

# Documento de referencia



Volumen II

## Procesos litorales



Ministerio de Medio Ambiente

Universidad de Cantabria UC

G.I.O.C.  
Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas





## DOCUMENTO DE REFERENCIA

*Diciembre de 2000*

### ÍNDICE

---

## VOLUMEN I. DINÁMICAS

---

### - SECCIÓN 1. MECÁNICA DE ONDAS

Introducción

Movimiento oscilatorio, Magnitudes características de las ondas

Definición de los parámetros adimensionales

Regímenes y teorías de ondas

Planteamiento general del problema de contorno

Teoría lineal de ondas

Teoría no lineal de ondas

Bibliografía

### - SECCIÓN 2. ANÁLISIS DEL OLAJE

Capítulo 1. Introducción

Capítulo 2. Conceptos básicos para la descripción del oleaje

Capítulo 3. Modelos estadísticos para el análisis del oleaje a corto plazo

Capítulo 4. Propiedades espectrales del oleaje

Capítulo 5. Modelos de predicción del oleaje a corto plazo

Capítulo 6. Descripción del oleaje a largo plazo: regímenes

Capítulo 7. Bibliografía



- **SECCIÓN 3. TRANSFORMACIÓN DEL OLEAJE EN LAS PROXIMIDADES DE LA COSTA**

Introducción  
Conceptos previos  
Asomeramiento  
Refracción  
Difracción  
Refracción – difracción  
Reflexión  
Disipación  
Transformación del oleaje  
Bibliografía

- **SECCIÓN 4. HIDRODINÁMICA EN LA ZONA DE ROMPIENTES**

Capítulo 1. Introducción  
Capítulo 2. Asomeramiento y rotura del oleaje  
Capítulo 3. Ecuaciones generales promediadas  
Capítulo 4. Aplicaciones de las ecuaciones generales promediadas al cálculo de las características medias del flujo en la zona de rompientes  
Capítulo 5. Flujo medio vertical transversal en la zona de rompientes  
Capítulo 6. Dinámica de la zona de ascenso-descenso

- **SECCIÓN 5. ONDAS LARGAS**

Introducción  
La marea astronómica  
Ecuaciones fundamentales  
Propagación 1-D de las ondas largas  
Propagación con fricción



Marea meteorológica (Storm surge)

Ondas largas inducidas por el oleaje. Ondas infragravitatorias

Bibliografía

- **SECCIÓN 6. TRANSPORTE DE SEDIMENTOS**

Capítulo 1. Introducción

Capítulo 2. Flujo de agua y perfil de velocidades

Capítulo 3. Rugosidad de lecho

Capítulo 4. El transporte de sedimentos

Capítulo 5. Bibliografía

- **SECCIÓN 7. DINÁMICA Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN RÍAS Y ESTUARIOS**

Capítulo 1. Introducción general

Capítulo 2. Desembocaduras

Capítulo 3. Estuarios

Capítulo 4. Bibliografía

---

**VOLUMEN II. PROCESOS LITORALES**

---

- **SECCIÓN 1. PROCESOS LITORALES**

Capítulo 1. Introducción general

Capítulo 2. Morfología de playas a largo plazo: perfil de equilibrio

Capítulo 3. Morfología de playas a largo plazo: forma en planta de equilibrio

Capítulo 4. Morfodinámica de playas a largo y medio plazo

Capítulo 5. Procesos litorales en rías y estuarios





---

## **VOLUMEN III. OBRAS**

---

- **SECCIÓN 1. OBRAS**

Capítulo 1. Introducción general

Capítulo 2. Clasificación y tipología de las obras de protección del litoral

Capítulo 3. Cálculo funcional de estructuras de protección del litoral

Capítulo 4. Estabilidad de estructuras de protección del litoral

Capítulo 5. Materiales

Capítulo 6. Análisis de riesgo

Capítulo 7. Bibliografía

---

## **Volumen IV. MEDIO AMBIENTE LITORAL**

---

- **SECCIÓN 1. ECOSISTEMAS LITORALES**

Capítulo 1. El medio marino

Capítulo 2. Zona intermareal

Capítulo 3. Ecosistemas litorales

Capítulo 4. Comunidades intermareales

- **SECCIÓN 2. IMPACTO AMBIENTAL**

Capítulo 1. Introducción

Capítulo 2. Impacto ambiental

Capítulo 3. Evaluación del impacto ambiental

Capítulo 4. Los estudios de impacto

Capítulo 5. EsIA: Introducción



Capítulo 6. EsIA: Análisis del medio

Capítulo 7. EsIA: Análisis del proyecto

Capítulo 8. EsIA: Análisis de impacto

---

## Volumen V. APÉNDICES:

---

### APÉNDICE I.

#### - SECCIÓN 1. REFERENCIAS

Referencias bibliográficas

*Libros*

*Revistas*

*Normativa*

*Bases de datos y direcciones de Internet interesantes*

*Congresos y conferencias*

*Centros de investigación*

#### - SECCIÓN 2. MÉTODOS EXPERIMENTALES

Capítulo 1. Modelos físicos

Capítulo 2. Análisis dimensional

Capítulo 3. Principios de la semejanza

Capítulo 4. Modelos hidrodinámicos

Bibliografía

### APÉNDICE II. AVANCES TÉCNICOS



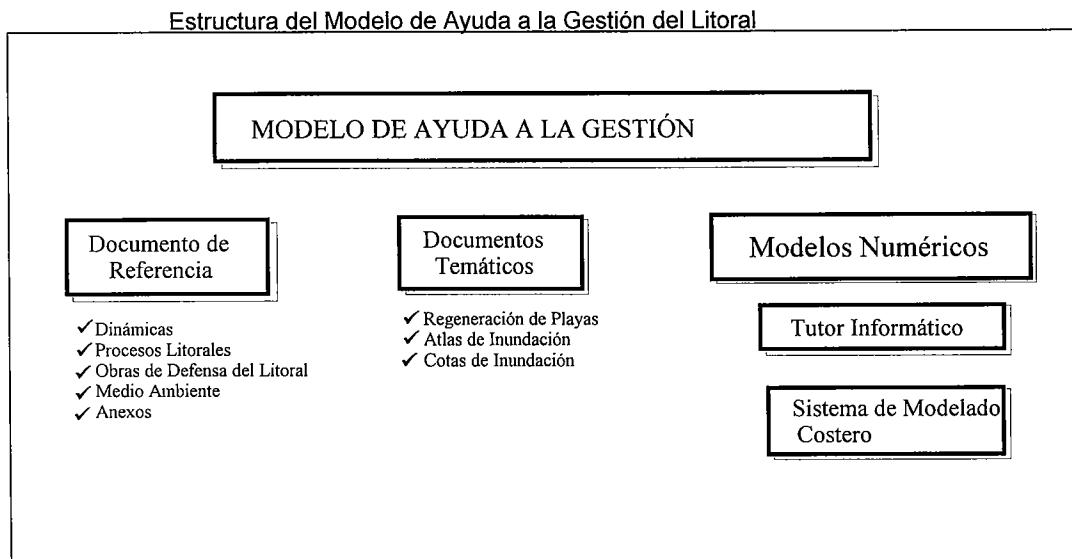
## Prólogo

El presente documento es el *Volumen II. Procesos Litorales* del Documento de Referencia, que es uno de los textos elaborados dentro del proyecto “Modelo de Ayuda a la Gestión del Litoral”.

Dicho proyecto, desarrollado por la Universidad de Cantabria para la Dirección General de Costas del Ministerio de Medio Ambiente ha tenido como objetivos fundamentales:

- Conocer con precisión la dinámica y la evolución de los sistemas costeros,
- Diseñar con fiabilidad las estrategias de actuación necesarias para evitar la regresión de la costa y la inundación de las zonas bajas litorales,
- Establecer una metodología para el diseño, ejecución y seguimiento de las actuaciones a realizar en la costa española
- Recopilar la experiencia española en el campo de la Ingeniería Litoral.

La estructura y objetivos particulares de los textos y modelos desarrollados en el seno del proyecto se presenta en el cuadro adjunto:



El Documento de Referencia es un compendio enciclopédico en el que se recoge el estado del arte de los conocimientos necesarios para sustentar los diferentes documentos temáticos y modelos numéricos elaborados.

La estructura general del Documento de Referencia es la siguiente:

- Volumen I. Dinámicas
- Volumen II. Procesos litorales
- Volumen III. Obras de protección del litoral
- Volumen IV. Medio ambiente litoral
- Volumen V. Apéndices

Los Documentos Temáticos tienen como objetivo desarrollar la metodología de diseño de diversas actuaciones en la costa.

Entre los Documentos Temáticos desarrollados se encuentran:

- Volumen 1. Regeneración de playas.
- Volumen 2. Cota de Inundación
- Volumen 3. Atlas de Cota de Inundación

Los Modelos Numéricos tienen un doble objetivo:

- Facilitar la aplicación de la información del Documento de Referencia en soporte informático (Tutor Informático de Costas, Tic).
- Ofrecer un paquete de programas numéricos que permitan la correcta utilización de la metodología propuesta en los Documentos Temáticos.

Cada uno de los modelos desarrollados cuenta con un manual habiéndose editado los siguientes:

- Modelo de Propagación de Ondas (Oluca)
- Modelo de Corrientes en Playas (Copla)
- Modelo de Erosión / Sedimentación (Eros)
- Modelo de Perfil Transversal (Petra)
- Modelo de Sistema de Modelado Costero (SMC)

Aunque el Documento de Referencia trata de incluir todos los conocimientos teóricos necesarios, se ha optado en algunos casos específicos, como son el del Documento de Cota de Inundación o en algunos de los manuales de los modelos numéricos, por incluir en los mismos una gran parte de los fundamentos teóricos que los sustentan complementando así algunas partes del Documento de Referencia.

Santander, Diciembre de 2000

# **Sección 1.**

## **PROCESOS LITORALES**

---

# DOCUMENTO DE REFERENCIA

## ÍNDICE

### PROCESOS LITORALES

<b>Capítulo 1. Introducción general</b> .....	1
1.1 Introducción .....	1
1.2 La morfología de las playas .....	3
1.3 La hidrodinámica de las playas.....	11
1.4 Escalas espacio – temporales de los procesos morfodinámicos.....	21
<b>Capítulo 2. Morfología de playas a largo plazo:</b>	
<b>perfil de equilibrio</b> .....	25
2.1 Introducción .....	25
2.2 Revisión de formulaciones existentes.....	26
2.3 Modelos de perfil de equilibrio .....	32
2.4 Modelos modificados de perfil de equilibrio .....	43
2.5 Bibliografía.....	142
<b>Capítulo 3. Morfología de playas a largo plazo: forma en planta de     equilibrio</b> .....	147
3.1 Introducción .....	147
3.2 Definiciones y conceptos previos.....	148
3.3 Revisión de formulaciones existentes.....	159
3.4 Aplicación de los modelos existentes de forma en planta a la costa cantábrica.....	180
3.5 Propuesta de un modelo de forma en planta.....	226
3.6 Bibliografía.....	299

<b>Capítulo 4. Morfodinámica de playas a largo y medio plazo .....</b>	<b>306</b>
4.1 Modelos de evolución morfodinámica de playas .....	307
4.2 Variabilidad de los perfiles de playa .....	338
4.3 Corrientes medias longitudinales y transporte sólido litoral .....	362
<b>Capítulo 5. Procesos litorales en rías y estuarios .....</b>	<b>383</b>
5.1 Introducción .....	383
5.2 Elementos morfológicos de una desembocadura.....	384
5.3 Dinámica sedimentaria de la desembocadura.....	386
5.4 Tendencia morfológica al equilibrio: evolución a largo plazo.....	388
5.5 Variabilidad de la tendencia evolutiva.....	392
5.6 Dinámica sedimentaria de las zonas interiores del estuario.....	396
5.7 Bibliografía.....	397





## Capítulo 1. INTRODUCCIÓN GENERAL

### 1.1. Introducción

Es bien conocido que las playas sufren cambios topobatimétricos bajo la acción de las principales dinámicas que actúan sobre ellas: oleaje, corrientes y viento. Los modelos teóricos de evolución de playas tratan de integrar todas estas dinámicas con el objetivo de poder predecir la evolución de las playas, en el supuesto de que la secuencia e intensidad de la variación de los factores que controlan la dinámica es conocida.

La dinámica de la zona de rompientes de las playas se encuentra en la actualidad en desarrollo. La modelización del flujo en la zona de rompientes y de la interacción flujo-sedimento para el establecimiento de los modelos de transporte, sólo se puede realizar imponiendo numerosas simplificaciones. Como resultado, aún en el supuesto de que las acciones sean conocidas, no existe ningún modelo de evolución tridimensional de playas que sea capaz de predecir las variaciones a corto y medio plazo en el tiempo y de pequeña y media escala en el espacio. En la actualidad, los modelos numéricos de evolución de playa, modelos de una línea, de varias líneas o modelos bidimensionales integrados en vertical, son aplicables al análisis a largo plazo y gran escala, y sólo fiables en el caso de que se alcance algún tipo de equilibrio en el que los caudales de transporte de sedimento sean pequeños.

Por otro lado, aún en el caso de que los modelos de evolución morfodinámica fueran fiables, quedaría por resolver la naturaleza aleatoria de las acciones. Queda claro que cualquier modelo de evolución de playas tiene que tener en cuenta esta aleatoriedad, mediante el adecuado tratamiento estadístico de las variables de entrada y de los resultados.



En muchos de los modelos de análisis morfodinámico de playas se suele asumir, por simplicidad, que las playas se pueden definir mediante una línea en planta y varios perfiles tipo, aplicables a secciones determinadas de la misma. Las playas naturales, sin embargo muestran irregularidades, tanto del perfil como de la planta, en todas las escalas de espacio y tiempo de formación. En este documento, trataremos las formas de playa en las escalas pequeña o corto plazo (decena de metros y horas), en la escala media o medio plazo (centenas de metros y semanas), correspondientes a la formación y evolución de perfil de playa, beach cusps, escarpes, barras, canales de retorno, etc. y las formas de playa a gran escala o largo plazo (Kilómetros o meses o años), correspondientes a la evolución de la forma en planta y perfil de equilibrio de las playas, puntales, deltas, tómbolos, etc. En este texto no se trata la evolución de playas a una escala mayor que la macroescala (ó 100 km), ni la evolución de las formas de lecho en la microescala (centímetros y minutos), como es el caso de los ripples, dunas, etc.

En una playa rectilínea, no afectada por contornos terrestres, islas o bajos rocosos, las irregularidades de media escala, del orden de centenares de metros, y de pequeña escala, del orden de decenas de metros, están asociadas a las migraciones de las barras en los distintos estados de la playa, en continuo equilibrio entre las fuerzas constructoras y erosivas del oleaje.

El comportamiento de las barras producido por la acción del oleaje se ha ido revelando gradualmente. Las barras emigran hacia tierra o hacia el mar dependiendo de las condiciones de oleaje. Estas barras migratorias actúan, no sólo como una reserva temporal de arena para las playas sino como una barrera flexible contra las olas y las corrientes por ellas inducidas. La interacción entre las barras y el campo de oleaje/corrientes da lugar a cambios característicos en la topografía de la playa y de las propias barras.

En este Capítulo se presenta, a forma de introducción, la definición de algunos términos, conceptos y procesos involucrados en la descripción de la morfodinámica de playas. En el Capítulo 2 se describen los modelos de evolución morfodinámica de playas, que permiten predecir en forma probabilística la forma y dinámica de las playas en función del tipo de sedimento y del clima marítimo. Los Capítulos 3 y 4 se dedican a la descripción de los modelos de equilibrio del perfil y de la planta de la playa, respectivamente. En el Capítulo 5 se desarrolla un modelo de Una Línea de evolución de la forma en planta de playas. En el Capítulo 6 se presentan los métodos y formulaciones que se emplean para el cálculo de los volúmenes de arena necesarios para la realimentación de playas con arenas de préstamos. Finalmente, en el Capítulo 7 se recopilan los métodos y equipos necesarios para la realización del seguimiento del comportamiento de las realimentaciones de playas.



## 1.2 LA MORFOLOGÍA DE LAS PLAYAS

Este apartado se dedica a la descripción morfológica de las playas. En esta descripción se separa la definición de las formas en el perfil de playa de las formas características en planta. Cuando la variación longitudinal de las características morfológicas de una playa es muy pequeña, se podrá asumir que la playa es bidimensional y podrá ser descrita por las características de su perfil. En el caso general de que las variaciones longitudinales sean importantes, la playa será tridimensional y se requerirá un número determinado de perfiles y su definición en planta para la descripción morfológica completa de la playa. En cuanto a la definición de los términos empleados, se seguirá en lo sucesivo la nomenclatura del Coastal Engineering Research Center, CERC, tomada del Shore Protection Manual (1984). En algunos casos no existe terminología específica en castellano. Dada la amplia difusión de la terminología Inglesa, se presentarán, siempre que sea posible, todos los términos en ambos idiomas, castellano e inglés, respectivamente.

Se define **Playa (Beach)** como la acumulación de sedimento no consolidado (arena, grava o canto rodado) que se sitúa entre la línea de máximo alcance del oleaje en temporal y pleamar viva y una profundidad que corresponde a la zona donde deja de producirse un movimiento activo de sedimentos debido a la acción del oleaje. Queda claro pues que la definición de playa no puede separarse de la hidrodinámica. Esta definición de playa coincide prácticamente con la definición de **Zona Litoral (Litoral Zone)** dada por Komar en la figura 1.1. No hay que confundir esta definición morfodinámica de la playa con la definición, más amplia, dada por las Leyes de algunos países, que incluye en la playa toda la Zona Costera adyacente a la misma tal como se define a continuación.

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

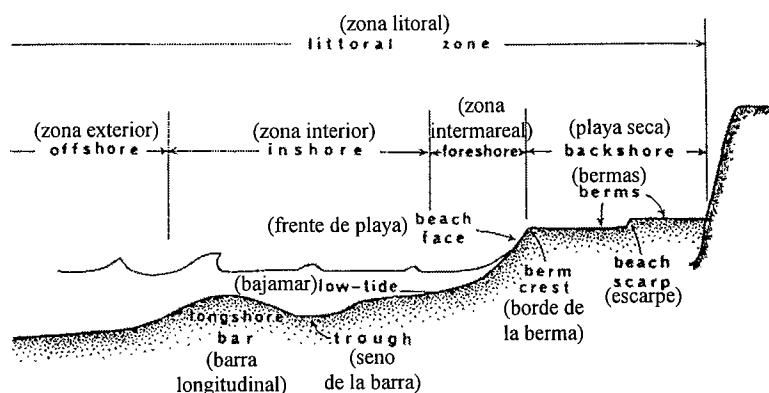


Figura 1.1 Zonación y elementos del perfil de playa.

## El perfil de las playas

### Definiciones.

Se define **Perfil de Playa, (Beach Profile)** como la variación de la profundidad del agua,  $h$ , con la distancia a la línea de costa,  $x$ , en dirección normal a la misma. Esta definición asume que la playa es localmente, de batimetría recta y paralela, por lo que la **Línea de Costa, (Shoreline)** puede ser representada por una curva de nivel cualquiera de la playa. Es bastante habitual el tomar el nivel medio del mar para la definición de la línea de costa. En playas con marea es conveniente indicar que nivel se emplea en la definición de la línea de costa. La extensión del perfil hacia tierra y hacia el mar viene determinado por su corte con los límites hacia tierra y hacia el mar de la playa, es decir, por los límites de la zona litoral.

En la figura 1.1 se ha indicado algunos de los términos relativos a las zonas en que se divide el perfil. Sus definiciones son las siguientes:

**Playa seca (Backshore):** Zona del perfil de playa comprendida entre el límite de tierra de la playa y el inicio del frente de playa.

**Berma (Berm):** Zona cuasi-horizontal de la playa seca formada por la deposición de sedimento debida al oleaje. Su límite por el lado del mar es el brusco cambio de pendiente que se produce hacia el frente de playa, denominado **Borde de la Berma (Berm Crest)**. Cuando, tras una temporada de gran actividad del oleaje



(Invierno), se sucede un período de calma (Verano), una nueva berma, **Berma de Verano** se puede añadir a la anterior, **Berma de Invierno**, con un nivel horizontal inferior (debido a que el ascenso del oleaje es inferior). Marcando la separación entre las dos bermas puede haber una zona de mayor pendiente, correspondiente a frente de playa de Invierno.

**Escarpe de Playa (Beach Scarp):** Escalón vertical en la playa seca formado por la erosión de la berma producida por un temporal.

**Zona Intermareal (Foreshore):** Zona de la playa comprendida entre la parte exterior de la berma y el límite de descenso del oleaje en bajamar.

**Frente de Playa (Beach Face):** Sección de la playa que queda expuesta a la acción del flujo ascendente y descendente del oleaje. En caso de mares con marea, el frente de playa queda definido por la zona de ascenso - descenso en pleamar.

**Escalón de Playa (Beach Step):** Zona de mayor pendiente que aparece en ocasiones en el límite inferior del frente de playa. Suele contener sedimentos mas gruesos que en el resto del perfil, ver figura 1.3.

**Terraza de Bajamar (Low Tide Terrace):** Parte de la zona intermareal situada entre el límite inferior del frente de playa y el límite de descenso del oleaje en bajamar.

**Canaleta de Bajamar (Runnel):** Depresión en la terraza de bajamar que puede aparecer inmediatamente por debajo del frente de playa. Puede estar asociada al seno de una barra creciente muy próxima al frente de playa.

**Barra Longitudinal (Longshore Bar):** Acumulación de arena cuasi paralela a la Línea de Costa. Puede haber varias barras en el perfil de la playa. La barra mas interior puede quedar expuesta en bajamar.

**Cresta de la barra (Bar Crest):** Zona de mayor elevación de la barra longitudinal.

**Seno de la Barra (Longshore Trough):** Depresión en el perfil de playa paralela a la línea de costa, asociada con la Barra. Se produce inmediatamente hacia el interior de la barra.

**Playa Sumergida (Submerged Beach):** Zona de la playa comprendida entre el límite de descenso del oleaje en bajamar y el límite exterior del perfil. En la literatura inglesa se divide en (**Inshore**), zona de movimiento activo de sedimento,



comprendida desde el nivel de descenso en bajamar hasta la zona exterior de la barra y (Offshore), en la zona exterior.

### Variaciones del perfil: Playas disipativas y reflejantes.

El perfil de las playas cambia constantemente como respuesta a los cambios del transporte transversal de sedimentos que produce la dinámica marina, especialmente el oleaje. Los cambios mas notorios son los asociados a los desplazamientos de las barras y el avance o retroceso de la berma. Estos cambios morfológicos generan toda una tipología de formas de playa. De entre las múltiples formas posibles de perfil, existen dos extremas que presentan una geometría en planta aproximadamente bidimensional, es decir, en las que el perfil representa bastante aproximadamente la morfología de la playa. Estas dos formas extremas del perfil se denominan perfil disipativo y reflejante.

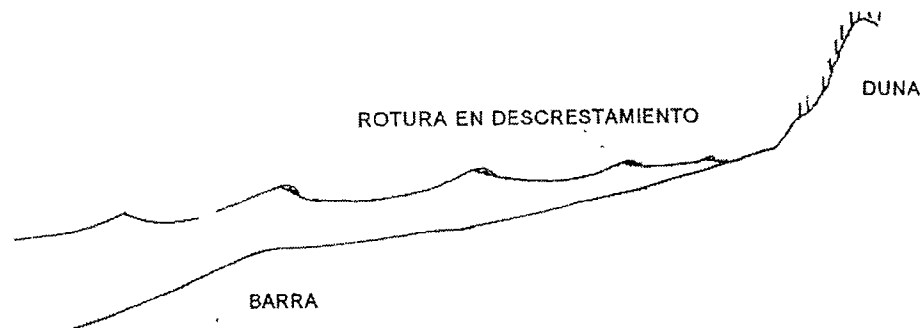


Figura 1.2. El perfil disipativo

El **perfil disipativo**, figura 1.2, es característico de playas de arena fina y niveles de energía elevados. En general, el frente de playa no puede ser distinguido de la terraza de bajamar y la zona intermareal tiene un talud ligeramente cóncavo con pendientes bajas y sin formaciones destacables. Asimismo, no existen bermas que delimiten la zona de playa seca, por lo que el perfil cóncavo se inicia prácticamente en el pie de duna o en el acantilado en su caso. La playa sumergida suele presentar una o varias barras longitudinales, con senos y crestas poco marcados.

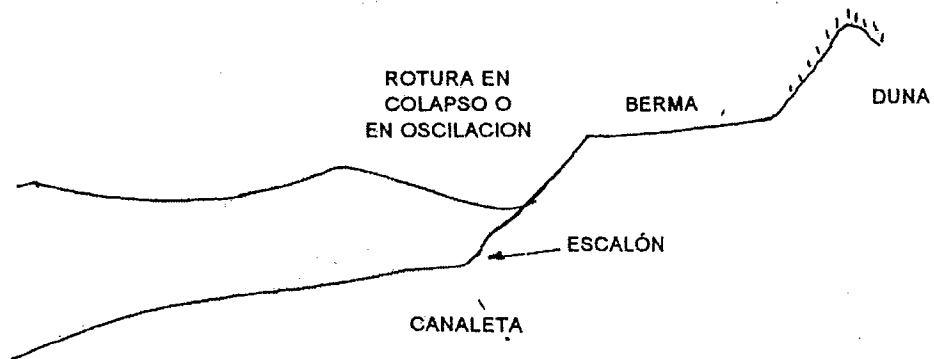


Figura 1.3. El perfil reflejante.

El **perfil reflejante**, figura 1.3, se presenta en playas de arenas medias a gruesas, con niveles de energía bajos. En este caso, el borde de la berma marca claramente el inicio del frente de playa. En la playa seca pueden apreciarse restos de bermas y escarpes correspondientes a perfiles más retrasados producidos por condiciones de oleaje más energéticas. Sobre el frente de playa son frecuentes los beach cusps y suele existir un escalón en la parte inferior del frente de playa compuesto de materiales más gruesos, después del cual la pendiente del perfil baja considerablemente, conservando una forma cóncava. Si la playa es macromareal, el escalón del pie del frente de playa queda arrasado por la acción del oleaje y una plataforma de bajamar de pendiente suave queda al descubierto en bajamar. Esta plataforma queda frecuentemente inundada en bajamar por la surgencia freática que se produce en la parte inferior del frente de playa. En la playa sumergida no se aprecian barras.

Entre estos dos tipos extremos de morfología del perfil se presenta toda una gama de estados intermedios. Estos estados de playa no se pueden definir mediante un sólo perfil, pues son básicamente tridimensionales y la morfología está fuertemente relacionada con los sistemas circulatorios que se establecen en las playas. En el apartado 5 se describirán las características morfodinámicas de estos estados intermedios.

Algunas playas muestran una gran variabilidad en su perfil, respondiendo a condiciones de oleaje fuertemente variables. En las latitudes templadas, las playas medianamente expuestas, con tamaños de grano medio a fino, de 0.2 a 0.3 mm, sufren condiciones de oleaje con fuertes variaciones estacionales. En general, el nivel medio de energía y los extremos de los temporales son muy superiores en los meses



invernales. Tras una temporada de sufrir repetidos temporales, las citadas playas alcanzan una posición de cuasi-equilibrio que se aproxima bastante a la de las playas disipativas, y se dice que la playa ha alcanzado su **Perfil de Invierno**. Contrariamente, tras largos períodos de calma, más frecuentes en los meses estivales, la playa recupera un perfil cercano al reflejante, indicándose que la playa ha alcanzado su **Perfil de Verano**. Estos términos de 'perfil de Invierno' y 'perfil de Verano', son pues relativos y pueden no corresponderse, en un momento determinado con la estación del año en la que se encuentra el citado perfil, sino con el aspecto que presenta la playa en un momento determinado.

### La forma en planta de las playas

Además de la definición del perfil, la forma de una playa no queda completa sin su descripción en planta. La descripción de la forma en planta puede realizarse en función de las escalas de las mismas:

#### Formas de pequeña escala.

Estas formas están producidas por la dinámica en escalas de tiempo del orden de segundos o minutos y escalas de espacio en el orden de decímetros a metros, y reciben el nombre genérico de **formas de lecho**. Formas de lecho son los **ripples o rizaduras**, producidos por el movimiento oscilatorio o las corrientes, con escala de longitud de dm y de tiempo de segundos y las dunas y antidunas, con escalas del orden del m y del minuto.

#### Formas de media escala

Son formas de media escala aquellas que tienen una longitud característica del orden de la decena o centena de m y un tiempo de evolución que oscilan entre horas y 1 año, figura 1.4.

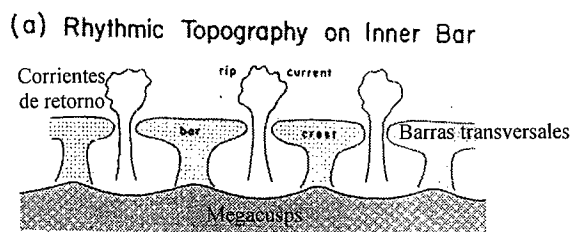


Figura 1.4. Algunas formas en planta de escala media





Como se ha indicado en el apartado anterior, las playas de perfil disipativo y las reflejantes, muestran características longitudinales relativamente uniformes en la macroescala, por lo que quedan bien definidas morfológicamente por su perfil. Las playas intermedias, sin embargo, presentan grandes variaciones longitudinales en el perfil, por lo que en las mismas, no puede hablarse de un perfil tipo.

Las formas en planta de media escala son las que aparecen en los estados de playa intermedios entre el disipativo y el reflejante. Estas formas en planta son el resultado de la interacción de la hidrodinámica y el sedimento a media escala y no hay que confundirlas con las formas a gran escala en planta de las playas. Entre las formas en planta de media escala se pueden nombrar los beach cusps, megacusps y barra rítmicas, barras transversales y canales de retorno.

#### Formas de gran escala.

Son formas en planta de playa con escalas del orden de centenares de metros o kilómetros y escalas de tiempo de variación en el orden de estaciones o años, resultado de la interacción del oleaje con las condiciones de contorno, como pueden ser la batimetría, el abrigo por bajos o arrecifes, cabos, canales de marea, obras artificiales, etc. Estas otras formas en planta a gran escala, como pueden ser deltas, tómbolos y hemitómbolos, puntales, islas barrera, etc, ver figura 1.5.

#### Definiciones.

Por lo que respecta a las formas en planta, los términos más comunes que se emplearán son los siguientes:

**Barras Crecientes (Crescentic Bars):** Barra claramente asimétrica, con el talud del lado de tierra mucho más pendiente, que del lado del mar, indicando un desplazamiento de la barra hacia tierra. Estas barras suelen estar cortadas longitudinalmente por canales de retorno. Forma de media escala.

**Canales de Retorno (Rip Channels):** Zonas de mayor profundidad que cortan transversalmente las barras longitudinales y crecientes. Pueden quedar expuestos en bajamar y están asociados a la hidrodinámica de las corrientes en la zona de rompientes. Forma de media escala.

**Barras Transversales (Trasverse Bars):** Barra que se extiende en dirección aproximadamente perpendicular a la línea de costa. Frecuentemente su lado de tierra queda unido al frente de playa. Entre las barras transversales existen siempre canales de retorno. Forma de media escala.



**(Beach Cusps):** Formas rítmicas de entrantes y salientes que se forman en el frente de playa, con longitud de onda del orden de la decena de metros (media escala).

**(Megacusps):** Formas rítmicas de entrantes y salientes que se forman en el frente de playa, asociadas a secuencias longitudinales rítmicas de barras crecientes o transversales. Los entrantes en el frente de playa suelen estar enfrentados con los canales de retorno, mientras que los salientes coinciden con la zona de avance hacia tierra de la barra. Su longitud de onda es del orden de la centena de metros (media escala).

**(Ripples):** Formas rítmicas del lecho de las playas, de dimensiones horizontales del orden de los decímetros (pequeña escala).

**Dunas y antidunas:** Formas de lecho de las playas, de dimensiones horizontales del orden de metros y verticales del orden de decímetros (pequeña escala), que aparecen en ocasiones en la zona de rompientes de las playas.

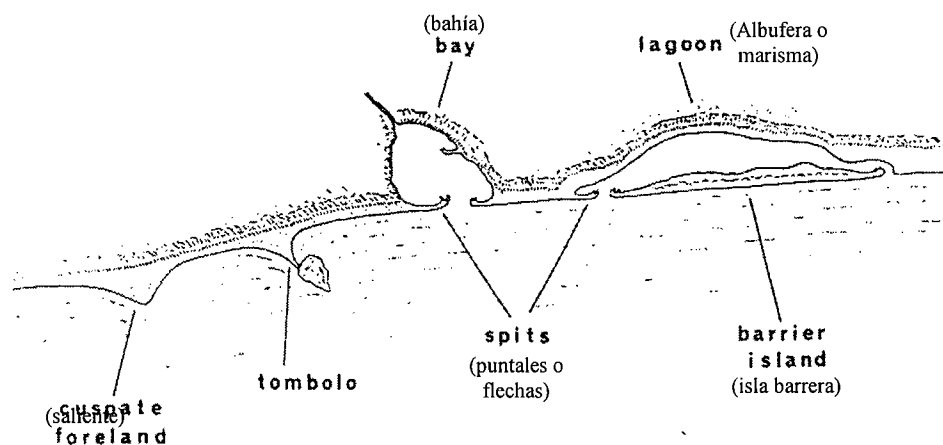


Figura 1.5. Algunas formas en planta de gran escala.

**Tómbolo:** Saliente de arena producido por la presencia de una isla, arrecife emergido natural o estructura artificial, debido al cambio de la dinámica del oleaje provocado por la estructura. En el tómbolo, el saliente de arena se une a la estructura, formando un espigón natural de arena entre la costa y la isla o estructura.

**Saliente o hemitómbolo:** Saliente de arena con el mismo origen del tómbolo o debido al encuentro de dos corrientes costeras opuestas. En el caso de estar producido por una estructura, el saliente no alcanza la misma.



**Cordón litoral, puntal o flecha.** Cordón arenoso paralelo a la dirección general de la línea de costa, producido por los cambios de dirección de la línea de costa, en zonas con importante transporte longitudinal de sedimentos. En determinadas costas de plataforma somera, los cordones litorales pueden surgir por transporte transversal del sedimento. Cuando el cordón tiende a cerrar una bahía en zonas mareales o con aportación fluvial importante, el cordón alcanza un equilibrio con el prisma de marea o con el caudal fluvial. En zonas sin marea, o con poca aportación fluvial, el cordón puede llegar a cerrarse casi completamente, dejando en la zona de tierra una laguna salobre o dulce denominada albufera.

**Isla barrera.** Si un cordón litoral queda separado por dos salidas al mar de la marisma interior, se denomina isla barrera.

### 1.3 LA HIDRODINÁMICA DE LAS PLAYAS

Este apartado se dedica a repasar algunos conceptos de la hidrodinámica de las playas, necesarios para la comprensión de los modelos morfodinámicos que se presentan más adelante. En este documento no se presenta los detalles de la modelización matemática de la hidrodinámica que aquí se expone, los cuales pueden ser consultados bajo los temas de: Teoría de Ondas, Ondas Largas e Hidrodinámica de la Zona de Rompientes. Como en el caso anterior de la morfología, se inicia este apartado con una definición de los diferentes términos de la hidrodinámica que se emplearán más adelante.

#### Definiciones

En la figura 1.6, se presenta las divisiones que normalmente se utilizan a la hora de describir el flujo del oleaje sobre las playas. Sus definiciones son las siguientes:

**Ola Rota (Bore):** El origen del término bore proviene de la onda de marea que se propaga como un resalto móvil en estuarios de poca profundidad y con grandes carreras de marea. Por su similitud en la forma y en la hidrodinámica, se aplica también a la onda progresiva producida tras la rotura del oleaje.

**Zona de Rotura (Breaker Zone):** Es la porción de la zona interior en la que se produce la rotura del oleaje. Si el oleaje fuera regular, se denominaría Línea de Rotura y determinarían el límite del lado del mar de la zona interior.

**Zona de Rompientes (Surf Zone):** Porción del área interior en la que se propagan los bores producidos tras la rotura



**Zona de Ascenso-Descenso (Swash Zone):** Porción de la zona interior sobre la que se produce la alternancia de ascenso y descenso del oleaje, quedando el fondo cubierto y descubierto alternativamente por el oleaje. Este flujo de ascenso-descenso sólo es notorio para las oscilaciones de onda corta (oleaje) en la zona del frente de playa.

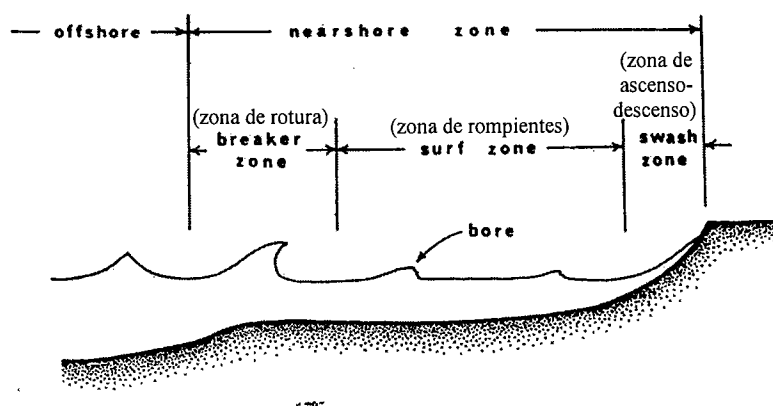


Figura 1.6. Definiciones de la hidrodinámica en perfil.

**Zona Interior (Nearshore Zone):** Comprende la zona entre el máximo ascenso del oleaje en la playa y el límite hacia el mar de la rotura del oleaje. Incluye las zonas de ascenso - descenso, de rompientes y de rotura.

Otros términos de la hidrodinámica del oleaje que se emplearán se definen a continuación.

**Ondas Gravitatorias (Gravity Waves):** Son las ondas generadas por el viento y controladas por la gravedad y la fricción. Corresponden a la banda del espectro de energía entre 1 y 25 segundos, aproximadamente.

**Ondas Subarmónicas (Subarmonic Waves):** Ondas de frecuencia múltiplo de la onda principal que se producen por efecto del asomeramiento no lineal de una onda en profundidades reducidas. En general sólo el primer subarmónico, (doble frecuencia que la onda generadora) es detectable en las playas.

**Ondas Infragravitatorias (Infragravity Waves):** Ondas de gravedad de período superior a los 30 segundos, generadas por los grupos de ondas gravitatorias y controladas por la gravedad y la fricción.



**Tensión de Radiación (Radiation Stress):** Es el flujo de la cantidad de movimiento horizontal de la onda, promediado en un período del oleaje y en profundidad.

**(Set - Up):** Ascenso del nivel medio que se produce en la zona de rompientes, con un máximo en la intersección del nivel medio en movimiento con el perfil de playa.

**(Set - Down):** Descenso del nivel medio que se produce por los procesos del asomeramiento simple antes de la rotura de las olas, con un mínimo en la zona de rotura.

**Corriente Longitudinal (Longshore Current):** Corriente que se produce principalmente en la zona interior, paralela a la línea de costa, generalmente generada por el proceso de rotura del oleaje.

**Corriente de Retorno (Rip Current):** Corriente fuerte que fluye hacia el mar desde la costa, a través de la zona interior. Se muestra como una banda de agua agitada, debido a que al fluir sobre un Canal de Retorno de mayor profundidad que el entorno, el oleaje incidente rompe con dificultad, pero la corriente provoca el peraltamiento del mismo. La corriente de retorno se suele dividir en tres zonas: 1) **Corrientes de Alimentación (Feeders)**, que fluyen hacia el rip paralelamente a la costa, 2) **Cuello del Rip (Rip Neck)**, donde las corrientes de alimentación convergen en un flujo estrecho y rápido que se mueve hacia el mar a través de la zona de rompientes y 3) **Cabeza del Rip (Rip Head)**, situado del lado del mar de la zona de rotura, donde se expande y disipa el Rip.

**(Surf Beat):** Oscilación de largo período que se produce en las playas debido al asomeramiento y amplificación de las ondas infragravitatorias.

**Corriente de Resaca (Undertow):** Corriente en dirección al mar que se produce en la zona de rompientes, en las proximidades del fondo. Es una corriente gravitatoria de compensación por el efecto de bombeo hacia tierra y sobre elevación (set-up) que provoca la ola rota.

### La rotura del oleaje

Cuando el oleaje se propaga en profundidades decrecientes, su longitud de onda disminuye, por lo que el peralte aumenta. Cuando se alcanza una determinada relación entre el peralte, profundidad,  $h$  y pendiente del fondo, definida por un **Criterio de Rotura**, la ola se vuelve inestable y rompe. Un criterio de rotura sencillo,



válido para playas de pendiente suave,  $\tan\beta(L/h) \ll 1$  es  $H_b = \gamma h$ , donde  $\gamma$  se denomina **Índice de Rotura**, y su valor es aproximadamente 0.8.

El tipo de rotura del oleaje depende del peralte del mismo y de la pendiente del fondo. El Número de Iribarren  $I_r$  (o Surf Similarity Parameter) es un parámetro ampliamente aceptado como controlador del tipo de rotura. Si  $\tan\beta$  es la pendiente del fondo, el n.º de Iribarren viene dado por:

$$I_r = \frac{\tan \beta}{\sqrt{\frac{H_0}{L_0}}}$$

Dado que en las playas se utiliza con frecuencia la altura de ola en rotura,  $H_b$ , para la definición de la dinámica, se suele utilizar el número de Iribarren en rotura,  $I_{rb}$ , definido por:

$$I_{rb} = \frac{\tan \beta}{\sqrt{\frac{H_b}{L_0}}}$$

Se utilizará mas adelante también el parámetro de escala de rompiente,  $\varepsilon$ , mediante, definido por:

$$\varepsilon = \frac{a_b \omega^2}{g \tan^2 \beta} = \frac{\pi}{I_{rb}^2}$$

Donde  $a_b$  y  $\omega$  son la amplitud y frecuencia angular del oleaje incidente,  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $\tan\beta$  la pendiente del fondo e  $I_r$  el número de Iribarren.

La figura 1.7 muestra varias secciones transversales de la zona de rompientes con las formas de los distintos tipos de rotura, junto con varios valores de  $I_r$ ,  $I_{rb}$  y  $\varepsilon$ , que las delimitan. Esto tipos de rotura se describen a continuación:

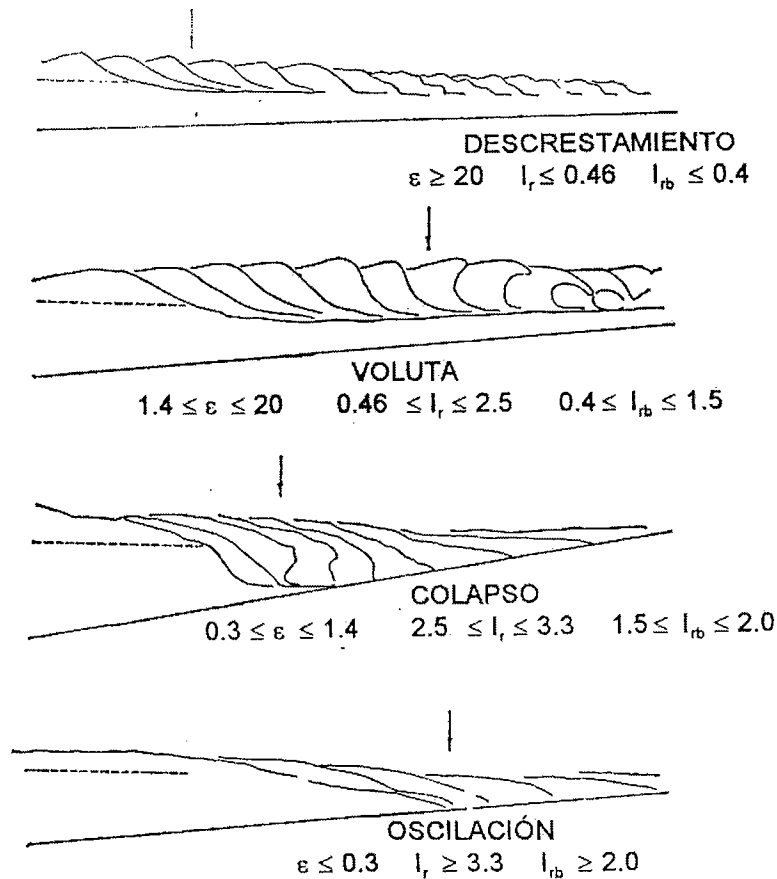


Figura 1.7. Tipos de rotura.

**Oscilación (Surging):** Cuando las olas ascienden y descienden por el talud, con un mínimo de aire atrapado. El período de ascenso - descenso es menor que el período del oleaje y la reflexión es muy elevada. Este tipo de rotura se produce cuando  $I_r > 3.3$ , o  $I_{rb} > 2$

**Colapso (Colapsing):** A medida que el n° de Iribarren disminuye, el frente de la onda se aproxima a la vertical, Cuando  $I_r$  se aproxima a 3,  $2.5 < I_r < 3.3$  o  $1.5 < I_{rb} < 2$ , la ola comienza a desmoronarse por su base y colapsa. El aire queda parcialmente atrapado, formando espuma. El período de ascenso - descenso coincide con el período del oleaje y el flujo sobre el talud alcanza valores máximos. La reflexión comienza a disminuir debido a la pérdida de energía por turbulencia.



**Voluta (Plunging):** Este tipo de rotura, muy frecuente en playas, se produce en un rango de números de Iribarren, comprendido entre  $0.46 < I_r < 2.5$ , o  $0.40 < I_{rb} < 1.5$ . La ola que rompe lanza su cresta hacia delante, rompiendo claramente en la base de la ola, encerrando una considerable cantidad de aire. El chorro que alcanza el agua penetra violentamente la superficie, levantando otra onda por delante de la original e inyectando turbulencia hasta el fondo. El 'roller' generado por el volteo introduce una fuerte rotación en el flujo y el aire atrapado escapa a la superficie de forma explosiva. El conjunto de estos fenómenos disipa una considerable cantidad de energía en los primeros momentos de la rotura. Posteriormente, la ola continua rota formando un resalto móvil, 'bore', hasta llegar a la zona de ascenso - descenso por el talud de playa, que es mucho menor que en los casos de colapso u oscilación. El n° de ondas en la zona de rompientes oscila desde 1 en las cercanías del colapso hasta 3 en las cercanías del descrestamiento. El coeficiente de reflexión es menor que en el caso de colapso.

**Descrestamiento (Spilling):** Si  $I_r$  continua disminuyendo por debajo de 0.46 (0.4 para  $I_{rb}$ ), el chorro de la voluta se hace progresivamente mas débil, por lo que comienza a afectar sólo a la parte superior de la onda, permaneciendo el resto prácticamente inalterado. La disipación de energía es muy gradual, pero dado la gran longitud del área de rompientes (más de 3 ondas simultáneamente en la zona de rompientes), este tipo de rotura transforma eficientemente la energía del movimiento oscilatorio. La zona de ascenso-descenso por el talud de playa es mínima, pero las variaciones transversales del nivel medio (set-up) son máximas, pues una buena parte de la cantidad de movimiento asociada al movimiento oscilatorio se emplea en modificar el nivel medio (y en el caso de incidencia oblicua, a crear las corrientes longitudinales). El coeficiente de reflexión es mínimo.

### La hidrodinámica de las playas bidimensionales

Como se ha indicado en el apartado de morfología de playas, las playas bidimensionales son las que pueden quedar definidas topográficamente en un instante dado por un perfil tipo. Dado que la topografía de una playa es una consecuencia de la interacción hidrodinámica-sedimento, la principal característica de estas playas será la uniformidad longitudinal de su sistema circulatorio. Esta uniformidad permite estudiar por separado, la circulación transversal y la longitudinal. Como se ha indicado en el Apartado 1.2, las playas disipativas y reflejantes tienen una morfología bidimensional

Los movimientos de sedimento mas enérgicos en la playa se producen en la zona de rotura y en el área de rompientes, y están fuertemente determinados por los tipos de rotura del oleaje. El proceso de rotura del oleaje libera la cantidad de





movimiento contenida en el movimiento oscilatorio. La tensión de radiación es decreciente desde el punto de rotura hacia tierra y su variación en la dirección de propagación puede ser contemplada como un vector de fuerza, proporcional a la profundidad local y con dirección y sentido los de propagación del oleaje, actuando sobre cada elemento de fluido.

Cuando la dirección de propagación del oleaje es normal a la batimetría, figura 1.8, si la geometría de la batimetría es bidimensional, el vector fuerza,  $\partial S_{xx}/\partial x$  debido al flujo de la ola, empuja el agua hacia la costa, donde se acumula, generando una sobreelevación del nivel medio, prácticamente lineal con la distancia al punto de rotura y proporcional a la altura de ola en rotura, denominada set-up. Esta sobreelevación se equilibra mediante la componente gravitatoria que impone la pendiente del nivel medio.

