión-sedimentación muy similar al caso anterior (figura 4.31), con un suavizado de la línea de costa. Sin embargo, en la zona cercana a la desembocadura sí se observan diferencias con respecto a la contición tipo 1. Debido a la adaptación de la línea de costa con el oleaje, ésta adquiere en el contorno $x = 0$ distintas direcciones para cada estado de mar.

Por continuidad, la línea de costa en la zona contigua se adapta produciéndose grandes cambios en ella. Tras la simulación completa del temporal se observa un gran avance de la costa (de hasta 200 metros) debido a que ésta forma un ángulo de 22 grados con respecto al eje Y, que corresponde con el ángulo formado por el oleaje en profundidades indefinidas para el último estado de mar simulado.

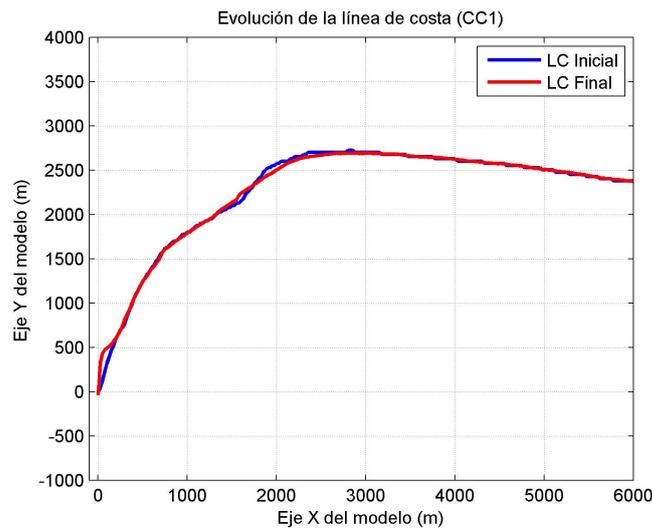


Figura 4.31: Línea de costa en la zona cercana a la desembocadura tras la simulación de los estados de mar seleccionados con la condición de contorno tipo 2.

La condición impuesta se cumple durante la simulación, aunque se plantea un problema al implementar esta condición en un caso real. Para estados de mar que procedan desde direcciones contrarias a la del último estado de mar (oleaje hacia las X positivas), la normal a la línea de costa tiende a orientarse en el sentido de las X e Y positivas. Es el caso de la línea de costa tras la simulación hasta el estado de mar 10 de la figura 4.32, en la que se observa una inflexión en la línea de costa al adaptarse ésta a la orientación de ese tipo de oleaje.

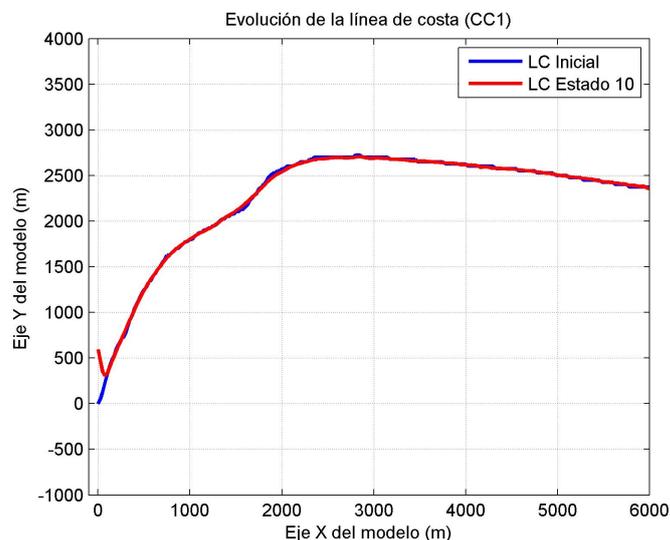


Figura 4.32: Línea de costa en la zona cercana a la desembocadura tras la simulación del estado de mar 10 con la condición de contorno tipo 2.

Para evitar este comportamiento, que no responde a la evolución real de la flecha, se ha aplicado una condición de contorno mixta. De esta forma, cuando la dirección del oleaje en profundidades indefinidas es menor de 240° (es decir, un ángulo negativo respecto a la normal de la línea de costa) se impone la condición de contorno tipo 1, en la que la línea de costa se mantiene fija. Sin embargo, para las demás direcciones del oleaje (las que proceden del oeste en dirección a la

desembocadura) se mantiene la condición tipo 2. Con esta condición mixta se evitan las inflexiones de la línea de costa observados en estados de mar como el número 10 (ver figura 4.35).

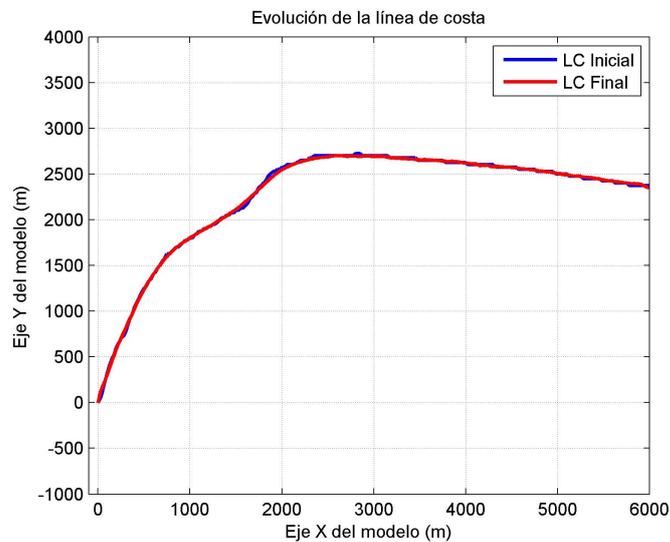


Figura 4.33: Línea de costa en la zona cercana a la desembocadura tras la simulación del estado de mar 10 con la condición de contorno tipo 2 mixta.

Al variar la geometría de la línea de costa en estados intermedios, el estado final de la línea de costa tras la tormenta también es distinta al ser este un problema de evolución. El resultado final aplicando esta condición de contorno mixta se observa en la figura 4.34.

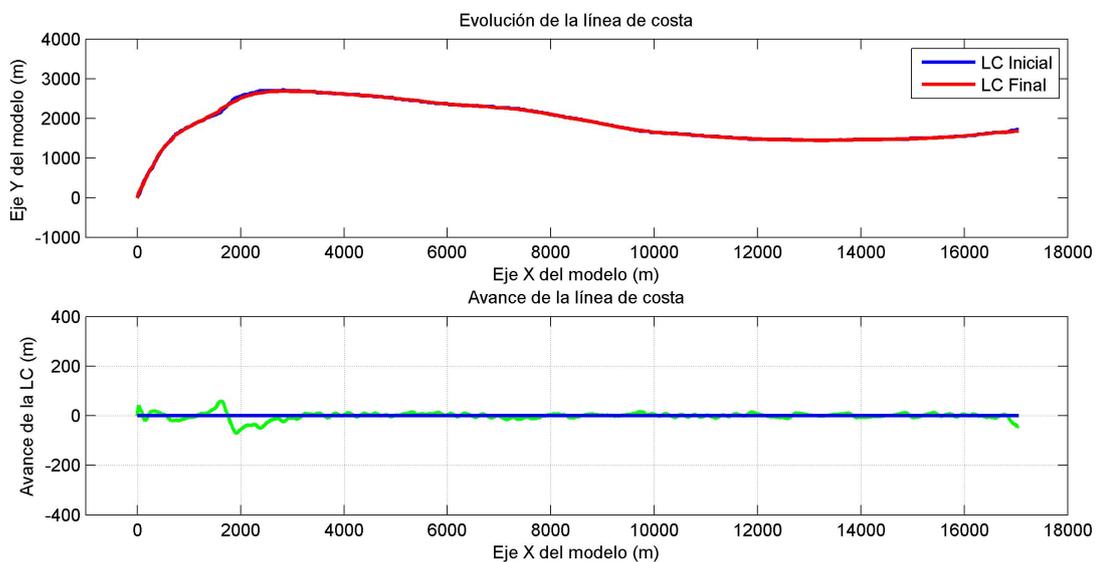


Figura 4.34: Línea de costa y avance de playa tras la simulación de los estados de mar seleccionados con la condición de contorno tipo 2 mixta.

Se observa de nuevo que en el tramo rectilíneo y en la parte derecha de la costa el comportamiento es el mismo que en los demás casos. Sin embargo, la evolución en la zona cercana a la desembocadura sí se observan diferencias con respecto a la condición tipo 2 no mixta (figura 4.35). El avance alcanzado en esa zona es mucho menor, y las variaciones en las zonas de mayor curva-

tura también son menores, aunque se observa que la línea de costa en $x = 0$ mantiene la dirección del oleaje en indefinidas, ya que los últimos estados de mar proceden de direcciones positivas con respecto al eje Y del modelo.

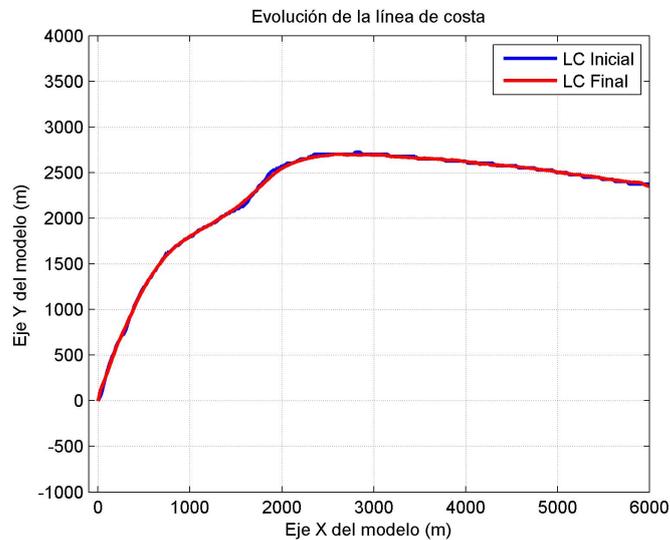


Figura 4.35: Línea de costa en la zona cercana a la desembocadura tras la simulación del estado de mar 10 con la condición de contorno tipo 2 mixta.

4.5.2.3. Condición tipo 3

La tercera condición de contorno se aplica a través de la imposición del equilibrio dinámico del sistema. Los resultados obtenidos para la simulación completa en todo el dominio se muestran en la figura 4.36, en la que se observan las mismas variaciones en la línea de costa a lo largo del tramo recto y en el extremo más alejado del origen que en los casos anteriores.

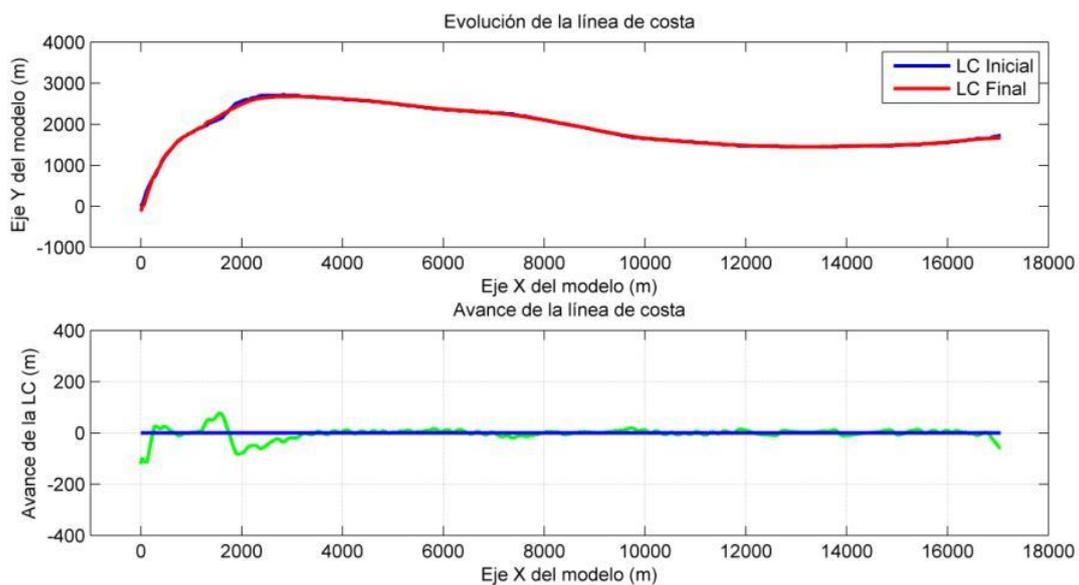


Figura 4.36: Línea de costa y avance de playa tras la simulación de los estados de mar seleccionados con la condición de contorno tipo 3.

En la zona de mayor curvatura se observa el mismo patrón de erosión y sedimentación sucesivos que en los casos anteriores, tanto en posición como en magnitud. Sin embargo, en la zona de la desembocadura (figura 4.37), se produce una erosión de la costa con un retroceso que llega a los 200 metros, distancia que para una tormenta de $H_{s,max} = 4,4 \text{ m}$ y 66 horas de duración se considera excesiva. Esto puede deberse al efecto del ángulo de rotura en la desembocadura al imponer el equilibrio del sistema. Con esta condición de contorno también se observa que la solución es estable, no apareciendo grandes gradientes de curvatura en las distintas soluciones que progresivamente se han ido obteniendo.

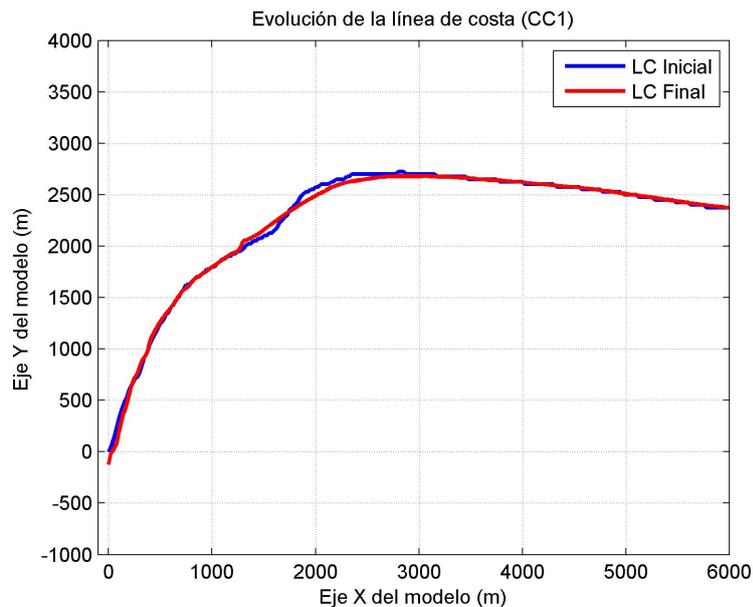


Figura 4.37: Línea de costa en la zona cercana a la desembocadura tras la simulación de los estados de mar seleccionados con la condición de contorno tipo 3.

En cualquier caso, para las tres opciones de condición de contorno en $x = 0$ se observa que el efecto de éstas es despreciable a partir de aproximadamente $x = 800 \text{ m}$, ya que desde ese punto hasta el final del dominio se observan patrones de comportamiento muy parecidos entre las tres simulaciones.

4.6. Resumen de la metodología de trabajo

La metodología propuesta para la aplicación del modelo de una línea puede resumirse en el esquema de la figura 4.38.