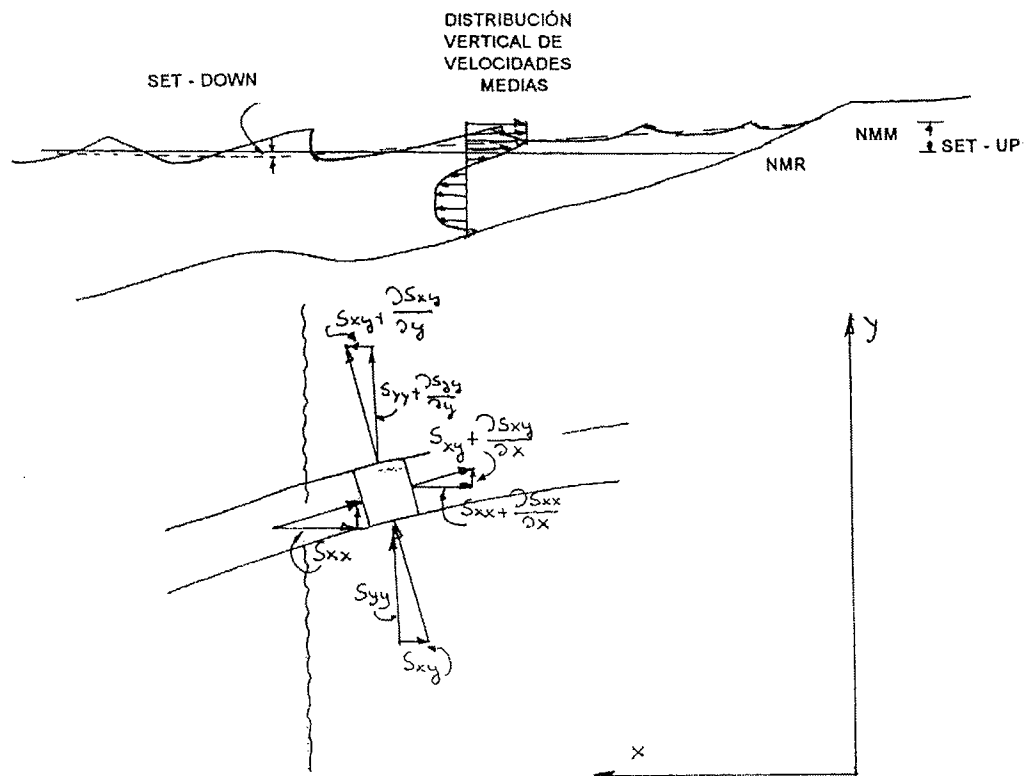


Figura 1.8. Hidrodinámica de las playas bidimensionales



Si la dirección de propagación no es normal a la batimetría, el vector fuerza tiene una componente longitudinal,  $\partial S_{xy}/\partial x$ , que acelera el flujo, hasta que se equilibra por fricción con el fondo, estableciéndose una corriente longitudinal. La componente del vector fuerza en la dirección a la costa,  $\partial S_{xx}/\partial x$ , seguirá manteniendo un set-up.

Si no promediamos en vertical, la cantidad de movimiento de la onda en la zona de rompientes, promediada en el tiempo, tiene una distribución vertical no uniforme. Las fuerzas debidas a la variación en la dirección de propagación de esta cantidad de movimiento, no tienen por lo tanto una distribución vertical uniforme, siendo mayores en las proximidades de la superficie, que en las proximidades del fondo. Esta desuniformidad en la distribución vertical de fuerzas, facilita el establecimiento de una corriente superficial en dirección a tierra, figura 1.8, compensada por una corriente de fondo en dirección al mar. A esta corriente de fondo, se le denomina **corriente de resaca o undertow**.

En las playas de perfil reflejante, figura 1.3, la rotura sobre el frente de playa se produce en colapso u oscilación y la zona de rompientes es prácticamente inexistente, es decir sólo existe zona de ascenso-descenso. En estas condiciones, el ascenso-descenso y la reflexión son máximos, pero al no liberarse la cantidad de movimiento de la oscilación (que es reflejada), las variaciones del nivel medio, corriente longitudinal y de resaca, son muy pequeñas. Las oscilaciones subarmónicas del primer modo se amplifican, sin llegar a romper (oscilación) sobre el frente de playa y pueden quedar atrapadas en él, generando ondas de borde. Si las márgenes longitudinales de la playa reflejan estas ondas de borde, puede establecerse un sistema estacionario de ondas de borde. La interacción de estas ondas de borde estacionarias con el flujo principal y el sedimento se considera uno de los posibles causantes de los sistemas de formas rítmicas de pequeña escala (beach cusps) que suelen aparecer en el frente de playa. Las oscilaciones infragravitatorias asociadas a los grupos de ondas, no quedan liberadas en el talud de la playa ni reciben energía por transferencia desde las oscilaciones del oleaje, al no existir una zona de rompientes que permita el paso de la energía del oleaje a variaciones del nivel medio de largo período, asociadas a los grupos de ondas. Esto hace que en la zona interior de las playas reflejantes, la energía infragravitatoria sea similar a la existente en la zona exterior

En las playas bidimensionales de perfil disipativo, figura 1.2, la gran anchura de la zona de rompientes permite el establecimiento, mediante la rotura en descrestamiento, de un efectivo sistema de transferencia de energía desde la oscilación del oleaje a los movimientos medios. Por ello, las variaciones del nivel medio, corrientes longitudinales y corrientes de resaca son máximas, mientras que la zona de ascenso-descenso sobre el talud de playa es insignificante. La transferencia de energía a



los movimientos medios, potencia las oscilaciones infragravitatorias en la zona de rompientes, asociadas a los grupos de ondas. Dado el largo período de estas oscilaciones (de 60 a 200 segundos), su número de Iribarren es muy alto, por lo que oscilan sobre la playa, reflejándose en su mayor parte. Se considera que la posición de las barras que aparecen en las playas disipativas viene controlada por la situación de los antinodos de las ondas infragravitatorias estacionarias. Las ondas infragravitatorias en playas disipativas pueden quedar asimismo atrapadas. Si debido a los contornos longitudinales se establecen ondas infragravitatorias de borde atrapadas, aparecen variaciones longitudinales estacionarias de escala media en el flujo (sistemas rítmicos de corrientes), que se reflejarán en variaciones longitudinales de la geometría del fondo (barras rítmicas) y la playa dejará de ser bidimensional.

### **La hidrodinámica de las playas tridimensionales**

Las variaciones topográficas del fondo de las playas, tanto las debidas a los contornos, fijos (topobatimetría rocosa, estructuras artificiales, etc) o móviles (fondos de arena con variaciones rítmicas o no), modifican los procesos del asomeramiento del oleaje, de manera que rompe en las playas con alturas de ola y direcciones de incidencia variables longitudinalmente. Las ondas de borde estacionarias pueden, asimismo, modificar la distribución longitudinal de la altura de ola en rotura. En estos casos, la hidrodinámica de las playas es tridimensional.

En el caso de incidencia normal del oleaje, figura 1.9, la variación longitudinal de la altura de ola en rotura (sea cual sea su origen), genera variaciones longitudinales de la tensión de radiación, y del nivel medio  $\partial S_{yy}/\partial y$ ,  $\partial S_{xy}/\partial y$ ,  $\partial \xi/\partial y$ , que provocan la aparición de corrientes longitudinales desde las zonas de mayor altura de ola en rotura hacia las de menor. En las zonas de menor altura de ola, las condiciones de contorno obligan al giro de la corriente hacia el mar en un flujo estrecho y concentrado, cuello del rip, formando una corriente de retorno. Traspasada la zona de rotura (que es un mínimo en el nivel medio), la corriente encuentra una pendiente motriz negativa y se frena y expande en un abanico denominado cabeza del rip. Sobre la zona de mayor altura de ola, la corriente media es hacia tierra, en un flujo menos concentrado que en el rip, que cierra el circuito. Si las variaciones longitudinales de la altura de ola son rítmicas, el sistema de corrientes adquiere también una forma rítmica y se desarrolla con relativa uniformidad a lo largo de la playa.

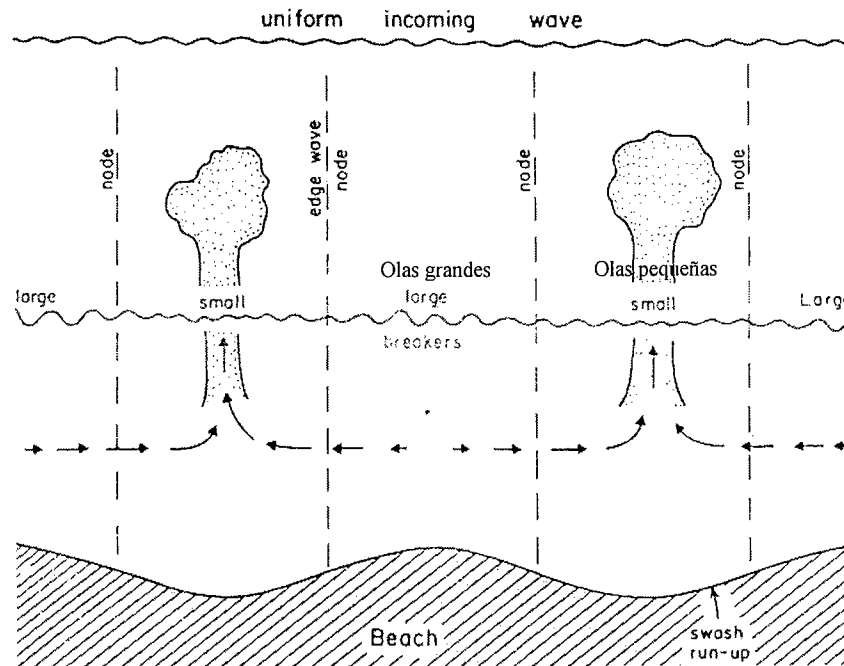


Figura 1.9. Sistema circulatorio rítmico con incidencia normal.

La fuerte corriente en la zona del rip, excava un canal profundo, sobre el que el oleaje se refracta y peralta (por la corriente opuesta a la propagación y el cambio de la batimetría), lo que se aprecia por la zona de rompientes de menor entidad (menos bores) pero con un oleaje peraltado más caótico. La distribución vertical de velocidades sobre el rip es siempre hacia el mar, con menores velocidades en superficie (por el efecto de bombeo de los bores).

En las zonas de entrada de flujo, la barra avanza hacia tierra (barra creciente o transversal). La facilidad de desagüe dada por el rip no permite el establecimiento de la corriente de resaca y todo el flujo en la sección vertical en la zona de rompientes es hacia tierra, con velocidades mayores en superficie.

La hidrodinámica de playas disipativas es básicamente bidimensional y no presenta flujos y formas rítmicas de lecho. Sin embargo, si los contornos fijos establecen variaciones de la altura de ola importantes, las playas disipativas pueden presentar sistemas circulatorios en planta con corrientes de retorno de gran intensidad. De la misma manera, la falta de una zona de rompientes, hace que las playas reflejantes sean básicamente bidimensionales, salvo en el caso de la aparición de formas rítmicas de pequeña escala (beach cusps).

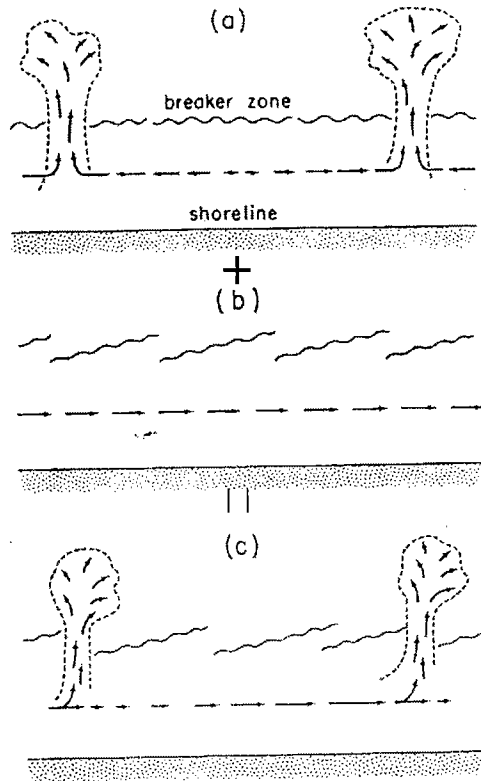


Figura 1.10. Sistema circulatorio con incidencia oblicua.

En el caso de incidencia oblicua, figura 1.10, el sistema rítmico antes expuesto, se superpone la corriente longitudinal, por lo que todo el esquema de corrientes de retorno y barras se inclina en la dirección de incidencia tal como se indica en la figura.

#### 1.4. ESCALAS ESPACIO - TEMPORALES DE LOS PROCESOS MORFODINÁMICOS.

Los proyectos de regeneración de playas se basan principalmente en el conocimiento de la interacción entre la dinámica marina y los sedimentos. Este conocimiento, todavía incompleto, se plasma en una serie de modelos, altamente empíricos, de planta, perfil y transporte, que facilitan predicciones sobre las geometrías media y extremas de la playa y su evolución a medio y largo plazo.



Las dinámicas actuantes sobre la playa movilizan los sedimentos y modifican la forma de la playa. Estas dinámicas: oleaje, corrientes, variaciones del nivel medio, aportaciones fluviales, etc., y los cambios de forma producidos son clasificables en determinadas escalas de espacio y tiempo. De esta manera, los modelos desarrollados para el estudio de la hidrodinámica, procesos de transporte y cambios de forma, suelen ser válidos en escalas acotadas en un rango espacio-temporal determinado.

Cuando se pretende medir un determinado proceso, es necesario definir a priori las características del rango, resolución y precisión de las medidas. Si el proceso que se pretende medir se encuentra mezclado con otras dinámicas, la toma de datos con una resolución espacio-temporal adaptada exclusivamente a la escala espacio-temporal del proceso que se mide, puede dar lugar a problemas de “solapamiento” debido a la presencia de ruido en escalas menores, producidos por el resto de los procesos. Esto obliga por lo tanto a la introducción de filtros que eliminen dichos ruidos, para lo que será necesario conocer asimismo las características de los procesos que se pretende filtrar.

De lo indicado en el párrafo anterior se concluye que para la correcta definición temporal y espacial del seguimiento de un proceso se requiere el conocimiento previo de las escalas espacial y temporal de los procesos involucrados. Una selección incorrecta del espaciado entre medidas o del intervalo temporal entre las mismas puede producir un juego de datos insuficiente o incorrecto para la evaluación del comportamiento de una playa.

De los procesos que tienen lugar en una playa, los de cambio de forma son de especial interés en el seguimiento de las realimentaciones de playa. Por ello, este Capítulo se referirá principalmente a estos procesos, aunque los criterios y métodos que se presentan son fácilmente extrapolables a otros tipos de procesos, como es el caso de los hidrodinámicos.

Las escalas espaciales y temporales de los procesos que actúan en una playa están relativamente ligadas, por lo que podrían ser definidas conjuntamente. Sin embargo, en el diseño de las campañas de seguimiento, tiene una gran importancia la definición independiente de las medidas tanto en el espacio como en el tiempo.

En las figuras 1.11 y 1.12 se presenta las escalas espacio-temporales de algunos de los cambios morfológicos más importantes que tienen lugar en las playas. Estos cambios se han dividido en corto, medio y largo plazo o pequeña, media y gran escala, de una manera arbitraria.



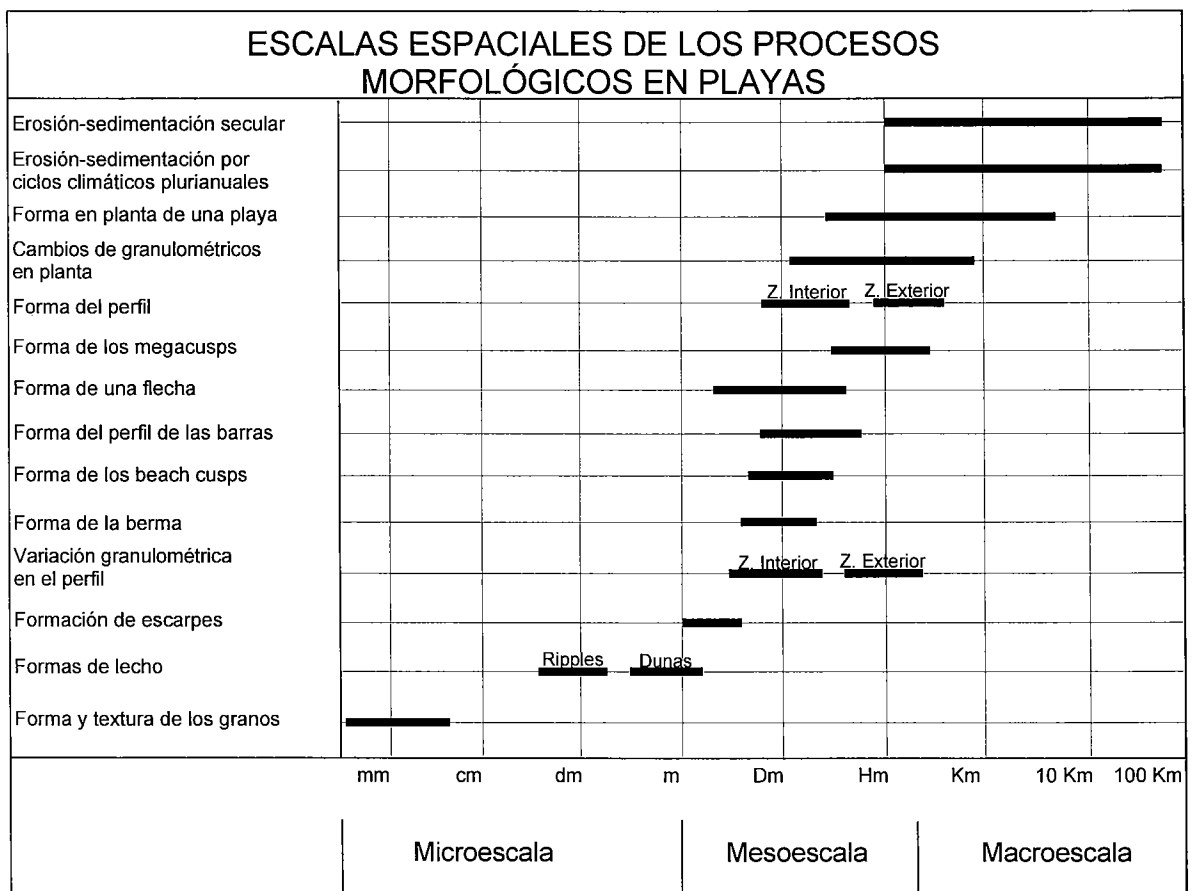


Figura 1.12. Escalas espaciales de los procesos morfológicos en playas.



## Capítulo 2. MORFOLOGÍA DE PLAYAS A LARGO PLAZO: PERFIL DE EQUILIBRIO

### 2.1 INTRODUCCIÓN

El perfil de equilibrio constituye una herramienta eficaz para predecir el comportamiento de una playa y diseñar o analizar proyectos de regeneración de playas. El concepto de perfil de equilibrio por sí mismo, se encuentra limitado en su aplicación, de acuerdo a las hipótesis generales en que se basa, numerosos autores han planteado modificaciones del perfil de equilibrio para el estudio de casos más específicos, en los cuales existen parámetros o procesos que se escapan de las hipótesis básicas; como es el caso de perfil de equilibrio con un modelo de disipación, (Dally (1985)), en la zona de rotura, Larson y Kraus (1989), el perfil de equilibrio con  $D_{50}$  variables, Dean (1991), o el perfil de equilibrio con disipación exponencial a lo largo de la playa, Larson (1991) y así muchos más.

En este capítulo, además de los conceptos básicos del perfil de equilibrio; González (1995) plantea cuatro modelos modificados del perfil de equilibrio: (1) *Perfil de equilibrio en playas colgadas*, un caso curioso en el cual se intenta disipar la energía del oleaje incidente a la playa, mediante la reflexión que provoca un dique longitudinal sumergido, con el fin de poder avanzar, una playa con contornos laterales o de fondo limitados. (2) *Perfil de equilibrio con refracción - difracción de oleaje*, se ha evidenciado en la naturaleza, que el perfil de equilibrio detrás de diques en zonas no expuestas directamente al oleaje exterior, presenta cambios en su forma debido a efectos de propagación como la refracción y la difracción. Se plantea en esta

sección un modelo analítico que describa dicha forma. (3) *Perfil de equilibrio con reflexión*, la reflexión del oleaje es un parámetro importante que influye en la forma del perfil, ya sea por la reflexión del mismo perfil, y/o la presencia de estructuras como muros. Se plantea un modelo global, donde se evidencia diferentes soluciones, dependiendo de los tipos de reflexión. (4) *Perfil de equilibrio con marea*, en algunas de las zonas costeras del mundo existe la presencia de mareas astronómicas, la cual influye en la forma de equilibrio del perfil de playa. Hasta el presente no se ha planteado en la literatura modelos de este tipo, siendo necesarios para analizar y describir la morfología del perfil de equilibrio.

## 2.2 REVISIÓN DE FORMULACIONES EXISTENTES

### 2.2.1 Definiciones y conceptos previos

Se define el perfil de playa como la variación de la profundidad del agua,  $h$ , con la distancia desde la línea de costa,  $x$ , en dirección **normal a la misma**.

$$h = f(x)$$

Es importante señalar en este punto, que la separación de la playa en perfil y planta se realiza con base en la hipótesis de que el transporte de arena y, consecuentemente, los cambios morfológicos de la playa, puede descomponerse en dos modos o direcciones ortogonales, es decir, independientes entre sí, denominados transporte longitudinal y transporte transversal.

Si esta hipótesis es correcta, el estudio de una playa puede realizarse analizándose por separado su perfil y su planta.

En playas -o zonas de playas - con sistemas de circulación complejos (corrientes de retorno, morfología en arcadas), donde el movimiento de arena es tridimensional, la separación en "perfil y planta" debe ser realizada con cautela y, consecuentemente, los resultados obtenidos con el perfil de equilibrio.

El concepto de "perfil de equilibrio" ha sido definido por diversos autores. Así la Enciclopedia de Playas y Costas (Schwartz, 1982) lo define como "un perfil batimétrico que se produce por un clima marítimo y tipo de sedimento particular". Dean (1991) lo define como el "balance entre fuerzas constructivas y destructivas que ocurre en condiciones de oleaje estacionario para un sedimento en particular". Larson

(1991) describe el perfil de equilibrio como: "Una playa con un tamaño de grano concreto, expuesta a unas condiciones de oleaje constante desarrollará un perfil que no evoluciona en el tiempo".

Evidentemente un perfil, tal y como se describe, en el párrafo anterior sólo puede ser obtenido en laboratorio donde se puede fijar el oleaje incidente. En la naturaleza, la variación del nivel del mar y del oleaje no es constante y, por lo tanto, un perfil de equilibrio en sentido estricto, no existe nunca (Kriebel et al., 1991). No obstante, dado que las variaciones de los diferentes agentes (oleaje, etc.) están, en principio, acotadas, también lo estará la variabilidad del perfil pudiéndose admitir en la naturaleza la existencia de una situación modal o perfil de equilibrio que sufre variaciones en función del clima marítimo existente. Más aún, es posible reconocer períodos en los que las condiciones de oleaje pueden considerarse constantes (verano, invierno, un temporal). Bajo estas condiciones la playa puede desarrollar un perfil de equilibrio.

Por último, para caracterizar el perfil de equilibrio Dean (1991), describió cuatro particularidades del mismo, a saber:

- a) Usualmente son cóncavos hacia arriba.
- b) Un menor tamaño de arena origina un perfil con pendiente más suave.
- c) El frente de playa (beach face) es usualmente lineal.
- d) Olas peraltadas dan lugar a pendientes más suaves y con tendencia a formación de barras.

### 2.2.2 Estado del arte

Al objeto de analizar y cuantificar el concepto de perfil de equilibrio se han realizado numerosos trabajos tanto en laboratorio como en el campo. Bruun (1954) analizó perfiles de playa de la costa danesa del Mar del Norte y de Mission Bay, California y encontró que la media de los perfiles podía ser ajustada mediante la relación

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

Dean (1977) analizó 504 perfiles a lo largo de la costa Atlántica de Estados

Unidos tomados por Hayden et al., (1975) desde Long Island hasta Méjico. Dean ajustó los perfiles por medio de mínimos cuadrados la relación:

$$h = Ax^n$$

dejando libres como parámetros, A y n.  
Los valores obtenidos fueron:

$$0.1 < n < 1.4$$

$$0.0025 < A < 6.31$$

Con un error cuadrático medio del 16% y un valor medio del parámetro  $n = 0.67$ , análogo al propuesto por Bruun.

Dean rehizo el análisis del ajuste dejando el parámetro n fijo en el valor  $n = 2/3$  y encontró que la dispersión de los valores del parámetro A se redujo considerablemente estando el 99% de los valores en el rango

$$0.0 < A < 0.3$$

Otros autores han obtenido valores diferentes del parámetro n, así, por ejemplo, Wright et al., (1982) propusieron  $n = 2/5$  y Boon y Green (1989)  $n = 1/2$ .

Vellinga (1983), realizó una serie de ensayos bidimensionales y tridimensionales de erosión de dunas con oleaje irregular, proponiendo como mejor ajuste de sus ensayos

$$(7.6 / H_{os})y = 0.47 \left[ \left( \frac{7.6}{H_{os}} \right)^{1.28} \left( \frac{\omega}{0.0268} \right)^{0.56} x + 18 \right]^{0.5} - 2.00$$

donde  $H_{os}$  es la altura de ola significativa y  $\omega$  la velocidad de caída del grano.

Para la determinación del ajuste Vellinga fijó arbitrariamente el valor del exponente  $n = 0.5$ . Posteriormente, Vellinga (1984) hizo un nuevo análisis de los resultados de sus ensayos y concluyó que "a la vista de las relaciones de escala

aplicables, los perfiles de erosión pueden ser descritos por una curva potencial" del tipo:

$$h = Ax^n$$

encontrando como mejor ajuste en sus ensayos:

$$n = 0.78$$

Vellinga comparó sus resultados con curvas con exponente  $n = 2/3$  siendo los perfiles dibujados con uno y otro exponente prácticamente coincidentes.

Pilkey et al., (1993) pusieron de manifiesto que diferentes combinaciones de A y n producen ajustes razonables a perfiles naturales y, por lo tanto, la elección de n ha de realizarse de acuerdo con otros criterios tales como: física del fenómeno en análisis, mayor base de datos disponible, etc.

En general, se ha planteado diferentes modelos de forma de perfil de equilibrio, ya sea por formulaciones analíticas, ajustes a perfiles de costas de diferentes partes del mundo y ensayos de laboratorio; un resumen global se encuentra en la Tabla 2.1. Esta gran diversidad de modelos indican que todavía no se ha formulado un modelo universal que englobe todos los tipos de perfiles de equilibrio, lo cual indica que existen parámetros adicionales que deben tenerse en cuenta al momento de formular el perfil de equilibrio. El perfil de Dean (1977), es el más utilizado hoy en día como modelo de equilibrio, tal vez, más por el hecho de que ha sido ajustado con un número muy grande de perfiles, pero en muchas playas este modelo no funciona tan bien como otros.

En este trabajo se intenta involucrar nuevos parámetros como la reflexión y la marea, comparar su influencia con otros términos que se han tenido en cuenta, como la disipación.

Tabla 2.1.- revisión histórica del perfil de equilibrio

### I. PERFIL DE EQUILIBRIO

Autor Forma del Perfil	Tipo de Modelo	
Bruun, (1954)	$y = Px^{2/3}$	Modelo Empírico
	$y = \frac{Px^{2/3}}{T^{4/9}}$	Modelo Empírico
Dean, (1977)	$y = Ax^{2/3}$	Modelo Dinámico - Empírico
Hughes y Chiu, (1978)	$y = Ax^{2/3}$	Modelo Empírico
Read Shaw, (1979)	$y = Qx^{0.98}$	Modelo Empírico
Bowen, (1980)	$y = Ax^{2/3}$	Modelo Cinemático
	$y = Ax^{2/5}$	
Sayao, (1982)	$y = Ax^{0.633}$	Modelo Empírico

Vellinga, (1983)	$y = Ax^{0.78}$	Modelo Empírico
Mc Dougal y Hudspeth, (1983)	$y = Ax^{2/3}$	Modelo Empírico
Larson y Kraus, (1989)	$y = A(x - x_0)^{2/3} \quad h > h_t$ $y = mx \quad h < h_t$	Modelo Cinemático
Dean, (1991)	$y = \frac{h}{m} + \frac{1}{A^{3/2}} h^{3/2}$	Modelo Dinámico
Bodye, (1992)	$y = B(1 - e^{-kx})$	Modelo Empírico
<b>2. PARÁMETRO A</b>		
Moore (1982)	$A = 0.51 \omega^{0.44}$	Modelo Empírico
Bowen (1980)	$A \approx \omega^{2/3}$	Modelo Empírico
Kriebel (1991)	$A = 1.05 \omega^{2/3}$	Modelo Empírico

**PROFUNDIDAD DE CIERRE DEL PERFIL**

Hallermeier (1978)	$h^* = 2.28 H_{s12} - 68.5 \left( \frac{H_{s12}^2}{g T_s^2} \right)$	Modelo Teórico o Empírico
Birkemeier (1985)	$h^* = 1.75 H_{s12} - 57.9 \left( \frac{H_{s12}^2}{g T_s^2} \right)$	Modelo Empírico

**2.3 MODELO DE PERFIL DE EQUILIBRIO****2.3.1 Planteamiento teórico**

Existe al menos tres posibles vías de investigación para el desarrollo de una teoría para la determinación del perfil de equilibrio, Dean y Dalrymple (1991).

**Aproximación cinemática:** En la cual se intenta determinar el movimiento de las partículas de sedimento (en suspensión o por fondo), mediante la descripción de las fuerzas que actúan sobre ellas.

**Aproximación dinámica:** En la cual se plantea un balance macroscópico de fuerzas constructivas y destructivas.

**Aproximación Empírica:** Esta aproximación es puramente descriptiva y representa el intento de ajustar el perfil de playa a las formas más comunes encontradas en la naturaleza, utilizando parámetros determinados mediante ajustes o técnicas de análisis dimensional.

Los trabajos presentados en el apartado 2.3 pertenecen a los denominados Aproximaciones Empíricas. Es posible, no obstante, obtener el perfil potencial  $h = A x^n$  y más concretamente el perfil  $h = A x^{2/3}$ , tanto a través de aproximaciones cinemáticas como de aproximaciones dinámicas.

**Modelos cinemáticos**

En lo que se refiere a modelos cinemáticos, por ejemplo, Bowen (1980-1981), tomando como punto de partida los trabajos de Bagnold (1963-1966), desarrolla un modelo sencillo para el transporte en un perfil de playa. En él tiene en cuenta la influencia del oleaje, corrientes y la gravedad. El perfil de equilibrio es obtenido



obligando a que el transporte promediado sobre un período se anule en todos los puntos del perfil.

En el caso de considerar únicamente el transporte en suspensión y asimetría en el campo de velocidades, debido a la componente media euleriana de 2º orden, se obtiene como expresión del perfil:

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

A este grupo también pertenecen los modelos de Dally y Dean (1984) y Leontev (1985).

### Modelos dinámicos

En lo que se refiere a los modelos dinámicos basados en el balance de fuerzas destructivas, que acarrearán sedimento hacia el mar, y las fuerzas constructivas, que lo transportan hacia tierra existen diversas formulaciones que difieren entre sí en función de las fuerzas destructivas (gravedad, nivel de turbulencia, undertow, etc.) y fuerzas constructivas (tensión tangencial media, arrastre de Stokes, suspensión intermitente, transporte selectivo, etc.) que son consideradas.

Dean (1977), propuso una aproximación muy simple al problema basada en las siguientes hipótesis.

#### *Hipótesis Modelo de Dean*

1. En una playa de equilibrio, el transporte neto longitudinal es nulo o constante, e independiente del transporte transversal; por tal motivo el perfil de equilibrio se estudia como un fenómeno bidimensional donde no hay transferencia lateral de energía.
2. La disipación de energía por unidad de volumen,  $D_*$ , en la zona de rotura es constante.
3. La evolución de la altura de ola en la zona de rotura es gradual (en decrecimiento), y sigue una ley lineal de la forma ( $H = \gamma h$ ), donde  $\gamma$ , es el índice de rotura que se asume constante y toma valores en el rango (0.7 - 1.0).



4. No hay variaciones del nivel del mar.

Si se calcula el flujo de energía que atraviesa dos secciones de un perfil de playa separados una distancia,  $dx$ , fig. 2.1, se tiene:

$$E_1 C_{g_1} = E_2 C_{g_2} + \frac{\partial(E C_g)}{\partial x} dx$$

o lo que es lo mismo: el flujo de energía incidente es igual al flujo de energía saliente más la parte de energía disipada en el interior:

$$E_1 C_{g_1} = E_2 C_{g_2} + \varepsilon dx$$

con:

$$\varepsilon = \frac{\partial(E C_g)}{\partial x}$$

Si se evalúa la disipación  $\varepsilon$  en otra sección (p. e. entre 3 y 4) el valor obtenido será diferente. La hipótesis de Dean señala que la disipación por unidad de volumen  $D^* = \varepsilon/h$  es constante:

$$D^* = \frac{\varepsilon}{h} = \frac{1}{h} \frac{\partial(E C_g)}{\partial x} = \text{constante}$$

La explicación que Dean realiza para justificar esta hipótesis es la siguiente: "Durante el proceso de rotura el movimiento organizado del oleaje se transforma en fluctuaciones turbulentas. Estas fluctuaciones turbulentas ponen el material en suspensión y causan su movilización lo cual reduce la disipación por unidad de volumen dando lugar a una posición de equilibrio".

Utilizando teoría lineal de ondas en profundidades reducidas y admitiendo una relación,  $\gamma$ , constante entre la altura de ola en rotura y la profundidad se tiene:



$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2$$

$$C_g = \sqrt{gh}$$

$$H = \gamma h$$

luego:

$$\frac{\partial \left( \frac{1}{8} \rho g \gamma^2 h^2 \sqrt{gh} \right)}{\partial x} = h D^*$$

teniendo en cuenta que h depende sólo de x resulta:

$$\frac{1}{h} \frac{dh^{\frac{5}{2}}}{dx} = \frac{D^*}{\left( \frac{1}{8} \rho g^{\frac{3}{2}} \gamma^2 \right)}$$

derivando:

$$\left(\frac{5}{2}\right) h^{\frac{1}{2}} dh = \frac{D^*}{\left(\frac{1}{8} \rho g^{\frac{3}{2}} \gamma^2\right)} dx$$

integrando:

$$h^{\frac{3}{2}} = \frac{D^*}{\left(\frac{5}{24} \rho g^{\frac{3}{2}} \gamma^2\right)} x$$

que puede ser expresado como:

$$h = Ax^{\frac{2}{3}}$$

con:

$$A = \left[ \frac{24 D^*}{5 \rho g^{\frac{3}{2}} \gamma^2} \right]^{\frac{2}{3}}$$

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

Una vez aceptada la formulación potencial  $h = A x^n$  con exponente  $n = 2/3$  como una buena representación del perfil de equilibrio, para que la formulación pueda ser utilizada con fines predictivos o de diseño, solo resta por determinar el coeficiente de forma A y la profundidad límite o "profundidad de cierre" más allá de

la cual no existe transporte significativo de material, que establece el límite de validez del perfil.

### 2.3.2 Factores que afectan al parámetro A

#### Tamaño del sedimento

Hughes y Chiu (1978) llevaron a cabo un análisis de perfiles de playa y de las características del sedimento asociado a dichos perfiles en diferentes lugares de la costa de Florida y el lago Michigan. Dichos análisis mostraron que el perfil de equilibrio describía de modo correcto los perfiles de playa y que, en los perfiles de la costa Este de Florida, existía una alta correlación entre el tamaño del grano y el valor del parámetro A.

En los perfiles de la costa Oeste de Florida y del lago Michigan la correlación encontrada fue, sin embargo, muy baja.

Moore (1982), revisó los 504 perfiles analizados por Dean (1977) incorporando la información del tamaño del sedimento. En su estudio incluye, además, un gran número de resultados de ensayos de laboratorio. El conjunto de perfiles analizados por Moore abarcaba desde perfiles con tamaño 1 mm hasta 30 cm. Moore dibujó los valores del tamaño de sedimento en función el parámetro A, fig. 2.2. Como era de esperar, a mayor diámetro del sedimento, mayor es el parámetro A, y por lo tanto el perfil de playa es más pendiente. La relación encontrada fue  $A \sim D^{1/3}$ .

Posteriormente, Dean (1987), transformó los datos de Moore expresando A en función de la velocidad de caída del grano,  $\omega$ , encontrando una relación lineal entre ambas (en un gráfico log-log):

$$A = K \omega^{0.44}$$

con  $K = 0.51$  y  $\omega$  expresadas en m/s.

Los resultados mostraron además, que los valores de  $A$  varían suavemente a lo largo de grandes distancias en una misma costa y que son razonablemente constantes en el tiempo.

La relación entre el parámetro  $A$  y la velocidad de caída del grano propuesta por Dean coincide con la encontrada con anterioridad por Vellinga (1984), basándose en las relaciones de escala adoptadas en los ensayos de erosión de dunas por él efectuados.

Bowen (1980) y Kriebel et al., (1991) por medio de argumentos energéticos y siguiendo aproximaciones totalmente diferentes propusieron una relación del tipo:

$$A \approx \omega^{\frac{2}{3}}$$

En particular, Kriebel et al., (1991), propusieron:

$$A = 1.05 \omega^{\frac{2}{3}}$$

Es importante señalar que en el rango de arenas  $0.1 \text{ mm} < D_{50} < 1 \text{ mm}$ , la diferencias entre la aplicación de la formulación propuesta por Kriebel y la propuesta por Dean, no alcanzan el 20%.

En este punto es interesante recordar qué fórmulas para la determinación de la velocidad de la caída del grano,  $\omega$ , en función del tamaño de la partícula pueden ser encontradas en el capítulo 4.19 del Shore Protection Manual.

De modo aproximado y para arenas con densidad  $\rho = 2.65 \text{ T/m}^3$  puede adoptarse las siguientes expresiones:

$$\omega = 1.1 \cdot 10^6 D^2$$

$$D < 0.1 \text{ mm.}$$

$$\omega = 273 D^{1.1}$$

$$0.1 \text{ mm} < D < 1 \text{ mm.}$$

$$\omega = 4.36D^{0.5} \quad D > 1 \text{ mm.}$$

estando D expresado en metros y  $\omega$  en m/s.

### Peralte del oleaje

El peralte del oleaje  $S_0 = H_0 / L_0$  (donde el subíndice  $0$  indica profundidades indefinidas), juega, junto al número de Dean o parámetro de velocidad de caída del grano  $D = H/\omega T$ , un papel determinante en el tipo de perfil (invierno con barra exterior o verano con berma) existente en una playa. Dalrymple (1992), comprobó que una combinación de ambos números adimensionales que denominó parámetro de perfil P, es capaz de distinguir entre ambos tipos de perfiles:

$$P = \frac{D^3}{S_0} > 9000 \text{ Erosión (perfil invierno)}$$

$$P = \frac{D^3}{S_0} < 9000 \text{ Acumulación (perfil verano)}$$

(Nota: el valor 9000 debe sustituirse por 22200 si se utiliza el oleaje en rotura  $H_b$  en lugar de  $H_0$  o por 26500 si se utiliza el valor de la altura de ola significativa  $H_{0.9}$ ).

Suh y Dalrymple (1988) mostraron que tanto los perfiles de erosión como los de acumulación podían ser representados en su forma por medio de un perfil de equilibrio del tipo  $h = A x^{2/3}$  estando el parámetro A relacionado con el tamaño de grano del perfil siendo mínima su dependencia de las características del oleaje incidente. Este trabajo se realizó utilizando datos de, Sunamura y Horikawa (1974) en los cuales se partía de un perfil lineal de pendiente  $m_i$  y se le sometía a oleaje de diferente peralte al objeto de obtener perfiles de erosión y perfiles de acumulación.

Vellinga (1983), por otro lado comprobó en ensayos de laboratorio que la forma del perfil era independiente de la altura de ola variando únicamente la distancia del límite exterior del perfil, es decir, la distancia  $w_*$  en la cual el perfil de equilibrio  $h = A w_*^{2/3}$  es válido.

En general, se concluye que el principal parámetro físico relevante en la forma del perfil de equilibrio en (A), es el tamaño representativo del sedimento ( $D_{50}$ ), siendo despreciables los efectos de la altura de ola.

### 2.3.3 Profundidad límite del perfil de equilibrio, $h_*$ .

Tal como se dijo en el apartado anterior el perfil asume que existe una profundidad de cierre donde no existe transporte significativo de material. Esta hipótesis, si bien no es estrictamente cierta, es suficientemente aproximada dentro del contexto en el cual se establece el concepto de perfil de equilibrio.

Hallermeier (1978) propuso una zonificación del perfil de playa en función de la variabilidad del perfil y tipo de transporte dominante. Así distingue:

Zona exterior: En la cual no existen cambios del perfil.

Zona de asomeramiento: en la cual existen pequeños cambios en el perfil a lo largo del año, fundamentalmente debido a transporte transversal.

Zona litoral: en la cual se producen grandes cambios del perfil debido tanto a transporte longitudinal como a transporte transversal.

El límite entre la zona litoral y la zona de asomeramiento queda determinado por la profundidad  $d_l$  y entre ésta y la zona exterior por la profundidad  $d_e$  siendo:



$$d_l = 2.28 H_{s12} - 68.5 \left( \frac{H_{s12}^2}{g T_s^2} \right)$$

$$d_i = H_{sm} T_{sm} (g/5000D)^{0.5}$$

donde:

$H_{s12}$	Altura de ola significativa local que es excedida 12 horas al año
$T_s$	Período asociado a $H_{s12}$
$H_{sm}$	Altura de ola significativa local media anual
$T_{sm}$	Período medio anual
D	Diámetro medio del material situado a la cota 1.5 $d_l$

En la aplicación del perfil de equilibrio es usual adoptar como valor de profundidad de cierre el límite de la zona litoral  $d_l$  denominándola  $h^*$ , (fig. 2.1). Es importante señalar que la expresión propuesta por Hallermeier se basa en consideraciones empíricas sobre el valor crítico del número de Froude (obtenido a partir de la velocidad orbital en el fondo en teoría lineal) que genera suspensión del sedimento. Birkemeier (1985), utilizando numerosos datos medidas de perfiles de playa obtuvo una expresión modificada para la profundidad de cierre resultando:

$$d_l = 1.75 H_{s12} - 57.9 \left( \frac{H_{s12}^2}{g T_s^2} \right)$$

que puede ser aproximada, adoptando un valor medio de  $T_s = 5.7 \sqrt{H_s}$  (R.O.M. 03.91), por:

$$d_l = 1.57 H_{s12}$$

De acuerdo con esta expresión, la profundidad de cierre en las diferentes fachadas marítimas peninsulares definidas por la R.O.M. 03-91 es:

Área	Boya	$H_{s12}$	$d_1$
I	Gijón	5.7	9
II	Coruña	7.0	11
III	Silleiro	7.0	11
IV	Cádiz	3.8	6.0
V	Málaga	2.8	4.5
VI	Palos	3.5	5.5
VII	Valencia	2.5	4.0
VIII	Rosas	3.8	6.0

Estos valores pueden servir como primera aproximación del cierre,  $h_s$ , en playas abiertas en las que la altura de ola significativa en aguas profundas (R.O.M.) y la altura de ola significativa local (formulación Birkemeier) sean análogas. En playas que presenten algún abrigo será necesario multiplicar el valor de  $H_{s12}$  por el correspondiente coeficiente reductor de propagación.

Es interesante comparar el desarrollo teórico expuesto en el apartado 2.3 con la formulación de Birkemeier. En el desarrollo teórico se ha supuesto que  $H_b = \gamma h$  con  $\gamma = 0.78$ , es decir, se limita la zona de validez del perfil a la zona de rotura del oleaje. La formulación de Birkemeier corresponde a un valor empírico del límite de variación anual del perfil ajustado a partir de datos de campo independientemente del tipo de perfil existente. Admitiendo que el índice de rotura en oleaje irregular es aproximadamente  $H_{sb} = 0.55 h$  ( $h = 1.8 H_{sb}$ ) Bruun (1985), el límite definido por Birkemeier puede interpretarse como la zona de rotura correspondiente a un temporal que solo es excedido doce horas al año. El significado (si existe) de  $H_{s12}$  no es claro pues Hallermeier fijó los coeficientes por teoría y ajustó el  $H_{s12}$  que mejor representaba sus datos mientras que Birkemeier respecto  $H_{s12}$  y varió los coeficientes dados por Hallermeier. En el litoral español  $H_{s12}$  coincide sensiblemente con el temporal de período de retorno un año.

## 2. 4. MODELOS MODIFICADOS DE PERFIL DE EQUILIBRIO

Con base en el modelo de Perfil de Equilibrio expuesto en el apartado anterior, en esta sección, se presentan algunas modificaciones planteadas por otros autores, tales como el Modelo de Perfil de Equilibrio con un modelo de disipación (Dally, 1985) en la zona de rotura (Larson y Kraus, 1989), Perfil de Equilibrio con variación del tamaño de sedimento  $D_{50}$ , a lo largo del perfil (Dean, 1991), Perfil de Equilibrio con variación exponencial de la disipación (Larson, 1991), y como parte de los aportes científicos de esta Tesis se proponen los Modelos Perfil de Equilibrio en Playas Colgadas, Perfil de Equilibrio con refracción - difracción de oleaje, Perfil de Equilibrio con Reflexión y Perfil de Equilibrio con Marea.

### 2.4.1 Perfil de equilibrio con un modelo de disipación (Dally, 1985) en la zona de rotura

#### 2.4.1.1 *Introducción*

Como se dijo anteriormente, el modelo de Dean (1977), plantea un modelo de rotura en decrecimiento "spilling", donde se asume que la evolución de la altura de ola es gradual con respecto a la profundidad ( $H=\gamma h$ ), a lo largo del perfil. Cuando la rotura es gradual y por lo tanto el roller deja de desempeñar el papel conservador y convertidor energético, es mejor plantear un modelo de conservación de energía sin considerar el roller, como si de un resalto hidráulica se tratara. Larson y Kraus (1989) proponen una variación de altura de ola de acuerdo al modelo de disipación de Dally (1985), el cual es aplicable a estos tipos de rotura no graduales.



### 2.4.1.2 *Planteamiento del problema*

Como hipótesis, se asume al igual que Dean (1977), que la disipación por unidad de volumen es constante, pero se toma como expresión para la disipación el modelo de exceso de flujo de energía de Dally (1985):

$$D^* = \frac{k}{h^2} (F - F_s)$$

donde:

F = es el flujo de energía a una profundidad dada del perfil

$$F = \frac{1}{8} \rho g H^2 (g h)^{\frac{1}{2}}$$

F<sub>s</sub> = es el flujo de energía de estabilización (condición de saturación)

$$F_s = \frac{1}{8} \rho g^{\frac{3}{2}} \Gamma^2 h^{\frac{5}{2}}$$

donde:

Γ = es la relación adimensional de altura de ola estable a una profundidad, varía entre  $0.35 < \Gamma < 0.475$ , dependiendo de la pendiente de la playa, relación obtenida en ensayos por Horikawa y Kuo (1966).

k = es un coeficiente de reducción en correspondencia con dh/dx en el resalto hidráulico, Dally et al., (1985) sugiere un rango de  $0.1 < k < 0.275$ , recomendando como mejores valores  $k = 0.15$  y  $\Gamma = 0.4$ .

A partir de la ecuación anterior de disipación, si se sustituyen las expresiones de flujo de energía, se obtiene una expresión para la altura de ola en función de la

disipación constante por unidad de volumen  $D^*$  y la profundidad  $h$ :

$$H = \left( \Gamma^2 h^2 + \frac{8D^* h^{\frac{3}{2}}}{\rho g^{\frac{3}{2}} k} \right)^{\frac{1}{2}}$$

basados en esta expresión de la evolución de altura de ola, y reemplazando en la ecuación del balance de flujo de energía:

$$\frac{\partial (EC_g)}{\partial x} = \frac{1}{h} D^*$$

si se integra esta expresión en la zona de rompientes, con la condición de contorno ( $h = 0$ ), en la línea de costa ( $x = 0$ ). La forma resultante de perfil de equilibrio es:

$$x = \frac{2}{k} h + \frac{5\rho g^{\frac{3}{2}} \Gamma^2}{24 D^*} h^{\frac{3}{2}}$$

Una expresión similar fue obtenida por Dean (1991), al introducir en la ecuación del balance de energía un término que tiene en cuenta la gravedad y la pendiente del perfil.

### 2.4.1.3 *Modelo del perfil de equilibrio*

A efectos prácticos la expresión compuesta puede ser sustituida por:

$$h = mx \quad \text{para } h < h_T$$

$$h = A (x - x_0)^{\frac{2}{3}} \quad \text{para } h > h_T$$

con:

$$h_T = \frac{4}{9} \frac{A^3}{m^2}$$

$$x_0 = \frac{h_T}{m} - \left( \frac{h_T}{A} \right)^{\frac{3}{2}}$$

Utilizando para el valor de  $m$  el trabajo de Sunamura (1984) que, para playas naturales propone:

$$m = 0.12 \left( \frac{g^{\frac{1}{2}} D_{50}^{\frac{1}{2}} T}{H} \right)^{\frac{1}{2}}$$

o bien Kriebel (1991):

$$m = 0.15 \left( \frac{wT}{H} \right)^{\frac{1}{2}}$$

Es interesante resaltar que en playas naturales la pendiente media del estrán  $m$  = 1/10 a 1/20 con valores de  $A$  = 0.1 a 0.2 con lo que la profundidad  $h_T$  es del orden de  $h_T \sim 0.2$  m.

Dado que la zona de validez del perfil lineal es pequeña comparada con el perfil potencial, a efectos prácticos puede admitirse que el perfil potencial es válido en la totalidad del perfil.

## 2.4.2 Perfil de equilibrio con $D_{50}$ variable

### 2.4.2.1 *Introducción*

En todos los casos analizados en los apartados anteriores se ha supuesto que el perfil estaba compuesto por un tamaño único o por una granulometría uniforme que puede ser representada por su diámetro medio  $D_{50}$ . Un perfil real, sin embargo, está compuesto por diferentes tamaños que son clasificados por el oleaje a lo largo del perfil siendo, usualmente más finos en la dirección hacia el mar.

### 2.4.2.2 *Planteamiento del problema*

Recordando el desarrollo realizado para la obtención del perfil de equilibrio, en el caso de variación del tamaño del grano en el perfil se tiene:

$$\frac{d\left(h^{\frac{3}{2}}\right)}{dx} = A^{\frac{3}{2}}(x)$$



### 2.4.2.3 Modelos de perfil de equilibrio

Dean (1991) propone diversas aproximaciones:

#### a) A constante por tramos

En este caso la ecuación anterior puede resolverse en cada intervalo resultando:

$$h = \left[ h_n^{\frac{3}{2}} + A_n^{\frac{3}{2}} (x - x_n) \right]^{\frac{2}{3}} \quad x_n < x < x_{n+1}$$

donde  $A_n$  es el valor de  $A$  en el tramo  $x_n, x_{n+1}$

#### b) Variación lineal de $A$

En este caso se admite que:

$$A = A_0 + mx$$

Integrando la ecuación diferencial resulta:

$$h = \left[ -\left(\frac{2}{5m}\right) \left( A_0^{\frac{5}{2}} - (A_0 + mx)^{\frac{5}{2}} \right) \right]^{\frac{2}{3}}$$



### c) Variación exponencial de A

En este caso se admite que:

$$A = A_0 e^{-kx}$$

Integrando la ecuación diferencial resulta:

$$h = A_0 \left[ \left( \frac{2}{3k} \right) \left( 1 - e^{-\frac{3kx}{2}} \right) \right]^{\frac{2}{3}}$$

#### 2.4.3 Perfil de equilibrio con variación exponencial de la disipación a lo largo del perfil

##### 2.4.3.1 *Introducción*

La ley de potencia de 2/3 da buenos ajustes en muchas playas en el campo, pero importantes diferencias pueden ser encontradas de esta forma cuando el perfil presenta fuertes segregaciones del tamaño de sedimento a lo largo del perfil.

A diferencia del caso anterior en que Dean (1991), plantea diferentes expresiones del parámetro, (A), en función de la distancia, Larson (1991) plantea que los cambios en el tamaño del sedimento afectan la disipación por unidad de volumen, presentando un modelo de perfil de equilibrio con disipación exponencial variando a lo largo del perfil.

### 2.4.3.2 Planteamiento del problema

A partir de la ecuación del balance de energía:

$$\frac{1}{h} \frac{\partial E C_g}{\partial x} = D^*$$

y asumiendo igualmente teoría lineal de ondas resulta:

$$h = \left( \frac{2}{3k_0} \int_0^x D^* dx \right)^{\frac{2}{3}}$$

con:

$$k = \frac{5}{16} \rho g \sqrt{g} \gamma^2$$

En el caso de perfil con disipación no constante, Larson admite una variación suave (exponencial) entre la disipación en el origen del perfil  $D_0$  y la disipación en el extremo del mismo  $D_\infty$ .

$$D^* = D_\infty + (D_0 - D_\infty)e^{-\lambda x}$$

### 2.4.3.3 *Modelo del perfil de equilibrio*

Integrando la anterior expresión resulta:

$$h = A_{\infty} \left[ x + \frac{1}{\lambda} \left( \frac{D_0}{D_{\infty}} - 1 \right) (1 - e^{-\lambda x}) \right]^{\frac{2}{3}}$$

Nótese que para  $D_0 = D_{\infty}$  la formulación coincide con la expresión potencial del perfil de equilibrio de Dean (1977).

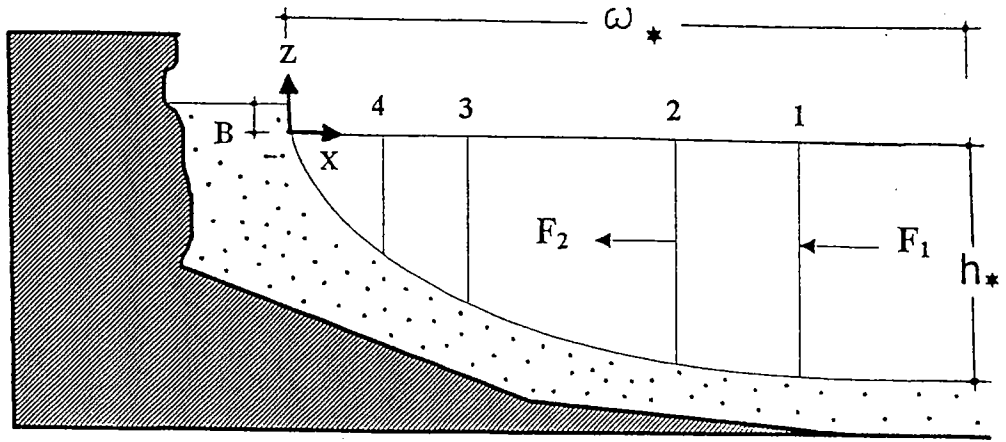
### 2.4.3.4 *Aplicaciones*

Este modelo es aplicable a playas existentes donde se pueden ajustar  $D_0$ ,  $D_{\infty}$  y  $\lambda$ , dado que no se tienen expresiones que definan estos parámetros siendo imposible su aplicación en playas no existentes que se quiera diseñar, pero debido a la libertad de sus tres parámetros se ajusta muy bien a playas reales. Un ejemplo de aplicación se obtiene en playa Castilla (Huelva), fig. 2.3, donde existe una gran variación del tamaño del grano a lo largo del perfil.

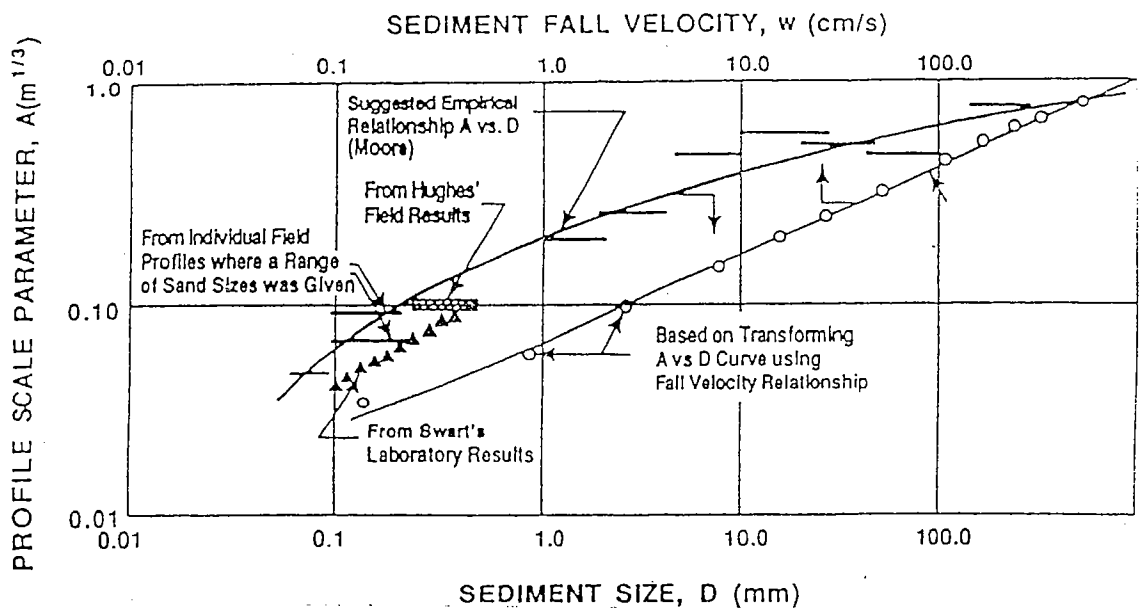
## 2.4.4 Perfil de equilibrio en playas colgadas

### 2.4.4.1 *Introducción*

En algunos casos los Ingenieros de Costas se enfrentan a problemas de erosión o regeneración de playas en tramos de costa expuestos a grandes aportes energéticos por parte del oleaje. Tradicionalmente se opta por actuaciones que intentan disminuir dicha energía incidente, empleando estructuras como espigones o diques exentos entre otros. Estas soluciones implican unos altos costes y problemas tales como el impacto visual que altera la estética natural del lugar y generación de corrientes secundarias. En los últimos años se ha pensado en otras alternativas que eviten este tipo de problemas y sean efectivas en su función; una de estas es el concepto de playa colgada "Perched beach", que se caracteriza por la localización de un dique longitudinal sumergido, con anchura relativamente pequeña comparada con la longitud de onda de las olas, ver fig. 2.4. El objetivo principal de este tipo de estructuras es reducir la

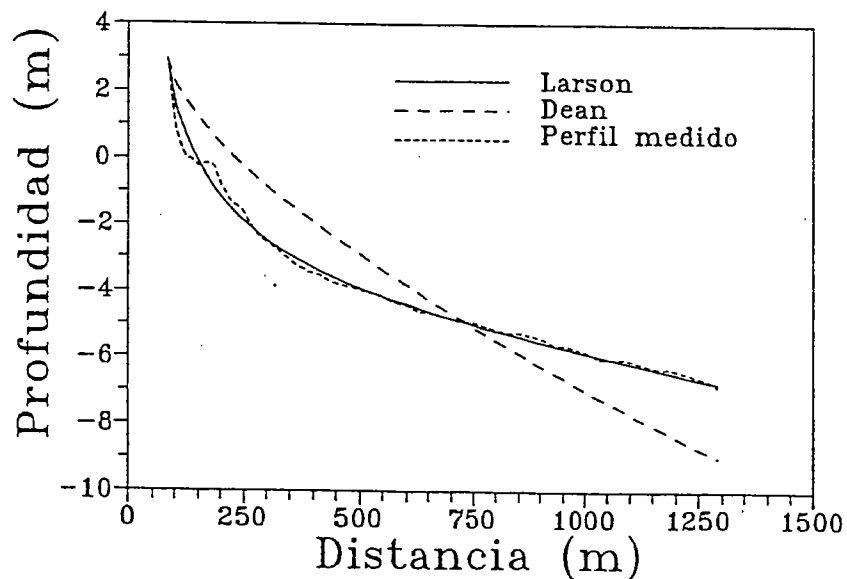


**Fig. 2.1** Equilibrio de Flujo de Energía en un Perfil de Playa.



**Fig. 2.2** Variación del parámetro A con el tamaño del grano Moore (1982) y Dean (1987)

Zona de relleno (Playa Castilla)



**Fig. 2.3** Aplicaciones del perfil de equilibrio Playa Castilla (Huelva)

energía del oleaje mediante la reflexión que producen, y así limitar la altura de ola incidente a la playa, lo que se traduce en un mayor avance, (S), de la playa seca, ver fig. 2.4. Otro de los propósitos es darle un apoyo en la base a las playas que lo necesiten y una tercera, es que hay un menor impacto ambiental en el sistema.

Teóricamente, ésta es una idea atractiva, pero hasta la fecha se han realizado muy pocos estudios con respecto a este tipo de estructuras, siendo la mayor parte de ellos mediciones realizadas en laboratorio sin planteamientos analíticos del problema.

En esta sección se plantea un modelo analítico con base en el gradiente de flujo de energía que genera la reflexión del dique sumergido, que permita analizar de forma general la eficiencia y limitaciones de este tipo de estructuras.

#### 2.4.4.2 Planteamiento del problema

Como se dijo anteriormente, el objetivo de esta sección es definir un perfil de equilibrio, a partir de las características geométricas del dique sumergido y el oleaje incidente.

#### Hipótesis de partida

1. El dique sumergido es lo bastante angosto ( $B \ll L$ ), tal que, su único efecto sobre el oleaje incidente, es la reflexión de parte de su energía.
2. La estructura se localiza en aguas reducidas, dentro de la zona de rotura y la reflexión que ésta genera sobre la ola rota. En este caso, Baquerizo (1995) ha comprobado la hipótesis en la cual la reflexión del tren de ondas solo contribuye la parte del movimiento oscilatorio que no está involucrado en el proceso de rotura. Consecuentemente el flujo de energía reflejado depende del flujo de energía estabilizado de la onda rota. Según Dally et al., (1985), este flujo es función de la profundidad y puede ser evaluado por  $\Gamma h^{\frac{5}{2}}$  donde  $\Gamma$  es una constante, aproximadamente 0.4.
3. La altura de ola rota en las zonas (1) y (3), (ver fig. 2.5), se comporta de forma lineal con la relación ( $H = \gamma h$ ), donde ( $\gamma$ ) es el índice de rotura (0.7 - 1.0). En la zona (2) se permite una altura de ola ( $H > \gamma d$ ), con base en la hipótesis (1), dado que la ola no tiene la distancia suficiente para reacomodarse a la nueva profundidad.

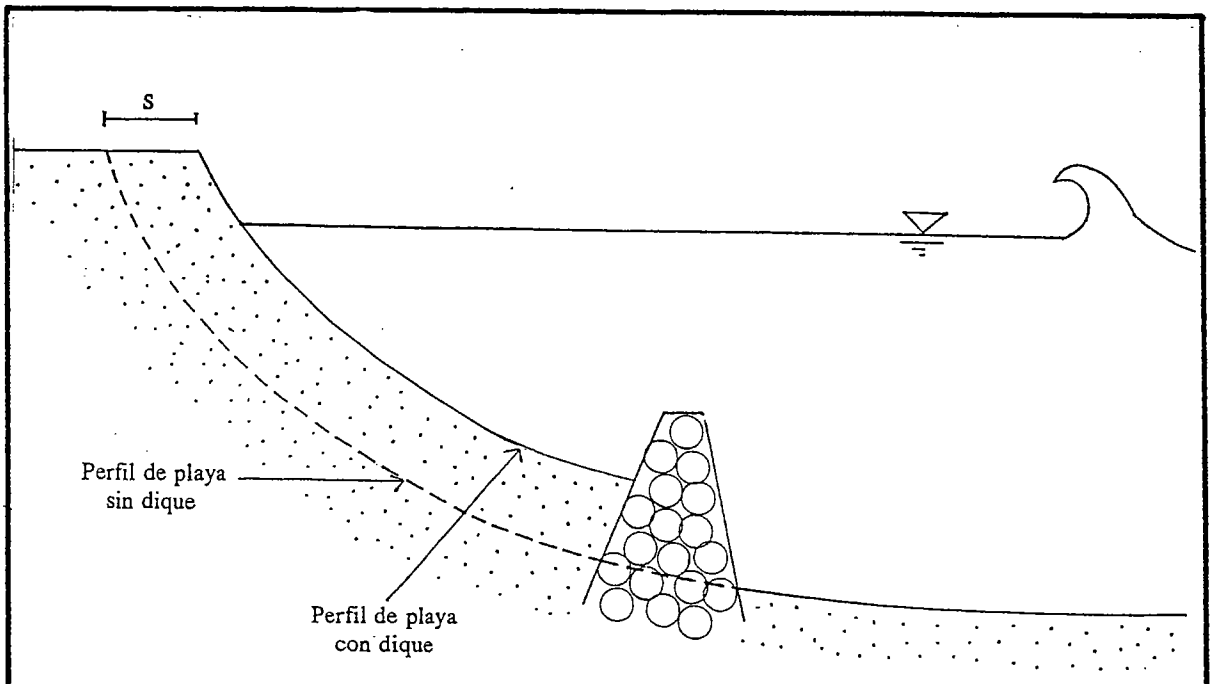


Fig. 2.4 Esquema General de una Playa Colgada.

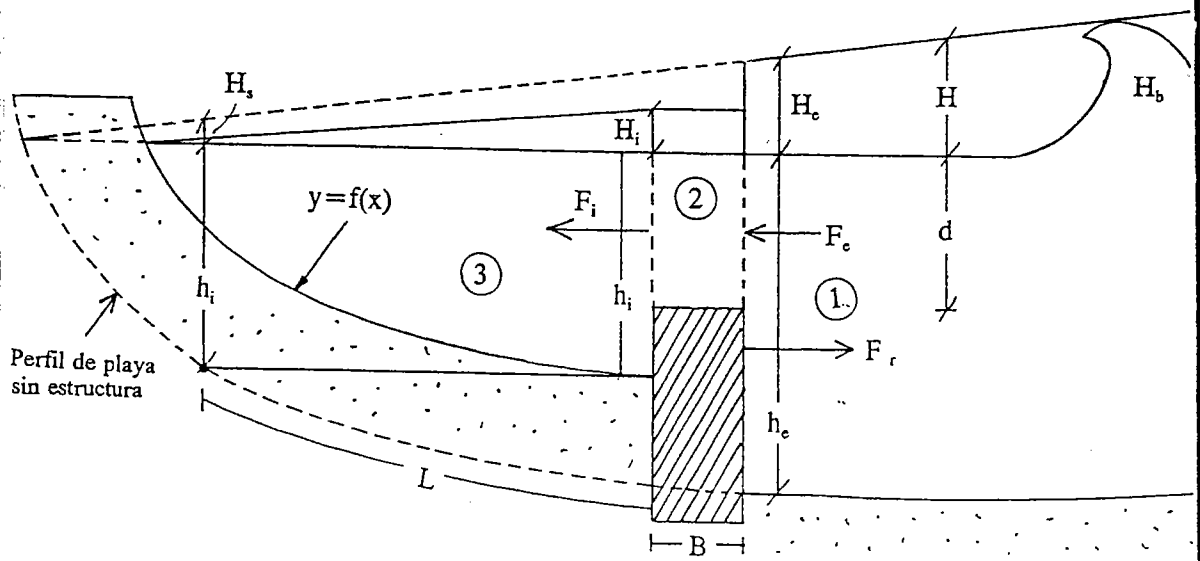


Fig. 2.5 Definición de Parámetros.

Con base en las hipótesis anteriores, el balance de flujo de energía en la zona (2) se plantea como:

$$\frac{\partial F}{\partial x} - \frac{\partial F_R}{\partial x} = 0$$

$$\frac{F_e - F_i}{\Delta x} - \frac{F_R - 0}{\Delta x} = 0$$

$$F_i = F_e - F_R$$

donde:

$F_e$  = flujo de energía que se propaga sobre el dique (ver fig. 2.5),  
definido como:

$$F_e = \frac{1}{8} \rho g H_e^2 (g h_e)^{\frac{1}{2}} = \frac{1}{8} \rho g \gamma^2 h_e^{\frac{5}{2}}$$

donde  $h_e$ , es la profundidad del fondo barlomar del dique.

$F_R$  = flujo de energía reflejado por el dique, definido como:

$$F_R = \frac{1}{8} \rho g H_R^2 (g h_e)^{\frac{1}{2}} = \frac{1}{8} \rho g (R_1 H_e)^2 (g h_e)^{\frac{1}{2}}$$

quedando:

$$F_R = R_1^2 F_e$$

donde  $R_1$ , es el coeficiente de reflexión ( $R_1 = H_R / H_e$ ).

$F_i$  = flujo de energía transmitido, definido como:

$$F_i = \frac{1}{8} \rho g H_i^2 (g h_i)^{\frac{1}{2}} = \frac{1}{8} \rho g \gamma^2 h_i^{\frac{5}{2}}$$

donde  $h_i$  es la profundidad del fondo a sotomar del dique.



Sustituyendo las ecuaciones en el balance de energía se obtiene:

$$h_i = h_e (1 - R_1^2)^{\frac{2}{5}}$$

donde,  $h_i$ , es la profundidad compatible ( $H_i = \gamma h_i$ ), con la altura de ola resultante, después del dique. A partir de esta profundidad se define el perfil de Dean, correspondiente a un tamaño de sedimento dado.

Otra forma equivalente de ver el problema, es imaginando que la estructura genera unas pérdidas de energía, equivalentes al tramo de playa,  $L$ , (fig. 2.5), donde se cumple ( $H_s = \gamma h_s$ ), de tal manera que el perfil inicial se desplaza horizontalmente hasta el dique.

Como puede verse, la profundidad,  $h_i$ , depende de la profundidad antes del dique,  $h_e$ , y el coeficiente de reflexión. El problema queda resuelto, si se define una expresión para el coeficiente de reflexión en función de la geometría del dique y el período del oleaje incidente.

### Formulación del problema del escalón impermeable

Considerando un dique vertical impermeable de anchura,  $B$ , sumergido tal y como se indica en la fig. 2.6, sobre el cual incide oblicuamente un tren de ondas formando un ángulo,  $\theta$ , con la normal al dique.

Dividiendo el dominio de estudio en tres regiones. La Región 1,  $x < 0$ , Región 2,  $0 \leq x \leq B$ , sobre el escalón y Región 3  $x > B$ . El problema de contorno puede resolverse si se conoce el potencial  $\Phi_i(x, y, z, t)$ , en cada una de las regiones  $i = 1, 2, 3$ , el cual de acuerdo con la definición de ejes dada en la fig. 2.6 puede escribirse como,

$$\Phi_i(x, y, z, t) = \text{Re} \left[ \Phi_i(x, z) e^{-i(\lambda y - \sigma t)} \right] \quad i = 1, 2, 3$$

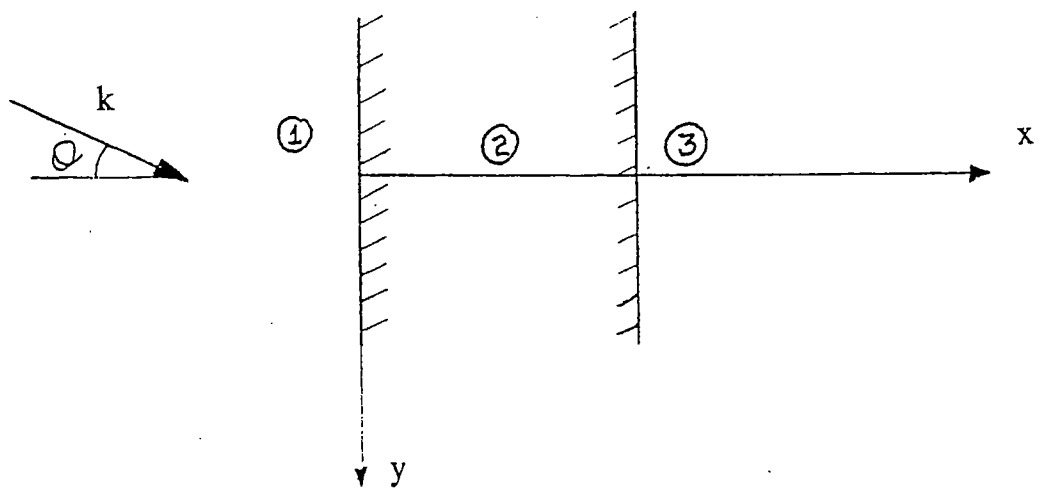
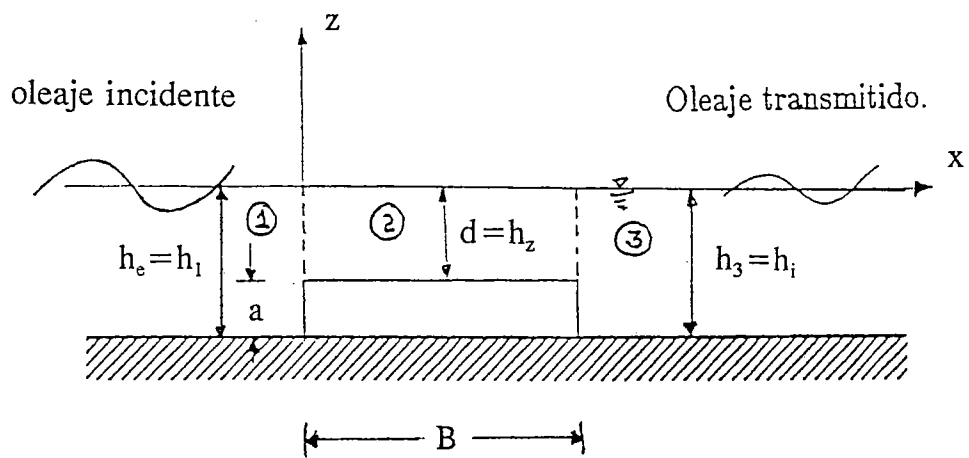


Fig. 2.6 Formulación del Problema (Reflexión en un Escalón).

donde,  $\lambda = k_{11} \sin\theta$

y  $k_{11}$  es el número de onda del modo progresivo en la Región 1, y  $\theta$  es el ángulo de incidencia.

Los potenciales,  $\Phi_i$ , deben ser solución del problema.

Ecuación de gobierno en la Región i:

$$-h_i \leq z \leq 0 \quad i=1,2,3$$

$$\frac{\partial^2 \Phi_i}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi_i}{\partial z^2} - \lambda^2 \Phi_i = 0$$

con  $u = \text{grad } \Phi_i$

### Condiciones de Contorno

Condición cinemática de contorno en el fondo:

$$\frac{\partial \Phi_i}{\partial z} = 0 \quad z = -h_i \quad i=1,2,3$$

Condiciones cinemática y dinámica en la superficie libre (combinadas):

$$\frac{\partial \Phi_i}{\partial z} - \frac{\Gamma_i}{h_i} \Phi_i = 0 \quad z = 0 \quad i=1,2,3$$

donde:

$$\Gamma_i = \frac{\sigma^2 h_i}{g} \quad i=1,2,3$$

$g$  = aceleración de la gravedad

Ya que las soluciones en regiones adyacentes deben ser continuas en la interfase, el flujo de masa y la presión deben ser iguales en  $x = 0$  entre las soluciones de las Regiones 1 y 2, y en  $x = B$  entre las soluciones de las Regiones 2 y 3, es decir:

en  $x = 0$ ,

$$\Phi_{1x} = 0 \quad -h_1 < z \leq -h_2$$

$$\Phi_{1x} = \Phi_{2x} \quad -h_2 < z \leq 0$$

$$\Phi_1 = \Phi_2 \quad -h_2 < z \leq 0$$

en  $x = B$ ,

$$\Phi_{3x} = 0 \quad -h_3 < z \leq -h_2$$

$$\Phi_{2x} = \Phi_{3x} \quad -h_2 < z \leq 0$$

$$\Phi_2 = \Phi_3 \quad -h_2 < z \leq 0$$



### Solución general

En la Región 1 el potencial  $\Phi_1$  es,

$$\Phi_1(x, z) = I_{11}(z) e^{-ixq_1} + \sum_{n=1}^{\infty} I_n(z) R_n e^{ixq_n}$$

donde se ha incluido una familia de modos evanescentes al objeto de satisfacer las condiciones de acuerdo en  $x = 0$  y se ha considerado un tren de ondas incidente de amplitud unidad  $q_i$  viene definido por,

$$q_{1n} = \sqrt{k_{1n}^2 - \lambda^2}$$

eligiendo la rama de la raíz tal que,

$$\operatorname{Re}\{q_{1n}\} \geq 0 \quad \operatorname{Im}\{q_{1n}\} \leq 0$$

$R_n$  es el coeficiente de reflexión y es complejo.

La función,  $I_n(z)$ , que introduce la profundidad en el problema viene dada por,

$$I_n(z) = \frac{ig}{\sigma} \frac{\cosh k_{1n}(h_1 + z)}{\cosh k_{1n} h_1} \quad n = 1, 2, 3, \dots$$

donde  $\sigma$  es la frecuencia del oleaje incidente y  $k_{1n}$  satisface la ecuación de la dispersión,

$$\Gamma_1 = k_{1n} h_1 \tanh k_{1n} h_1 \quad n = 1, 2, 3, \dots$$

ecuación que tiene una raíz real  $k_{11}$  y un número infinito de raíces imaginarias puras.

De manera análoga se define el potencial en la Región 2,

$$\Phi_2(x, z) = \sum_{n=1}^{\infty} I_{2n}(z) [A_n e^{-ixq_{2n}} + B_n e^{i(x-B)q_{2n}}]$$

$$q_{2n} = \sqrt{k_{2n}^2 - \lambda^2}$$

$$I_{2n}(z) = \frac{ig}{\sigma} \frac{\cosh k_{2n}(h_2 + z)}{\cosh k_{2n} h_2} \quad n = 1, 2, 3, \dots$$

$$\Gamma_2 = k_{2n} h_2 \tanh k_{2n} h_2 \quad n = 1, 2, 3, \dots$$

$A_n$  y  $B_n$  son amplitudes complejas de las ondas sobre el escalón.

El potencial en la Región 3 es,

$$\Phi_3(x, z) = \sum_{n=1}^{\infty} I_{3n}(z) T_n e^{-i(x-B)q_{3n}}$$

$$q_{3n} = \sqrt{k_{3n}^2 - \lambda^2}$$

$$I_{3n}(z) = \frac{ig}{\sigma} \frac{\cosh k_{3n}(h_3 + z)}{\cosh k_{3n} h_3} \quad n = 1, 2, 3, \dots$$

$$\Gamma_3 = k_{3n} h_3 \tanh k_{3n} h_3 \quad n = 1, 2, 3, \dots$$

donde  $T_1$  es la amplitud de la onda progresiva transmitida.

En este problema los conjuntos de autofunciones  $\{\cos k_{1n}(h + z), n = 1, 2, \dots\}$ ,  $\{\cos k_{2n}(h + z), n = 1, 2, \dots\}$  y  $\{\cos k_{3n}(h + z), n = 1, 2, \dots\}$ , son conjuntos completos ortogonales en los dominios  $(-h_1, 0)$ ,  $(-h_2, 0)$ ,  $(-h_3, 0)$  respectivamente. Por tanto y basándonos en la ortogonalidad de las mismas se llega a,

$$\int_{-h_i}^0 \cos k_{in}(h_i + z) \cos k_{im}(h_i + z) dz = \delta_{nm} N_i^2 \quad i = 1, 2, 3$$

donde:

$$N_i^2(k_{in}) = \frac{\sinh 2k_{in} h + 2k_{in} h}{4k_{in}}$$

$$\begin{aligned} \delta_{nm} &= \text{delta de Kronecker} \\ \delta_{nm} &= 0 \quad m \neq n \\ \delta_{nm} &= 1 \quad m = n \end{aligned}$$

pero,

$$\int_{-h_j}^0 \cos k_{in} (h_1 + z) \cos k_{jn} (h_j + z) dz = 0 \quad i = j$$

Substituyendo  $\Phi_1, \Phi_2$  y  $\Phi_3$  en las ecuaciones de compatibilidad de flujo y presión para establecer el acuerdo entre las soluciones de regiones adyacentes en  $x = 0$  y  $x = B$  se obtiene un sistema de ecuaciones en  $R_n, T_n, A_n$  y  $B_n$ . Para resolver el sistema se aplica, previamente, las propiedades de los sistemas ortogonales. Para ello se multiplica la condición de continuidad del flujo en  $x = 0$  por las funciones  $I_{1m}$  y se integra en el dominio de definición de esta función  $(-h_1, 0)$ . Por el contrario se multiplica la condición de igualdad de las presiones por las funciones  $I_{2m}$  y se integra en el dominio  $(-h_2, 0)$ .

En  $x = B$ , se procede de manera análoga multiplicando la condición de igualdad del flujo por  $I_{3m}$  e integrándola en  $(-h_3, 0)$  mientras que la condición de presión se integra en el dominio  $(-h_2, 0)$  después de haber sido multiplicada por  $I_{2m}$ . De esta forma se obtiene el siguiente sistema de ecuaciones,

$$q_{1m} N_{1m} R_m + \sum_{n=1}^N A_n X_{mn} q_{2n} - \sum_{n=1}^N B_n E_n X_{mn} q_{2n} = q_{11} N_{1m} \delta_m$$

$$m = 1, 2, \dots, N$$

$$\sum_{n=1}^N Y_{mn} R_n - N_{2m} A_m - N_{2m} B_m E_m = -Y_{m1}$$



$$m = 1, 2, \dots, N$$

$$\sum_{n=1}^N Z_{mn} T_n - N_{2m} A_m E_m - N_{2m} B_m = 0$$

$$m = 1, 2, \dots, N$$

$$N_{3m} q_{3m} T_m - \sum_{n=1}^N A_n W_{mn} E_n q_{2n} + \sum_{n=1}^N B_n W_{mn} q_{2n} = 0$$

$$m = 1, 2, \dots, N$$

$$\delta_m = 1 \quad \text{si} \quad m = 1$$

$$\delta_m = 0 \quad \text{si} \quad m > 1$$

$$E_n = e^{-iq_{2n}B}$$

Se tiene entonces un sistema de  $4N$  ecuaciones con  $4N$  incógnitas,  $R_n$ ,  $T_n$ ,  $A_n$  y  $B_n$  que se ha resuelto por medio de la rutina LEQTIC (Fortran 77), obteniéndose el valor de  $R_1$  o coeficiente de reflexión del modo propagante en la zona (1), en función de las profundidades,  $h_1$ ,  $h_2$  y  $h_3$ , ancho del escalón,  $B$ , y el período de la ola,  $T$ .

En la fig. 2.7 se presenta el coeficiente de reflexión,  $R_1$ , en función del ancho de dique adimensional,  $B/L$  y la relación  $d/h_e$  puede observarse el efecto resonante para diques muy altos, ( $d/h_e < 0.5$ ).

#### 2.4.4.3 Resultados y aplicaciones

En la fig. 2.8, se presenta la profundidad adimensional,  $d/h_i$ , en función del ancho adimensional de dique,  $B/L$ , y la altura relativa del escalón,  $d/h_e$ . Para los valores de  $B/L = 0$ , los coeficientes de reflexión se evalúan con base en la teoría de placa delgada, Dean (1945); para los valores  $B/L > 0$  se empleó un proceso iterativo, dado que,  $h_i$ , es uno de los parámetros iniciales para resolver el problema de la reflexión.

En esta figura se observa una variación oscilante en las curvas de  $d/h_e < 0.5$ , esto es debido al efecto resonante del coeficiente de reflexión (fig. 2.7). Para valores  $d/h_e > 0.6$ , se observa que  $d/h_i$  es muy similar a  $d/h_e$  ( $h_i \approx h_e$ ).

En esta figura también aparecen los resultados experimentales de Sorensen (1988) y Chatham (1972), Tabla 2.2 (fig. 2.10), que comparadas con los resultados del modelo planteado muestran la bondad de este.

La figura 2.9 es otra representación de los mismos resultados donde aparece la relación de profundidades,  $h_i/h_e$ , en función de la altura relativa del escalón,  $d/h_e$ , y cuatro anchos de dique adimensionalizados por,  $B/L$ .

En esta figura se observa que para diques sumergidos con  $d/h_e > 0.5$  ó  $0.6$ ,  $h_i \approx h_e$ , siendo la estructura muy poco eficiente.

Se observa para el ancho de dique,  $B/L = 0.03$ , (ancho representativo de este tipo de estructuras), que la eficiencia aumenta al disminuir  $d/h_e$ , como es el caso de  $d/h_e = 0.10$  con  $h_i/h_e = 0.75$ , en otras palabras, la eficiencia aumenta cuanto más alto es escalón.

Para anchos de  $B/L = 0.12$  o  $B/L = 0.18$ , se presentan fuertes gradientes en las curvas, apareciendo máximos (menor eficiencia), debido a los efectos resonantes.

#### Conclusiones

- Se ha planteado un modelo analítico sencillo con base en teoría lineal, el cual tiene en cuenta en el balance de energía el efecto reflector de la estructura, obteniéndose buenos resultados al ser aplicado en perfiles de playa de ensayos de otros autores.

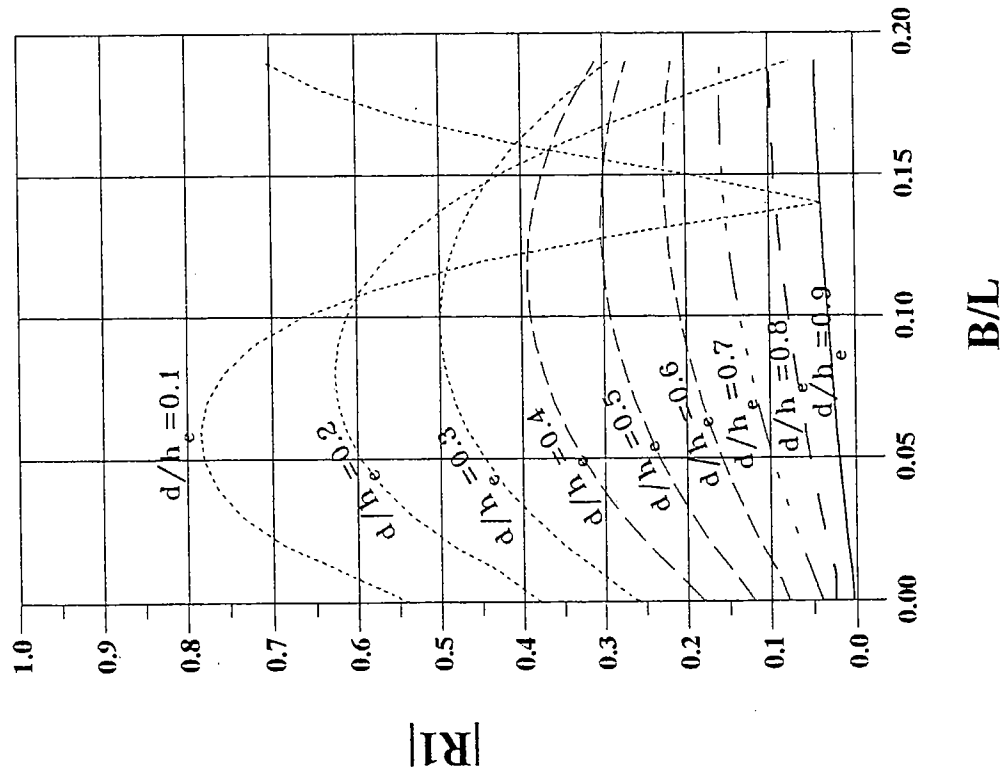


Fig. 2.7 Coeficiente de Reflexión.

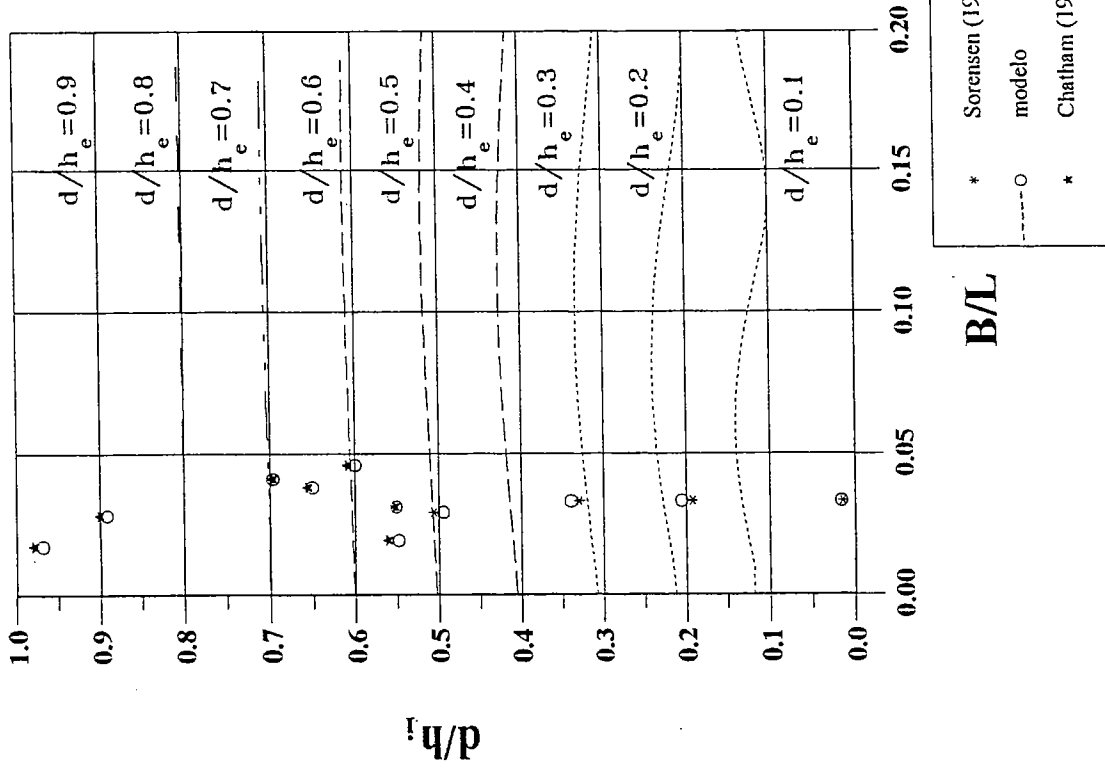


Fig. 2.8 Profundidad Adimensional  $d/h_i = f(B/L, d/h_e)$ .

- Con base en los resultados obtenidos, se puede concluir que el efecto controlador de la energía incidente por reflexión de los diques sumergidos en playas colgadas, comienza a tener cierta importancia para diques coronados cerca del nivel del agua ( $d/h_e \ll 1$ ), los cambios de longitud de onda (variación de  $B/L$ ), generan cambios en  $h_i/h_e$ , debido a efectos resonantes en la reflexión del Dique. Esto puede resultar peligroso, porque si se diseña una playa para unas condiciones dadas,  $B/L \ll 1$ , lo cual equivale a un  $h_i < h_e$ , al disminuir el período de las olas se obtiene un  $B/L$  mayor, si éste corresponde a un punto resonante donde  $h_i \approx h_e$ , el dique deja pasar más energía, erosionándose la playa por encima de la coronación del dique. Esta arena se pierde para siempre, dado que el oleaje no permite retornar la arena por encima del dique de nuevo.

Las variaciones de profundidad introducidas por el dique sumergido,  $h_i/h_e$ , no son muy importantes a la hora de conseguir avanzar el perfil de playa.

El análisis anterior asume que el oleaje incidente no rompe sobre el dique. Para cumplir esta condición es necesario que se satisfagan dos condiciones: una de ellas el límite de altura de ola en relación con el francobordo del dique y otra la relación entre el ancho del dique y la longitud de onda. La primera limitación fue estudiada por Horikawa y Kuo (1966), mientras que la segunda ha sido menos estudiada. Independientemente de la altura de ola si  $B/L < 1/20$ , la presencia del dique sumergido no provoca la rotura de la ola.

Los diques longitudinales sumergidos, influyen de manera significativa en la energía incidente, cuando posee anchos,  $B > 0.5 L$  (casos de arrecifes naturales) donde se garantiza que la altura de ola llegue rompiendo a una condición de saturación con el fondo ( $h_i \approx 0.4 d$ ), Horikawa y Kuo (1966), sobre el dique. En dicho caso el perfil de Dean comienza a partir de la profundidad, ( $d$ ).

Es importante resaltar que el cálculo del coeficiente de reflexión se hace por medio de teoría lineal, lo cual no tiene en cuenta procesos no lineales que puedan disipar más energía en el sistema, disminuyendo en parte los picos resultantes.

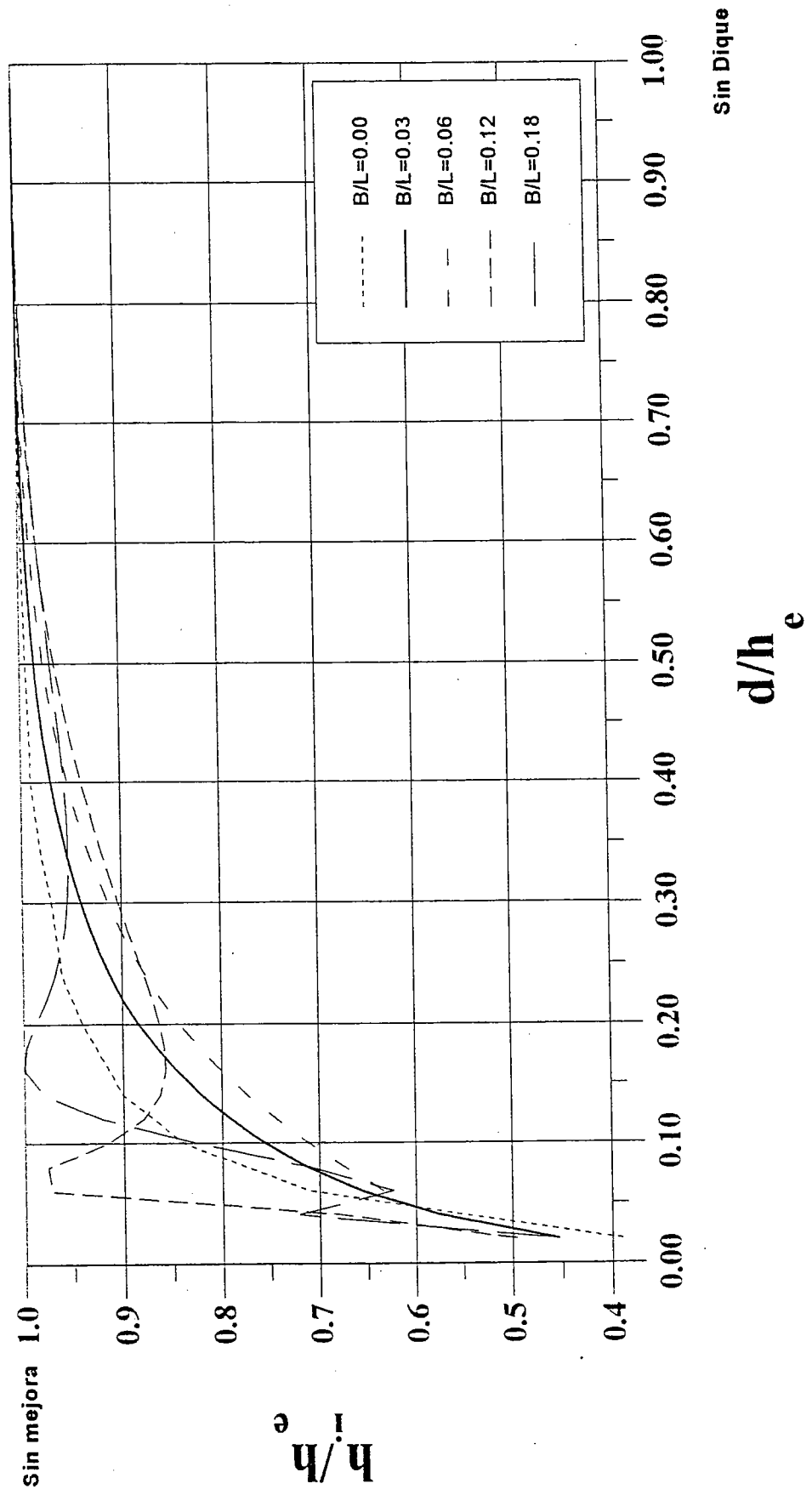
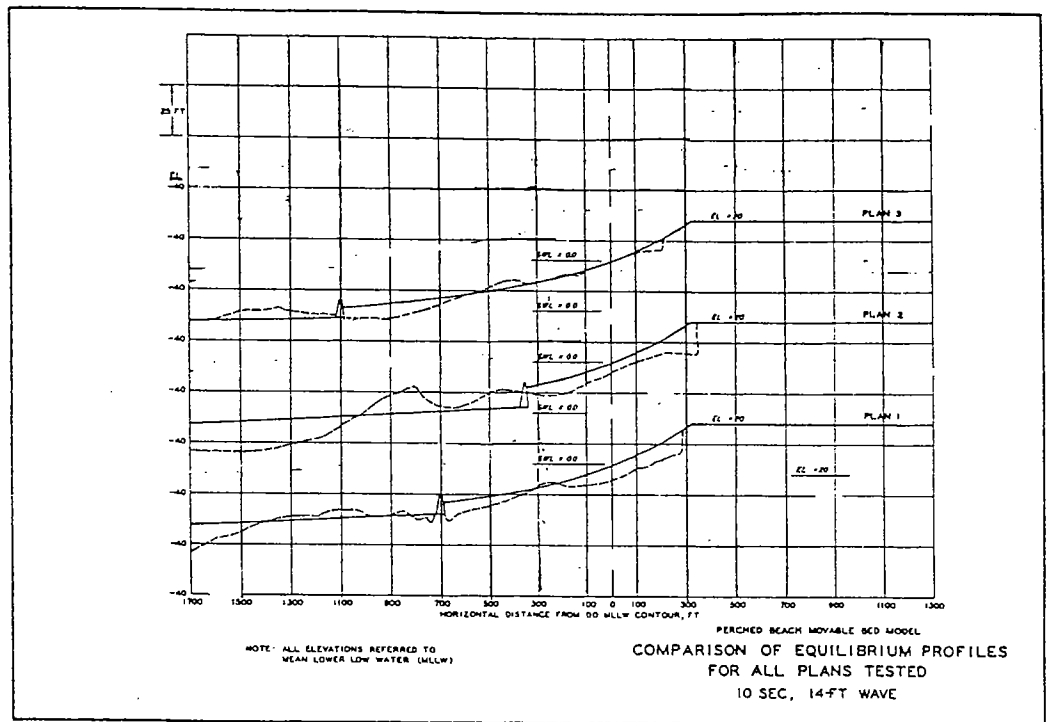
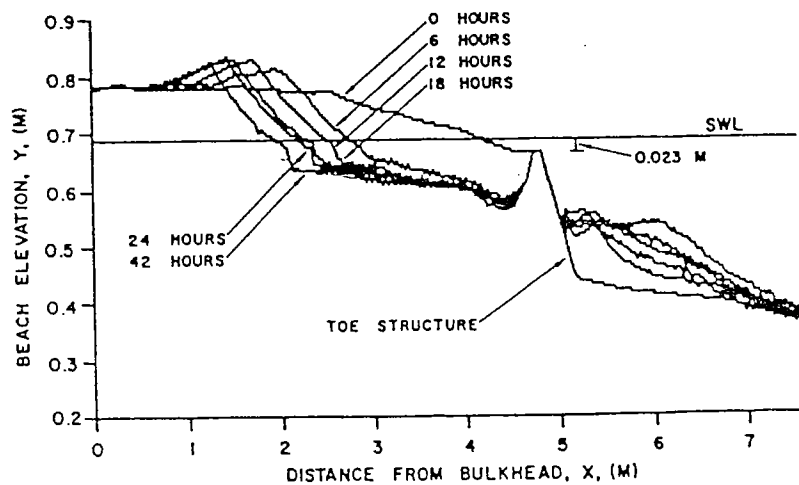


Fig. 2.9 Relación  $h_1/h_e = f(d/h_e, B/L)$ .