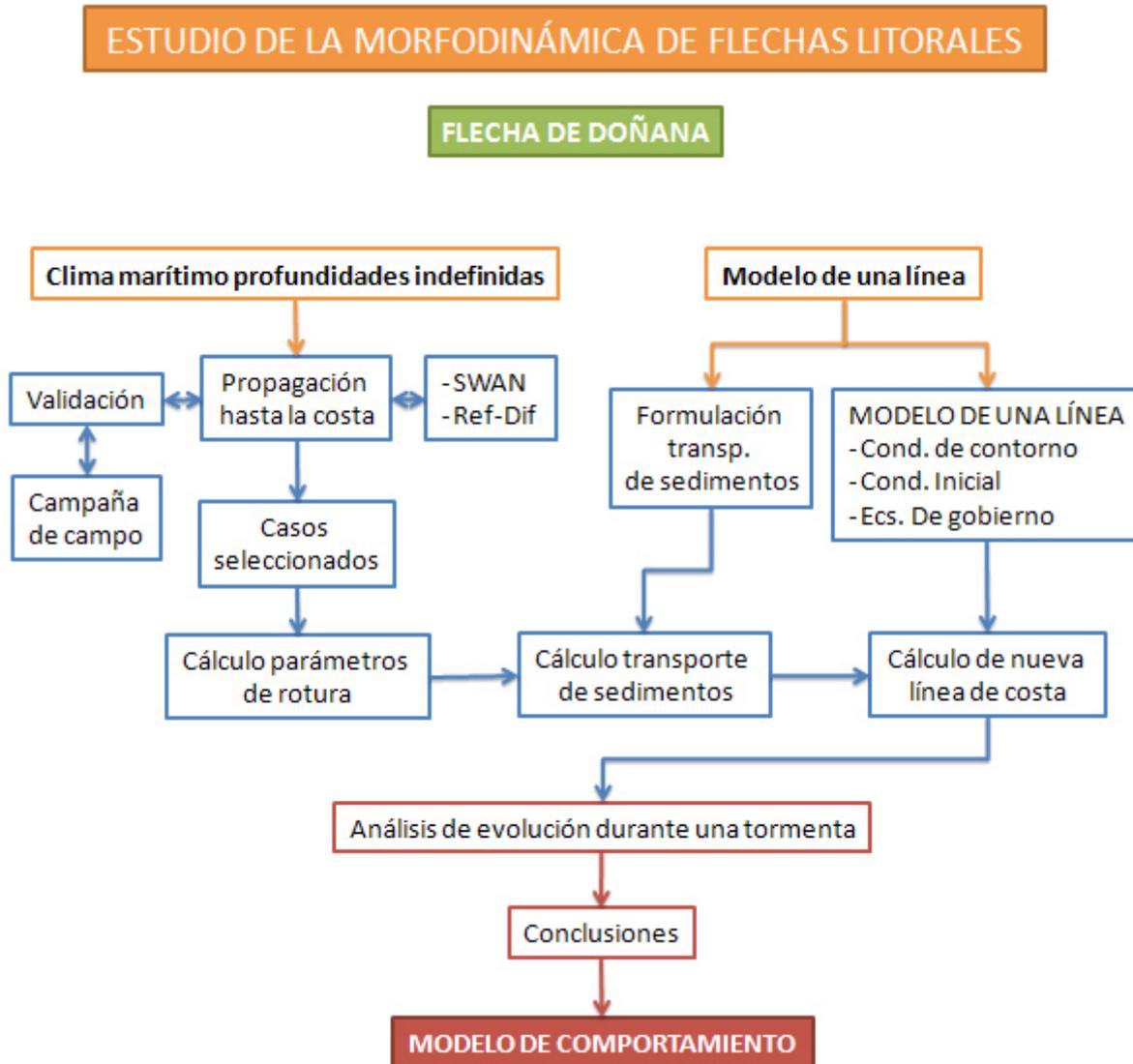


Figura 4.38: Esquema resumen de la metodología propuesta.

Nueva formulación para el transporte longitudinal de sedimentos

5.1. Introducción

Como ya se ha analizado en la sección 3.3, la formulación del transporte longitudinal de sedimentos existente (CERC) está basada en la hipótesis de que la línea de costa es rectilínea y el ancho de la zona de rompientes es constante, con lo que dando un valor medio de la velocidad de la corriente longitudinal creada por la oblicuidad del oleaje es suficiente para el cálculo del transporte.

Sin embargo, en la naturaleza existen numerosos casos en los que esas condiciones no se cumplen. En particular, en la zona cercana a la desembocadura de la flecha de Doñana la línea de costa presenta una gran curvatura y tras la propagación del oleaje se ha comprobado que la anchura de la zona de rompientes no se mantiene constante a lo largo del dominio (figura 4.15). Por ello, los resultados obtenidos con las formulaciones clásicas de transporte deben ser tomados con mucha cautela en esa zona.

5.2. Planteamiento

En la figura 5.1 se muestra el esquema geométrico en el que se basa la nueva formulación. En ella, $V(y)$ representa la velocidad de la corriente longitudinal en un perfil cualquiera de la playa, asumiendo un perfil de velocidades lineal, s define el arco de la línea de costa, $b(s)$ la anchura de la zona de rompientes para cada perfil e y es el eje perpendicular a la costa en cada punto de ella.

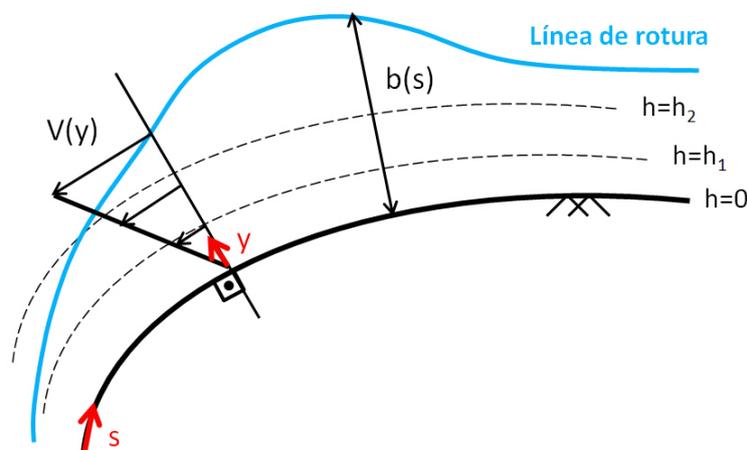


Figura 5.1: Esquema del problema planteado. Definición de ejes y variables.

Por otra parte, se define como α el ángulo que forma el oleaje con un eje vertical en cada punto y ϕ el ángulo que forma con ese mismo eje la normal a la línea de costa, que coincide con el que forma ésta con un eje horizontal. Siguiendo el esquema de la figura 5.2 puede definirse por tanto el ángulo que forma las crestas del oleaje con la línea de costa como $\theta = \alpha - \phi$.

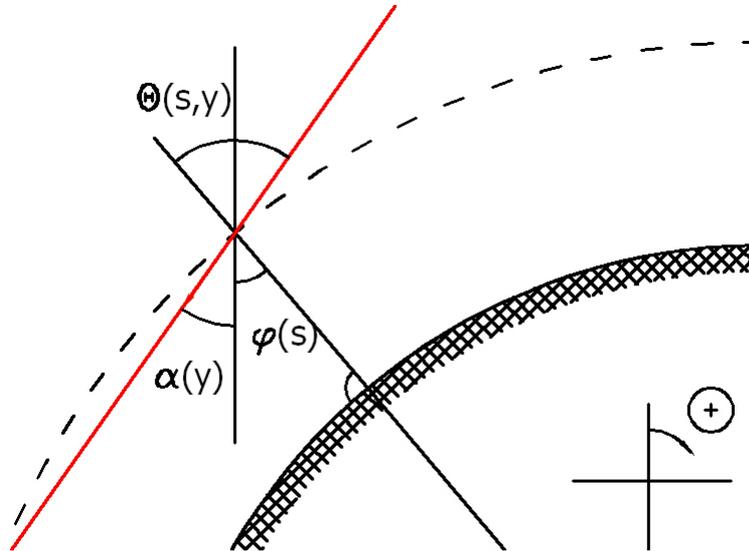


Figura 5.2: Definición de $\theta(s, y)$, $\phi(s)$ y $\alpha(y)$ y del criterio de signos empleado.

Las hipótesis de trabajo que se ha asumido para el desarrollo de esta formulación son:

- Batimetría recta y paralela, con pendiente constante $\tan \beta$, con lo que para cada punto del perfil de playa $h = \tan \beta y$, siendo h la profundidad
- Tren de ondas monocromático
- Zona de rompientes saturada, con rotura lineal del oleaje en decrecimiento, por lo que $H = \gamma h$ con γ igual al índice de rotura. En particular, para las condiciones y características de la flecha de Doñana se ha comprobado que $I_r < 0,5$
- Términos convectivos y difusivos despreciables
- Pendiente suave ($S_r < 1$), con lo que se puede asumir la hipótesis de Rayleigh
- No hay mezcla lateral en la zona de rompientes, con lo que se asume la corriente longitudinal presenta una discontinuidad en el punto de rotura
- Zona de rompientes en profundidades reducidas $Kh < \pi/10$
- Transporte de sedimentos totalmente desarrollado

Éstas hipótesis son asumidas también en la formulación del CERC, pero en este caso no se incluye el que la línea de costa sea rectilínea.

Komar e Inman (1970) obtuvieron una expresión para el transporte relacionándolo con la energía del oleaje y la corriente longitudinal media:

$$I_l = K(E_{cg})_b \cos \theta_b \frac{\bar{V}}{u_m} \quad (5.1)$$

siendo I_l el peso sumergido del material transportado, \bar{V} la corriente longitudinal media de la zona de rompientes, u_m la velocidad orbital en el fondo, $K = 0,28$ una constante empírica y $E c_g$ el flujo de energía del oleaje. El hecho de asignar un valor medio a la corriente longitudinal del oleaje supone admitir que esta valor se mantiene constante a lo largo de la costa, con lo que la anchura de la zona de rompientes también se mantendría constante. Si en vez de tomar un valor medio se acepta que esta relación también es válida para cada punto y del perfil transversal de playa, el transporte sólido queda:

$$S_l(s, y) = \frac{I_l}{(\rho_s - \rho)gp} = \frac{K}{(\rho_s - \rho)gp} (E(y) c_g(y)) \cos \theta(s, y) \frac{V(s, y)}{u_m(y)} \quad (5.2)$$

siendo S_l el volumen de material transportado, ρ la densidad del agua, ρ_s la densidad del sedimento, p la porosidad, K una constante adimensional y θ el ángulo entre las crestas del oleaje y la línea de costa. Esta expresión, al ser integrada en el ancho de la zona de rompientes, da el transporte longitudinal en cada perfil s de playa:

$$Q(s) = \int_0^{b(s)} S_l(s, y) dy \quad (5.3)$$

Ahora, teniendo en cuenta las hipótesis de trabajo, puede expresarse cada término de la expresión 5.2 en función de y y de s . Para la energía del oleaje:

$$E(y) = \frac{1}{8} \rho g H^2 = \frac{1}{8} \rho g (\gamma \tan \beta y)^2$$

La celeridad de grupo puede expresarse como:

$$c_g(y) = \frac{c}{2} \left(1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right) = 2\sqrt{g \tan \beta y}$$

mientras que la velocidad orbital de las partículas:

$$u_m(y) = \frac{1}{2} \gamma \sqrt{g \tan \beta y}$$

y para la corriente longitudinal debida a la incidencia oblicua del oleaje, se toma la aproximación lineal obtenido al resolver el tensor de radiación del oleaje en la zona de rompientes:

$$V(s, y) = \frac{5}{8} \pi g \frac{\tan \beta^2 \gamma \sin \theta(s, y)}{f \sqrt{g \tan \beta y}} y$$

siendo f un coeficiente de fricción, que usualmente se toma como $f \simeq 0,01$. Para el ángulo que forman las crestas del oleaje con la línea de costa:

$$\theta(s, y) = \alpha(y) - \phi(s)$$

expresión en la que $\phi(s)$ viene determinada por la línea de costa y $\alpha(y)$ puede expresarse en términos del oleaje en profundidades indefinidas k_0 y α_0 mediante la ley de Snell:

$$k_0 \sin \alpha_0 = k \sin \alpha$$

con $k_0 = \frac{\sigma^2}{g}$ y en profundidades reducidas $k = \frac{\sigma}{\sqrt{g \tan \beta y}}$, por lo que:

$$\alpha(y) = \arcsin (c_1 \sqrt{y})$$

siendo c_1 :

$$c_1 = \sigma \sin \alpha_0 \sqrt{\frac{\tan \beta}{g}}$$

Sustituyendo, la tasa de transporte queda:

$$S_l(s, y) = K_1 y^{5/2} \sin \theta(s, y) \cos \theta(s, y) = \frac{1}{2} K_1 y^{5/2} \sin (2 \arcsin (c_1 \sqrt{y}) - 2\phi(s))$$

con:

$$K_1 = \frac{5K\pi\gamma^2 \tan \beta^{7/2} \sqrt{g}}{16(\rho_s - \rho) \rho f}$$

Integrando como en la ecuación 5.3 para calcular el transporte total por cada sección:

$$Q(s) = \int_0^{b(s)} \frac{1}{2} K_1 y^{5/2} \sin (2 \arcsin (c_1 \sqrt{y}) - 2\phi(s)) dy \quad (5.4)$$

cuyo resultado analítico es:

$$Q(s) = P_1(b(s)) \cos (2\phi(s)) + P_2(b(s)) \sin (2\phi(s)) \quad (5.5)$$

siendo $P_1(b(s))$ y $P_2(b(s))$ polinomios dependientes de la anchura de la zona de rompientes $b(s)$, cuyos valores son:

$$P_1(b(s)) = \frac{K_1}{2K_2} \left[-4(1 - c_1^2 b(s))^{3/2} (16 + c_1^2 b(s) (24 + 5c_1^2 b(s) (6 + 7c_1^2 b(s)))) + 64 \right] \quad (5.6)$$

$$P_2(b(s)) = \frac{K_1}{2K_2} \left[10c_1^7 b(s)^{7/2} (-9 + 14c_1^2 b(s)) \right] \quad (5.7)$$

con $K_2 = 315c_1^7$.

Esta expresión para el cálculo del transporte es por tanto una onda cuya amplitud viene modulada por la anchura de la zona de rompientes y una longitud de onda asociada al ángulo de la línea de costa.

5.3. Aplicación a playas rectilíneas

La expresión 5.5 es una fórmula para el cálculo del transporte longitudinal de sedimentos que depende de el ángulo de la línea de costa $\phi(s)$ y de la anchura de la zona de rompientes $b(s)$ para cada punto de la costa. Esta nueva formulación permite que la línea de costa sea curvilínea y que la anchura de la zona de rompientes sea variable. Por tanto, es una solución general que deberá incluir también el caso particular de playas rectas para el cual están definidas la mayoría de las fórmulas de transporte, entre las cuales se encuentra la del CERC. A continuación se va a comprobar que los valores dados por la nueva formulación y por otras formulaciones en una playa rectilínea son parecidos.

Suponiendo entonces una playa rectilínea ($\phi(s) = 0$), la ecuación 5.5 queda como:

$$Q(s) = P_1(b(s)) = \frac{K_1}{2K_2} \left[-4(1 - c_1^2 b(s))^{3/2} (16 + c_1^2 b(s) (24 + 5c_1^2 b(s) (6 + 7c_1^2 b(s)))) + 64 \right] \quad (5.8)$$

expresión que sólo depende de la anchura de la zona de rompientes $b(s)$ (que además en este caso es constante) y de las características del oleaje en profundidades indefinidas, a través de c_1 .

Para comprobar el comportamiento de esta formulación en este tipo de playas, se ha comparado su resultado con los de otras formulaciones, en este caso las del CERC (ecuación 3.8), la propuesta por Kamphuis (1991) (ecuación 3.11) y la de Ashton y Murray (2006a) (ecuación 3.13). Para ello se ha definido una playa recta con pendiente constante $\tan \beta = 0,004$ y $D_{50} = 0,17$ mm y en la que dadas unas condiciones de oleaje en indefinidas se ha calculado los parámetros de rotura propagando mediante teoría lineal.

Para analizar su evolución según los parámetros del oleaje en indefinidas, se ha obtenido el transporte en las siguientes condiciones:

- Variación de H_0 manteniendo constante α_0 y T_p (figura 5.3)
- Variación de T_p manteniendo constante H_0 y α_0 (figura 5.4)
- Variación de α_0 manteniendo constante H_0 y T_p (figura 5.5)

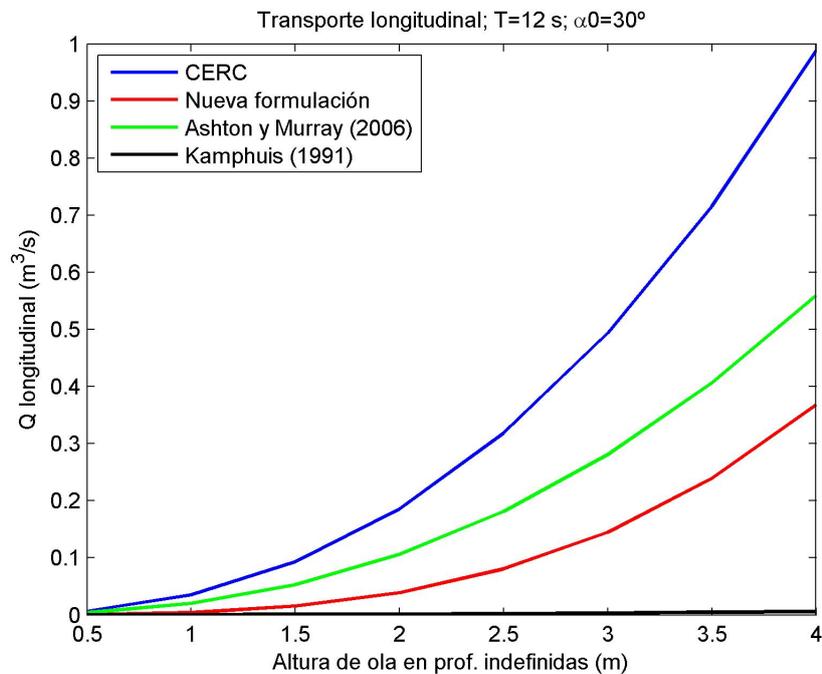


Figura 5.3: Comparación de las formulaciones de transporte longitudinal del CERC, Kamphuis, Ashton y Murray y la planteada según H_0 ($T = 12$ s y $\alpha_0 = 30^\circ$).

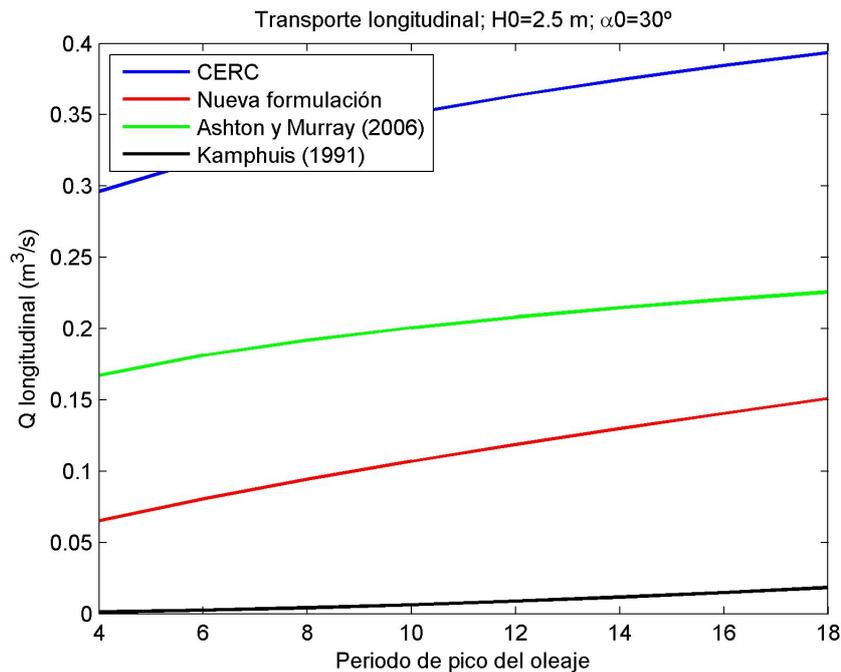


Figura 5.4: Comparación de las formulaciones de transporte longitudinal del CERC, Kamphuis, Ashton y Murray y la planteada según T ($H_0 = 2,5\text{ m}$ y $\alpha_0 = 30^\circ$).

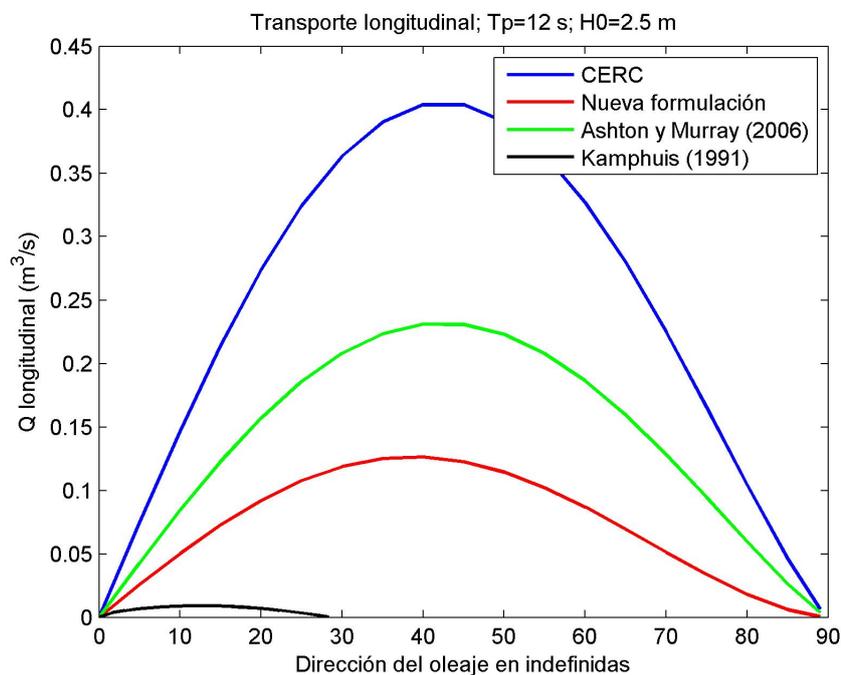


Figura 5.5: Comparación de las formulaciones de transporte longitudinal del CERC, Kamphuis, Ashton y Murray y la planteada según α_0 ($H_0 = 2,5\text{ m}$ y $T = 12\text{ s}$).

Puede observarse como los resultados obtenidos son apreciablemente parecidos a los obtenidos con la formulación del CERC (la más extendida) y con la de Ashton y Murray (2006a). En general, son algo menores, debido a que para el cálculo del transporte se ha usado un valor de $K = 0,28$,

procedente de los ajustes realizados por Komar e Inman (1969) en las playas californianas de El Moreno y Silver Strand. Por tanto, este valor debería ser comprobado con más datos de campo tomados en playas de características parecidas a la zona de estudio correspondiente.

Por otra parte, se observa como a diferencia de la fórmula del CERC, el transporte se maximiza para un ángulo menor de 45° , concretamente con un ángulo de 39° (figura 5.6). Con la formulación de Ashton y Murray (2006a), también se observa un transporte no simétrico respecto a esos 45° , teniendo el máximo en este caso en los 42° .

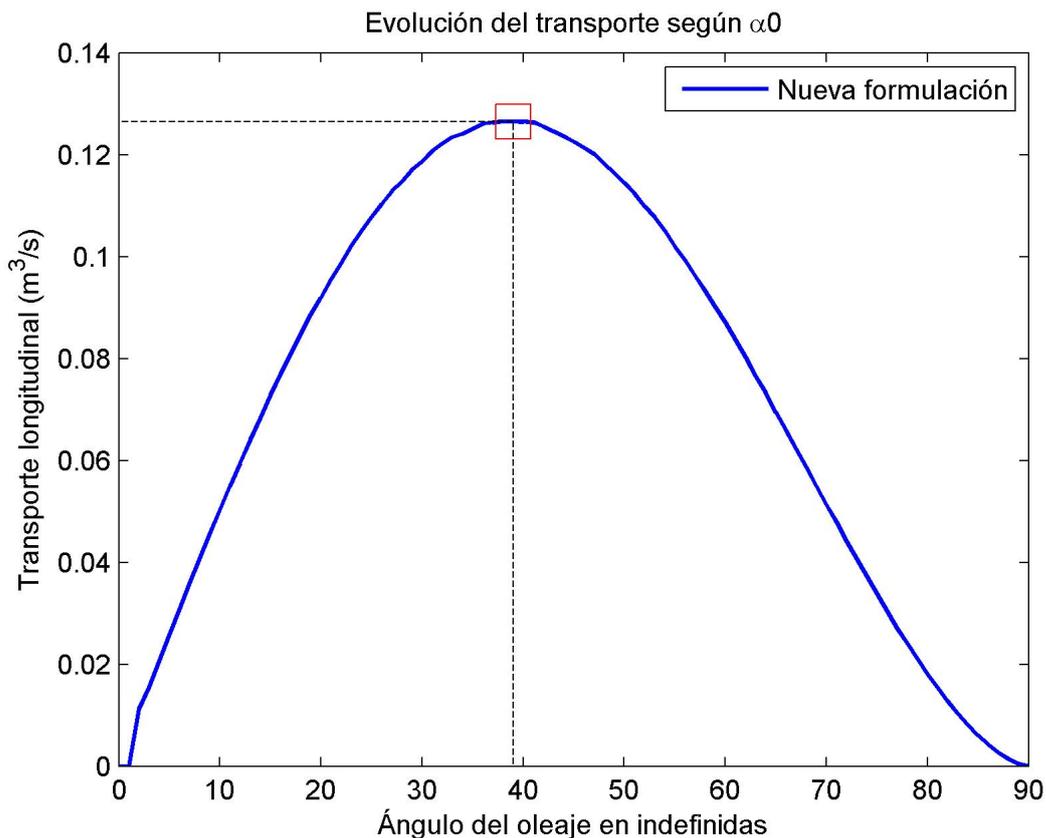


Figura 5.6: Evolución del transporte con la nueva formulación según el ángulo del oleaje en indefinidas α_0 para una playa rectilínea.

5.4. Aplicación a playas curvilíneas

Por las hipótesis asumidas para la definición de ecuación 5.5, la nueva formulación desarrollada es válida para todo tipo de playas, incluidas las curvilíneas. Para comprobar el comportamiento de ésta formulación en formaciones de este tipo, se exponen a continuación una serie de ejemplos en los que se analiza el valor obtenido del transporte de sedimentos y sobre todo su variación a lo largo de la costa dQ/ds , que identifica las zonas de erosión y sedimentación. En zonas donde esta variación sea negativa (descenso en la tasa de transporte), se producirá erosión, mientras que se producirá sedimentación en caso contrario.

En primer lugar se analizan dos casos sencillos para comprobar que los patrones de erosión y sedimentación son consistentes con la geometría planteada. En el primero de ellos se ha aplicado la formulación a una playa curvilínea con forma senoidal en la que el ángulo de la línea de costa varía

entre $-\pi/4$ y $\pi/4$, formándose una sucesión de cabos y bahías. Se han analizado dos longitudes de onda de esta costa con un oleaje de las mismas características del apartado anterior y con una anchura de la zona de rompientes $b(s) = b = 450$ m. El ángulo del oleaje en indefinidas se ha tomado como $\alpha_0 = 50^\circ$. El resultado se muestra en la figura 5.7, en la que se ha distinguido las zonas de erosión y sedimentación mediante líneas discontinuas.

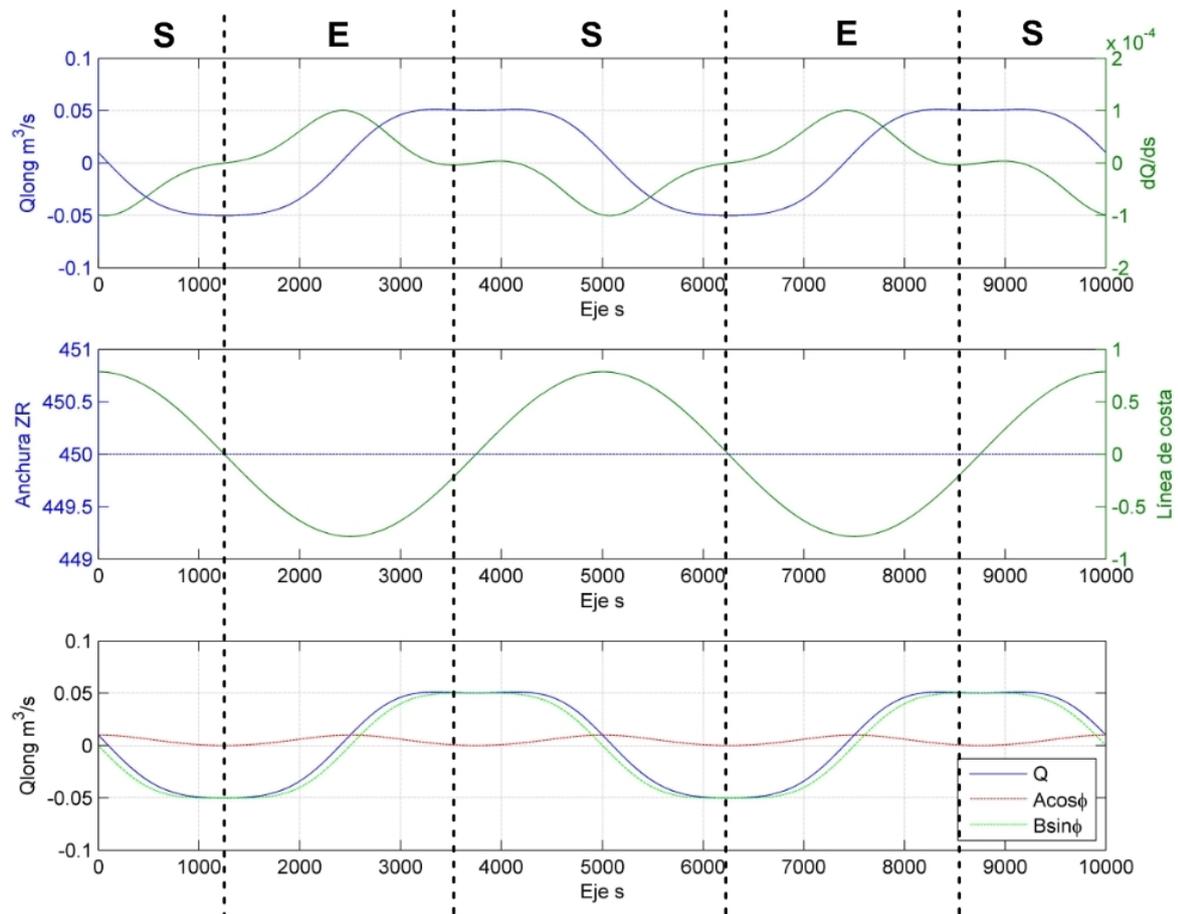


Figura 5.7: Estudio del transporte en una playa curvilínea (caso 1). Arriba: transporte longitudinal (azul) y dQ/ds (verde). Centro: anchura de la zona de rompientes (azul) y forma de la línea de costa (verde). Abajo: transporte long. total (azul), $P_1(b)$ (rojo) y $P_2(b)$ (verde). Líneas discontinuas: separación entre zonas de erosión (E) y sedimentación (S).

Puede observarse como se produce erosión en las bahías, mientras que ocurre lo contrario en las puntas. La delimitación de estas zonas no es simétrica respecto a la línea de costa, encontrándose desplazadas hacia la izquierda debido a la dirección de α_0 que incide de derecha a izquierda (ver convenio de signos de la figura 5.2).

El segundo ejemplo plantea la misma geometría y características que el anterior, pero con una anchura de la zona de rompientes variable. Ésta se ha definido como una función senoidal variando entre 800 y 1600 metros con los máximos en las puntas de la costa y los mínimos en las bahías. El resultado se muestra en la figura 5.8, donde pueden observarse tramos más largos de erosión debido a un oleaje más severo (mayor anchura de la zona de rompientes), así como la misma asimetría que en el caso anterior.

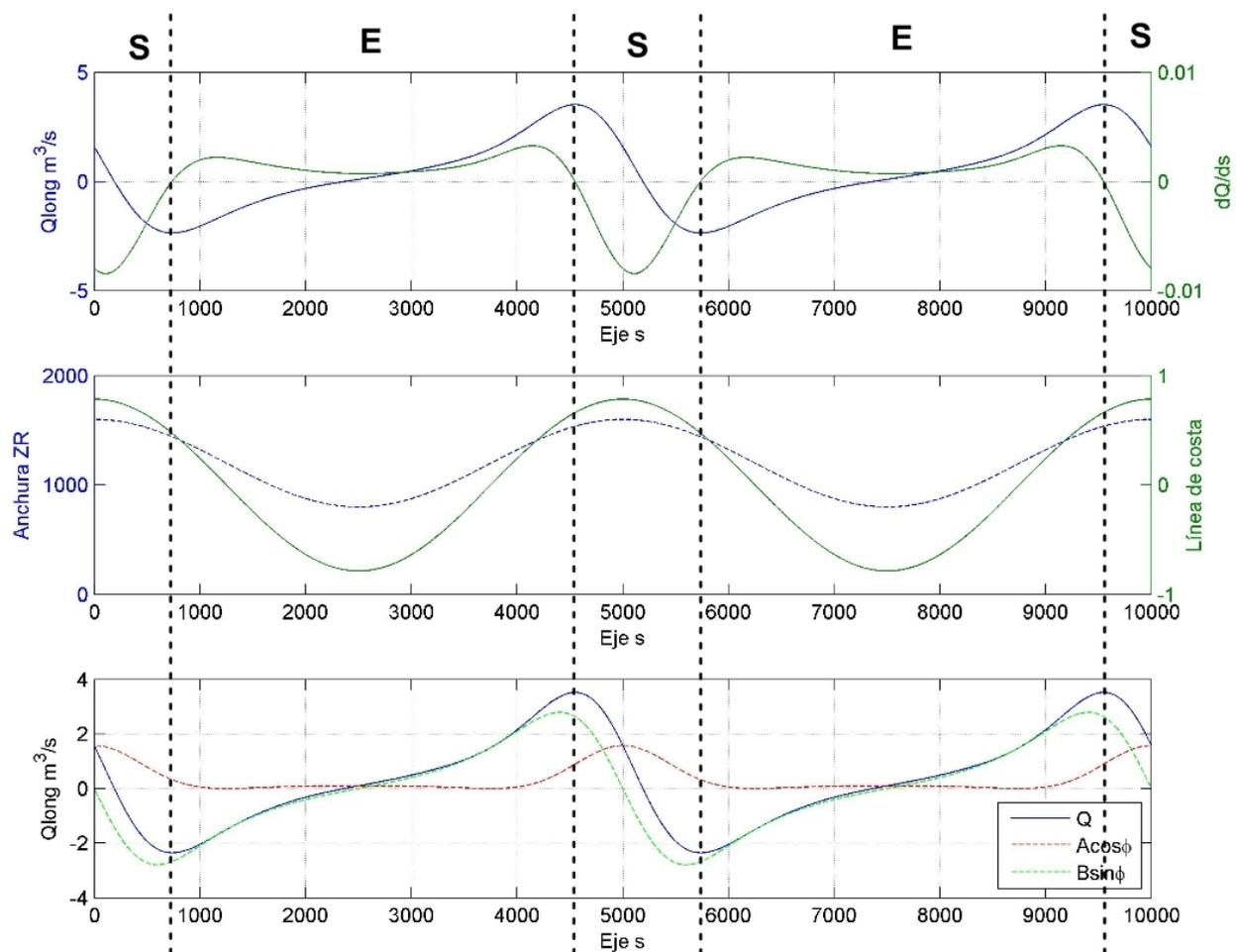


Figura 5.8: Estudio del transporte en una playa curvilínea (caso 2). Arriba: transporte longitudinal (azul) y dQ/ds (verde). Centro: anchura de la zona de rompientes (azul) y forma de la línea de costa (verde). Abajo: transporte long. total (azul), $P_1(b)$ (rojo) y $P_2(b)$ (verde). Líneas discontinuas: separación entre zonas de erosión (E) y sedimentación (S).