MOVABLE-BED MODEL STUDIES OF PERCHED BEACH CONCEPT

C. E. CHATHAM, JR.



Perched Beach Profile Response to Wave Action

R. M. Sorensen

Fig. 2.10 Ensayos en Laboratorio de Playas Colgadas (C.E. Chatham, J.R. (1972) y R. M. Sorensen (1988)).



TABLA 2.2

## ENSAYOS EN EL MODELO DE SORENSEN (1988)

$h_c$ (m)	d (m)	$h_i$ (m)	T(s)	L (m)	B (m)	B/L	d/ $h_c$	d/ $h_i$ (med.)	d/ $h_i$ (calc)
0.187	0.091	0.18	1.6	2.06	0.06	0.029	0.490	0.506	0.494
0.140	0.046	0.14	1.6	1.81	0.06	0.033	0.330	0.330	0.340
0.130	0.023	0.12	1.6	1.80	0.06	0.033	0.180	0.192	0.205
0.140	0.001	0.07	1.6	1.81	0.06	0.033	0.007	0.015	0.016

## ENSAYOS DE CHATMAM (1972)

$h_c$ (m)	d (m)	$h_i$ (m)	T (s)	L (m)	B (m)	B/L	d/ $h_c$	d/ $h_i$ (med.)	d/ $h_i$ (calc)
5.72	3.43	5.55	7.0	50.2	2.3	0.046	0.600	0.610	0.606
8.23	5.72	8.19	7.0	55.8	2.3	0.041	0.695	0.698	0.697
7.10	4.60	7.00	7.9	60.9	2.3	0.038	0.648	0.657	0.651
6.28	3.43	6.20	10.0	75.2	2.3	0.031	0.546	0.553	0.551
7.43	6.63	7.35	10.0	81.1	2.3	0.028	0.892	0.902	0.892
6.29	3.43	6.10	16.0	123.6	2.3	0.019	0.545	0.562	0.548
7.43	7.20	7.35	16.0	133.9	2.3	0.017	0.969	0.980	0.969

## 2.4.5 Perfil de equilibrio con refracción - difracción de oleaje

### 2.4.5.1 *Introducción*

Como se dijo anteriormente, existen casos en los cuales no se puede aplicar el modelo de perfil de equilibrio de Dean (1977), debido a las limitaciones que imponen sus hipótesis.

Una de estas hipótesis es que al ser un sistema bidimensional, las olas en la zona de rotura, experimentan unos gradientes de altura de ola generadas **únicamente** por la disipación a lo largo del perfil, con lo cual no se tiene en cuenta efectos de propagación como la refracción o la difracción.

En la fig. 2.11(a), se presenta el perfil,  $P_1$ , el cual cumple la hipótesis de Dean (1977), no existiendo ningún tipo de gradiente de energía más que el disipado al ser  $L_0 = L_f$ , el coeficiente de refracción ( $K_r = 1$ ).

Los perfiles  $P_2$  y  $P_3$  se encuentran afectados por la propagación del oleaje, donde además del gradiente de energía por disipación del perfil, existe un gradiente de energía por refracción con coeficiente ( $K_r^2 = L_0 / L_f$ ).

El perfil  $P_4$ , se encuentra influenciado por la presencia del muro, el cual crea sobreelevación del oleaje, alterando el gradiente de energía del oleaje.

Finalmente el perfil  $P_5$ , se encuentra influenciado en su propagación por el fenómeno de difracción (transferencia lateral de energía y cambios en la forma del frente), donde el coeficiente de difracción es  $K_D = F(T, x, \theta, h)$ , un ejemplo de este tipo de efecto es el de la playa de Plentzia, fig. 2.27. (Sección 2.4.7)

En esta sección se plantean algunas modificaciones del perfil de equilibrio de Dean (1977), teniendo en cuenta efectos de propagación como la refracción y la difracción, en la ecuación de balance de energía.



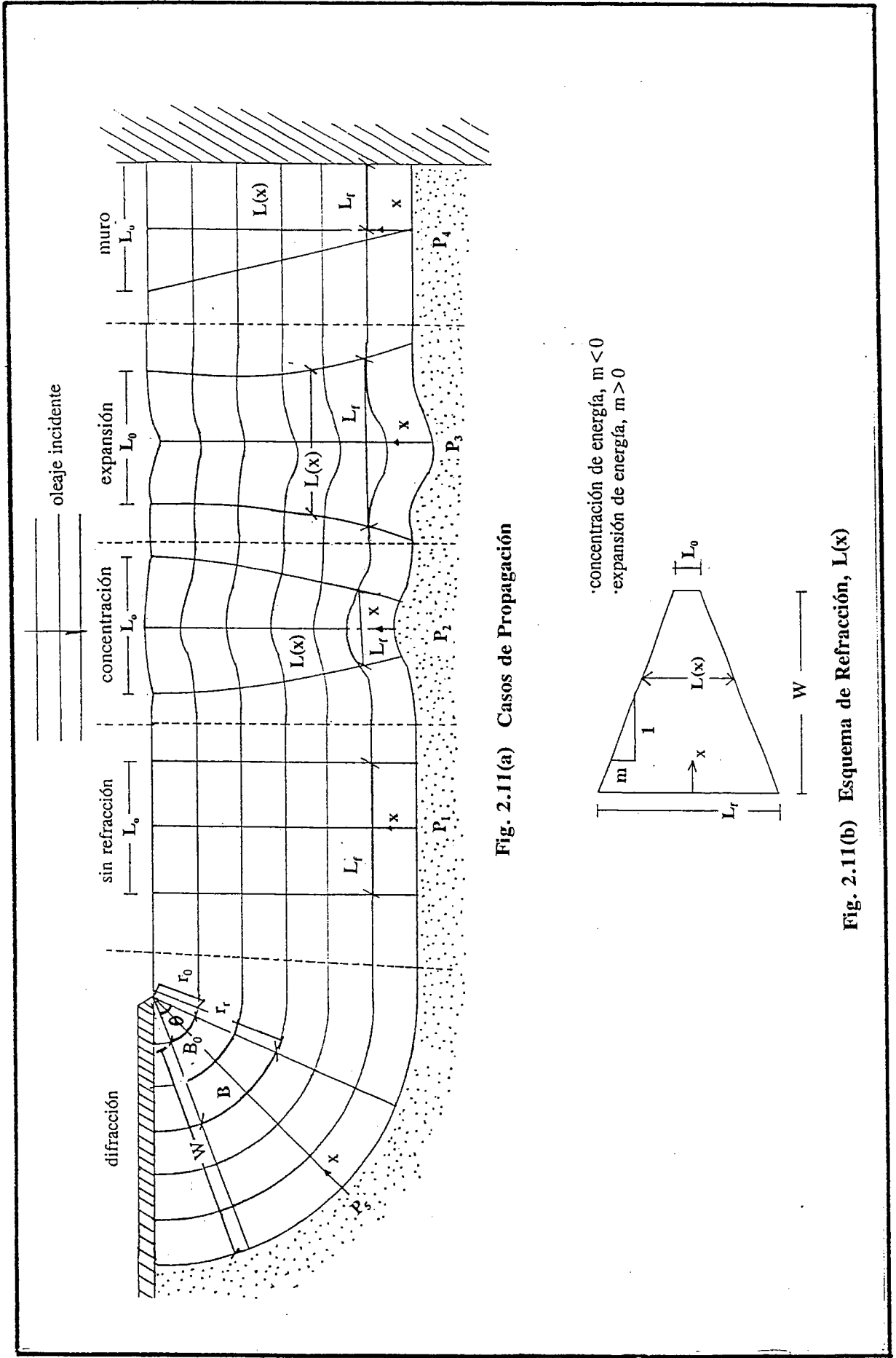


Fig. 2.11 Esquema General del Perfil con Refracción - Difracción.

### 2.4.5.2 *Efectos por refracción. Planteamiento del problema*

La hipótesis de Dean (1977) relativa a la disipación por unidad de volumen constante, puede fácilmente generalizarse al caso de anchura entre ortogonales,  $L$ , variable resultando:

$$\frac{1}{h} \frac{\partial(ECg)}{\partial x} = D^* L(x)$$

Sustituyendo valores e integrando se obtiene:

$$h^{\frac{3}{2}} = \frac{3}{2K} \int_0^x D^* L(x) dx$$

Siendo:

$$K = \frac{5}{16} \rho g^{\frac{5}{2}} \gamma^2$$

El problema se soluciona definiendo expresiones para  $L(x)$ .

**CASO1:** Variación de,  $L$ , constante

$$L(x) = L_0 \quad y \quad D^* = \text{cte.}$$

La ecuación que se obtiene es:

$$h^{\frac{3}{2}} = \frac{3D^*L_0}{2K} X$$

$$h = A x^{\frac{2}{3}}$$

donde:

$$A = \left( \frac{3D^*L_0}{2K} \right)^{\frac{2}{3}}$$

que es la ecuación de Dean (1977), con  $L_0 = 1$

**CASO 2:** Variación Lineal, ver el esquema de la fig. 2.11(b)

$$L(x) = L_0 + 2m(W - x) \quad \text{con } x \leq W$$

Para el caso de expansión de energía ( $m > 0$ ) y concentración ( $m < 0$ ), sustituyendo e integrando en la ecuación del balance de energía, se obtiene para expansión del flujo:

$$h^{\frac{3}{2}} = \left( \frac{3D^*L_0}{2K} + \frac{6D^*Wm}{2K} \right) x - \frac{6D^*m}{2K} \frac{x^2}{2}$$

Definiendo:

$$\alpha = \frac{3D^*L_0}{2K} = A^{3/2}$$

Sustituyendo por,  $\alpha$ , se obtiene:

$$h^{3/2} = \alpha \left( 1 + \frac{2Wm}{L_0} \right) x - \alpha \frac{m}{L_0} x^2$$

De acuerdo con el esquema de la fig. 2.11(b) el coeficiente de refracción se define como:

$$K_r^2 = \frac{L_0}{L_f} = \frac{L_0}{L_0 + 2Wm}$$

haciendo  $L_0 = 1$ , se obtiene la siguiente expresión para m:

$$m = \frac{1 - K_r^2}{2W K_r^2}$$

con lo cual sustituyendo en el perfil:

$$h^{3/2} = \alpha x \left[ \frac{1}{K_r^2} - \frac{(1 - K_r^2)}{2W K_r^2} x \right]$$



quedando el perfil de equilibrio definido como:

$$h = \left[ \frac{1}{K_r^2} \left( 1 - \frac{x}{2W} \right) + \frac{x}{2W} \right]^{\frac{2}{3}} A x^{\frac{2}{3}}$$

donde:

$$h = A_P(x) x^{\frac{2}{3}}$$

siendo:

$$A_P(x) = \left[ \frac{1}{K_r^2} \left( 1 - \frac{x}{2W} \right) + \frac{x}{2W} \right]^{\frac{2}{3}} A$$

En la fig. 2.12(a), se muestra la variación de  $A_P(x)$ , con respecto a la distancia  $x/W$  y los coeficientes de refracción  $K_r = 0.5, 1.0$  y  $1.5$  y en la fig. 2.12(b),  $A_P(x)/A$  varía con  $K_r$  y  $x/W = 0.0, 0.5$  y  $1.0$  para  $K_r = 1$ , se obtiene un  $A_P(x)/A = 1$  en todos los puntos del perfil fig. 2.12(a), lo que equivale a decir que es un perfil de Dean (1977), ( $A_P(x) = A$ ), para  $K_r < 1$ , ( $A_P(x)/A > 1$ ), (ver fig. 2.12(b)), lo que significa un perfil de playa con una pendiente mayor a la del perfil de Dean (1977), ( $A_P(x) > A$ ), observe en la fig. 2.12(a), que para este perfil la pendiente,  $A_P(x)$  va creciendo linealmente en dirección a la playa. Como se dijo anteriormente,  $A$ , está relacionado con el tamaño del sedimento de la playa. Al ser  $A_P(x) > A$ , equivalente a decir hipotéticamente que el perfil de equilibrio es el mismo de Dean (1977), con un grano más grueso. En otras palabras, significa que, existe un gradiente de energía generado por la disipación (asociado al tamaño real del sedimento en la playa), además, existe un gradiente de energía generado por la refracción, en este caso por una expansión, la suma de estos gradientes, equivalen al que disiparía una playa de Dean (1977), pero con un grano más grueso ( $A_P = f(D_{50})$ ).

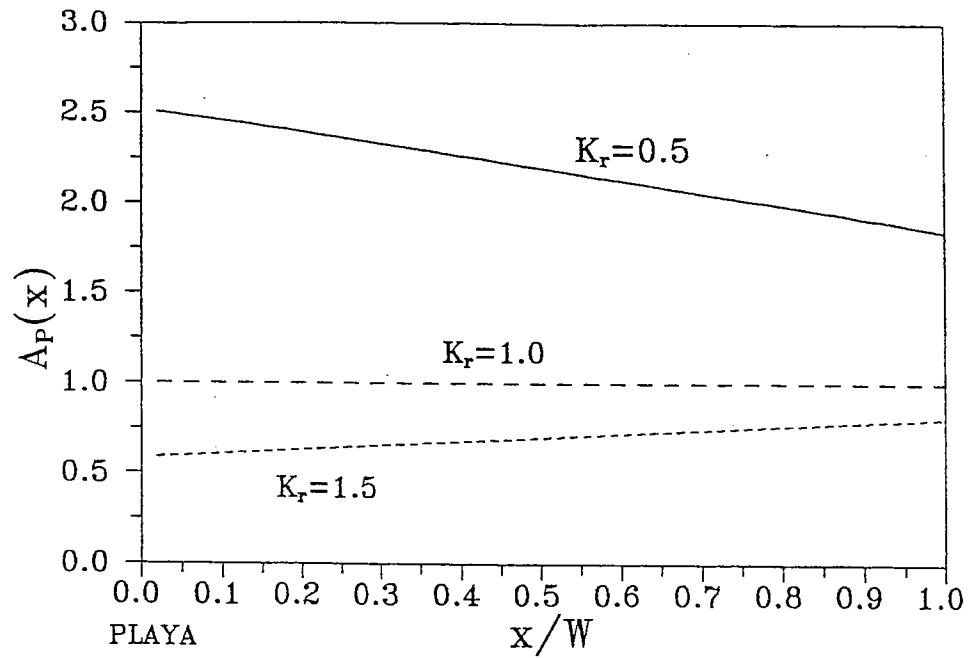


Fig. 2.12a Variacion de la pendiente  $A_P(x)$  a lo largo del perfil

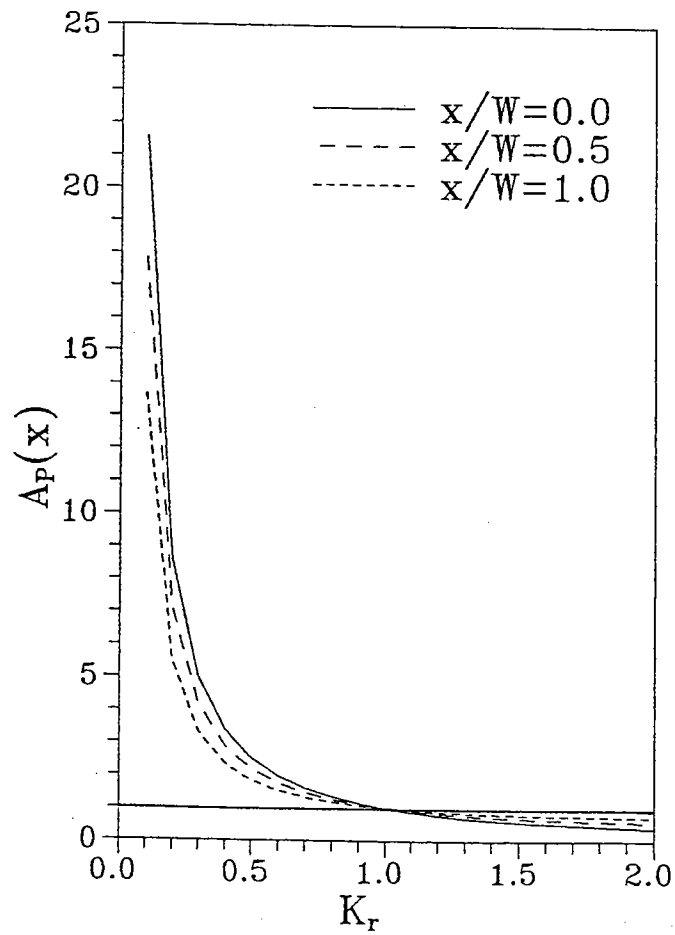


Fig. 2.12b Variacion de la pendiente  $A_P(x)$  con el coeficiente de refraccion  $K_r$

Fig. 2.12 Variacion de la pendiente  $A_P(x)$

Para el caso de concentración de energía  $K_r > 1.0$ , todos los puntos del perfil están con una pendiente siempre menor a la del perfil de equilibrio de Dean (1977), ( $A_p(x) < A$ ); decreciendo  $A_p(x)$  en dirección a la playa como se aprecia en fig. 2.12(a), lo cual equivale a un perfil de Dean (1977), con menor pendiente. Al haber un menor gradiente de energía, gracias al aporte energético de la concentración, es equivalente para el perfil suponer que posee un tamaño de sedimento mucho más pequeño al real, traducido en una menor pendiente del perfil.

Una aplicación interesante de este caso es el perfil con un muro paralelo, (ver perfil  $P_4$ , fig. 2.11(a)), este caso se presenta en la naturaleza en playas encajadas, donde el perfil va paralelo al acantilado. Para este caso  $L(x)$  es:

$$L(x) = L_0 + m(x - W) \quad \text{para } x \leq W$$

realizando el proceso anterior, se llega a la misma expresión del perfil de equilibrio, con  $K_r > 1$ .

#### 2.4.5.3 *Efectos por difracción. Planteamiento del problema.*

Se suponen las hipótesis de Dean (1977) válidas, pero se involucra en el modelo el efecto de la difracción y la refracción, el cual modifica la ecuación del balance de energía.

Para analizar el problema de forma analítica, se asume como nueva hipótesis que los frentes son arcos de círculo, y debido a que el efecto de la difracción es más importante en cercanías del dique (del orden de magnitud de una longitud de onda), donde se localiza a una distancia,  $r$ , el primer frente,  $B_0 = r_0 \theta$ , como se muestra en la fig. 2.11(a) (Perfil  $P_5$ ).

A partir de este punto la refracción es el fenómeno dominante, el efecto de gradiente de energía a lo largo del perfil por solo difracción es mínimo, ya que es bien sabido que las líneas de igual altura de ola en difracción son radiales en dirección al perfil. La variación de los arcos en función de la distancia,  $x$ , desde la playa, se define como:

$$B(x) = (r_0 + W - x) \theta$$

Sustituyendo este arco en la ecuación de equilibrio de flujo de energía se obtiene:

$$h \frac{3}{2} = \frac{3D^*}{2K} \int_0^x (r_0 + W - x) \theta \, dx$$

dividiendo por  $B_0 = r_0 \theta$ , queda:

$$h \frac{3}{2} = \frac{3D^* B_0}{2K} \int_0^x \frac{(r_0 + W - x)}{r_0} \, dx$$

$$h \frac{3}{2} = \frac{3D^* B_0}{2K} \left[ 1 + \frac{W}{r_0} \right] x - \frac{3D^* B_0}{2K r_0} \left[ \frac{x^2}{2} \right]$$

haciendo:

$$\alpha = \frac{3D^* B_0}{2K}$$

y sustituyéndolo:

$$h \frac{3}{2} = \alpha x \left[ \left( 1 + \frac{W}{r_0} \right) - \frac{x}{2r_0} \right]$$





Si

$$K_r^2 = \frac{B_0}{B} = \frac{r_0 \theta}{r \theta} = \frac{r_0}{r_0 + W}$$

reemplazando en la ecuación anterior se tiene:

$$h^3 = \alpha x \left[ \frac{1}{K_r^2} - \frac{1 - K_r^2}{2 K_r^2 W} x \right]$$

donde:

$$h = \left[ \frac{1}{K_r^2} \left( 1 - \frac{x}{2W} \right) + \frac{x}{2W} \right]^{\frac{2}{3}} A x^{\frac{2}{3}}$$

$$h = A_P(x) A x^{\frac{2}{3}}$$

que es la misma ecuación obtenida en la sección anterior con  $K_r > 1$  y  $A_P(x) > A$ .

Para aplicar este modelo a un perfil dado, es necesario definir los parámetros  $K_r$ ,  $W$ ,  $A$  y la orientación del perfil. El valor de  $A$  depende del tamaño de grano de la playa ( $D_{50}$ ); la distancia,  $W$ , se define como aquella entre la playa y la profundidad de cierre para el perfil,  $h^*$ , de donde:

$$h^* = \left[ \frac{1}{K_r^2} \left( 1 - \frac{W}{2W} \right) + \frac{W}{2W} \right]^{\frac{2}{3}} A W^{\frac{2}{3}}$$

$$h^* = \left[ \frac{1}{2K_r^2} + \frac{1}{2} \right]^{2/3} A W^{2/3}$$

Reemplazando en la ecuación de  $h^*$ , queda la siguiente expresión de donde se obtiene la distancia,  $W$ :

$$h^* = \left[ \frac{r}{2(r-W)} + \frac{1}{2} \right]^{2/3} A W^{2/3}$$

Dado que se conoce:

$$h^* \approx 1.8 K_D (H_{s_{12}})_0$$

donde:

$(H_{s_{12}})_0 =$  Es la altura de ola significativa superada 12 horas al año en el extremo del dique o elemento perturbador.

$K_D =$  Coeficiente de difracción, en el alineamiento del perfil, en el punto donde rompe la ola.

$(H_{s_{12}})_0$  y  $K_D$  se obtiene a partir de un modelo de propagación de oleaje.

$r =$  Es como se dijo anteriormente, la distancia del dique a la playa en el perfil de interés.

Una vez que se tiene  $W$ , se obtiene  $K_r$  como:

$$K_r^2 = \frac{r-W}{r}$$

Con lo cual queda definido el perfil de equilibrio teniendo en cuenta la difracción y refracción de un obstáculo, como:

$$h(x) = A_p(x)Ax^{2/3}$$

#### 2.4.5.4 Aplicaciones

Se desea comprobar este modelo en la playa de Plentzia, fig. 2.27 y 2.28, dado que posee zonas abrigadas detrás de los diques de San Valentín (bocana de la ría) y Astondo.

Esta playa se caracteriza por poseer un tamaño representativo de sedimento ( $D_{50} = 0.24$  mm) en la zona del perfil emergido de playa; en la sección que se verá más adelante (perfil de equilibrio con marea), se ajustan por dicho modelo los perfiles de equilibrio de Dean (1977), donde se obtienen unos valores de ( $A = 0.20$ ) en el perfil  $P_1$ , ( $A = 0.15$ ) en el perfil  $P_4$ , y ( $A = 0.16$ ) para el perfil  $P_6$ . Obsérvese que teniendo sedimento muy similar, el perfil protegido,  $P_1$ , presenta una mayor pendiente que los perfiles  $P_4$  y  $P_6$  expuestos al oleaje, y a su vez el perfil  $P_6$  posee una mayor pendiente que el  $P_4$  debido a la influencia de la refracción del oleaje.

Para un valor de  $A = 0.20$ , le correspondería el tamaño de sedimento siguiente:

$D_{50} = 0.75$  mm, el cual es muy alto comparado con el valor real,  $D_{50} = 0.24$  mm. ( $A = 0.115$ ).

De acuerdo a la propagación del oleaje (Modelo OLUCA),  $H_{s12} = 6.0$  metros, en aguas indefinidas, la altura de ola en el dique es  $(H_{s12})_0 = 5.5$  m. y el coeficiente de difracción donde rompen las olas en el perfil  $K_D \sim 0.46$  con lo cual se define;  $h^*$  como:

$$h^* = 1.8 K_D (H_{s12})_0 = 4.55 \text{ m}$$

Con lo cual en la ecuación de W:

$$h^* = \left[ \frac{r}{2(r - W)} + \frac{1}{2} \right]^{\frac{2}{3}} A W^{\frac{2}{3}}$$

Con  $r = 250$  m (Distancia de la playa al dique) y  $A = 0.115$  correspondiente al  $D_{50} = 0.24$  mm de la playa, se obtiene:

$$W = 146 \text{ m}$$

quedando definido,  $K_r$ , como:

$$K_r^2 = \frac{r - W}{r} = 0.41$$

Con lo cual el perfil es:

$$h = \left[ \frac{1}{K_r^2} \left( 1 - \frac{x}{2W} \right) + \frac{x}{2W} \right]^{\frac{2}{3}} A x^{\frac{2}{3}}$$

$$h = (2.44 - 0.005x)^{\frac{2}{3}} A x^{\frac{2}{3}}$$

En la fig. 2.13, aparece el perfil P<sub>1</sub>, (Playa de Plentzia), el perfil con difracción - refracción y el perfil de Dean (1977) correspondiente al tamaño de grano.

Como se ve, el perfil con propagación se acerca bastante al perfil real de la playa.

### *Conclusiones*

- En este apartado se concluye que, los efectos de propagación del oleaje que concentran o dispersan la energía, influyen en el equilibrio energético alterando la pendiente del perfil.
- En los casos de expansión del flujo de energía, el perfil tiende a una mayor pendiente, dado el aumento del gradiente de energía. En el caso contrario, una concentración de flujo se refleja en una disminución en la pendiente, debido al menor gradiente de energía.

# PLENTZIA - PERFIL 1

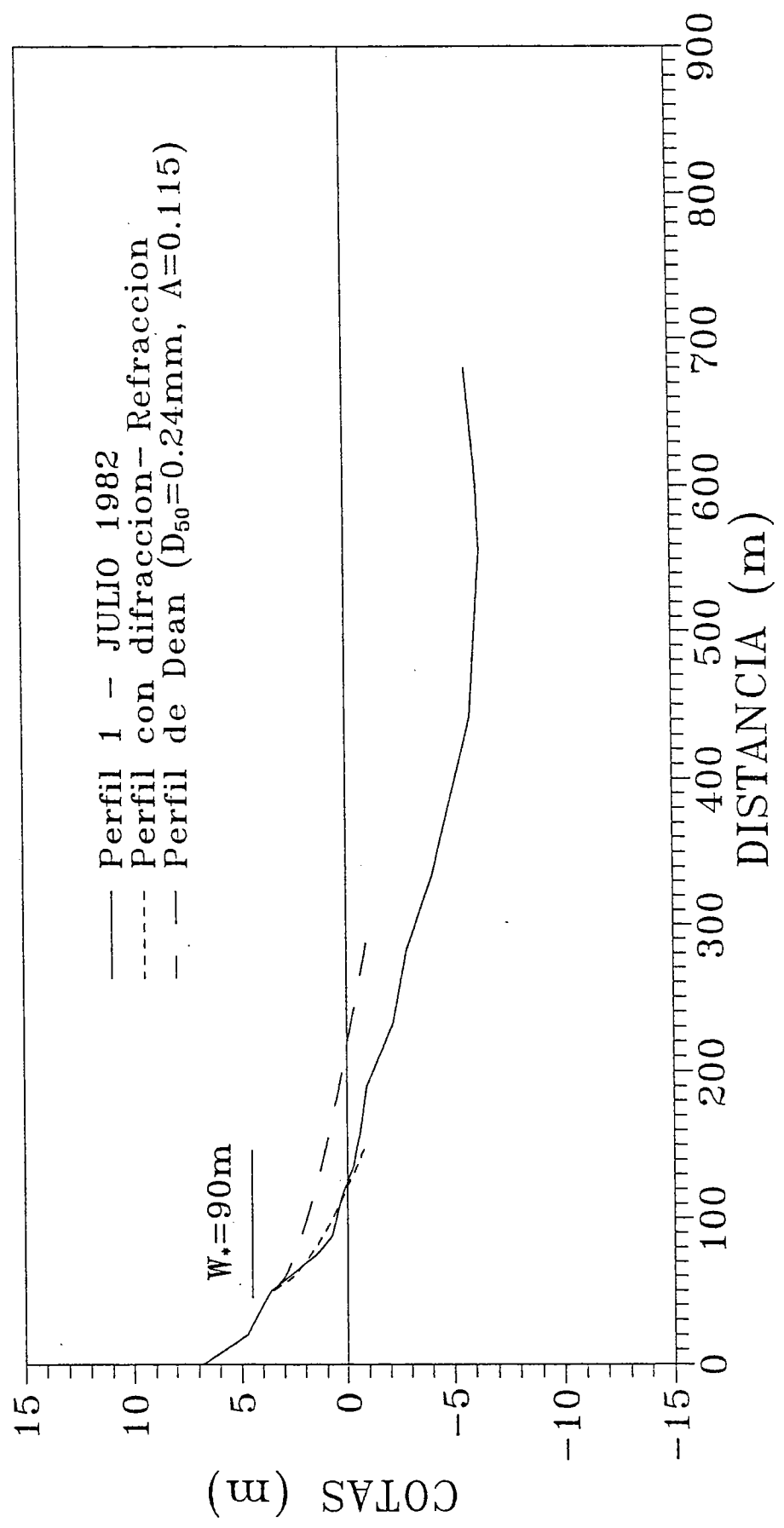


Fig. 2.13 Perfil de Playa con Propagación, Playa de Plentzia (Vizcaya).

- Se plantea como una aproximación al problema, un modelo analítico que tiene en cuenta el fenómeno de refracción y difracción, mediante un parámetro  $A_p(x)$ , que varía la pendiente a lo largo del perfil, presentando unos resultados aceptables, teniendo en cuenta las limitaciones de la hipótesis planteadas.

## 2.4.6 Perfil de equilibrio con reflexión

### 2.4.6.1 *Introducción*

En la naturaleza las playas no siempre son capaces de disipar toda la energía del oleaje que incide en ellas, reflejando parte de esta. Su capacidad disipativa o reflejante depende principalmente de la forma del perfil y las características del oleaje incidente.

Algunos autores han clasificado las playas en reflejantes o disipativas debido a los diferentes comportamientos hidrodinámicos y morfológicos que éstas presentan. Como se dijo en la sección 2.3.2, Dalrymple (1992), propone el parámetro de perfil,  $P$ , que permite clasificar las playas en una u otra de estas categorías, dependiendo de la altura de ola en la zona de rompiente,  $H_b$ , el período de ola  $T$ , y la velocidad de caída del grano,  $\omega_s$ . Masselink y Short (1993), plantean un modelo conceptual de la morfología de playas, clasificando también las playas en disipativas y reflejantes con los mismos parámetros, incluyendo la marea.

La forma del perfil es uno de los elementos importantes que definen la capacidad reflejante o disipativa de la playa. El modelo parabólico de perfil de equilibrio propuesto por Dean (1977), asume que la totalidad de la energía que incide en el perfil, es disipada y que esta disipación por unidad de volumen es constante, con lo cual, esta teoría es únicamente aplicable a playas disipativas donde la reflexión no es tan importante. En cuanto a este tema existe gran diversidad de opiniones, algunos autores como Suh y Dalrymple (1988), afirman que el perfil potencial  $y = A x^{2/3}$ , es aplicable en playas en erosión y en acumulación, pero otros como Vellinga (1983), afirman que esta forma cambia.

En esta sección se plantea una expresión analítica de perfil de equilibrio, que incluye el efecto de la reflexión, mediante la aplicación de hipótesis de Miche, quien propone que a lo largo de todo el perfil de la playa se separan los términos incidente y reflejado y se asume que la reflexión del oleaje es un proceso lineal que depende únicamente de la geometría local de la playa y del período de la onda. Bajo estas condiciones es posible evaluar la variación del flujo de energía reflejada por unidad de

perfil de playa y por unidad de energía incidente,  $V_R$ , que se definirá más adelante. Una vez que el término de reflexión ha sido especificado, se resuelve la ecuación de conservación de la energía, obtenida como balance energético realizado en un volumen de control. A partir de la definición de la función  $V_R$ , se obtiene una ecuación diferencial en términos del coeficiente de reflexión.

#### 2.4.6.2 *Planteamiento del problema*

Considérese en un sistema de referencia  $(x, z)$  una playa cuya geometría queda definida dada la profundidad de agua,  $h(x)$ , con respecto al nivel medio del mar. El origen de coordenadas se ubica en la línea de costa,  $x = 0$ , (ver fig. 2.14)

La ecuación de conservación de la energía puede derivarse del balance realizado en un volumen de control delimitado por las secciones  $x$  y  $x + \Delta x$ , el nivel estático del agua y el lecho de la playa (fig. 2.15) cuya expresión general es:

$$[F_E(x) - F_R(x + \Delta x)] - [F_E(x + \Delta x) - F_R(x)] + \varepsilon = 0$$

donde  $F_E(x)$ ,  $F_R(x)$  son los flujos de energía incidente y reflejada, respectivamente, y  $\varepsilon$  es la disipación media producida en el volumen de control.

Dividiendo la ecuación anterior por  $h$  y  $\Delta x$ , y tomando el límite cuando  $\Delta x \rightarrow 0$ , se obtiene:

$$\frac{1}{h} \frac{dF_E}{dx} - \frac{1}{h} \frac{dF_R}{dx} + \frac{\varepsilon}{h} = 0$$

donde:

$$F_E = E_E C_g = \frac{1}{2} \rho g a_E^2 C_g$$

$$F_R = E_R C_g = \frac{1}{2} \rho g a_R^2 C_g$$



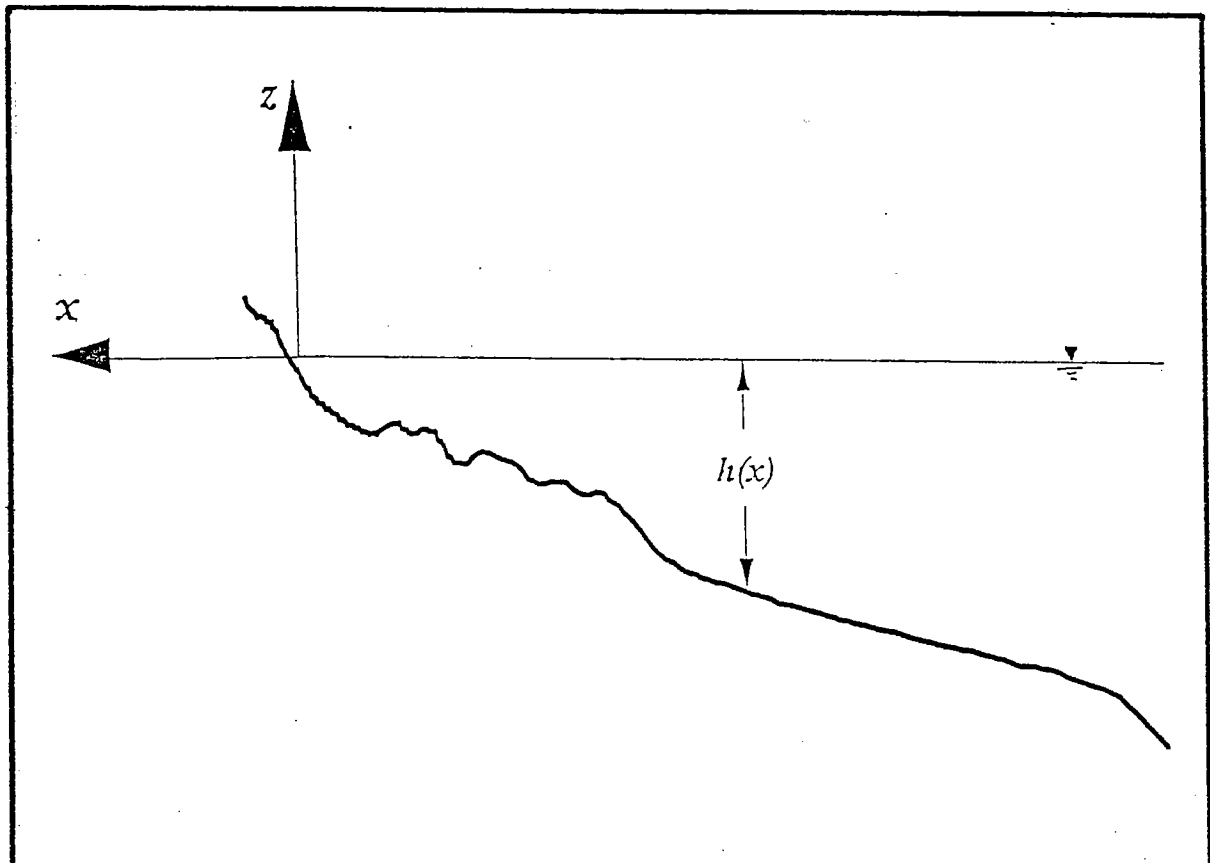


Fig. 2.14 Definición del Perfil de Playa y Sistema de Referencia Asociado.

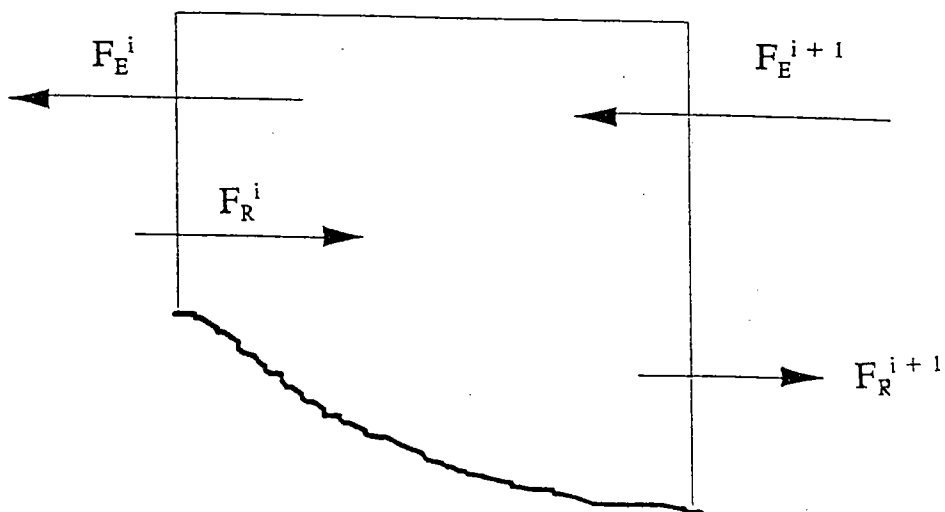


Fig. 2.15 Balance de Energía Realizado en un Volumen de Control.

con:

$F_E$	=	flujo de energía incidente al tramo de playa
$F_R$	=	flujo de energía reflejado por el tramo de playa
$\varepsilon$	=	disipación por unidad de área de playa
$a_E$	=	amplitud de onda que entra
$a_R$	=	amplitud de onda reflejada
$C_g$	=	celeridad de grupo
$\rho$	=	densidad del agua
$g$	=	aceleración de la gravedad
$h$	=	profundidad del agua localmente.

Si se define el coeficiente de reflexión como:

$$R_1(x) = \frac{a_R(x)}{a_E(x)}$$

sustituyendo en  $F_R$ , se obtiene:

$$F_R(x) = \frac{1}{2} \rho g (R_1 a_E)^2 C_g = R_1^2(x) F_E(x)$$

si se define:

$$V_R(x) = \frac{\frac{dF_R(x)}{dx}}{F_E(x)}$$

donde  $V(x)$  representa la variación local del flujo de energía reflejada por unidad de perfil de playa por unidad de energía incidente.

Quedando la expresión del balance de energía como:

$$\frac{1}{h(x)} \frac{dF_E(x)}{dx} - \frac{V_R(x) F_E(x)}{h(x)} + D_* = 0$$

siendo  $D^*$ , la disipación por unidad de volumen constante.

Reemplazando el flujo de energía que entra  $F_E$ , resulta:

$$\frac{dh(x)}{dx} - \frac{2}{5} V_R(x) h(x) + D h^{\frac{1}{2}}(x) = 0$$

con:

$$D = \frac{16 D^*}{5 \rho \gamma^2 g^{\frac{3}{2}}}$$

A partir del modelo cinemático de Dean (1977), desarrollado en la sección 2.3.1, se tenía la siguiente relación para A:

$$A = \left( \frac{24 D^*}{5 \rho g^{\frac{3}{2}} \gamma^2} \right)^{\frac{2}{3}}$$

Despejando  $D^*$  de esta ecuación y sustituyendo en D, se obtiene la relación:

$$D = \frac{2}{3} A^{\frac{3}{2}}$$

Para resolver la ecuación diferencial del balance de flujo de energía es necesario definir una expresión para  $V_R(x)$ , término asociado a la reflexión. Varios autores, Goring (1978) y Kirby y Vengayil (1988), han propuesto considerar la reflexión como un proceso lineal dependiente de la geometría del talud y de la longitud de onda, la altura de ola aparece, por tanto, únicamente como un parámetro de escala. En consecuencia se formula la siguiente hipótesis:

La contribución al flujo de energía reflejada por unidad de área de perfil de

playa y por unidad de energía incidente depende únicamente de la geometría local de la playa ( $\tan\beta$  y  $h$ ) y de la longitud de la onda local.

Bajo esta hipótesis, la función  $V_R(x)$  puede evaluarse a lo largo del perfil sin necesidad de conocer a priori el flujo de energía incidente. Discretizando el perfil en una serie de escalones (fig. 2.16), puede aplicarse a cada uno de ellos la teoría lineal de ondas, Losada (1991). Para un escalón similar al de la fig. 2.17,  $V_R(x)$  es:

$$V_R(x) = \frac{dF_R(x)}{F_E(x)} = \frac{R_1^2(x) F_E(x) - 0}{\Delta x F_E(x)} = \frac{R_1^2(x)}{\Delta x}$$

Para encontrar  $R_1(x)$ , se plantea un problema semejante al solucionado en la sección 2.4.4.2, (perfil de equilibrio en playas colgadas), donde se formuló la solución al problema de escalón impermeable, completo, con tres regiones de flujo; con la misma metodología se plantea la solución para un escalón con dos regiones de flujo, fig. 2.17, donde se debe cumplir las siguientes condiciones:

$$\frac{\partial^2 \Phi_i}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi_i}{\partial z^2} = 0 \quad 0 < z < h \quad i=1,2$$

$$\frac{\partial \Phi_i}{\partial z} + \frac{\omega^2}{g} \Phi = 0 \quad z=0 \quad i=1,2$$

$$\frac{\partial \Phi_i}{\partial z} = 0 \quad z = -h_i \quad i=1,2$$

donde  $\sigma = 2\pi/T$ ,  $T$  es el período de la onda,  $g$  es la aceleración de la gravedad y el sistema de coordenadas se ha fijado sobre el nivel estático del agua siendo el eje  $z$  positivo hacia arriba. Puede aplicarse el sistema de ecuaciones a las regiones 1, ( $x < 0$ ) y 2 ( $x > 0$ ) y en el escalón,  $x = 0$ , deben aplicarse las condiciones de continuidad de la presión y velocidad:

$$\frac{\partial \Phi_1}{\partial x} = 0 \quad -h_1 < z < -h_1 + \Delta h$$

$$\frac{\partial \Phi_1}{\partial x} = \frac{\partial \Phi_2}{\partial x} \quad -h_1 + \Delta h < z < 0$$

$$\Phi_1 = \Phi_2 \quad -h_1 + \Delta h < z < 0$$

donde  $\Delta h$  es la altura del escalón.

La solución de este problema está dada por:

$$\Phi_1 = I_{11}(z) e^{-ik_1 x} + \sum_{n=1}^{\infty} R_n I_{1n} e^{ik_n x}$$

$$\Phi_2 = \sum_{n=1}^{\infty} T_n I_{2n} e^{-ik_n x}$$

donde  $R_1$  y  $T_1$  son los coeficientes de reflexión y transmisión y las funciones  $I_{in}(z)$  se definen de la siguiente forma:

$$I_{in}(z) = -\frac{ig}{2\pi f_n} \frac{\cosh k_{in}(h_i + z)}{\cosh k_{in} h_i} \quad i=1,2$$

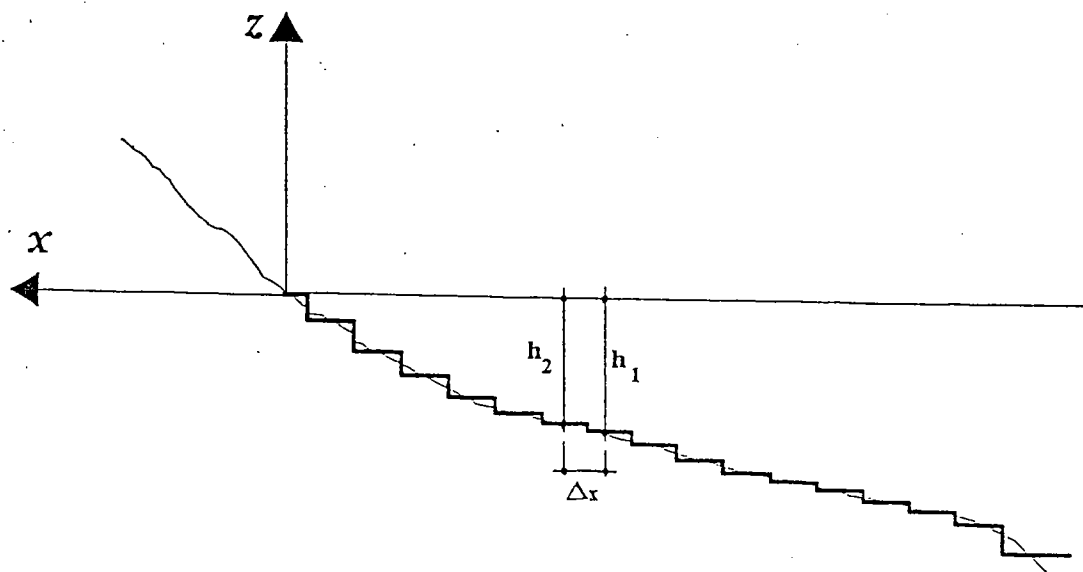


Fig. 2.16 Discretización del Perfil en Escalones.