5.5. Comparación con Medellín et al. (2007)

La formulación planteada puede emplearse también en morfologías curvilíneas como las de las flechas litorales. En este caso se ha realizado un cálculo aproximado para la flecha de El Puntal, situada en la Bahía de Santander, al norte de España. En esta playa, Medellín *et al.* (2007) realizaron entre los años 2003 y 2007 un estudio de la evolución de la línea de costa mediante la utilización de video-imágenes. Durante ese periodo se observaron dos episodios de formación de ondas de arena (figura 5.9), pequeñas ondulaciones de la línea de costa con una amplitud aproximada de 15 metros y una longitud de onda de entre 125 y 150 metros. Se observó que estas formaciones aparecían durante el invierno en periodos con altura de ola moderada ($0,1 < H_s < 0,5 \text{ m}$) y con una oblicuidad moderada ($50^\circ < \alpha_0 < 60^\circ$). Durante todo el tiempo en el que fueron visibles se observó que $\alpha_0 > 43^\circ$.

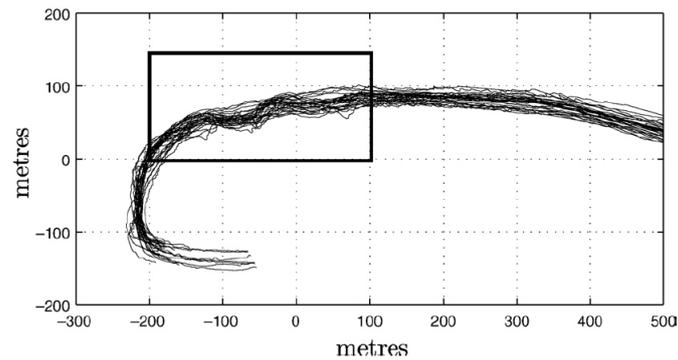


Figura 5.9: Ondas de arena observadas durante el estudio de video-imágenes realizado entre 2003 y 2007 en la flecha de El Puntal. [Tomado de Medellín *et al.* (2007)].

Los autores justifican la formación de estas ondas de arena a través de la inestabilidad del transporte de sedimentos (Falqués y Calvete, 2005). Según esta teoría, el transporte de sedimentos se maximiza para un determinado ángulo cercano a los 45° , a partir del cual decae (oleaje muy oblicuo) y se vuelve inestable, formándose esta morfología. Esta teoría ha sido también empleada por Murray *et al.* (2001) y Murray y Ashton (2006a).

La formulación empleada por estos autores para el cálculo del transporte de sedimentos no tiene en cuenta la anchura de la zona de rompientes. Para determinar si la formación de ondas de arena puede justificarse mediante la nueva formulación, ésta se ha aplicado a la misma zona de estudio. Para ello se ha definido una geometría de la costa y de la anchura de la zona de rompientes con las mismas dimensiones características de la flecha de El Puntal (figura 5.10).

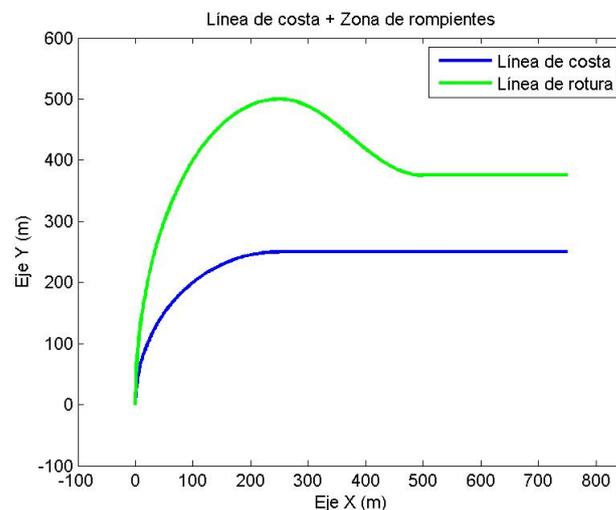


Figura 5.10: Línea de costa (azul) y línea de rotura (verde) definidas para el cálculo del transporte en la flecha de El Puntal.

La costa se ha modelado como un tramo curvo definido como un cuarto de circunferencia seguida de un tramo recto. Para la línea de rotura que define la zona de rompientes, se ha usado una ley creciente en el tramo curvo con un máximo en la parte donde la costa se vuelve rectilínea, descendiendo a partir de entonces hasta alcanzar un valor constante. Éste es el patrón observado en la propagación de oleaje en la flecha de Doñana (figura 4.20), de características muy similares.

Una vez definida la geometría, se ha calculado el transporte longitudinal con un ángulo en indefinidas de $\alpha_0 = 45^\circ$ y la derivada de éste, determinando así las zonas de erosión y sedimentación (figura 5.11). Se observa un paso de erosión a sedimentación en la zona en la que la costa pasa de ser curva a recta. Si las condiciones de oleaje perserveraran, la línea de costa variaría su forma, avanzando en el tramo recto y retrocediendo en el curvo, produciéndose así una irregularidad en la línea de costa. Las discontinuidades observadas en el transporte y en su derivada están producidas por la definición de la costa mediante formas geométricas sencillas, ya que se producen grandes gradientes de curvatura. Éstos picos no alteran el comportamiento general de erosión-sedimentación del sistema.

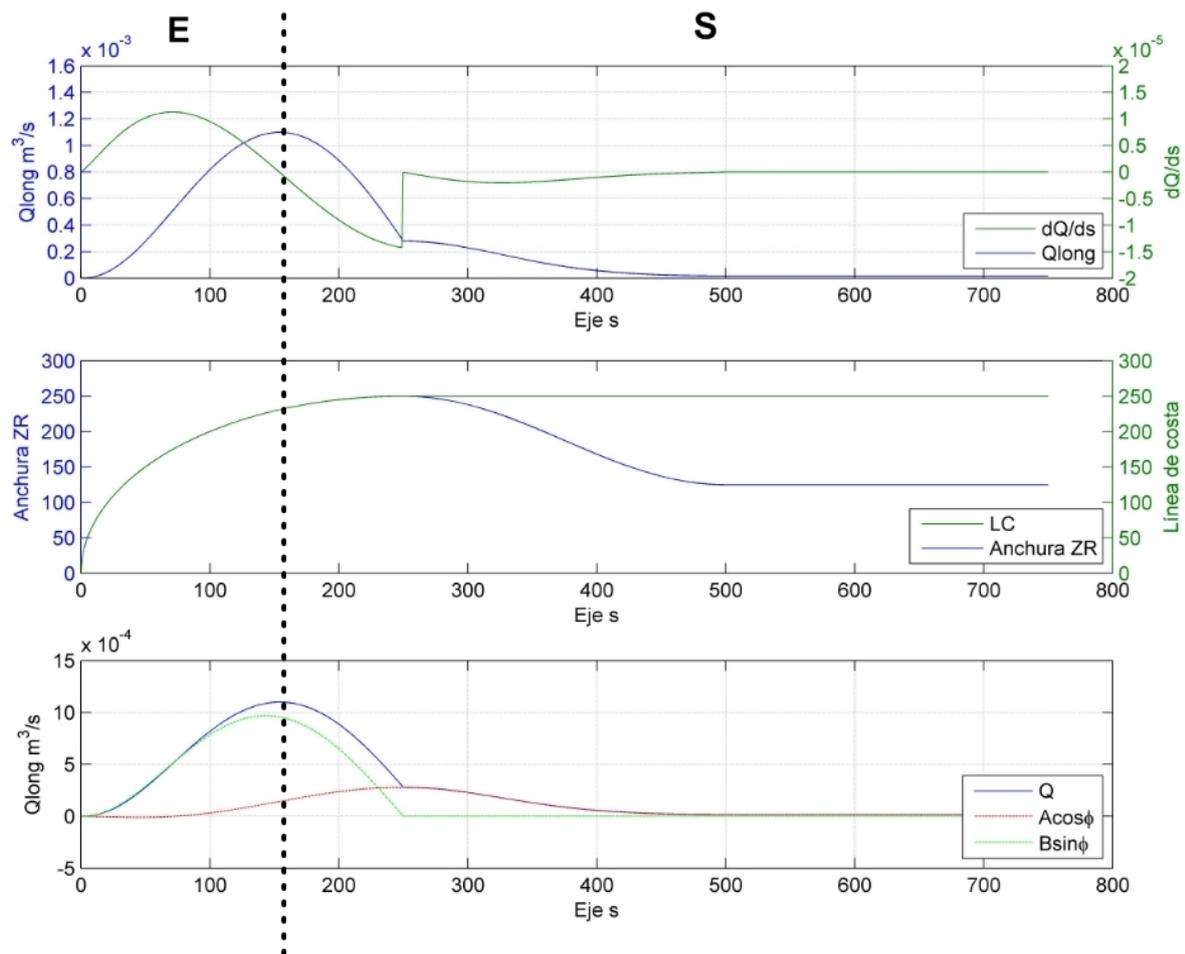


Figura 5.11: Estudio del transporte en una flecha litoral (flecha de El Puntal). Arriba: transporte longitudinal (azul) y dQ/ds (verde). Centro: anchura de la zona de rompientes (azul) y forma de la línea de costa (verde). Abajo: transporte long. total (azul), $P_1(b)$ (rojo) y $P_2(b)$ (verde). Líneas discontinuas: separación entre zonas de erosión (E) y sedimentación (S)

Para estudiar la evolución de la línea de costa en el caso de que se produjera esa irregularidad, se ha definido una nueva línea de costa modificada en la que se ha incluido una función senoidal en ese intervalo para simular la irregularidad (figura 5.14). A partir de ésta línea se ha vuelto a calcular el transporte de sedimentos bajo las mismas condiciones de oleaje, cuyo resultado se muestra en la figura 5.13.

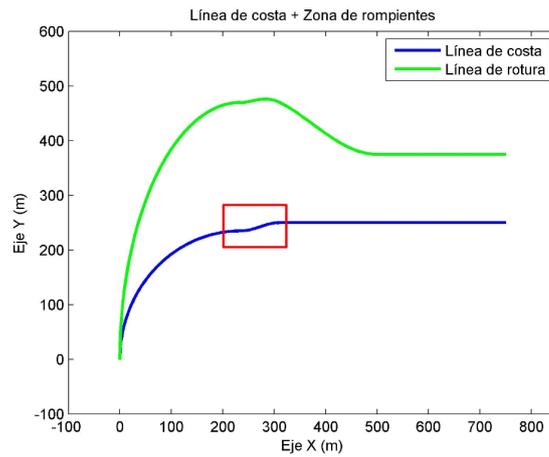


Figura 5.12: Línea de costa (azul) y línea de rotura (verde) definidas para el cálculo del transporte en la flecha de El Puntaal con la presencia de una irregularidad

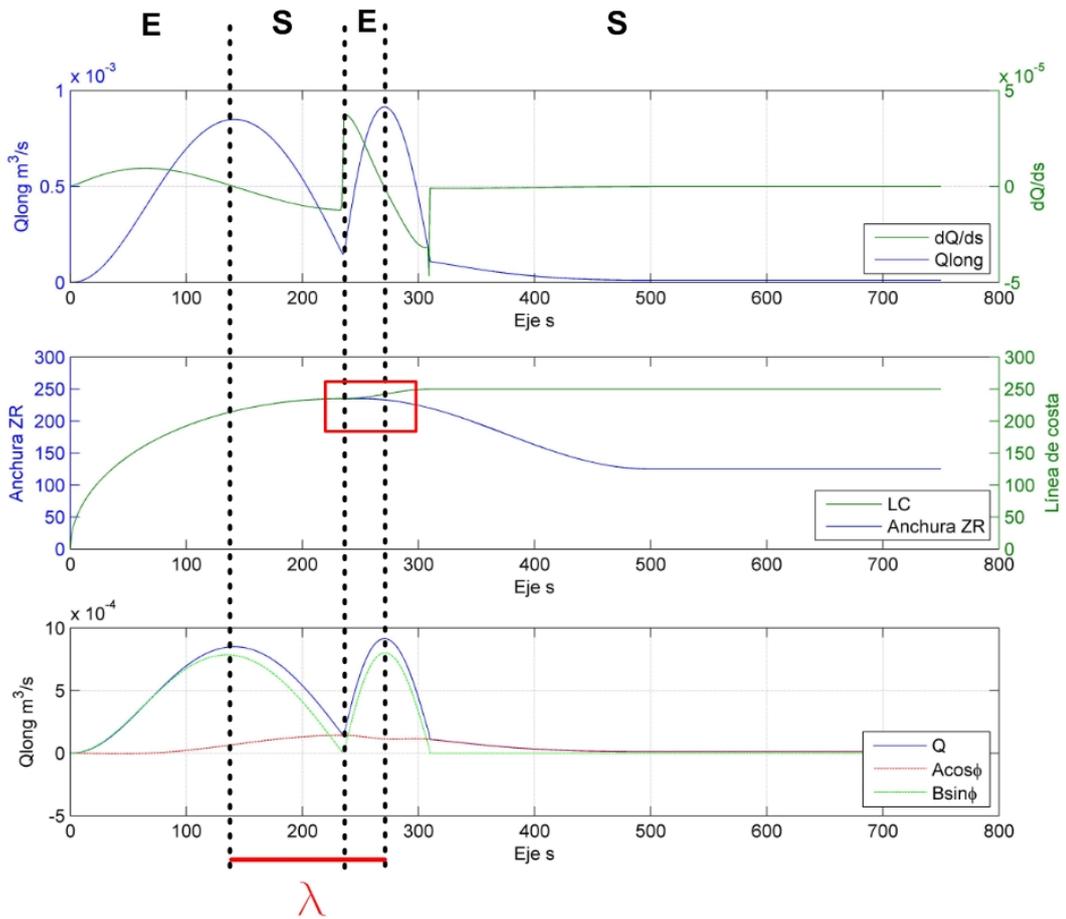


Figura 5.13: Estudio del transporte en una flecha litoral con una irregularidad (flecha de El Puntaal). Arriba: transporte longitudinal (azul) y dQ/ds (verde). Centro: anchura de la zona de rompientes (azul) y forma de la línea de costa (verde). Abajo: transporte long. total (azul), $P_1(b)$ (rojo) y $P_2(b)$ (verde). Líneas discontinuas: separación entre zonas de erosión (E) y sedimentación (S). Rectángulo rojo: irregularidad de la línea de costa. λ = longitud de onda de los picos de transporte

Puede observarse que el crecimiento o decrecimiento del transporte forma una zonas de erosión y acreción que hacen que la irregularidad del caso anterior crezca y que aparezca una nueva a la izquierda de ésta. La distancia entre ambas es de aproximadamente 125 metros, con lo que surgen unas ondas de arena con una longitud de onda muy similar a las observadas mediante videoimágenes en la flecha de El Puntal (Medellín *et al.*, 2007). Realizando el cálculo con diferentes ángulos en profundidades indefinidas se observa el mismo patrón, con una ligera variación de la distancia entre irregularidades. Por tanto, la presencia de estas ondas de arena puede ser justificada mediante el empleo de la ecuación 5.5 para el cálculo del transporte de sedimentos.

5.6. Variación del tamaño del sedimento

El coeficiente adimensional K empleado en la fórmula del transporte desarrollada y que procede de la ecuación 5.1, ha sido empleado en estos ejemplos teóricos con un valor de $K = 0,28$. Sin embargo, esta valor ha sido obtenido tras el ajuste de datos de campo realizado por Komar e Inman (1970), por lo que su validez sólo está comprobada para las playas en las que se realizaron esas medidas.

Por otra parte, Inman y Bagnold (1963) correlacionaron la tasa de peso sumergido de arena longitudinal con la componente longitudinal del flujo de energía de la onda por unidad de longitud de playa de la siguiente manera:

$$I_l = K_l P_l = K_l (E c_g)_b \cos \theta_b \sin \theta_b \quad (5.9)$$

Posteriormente, del Valle, Medina y Losada (1993) encontraron una relación empírica entre el valor de la constante K_l y el D_{50} del sedimento:

$$K_l = \frac{1}{4} \exp(-2,5D_{50}) \quad (5.10)$$

Comparando las ecuaciones 5.1 y 5.9, puede encontrarse una relación entre los dos coeficientes adimensionales de las ecuaciones:

$$K \frac{\bar{V}}{u_m} = K_l \sin \theta$$

expresión en la que \bar{V} es la velocidad media de la corriente longitudinal y que puede expresarse como:

$$\bar{V} = \varepsilon V_{max}$$

siendo V_{max} la velocidad máxima de la corriente y $\varepsilon \simeq 0,2$ la constante que las relaciona. Teniendo en cuenta que:

$$V_{max} = \frac{5\pi}{8} \gamma \frac{\tan \beta}{f} \sqrt{gh} \sin \theta$$

y que:

$$u_m = \frac{1}{2} \gamma \sqrt{gh}$$

puede obtenerse la siguiente relación entre K y K_l :

$$K = \frac{4f}{5\pi\varepsilon \tan \beta} K_I = \frac{4f}{5\pi\varepsilon \tan \beta} \frac{1}{4} \exp(-2,5D_{50}) \quad (5.11)$$

Esta ecuación relaciona el valor de la constante adimensional K empleada en la formulación del transporte desarrollada (ecuación 5.5) con el diámetro del sedimento. Si además el tamaño del sedimento varía con la profundidad a lo largo de un perfil de playa, situación que se observa en la naturaleza, dicho coeficiente debe variar con la distancia a la línea de costa, $K = K(y)$.

Como primera aproximación, puede asumirse una ley lineal de la forma $D_{50} = a_1 y + a_2$. Los valores de a_1 y a_2 se mantendrían constantes, siendo este último el valor del D_{50} en la costa. El valor de a_1 deberá ser fijado con una serie de toma de muestras de sedimento a lo largo del perfil. Si el valor de a_1 es lo suficientemente pequeño, puede asumirse que el valor de K calculado según la ecuación 5.11 sigue una ley lineal. Esto puede asumirse para un valor de $a_1 < 0,0005$, lo que significa que a un km de la línea de costa el diámetro aumentaría un 50 %.

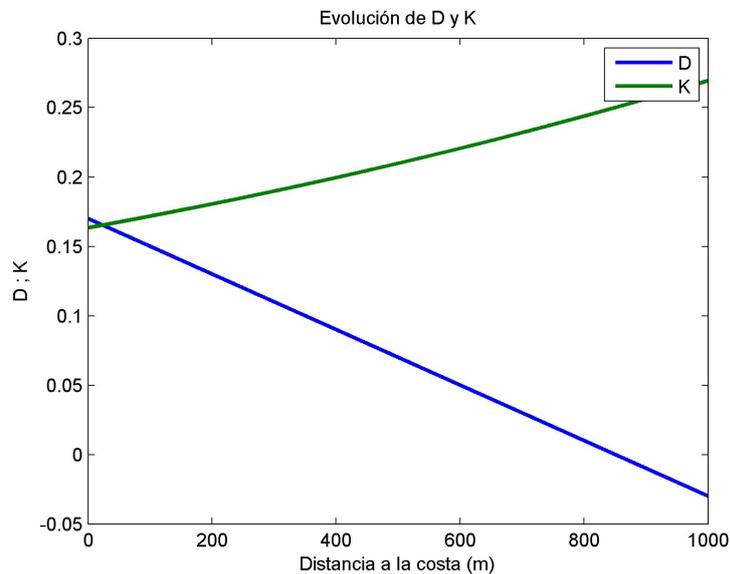


Figura 5.14: Evolución a lo largo de un perfil de playa del diámetro del sedimento (azul) y el coeficiente adimensional K (verde) para el caso $D_{50} = 0,0002y + 0,17$.

La expresión 5.11 quedaría ajustando K a una ley lineal:

$$K(y) = \frac{4f}{5\pi\varepsilon \tan \beta} K_I = \frac{4f}{5\pi\varepsilon \tan \beta} (A_1 y + A_2) \quad (5.12)$$

Este valor de $K(y)$ puede ser introducido en la ecuación 5.2, cuyo resultado puede volver a integrarse:

$$Q(s) = \int_0^{b(s)} \frac{1}{2} K_1' (A_1 y + A_2) y^{5/2} \sin(2 \arcsin(c_1 \sqrt{y}) - 2\phi(s)) dy \quad (5.13)$$

con:

$$K_1' = \frac{\gamma^2 \tan \beta^{5/2} \sqrt{g}}{4(\rho_s - \rho)p\varepsilon}$$

Esta integral posee una solución explícita de la forma:

$$Q(s) = P'_1(b(s)) \cos(2\phi(s)) + P'_2(b(s)) \sin(2\phi(s)) \quad (5.14)$$

siendo $P'_1(b(s))$ y $P'_2(b(s))$ polinomios dependientes de la anchura de la zona de rompientes $b(s)$ al igual que en el caso de $K = \text{cte}$, cuyos valores son:

$$\begin{aligned} P'_1(b) = & K_3 \left[-2(1 - c_1^2 b)^{3/2} (11A_2 c_1^2 (16 + c_1^2 b (24 + 5c_1^2 b(s) (6 + 7c_1^2 b)))) \right] + \\ & + K_3 \left[-2(1 - c_1^2 b)^{3/2} 11A_2 c_1^2 A_1 (128 + c_1^2 b (192 + 5c_1^2 b (48 + 7c_1^2 b (8 + 9c_1^2 b)))) \right] + \\ & + K_3 22A_2 c_1^2 (16 + 128A_1) \quad (5.15) \end{aligned}$$

$$P'_2(b) = \frac{K'_1}{2K_2} \left[5b^{7/2} (11A_2 (-9 + 14c_1^2 b) + 7A_1 b (-11 + 18c_1^2 b)) \right] \quad (5.16)$$

con $K_2 = 2/3465$, $K_3 = K'_1/(2K_2 c_1^9)$ y $b = b(s)$ la anchura de la zona de rompientes.

La expresión 5.14 es una fórmula para el cálculo del transporte longitudinal de sedimentos válida para playas curvilínea de anchura de zona de rompiente variable y con variación lineal de coeficiente K a lo largo del perfil.

Para comprobar el resultado obtenido, se ha calculado el transporte para el primer ejemplo teórico de la sección 5.4 (anchura de la zona de rompientes constante) con esta versión de la formulación para playas con K variable según una ley lineal. Para ello se han calculado tres ejemplos:

1. Tamaño de las partículas creciente $D_{50} = 0,0002y + 0,17$ (figura 5.15)
2. Tamaño de las partículas constante $D_{50} = 0,17$ (figura 5.16)
3. Tamaño de las partículas decreciente $D_{50} = -0,0002y + 0,17$ (figura 5.17)

Se observa que para el caso 2 el resultado es el mismo que para el caso de la sección 5.4 (figura 5.7), incrementado ligeramente al haber realizado el paso de K a K_l . Para el caso 1 de diámetro creciente se observa un menor transporte debido al aumento del tamaño de las partículas, ocurriendo lo contrario en el caso 3.

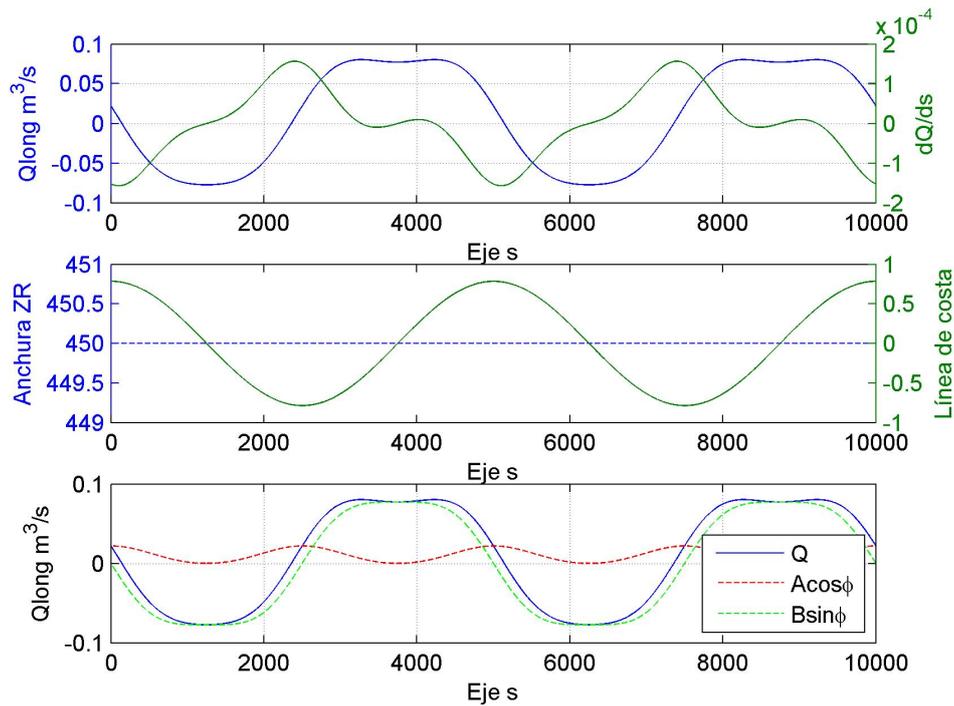


Figura 5.15: Estudio del transporte en una playa curvilínea (caso 1 $D_{50} = 0,0002y+0,17$). Arriba: transporte longitudinal (azul) y dQ/ds (verde). Centro: anchura de la zona de rompientes (azul) y forma de la línea de costa (verde). Abajo: transporte long. total (azul), $P_1'(b)$ (rojo) y $P_2'(b)$ (verde).

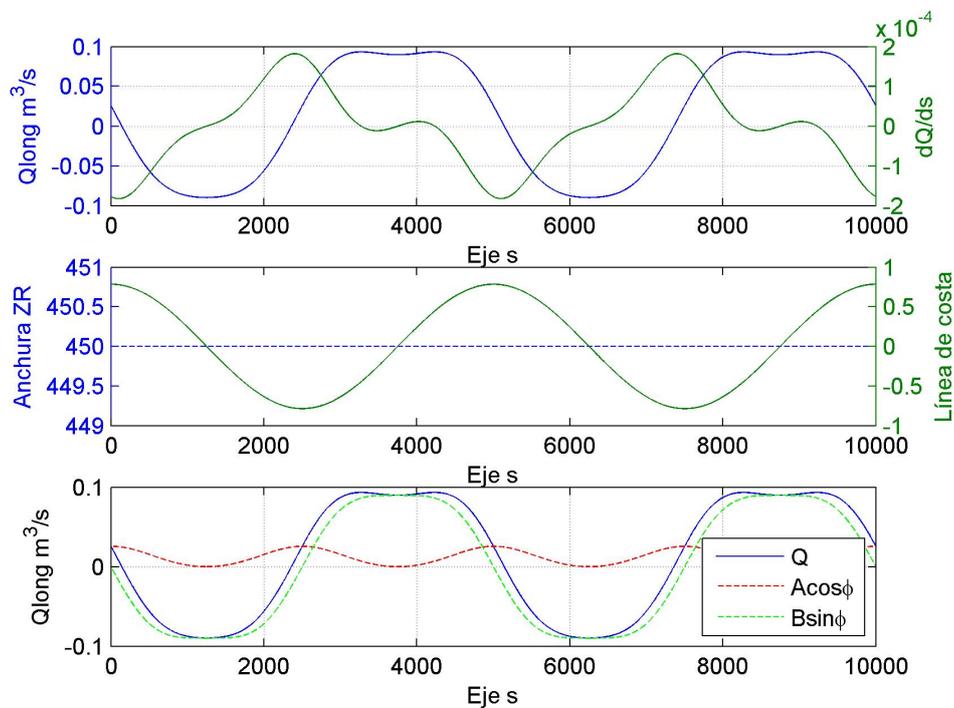


Figura 5.16: Estudio del transporte en una playa curvilínea (caso 1 $D_{50} = 0,17$). Arriba: transporte longitudinal (azul) y dQ/ds (verde). Centro: anchura de la zona de rompientes (azul) y forma de la línea de costa (verde). Abajo: transporte long. total (azul), $P_1'(b)$ (rojo) y $P_2'(b)$ (verde).

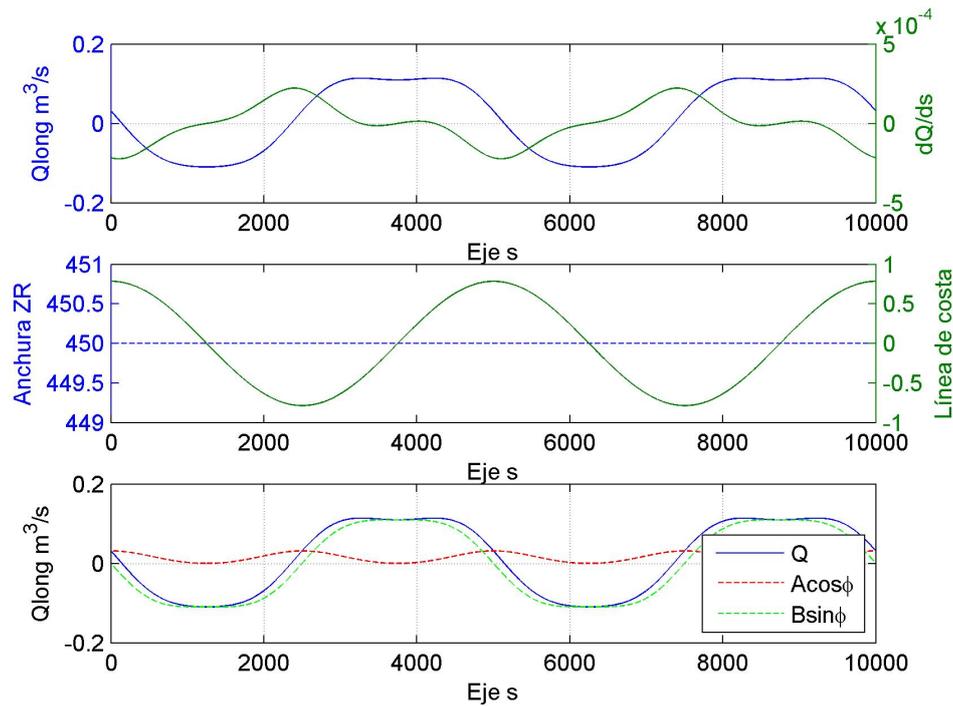


Figura 5.17: Estudio del transporte en una playa curvilínea (caso 1 $D_{50} = -0,0002y + 0,17$). Arriba: transporte longitudinal (azul) y dQ/ds (verde). Centro: anchura de la zona de rompientes (azul) y forma de la línea de costa (verde). Abajo: transporte long. total (azul), $P_1'(b)$ (rojo) y $P_2'(b)$ (verde).

5.7. Conclusiones parciales

Puede concluirse que la expresión de transporte longitudinal de sedimentos 5.5 es aplicable para el caso particular de playas rectilíneas, resultando la expresión 5.8 que da valores muy similares a los de las formulaciones ya conocidas como la del CERC o la de Ashton y Murray (2006a). También se ha observado que el máximo transporte longitudinal se da para ángulos de aproximadamente 39° del ángulo del oleaje en indefinidas, con un comportamiento no simétrico respecto de este valor.

El valor de la constante adimensional K que proviene de la ecuación 5.2 se ha tomado como $K = 0,28$, aunque esta cifra ha sido calibrada para los casos estudiados por Komar e Inman en 1969, con lo que se podría realizar una nueva calibración para otras zonas de estudio con sedimento de características distintas. También se ha desarrollado una expresión considerando que este coeficiente depende del tamaño del sedimento, en particular se ha integrado la ecuación para el caso de que este tamaño varíe linealmente con la distancia a la línea de costa con una pendiente lo suficientemente pequeña para considerar que K también varía linealmente. El resultado obtenido es la ecuación 5.14, con la que se puede calcular el transporte longitudinal no sólo en playas curvilíneas y con zona de rompientes variable, si no también aquellas que presenten una variación del tamaño de sedimento en su perfil de playa.