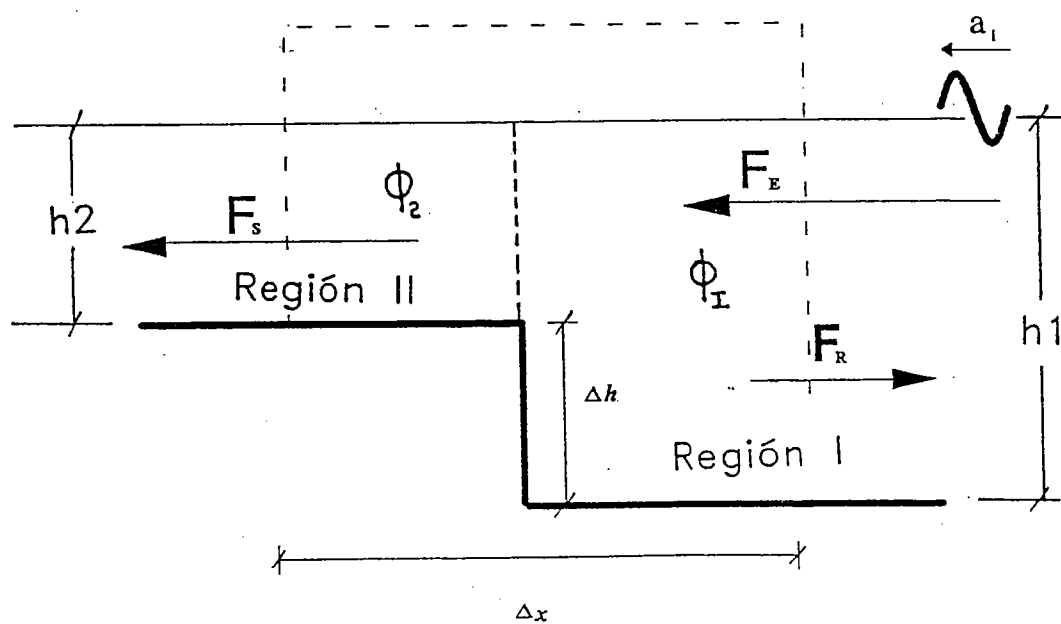


Fig. 2.17 Balance del Flujo de Energía en un Escalón.

Los subíndices  $n=1$  y  $n>1$  corresponden a las raíces real,  $k_{i1}$ , e imaginarias,  $k_{in}$ , respectivamente, de la ecuación de la dispersión:

$$(2\pi f_n)^2 = g k_{in} \tanh k_{in} h_i$$

obsérvese que, puesto que el problema es lineal, se ha asumido que el tren incidente es de amplitud unidad.

La solución del sistema de ecuaciones que resulta al imponer las condiciones de continuidad de las soluciones en  $x = 0$  puede obtenerse de forma numérica truncando las series y resolviendo un sistema lineal de ecuaciones.

Para analizar la estructura del  $V_R(x)$ , se aplicó esta metodología en perfiles de playa del proyecto experimental llamado Supertank, realizado por el C.E.R.C. (Coastal Engineering Research Center), Kraus y Smith (1994).

Del análisis de esta información se encontró una relación que se cumple a lo largo de los perfiles:

$$V_R(x) h^m(x) = \text{constante}$$

ó

$$\text{Log}_n(V_R(x)) = \text{constante} - m \text{log}_n(h(x))$$

donde  $m$ , es el exponente en la primera expresión o la pendiente en la segunda.

Como ejemplo se presenta el perfil del ensayo A0509A, fig. 2.18, donde se muestra la discretización por escalares ( $\Delta x = 0.457$  m).

En la fig. 2.19 aparecen para diferentes períodos de ola, las curvas que relacionan  $V_i(x)$  y  $h(x)$ , con lo cual se observa que la pendiente se puede suponer prácticamente constante, con  $m \cong 2.52$ .

Con base en los resultados obtenidos en el Supertank, reemplazando la relación ( $V_R(x) h^m(x) = \text{constante}$ ) en la expresión del balance global de flujo de energía, se tiene:

$$\frac{dh(x)}{dx} - Bh^n(x) + Dh^{\frac{1}{2}}(x) = 0$$

con  $B = 2/5 V_R(x) h^m(x) = \text{constante}$  y,  $m + n = 1$

Para diversos valores de  $n$  la solución a la ecuación diferencial es la siguiente:

Para  $n = 0$ :

$$x = \frac{h}{B} + \frac{2Dh^{\frac{1}{2}}}{B^2} + \frac{2D^2}{B^3} \log(Bh^{\frac{1}{2}} - D)$$

Para  $n = -1$

$$x = -\frac{2}{3} \frac{h^{\frac{3}{2}}}{D} - \frac{Bh}{D^2} - \frac{2B^2 h^{\frac{1}{2}}}{D^3} - \frac{2B^3}{D^4} \log(Dh^{\frac{1}{2}} - B)$$

Para  $n = -3/2$ :



$$x = -\frac{2h^{\frac{3}{2}}}{3D} - \frac{2Bh^{\frac{1}{2}}}{D^2} + \frac{2B^{\frac{3}{2}}}{D^{\frac{5}{2}}} \arctan\left(\sqrt{\frac{B}{Dh}}\right)$$

Nótese que, si se admite que la reflexión es pequeña en una playa  $B \ll \cdot$ . Las diversas soluciones pueden aproximarse al primer orden de  $B$ . Adicionalmente si se reemplaza la expresión de  $D$  se obtiene:

Para  $n = 0$  (con expansión en serie del logaritmo)

$$x = -\frac{2}{3} \frac{h^{\frac{3}{2}}}{D} - \frac{2Bh^2}{D^2} + O(B^2)$$

Para  $n = -1$

$$x = -\frac{2}{3} \frac{h^{\frac{3}{2}}}{D} - \frac{2Bh}{D^2} + O(B^2)$$

Para  $n = -3/2$

$$x = -\frac{2}{3} \frac{h^{\frac{3}{2}}}{D} - \frac{2Bh^{\frac{1}{2}}}{D^2} + O(B^2)$$

obsérvese que las diferentes soluciones se pueden representar por una sola expresión global:

$$x = -\frac{2}{3} \frac{h^{\frac{3}{2}}}{D} - \frac{2B}{D^2} h^p + O(B^2)$$

Si se sustituye en las diferentes soluciones los valores de  $(B = 2/5 V_R(x) h^m$  con  $m = 1 - n)$ , siempre se obtiene el mismo exponente para la profundidad ( $h^3$ ). Si se

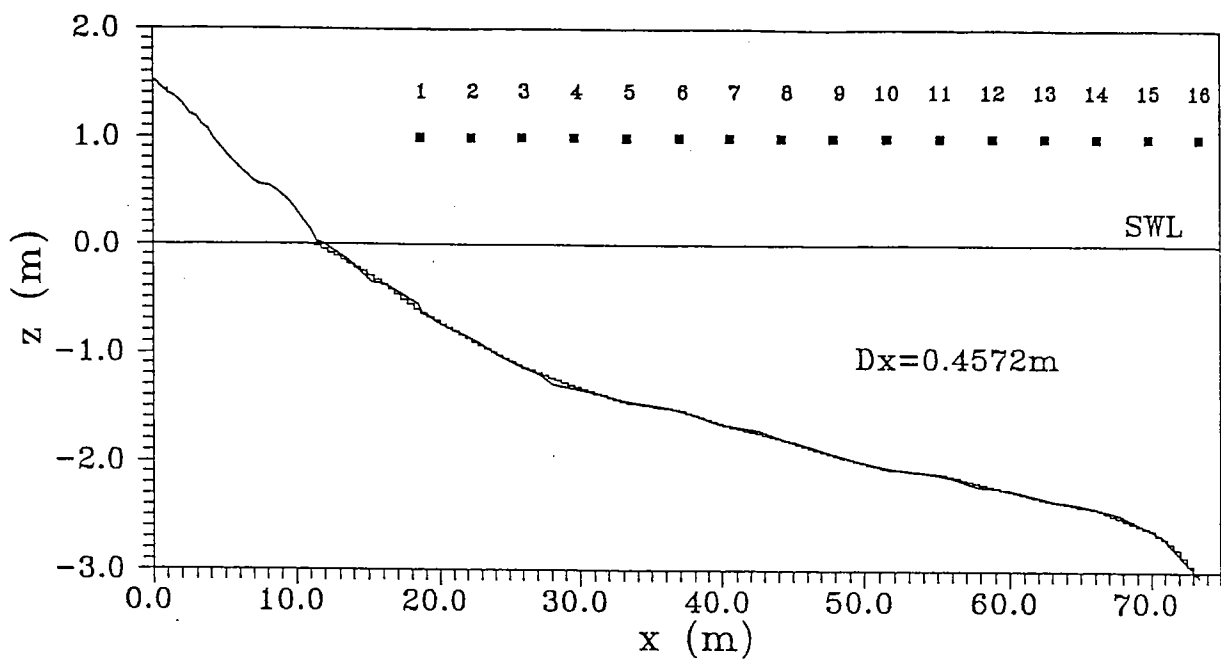


Fig. 2.18 Discretizacion del Perfil de playa en escalones  
 Experimento Supertank (Ensayo A0509A)

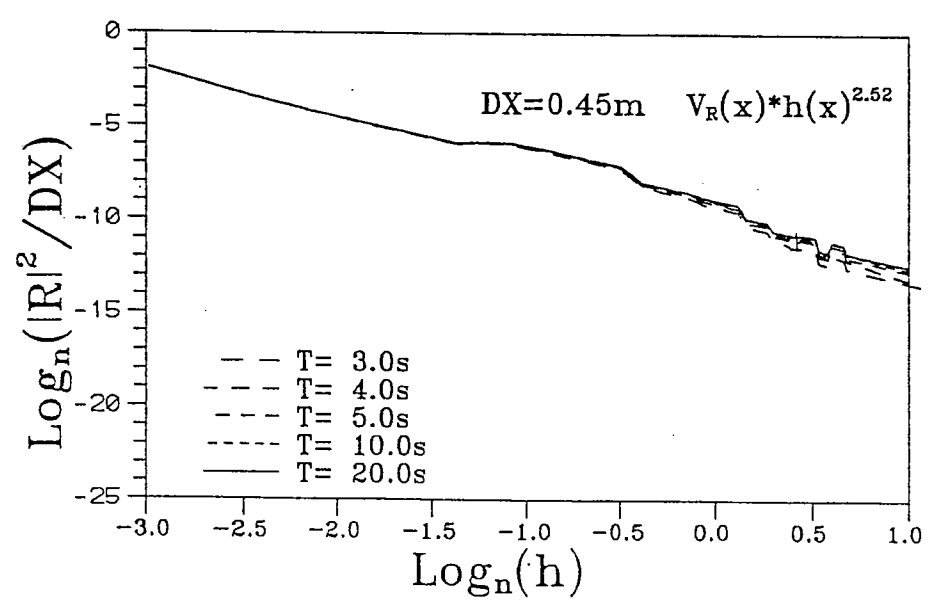


Fig. 2.19 Relacion  $\text{Log}_n(V_R(x))=c-m*\text{Log}_n(h(x))$   
 Perfil del Supertank.

$$x = \frac{2}{3D} h^{\frac{3}{2}} + \frac{2V_{RO}}{D^2} h^3$$

llamando:

$$V_{RO} = \frac{K}{9}$$

$$D = 6 V_{RO} \Gamma$$

$$h^{\frac{3}{2}} = z$$

y sustituyendo resulta:

$$x = \left( -\frac{1}{K} \right) \left[ -\left( \frac{z}{\Gamma} + \frac{z^2}{2\Gamma^2} + \dots \right) \right]$$

ó

$$x = -\frac{1}{K} \log_n \left( 1 - \frac{z}{\Gamma} \right)$$

reemplaza la expresión de  $D$  y se toma el sentido contrario de los ejes, fig. 2.16, como positivo en dirección al mar, la expresión que se obtiene es:

$$x = \left(\frac{h}{A}\right)^{\frac{3}{2}} + \frac{9}{5} \frac{V_R}{A^3} h^3 + O(B^2)$$

En esta expresión si el término  $V_R$  asociado a la reflexión es cero, se obtiene el perfil de Dean (1977):

$$h = A x^{\frac{2}{3}}$$

Para el caso del Supertank, se tenía un  $m = 2.5$ , que equivale al caso  $n = -3/2$ .

Partiendo de la ecuación global:

$$x = \frac{2}{3D} h^{\frac{3}{2}} + \frac{2B}{D^2} h^p$$

tomando:

$$B = \frac{2}{5} V_R(x) h^0(x) = \frac{2}{5} V_R = V_{RO}$$

$$h = K_1 (1 - e^{-K_2 x})$$

donde a partir de los ajustes de los perfiles obtuvo:

$$K_2 \approx 0.002 \frac{1}{\text{ft}} = 0.006 \frac{1}{\text{m}}$$

$$K_1 \approx 10 \text{ a } 20 \text{ ft} \approx 5 \text{ m}$$

si,

$$K_2 = 9 V_{RO} \approx 0.006$$

se tiene,

$$V_{RO} \approx 0.0006 \quad (V_R \cong 0.0002)$$

Los perfiles que utilizó Bodge (1992), tenían un valor medio aproximado de  $A \sim 0.1 \text{ f}^{1/3} \sim 0.08 \text{ m}^{1/3}$ , con lo cual,

$$\frac{A}{(9 V_{RO})^{2/3}} = \frac{0.08}{(9 \cdot 0.0006)^{2/3}} \approx 4.5 \text{ m}$$

que es muy similar al valor de  $K_1$ .

con lo cual:

$$z = \Gamma (1 - e^{-Kx})$$

sustituyendo:

$$h^{3/2} = \frac{A^{3/2}}{9V_{RO}} (1 - e^{-9V_{RO}x})$$

donde A, es el de Dean.

Nótese cuando  $V_R \rightarrow 0$ , se obtiene el perfil de Dean

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

operando matemáticamente el perfil anterior se obtiene,

$$h \cong \frac{0.23 A}{V_{RO}^{2/3}} \left( 1 - \frac{2}{3} e^{-9V_{RO}x} \right)$$

Bodge (1992), (con base en el análisis de los 504 perfiles de las playas de Florida (USA) que ajustó Dean (1977)), propuso una expresión de perfil de equilibrio exponencial:

### 2.4.6.3 *Aplicaciones*

El modelo exponencial obtenido se aplicó a las playas de Altafulla ( $A = 0.16$ ), fig. 2.20 y playa Castilla ( $A = 0.17$ ), fig. 2.21, playas de la costa mediterránea con características morfodinámicas de playas reflejantes, según modelo Masselink y Short (1992), fig. 2.23. En estas figuras se observa el mejor ajuste del modelo exponencial con reflexión, comparado al de equilibrio de Dean (1977).

## 2.4.7 Perfil de Equilibrio con Marea

### 2.4.7.1 *Introducción*

En todos los apartados anteriores referentes a perfil de equilibrio se ha supuesto que el nivel del mar permanecía constante a lo largo del tiempo. En la naturaleza esta circunstancia rara vez se produce existiendo numerosos fenómenos que pueden causar una variación del nivel medio del mar. Uno de estos fenómenos, y el más importante en muchas zonas del planeta, es la marea astronómica.

La existencia de una variación cíclica del nivel del mar origina cambios sustanciales en los procesos de la dinámica marina y, consecuentemente, en la morfología de las playas y en particular en el perfil de equilibrio de las mismas. Así en las costas del mar Cantábrico Español, se ha evidenciado en los perfiles de playas dos diferentes tramos o secciones: un perfil sumergido y otro emergido, donde la cota de inicio del perfil emergido se establece en la cota de pleamar y su límite inferior en una cota que depende de la carrera de marea y del oleaje existente.

La influencia de la marea astronómica en el perfil de playa ha sido analizada por diversos autores:

Duncan (1964), investigó los efectos del nivel freático dentro de la arena del perfil, relacionado con el ciclo diario de marea, afirmando que durante su ascenso, el nivel del agua es más alto que el nivel freático, generándose un flujo de agua en la parte superior del perfil y así un depósito de sedimento; el cual era erosionado del perfil sumergido. Cuando la marea comienza a descender, el nivel freático es más alto, generando corrientes que arrastran de nuevo el sedimento hacia el mar. Harrison (1969), encontró que el volumen de arena erosionado y depositado en un mismo perfil, bajo un ciclo de marea, depende de: (1) El peralte de la ola, (2) Gradiente hidráulica entre el nivel del mar y el nivel freático (donde depende de la porosidad de la arena), y (3) ángulo de incidencia del oleaje en la playa.

### Playa de Altafulla

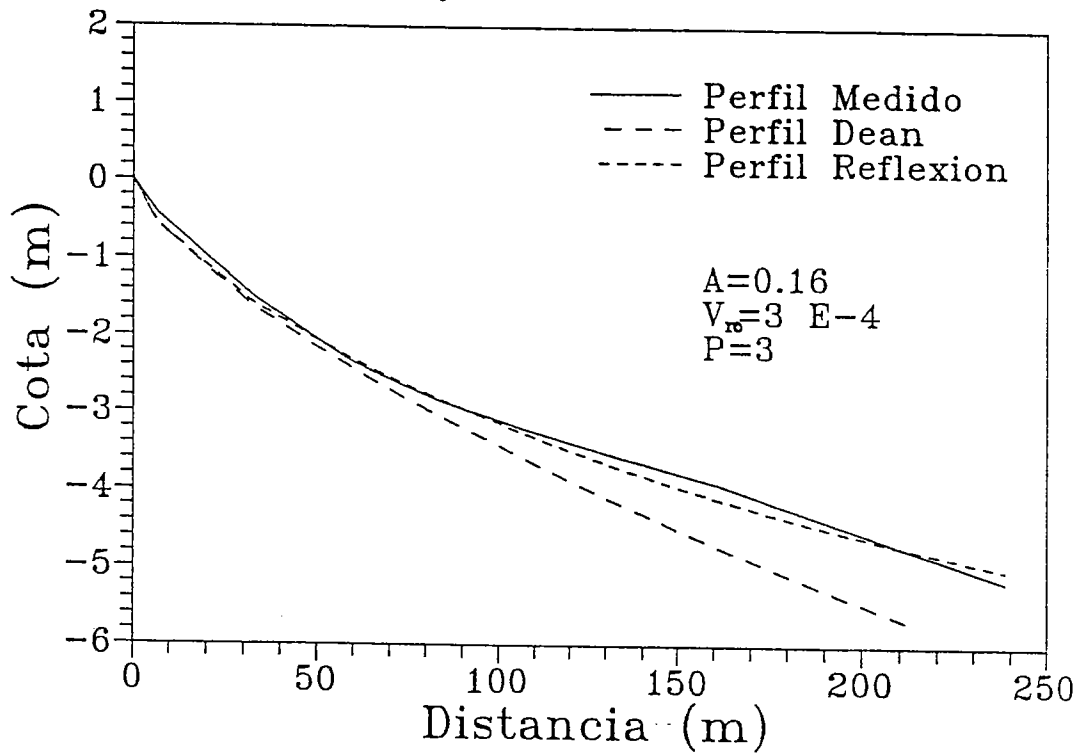


Fig. 2.20 Perfil de equilibrio con reflexion  
Caso de la playa de Altafulla

### Playa de Castilla

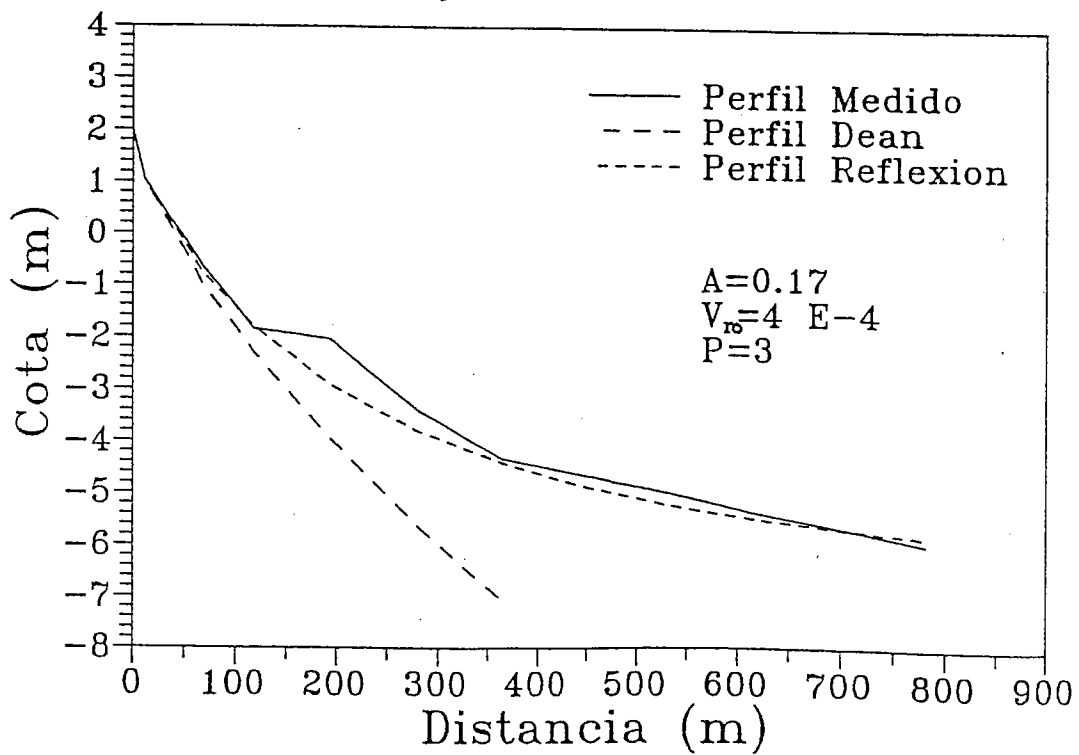


Fig. 2.21 Perfil de equilibrio con reflexion  
Caso de la playa de Castilla



La respuesta del perfil a la acción de la marea depende de la relación (velocidad de cambio del nivel del mar / velocidad de cambio (erosión, acumulación) del perfil). Si la velocidad de cambio del nivel del mar es lenta comparada con la velocidad de cambio del perfil, este puede adecuarse en cada instante al nivel del mar existente y por lo tanto se puede estimar el perfil de equilibrio en un instante determinado como si el nivel del mar fuese estático.

En el caso de la marea este fenómeno es justamente el contrario. Así, la marea cambia el nivel del mar en unas pocas horas mientras que los cambios del perfil acontecen en semanas para la acumulación y días para la erosión. Sólo en el caso de fuertes temporales la velocidad de cambio del perfil se aproxima a la de la marea.

Dado que el perfil no puede "seguir" al cambio del nivel del mar, el perfil se encuentra en un permanente estado de desequilibrio, con algunos puntos del perfil en desequilibrio erosivo y otros en desequilibrio acumulativo.

Si la velocidad de cambio del perfil por procesos acumulativos fuera igual a la velocidad de cambio del perfil por procesos erosivos, el perfil adoptaría una posición en la cual todos los puntos tendrían un mismo grado de desequilibrio. Sin embargo, esto no es así, y el estado final de equilibrio es, básicamente, un estado en equilibrio erosivo.

Analíticamente, el estudio de este problema se puede analizar por tres diferentes caminos: (1) Cinemático, (2) Dinámico y (3) Aplicando el principio de conservación de la masa (equilibrio transversal del volumen de arena).

Las dos primeras aproximaciones, involucran variables evolucionando en el tiempo (flujo de energía, profundidad, disipación, etc) y por tal, cambios continuos del dominio; lo cual genera un modelo bastante complicado que se escapa del condicionante que el modelo a desarrollar sea simple y de fácil aplicación. La tercera aproximación del equilibrio transversal del volumen de arena, es un método sencillo que se basa en un balance de masa, que debe realizarse en el volumen de control definido por dos perfiles de equilibrio analíticos: el perfil de pleamar y el perfil de bajamar.

#### *Hipótesis del Modelo:*

1. Se aproxima la curva de marea a una función escalonada donde la mitad del tiempo, el nivel está en pleamar y la otra mitad en baja mar, existiendo únicamente estos dos estados de marea. Esta hipótesis se hace con base en la función de probabilidad de la marea, que presenta

Masselink y Short (1992), proponen un modelo conceptual de playa en función de la velocidad adimensional de caída del grano ( $\Omega = H_b / \omega_s T$ ) y el rango de marea relativo ( $RTR = MSR / H_b$ ), fig. 2.23, donde se observa los efectos morfológicos de la marea en el perfil de playa.

Adicionalmente a la respuesta de los perfiles de playa a condiciones de oleaje de invierno y verano, estos se ven afectados por los cambios del nivel de la marea, a nivel horario y en una mayor escala de tiempo, entre mareas muertas y vivas.

Aunque los cambios en el perfil de playa entre mareas vivas y muertas, no son muy importantes, son interesantes tal como lo expresan Thompson y Thompson (1991) y La Fond (1939), en playas del Sur de California, lugar donde viven los Grunion.

*"Grunion (El pescado Leuresttes Tenuis), toma ventaja de los ciclos de marea, desovando justo después de la marea viva. Los huevos son enterrados bajo la arena durante la marea muerta. A la siguiente marea viva, la arena es removida y los huevos están listas para eclosionar"*

Traducido del Komar (1976)

Son muchos los autores que han evidenciado efectos de las mareas en los perfiles de equilibrio, pero hasta la fecha no se ha planteado un modelo de perfil de equilibrio en mares con marea, que permita describir su forma y los parámetros físicos que los definen.

Se ha planteado relaciones del retroceso o avance de un perfil de equilibrio por un ascenso o descenso del nivel medio, como es el caso de la regla de Bruun (1962) (por medio del equilibrio de volúmenes transversales de arena) o Kriebel et al., (1993) que proponen una solución analítica (integral de evolución) del retroceso máximo que sufre una playa en equilibrio debido a las variaciones del nivel en el tiempo. Debido a la carencia de un modelo analítico y su necesidad para el estudio de playas con marea, se plantea como objetivo de esta sección un modelo analítico sencillo que defina la forma del perfil de equilibrio en mares con marea y los parámetros físicos que lo definen.

#### 2.4.7.2 *Planteamiento del problema*

La marea supone un continuo ascenso y descenso del nivel del mar y, consecuentemente, un cambio en las condiciones de equilibrio del perfil.

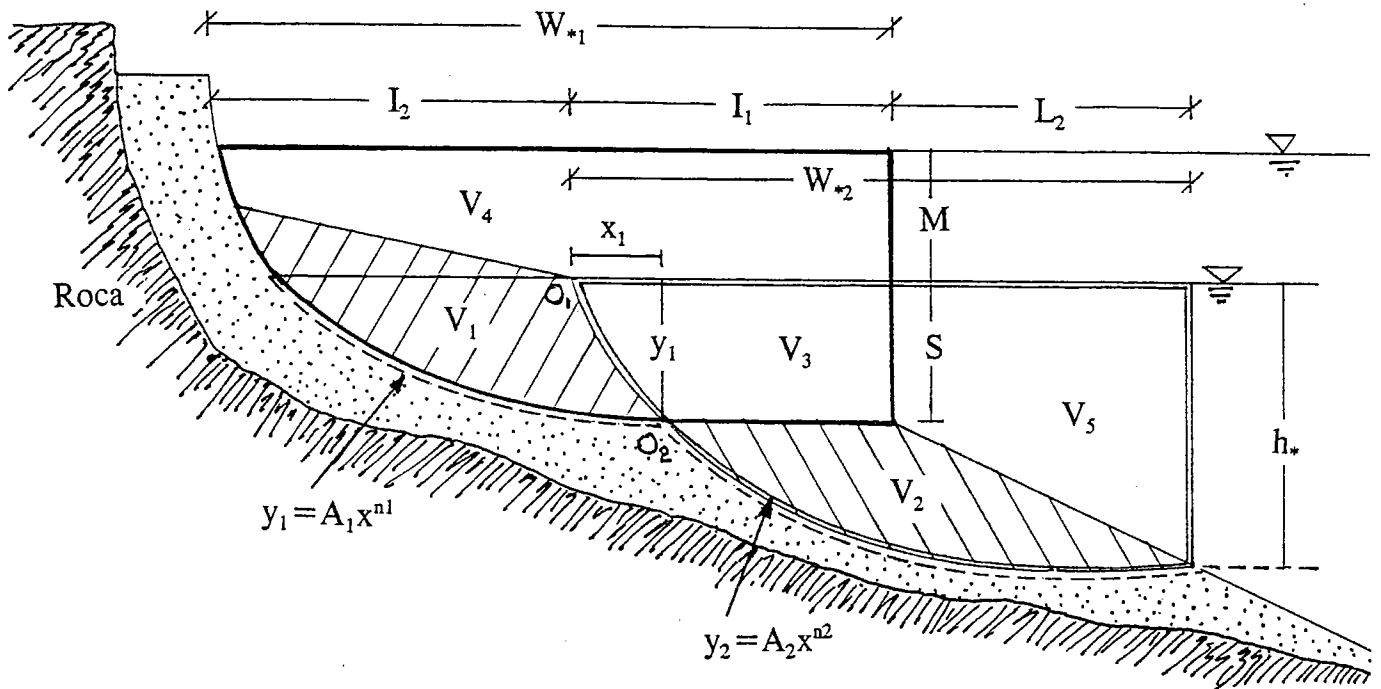


Fig. 2.22 Planteamiento del Problema (Perfil con Marea).

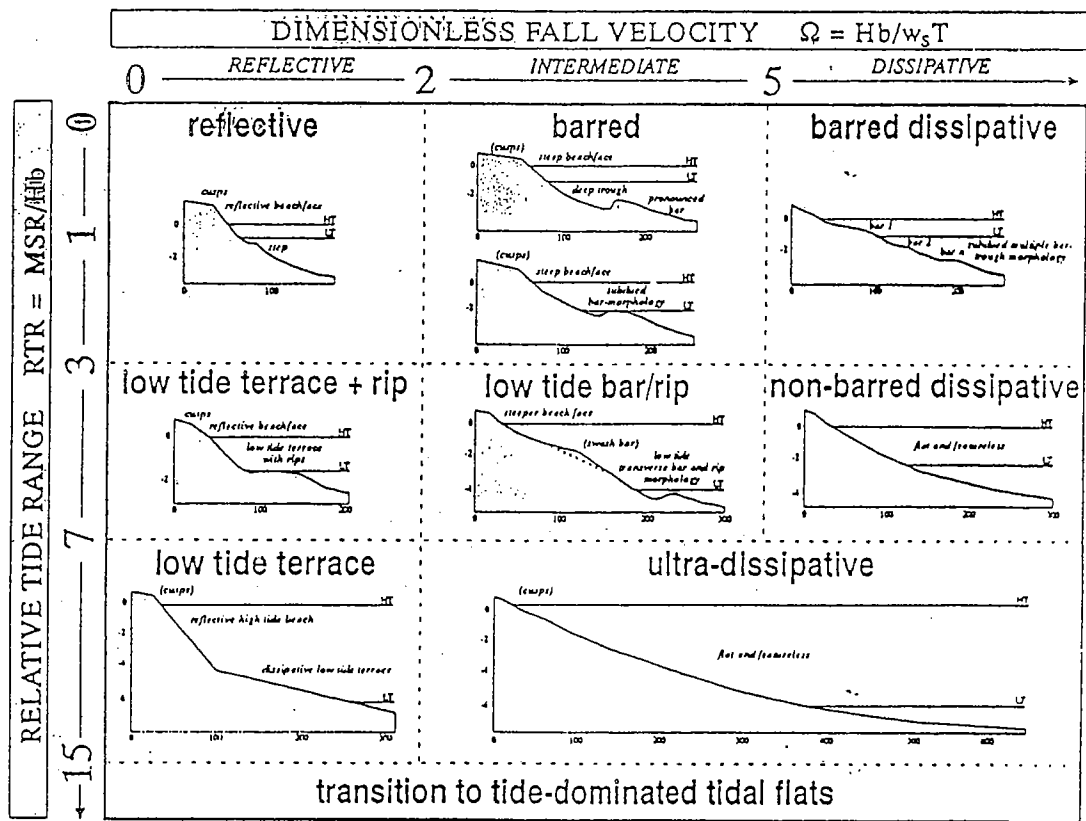


Figure 2.23 Conceptual beach model. Beach state is a function of dimensionless fall velocity ( $\Omega = H_b/w_s T$ ) and relative tide range ( $RTR = TR/H_b$ ). HT and LT refer to mean high tide and mean low tide level, respectively.

Fig. 2.23 Modelo Conceptual de Playas (Masselink y Short (1992)).

máximos en los extremos (pleamar y bajamar) y un mínimo en el nivel medio, lo que significa que la mayor parte del tiempo el nivel está en la pleamar o la bajamar.

2. Se asume que en cada uno de estos estados del nivel de marea, existe el tiempo suficiente para generar un perfil de equilibrio en el nivel de pleamar y de bajamar.
3. Se asume como perfil de equilibrio, el perfil de Dean (1977), teniéndose en cuenta todas las hipótesis que lo sustentan.
4. El volumen de control posee contornos fijos que no permiten la entrada ni salida de arena. Los movimientos de arena ocurren dentro en equilibrio de volúmenes. (Volumen de erosión = Deposición a lo largo del perfil).

#### *Desarrollo del Modelo*

De acuerdo con la fig. 2.22, se definen los volúmenes por unidad de longitud de playa entre el perfil de playa, el nivel del mar (pleamar y bajamar) y la profundidad de cierre del perfil, como:

$$P_1 = V_1 + V_3 + V_4$$

y,

$$P_2 = V_2 + V_3 + V_5$$

Como hipótesis, se supone continuidad del sedimento en el perfil de tal manera, que el volumen erosionado es igual al depositado cumpliéndose que:

$$V_2 = V_1$$

Es necesario aclarar que este volumen no está subiendo ni bajando entre la pleamar y la bajamar en el perfil, este volumen se pierde por la dinámica del sistema; pero los perfiles que se definen, con estos volúmenes, son los perfiles en equilibrio de mínima erosión, que en otras palabras; significa que es la forma de perfil de equilibrio tanto para la pleamar como para la bajamar que genera el menor movimiento de arena (línea punteada de la fig. 2.22).

Por tanto, la diferencia de volumen es:

$$P_1 - P_2 = V_4 - V_5$$

donde, a partir de la geometría,  $V_4$  y  $V_5$  se expresa como:

$$V_4 = \frac{I_1 + W_{*1}}{2} M = W_{*1} M - \frac{I_2 M}{2}$$

y,

$$V_5 = \frac{s + h^*}{2} L_2 = \left( \frac{2h^* - M}{2} \right) (W_{*2} - I_1) = \left( \frac{2h^* - M}{2} \right) (W_{*2} - W_{*1} + I_2)$$

Reemplazando los valores de  $W_{*1}$  y  $W_{*2}$ , a partir de las expresiones del perfil:

$$W_{*1} = \left( \frac{h^*}{A_1} \right)^{\frac{1}{n_1}}$$

y,

$$W_{*2} = \left( \frac{h^*}{A_2} \right)^{\frac{1}{n_2}}$$

Es importante aclarar que la profundidad,  $h^*$ , no es, necesariamente, la profundidad de cierre del perfil ( $h^* \approx 1.6 H_{s12}$ ), sino la profundidad activa del perfil para un oleaje dado, esto es, la profundidad asociada a la rotura del oleaje existente en un momento dado ( $h^* = H/\gamma$ ).

En las ecuaciones de  $V_4$  y  $V_5$ , se obtiene:

$$V_4 = \left( \frac{h^*}{A_1} \right) M - \frac{I_2 M}{2}$$

y,

$$V_5 = \left( \frac{2h^* - M}{2} \right) \left[ \left( \frac{h^*}{A_2} \right)^{\frac{1}{n_2}} - \left( \frac{h^*}{A_1} \right)^{\frac{1}{n_1}} + I_2 \right]$$

Por otro lado, se puede calcular los volúmenes integrando las curvas potenciales  $y_1$  e  $y_2$ , fig. 2.22, como:

$$P_1 = \frac{\omega_{*1} h^*}{n_1 + 1}$$

Reemplazando,  $\omega_{*1}$ , se obtiene:

$$P_1 = \left( \frac{h^*}{A_1} \right)^{\frac{1}{n_1}} \frac{h^*}{n_1 + 1}$$

de forma similar se obtiene,

$$P_2 = \left( \frac{h^*}{A_2} \right)^{\frac{1}{n_2}} \frac{h^*}{n_2 + 1}$$

donde su diferencia es:

$$P_1 - P_2 = \left( \frac{h^*}{n_1 + 1} \right) \left( \frac{h^*}{A_1} \right)^{\frac{1}{n_1}} - \left( \frac{h^*}{n_2 + 1} \right) \left( \frac{h^*}{A_2} \right)^{\frac{1}{n_2}} = V_4 - V_5$$

Reemplazando en las expresiones de  $V_4$  y  $V_5$ :



$$\begin{aligned} \left(\frac{h^*}{A_1}\right)^{\frac{1}{n_1}} M - \frac{I_2 M}{2} - I_2 \left[ \frac{2h^* - M}{2} \right] - \left[ \frac{2h^* - M}{2} \right] \left[ \left(\frac{h^*}{A_2}\right)^{\frac{1}{n_2}} - \left(\frac{h^*}{A_1}\right)^{\frac{1}{n_1}} \right] = \\ = \left(\frac{h^*}{A_1}\right)^{\frac{1}{n_1}} \left(\frac{h^*}{n_1 + 1}\right) - \left(\frac{h^*}{A_2}\right)^{\frac{1}{n_2}} \left(\frac{h^*}{n_2 + 1}\right) \end{aligned}$$

donde  $I_2$  es:

$$I_2 = \frac{\left(\frac{h^*}{A_1}\right)^{\frac{1}{n_1}} \left(-\frac{h^*}{n_1 + 1} + \frac{M}{2} + h^*\right) + \left(\frac{h^*}{A_2}\right)^{\frac{1}{n_2}} \left(+\frac{h^*}{n_2 + 1} + \frac{M}{2} - h^*\right)}{h^*}$$

Para el caso  $n_1 = n_2 = 2/3$ :

$$I_2 = \frac{h_*^{1/2}}{A_1^{3/2}} \left[ \frac{2}{5} h_* + \frac{M}{2} \right] + \frac{h_*^{1/2}}{A_2^{3/2}} \left[ \frac{M}{2} - \frac{2}{5} h_* \right]$$



que también puede escribirse como:

$$I_2 = \frac{h_*^{1/2} M}{A_1^{3/2}} + \frac{4h_* - 5M}{10h_*} \left[ \left( \frac{h_*}{A_1} \right)^{3/2} - \left( \frac{h_*}{A_2} \right)^{3/2} \right]$$

caso  $n_1 = n_2 = 2/3$  y  $A_1 = A_2 = A$

$$I_2 = \frac{h_*^{1/2} M}{A^{3/2}}$$

Con lo cual, con  $I_2$  queda definido el punto,  $O_1$ , fig. 2.22. Nótese que, la distancia donde comienza el perfil en la bajamar, es proporcional al rango de marea,  $M$ , la profundidad de cierre,  $h_*$ , y es inversamente proporcional al tamaño del sedimento  $A = f(D_{50})$ , este resultado fue mencionado por Harrison (1969).

Una vez definido el punto,  $O_1$ , se define el punto,  $O_2$ , como la intersección de las dos curvas:

$$y_1 + M = A_1 (I_2 + x_1)^{n_1}$$

siendo,

$$x_1 = \left( \frac{y_1}{A_2} \right)^{1/n_2}$$

Reemplazando, queda la siguiente expresión trascendental:

$$y_1 = A_1 \left[ I_2 + \left( \frac{y_1}{A_2} \right)^{\frac{1}{n_2}} \right]^{n_1} - M$$

Si se tiene  $A_1 = A_2$  y  $n_1 = n_2 = 2/3$ , una forma de hacer una aproximación a  $y_1$ , es mediante la relación  $y_1 = y(x = I_2) - M$ , donde  $y(x = I_2)$  es el perfil intermareal, obteniéndose la relación:

$$y_1 = h_*^{1/3} M^{2/3} - M$$

En la fig. 2.24, aparecen los valores de  $y_1/M$  y  $x_1/I_2$  evaluados con el modelo exacto y el aproximado, en función de la relación de profundidad adimensional  $h_*/M$  y de la relación de pendientes de playa  $A_1/A_2$ .

En la primera figura se observa que para valores  $h_*/M < 1.5$  (Playas con grades mareas), valores de  $y_1/M$  son prácticamente independientes de la relación de  $A_1/A_2$ , a medida que crece la relación  $h_*/M$  (Playas con poca marea), la diferencia es más notoria, también en esta figura aparece la aproximación dada anteriormente por  $y_1$ , donde a partir de valores  $h_*/M > 1.5$  comienza a distanciarse del valor real.

La segunda figura se hizo con el objeto de ver el rango de aplicabilidad de la relación  $y_1$ . Se puede apreciar en las curvas de  $A_1/A_2$  evaluadas con el Modelo y su aproximación que para  $h_*/M = 1.5$  el error es de un 20%, disminuyendo a medida que decrece  $h_*/M$  (zonas con marea importante). Para lugares con mareas muy pequeñas,  $h_*/M > 2.0$ , los errores son mayores del 100%, siendo no aplicable la relación aproximada de  $y_1$ .

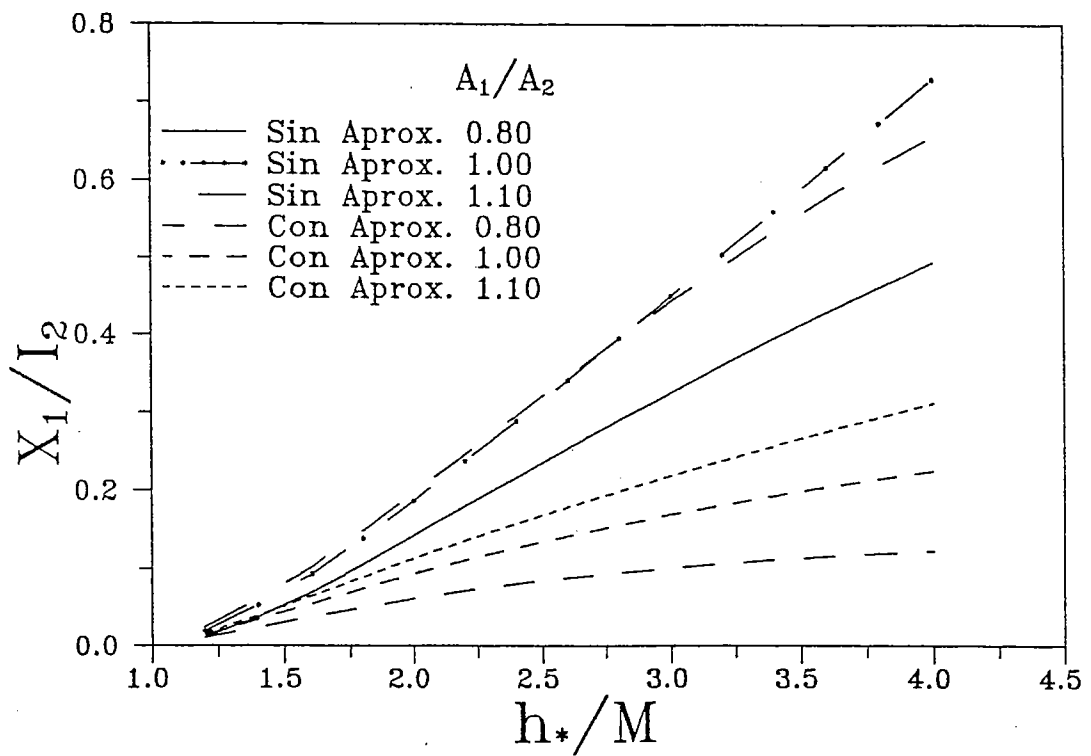
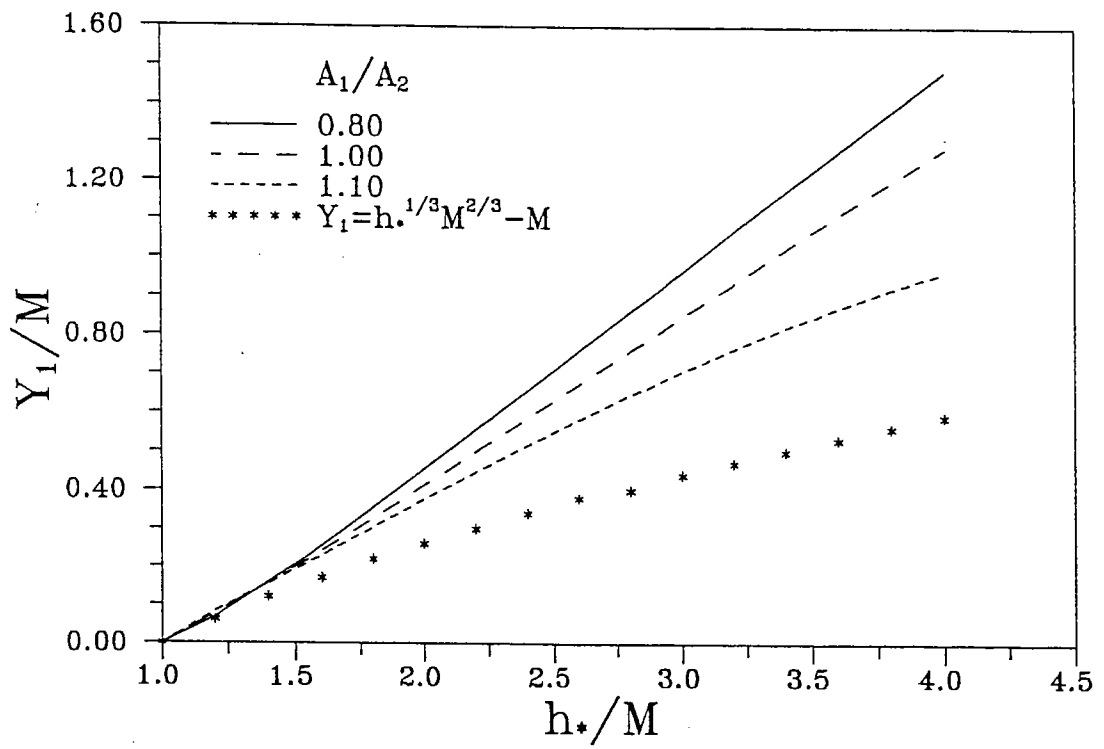


Fig. 2.24 Valores de  $Y_1/M$  y  $X_1/I_2$  en función de  $h_*/M$  y  $A_1/A_2$

### 2.4.7.3 *Aplicaciones*

Se ha aplicado el modelo en varias playas de la costa Cantábrica (se presentan los resultados de 4 playas, 11 perfiles), donde el rango de marea es 4.5 m. Inicialmente por medio de un ajuste de mínimos cuadrados, se calcularon los valores  $A_1$  y  $A_2$  que presentaron el menor error cuadrático medio y con estos valores se calcularon  $I_2$ ,  $x_1$  y  $x_2$ . Un resumen de los 11 perfiles se encuentra en la Tabla 2.3. Las playas que se presentan como aplicación del modelo planteado son:

#### **- Bahía de Santander, El Puntal**

La localización de los perfiles (9, 11 y 12) se puede ver en la fig. 2.25 y los ajustes en la fig. 2.26.

#### **- Playa de Plentzia**

La localización de los perfiles ajustados ( $P_1$ ,  $P_4$  y  $P_6$ ), se encuentra en la fig. 2.27 y los ajustes en la fig. 2.28.

#### **- Playa de Ribadesella**

Perfiles ( $P_1$ ,  $P_3$  y  $P_4$ ), su localización se observa en la fig. 2.29 y ajustes fig. 2.30.

#### **- Playa de Berria**

Los perfiles ( $P_5$  y  $P_6$ ), se localizan de acuerdo a la fig. 2.31 y los ajustes en la fig. 2.32.

El ajuste del modelo es bueno en todos los casos analizados, incluso para aquellos casos en que la influencia de la corriente de marea asociada a la desembocadura, afecta el perfil (por ejemplo perfil 12, Puntal de Santander)

*Conclusiones*

- Se propone una herramienta sencilla, que describe analíticamente la forma del perfil de equilibrio en mares con marea, con base en un planteamiento de balance volumétrico a lo largo del perfil.
- El principal efecto de la marea en la forma del perfil de equilibrio, es que divide el perfil en dos tramos: el primero en la zona intermareal, entre la pleamar y un punto cercano a la bajamar, y el segundo se encuentra sumergido, comenzando en cercanías de la bajamar, hasta la profundidad de cierre del perfil. La forma de estos tramos de perfil sigue siendo la misma del perfil de equilibrio de Dean (1977), con el modelo se pueden definir los puntos de inicio de los tramos.
- El punto de inicio del perfil de equilibrio sumergido, se encuentra en la línea de bajamar y la distancia a la cual comienza depende principalmente del rango de marea  $M$ , la profundidad de cierre  $h_*$ , definida por el oleaje de la zona ( $H_{S12}$ ) y la pendiente de la playa definida por ( $A = f(D_{50})$ ).
- Con base en las aplicaciones, se concluye que el modelo funciona aceptablemente, representando en todos los casos en los que se aplicó, el perfil emergido y sumergido.

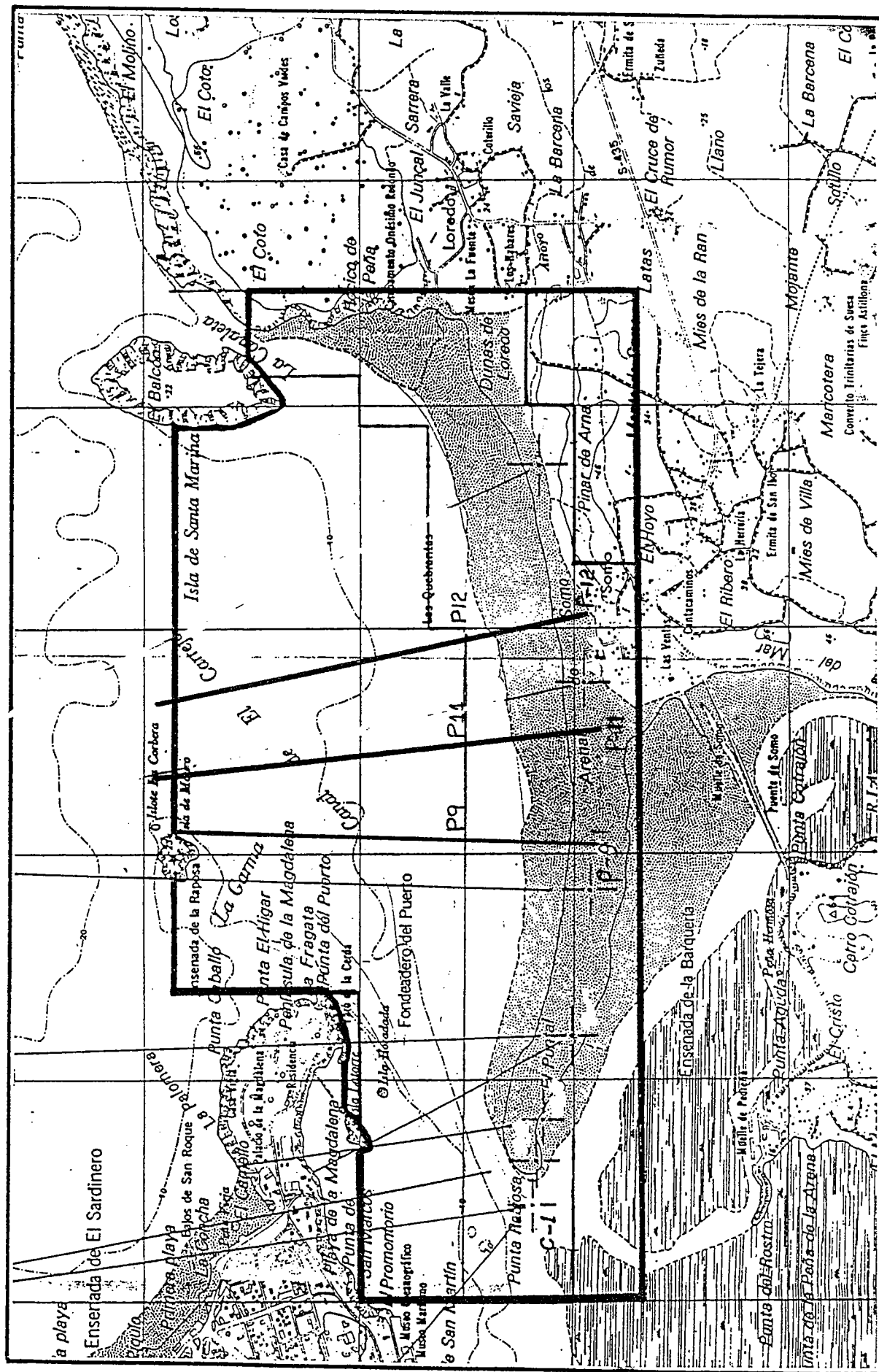
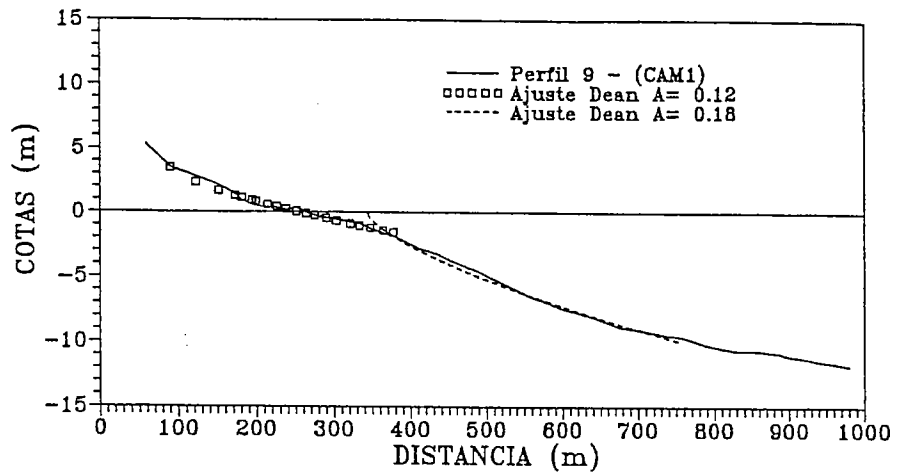
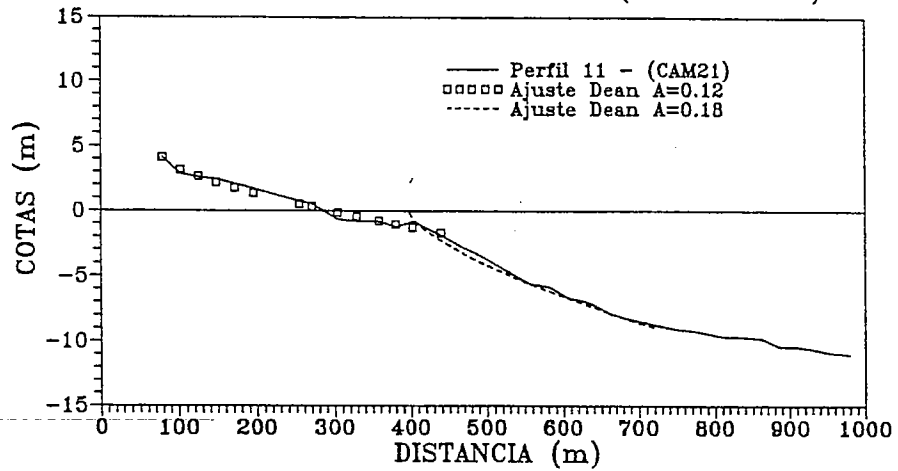


Fig. 2.25 Localización de Perfiles. Playa de El Puntal (Santander).

### BAHIA SANTANDER PUNTAL (PERFIL 9)



### BAHIA SANTANDER PUNTAL (PERFIL 11)



### BAHIA SANTANDER PUNTAL (PERFIL 12)

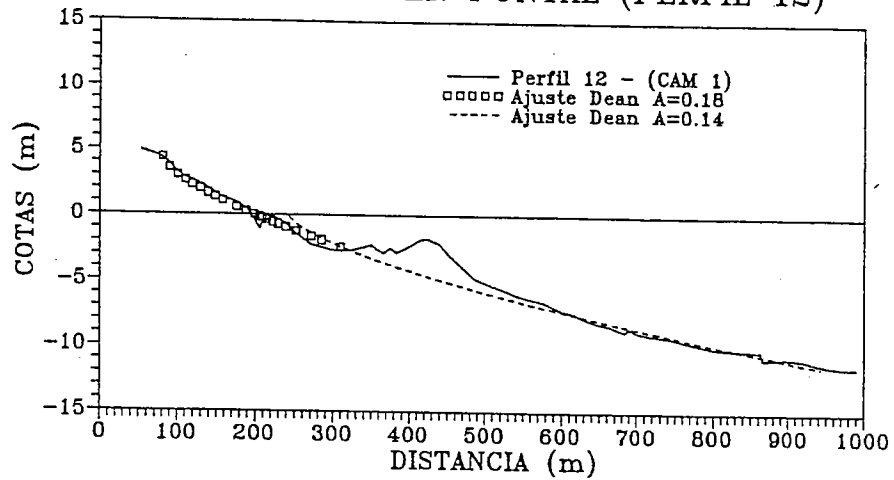
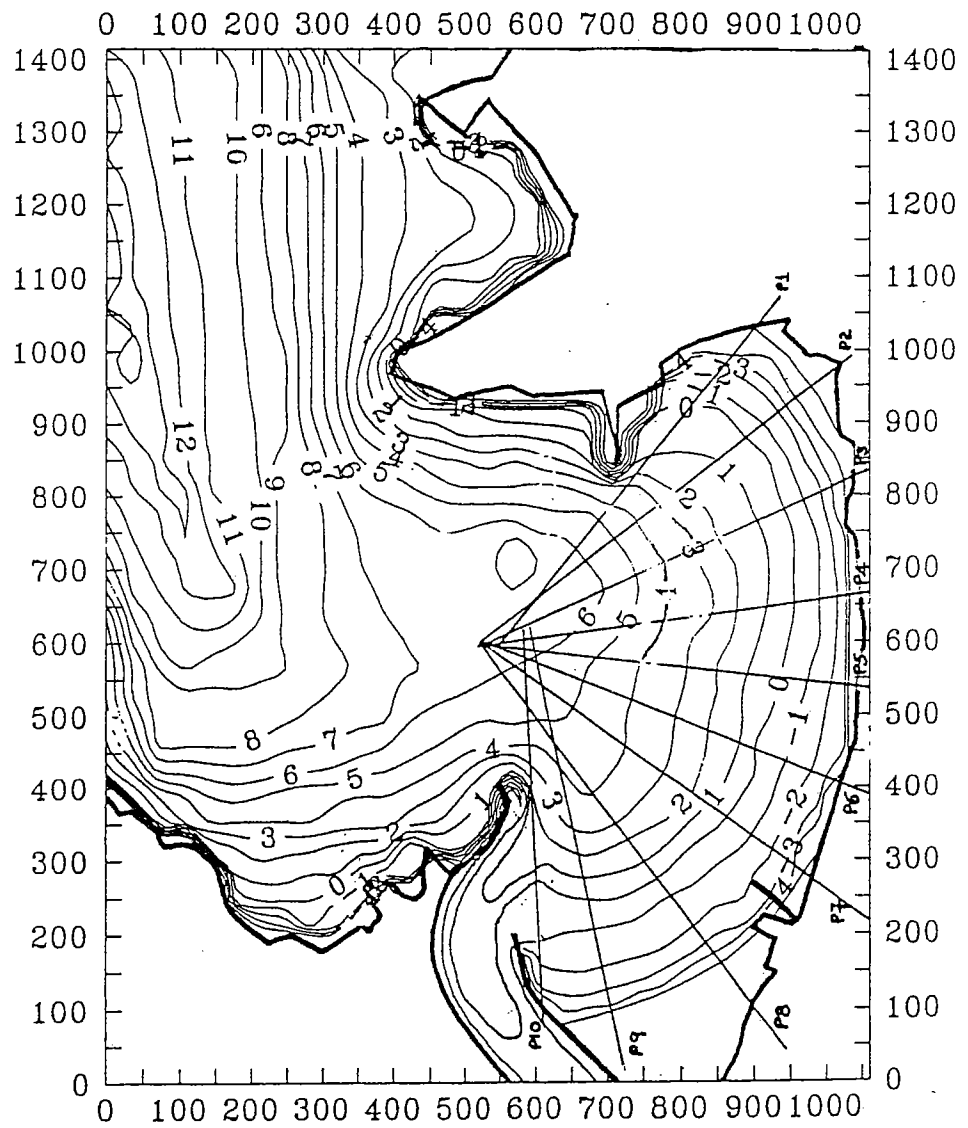


Fig. 2.26 Perfiles y Ajustes de la Playa, de El Puntal (Santander).

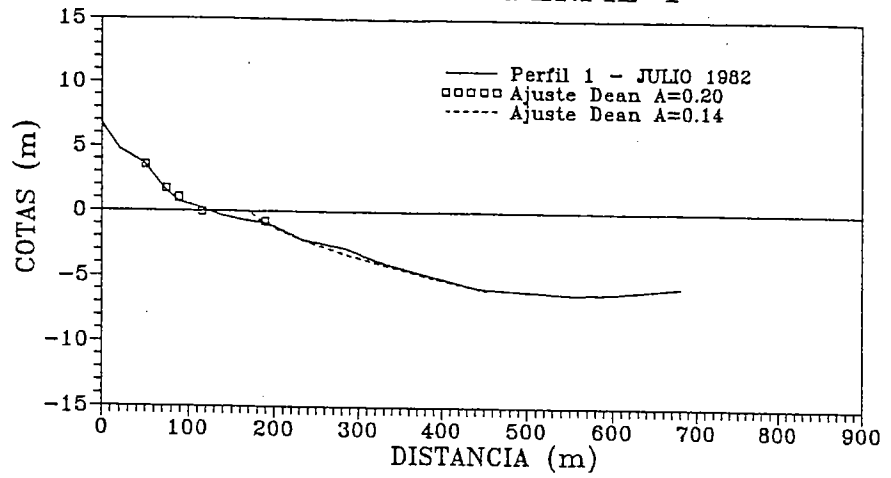
# GORLIZ - BATIMETRIA DE LA PLAYA



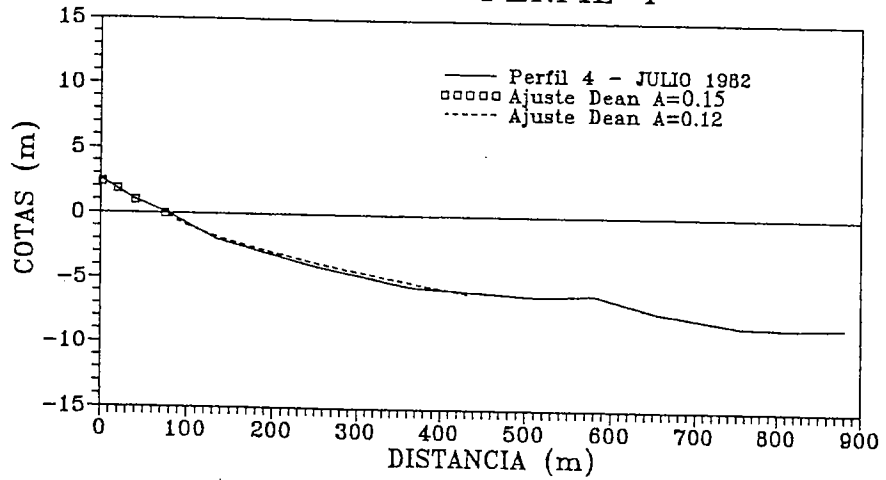
**Fig. 2.27** Localización de Perfiles. Playa de Plentzia.



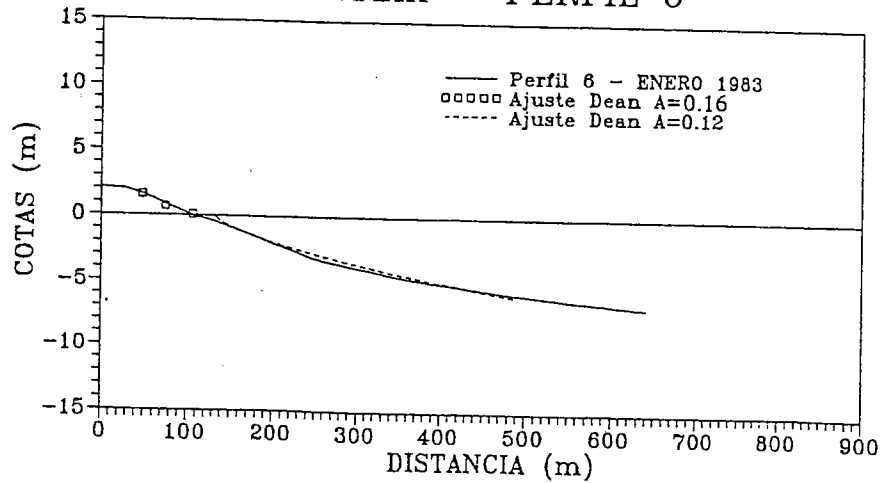
### PLENTZIA - PERFIL 1



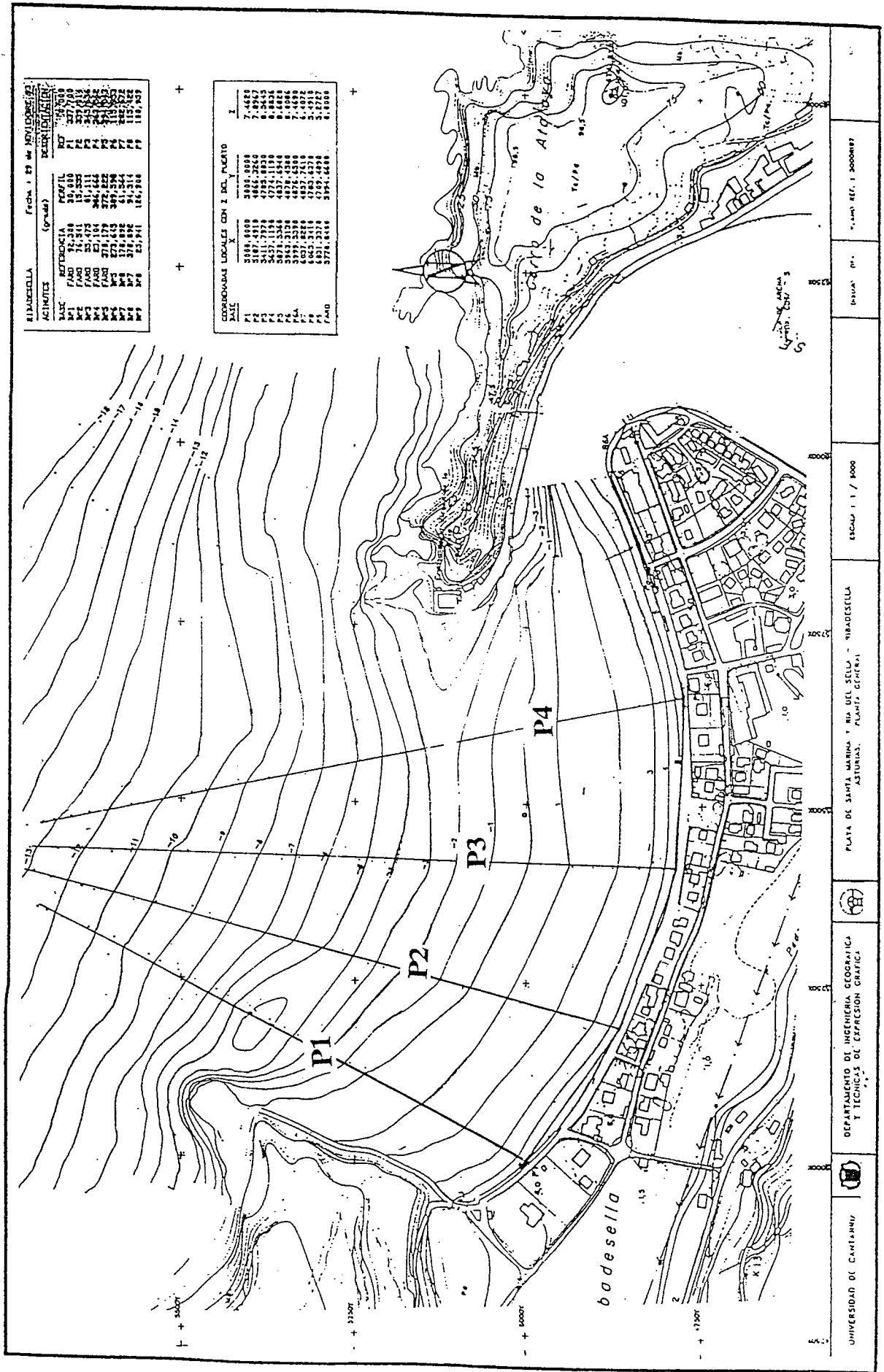
### PLENTZIA - PERFIL 4



### PLENTZIA - PERFIL 6

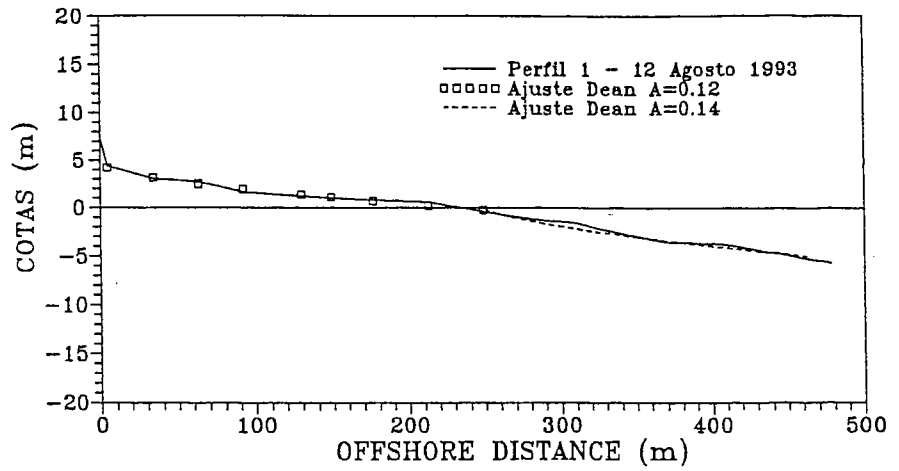


**Fig. 2.28** Perfiles y Ajustes de la Playa de Plentzia.

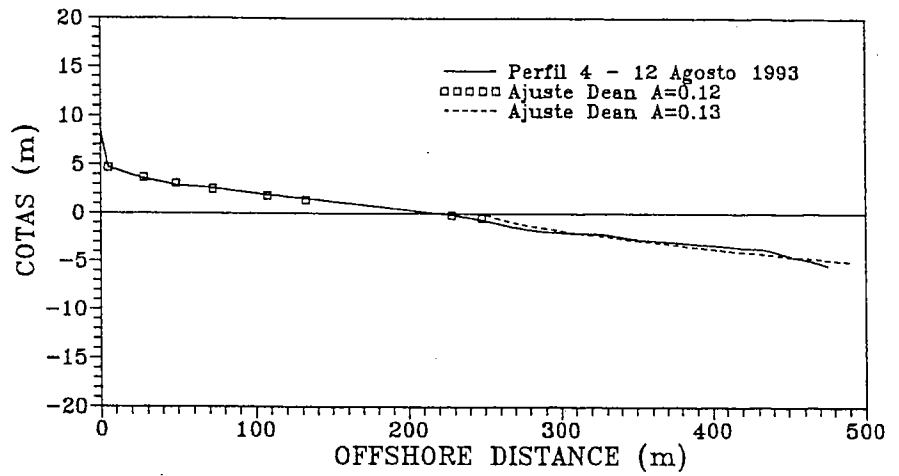


**Fig. 2.29** Localización de Perfiles. Playa de Ribadesella.

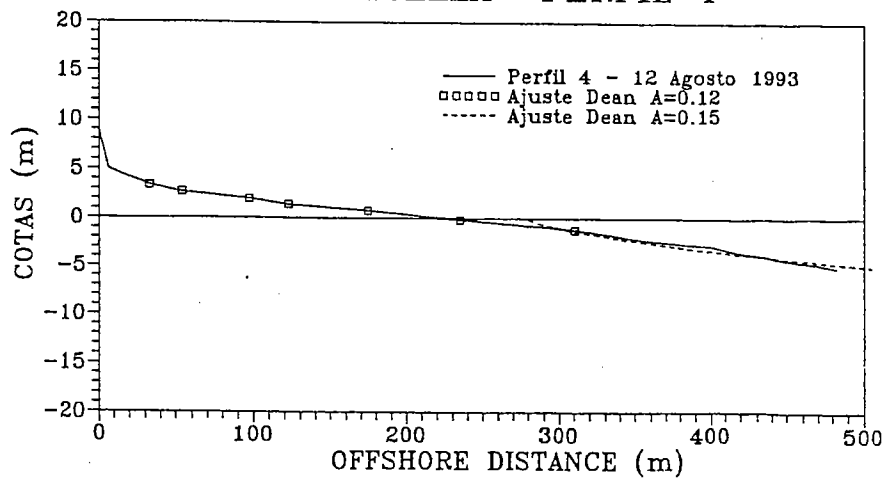
### RIBADESELLA PERFIL 1



### RIBADESELLA PERFIL 3



### RIBADESELLA PERFIL 4



**Fig. 2.30** Perfiles y Ajustes de la Playa de Ribadesella.

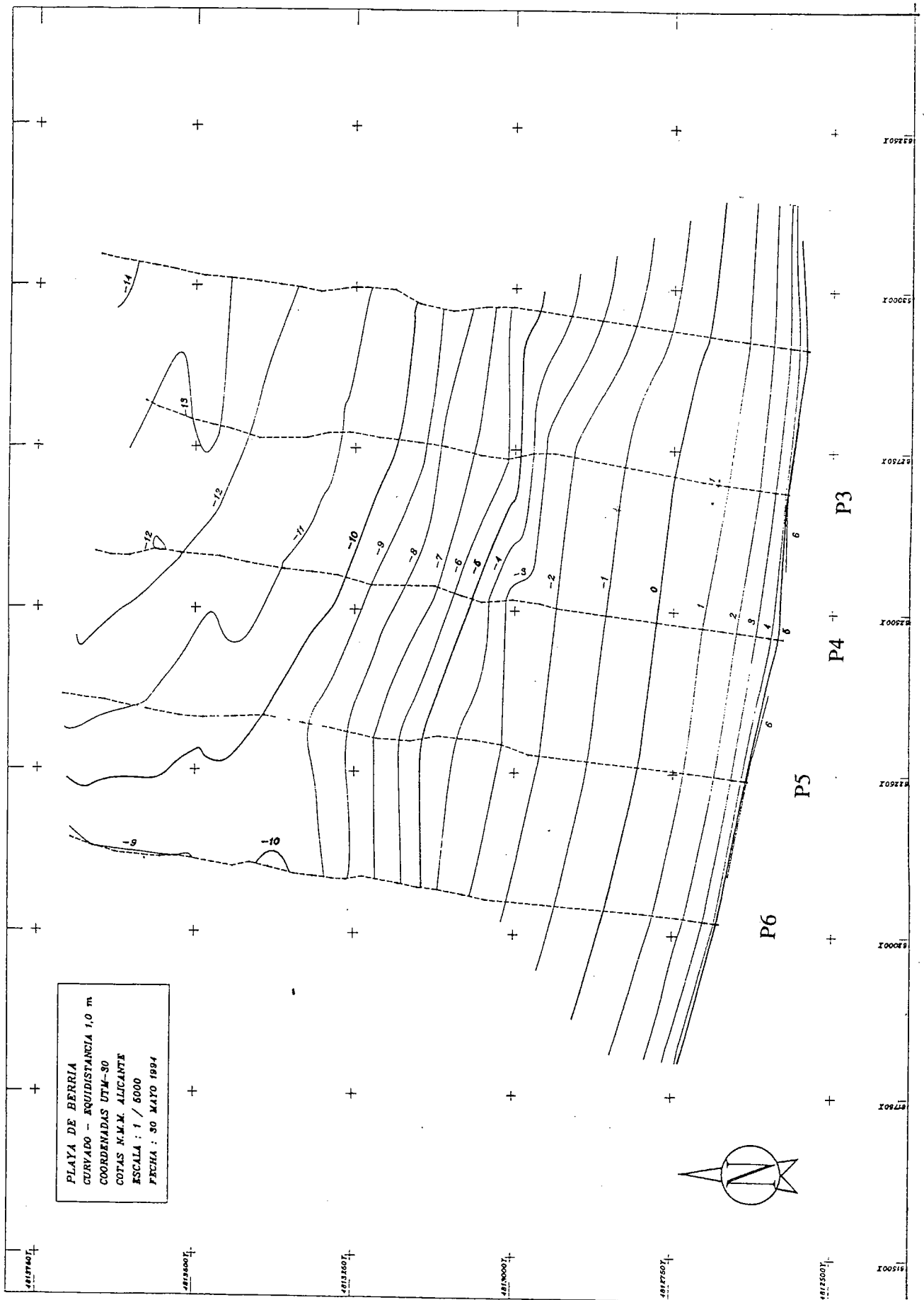
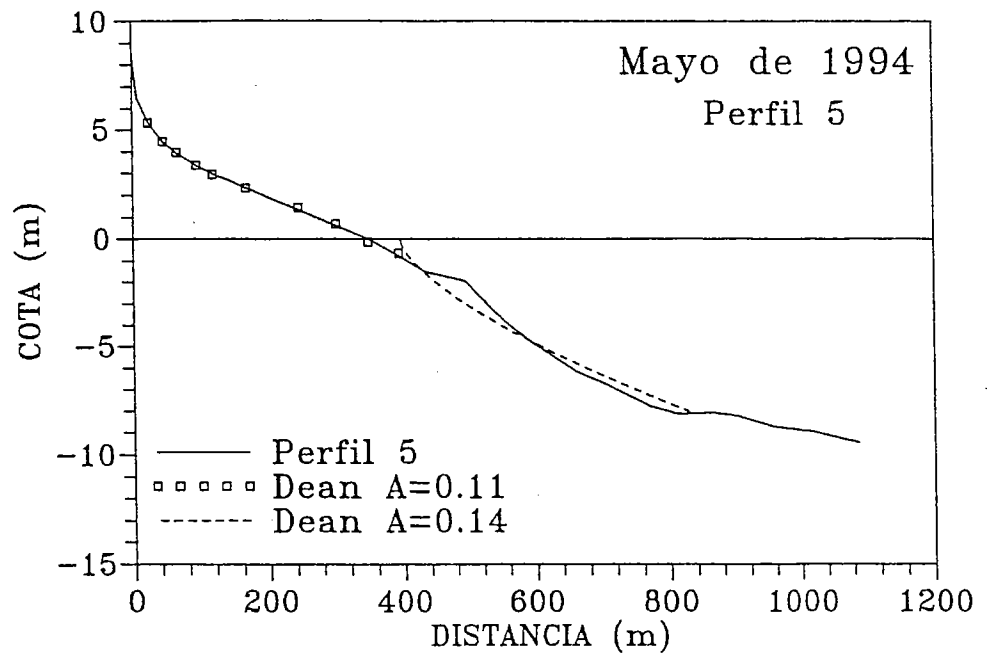


Fig. 2.31 Localización de Perfiles. Playa de Berria (Santoña).

### PLAYA DE BERRIA (SANTONA)



### PLAYA DE BERRIA (SANTONA)

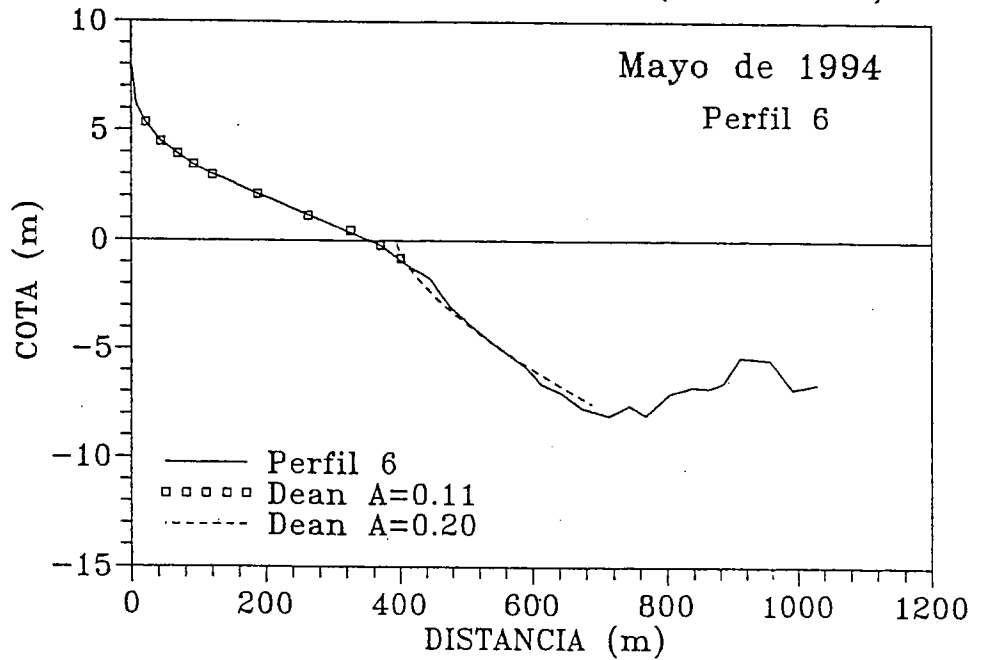


Fig. 2.32 Perfiles y Ajustes de la Playa de Berria (Santona).

TABLA 2.3.- AJUSTES DEL PERFIL DE EQUILIBRIO CON MAREA

Playa	Perfil	M	h*	A <sub>1</sub>	A <sub>2</sub>	I <sub>2</sub>	x <sub>1</sub>	y <sub>1</sub>	x <sub>TOT</sub>	y <sub>TOT</sub>
Puntal	P <sub>9</sub>	4.5	6.0	0.12	0.18	269	5.7	0.57	275	5.1
Puntal	P <sub>11</sub>	4.5	6.0	0.12	0.18	293	5.2	0.57	293	5.1
Puntal	P <sub>12</sub>	4.5	6.0	0.18	0.14	151	21.4	1.1	172	5.6
Plentzia	P <sub>1</sub>	4.5	5.0	0.20	0.14	117	5.28	0.42	122	4.9
Plentzia	P <sub>4</sub>	4.5	5.0	0.15	0.12	128	11.8	0.62	140	5.1
Plentzia	P <sub>6</sub>	4.5	5.0	0.16	0.12	138	8.5	0.50	146	5.0
Ribades.	P <sub>1</sub>	4.5	5.0	0.12	0.14	240	1.3	0.16	242	4.7
Ribades.	P <sub>3</sub>	4.5	5.0	0.12	0.13	240	1.3	0.16	242	4.7
Ribades.	P <sub>4</sub>	4.5	5.0	0.12	0.15	280	4.0	0.12	240	4.6
Berria	P <sub>5</sub>	4.5	7.5	0.11	0.14	355	28.5	1.3	380	5.8
Berria	P <sub>6</sub>	4.5	7.5	0.11	0.17	365	22	1.34	387	5.8

x<sub>TOT</sub> = Distancia horizontal desde el inicio del perfil emergido y el punto de intersección con perfil sumergido (punto O<sub>2</sub>)

y<sub>TOT</sub> = Distancia vertical desde el nivel de pleamar al punto O<sub>2</sub>.

#### 2.4.7.4 Variabilidad de los perfiles con marea

Una de las características del perfil de equilibrio propuesto por Dean (1977), es que su forma solo varía en función del tamaño del grano por medio del parámetro A.

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

De este modo la presencia de temporales que originen un cambio en la altura de ola incidente o el perfil no modifica la forma del mismo, aunque sí el límite activo o profundidad desde la cual la forma parabólica es válida. Vellinga, (1983) realizó una serie de ensayos en laboratorio en los que se comprobó que la hipótesis de "forma no dependiente de la altura de ola" es bastante aproximada.

El modelo propuesto de perfil de equilibrio con marea, predice, sin embargo, que la forma del perfil varía en función de la altura de ola incidente y de la marea existente. En efecto, el punto de inicio del perfil sumergido,  $O_1$ , fig. 2.22, se ubica a una distancia  $I_2$  del origen del perfil superior.

$$I_2 = \frac{h_*^{1/2} M}{A_2^{3/2}}$$

Expresión obtenida con ( $n_1 = n_2 = 2/3$  y  $A_1 = A_2$ ).

Por lo tanto variaciones de la carrera de marea, M, o de la altura de ola (o lo que es lo mismo  $h_*$ ) originan modificaciones en el valor de  $I_2$  y, consecuentemente, en la forma final del perfil. Es de resaltar que  $I_2$ , posee una dependencia lineal con la marea, M, y no lineal con la profundidad de cierre,  $h_*^{1/2}$ .

En este apartado se analiza las variaciones del perfil de equilibrio con marea en los supuestos de:

- Variación de la altura de ola incidente
- Variación de la carrera de marea.

#### 2.4.7.4.1 Variación de la altura de ola incidente

Una variación de las condiciones medias de oleaje, por ejemplo verano-invierno, origina una modificación del límite activo del perfil  $h_*$ . Si, en particular, se supone un aumento de la profundidad activa,  $h_*$ , se genera un incremento de  $I_2$  y, por lo tanto, una separación entre los perfiles superior y sumergido.

Si se admite que el perfil superior se mantiene fijo, el aumento de  $I_2$  provocará un adelantamiento del perfil sumergido. Nótese, que este adelantamiento genera un déficit de arena que deberá ser compensado con arena del perfil superior.

De este modo, la hipótesis inicial de mantenimiento del perfil superior no es posible, produciéndose un retroceso del perfil superior que genere el volumen de arena necesario para cubrir el déficit ocasionado por el adelantamiento del perfil sumergido. (Veáse fig. 2.33).

El cálculo del retroceso de la línea de costa, o del volumen de arena involucrado en el proceso puede ser obtenido por medio de las condiciones:

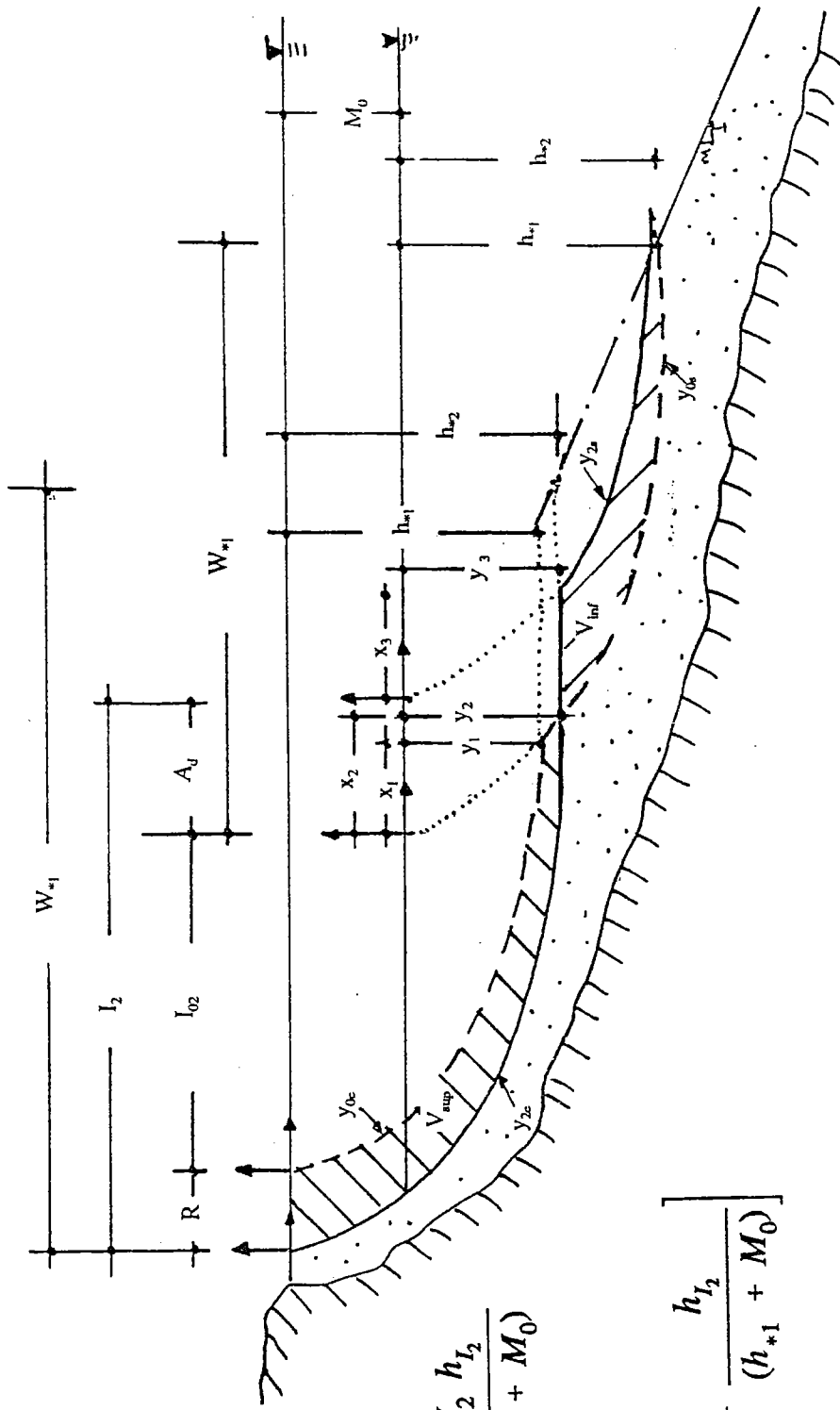
$$R + A_d = \Delta I_2$$

$$V_{\text{sup}} = V_{\text{inf}}$$

donde:

R	=	Retroceso del perfil superior
$A_D$	=	Adelanto del perfil inferior
$\Delta I_2$	=	Incremento de $I_2$ debido al aumento de $h_*$





$$R = \Delta I_2 - \frac{\Delta I_2 h_{I_2}}{(h_{*1} + M_0)}$$

$$V = \Delta I_2 h_{I_2} \left[ 1 - \frac{h_{I_2}}{(h_{*1} + M_0)} \right]$$

-----Perfil con marea y oleaje de verano

\_\_\_\_\_ Perfil con marea y oleaje de invierno.

**Fig. 2.33** Perfil de Equilibrio con Marea y Oleaje Invierno - Verano

Los volúmenes de arena superior e inferior que se deben compensar, se pueden evaluar de manera precisa mediante la intersección de las parábolas. Suponiendo conocidos  $(x_2, y_2)$  y  $(x_3, y_3)$ , evaluados de manera similar a  $(x_1, y_1)$  en la sección anterior, se obtiene las siguientes relaciones de volúmenes (ver fig. 2.33):

$$V_{\text{sup}} = \int_0^{X_1} y_{2e} dx - \left[ \int_0^{X_0} y_{0e} dx + \left( \frac{y_1 + y_2}{2} + M \right) (X_2 - X_1) \right]$$

y,

$$V_{\text{inf}} = \int_{X_1}^{W_{*1}} y_{0s} dx - \left[ \int_{X_2}^{X_3} y_{2s} dx + \left( \frac{y_3 + y_2}{2} \right) (X_2 - X_1) \right]$$

donde:

$y_{0e}$	=	Perfil de equilibrio emergido en verano
$y_{2e}$	=	Perfil de equilibrio emergido en invierno
$y_{0s}$	=	Perfil de equilibrio sumergido en verano
$y_{2s}$	=	Perfil de equilibrio sumergido en invierno
$X_0$	=	$I_{02} + x_1$
$X_1$	=	$R + I_{02} + x_2$
$X_2$	=	$R + I_{02} + A_d + x_3$
$X_3$	=	$W_{*1} - (A_d + x_3)$

$$W_{*1} = \left( \frac{h_{*1}}{A} \right)^{\frac{3}{2}}$$

Una expresión simplificada puede obtenerse, sin embargo, si se admite que las variaciones, ( $\Delta$ ) son pequeñas y se desprecian términos de orden superior.

En ese caso se tiene:

$$V_{\text{inf}} = A_d (h_{*1} - z) + O(\Delta^2)$$

$$V_{\text{sup}} = R h_{I_2} + (O \Delta^2)$$

donde  $z = (y_2 + y_3) / 2$ ;  $h_{I_2} = A I_2^{2/3}$

operando se obtiene:

$$R = \Delta I_2 - \frac{\Delta I_2 h_{I_2}}{(h_{*1} + M_0)}$$

$$A_d = \frac{\Delta I_2 h_{I_2}}{(h_{*1} + M_0)}$$

$$V = \Delta I_2 h_{I_2} \left[ 1 - \frac{h_{I_2}}{(h_{*1} + M_0)} \right]$$

La aplicación de las expresiones anteriores al litoral Cantábrico da como resultado valores de  $R \sim 60$  m,  $V \cong 120$  m<sup>3</sup>/m próximos a los observados en la campaña de campo del Puntal de Santander (Medina et al., 1995). Es interesante señalar que este tipo de variación de la forma del perfil ha sido descrita con anterioridad por otros autores (Inman et al., 1993). Si bien ésta es la primera vez que se plantea un modelo teórico-empírico que contempla dicha variación.

#### 2.4.7.4.2 Variación de la carrera de marea

Análogamente a lo descrito en el apartado anterior una variación de la carrera de marea genera una modificación de  $I_2$ , separación entre el origen del perfil superior y origen del perfil sumergido.

Realizando un razonamiento análogo al desarrollado en el apartado anterior se concluye que este incremento de  $I_2$  se traduce en un retroceso del perfil superior y un adelanto del perfil sumergido de modo que se compense el volumen de arena generado por el retroceso con el déficit que ocasiona el adelantamiento.

Además, en este caso, el perfil superior sufre un movimiento ascendente debido al aumento del nivel de pleamar mientras que el perfil sumergido sufre un movimiento descendente debido al descenso del nivel de bajamar, (Véase fig. 2.34).

El cálculo del retroceso de la línea de costa y del volumen de arena involucrado puede obtenerse por medio de las condiciones:

$$R + A_d = \Delta I_2$$

$$V_{\text{sup}} = V_{\text{inf}}$$

Al igual que ocurría en el caso anterior suponiendo conocidos  $(x_1, y_1)$ ,  $(x_2, y_2)$  y  $(x_3, y_3)$  los volúmenes se pueden evaluar como:

$$V_{\text{sup}} = \int_0^{R+x_2} y_{2e} dx - \left[ \int_0^{x_2} y_{0e} dx + \frac{(X_1 + x_2)}{2} \frac{\Delta M}{2} \right]$$

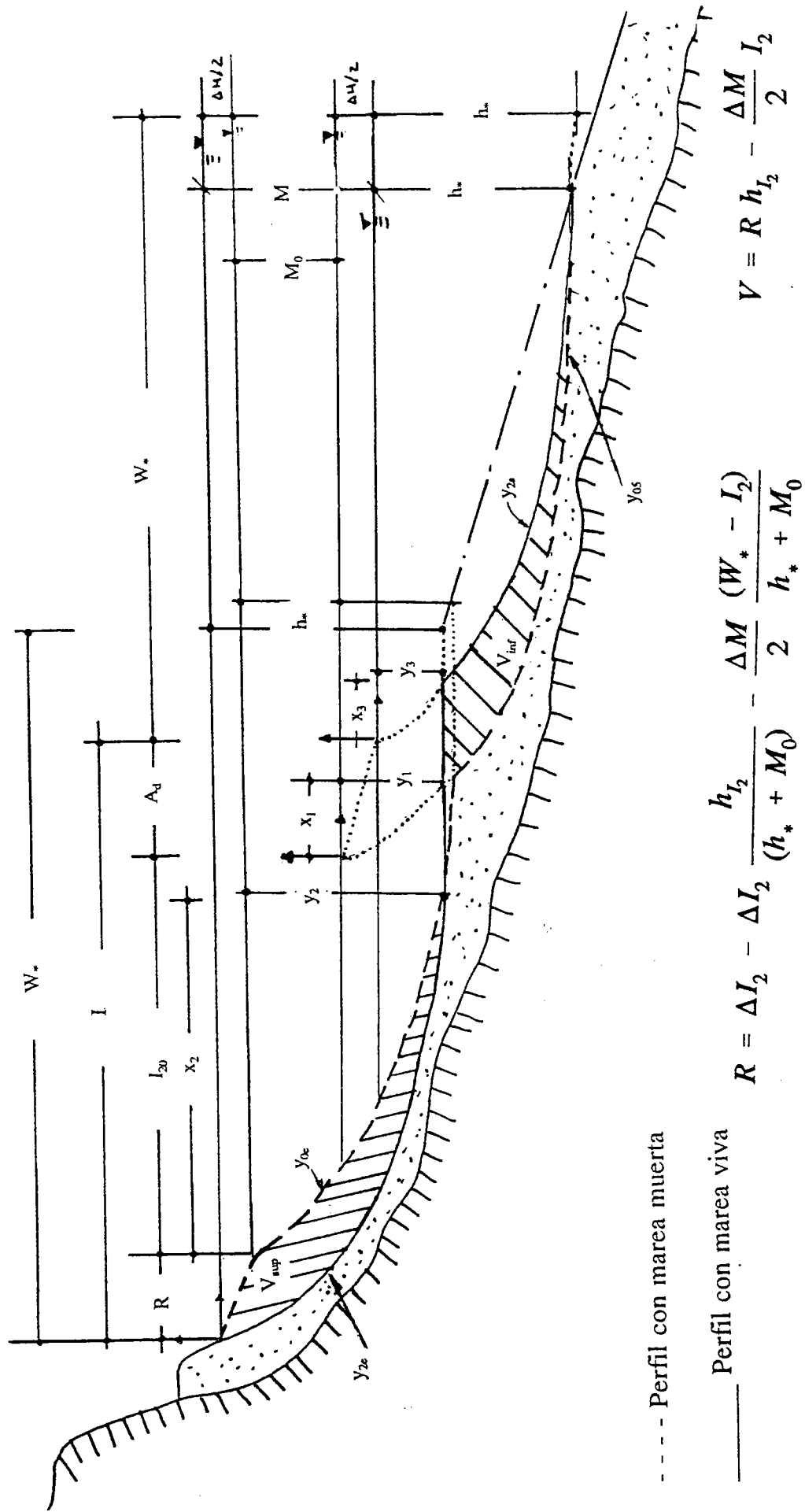


Fig. 2.34 Perfil de equilibrio con mareas vivas y muertas

y,

$$V_{\text{inf}} = \int_{x_1}^{W_*} y_{0s} dx - \left[ \int_{x_1}^{W_* - A_d} y_{2s} dx + \left( \frac{y_1 - \frac{\Delta M}{2} + y_3}{2} \right) A_d \right]$$

donde para este caso:

- $y_{0e}$  = Perfil de equilibrio emergido en marea muerta
- $y_{2e}$  = Perfil de equilibrio emergido en marea viva
- $y_{0s}$  = Perfil de equilibrio sumergido en marea muerta
- $y_{s5}$  = Perfil de equilibrio sumergido en marea viva.