Tras el análisis de los ejemplos de aplicación propuestos para playas curvilíneas, puede afirmarse que la formulación propuesta (ecuación 5.5) es válida para este tipo de morfologías, ya que los patrones observados de erosión y acreción responden al comportamiento lógico de un tramo de costa. También se ha demostrado que esta formulación es aplicable a playas como la de la flecha de Doñana o la de El Puntal, y que es posible justificar la formación de las ondas de arena observadas

en ellas. En particular, en el caso de El Puntal se observa la aparición de irregularidades en la línea de costa con una longitud de onda muy similar a la observada mediante video imágenes.

El hecho de que la formación de estas ondas se justifique mediante la aplicación de esta formulación de transporte de sedimentos se debe a que en ella se ha tenido en cuenta la influencia de la variación de la zona de rompientes. Esto puede tener gran importancia en zonas como las flechas de Doñana o El Puntal, dada la gran curvatura de la costa y la existencia de zonas de concentración de energía. Sin embargo, las formulaciones usadas por Medellín *et al.* (2007) no tienen en cuenta esta variación, por lo que justifican la presencia de ondas de arena a través de la teoría de la inestabilidad del transporte bajo incidencia muy oblicua.

Conclusiones y futuras líneas de trabajo

6.1. Conclusiones

Tras la aplicación del modelo de una línea propuesto y la simulación de la línea de costa tras un temporal, se han obtenido las siguientes conclusiones:

- Para el cálculo del punto de rotura, se ha observado que utilizando teoría lineal y el modelo Ref-Dif el valor del índice de rotura que mejor se ajusta a la rotura real es de $\gamma = 0,72$. Después de haber realizado un ajuste para este valor, se observa que para condiciones poco energéticas se subestima el valor de la altura de ola en rotura, aunque para estas condiciones no se producen grandes tasas de transporte y por lo tanto no hay grandes variaciones de la línea de costa. El valor de γ ajustado contrasta con el valor que aparece en el manual del modelo de propagación $\gamma = 0,78$, con el que se ha visto que se subestima el valor de altura de rotura para los estados más energéticos, que son los de mayor influencia en el comportamiento morfodinámico de la flecha.
- Tras la calibración de los modelos de propagación de oleaje mediante su comparación con una campaña de campo, se ha observado que existen variaciones significativas de los parámetros del oleaje cerca de la costa, lo que puede ser debido a que la batimetría empleada es antigua. La obtención de una batimetría actualizada es tarea necesaria para zonas de estudio como esta en las que hay gran movilidad del sedimento.
- A lo largo del tramo aproximadamente rectilíneo de la zona de estudio no se producen grandes cambios en la costa, con avances o retrocesos en la misma nunca superiores a los 20 metros. Esto ocurre para las tres condiciones de contorno implementadas. No se observa ningún patrón de comportamiento en esta zona, ya que las variaciones de la línea de costa producen erosión y sedimentación de manera alterna. Por otra parte, en el contorno $x = L$, el más alejado de la desembocadura, se observa cierta erosión debido a la condición impuesta. Ésta asegura la estabilidad de la solución, pero la zona de interés debe estar lo suficientemente alejada como para que esa erosión no influya.
- En la zona de mayor curvatura, en el intervalo $x \in (2000, 4000)$, se observa que para la tormenta seleccionada la línea de costa se suaviza produciendo tramos sucesivos de erosión y sedimentación. Esto se debe a que en esta zona se produce una concentración de energía del oleaje (con un aumento de la zona de rompientes). El resultado obtenido ha sido el mismo para las tres condiciones de contorno impuestas.
- En la zona cercana a la desembocadura, sin embargo, sí se observan diferencias entre las condiciones de contorno implementadas.
 - Con la condición tipo 1 no se observan apenas cambios en la línea de costa, ya que se ha impuesto que la posición final del extremo sea igual a la inicial. Esta solución es muy

- estable, pero para esta zona presenta un inconveniente de no poder simular movimientos en el extremo, que se supone que sufre variaciones de posición en la situación real.
- Tras la simulación con la condición tipo 2 se ha observado un gran avance de la línea de costa (de hasta 200 metros) debido al ajuste que tiene que hacer esta para adaptarse a las características del oleaje en profundidades indefinidas. Además se han observado inflexiones en la línea de costa en estados intermedios que no responden al comportamiento real de la playa para direcciones menores de 240° . Para evitar este problema se ha implementado una condición mixta en la que para esas direcciones se impone la condición tipo 1, mientras que para el resto se impone al condición tipo 2. El resultado es una línea de costa sin inflexiones en su evolución con un avance final de 30 en el extremo $x = 0$, valor mucho más lógico para una tormenta de 66 horas de duración. El inconveniente principal de esta solución es que durante los estados de mar de más de 240° se supone que el transporte se anula en el extremo, lo que parece que no se cumple en la realidad.
 - Con la condición tipo 3 se observa que en la zona de influencia del contorno se produce una erosión paulatina que llega a los 100 metros en el extremo, valor que parece excesivo para la tormenta seleccionada. Esto puede deberse a que se ha asumido que el valor de la curvatura es pequeño para la definición de la condición, hecho que en determinadas zonas de la línea de costa no es asumible. Además, se ha impuesto que la línea de costa se encuentra en equilibrio dinámico en la desembocadura tras estados de mar de tres horas de duración, hecho que habría que comprobar con detenimiento.

Finalmente, se ha observado que la influencia de las condiciones de contorno llega hasta aproximadamente unos 800 metros del origen, siendo el resultado para el resto del dominio muy parecido en todos los casos simulados. Para esa zona de influencia parece que la condición tipo 2 mixta y la tipo 1 son las que plantean un mejor comportamiento, aunque deberían simularse periodos de tiempo más largos y comparar con fotografías aéreas para evaluar cuál de las condiciones simula mejor el comportamiento real de la flecha. En cualquier caso, el desarrollo de nuevas condiciones de contorno sería muy interesante, ya que el estudio de éstas en zonas de litoral con discontinuidades está aún por desarrollar.

- Observando los resultados del cálculo del transporte de sedimentos y los resultados de las simulaciones de la línea de costa, se han observado grandes variaciones en la zona de costa donde existe una mayor curvatura. Ya que la formulación de transporte de sedimentos empleada para el modelo (CERC) ha sido desarrollada para playas infinitamente largas y rectilíneas, se cree que la validez de éstas es relativa para este tipo de morfologías. Por tanto, el desarrollo de nuevas formulaciones de transporte longitudinal de sedimentos (como la planteada en este trabajo) y de modelos de una línea basados en éstas sería necesario para evaluar la validez de los modelos tradicionales.

Por otra parte, tras realizar el desarrollo de una nueva formulación para el transporte longitudinal de sedimentos se ha obtenido las siguientes conclusiones:

- La formulación obtenida (ecuación 5.5) y su particularización para tramos rectos (ecuación 5.8) es válida para el caso particular de playas con línea de costa rectilínea, ya que los resultados obtenidos tras la comparación con las formulaciones existentes (CERC, Ashton y Murray (2006a), Kamphuis (1991)) son del mismo orden de magnitud que los obtenidos para éstas para una playa genérica rectilínea. Su dependencia con las características del oleaje en profundidades (altura de ola y periodo de pico) indefinidas también es muy similar. Sin embargo, se observa un máximo para el transporte para un ángulo de aproximadamente 39° ,

con un comportamiento no simétrico a partir de este valor. En el caso del CERC este máximo se encuentra a 45° , mientras que en el caso de Ashton y Murray (2006a) se encuentra en aproximadamente 42° .

- Esta formulación también parece ser válida para el caso más general de tramos de costa curvilíneos, ya que se observan patrones de erosión-sedimentación acordes con la geometría de la costa planteada, que en este caso ha sido una función senoidal con ángulos de la línea de costa entre -45° y 45° . En este caso no existe formulación con la que ser comparada, al estar abasadas las existentes en la hipótesis de playa rectilínea.
- Las ondas de arena observadas en flechas litorales como las de Doñana o El Puntal pueden ser explicadas mediante el cálculo del transporte de sedimentos con la nueva formulación, ya que se observan máximos en el transporte con una longitud de onda igual a la observada para esas ondas. Este transporte se ha obtenido en una línea de costa creada con las mismas dimensiones características que las flechas analizadas. Este resultado contrasta con la teoría existente (Medellín *et al.*, 2007), realizada a través de formulaciones para tramos rectos, en la que sugiere que estas irregularidades de la costa se producen por la inestabilidad del transporte de sedimentos cuando el oleaje incide con gran oblicuidad sobre el tramo de litoral.
- Para el cálculo del transporte con la nueva formulación se ha usado un coeficiente adimensional al que se le ha dado un valor de $K = 0,28$. Este valor es el propuesto por Komar e Inman (1969) a partir de una campaña de campo realizada en dos playas en California, EEUU. Por tanto, podría realizarse una calibración de ese valor para playas con las características de la zona de estudio. Asimismo, se ha demostrado que el valor de la constante depende en gran medida del tamaño del sedimento. Éste a su vez puede depender de la distancia a la línea de costa en la dirección transversal a la playa. Para tener en cuenta este hecho, se ha tomado K como una función dependiente de esa distancia y se ha integrado de nuevo la ecuación del transporte, obteniendo una expresión (ecuación 5.14) para playas curvas, de zona de rompientes variable y con un sedimento cuyo tamaño depende de la distancia a la costa.
- La implantación de un modelo de una línea basado en esta ecuación del transporte debe ser el siguiente paso para la comprobación de la validez de ésta. De esta manera se podrá también realizar simulaciones de la línea de costa en tramos en los que existe una gran curvatura de la línea de costa, como es el caso de la flecha de Doñana. Esta ha sido la principal limitación del modelo de una línea implementado.

6.2. Futuras líneas de trabajo

Después de la realización de este trabajo siguen abiertas o se han planteado diversas líneas de trabajo para el futuro. Dentro de aquellos aspectos que han quedado incompletos y que deberían ser estudiados con detalle, pueden destacarse:

- Obtención de una nueva batimetría más moderna de la zona de estudio y refinamiento de la modelización numérica para la propagación de oleaje mediante los modelos SWAN y Ref-Dif, ya que con el material actual se ha demostrado que los datos obtenidos mediante éstos no responden con exactitud al comportamiento del oleaje cerca de la costa. También puede ampliarse la calibración definiendo nuevos puntos de control en puntos en los que se instalen nuevos instrumentos de medida (especialmente AWACS), ya que los datos ya obtenidos provienen de instrumentos colocados demasiado lejos de la costa y a una profundidad excesiva.

- Implementación en las ecuaciones del modelo de una línea de otras formulaciones para el transporte longitudinal de sedimentos, como la planteada en este trabajo, y posterior comparación de resultados, en especial con la formulación del CERC de uso más extendido. Para esta comparación deberían simularse condiciones de oleaje variadas, tanto en contenido energético como en oblicuidad con respecto a la línea de costa, estimando los dominios de validez de cada una de ellas. Con este modelo también se podría realizar un estudio detallado de la evolución de las ondas de arena observadas en la zona de la desembocadura.
- Desarrollo y estudio de posibles condiciones de contorno alternativas, usando por ejemplo las ecuaciones de refracción sobre batimetrías circulares para la zona curvilínea próxima a la desembocadura. Tras su definición podrían comparar los resultados entre distintas posibilidades, evaluando la validez de cada una de ellas. Para ello sería interesante la simulación de la flecha mediante formas geométricas sencillas haciendo uso de la isla circular de Pocinki para tener en cuenta esa refracción sobre contornos circulares.
- Inclusión en el modelo de las descargas del río como términos fuente acoplados temporalmente a las condiciones de oleaje. De esta manera se obtendrá un comportamiento más cercano al real y se podrá estudiar la influencia de las descargas en la evolución del contorno cercano a la desembocadura
- Calibración de los resultados del modelo mediante fotografías aéreas, comparando los estados final e inicial para dos instantes de geometría conocida y simulando los agentes (oleaje, marea, viento, descargas) entre ambos.
- Realizar simulaciones de clima marítimo a largo plazo (25 años) para simular después el resultado obtenido con el modelo de una línea, pudiendo así realizar una medida de la incertidumbre asociada a las predicciones mediante técnicas de Monte-Carlo.

Por otra parte, tras el estudio realizado se han abierto nuevas líneas de investigación, que podrían resumirse en:

- Definición de un modelo de transporte en tres dimensiones que tenga en cuenta transporte por fondo y en suspensión, y posibles deslizamientos del material de los taludes debidos a la acumulación de sedimentos. Este modelo estaría basado en la descomposición de las tensiones tangenciales sobre el fondo en componente horizontal y vertical, ya que la formulación actual contempla las tensiones a las que se ve sometido el sedimento como si ésta se encontrara sobre fondo horizontal, hecho que no responde a la situación real en la que la zona de perfil activo se encuentra en un talud a lo largo de toda la zona de estudio.
- Implementación de un modelo multilíneas con que se pueda simular no sólo la línea de costa, sino también la evolución de los perfiles transversales a ella, obteniendo así un modelo de predicción de la morfología de la costa en tres dimensiones. Este modelo usaría la formulación para el transporte de sedimentos descrita anteriormente, en la que se acomodarían el transporte transversal y el longitudinal.
- Ampliar el área del dominio de estudio para incorporar la zona fluvial de la flecha, orientada hacia el río, pudiendo realizar simulaciones a largo plazo del comportamiento completo de la flecha.

Modelos de propagación de oleaje: modelo SWAN (Simulating WAVes Nearshore)

A.1. Introducción

SWAN (Simulating waves nearshore), (Booij *et al.*, 1999), es un modelo espectral que simula la energía contenida en las ondas en su propagación desde superficies oceánicas hasta las zonas costeras, teniendo en cuenta cambios de altura, forma y dirección de la ola como resultado de la acción del viento, rotura de ola, transferencia de energía entre componentes y variaciones de la profundidad del fondo así como la aparición de corrientes.

Está basado en los llamados modelos de tercera generación, (WANDI-Group, 1998) (Komen *et al.*, 1994) WAVEWATCH II (Tolman, 1991) TOMAWAC (Benoit, 2005) para la propagación de oleaje en aguas profundas y a su vez, dichos modelos, están basados en la ecuación de Balance de Energía. Estos modelos no pueden ser aplicados a zonas costeras con unas escalas de longitud (resolución espacial) menores de 20-30 km y profundidades menores de 20-30 m debido a que:

- No tienen en cuenta efectos de profundidades reducidas como rotura e interacción onda-onda
- Las técnicas numéricas empleadas son muy costosas computacionalmente en escalas pequeñas y zonas de profundidad reducida.

Como solución a estos inconvenientes se propone (Booij *et al.*, 1999):

- Modificar dichos modelos (también llamados phase-averaged) para introducir los fenómenos que tienen lugar en aguas reducidas, mediante otras técnicas numéricas.
- Utilizar otro tipo de modelos (phase-resolving) basados en las Ecuaciones de Hamilton: (Miles, 1981) (Radder, 1992); ecuaciones de Boussinesq: (Freilich y Guza, 1984) (Madsen y Sørensen, 1992) (Peregrine, 1966) o en la Ecuación elíptica de Pendiente Suave (Berkhoff, 1972) (Radder, 1979) en su aproximación parabólica o más recientemente (Dingemans, 1997).

Con estos últimos tipos de modelos también se pueden modelar los procesos de disipación por fricción o rotura, aunque no tienen en cuenta la generación de oleaje por viento. Además, debido al tipo de discretización espacial y temporal que se utiliza en su resolución numérica, fracciones de la longitud de onda y periodo, solo son útiles en escalas pequeñas ($\simeq 1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$). En escalas mayores serían impracticables numéricamente.

Por ello y para poder tener una gran variedad de escalas de aplicabilidad, es necesario el uso y modificación de los modelos tipo phase-averaged, los cuales se clasifican en Lagrangianos y Eulerianos cuyas ventajas e inconvenientes se resumen brevemente a continuación:

- **Lagrangianos:** se basan en el transporte de energía de la onda a lo largo de un rayo de onda. Pueden modelar procesos de generación y disipación aunque son numéricamente ineficientes cuando se tienen en cuenta fenómenos como rotura o interacción onda-onda.
- **Eulerianos:** La evolución de la onda se modela en una red. El modelo WAM (WANDI-Group, 1998) es un ejemplo de este tipo de modelos. Todos los procesos relevantes son modelados como términos fuentes o sumideros en las ecuaciones de gobierno. Las limitaciones de este tipo de modelos son: (1) la imposibilidad de describir procesos de difracción y (2) se basan en la teoría lineal de ondas.

Teniendo en cuenta estos inconvenientes, parece aceptable utilizar modelos tipo phaseaveraged para situaciones reales (escalas 20-30 km y profundidades 20-30 m). Para ello se proponen las siguientes mejoras:

- Alejar el área de interés en unas pocas longitudes de onda con respecto a los obstáculos.
- Introducir correcciones no lineales para tener en cuenta interacción onda-onda y procesos de generación y disipación.