Una aproximación puede obtenerse, sin embargo, si se admite que las variaciones son pequeñas y se desprecia términos de orden superior (véase fig. 2.34).

En ese caso se tiene:

$$V_{\text{inf}} = A(h - y_1) - \frac{\Delta M}{2} W_* + O(\Delta^2)$$

$$V_{\text{sup}} = R h_{I_2} - \frac{\Delta M}{2} I_2 + O(\Delta^2)$$

donde  $h_{I_2} = A I_2^{2/3}$

Operando, se llega a:

$$R = \Delta I_2 - \Delta I_2 \frac{h_{I_2}}{(h^* + M_0)} - \frac{\Delta M}{2} \frac{(W^* - I_2)}{h^* + M_0}$$

$$A = \Delta I_2 \frac{h_{I_2}}{(h^* + M_0)} - \frac{\Delta M}{2} \frac{(W - I_2)}{h^* + M_0}$$

$$V = R h_{I_2} - \frac{\Delta M}{2} I_2$$

La aplicación de las expresiones anteriores al litoral Cantábrico da como resultado valores de  $R \sim 30 \text{ m}$   $V \cong 20 \text{ m}^3/\text{m}$ . Es interesante señalar que debido a la variación vertical de los perfiles el retroceso y adelanto de los mismos se realiza con intercambios pequeños del volumen de arena. La diferencia de cota vertical en la zona de media marea entre una marea viva y una marea muerta obtenida con las expresiones anteriores es de unos 50 cm.

#### 2.4.7.4.3 Evolución de los perfiles con marea

En los apartados anteriores se ha obtenido la variación del perfil de equilibrio con marea por efecto de una modificación del nivel energético del oleaje incidente, o de la carrera de marea. Las expresiones propuestas corresponden a situaciones que podemos denominar "estáticas" en las cuales se ha dispuesto del tiempo suficiente para que el perfil obtenga una nueva configuración de equilibrio.

La capacidad de la playa de alcanzar o no dicha posición de equilibrio depende de la rapidez con la que se produzcan los cambios (de marea o de altura de ola) y de la rapidez con la que la playa se erosiona o acumula.

En este apartado se presenta un método analítico simple que permite una estima de la evolución temporal de un perfil con marea debido a la modificación de

las condiciones de altura de ola y carrera de marea. En particular se analiza la evolución temporal del retroceso de la línea de costa R.

El punto de partida del método es la hipótesis de que "la respuesta de una playa ante una modificación estática puede aproximarse mediante una función exponencial". Esta hipótesis ha sido observada en ensayos de laboratorios Swart (1974), Larson y Kraus (1989), Medina et al., (1991).

De este modo el retroceso de la línea de costa puede expresarse como:

$$R(t) = R_{\infty} \left( 1 - e^{-\frac{t}{T_s}} \right)$$

donde:

$R_{\infty}$  = es el máximo retroceso en condiciones de equilibrio

$T_s$  = es el tiempo de respuesta del perfil (el perfil adquiere el 63% de la respuesta en  $t = T_s$ ).

Nótese que, aunque se desarrolla R como retroceso de la línea de costa, puede generalizarse a cualquier batimétrica.



La ecuación anterior puede plantearse en forma diferencial como:

$$\frac{dR(t)}{dt} = \frac{1}{T_s} [R_\infty - R(t)]$$

Asumiendo que la posición de equilibrio  $R_\infty$  varía en el tiempo y que ésta puede expresarse como  $R_\infty$  veces, una función del tiempo  $f(t)$  resulta:

$$\frac{dR(t)}{dt} = \frac{1}{T_s} [R_\infty f(t) - R(t)]$$

La resolución de la ecuación diferencial anterior puede expresarse por medio de integrales de convolución.

$$R(t) = \frac{R_\infty}{T_s} \int_0^t f(\tau) e^{-\frac{t-\tau}{T_s}} d\tau$$

#### *Expresiones de $R_\infty$*

En los apartados anteriores se ha obtenido como valor de retroceso de la línea de costa en los supuestos de variación de profundidad límite,  $h$ , y variación de carrera de Marea  $M$ :

- a) Variación de la carrera de marea

$$R_{\infty} = \Delta I_2 - \Delta I_2 \frac{h_{I_2}}{(h + M)} - \frac{\Delta M}{2} \frac{(W^* - I_2)}{h + M}$$

- b) Variación de profundidad límite

$$R_{\infty} = \Delta I_2 - \frac{\Delta I_2 - h_{I_2}}{(h + M)}$$

*Función del Tiempo f(t)*

- a) En el caso de la variación de la carrera de marea, las variaciones mareas vivas - mareas muertas pueden expresarse como:

$$M = \bar{M} + A_m \sin \frac{2\pi t}{T_D}$$

donde:

$$\bar{M} = \text{Marea media}$$

$$\frac{\Delta M}{2} = A_m \sin \frac{2\pi t}{T_D}$$

$$T_D = 15 \text{ días}$$

Nótese que, al existir una relación lineal (al primer orden) entre  $\Delta M$  e  $\Delta I_2$  la hipótesis de que la posición de equilibrio puede expresarse como  $R_{\infty}$  veces  $f(t)$  es bastante correcta.

- b) En el caso de la variación del oleaje la relación  $\Delta h \Delta I_2$  no es lineal, sin embargo, los resultados de los análisis efectuados por medio de autofunciones empíricas a diversas playas del litoral español (Medina et al., 1992, Medina et al., 1994) muestran que el retroceso de la línea de costa puede expresarse por medio de una función sinusoidal que contemple la variación invierno-verano.

$$R = R_{\infty} \sin \frac{2\pi t}{T_D}$$

donde  $T_D = 6$  meses.

En ambos casos puede, por tanto, escribirse:

$$R(t) = \frac{R_{\infty}}{T_s} \int_0^t \sin \left( \frac{2\pi\tau}{T_D} \right) e^{-\frac{\tau}{T_s}} d\tau$$

Cuya solución es:

$$R(t) = \frac{R_{\infty}}{1 + \beta^2} \left[ \sin \omega t - \beta \cos \omega t + \beta e^{-\alpha t} \right]$$

para  $t \gg$  resulta:

$$R(t) = \frac{R_{\infty}}{1 + \beta^2} \left[ \sin \omega t - \beta \cos \omega t \right]$$

donde:

$$\begin{aligned}\omega &= 2\pi/T_D \\ \alpha &= 1/T_s \\ \beta &= \omega/\alpha\end{aligned}$$

Nótese, que si  $\beta \sim 0$ , entonces la playa sigue la evolución de la perturbación instantáneamente. Esto ocurre cuando  $T_s \sim 0$  ó  $T_D \gg \gg$ .

En este caso, y admitiendo  $T_s \sim 20$  horas (Kriebel 1991), se tiene:

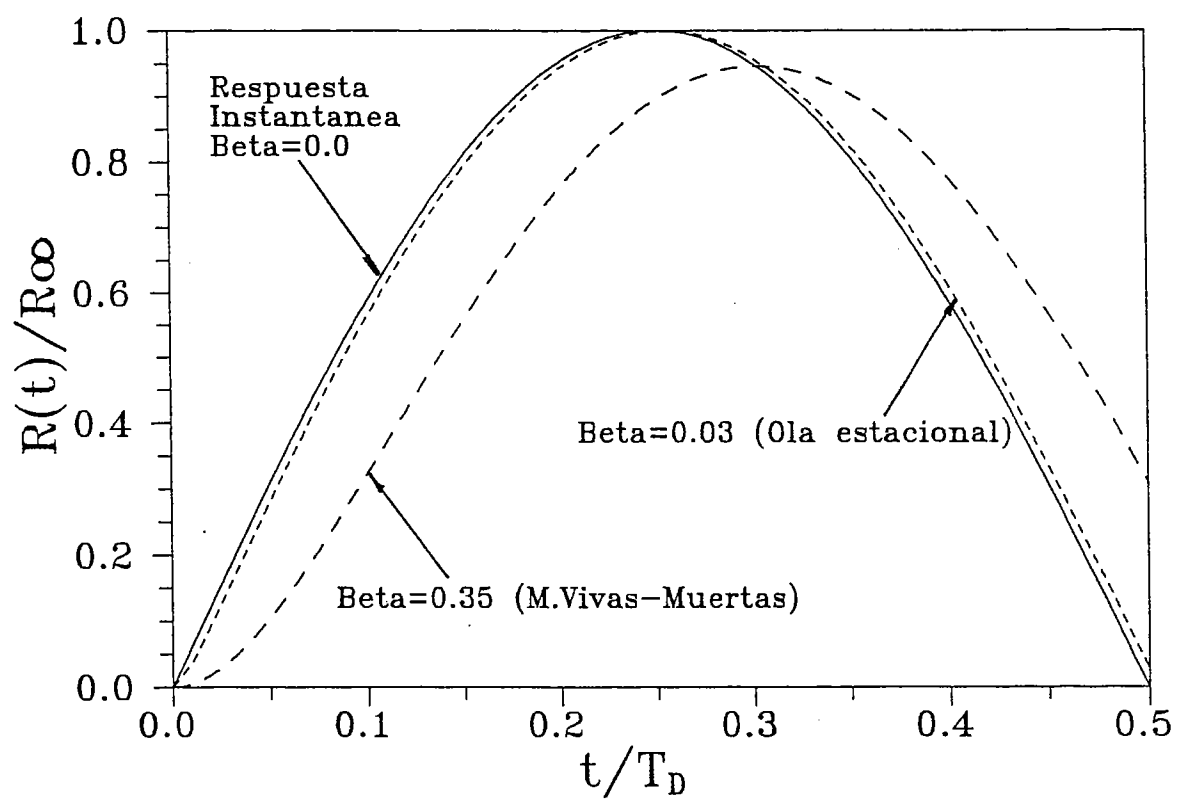
a) Variación marea viva - marea muerta

$$\beta \approx 0.35$$

b) Variación de la altura de ola estacional

$$\beta \approx 0.03$$

En la figura 2.35 se muestra un ejemplo de la evolución de la línea de costa en el caso del ciclo de mareas vivas - mareas muertas, variación de altura de ola estacional y su comparación con la respuesta instantánea ( $\beta = 0$ ), donde se observa como para la variación de oleaje la respuesta es casi la instantánea dado que  $T_D \gg T_s$ . En el perfil con cambio de marea ya existe un desfase de la respuesta.



**Fig. 2.35**

**Evolución de la Línea de Costa  $R(t)/R_{\infty}$**

## 2.5 BIBLIOGRAFÍA

- Bagnold, R.A., (1966). *An approach to the sediment transport problem from general physics*. U.S. Geol. Survey, Washington, D.C., Prof. Paper 422-I, 37 pp.
- Baquerizo, A., (1995). *Reflexión del Oleaje en Playas. Métodos de Evaluación y Predicción*. Tesis Doctoral, Universidad de Cantabria.
- Birkemeier, W.A., (1985). *Field Data on Seaward Limit of Profile Change*. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engr. Vol 111 No. 3.
- Bodge, R.K., (1992). *Representing Equilibrium Beach Profiles with an Exponential Expression*. Journal of Coastal Research, 8 - 1, pp 47 - 55.
- Boon, J.D. y M.O. Green, (1989). *Caribbean Beach Face Slopes and Beach Equilibrium Modes*. Proc. 21 st Int. Coas. Engr. Conf. pp 1618 - 1630.
- Bowen, A.J., (1980). *Simple Models of Nearshore Sedimentation, Beach Profiles, and Longshore Bars*. In *The Coastline of Canada*. S. B. Mc Cann, Ed., Geol. Survey of Canada, pp. 80 - 10.
- Bruun, P., (1954). *Coastal Erosion and Development of Beach Profiles*. U.S. Army Beach Erosion Board Technical Memorandum N°. 44. U.S. Army Corps of Engr. Waterways Exp. Station, Vicksburg, Mississippi.
- Bruun, P., (1962). *Sea Level Rise as a Cause of Shore Erosion*. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, American Society of Civil Engineers, Vol. 88, N° 117.
- Chatham, C.E., (1972). *Moveable Bed Model Studies of Perched Beach Concept*. Chapter 64, Proceedings, 13<sup>th</sup>, International Conference on Coastal Engineering, Van Couver, BC, Canadá.
- Dally, W., and R.G. Dean, (1984). *Suspended Sediment Transport and Beach Profile Solution*, Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Eng. Vol. 110, N° 1, p 15 - 33.
- Dally, W.R., R.G. Dean, R.A. Dalrymple, (1985). *Modelling Wave Transformations in the Surf Zone*. Misc. Paper No. CERC-84-8, U.S. Army Coastal Engineering Research Center, Vicksburg; see also J. Geophys. Res., 90, 6, pp. 11917-11927.

Dally, W., R.G. Dean y R.A. Dalrymple, (1985). *Wave Height Variation Across Beaches of Arbitrary Profile*. J. Geophys. Res. Vol. 90, N° C 6.

Dalrymple, R.A., (1992). *Prediction of Storm/Normal Beach Profiles*. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engr. Vol. 118 N° 2.

Dean, R.G., (1945). *On the Reflection of Surface Waves by a Submerged Plane Barrier*. Geat Britain Ministry of Supply Wave Report. 8, and Proc. Cambridge Phil. Soc. 41, part 3, pp 231 - 236.

Dean, R. G., (1977). *Equilibrium Beach Profiles: U. S. Atlantic and Gulf Coasts*. Ocean Engr. Rpt. N°12, Univ. of Delaware, Newark.

Dean, R. G., (1991). *Equilibrium Beach Profiles: Characteristics and Applications*. J. Coastal Reserach, Vol. 7 N° 1.

Dean, R. G. y R. A. Dalrymple, (1991). *Littoral Processes*. Notas de curso. University of Delaware.

Duncan, J.R., (1964). *The Effects of Water Table and Tidel Cycle on Swashbackwash Sediment Distribution and Beach Profile Development*. Mar. Geol., 2:186 - 97.

González, E.M., (1995). *Morfología de playas en equilibrio: planta y perfil*. Tesis Doctoral, Departamento de Ciencias y Técnicas del Agua y Medio Ambiente, E.T.S.I.C.C.P., Univ. de Cantabria, España

Goring, D.G., (1978). *Tsunamis, The propagation of Long Waves onto a Shelf*. W.M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources, Calif. Inst. Tech., Rep. No. K.H.R. 38, 337 pp.

Hallermeier, R.J., (1978). *Uses for a Calculated Limit Depth to Beach Erosion*. Proc. Int. Coastal Engr. Conf. ASCE pp 1493 - 1512.

Hallermeier, R.J., (1981). *A Profile Zonation for Seasonal Sand Beaches from Wave Climate*. Coastal Engineering. N° 4 pp 253-277.

Harrison, G., (1869). *Handbuch der wasserbaukunst*. 3 Teil. Dal Meer. Berlin.

Hayden, B., W. Felder, J. Fisher, D. Resio, L. Vincent y R. Dolan, (1975). *Systematic Variations in Inshore Bathymetry*. Dept. of Env. Sciences. Tech. Rpt. N° 10. University of Virginia, Charlottesville, Virginia.

- Horikawa, K., and C.T. Kuo, (1966). *Study of Wave Transformation Inside Surf Zone*. Procce. of the 10<sup>th</sup> International Conference on Coastal Engineering, Vol. 1, pp. 217 - 233. ASCE, New York.
- Inman D.L., M.H. Elwany and S.A. Jenkin, (1993). *Shorerise and Bar-berm Profiles on Ocean Beaches*. Journal of Geophysical Research, Vol. 98, No. C10 pp 18181 - 18199.
- Kirby, J.T. and P. Vengayil, (1988). *Non Resonant and Resonant of Long Waves in Varying Channels*. Jour. of Geophysical Research, Vol. 93, No. C9, pp. 10,782-10,796.
- Komar, Paul D., (1976). *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice-Hall, INC., Englewood Cliffs, New Jersey, U.S.A.
- Kraus, N.C., J.M Smith, (1994). *SUPERTANK Laboratory Data Collection Project*. Volume I: main text, Technical Report CERC - 94 - 3 pp., US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi.
- Kriebel, D.L., N.C. Kraus y M. Larson, (1991). *Engineering Methods for Predicting Beach Profile Response*. Proc. Coastal Sediments'91. ASCE pp 557-571.
- Kriebel, D.L. y Dean, R.G., (1993). *Convolution Method for Time-Dependent Beach-Profile Response*. Journal of Waterway, Port., Coastal and Oce. Eng., Vol. 119, N<sup>o</sup> 2, pp. 204 - 226.
- La Fond, E.C., (1939). *Sand Movement Near the Beach in Relation to Tides and Waves*. Proc. 6 th Pac. Sci. Cong., pp 795-99.
- Larson, M., and N.C. Kraus, (1989). *SBEACH: Numerical Model to Simulate Storm-Induced Beach Change*. Tech. Report CERC-89-9, U.S. Army Corps of Engs. Waterway Experiment Station, Vicksburg, Miss.
- Larson, M., (1991). *Equilibrium Profile of a Beach with Varying Grain Size*. Proc. Coastal Sediments'91 ASCE. pp 905-919.
- Leontev, I.O., (1985). *Sediment Transport and Beach Equilibrium Profile*. Elsevier Science Publishers, B.V., Amsterdam, Netherlands, pp. 277-291.
- Losada, I.J., (1991). *Estudio de la Propagación de un Tren Lineal de Ondas por un Medio Discontinuo*. Tesis Doctoral, Universidad de Cantabria, Santander, pp. 183, 1991.



- Masselink, G., and Short A.D., (1993). *The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology: A Conceptual Beach Model*. Journal of Coastal Research, 3, pp. 785 - 800.
- Moore, B., (1982). *Beach Profile Evolution in Response to Changes in Water Level and Wave Height*. M. s. Thesis, University of Delaware.
- Medina R, M.A. Losada, R.A. Dalrymple y A.J. Roldán, (1991). *Cross-shore Sediment Transport Determined by EOF Method*. Proc. Coastal Sediments'91 ASCE pp. 2160 - 2174.
- Medina, R., C. Vidal, M.A. Losada y A.J. Roldán, (1992). *Three-mode Principal Component Analysis of Bathymetry Data Applied to Playa de Castilla (Huelva - Spain)*. Proc. 23rd Int. Conf. Coastal Eng. ASCE, New York. pp 2265 - 2278.
- Medina R., M.A. Losada, I.J. Losada y C. Vidal, 1994. *Temporal and Spatial Relationship Between Sediment Grain Size and Beach Profile*. Marine Geology, Vol. 118 pp 195 - 206.
- Medina R, I. Losada, M.A. Losada y C. Vidal, (1995). *Variabilidad de los Perfiles de Playa: Forma y Distribución Granulométrica*. Ingeniería del agua, Vol. 2. Num. Extraordinario: Proyectos y Construcción de Playas Artificiales y Regeneración de Playas. pp. 133 - 142.
- Pilkey, O. H., R. S. Young, S. R. Riggs, A. W. S. Smith, H. Wu y W. D. Pilkey, (1993). *The Concept of Shore Face Profile of Equilibrium: A Critical Review*. Journal of Coastal Research Vol 9 N° 1.
- Schwartz, M. L., (1982). *The Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments*. Stroudsburg: Hutchinson Ross, 940 p.
- Sorensen, R.M. and N.J. Beil, (1988). *Perched Beach Profile Response to Wave Action*. Proceed. 21 st International Conference on Coastal Engineering, Costa del Sol, Málaga (Spain), pp. 1482 - 1491.
- Suh, K. y R. A. Dalrymple, (1988). *Expression for Shoreline Advancement of Initially Plane Beach*. Journal of waterway, Port, Coastal and Ocean Engr. ASCE Vol 114 N°6.
- Sunamura, T. y K. Horikawa, 1974. *Two-dimensional Beach Transformation Due to Waves*. Proc. 14<sup>th</sup> Int. Coastal Engr. Conf. ASCE. pp 920-938
- Sunamura, T., (1984). *Quantitative Prediction of Beach-Face Slopes*. Geol. Soc. of America Bulletin, Vol. 95.

Swart, D. H., (1974). *Offshore Sediment Transport an Equilibrium Beach Profiles*. Pub. No. 131, Delft Hydraulics Lab., Delft, The Netherlands.

Thompson, W.F., y J.B. Thompson, (1991). *The Spawning of the Grunion*. Calif. State Fish and Game Comm. Fisch Bull. N° 3.

Vellinga, P., (1983). *Predictive Computational Model for Beach and Dune Erosion during Storm Surgs*. Proc. of the Specialty Conf. on Coast. Structures ' 83 ASCE pp 806-819.

Vellinga, P., (1984). *A Tentative Description of a Universal Erosion Profile for Sandy Beaches and Rock Beaches*. Coastal Engr. Vol 8. N° 2.

## Capítulo 3. MORFOLOGÍA DE PLAYAS A LARGO PLAZO: FORMA EN PLANTA DE EQUILIBRIO

### 3.1 INTRODUCCIÓN

La forma en planta de equilibrio de una playa, es un concepto, que junto con el de perfil de equilibrio, permiten definir la morfología de una playa en equilibrio a largo plazo. Históricamente ha existido gran controversia en lo que respecta a este tema, diferentes tipos de modelos han sido planteados existiendo grandes problemas, a nivel ingenieril, cuando se desean aplicar en el análisis o diseño de proyectos de regeneración de playas. La principal causa de este problema, es que la mayoría de estos modelos son de tipo empírico, sin el respaldo de planteamientos teóricos que permitan dar al ingeniero, unos criterios claros de la mejor manera para aplicarlos.

Al igual que con el perfil, al existir una diversidad de modelos en la forma en planta, con problemas en muchos casos en su aplicación, se optó en este estudio por profundizar en este tema, realizando una revisión y aplicación de los modelos existentes, analizando sus hipótesis, parámetros físicos y rangos de validez.

El objetivo en este capítulo es presentar un modelo de la forma en planta de equilibrio que sirva como base de una metodología de "Prediseño" y "Diseño de playas", metodología propuesta por González (1995).

Se plantea un modelo analítico que permite entender las relaciones entre las diferentes variables envueltas en el sistema, con base en este modelo, se plantea un modelo empírico de diseño con criterios claros que no solo permite verificar el estado de equilibrio de una playa existente, si no también pronosticar la forma en planta de nuevas playas.

### 3.2. DEFINICIONES Y CONCEPTOS PREVIOS

Al objeto de un mejor entendimiento de las metodologías para el establecimiento de la forma de equilibrio en planta de playas encajadas, se desea introducir aquellas definiciones o conceptos que serán necesarios.

Así, se revisan conceptos como oleaje predominante, planta de playa, playa encajada, dinámica de corrientes y dinámica sedimentaria en playas encajadas y conceptos como equilibrio estático o dinámico. Se hace, además, un repaso a las escalas espacial y temporales correspondientes. Es necesario hacer hincapié en que esta sección pretende ser únicamente un resumen de aquellos términos que se consideran indispensables y que, por tanto, se han expuesto con las limitaciones que una sección de estas características requiere. En posteriores apartados se hace un desarrollo más extenso de algunos de ellos pudiéndose ampliar el resto en la literatura señalada en la Bibliografía.

#### **Definiciones**

##### *Oleaje Dominante*

Se define como oleaje dominante al que resulta de componer los flujos de energía de todos los oleajes incidentes sobre la playa, incluyendo la probabilidad de presentación.

##### *Planta de una Playa*

Se denomina planta de una playa a la línea que une los puntos de igual elevación,  $h_{pe}$ , en la cota de pleamar (límite de la playa seca). Dicha línea se puede definir por un sistema cartesiano de coordenadas horizontales de origen arbitrario, donde las abscisas,  $y$ , corresponden a la dirección longitudinal de la playa y las ordenadas,  $x$ , a la dirección tierra-mar. Otra forma de definirla es mediante un sistema de coordenadas polares con respecto a un punto y eje arbitrarios, siendo definido cada punto con un ángulo y una distancia, por tanto:

$$h_{pe} = f(x, y)$$

$$h_{pe} = f(r, \theta)$$

### *Playa Encajada*

Se define playa encajada como aquella unidad fisiográfica en la cual su forma en planta y perfil se encuentran confinadas lateralmente por contornos impermeables naturales o artificiales y el fondo cubierto en su mayor parte por arena. Dicho confinamiento actúa directamente sobre la hidrodinámica (oleaje, corrientes, etc.) y el transporte de sedimentos, elementos que interactúan mutuamente definiendo una forma de playa en planta y perfil, fig. 3.1.

### *Dinámica de Corrientes y Sedimentaria en Playas Encajadas*

La presencia de los contornos laterales influye en la propagación del oleaje redistribuyendo de forma diferencial la energía de los frentes a lo largo de la playa. La propagación del oleaje dentro de la playa encajada sufre dos efectos: el primero es la difracción, la cual supone una redistribución lateral de la energía debida a la diferencia de altura de ola. Su principal efecto es el cambio de orientación de los frentes del oleaje hacia la zona protegida y la presencia de un gradiente longitudinal de altura de ola en la playa. Este efecto es generado por la presencia de los contornos laterales. El segundo, es la refracción debida al efecto de la topografía del fondo, la cual influye en la orientación de los frentes del oleaje a lo largo de la playa. Por último, la presencia de elementos laterales confina el volumen de arena dentro de la playa encajada y limita el transporte longitudinal y transversal de sedimento.

El movimiento de arena en cualquier playa, se puede estudiar de acuerdo con:

1.- El transporte transversal o movimiento neto de arena en la dirección costamar. Este se produce en escalas de tiempos de  $10^{-2}$  a  $10^0$  años, y es el resultado estacional de oleajes invierno-verano, bajo la dinámica de movimiento transversal berma-barra que influye en la conformación del perfil de playa.

2.- El transporte longitudinal o movimiento paralelo a la costa. Está asociado al movimiento neto de agua a lo largo de la misma, el cual se genera en escalas de tiempo de  $10^1$  años durante un tiempo indefinido o hasta alcanzar una situación de equilibrio. La presencia de corrientes a lo largo de la costa puede ser de diferente naturaleza como, por ejemplo, las corrientes longitudinales debido al oleaje,

corrientes debido a la propagación de mareas, corrientes generadas por rías, corrientes por viento, etc.

Se asume como primera hipótesis en este estudio que la generación de corrientes longitudinales en playas encajadas es debida únicamente al oleaje, hecho que también condiciona el transporte longitudinal de sedimentos.

Por tanto, la presencia de corrientes longitudinales, motor fundamental del transporte longitudinal en playas encajadas, se debe principalmente a la oblicuidad del oleaje con respecto a la orientación de la playa en la zona de rompientes y a la existencia de un gradiente de altura de ola, longitudinal a la playa, el cual no es común encontrar en playas rectas.

### *Playas en Equilibrio*

Se define el término de playa en equilibrio como el estado morfodinámico que alcanza una playa en planta y perfil, bajo la acción de un oleaje incidente, constante en el tiempo, actuando sobre una geometría de playa inicial. Esta playa consigue su estado de equilibrio a partir del momento en que no presente cambios en su forma en planta ni tampoco en su perfil.

La existencia de una playa encajada en equilibrio, tal como se ha definido, solo puede ser obtenida en laboratorio donde se tiene el control del oleaje. En la naturaleza el oleaje y el nivel del mar están constantemente cambiando; sin embargo, dichas variaciones de los diferentes agentes dinámicos se encuentran acotadas, estando de igual forma acotadas las variaciones de la playa. Por ello, en la naturaleza se puede admitir la existencia de una playa en equilibrio que sufre variaciones en función del clima marítimo existente. Con base en esto es posible reconocer períodos en los que la resultante media del flujo de energía en ese período de tiempo modele una playa similar a la modelada por la sucesión temporal de flujos de energía. Bajo estas condiciones se puede adoptar el concepto de playa en equilibrio, tal y como se ha definido anteriormente.

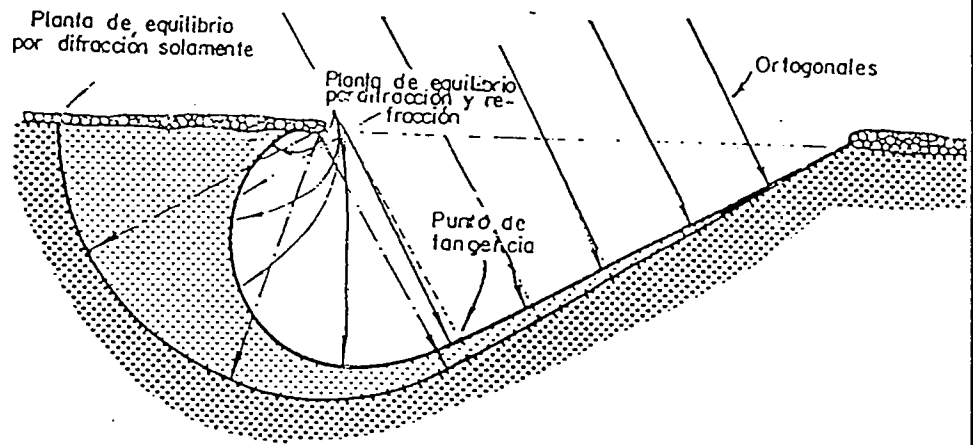
La planta y el perfil de una playa en equilibrio, se denominarán formalmente planta de equilibrio y perfil de equilibrio, y se asume que a efectos de estudio del perfil de equilibrio y la planta de equilibrio no es necesario conocer los procesos que se desarrollan en el tiempo. Se asume como segunda hipótesis de trabajo que la planta y perfil de una playa encajada pueden ser tratadas independientemente si el transporte de arena y consecuentemente, los cambios morfológicos, pueden descomponerse en dos modos ortogonales independientes, perfil y planta. Para que

esta hipótesis se cumpla es necesario que el transporte longitudinal sea nulo o constante, lo que se puede considerar suficientemente aproximado en condiciones de débil transporte longitudinal y sistemas circulatorios simples. La separación en dos modos independientes perfil y planta, es una simplificación para el análisis de la playa, lo cual no implica que se pueda unir estos dos conceptos en el momento de plantear una herramienta de diseño.

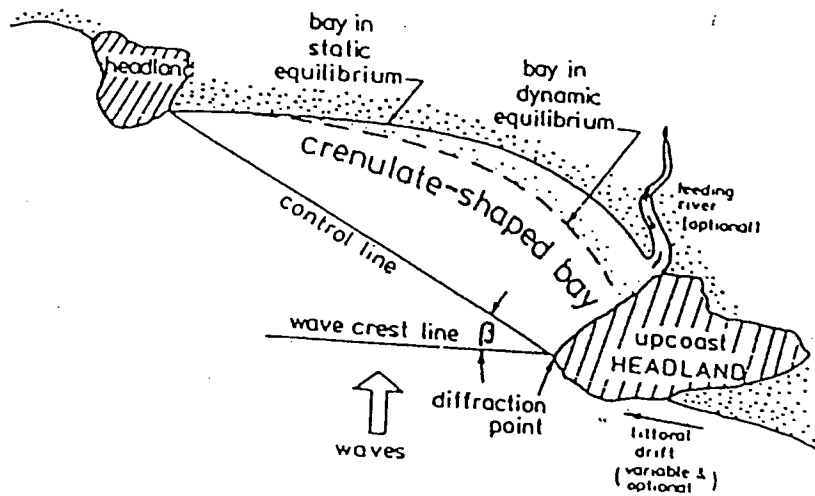
Debido a que la forma en planta se define a partir del transporte longitudinal de sedimento, se hace necesario definir dos nuevos conceptos: la forma en planta en equilibrio estático y la forma en planta en equilibrio dinámico.

### *Equilibrio Estático*

Se define como forma en planta en equilibrio estático de una playa encajada aquella que se alcanza cuando su forma permanece constante en el tiempo y el transporte litoral neto es nulo, fig. 3.2. Para que esto ocurra es necesario primero que las corrientes longitudinales se anulen, existiendo un equilibrio entre las corrientes generadas por el gradiente de altura de ola y las corrientes generadas por la incidencia oblicua del oleaje en zona de rompiente. Como se verá más adelante, la forma en planta debe responder principalmente a cambios de oblicuidad del oleaje incidente, por tanto, la planta llegará a un equilibrio estático siempre y cuando el oleaje proveniente de una dirección dada se mantenga durante un tiempo lo suficientemente largo como para que se pueda alcanzar dicho estado. Este tipo de playas se encuentra frecuentemente en zonas donde la energía incidente del oleaje tiene una dirección bien definida. Dichas playas muestran una orientación perpendicular a la dirección de incidencia produciéndose la rotura simultánea del oleaje a lo largo de la playa, lo que no implica la formación de una única línea de rotura. Cumplidas estas condiciones, la hipótesis de separación de perfil y forma en planta anteriormente planteada puede ser considerada válida.



**Fig. 3.1** Configuración de una playa encajada. Efectos de refracción y difracción.



**Fig. 3.2** Forma en planta de una bahía en equilibrio estático y dinámico. (Hsu et al. 1993)



### *Equilibrio Dinámico*

Se define como equilibrio dinámico de la forma en planta de una playa encajada, a la forma invariable que esta adquiere, bajo la presencia de transporte longitudinal de arena sin cambio en el volumen global de arena dentro de la unidad fisiográfica.

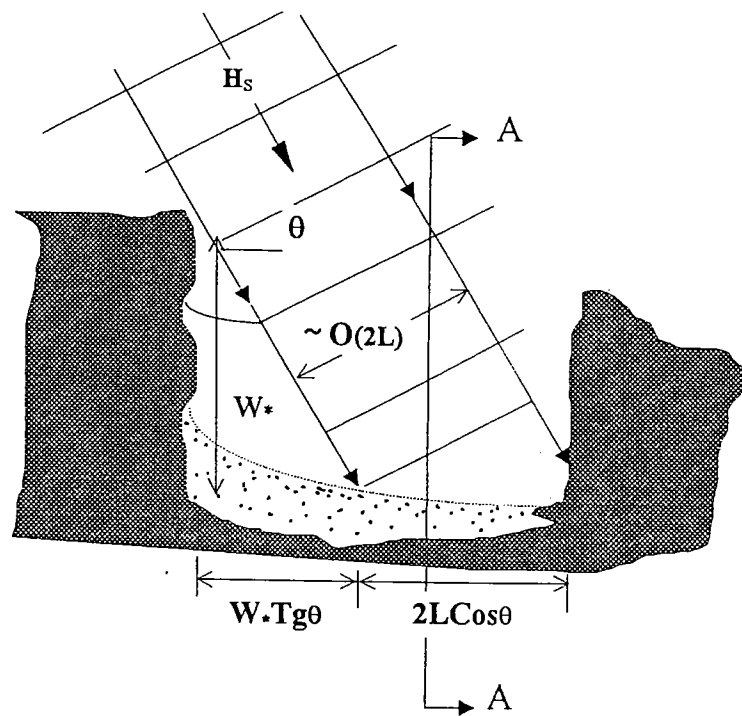
En una playa encajada saturada de sedimento, es decir, aquella en la que sus contornos son incapaces de retener un volumen mayor de arena en planta y perfil, un suministro adicional de arena motivado, ya sea por la presencia de una ría dentro de la bahía que aporte material al sistema, el transporte litoral debido a corrientes longitudinales que superan los contornos laterales de la playa, o aportes artificiales, producirá la presencia de material moviéndose con la corriente a lo largo de la playa, pero el volumen de arena permanecerá constante (volumen que entra igual a volumen que sale) sin cambiar la forma en planta.

Hasta ahora se ha planteado ciertas hipótesis y definiciones de las formas en planta en playas encajadas, pero sin definir las escalas en el tiempo y en el espacio en que ocurren. A continuación se da unos rangos que delimitan el problema.

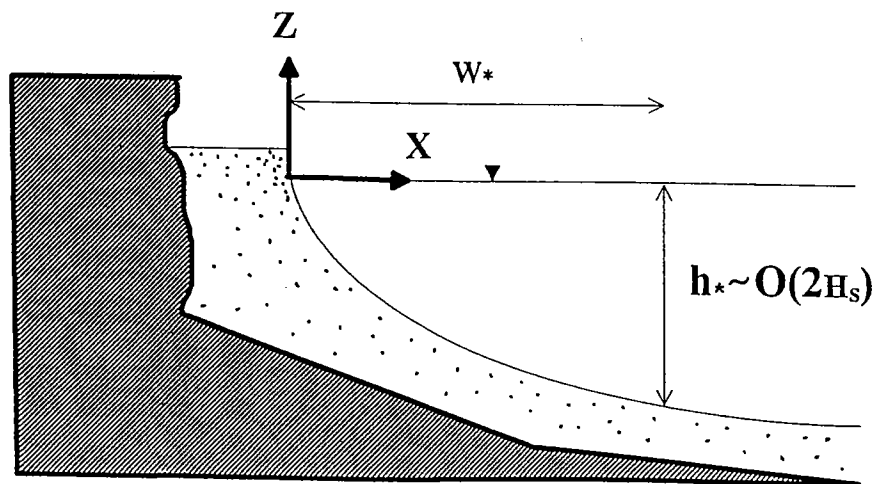
### *Escala Espacial*

Como se describió al comienzo de esta sección, las playas encajadas tienen unas características morfodinámicas diferentes a las playas rectas, que permiten un más sencillo modelado de su forma en planta. Existe unas relaciones máximas entre las dimensiones horizontales en  $y$ , longitudinal a la playa  $x$ , en la dirección transversal mar-tierra, donde para valores en que  $y \gg x$  la playa se comporta en planta prácticamente como una playa recta. En términos escalares se puede decir que las dimensiones en  $x$ , son del orden de  $10^2 - 10^3$  m y que las dimensiones en  $y$ , son de un orden de magnitud de 2 a 3 veces,  $x$ . Pero este tipo de relación escalar no dice mucho, siendo mejor definir estas dimensiones en función de características de la playa y definir así unos órdenes de magnitud más apropiados.

Como se dijo en el capítulo anterior, el orden de magnitud de la dimensión transversal de la playa se encuentra definido por la longitud del perfil de equilibrio,  $w_*$ , la cual es una función dependiente del grano de la playa (velocidad de sedimentación,  $\omega$ , (m/s)) y la altura de ola significativa superada 12 horas al año,  $H_{s12}$ .



PLANTA



PERFIL ( corte A-A )

FIG. 3.3 ESCALAS ESPACIALES.  
Ordenes de Magnitud

La dimensión vertical de la playa tiene su límite máximo en la profundidad de cierre del perfil,  $h_*$ , el cual es del orden de magnitud,  $2 H_{s12}$ .

El orden de magnitud de la dimensión longitudinal de la playa, con características morfodinámicas de playa encajada, fig. 3.3, depende de una distancia relacionada con la zona de sombra que produce la difracción del contorno lateral, la cual es definida por  $w_*$  y el ángulo,  $\theta$ , con que el oleaje incide en el punto de control (se define como punto de control, aquél, donde comienza la difracción que afecta a la playa y que en algunos casos no es un punto específico como se muestra en la fig. 3.3, sino un área; esto dependiendo de las dimensiones del obstáculo generador de la difracción), y sumado a ésta, la distancia hasta donde influye el contorno lateral en el oleaje fuera de la zona de sombra, que es del orden de la longitud de onda en  $h_*$ .

En términos generales, para la escala espacial se tiene los siguientes órdenes de magnitud.

*- Perfil de equilibrio*

a. Dimensión transversal de la playa,  $x$ :

$$x \approx 10^2 - 10^3 \text{ m}$$

$$x \approx w_* \approx \frac{3 h_*^{3/2}}{\omega_s^{3/2}} = \frac{10 H_{s12}^{3/2}}{\omega_s^{3/2}} \text{ (m)}$$

Con  $H_{s12}$  (m),  $\omega_s$  (m/s) y la constante  $10$  ( $\text{m}^{1/6}/\text{s}^{2/3}$ ).

b. Dimensión vertical, z:

$$z \approx 2 H_{s12}$$

Definir el orden de magnitud de la escala espacial permite ver que efectos son significativos en la forma del perfil y cuales son despreciables. Suponiendo, por ejemplo, la presencia de una barra con dimensiones verticales del orden 1 a 2 m y para una altura de ola  $H_{s12} \approx 5$  m, implica  $z \approx 10$  m, suponiendo la barra de un 10 al 20% de la elevación del perfil. De igual forma, si la barra tiene una longitud entre 25 y 100 m, esto supone menos de un 10% de un perfil de aproximadamente 1000 m de longitud. Por tanto, a la hora de estudiar la forma de equilibrio del perfil puede considerarse despreciable el efecto de la barra dado que entre sus dimensiones existe un orden de magnitud de diferencia.

- *Planta de equilibrio (Estático o Dinámico):*

a. En x :  $\sim w_*$

b. En la dimensión longitudinal, y:

$$y \approx w_* \operatorname{tag} \theta + 2L \cos \theta =$$

$$= \frac{3h_*^{3/2} \operatorname{tag} \theta}{\omega_s^{2/3}} + 6h_*^{1/2} T \cos \theta =$$

$$= \frac{10 H_{s12}^{3/2} \operatorname{tag} \theta}{\omega_s^{2/3}} + 10 H_{s12}^{1/2} T \cos \theta$$

En términos generales el orden de magnitud de la forma en planta es  $O(10^2)$  m. La presencia de formas rítmicas en planta (cusps, mega cusps, etc.) o efectos de elementos puntuales en la playa que cambien la forma (pequeños diques, rías, etc.), o superficies rocosas en el fondo que alteren la propagación del oleaje, son del orden de magnitud  $O(10\text{ m})$ , lo que significa que son un orden de magnitud menor que la forma en planta, siendo despreciable su presencia a la hora de definir la forma en planta de equilibrio.

### *Escala Temporal*

Las escalas de tiempo correspondientes al perfil de equilibrio difieren dependiendo de la dinámica que domine el cambio del perfil. Un perfil en equilibrio típico de verano, bajo la acción de un temporal, puede alcanzar un perfil de equilibrio de invierno en tan solo unos días, mientras que el paso de un perfil de equilibrio de invierno a uno de verano es del orden de meses o un año. Consecuentemente, y dado que el perfil de equilibrio depende de la altura de ola, se refleja en cambios significativos a lo largo de un año dependiendo del clima marítimo de verano e invierno.

Como se verá más adelante, la forma en planta viene definida principalmente por la oblicuidad del oleaje incidente, y en órdenes muy inferiores por la altura de ola y período (Peralte de la ola). Lo cual quiere decir, que para una playa encajada que se encuentre en equilibrio, bajo una dirección de oleaje predominante y dentro de las escalas espaciales definidas; si ésta experimenta un cambio importante en la incidencia del oleaje, necesitará al menos del orden de una semana a un mes, con el mismo oleaje (dirección), para conseguir ajustarse a la nueva forma en planta de equilibrio. La velocidad de este proceso está relacionado con el tamaño de la bahía, el período de las olas y la magnitud del cambio de ángulo de incidencia.

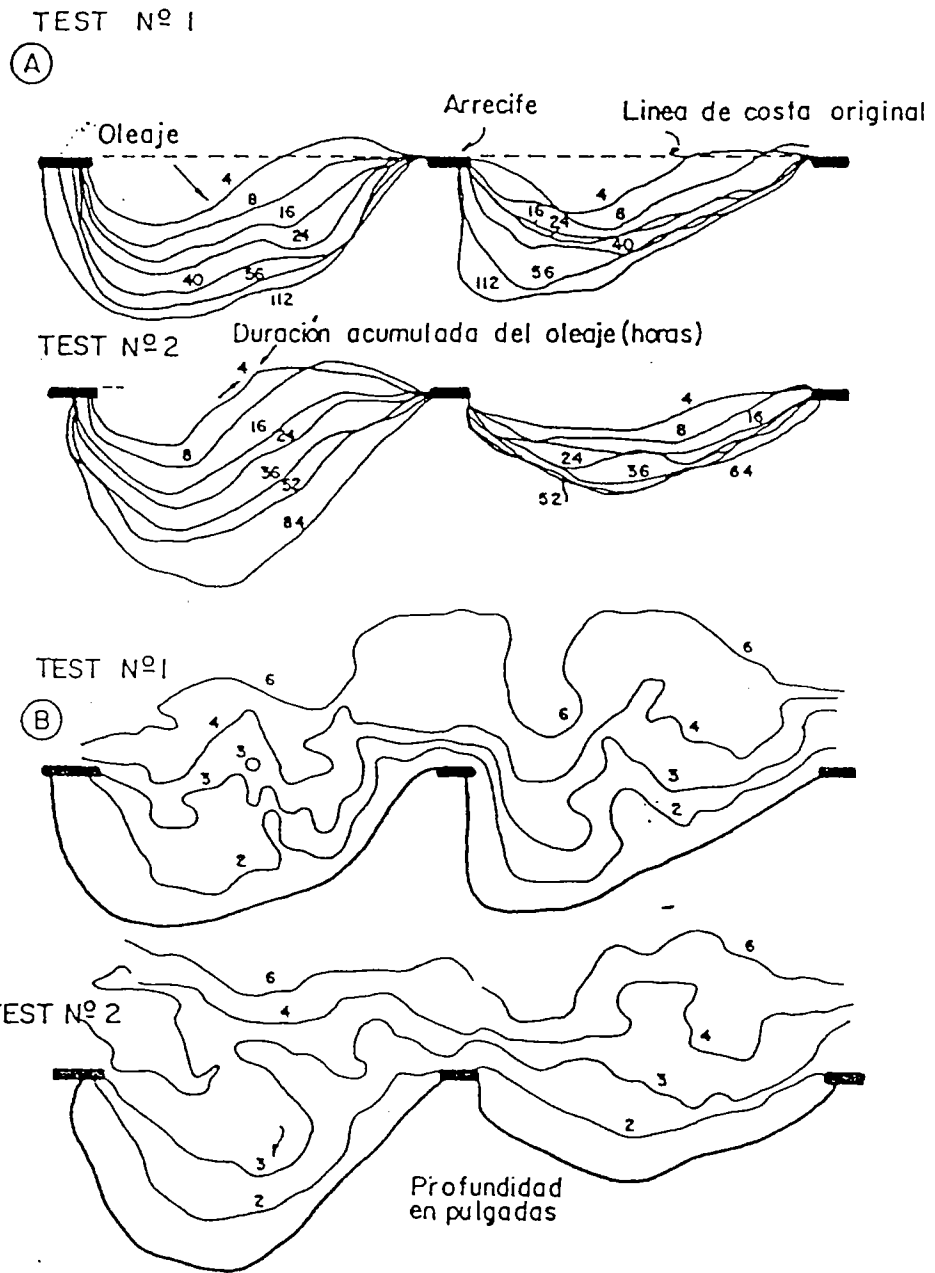


Fig. 3.4      Ensayos realizados por Silvester (1960).

### 3.3. REVISIÓN DE FORMULACIONES EXISTENTES

#### 3.3.1 Estado del arte

Geólogos y Geógrafos fueron los primeros interesados en estudiar las formas de las bahías, pero su característica de estabilidad fisiográfica fue reconocida, por primera vez, por Jennings (1955). Daules (1958) investigó la importancia de la refracción y Daves (1964) la importancia del swell. Mashima (1961), estudió bahías como cuerpos de agua cerrados tal como la bahía de Tokyo, de donde derivó vectores de energía del oleaje para diferentes velocidades de viento, duración y fetch. Dentro de los resultados obtuvo formas de medias elipses cuyo eje mayor se relacionaba con la forma en planta de la bahía y que él denominó formas parabólicas. Yasso (1965) midió las formas en planta de cuatro bahías en las costas Este y Oeste de los Estados Unidos de América y mostró que se aproximaban a una espiral logarítmica.

El interés de estas formas desde el punto de vista de la ingeniería de costas se basa en su estabilidad. El primero en estudiar, desde el punto de vista ingenieril, las formas en planta de playas formadas al resguardo de obstáculos fue Silvester (1960), quien realizó ensayos en un modelo físico de una playa recta encajada entre dos obstáculos bajo la influencia de un oleaje a 45° sin el suministro adicional de sedimentos. El resultado fue la denominada bahía de medio corazón, donde las únicas variables que definían la forma de la bahía curva eran la oblicuidad del oleaje y la distancia entre el punto de control "aguas arriba" y el arrecife "aguas abajo" (fig. 3.4). (Es necesario aclarar, que en este estudio, se emplea el término "aguas arriba" para referirse a la zona cercana al punto de control, de la misma manera, el término "aguas abajo", se empleará para referirse a la zona de playa con mayor exposición al oleaje en cercanías del apoyo lateral y final de la playa). Silvester supervisó una serie de ensayos sobre la formación de bahías en equilibrio en el Asian Institute of Technology, Bangkok (Vichetpan 1969; Ho 1971) bajo el nombre, playas de forma creciente, "crenulate shaped bays". De estos modelos se obtuvo relaciones entre el parámetro de la bahía y la oblicuidad del oleaje y comprobaciones que apoyaban la espiral logarítmica de Yasso (1965). Sin embargo, seguía resultando problemática la elección del origen de la espiral logarítmica. Es importante aclarar que en los ensayos realizados por Ho (1971), las playas encajadas llegaban a una situación de equilibrio estático de máxima saturación, es decir, la playa contenía el máximo volumen de arena que le permitían sus contornos. Silvester y Ho (1972) con base en las medidas hechas en modelo físico por Ho (1971) y mediciones en playas naturales, concluyen que la difracción y refracción del oleaje influyen significativamente en la forma final. El fenómeno de la difracción del oleaje al rebasar el saliente se ve complementado por el de la refracción al encontrarse en su avance con pequeñas profundidades. El

resultado es la modificación de la línea circular que se obtendría si solo considerara la difracción. Muy cerca del saliente, en la zona de sombra, la difracción determina la forma en arco de círculo, pero rápidamente se tiende a una espiral logarítmica (Yasso, 1965), fig. 3.1.