La mayoría de los modelos Eulerianos (Komen *et al.*, 1994) (WANDI-Group, 1998), son fácilmente aplicables a zonas de profundidad reducida introduciendo una velocidad de propagación dependiente de la profundidad y una representación (Euleriana) de la refracción. Sin embargo, estos modelos no tienen en cuenta los fenómenos de rotura e interacción onda-onda. Otra desventaja de los modelos existentes es que están construidos sobre esquemas numéricos explícitos, los cuales son condicionalmente estables. Esto puede suponer un problema en las regiones costeras donde se utilizan discretizaciones temporales pequeñas y redes espaciales de gran resolución.

El modelo SWAN es desarrollado con el objetivo de mejorar a dichos modelos mediante el:

- Uso de esquemas implícitos, incondicionalmente estables.
- Modelado de rotura inducida por la profundidad e interacción onda-onda

A.2. Ecuaciones de gobierno

El oleaje en las zonas oceánicas es caótico y una descripción en el dominio del tiempo es bastante limitada. Alternativamente a dicha descripción, se puede realizar un estudio espectral de oleaje, esto es, en el dominio de las frecuencias. Dicha descripción se basa en la obtención de la densidad espectral.

En multitud de problemas ondulatorios reales no es suficiente definir una densidad de energía como función única de la frecuencia, sino que es necesario introducir una dependencia de la energía con la dirección del oleaje. En este caso, dicha función o espectro se denotara como $E(f, \theta)$ y en particular, se obtiene el espectro de frecuencias como

$$E(f) = \int_0^{2\pi} E(f, \theta) d\theta$$

siendo f la frecuencia de la onda y θ la dirección de procedencia.

Es evidente que toda la información a cerca de la superficie libre del mar está contenida en la densidad de energía espectral $E(f, \theta)$, distribuida sobre todas las frecuencias y direcciones de propagación.

Normalmente, los modelos de tercera generación, determinan la evolución de la densidad de acción en lugar de la densidad de energía. La densidad de acción se define como

$$N(\vec{x}, t, \sigma, \theta) = \frac{E(\vec{x}, t, \sigma, \theta)}{\sigma}$$

en el espacio y en el tiempo. La razón por la cual se utiliza dicha magnitud es porque esta es conservada durante la propagación del oleaje en presencia de corrientes marinas, mientras que la densidad $E(f, \theta)$ no lo es, (Whitham, 1974). En general, se asume que la corriente, denotada como \vec{U} , es uniforme con respecto a la coordenada vertical.

La evolución de la densidad de acción N es gobernada mediante la ecuación de balance (Komen *et al.*, 1994; Mei, 1983)

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla \vec{x} \cdot [(\vec{c}_g + \vec{U}) N] + \frac{\partial C_\sigma N}{\partial \theta} + \frac{\partial C_\theta N}{\partial \sigma} = \frac{S_{tot}}{\sigma}$$

El término izquierdo de la ecuación es la parte cinemática de la ecuación. El segundo término denota la propagación de la energía en el espacio geográfico, con velocidad $\vec{c}_g = \partial \sigma / \partial \vec{k}$ con una relación de dispersión $\sigma^2 = g|\vec{k}| \tanh(|\vec{k}|d)$ donde \vec{k} es el vector número de onda y d la profundidad del agua. El tercer término representa los efectos de cambio de frecuencia debido a variaciones de la profundidad y corrientes. El cuarto término representa la refracción inducida por batimetría y corrientes. Las velocidades c_σ y c_θ , ya definidas, representan la propagación de energía en el espacio espectral (σ, θ) . El miembro derecho de la ecuación, S_{tot} , contiene las fuentes y sumideros que representan los procesos físicos de generación, disipación y redistribución de energía.

La ecuación también puede ser expresada tanto en coordenadas cartesianas como coordenadas esféricas. En el caso de aplicaciones a pequeña escala (escala regional) y coordenadas cartesianas dicha ecuación se expresa (Hasselmann *et al.*, 1973) del modo siguiente:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_x N}{\partial x} + \frac{\partial c_y N}{\partial y} + \frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S}{\sigma}$$

donde:

- $\frac{\partial N}{\partial t}$ representa la variación local en el tiempo de la densidad de transporte
- $\frac{\partial c_x N}{\partial x}$ y $\frac{\partial c_y N}{\partial y}$ representan la propagación de transporte en el espacio
- $\frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma}$ representa el cambio en la frecuencia debido a variaciones en la profundidad y en las corrientes.
- $\frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta}$ representa la refracción debida a cambios en la profundidad y en las corrientes.
- $\frac{S}{\sigma}$ el término $S = S(\sigma, \theta)$ es el término fuente y tiene en cuenta los efectos de generación, disipación e interacciones no lineales onda-onda

Dentro de este último término, SWAN tienen en cuenta 6 procesos físicos que contribuyen a la generación, disipación y transformación de la energía. Estos procesos son representados por los siguientes términos fuente:

$$S_{tot} = S_{in} + S_{nl3} + S_{nl4} + S_{ds,w} + S_{ds,br} + S_{ds,b}$$

Dichos términos denotan, respectivamente, crecimiento de oleaje por viento, transferencia no lineal de energía mediante interacción entre 3 y 4 componentes y disipación debida a la rotura por descrestamiento y por fondo y disipación por fricción con fondo.

A.3. Modelado de obstáculos

SWAN puede estimar la transmisión del oleaje a través de estructuras lineales tales como un rompeolas. Se asume que el obstáculo es estrecho comparado con el tamaño de las celdas de la red computacional. Si en realidad la anchura del obstáculo es grande comparada con las celdas de la red, éste se tomará como un rasgo de la batimetría.

Para el caso de obstáculos lineales el campo de oleaje se ve afectado mediante tres procesos:

- reduciendo la altura de ola que se propagan a través del obstáculo o sobre toda su longitud.
- produciendo reflexión de las ondas.
- produciendo efectos de difracción en sus bordes.

En oleaje irregular, sin embargo, parece que el efecto de la difracción es pequeño, excepto en una región que diste menor que una o dos longitudes de la punta del obstáculo (Booij, 1977). Por tanto, el modelo puede tener en cuenta razonablemente la evolución del espectro alrededor del obstáculo si el espectro direccional que llega al mismo no es demasiado estrecho.

Modelos de propagación de oleaje: modelo Ref-Dif (REFraction - DIFraction)

B.1. Introducción

Cuando una onda se propaga sobre una batimetría irregular y/o alrededor de cabos e islas se producen procesos de asomeramiento, refracción, disipación de energía, difracción y rotura. Existen numerosos modelos numéricos que simulan la propagación del oleaje en presencia de estos complejos fenómenos. Generalmente estos modelos se dividen en dos grandes grupos: modelos basados en la simulación de flujos de superficie libre empleando las ecuaciones de Navier-Stokes o las ecuaciones de Boussinesq, y modelos basados en la teoría de propagación de ondas (teoría del rayo y ecuación para pendientes suaves) que requieren en general asumir una serie de hipótesis sobre el fenómeno. Sin embargo estos últimos permiten obtener formulaciones muy compacta con un coste computacional muy bajo en comparación con los primeros.

A pesar de su elevado coste computacional y su rango de validez de $h/L > 0.50$ (Madsen *et al.*, 1992) el empleo de las ecuaciones de Boussinesq (1872) proporciona buenos resultados de la propagación de ondas largas. Estos modelos se usan además para estudiar la agitación en puertos y fenómenos de resonancias en dársenas y permiten avaluar no solo la difracción y refracción del oleaje sino también la reflexión de las ondas inducida por las paredes del contorno y la radiación de energía hacia el exterior del dominio del fluido.

En este anejo se describe el modelo débilmente no lineal de refracción- difracción combinada, modelo denominado REF/DIF presentado por primera vez por Kirby y Dalrymple (1983). Este modelo se basa en un desarrollo en serie de Stokes de las ecuaciones que definen el problema de propagación de ondas incluyendo una aproximación hasta el tercer orden de la celeridad de onda. La amplitud de la onda se aproxima hasta el segundo orden (Liu y Tsay, 1984).

Los modelos de refracción-difracción combinada se emplean porque incluyen ambos efectos (refracción y difracción) y permiten modelar el oleaje donde la batimetría es irregular y/o donde los efectos de la difracción son importantes. Este tipo de modelos numéricos permiten calcular la altura de ola y su dirección en zonas como bahía y alrededor de islas cerca a la costa. La aplicación del modelo teórico a situaciones practicas incluye el uso de una aproximación parabólica, que limita la dirección de propagación de oleaje dentro de un rango de $\pm 55^\circ$ alrededor de la dirección de propagación dominante. La aproximación parabólica permite obtener la amplitud de la onda resolviendo las ecuaciones mediante diferencias finitas con un coste computacional muy reducido, pero no permite reproducir correctamente la reflexión del oleaje producida por estructuras maritimas.

B.2. Ecuaciones de gobierno

B.2.1. Ecuación de pendiente suave

La propagación de ondas de Stokes en 2D sobre batimetría con variación suave ha sido predicha teóricamente por Chu y Mei (1970) y Djordjevic and Redekopp(1978). Sin embargo el problema de la propagación sobre batimetría irregular es tridimensional con condiciones de contorno no lineales. Para la simplificación del problema tridimensional Berkhoff (1972) formuló una ecuación denominada "mild slope equation" que representa el desplazamiento de la superficie libre $\eta(x, y)$ mediante el operador gradiente horizontal $\vec{\nabla} = \frac{\partial}{\partial x_j}; j = 1, 2$ según la fórmula:

$$\vec{\nabla}(c c_g \vec{\nabla} \eta) + \sigma^2 \frac{c_g}{c} \eta = 0$$

donde $C = \sqrt{(g/k) \tanh kh}$ es la celeridad de la onda y $c_g = c \frac{\left(1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)}\right)}{2}$ la celeridad de grupo en función de la aceleración de gravedad g , de la profundidad local del agua $h(x, y)$ y del numero de onda local $k(x, y)$, relacionado con la frecuencia angular y la profundidad a través de la ecuación de dispersión lineal.

El perfil de onda se representa según la fórmula:

$$\eta = A(x, y) \exp(i\sigma t)$$

donde σ es la frecuencia angular y $A(x, y)$ es la amplitud compleja con información sobre la fase y la amplitud real de la onda.

Radder (1979) desarrolló una aproximación parabólica de la ecuación de pendiente suave en forma elíptica de Berkhoff, que permite simplificar las condiciones de contorno y además permite una técnica de resolución muy eficiente por medio de un modelo en diferencias finitas. Booij (1981) mejoró la aproximación parabólica de Berkhoff. El procedimiento de Booij es el que se utiliza en el modelo OLUCA-MC.

La aproximación parabólica débilmente no lineal a la ecuación de pendiente suave se define por:

$$c_g \frac{\partial A}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial y} + i(k_0 - k)c_g A + \frac{\sigma}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{c_g}{\sigma} \right) A - \frac{i}{2\sigma} \frac{\partial}{\partial y} \left[c c_g \frac{\partial A}{\partial y} \right] - i\sigma k^2 D |A|^2 \frac{A}{2} = 0$$

donde k_0 es un valor promedio del numero de onda a lo largo del eje y , con D igual a:

$$D = \frac{\cosh 4kh + 8 - 2 \tanh^2 kh}{8 \sinh^4 kh}$$

La ecuación de pendiente suave modificada para una corriente débil ha sido obtenida por Kirby y Dalrymple (1983) y se representa mediante la fórmula, donde U y V representan la velocidad media en la dirección x e y :

$$(c_g + U) \frac{\partial A}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial y} + i(k_0 - k)(c_g + U)A + \frac{\sigma}{2} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{c_g + U}{\sigma} \right) + \frac{\partial V}{\partial y} \right] A + \\ - \frac{i}{2\sigma} \frac{\partial}{\partial y} \left[(c c_g - V^2) \frac{\partial A}{\partial y} \right] - i\sigma k^2 D |A|^2 \frac{A}{2} = 0$$

Por último Kirby y Dalrymple (1985) han desarrollado una versión no lineal del modelo parabólico que incluye corrientes fuertes para un fluido no viscoso y irrotacional, donde despreciando la influencia de la onda larga y la dependencia de A respecto del tiempo, los autores obtienen una ecuación parabólica para la amplitud compleja, cuyo desarrollo se puede encontrar en Kirby y Dalrymple (1985) y Kirby (1986), y que representa la ecuación discretizada en el modelo OLUCA-MC.

El modelo SMC en su forma parabólica se basa en la hipótesis de fondo de pendiente suave, esto significa que las variaciones del fondo con las coordenadas horizontales son pequeñas en comparación con la longitud de onda. Las comparaciones entre un modelo numérico exacto y la ecuación de pendiente suave para el modelo lineal efectuado por Booij (1981) precedió que hasta pendientes de fondo de 1:3 el modelo de la pendiente suave resulta exacto Berkhoff *et al.* (1982).

B.2.2. Débil no linealidad

El modelo se basa en un desarrollo de Stokes que resulta menos restrictivo en aguas profundas e intermedias. Para cuantificar la no linealidad se emplea el número de Ursell que se define como:

$$U = \frac{|A|L^2}{h^3}$$

Para valores del número de Ursell $U < O(1)$ la solución lineal de Stokes deja de ser válida.

En aguas poco profundas, para que el modelo sea válido se implementa como opción la relación de dispersión que modela la dispersión por amplitud, dada por Hedges (1976) y representada por la fórmula:

$$\sigma^2 = gk \tanh[k(h + |A|)]$$

En aguas poco profundas la relación tiende a:

$$\sigma^2 = gk^2(h + |A|)$$

que representa la velocidad de propagación de una onda solitaria de altura: $H = |A|$. En aguas profundas la ecuación de la dispersión se aproxima asintóticamente a los resultados de onda lineal con $\frac{|A|}{h} \rightarrow 0$.

Con las diferentes relaciones de dispersiones posibles, se dispone de tres opciones en el SMC:

- Modelo Lineal
- Modelo Stokes-Hedges no lineal
- Modelo de Stokes

En la simulación se ha empleado un modelo lineal que permite describir bien todos los fenómenos que se producen en las zona de estudio.

B.2.3. Modelización de la disipación de energía

La simulación realista de la propagación de oleaje requiere la inclusión de efectos de disipación de energía. La presencia localizada de disipación de energía provoca la difracción del oleaje, así como su atenuación. La inclusión de un término de disipación de energía en la ecuación de propagación fue estudiada por Skovgaard, Jonsson y Bertelsen (1975), que presentaron un modelo de disipación

por fricción de fondo y siguiendo esta idea Booij (1981) y posteriormente Dalrymple, Kirby y Hwang (1984) desarrollaron modelos parabólicos incluyendo dicho término de disipación.

Dalrymple, Kirby y Hwang (1984) introdujeron un factor de disipación γ en la ecuación de Berkhoff (1972), donde γ es la disipación de energía dividida por la energía y su unidad es la inversa del tiempo. Ese factor adopta diferentes expresiones en función del origen de la disipación de energía.

■ Capa límite turbulenta en el fondo

En el campo las condiciones de oleaje son tales que la capa límite en el fondo es siempre turbulenta. En este caso la disipación de energía se puede obtener utilizando el coeficiente de fricción de Darcy Weisbach, f_w . Se puede demostrar (Dean y Dalrymple, 1984), que la disipación de energía para esta capa límite viene dada por la expresión:

$$\gamma = \frac{2\sigma 4f_w k|A|(1-i)}{3\pi \sinh(2kh) \sinh(kh)}$$

con $f_w = 0,01$ (Coeficiente de Darcy Weisbach para olas).

■ Rotura

El fenómeno más significativo de la hidrodinámica costera es la rotura del oleaje. El análisis de la rotura sirve para determinar la pérdida de energía, la altura de la ola y la profundidad a la que rompe la ola. El modelo OLUCA-MC utiliza un modelo que determina la variación espacial de la energía de las ondas, desarrollado por Dally, Dean y Dalrymple (1985). Este modelo no solo describe la rotura sino también el proceso de recomposición de las olas. El modelo ha sido calibrado con los ensayos de Horikawa y Kuo (1966) en laboratorio para un determinado número de pendiente de fondo, periodo de ola y altura de ola.

Kirby y Dalrymple (1986) adaptaron este modelo de rotura para la aproximación parabólica. Para ello Kirby y Dalrymple (1986) asumieron que la ecuación de la energía se escribía de la forma:

$$\frac{\partial(Ec_g)}{\partial x} = -WE$$

Donde Ec_g es el flujo de energía de energía integrado verticalmente y promediado en el tiempo dado por la teoría lineal en aguas pocos profundas y donde W es el factor de disipación por rotura incluido en la ecuación en del modelo OLUCA-MC:

$$W = \frac{Kc_g}{h} \left(1 - \left(\frac{\Gamma h^2}{2|A|} \right) \right)$$

con $K = 0,15$ y $\Gamma = 0,40$ constantes empíricas determinadas por Dally *et al.* (1985). El criterio de inicio rotura utilizado es el de Mc Cowan que se define como: $H_b \geq 0,78h_b$. El modelo OLUCA-MC es capaz de calcular e oleaje dentro y fuera de la zona de rotura. El algoritmo de rotura es siempre activo en el modelo.

■ Zona de tierra

Las grandes islas y las costas se tratan mediante la técnica de la "película delgada" de Dalrymple Kirby y Mann (1984), que permite el cálculo de las alturas de olas alrededor de islas, reemplazando las islas por bajos extremadamente someros (1mm). De esta manera el Oluca-MC no distingue desde el punto de vista computacional las islas de las aéreas de mayor profundidad, obteniendo como resultado la influencia de las islas sobre el oleaje.

B.2.4. Modelización de oleaje monocromático

Para una determinada frecuencia, la dirección del oleaje viene determinada por la distribución de la altura de onda inicial sobre la línea de mar abierto correspondiente a $x=0$, línea paralela a la línea de costa. Entonces la onda se define generalmente como:

$$A(0, y) = A_0 \exp(i b y)$$

B.2.5. Método de resolución

Las ecuaciones empleadas en el modelo resultan entonces: asomeramiento, refracción por fondo, difracción, presencia de corrientes, disipación de energía rotura y dispersión por amplitud. Estas ecuaciones se resuelven con el método de diferencias finitas sobre una malla rectangular. El dominio de estudio constituido por la batimetría tiene que ser transformado desde un dominio continuo a un dominio discreto, constituido por nodos donde se definen las variables del problema.

Entonces una malla está formada por una red rectangular de puntos de dimensiones D_x , D_y en x e y respectivamente. En cada nodo de la malla se obtienen la profundidad, las componentes horizontal y vertical de la corriente, la amplitud compleja A del oleaje que satisface la ecuación parabólica. Las coordenadas de un nodo se definen mediante los índices i, j . El procedimiento incluye el expresar todas las derivadas en las direcciones (x, y) en términos de la amplitud compleja en varios puntos de la malla.

Las aproximaciones parabólicas son ecuaciones complejas de difusión no lineales. Para su resolución se emplea el método de Crank- Nicholson, implícito de segundo orden. La precisión del esquema empleado es de orden $O(D_x^2, D_y^2)$.

La solución progresa moviendo una fila de la malla en la dirección x (incrementando i en uno) y utilizando la técnica implícita implícita de doble pasada se determina la amplitud compleja $A_{i+1, j}$ para todos los valores j de esa fila. Progresando en la dirección del oleaje, se repiten los cálculos hasta determinar los $A_{i, j}$ en todos los puntos i, j . Aunque parezca que el método de Crank Nicholson pueda ser costoso en tiempo de ordenador, debido a que se realiza una inversión de matriz para cada fila de la malla, las matrices son $3 \times N$ y el procedimiento de inversión es, de hecho, muy rápido. El procedimiento es económico en requerimientos de memoria, dado que sólo son necesarios los valores en las filas i e $i+1$ en cada cálculo. En la fila correspondiente a $i=1$, se definen las ondas incidente que se propagan sobre la batimetría del modelo. Para que el sistema de ecuaciones quede definido es necesario especificar unas condiciones de contorno laterales. En el modelo se ha elegido la condición en contornos laterales abiertos, que permiten la trasmisión del oleaje siendo la condición mas realista que permite tanto la entrada como la salida del oleaje sin producir reflexiones que además no resultan reales en los contornos laterales. Este condición de reflexión se obtiene bajo la hipótesis de ondas planas, sin cambios de la profundidad en los contornos en dirección Y y bajo la validez de la ley Snell es válida en los contornos (Kirby, 1986).

Bibliografía

- [1] ASHTON, A. D., and A. B. MURRAY (2006a), High-angle wave instability and emergent shoreline shapes: 1. Modeling of sand waves, flying spits, and capes, *J. Geophys. Res.*, 111, F04011, doi:10.1029/2005JF000422.
- [2] ASHTON, A. D., and A. B. MURRAY (2006b), High-angle wave instability and emergent shoreline shapes: 2. Wave climate analysis and comparisons to nature, *J. Geophys. Res.*, 111, F04012, doi:10.1029/2005JF000423.
- [3] ÁVILA, A., 2007. Procesos de múltiple escala en la evolución de la línea de costa. Universidad de Granada, Tesis doctoral, 161 pp.
- [4] BAILARD, J. A. (1981). An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach, *Journal of Geophysical Research*. 86 (C11), 10938-10954.
- [5] BAILARD, J. A. (1984). A simplified model for longshore sediment transport. *Proceedings of the 19th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, 1454-1470.
- [6] BAKKER, W.T. Y EDELMAN, T., 1965. The coastline of river deltas. *Proc. 9th Coastal Eng. Conf.*, ASCE: 199-218.
- [7] BAKKER, W.T., 1968. The dynamics of a coast with a groyne system. *Proc. 11th Coastal Eng. Conf.*, ASCE: 492-517.
- [8] BAKKER, W.T., 1971. The influence of longshore variation of the wave height on the littoral current. *Study report, Ministry of Public Works, The Hague, Países Bajos*
- [9] BAYRAM, A., LARSON, M., HANSON, H., 2007. A new formula for the total longshore sediment transport rate. *Coastal Engineering* 54, 700-710.
- [10] BENOIT, M., 2005. Evaluation of methods to compute the non-linear quadruplet interactions for deep-water wave spectra, *Proc. 5th Int. Symp. WAVES 2005*, Madrid, Spain.
- [11] BERKHOFF, J.C. W., 1972. Computation of combined refraction-diffraction. In: ASCE (Editor), *Proceedings of 13th International Conference on Coastal Engineering*, New York, pp. 471-490.
- [12] BERKHOFF, J. C. W., N. BOOIJ Y A. C. RADDER (1982). Verification of Numerical wave Propagation Models for simple harmonic Linear Waves. *Coastal Engineering*, 6, pp 255-279.
- [13] BOOIJ, N. (1981). Gravity Waves on Water with Non- uniform Depth and Currents. *Report n. 81-1*, Delft University of Technology, 131 pp.
- [14] BOOIJ, N., RIS, R.C. Y HOLTHUIJSEN, L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *J. Geophys. Res*, 104 (C4): 7649- 7666.

- [15] CIAVOLA, O., TABORDA, R., FERREIRA, O., DIAS, J.A., 1997. Field measurements of longshore sand transport and control processes on a steep meso-tidal beach in Portugal. *Journal of Coastal Research* 13 (4), 1119-1129.
- [16] *Coastal Engineering Manual*. (2002). Longshore Sediment Transport Part 3-2, Washington, DC.
- [17] CHU, V.C. Y C.C. MEI (1970). On Slowly Varying Stokes Waves. *J. Fluid Mech.*,41,pp. 873-887.
- [18] DABEES, M. y KAMPHUIS, J.W., 1998. ONELINE, A numerical model for shoreline change. *Proc. 26th Coastal Eng. Conf.*, ASCE: 2668-2681.
- [19] DABEES, M. y KAMPHUIS, J.W., 2000. NLINE: Efficient modeling of 3-D beach change. *Proc. 27th Coastal Eng. Conf.*, ASCE: 2700-2713.
- [20] DALRYMPLE, R.A., J.T.KIRBY Y P.A. HWANG (1984). Wave diffraction due to areas of energy dissipation. *Journal of Waterway, Port, oastal and Ocean Engineering*, ASCE, vol. 110, n 1, pp. 67-79.
- [21] DALLY, W.R., R.G. DEAN Y R.A. DALRYMPLE (1985). Wave Height variation across beaches of arbitrary profile. *Journal of Geophysical research*,90, C6,pp 11917-11927.
- [22] DEAN, R.G. (1977). Equilibrium beach profiles: U.S. Atlantic and Gulf Coasts. Dpt. of Civil Eng., *Ocean Eng. Report No. 12, University of Delaware*.
- [23] DEAN, R.G. Y R.A. DALRYMPLE (1984). Water wave mechanics for engineers and scientists. *Englewood Cliffs: Prentice- Hall*
- [24] DEAN, R.G., 1984. Principles of beach nourishment. In: P.D. Komar (Editor), CRC handbook of coastal processes and erosion. *CRC press, Boca Raton, Fla*, pp. 217- 232.
- [25] DEAN, R.G., 2002. Beach nourishment: Theory and practice, 118. *World Scientific*, 399 pp.
- [26] DEL VALLE, R., MEDINA, R., and LOSADA, M. A. (1993). Dependence of coefficient K on grain size, Technical Note No. 3062, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 119 (5), 568-574.
- [27] DINGEMANS, M.W., 1997. Water wave propagation over uneven bottoms. *Advanced Series on Ocean Engineering*, 13. World Scientific, 471 pp.
- [28] DJORDJEVIC, V. D.Y L.G. REDEKOPP(1978). On the development of packets of surface gravity waves moving over and Uneven Bottom. *Z. Angew. Math. And Phys.*, 29,pp.950-962.
- [29] FALQUÉS, A., CALVETE, D., 2005. Large scale dynamics of sandy coastlines. Diffusivity and instability. *J. Geophys. Res.* 110, C03007
- [30] FREILICH, M.H. y GUZA, R.T., 1984. Nonlinear effects on shoaling surface gravity waves. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, (A311): 1-41.
- [31] HANSON, H. y KRAUS, N.C., 1991. GENESIS: Generalized model for simulating shoreline change. Tech Rep. CERC 89-19. Reprinted. *US Army Corps of Engineers, CERC*. Vicksburg, Miss.

- [32] HANSON, H., AARNINKHOF, S., CAPOBIANCO, M., JIMÉNEZ, J.A., LARSON, M., NICHOLLS, R. J., PLANT, N. G., SOUTHGATE, H. N., STEETZEL, H. J., STIVE, M. J. F. And DE VRIEND, H. J., (2003). Modelling of Coastal Evolution on Yearly to Decadal Time Scales. *Journal of Coastal Research*, Vol. 19, No. 4 (Autumn, 2003), pp. 790-811
- [33] HASSELMANN, K. et al., 1973. Measurement of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Dtsch. Hydrogr. Z. Suppl.*, 12(A8): 1-95.
- [34] HEDGES, T. S. (1976). An empirical modification to linear wave theory. *Proc. Institute of Civil Engineering*, 61, pp. 575-579.
- [35] INMAN, D.L., BAGNOLD, R.A., 1963. In: Hill, M.N. (Ed.), *Littoral Processes in the Sea*, vol. 3. *Interscience*, New York, pp. 529-533.
- [36] KAMPHUIS, J. W. (1991). Alongshore sediment transport rate, *Journal of Waterways, Port, Coastal and Ocean Engineering ASCE*, 117(6), 624-641.
- [37] KAMPHUIS, J. W. (2002). Alongshore transport of sand. *Proceedings of the 28th International Conference on Coastal Engineering*. ASCE, 2478-2490.
- [38] KIRBY, J.T. Y R. A DALRYMPLE (1983). A parabolic equation for the combined refraction-diffraction of Stokes Waves by mildly varying topography. *J. Fluid Mech.*, 136, pp. 543-566.
- [39] KIRBY, J. T. Y R. A. DALRYMPLE (1985). Modifications to a propagation model for the combined refraction-diffraction of Stokes waves; Shallow water, Large angle and breaking wave effects. *Report UFL/COEL- 85/001*, Coastal and Oceanographical Engineering department, University of Florida, Gainesville.
- [40] KIRBY, J.T. (1986). Rational approximations in the parabolic equation method for water waves. *Coastal Engineering*, 10, pp. 355-378.
- [41] KIRBY, J. T. Y R. A. DALRYMPLE (1986). Modelling waves in surf-zone and around islands. *Journal of waterway, Port, coastal and Ocean Engineering*, ASCE, vol. 112, n 1, pp. 78-93.
- [42] KOMAR, P. D., and INMAN, D. L. (1970). Longshore sand transport on beaches, *Journal of Geophysical Research* 75(30), 5514-5527.
- [43] KOMEN, G.J. et al., 1994. Dynamics and Modelling on Ocean waves. *Cambridge University Press*, New York, 532 pp.
- [44] LARSON, M. and HANSON, H., 1987. Analytical solutions of the one-line model of shoreline change. *Tech Rep CERC-87-15*
- [45] LARSON, M., HANSON, H. y KRAUS, N.C., 1997. Analytical solutions of one-line model for shoreline change near coastal structures. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, ASCE, 123(4): 180-191.
- [46] LE MEHAUTE, B. y SOLDATE, M., 1977. Mathematical modeling of shoreline evolution. Misc Rep. 77-10. *US Army Corps of Engineers, CERC*. Vicksburg, Miss.
- [47] LIU, P.L.F. Y T.K. TSAY (1984). On weak reflection of water waves. *Journal Fluid Mech.*, 131, pp. 59-71.
- [48] MASSELINK, G., PATTIARACHI, C., 1998. The effect of sea breeze on beach morphology, surf zone hydrodynamics and sediment re-suspension. *Marine Geology* 146, 115-135.

- [49] MADSEN, P.A. Y SØRENSEN, Y., 1992. A new form of the Boussinesq equation with improved linear dispersion characteristics, 2, A slowly-varying bathymetry. *Coastal Eng.*, 18: 183-205.
- [50] MEDELLIN, G., MEDINA, R., FALQUÉS A., GONZÁLEZ, M., 2007. Coastline sand waves on a low-energy beach at El Puntal'spit, Spain. *Marine Geology* 250 (2008) 143-156
- [51] MEI, C.C., 1983. The applied dynamics of ocean surface waves. *Wiley*, New York, 740 pp.
- [52] MILES, J.W., 1981. Hamiltonian formulations for surface waves *Appl. Sci. Res.*, 37: 185- 204.
- [53] MURRAY, A.B., AAHTON, A., ARNOULT, O., 2001. Large-scale morphodynamic consequences of an instability in alongshore transport. *Proceedings of the Symposium on River, Coastal, and Estuarine Morphodynamics, Obihiro, Japan*, vol. 404. Int.Assoc. forHydraul. Res., Delft,Netherlands, pp. 335-364.
- [54] OZASA, H. Y BRAMPTON A. H., 1980. Mathematical modelling of beaches backed by seawalls. *Coastal Engineering*, 4: 47-63
- [55] PAYO, A., 2004. Predicción de la evolución de sistemas costeros a gran escala, basada en soluciones analíticas del modelo de una línea. Universidad de Granada, Tesis doctoral, 147 pp.
- [56] PAYO,A., BAQUERIZO,A.,LOSADA,M.Á.,2002. One-line model with time dependent boundary conditions. *Proc. 28th Coastal Engineering Conference*. ASCE,3046-3052
- [57] PELNARD-CONSIDERE, R., 1956. Essai de theorie de lévolution des forms de vivage en plages de sable et de galets. *Journées de l'Hydraulique, Les Energies de la Mer* (Question III, rapport, No.1): 289-298.
- [58] PEREGRINE, D.H., 1966. Long waves on a beach. *J. Fluid Mech.*, 27: 815-827.
- [59] PETERSEN, D., DEIGAARD, R., FREDSOE, J., 2008. Modelling the morphology of sandy spits. *Coastal Engineering*, Volume 55, Issues 7-8, July 2008, Pages 671-684
- [60] PRICE, W.A., TOMLINSON, K.W. y WILLIS, D.H., 1972. Predicting changes in the plan shape of beaches. *Proc. 13th Coastal Eng. Conf.*, ASCE: 1321-1329.
- [61] RADDER, A.C., 1979. On the parabolic equation method for water wave propagation. *J. Fluid Mech.*, 95: 159-176.
- [62] RADDER, A.C., 1992. An explicit Hamiltonian formulation of surfaces waves in water of finite depth. *J. Fluid Mech.*, 237: 435-455.
- [63] RODRÍGUEZ-RAMÍREZ, A., RODRÍGUEZ VIDAL, J., CÁCERES, L., CLEMENTE, L., BELLOUMINI, G., MANFRA, L., IMPROTA, S., DE ANDRES, J.R., 1996. Recent coastal evolution of the Doñana National Park (S.Spain). *Quat. Sci. Rev.* 15, 803-809.
- [64] RODRÍGUEZ-RAMÍREZ, A., YÁÑEZ-CAMACHO, 2008. Formation of chenier plain of the Doñana marshland (SW Spain): Observations and geomorphic model. *Marine Geology*, 254 (2008) 187-196
- [65] *Shore Protection Manual*. (1984). U.S. Government Printing Office, Washington, DC.
- [66] SKOVGAARD, O., I.G. JONSSON Y J. A.BERTELSEN (1975). Computation of wave heights due to refraction and friction. *Journal of waterway, port, Coastal and Ocean division*, ASCE,101,WW1,pp. 15-31.

-
- [67] TOLMAN, H.L., 1991. A third generation model for wind waves on slowly varying, unsteady and inhomogeneous depths and currents. *J. Phys. Oceanogr.*, 21(6): 782-797.
- [68] WHITHAM, G.B., 1974. Linear and nonlinear waves. *Wiley*, New York, 636 pp.