Silvester, después de las pruebas en modelos reducidos demostró que la constante de la ecuación de la espiral logarítmica, la cual se presenta más adelante, se aproxima a un valor óptimo para la forma de equilibrio de la bahía, siendo función directa de la oblicuidad del oleaje incidente, Silvester (1970b). Sus observaciones le llevaron a la conclusión de que la línea de costa tenía tres zonas de curvaturas distintas:

- Un arco circular a resguardo del punto de control situado aguas arriba en el sentido del transporte.
- Una zona intermedia cuya forma es la de la espiral logarítmica.
- Un segmento tangente al anterior que se prolonga en forma recta en el sentido del transporte, hacia el siguiente saliente.

En la evolución hacia el equilibrio en los ensayos, la alineación de la playa recta, inicialmente entre salientes cambió hasta una dirección paralela a las crestas de las olas que llegaban, implicando un cambio angular de la oblicuidad original de la costa.

Igualmente, observaron que la velocidad de consecución de la estabilidad variaba con la longitud de la onda, las más largas (que contienen una mayor energía por longitud de onda) llegaban a la forma de equilibrio más rápidamente que las cortas.

También se observó que las playas encajadas se encontraban en equilibrio estable cuando la parte final de la playa era paralela al frente del oleaje en el punto de control, rompiendo las olas simultáneamente a lo largo de la costa y siendo el transporte de sedimentos prácticamente nulo.

A la luz de las definiciones e hipótesis planteadas en la sección anterior, Silvester (1970b) propuso una forma en espiral logarítmica para la planta de equilibrio. También propuso un criterio para definir el punto final de la playa, pero existía el problema acerca de la localización del centro de la espiral. Este modelo era válido para playas encajadas en condiciones de saturación de arena.



Garau (1973a, 1973b) basándose en observaciones de diversas playas del litoral mediterráneo español, define las formas en planta de las playas a través de sus procesos de llenado y vaciado, teniendo en cuenta el volumen de sedimento que conformaba las playas. La curva límite de llenado debido a oleaje circular sería una circunferencia de centro en el punto de difracción. La curva límite de vaciado sería una espiral logarítmica con centro en el polo de difracción. Así mismo, afirma que el ángulo característico de la familia de espirales de vaciado depende fundamentalmente del rozamiento de las arenas en el fondo y lo generalizó como  $30^{\circ}$ , a diferencia de Silvester (1972) quien define este ángulo en función de la oblicuidad del oleaje incidente.

A la luz del modelo planteado por Silvester (1970b), el modelo de Garau solo tenía en cuenta una sola incidencia del oleaje ( $30^{\circ}$ ), definía para todas las playas la misma forma de espiral, cambiaba únicamente las dimensiones y proponía como punto de control el polo de difracción, lo cual es un problema cuando este punto no es muy claro de ubicar.

Le Blond (1972), derivó las ecuaciones para el transporte litoral en playas circulares a partir de las ecuaciones de Longuet-Higgins y Stewart (1969) y mostró que la línea de costa resultante tendía a una espiral logarítmica en cercanías de la zona del punto de control "aguas arriba", pero no pudo explicar el porqué de este fenómeno. Le Blond (1979) confirmó este resultado calculando el tiempo de arribo de las ondas difractadas en el punto de control, con ondas propagándose en profundidades reducidas rompiendo simultáneamente a lo largo de la playa.

Dean (1978), presentó un método para el cálculo de la planta de equilibrio en playas encajadas. Este método considera que los contornos de la forma en planta resultante coinciden con las líneas de igual fase del oleaje incidente. Se aplica en playas con un área de acceso al mar (o abertura) relativamente estrecha, oleaje normal y oblicuo, pudiéndose también aplicar para costas en forma de espiral con aberturas amplias.

Silvester (1970a, 1976, 1978) intentó durante muchos años desarrollar una técnica de diseño con la espiral logarítmica, pero con grandes problemas en algunos casos de playas naturales probablemente ocasionados por la dificultad de empleo debida principalmente, a la ubicación del polo, el cual no estaba definido.

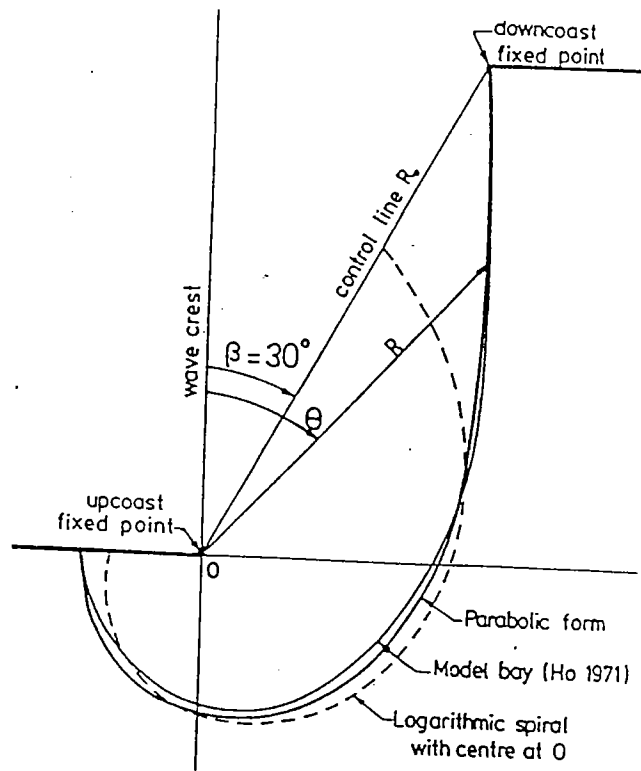
Berenguer y Enríquez (1988) analizaron diversos parámetros tanto de la forma en planta como de la forma del perfil y de la distribución de sedimentos en 24 playas

encajadas de la costa Mediterránea española y propusieron algunas consideraciones prácticas para el diseño de dichas playas encajadas.

Hsu et al (1987) analizando de nuevo datos experimentales de playas encajadas en equilibrio, encontraron que las espirales logarítmicas, cuando su origen coincidía con el punto de control, se ajustaban bien a la zona curva de la línea de costa, detrás del punto de control "aguas arriba", pero se desviaba en la parte recta en la zona "aguas abajo", (fig. 3.5).

En ese trabajo, plantearon un modelo parabólico cuyo origen se localizaba en el punto de control "aguas arriba", donde se genera la difracción del oleaje, fig. 3.5. Asumieron que las crestas de las olas en la dirección predominante eran paralelas a la parte tangente de la playa "aguas abajo" y trazaron radio vectores formando un ángulo  $\theta$  con el frente pasando por el punto de control. Para ello definieron como línea de control el vector  $R_0$ , con ángulo  $\theta = \beta$ , donde  $\beta$  se define con la incidencia del oleaje y la línea de control.

A continuación, realizaron gráficos de  $R/R_0$  frente a  $\theta/\beta$ , fig. 3.6., con lo cual ajustaron el modelo, pero observaron que para grandes valores de  $\beta$  y  $\theta$  los exponentes de mejor ajuste obtenidos cambiaban, concluyendo que esta relación no se consideraba universal. Sus gráficos (figs. 3.6. y 3.7.) se elaboraron con los datos de ensayos de Ho (1971) y datos de playas encajadas saturadas de arena y bahías en zonas de islas y penínsulas de la costa australiana donde se podía asumir que el aporte de sedimento por ríos es mínimo, pudiéndose afirmar que se encontraban en equilibrio estático. También encontraron relaciones geométricas de la bahía que fueron denominadas "tasas de penetración"  $a/R_0$ , donde,  $a$ , se medía normalmente a la línea de control, fig. 3.8 y la distancia  $R_0$  en función de la oblicuidad  $\beta$ . Si estas relaciones en una bahía difieren de las dadas en la fig 3.8, significa que la bahía no se encuentra en equilibrio estático y si se corta el suministro de sedimento esta retrocederá hasta su posición de equilibrio definida por la figura. Estas relaciones fueron dadas como una forma de comprobación.



**Fig. 3.5**

Comparación de las formas parabólicas, espiral logarítmica y ensayos de (Ho 1971). (Silvester y Hsu, 1993).

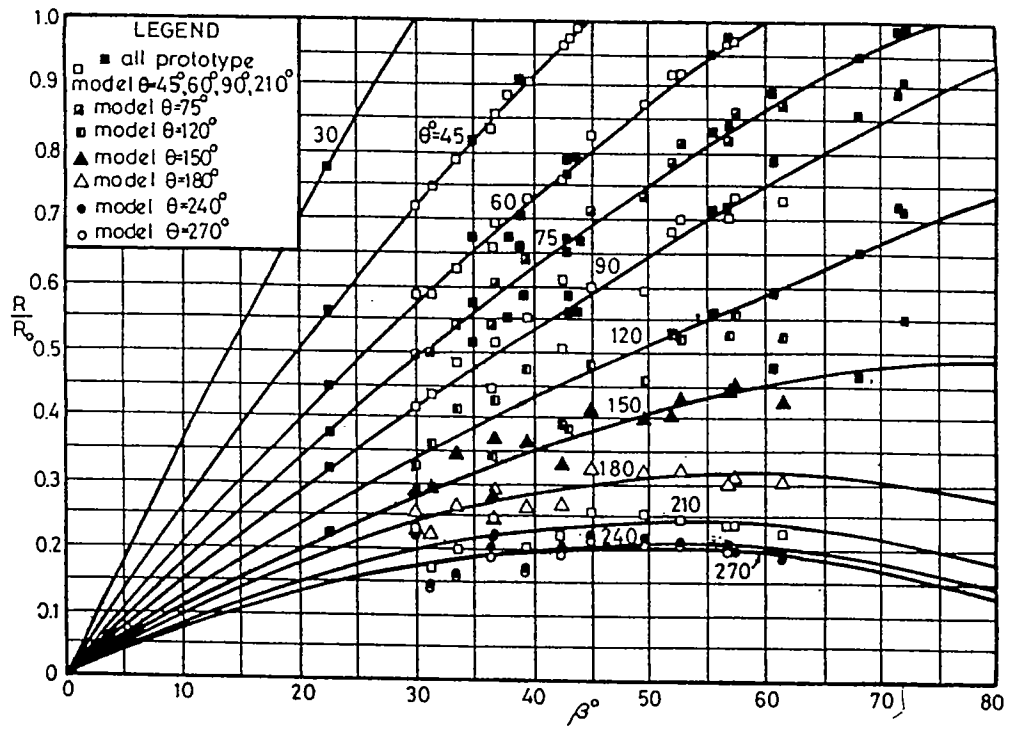


Fig. 3.6  $R/R_0$  versus  $\beta$  para una rango de  $\theta$ . (Silvester y Hsu)

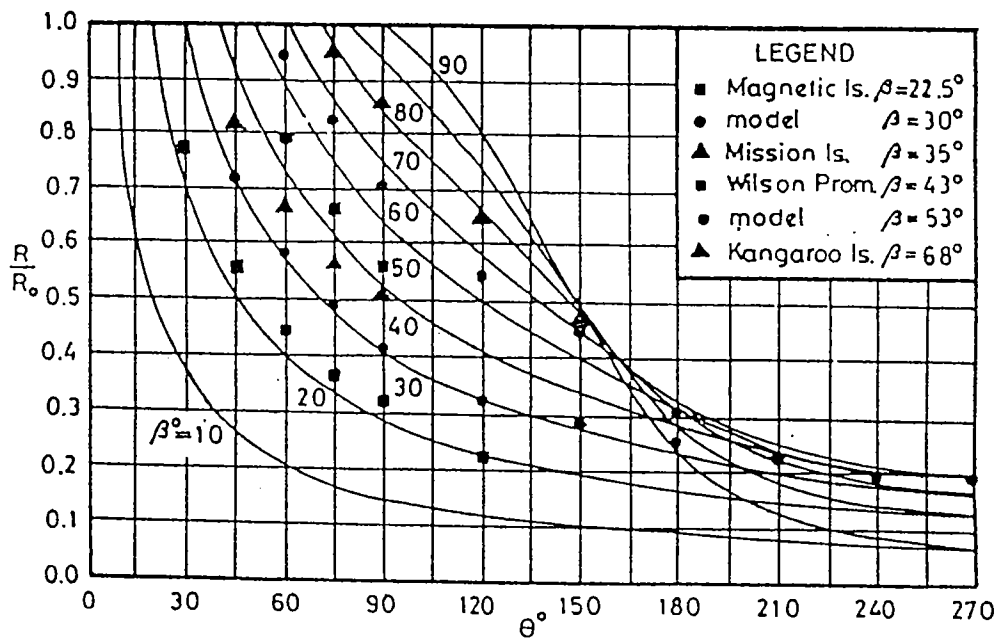


Fig. 3.7  $R/R_0$  versus  $\theta$  para un rango de  $\beta$ . (Silvester y Hsu, 1989).



Hsu y Evans (1989), derivaron una función parabólica, modelo que se verá en detalle más adelante. Dicha expresión se ajustaba bastante bien a las líneas de playa en bahías en equilibrio, empleando la misma filosofía del modelo de Hsu et al (1987). Este modelo predice bien las zonas que la espiral logarítmica no es capaz de representar. Tampoco incluyen la altura de ola, período, características del perfil de playa ni el material que lo compone. El parámetro principal es la oblicuidad y la localización de los puntos de control. La fig. 3.5, presenta una comparación del modelo parabólico, el espiral logarítmico y los resultados del modelo físico de Ho (1971).

Este modelo, tal como lo manifestó Hsu era versátil y aplicable en bahías reales. Aunque algunas pruebas en modelos han mostrado que las constantes  $C_i$  ajustadas a partir del modelo varían con el peralte de la ola, esta variación es difícil de definir. A efectos ingenieriles el emplear un modelo solamente en función de la incidencia  $\beta$  simplifica notablemente el trabajo. En general, se asume que el oleaje de swell es de poco peralte y su omisión en el modelo no influye. Dentro de los problemas de aplicación de este modelo se encuentra la definición del punto "aguas abajo", el cual algunas veces no es claro, influyendo sobre la longitud de la línea de control ( $R_0$ ) y la oblicuidad del oleaje  $\beta$ . Una forma de ubicarlo es encontrando el punto de tangencia del frente del oleaje en el punto de control con la línea de playa. Otro problema es la ubicación del punto de control, el cual Hsu recomienda tomar en el punto de difracción. Muchas veces este punto no es fácil de ubicar dadas las características del contorno, no siendo válido este criterio en playas no saturadas de arena como más adelante se mostrará. Algunas fotografías aéreas muestran la línea de crestas rompiendo en la playa. Utilizando una línea tangente a estas el valor de  $\beta$  obtenido podría ser erróneo, porque éste podría ser el oleaje justo después de una tormenta o un oleaje no representativo del swell que forma dicha playa. Además no es necesariamente correcto afirmar, que cuando se alcanza la forma en planta de equilibrio, los frentes del oleaje son paralelos a la playa. Por tanto, las crestas de olas determinadas visualmente a partir de fotografías no son recomendables para determinar  $\beta$ . También se trató de ajustar las expresiones  $a/R_0$  y  $\theta_c$ , similares a las de Hsu et al. (1987).

Tan y Chiew (1994) realizaron una serie de ensayos de playas encajadas en equilibrio estable, adoptando el método propuesto por Hsu y Evans (1989). El objetivo de la investigación era determinar la influencia de los diferentes parámetros que intervienen dentro del estudio. Tan y Chiew (1994), emplearon separadamente dos tipos de sedimento  $D = 0.25$  mm y 1.0 mm, variando la longitud, espaciamiento y orientación de los diques en el punto de control y "aguas abajo", utilizaron olas de

diferente amplitud, período, un amplio rango de ángulos de incidencia ( $5^{\circ}$  a  $89^{\circ}$ ) y estudiaron la formación de las bahías con y sin suministro de sedimento.

Realizaron un seguimiento de los perfiles de playa a intervalos regulares hasta que el estado de equilibrio estático o dinámico era alcanzado, bajo condiciones de saturación de arena en la playa. Dicho artículo, incluye la primera parte del análisis de esta información donde aparecen las conclusiones relativas a playas en equilibrio estático sin suministro de arena. La información de los ensayos en equilibrio dinámico se encuentra actualmente en estado de proceso.

Dentro de los resultados obtenidos se concluye que el efecto del material de la playa, las características de la ola sin incluir su oblicuidad, la pendiente de la playa y el espaciamiento y localización de diques, no influye en la forma en planta expresada en términos adimensionales de  $R/R_0$  y  $\beta/\theta$  (modelo parabólico). Tan y Chiew (1994), explican este comportamiento, argumentando que el equilibrio final de la forma y tamaño de una playa encajada en la zona interior del punto de control es el resultado de la redistribución de energía en esa zona y la respuesta del material de la playa a ésta, en tanto se mantenga constante la dirección del oleaje incidente. Un incremento o decremento en la magnitud de la altura de ola causa la formación de bahías más grandes o más pequeñas, respectivamente. Sin embargo, la forma de redistribución de la energía del oleaje sobre una playa grande o pequeña es similar, por tanto, tendrán una geometría similar en planta. De la misma forma una playa con sedimento más erosionable en términos de tamaño y densidad específica, generará playas más grandes que una playa con material más grueso; pero ambas con una geometría similar.

Como resultado, si se toma las variables de forma adimensional  $R/R_0$  y  $\beta/\theta$ , no importa tener en cuenta el tamaño del sedimento, altura y período del oleaje.

Tan y Chiew (1994), substituyeron los tres coeficientes del modelo de Hsu y Evans (1989) por una única variable,  $\alpha = f(\beta)$ , por medio de un simple desarrollo matemático. En cuanto a la localización del punto de control y punto final "aguas abajo" de la planta de equilibrio, el trabajo de Tan y Chiew no aporta ninguna idea adicional a la planteada por Hsu et al. (1987).

En la actualidad el modelo parabólico de Hsu y Evans (1989) es el más utilizado en el campo de la ingeniería de costas, dada la simplicidad de la función que la define. Más aún, el propio Silvester aconseja utilizar el modelo parabólico en lugar del modelo de espiral logarítmica. La aplicación de estas herramientas en playas naturales no tiene muchos problemas porque se busca el centro de la parábola o espiral logarítmica por prueba y error hasta que ajuste; el problema surge cuando se

quiere predecir el comportamiento de la planta en equilibrio de una playa que se desea diseñar.

### 3.3.2 Modelos de forma en planta de equilibrio

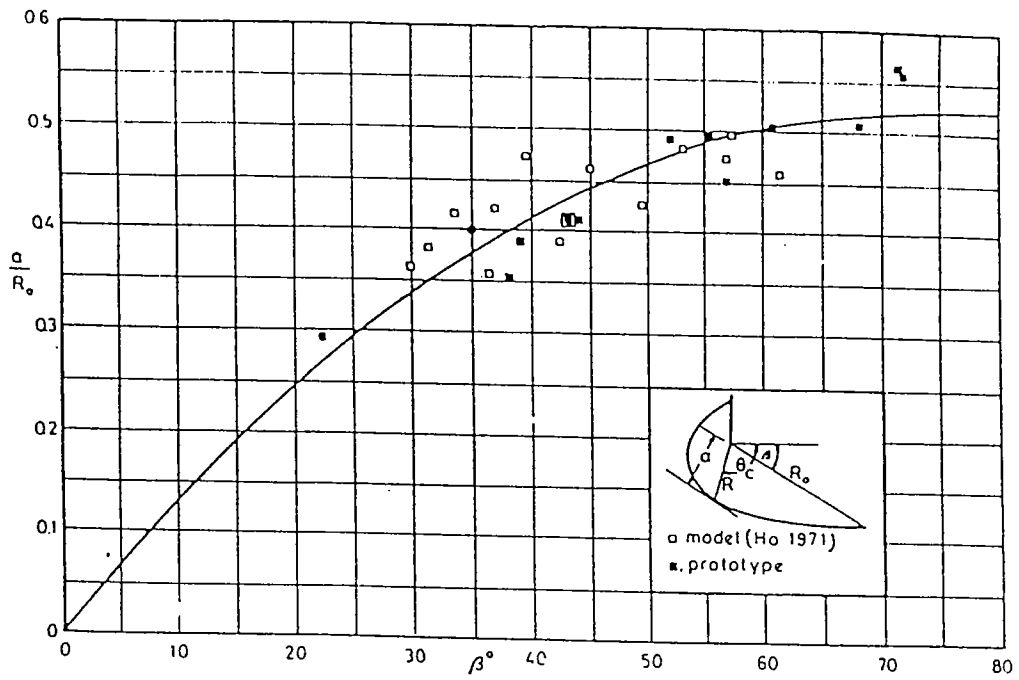
#### 3.3.2.1 *Espirales Logarítmicas (Silvester, 1970).*

Tal como se dijo anteriormente, Yasso (1965) afirmó que la curva de la forma en planta de una playa encajada "crenulate shaped bay", puede ser definida por una espiral logarítmica; afirmación que posteriormente comprobó Silvester (1970). Un esquema de la definición de tal espiral se presenta en la fig. 3.9, cuya ecuación se define como:

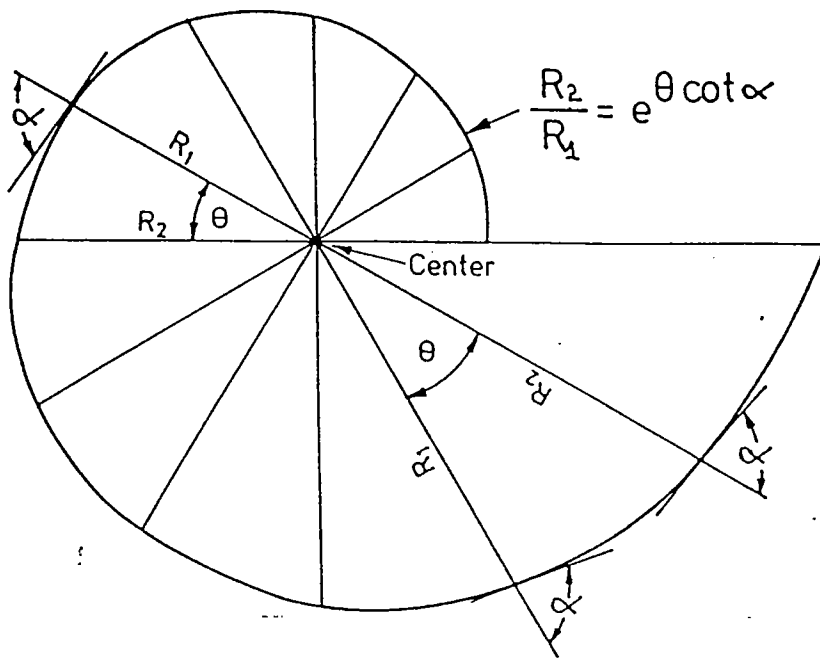
$$\frac{R_2}{R_1} = e^{\theta \cot \alpha}$$

Donde  $\theta$  es el ángulo entre los Radios  $R_2$ ,  $R_1$  y  $\alpha$  es el ángulo constante entre cada radio y la tangente a la curva.

De acuerdo con Yasso (1965) el centro de la espiral logarítmica no puede localizarse en el punto de control "upcoast headland", donde se genera la difracción. La ubicación del centro estaba en un rango de entre 0.3 a 2000 m en los cuatro casos que presentó, en los cuales no se tenía en cuenta la oblicuidad del oleaje. Empleando el concepto de espiral logarítmica, Silvester (1970), demostró a partir de datos del modelo de Vichetpan (1969), que la relación  $R_2/R_1$  y  $\alpha$  cambiaban a medida que la bahía iba erosionándose desde una playa inicial recta hasta una playa curva en equilibrio. Dado que  $\alpha$  define la curvatura de la espiral se encontró un valor de  $\alpha$  para una condición de equilibrio relacionada con la oblicuidad del oleaje  $\beta$ ,



**Fig. 3.8** Relación  $a/R_0$  versus la oblicuidad  $\beta$ . (Silvester et al., 1989).



**Fig. 3.9** Esquema que define la espiral logarítmica.



definiendo  $\beta$  como el ángulo entre el frente de ola y la línea que une el punto de control y el saliente "aguas abajo", que de otra forma es también el ángulo entre la parte recta de la playa "aguas abajo" y dicha línea, fig. 3.10. A partir de los ensayos de laboratorio realizados por Vichetpan (1969), Ho (1971) y playas naturales en Australia, Silvester (1970, 1974) presentó la figura 3.11 para el diseño o verificación del equilibrio estático de bahías, donde se tiene una relación de  $\alpha$  con la incidencia oblicua  $\beta$  entre ( $0^\circ$  y  $80^\circ$ ) y una relación de  $a/b$  con respecto a la oblicuidad. Dado que en algunos casos de bahías reales es difícil definir la espiral logarítmica, estas relaciones  $a/b$  pueden dar al ingeniero una idea de si la playa está en equilibrio o de cuánto retrocederá hasta lograr su equilibrio en el caso de que le sea cortado el suministro de arena.

### 3.3.2.2 Modelos Parabólicos (Hsu et al., 1989).

Utilizando los ensayos de Ho (1971) y algunas bahías naturales en Australia, Hsu y Evans (1989) ajustaron las curvas de la fig. 3.6 y fig. 3.7., a partir de las cuales derivaron el siguiente polinomio:

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

Esta ecuación de segundo orden es suficiente para describir gran parte de la forma en planta de una playa encajada en equilibrio estable. Los valores  $C_0$ ,  $C_1$  y  $C_2$  varían uniformemente con  $\beta$ , como se ve en la fig. 3.12 y tabla 3.1.

Este modelo parabólico se ajusta bastante mejor que el modelo de la espiral logarítmica como puede observarse en la fig. 3.5. y fig. 3.13, comparaciones con el modelo de Ho (1971) con  $\beta = 30^\circ$  y  $\beta = 57.5^\circ$  respectivamente. En casos reales como el de la Bahía de Magnetic Island, Queensland, Australia, fig. 3.14, con  $\beta = 22.5^\circ$  se aprecia cierta diferencia para valores grandes de  $\theta$  cerca del punto de control, aspecto que Silvester justifica diciendo que es debido al lento movimiento del sedimento inducido por olas muy pequeñas en esta región y a la fricción a lo largo del dique.

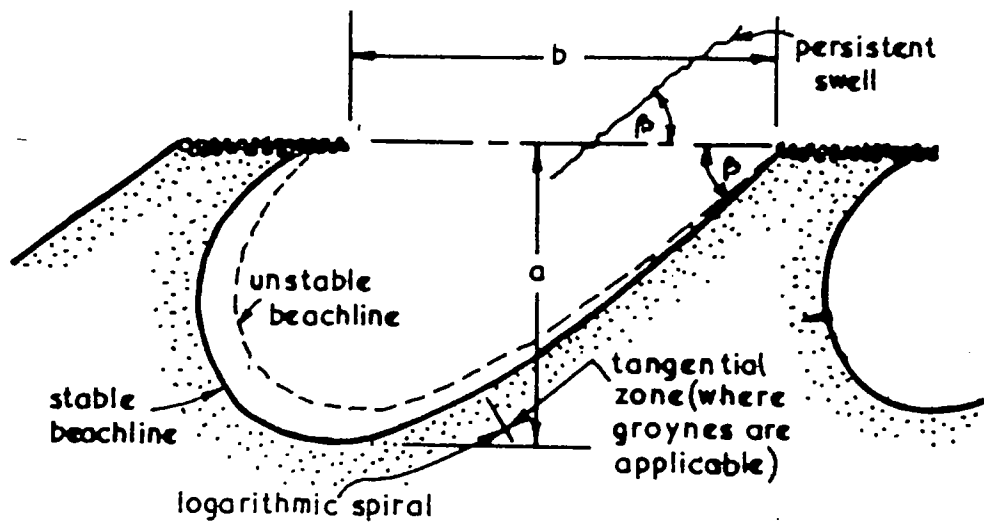


Fig. 3.10 Esquema de una playa encajada "crenulate shaped bay".

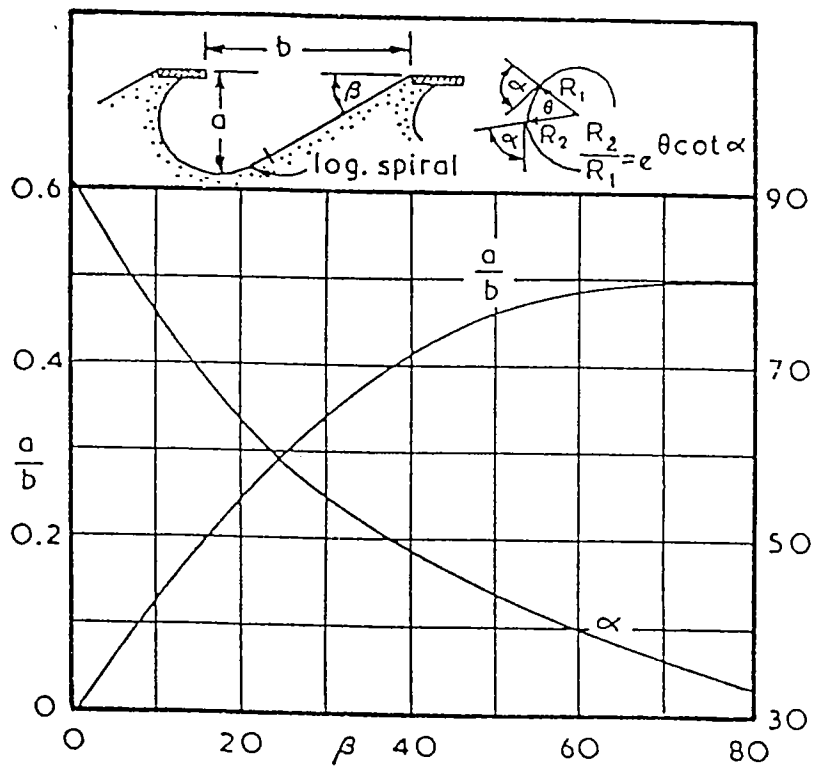


Fig. 3.11 Relación entre  $\alpha$  y la oblicuidad  $\beta$ .

TABLA 3.1

$\beta^\circ$	Coeficientes			Valores de $R/R_0$ para $\theta^\circ =$							
	$C_0$	$C_1$	$C_2$	30	45	60	75	90	120	150	180
20	0.054	1.040	-0.094	0.705	0.497	0.39	0.324	0.280	0.225	0.191	0.168
22	0.054	1.053	-0.109	0.768	0.543	0.426	0.354	0.305	0.244	0.206	0.181
24	0.054	1.069	-0.125	0.829	0.588	0.461	0.383	0.330	0.263	0.222	0.194
26	0.052	1.088	-0.144	0.887	0.633	0.497	0.412	0.355	0.281	0.237	0.207
28	0.050	1.110	-0.164	0.944	0.677	0.532	0.442	0.379	0.300	0.251	0.219
30	0.046	1.136	-0.186	1.000	0.721	0.568	0.471	0.404	0.319	0.266	0.230
32	0.041	1.166	-0.210		0.763	0.603	0.500	0.429	0.337	0.280	0.242
34	0.034	1.199	-0.237		0.805	0.638	0.529	0.453	0.355	0.294	0.252
36	0.026	1.236	-0.265		0.845	0.672	0.558	0.478	0.373	0.307	0.262
38	0.015	1.277	-0.296		0.883	0.706	0.586	0.502	0.390	0.320	0.272
40	0.003	1.322	-0.328		0.919	0.739	0.615	0.526	0.407	0.332	0.281
42	-0.011	1.370	-0.362		0.953	0.771	0.643	0.550	0.424	0.344	0.289
44	-0.027	1.422	-0.398		0.983	0.802	0.670	0.573	0.441	0.356	0.297
46	-0.045	1.478	-0.435			0.832	0.698	0.596	0.457	0.367	0.304
48	-0.066	1.537	-0.473			0.861	0.724	0.619	0.473	0.378	0.311
50	-0.088	1.598	-0.512			0.888	0.750	0.642	0.489	0.388	0.317
52	-0.112	1.662	-0.552			0.914	0.775	0.664	0.505	0.398	0.322
54	-0.138	1.729	-0.592			0.938	0.800	0.686	0.520	0.408	0.327
56	-0.166	1.797	-0.632			0.960	0.823	0.707	0.535	0.417	0.332
58	-0.196	1.866	-0.671			0.981	0.846	0.728	0.549	0.425	0.336
60	-0.227	1.936	-0.710			1.000	0.867	0.748	0.563	0.434	0.339
62	-0.260	2.006	-0.746				0.888	0.768	0.577	0.441	0.342
64	-0.295	2.076	-0.781				0.908	0.787	0.590	0.449	0.345
66	-0.331	2.145	-0.813				0.927	0.805	0.603	0.456	0.346
68	-0.368	2.212	-0.842				0.945	0.823	0.615	0.462	0.348
70	-0.405	2.276	-0.867				0.963	0.840	0.627	0.468	0.349
72	-0.444	2.336	-0.888				0.981	0.857	0.638	0.473	0.349
74	-0.483	2.393	-0.903				1.000	0.874	0.649	0.478	0.348
76	-0.522	2.444	-0.912					0.891	0.660	0.482	0.347
78	-0.561	2.489	-0.915					0.909	0.670	0.486	0.346
80	-0.600	2.526	-0.910					0.927	0.680	0.489	0.343

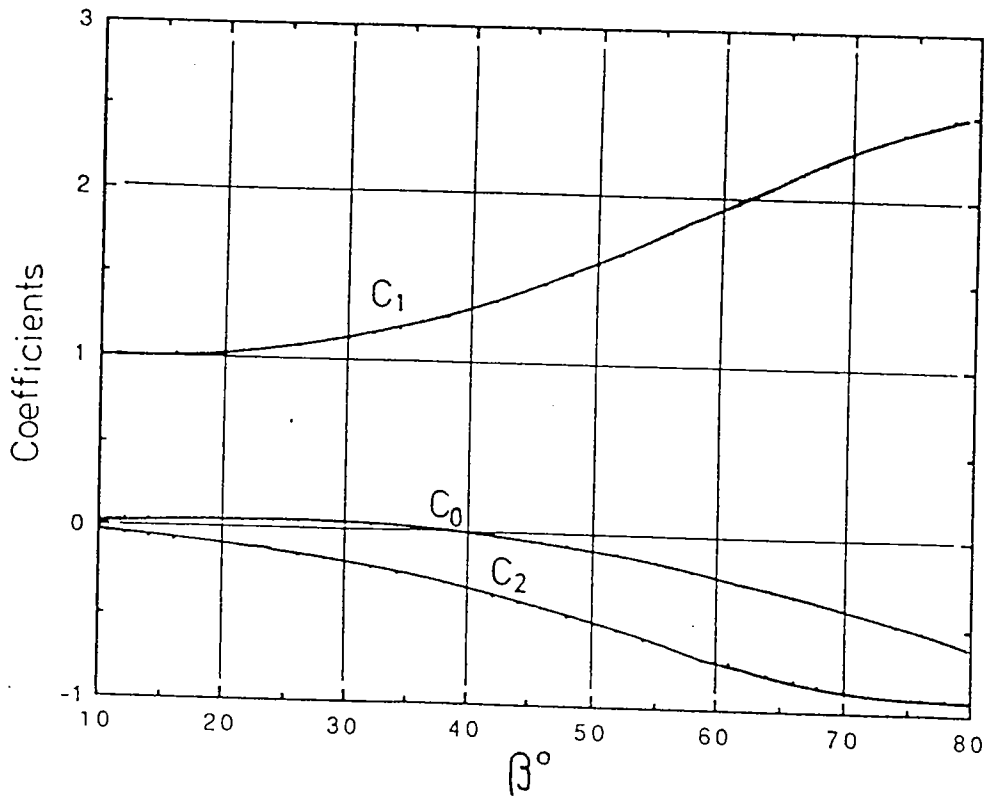


Fig. 3.12 Coeficientes  $C_0$ ,  $C_1$ ,  $C_2$  con respecto a la oblicuidad  $\beta$ .

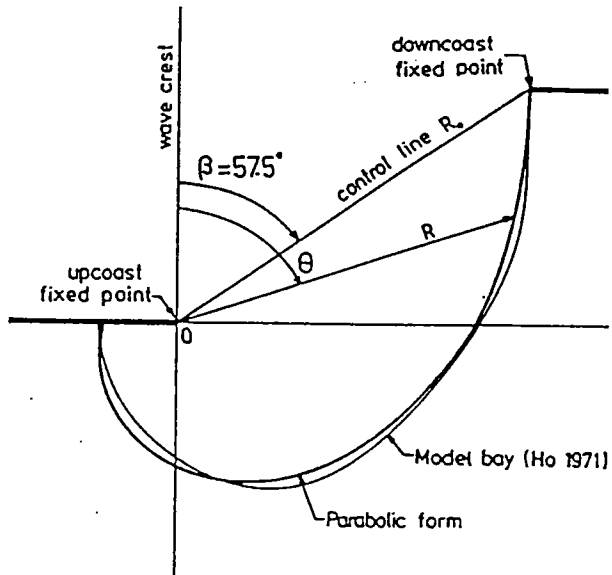


Fig. 3.13 Comparación modelo parabólico ( $\beta = 57.5^\circ$ ) con ensayos de  $H_0$  (1971). (Silvester y Hsu, 1993).

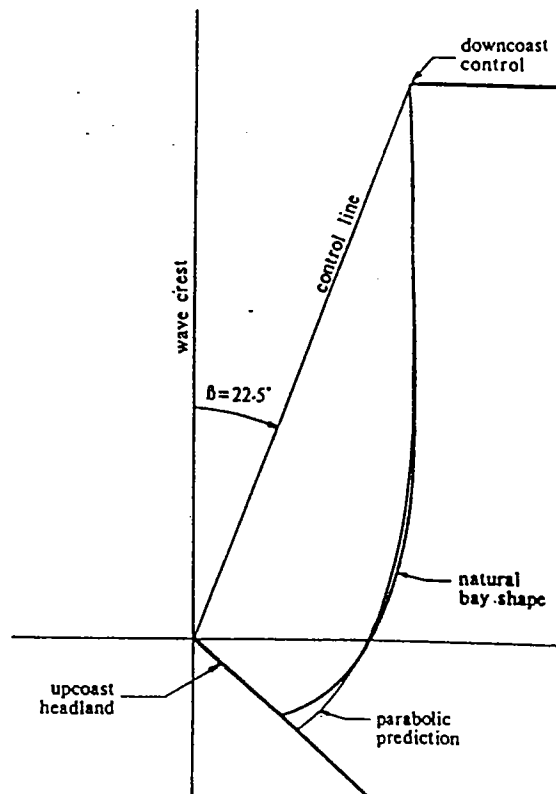


Fig. 3.14 Comparación de modelo parabólico ( $\beta = 22.5^\circ$ ) con la bahía Magnetic Island, Queensland, Australia. (Silvester y Hsu, 1993).



Algunas veces no es difícil definir el punto de control pero hay casos donde la presencia de islas o una gran península, donde no es claro el punto de difracción, hace difícil la aplicación de este modelo.

No siempre es esencial derivar la forma en planta de equilibrio para probar la estabilidad estática de una bahía. Un método alternativo es utilizar una relación del tamaño de la bahía "tasa de penetración",  $a/R_0$ , con la oblicuidad del oleaje.

(Hsu et al. 1989a, 1989b) correlacionaron  $a/R_0$  con  $\beta$  para ensayos de laboratorio y playas naturales y obtuvieron la fig. 3.15, cuya ecuación es:

$$\frac{a}{R_0} = 0.014\beta - 0.000094\beta^2$$

El cual debe ser medido en la bahía tal como se muestra en la figura.

En esta misma figura se observa el ángulo  $\theta_c$  del radio  $a$ , que también se relaciona con  $\beta$ , fig. 3.16 y tabla 3.2. A partir de los datos de las mismas fuentes la ecuación obtenida es:

$$\theta_c = 63^\circ + 1.04\beta$$

que también puede ser expresada como:

$$\theta_c - \beta = 63^\circ + 0.04\beta$$

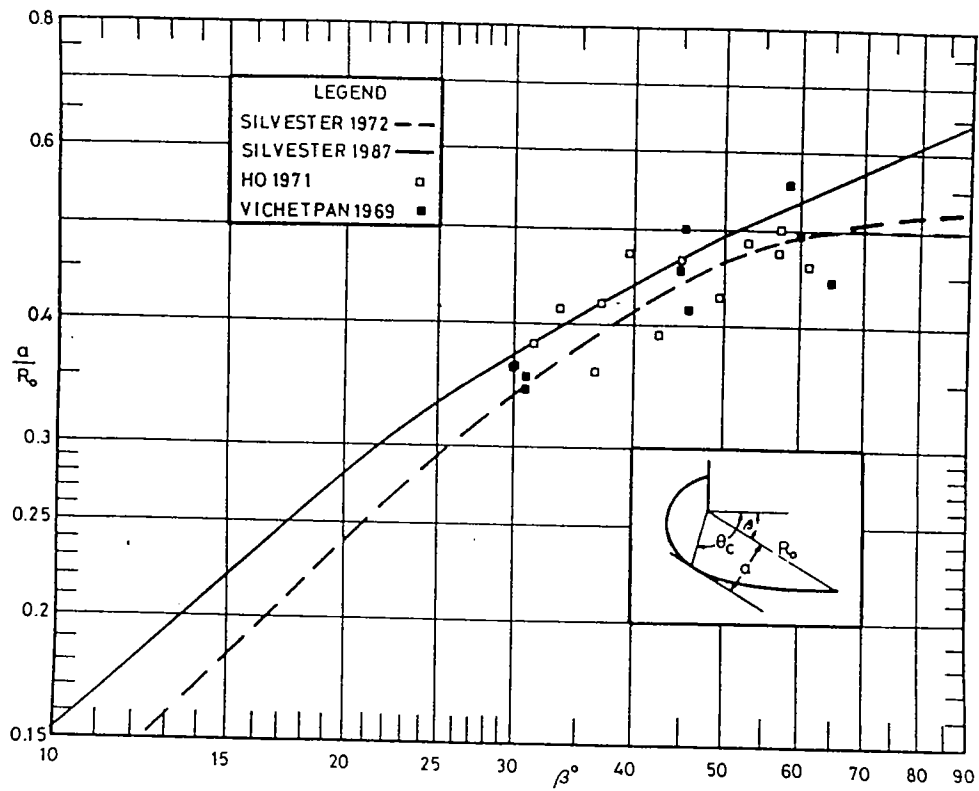


Fig. 3.15 Relación  $a/R_0$  con respecto a  $\beta$ . (Silvester y Hsu, 1993).

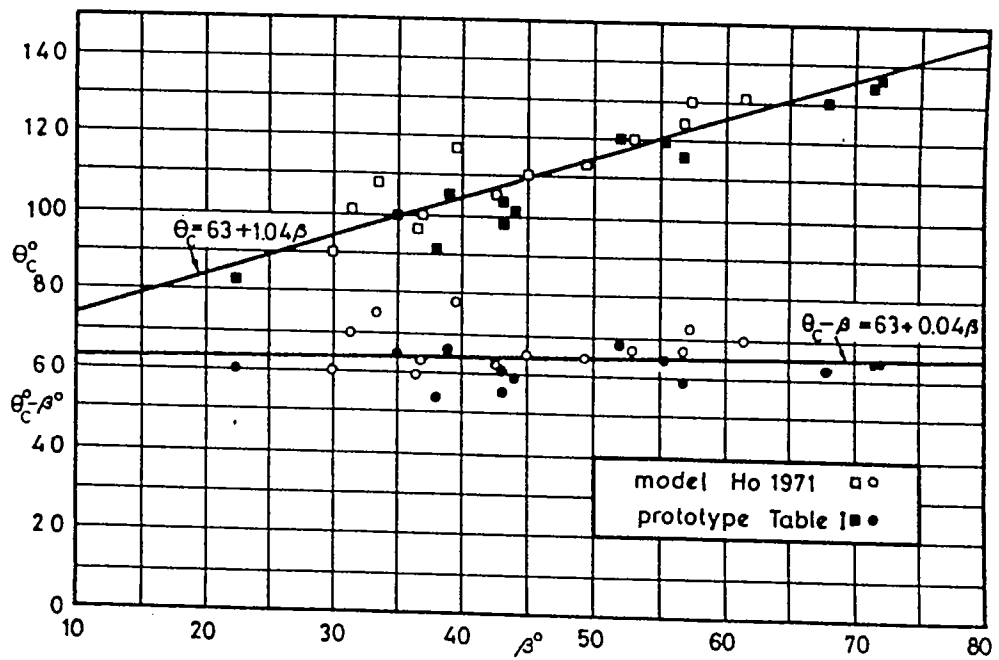


Fig. 3.16  $\theta_c$  y  $(\theta_c - \beta)$  versus  $\beta$ .

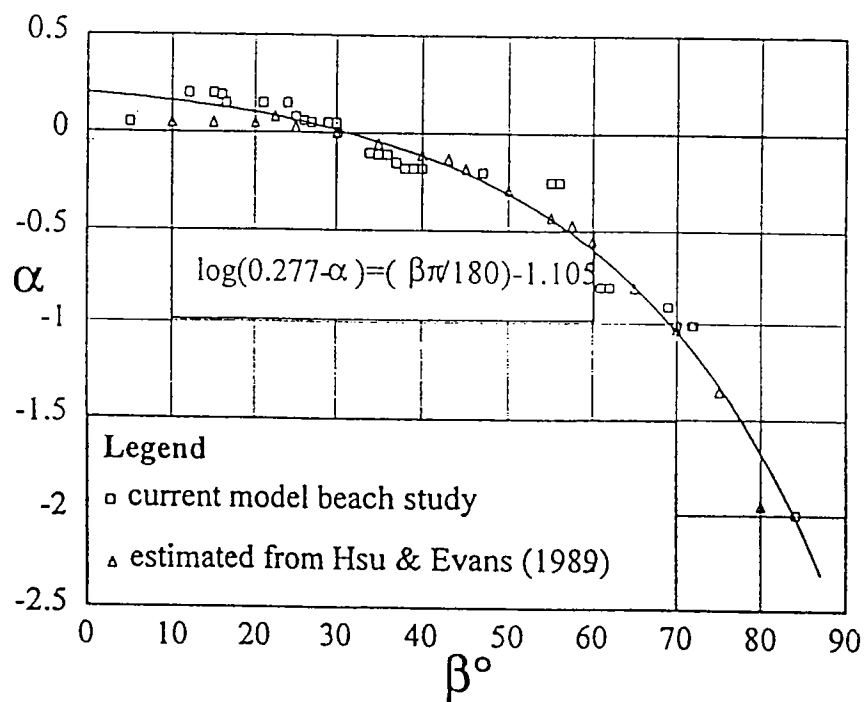
TABLA 3.2

$\beta^0$	$a/R_0$	$\theta_c^0$	$\theta_c - \beta^0$
10	0.15	73.4	63.4
15	0.22	78.6	63.6
20	0.28	83.8	63.8
25	0.33	89.0	64.0
30	0.37	94.2	64.2
35	0.41	99.4	64.4
40	0.44	104.6	64.6
45	0.47	109.8	64.8
50	0.49	115.0	65.0
55	0.51	120.2	65.2
60	0.54	125.4	65.4
65	0.56	130.6	65.6
70	0.57	135.8	65.8
75	0.60	141.0	66.0
80	0.61	146.2	66.2
85	0.63	151.4	66.4
90	0.65	156.6	66.6

Utilizando la relación adimensional parabólica propuesta por Hsu et al (1989), Tan y Chiew (1994), corroboran con sus ensayos la no influencia de la altura de ola, período, pendiente del perfil de playa y tamaño del sedimento en la forma de equilibrio en planta en playas encajadas, siendo esta función de la oblicuidad del oleaje.

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

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



**Fig. 3.17** Distribución de  $\alpha$  en función de  $\beta$ , oblicuidad del oleaje. (Tan et al. 1994).



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

$$C_2 = \alpha$$

quedando el modelo parabólico definido como:

$$\frac{R}{R_0} = [1 - \beta \cot(\beta) + \alpha] + [\beta \cot(\beta) - 2\alpha] \left(\frac{\beta}{\theta}\right) + \alpha \left(\frac{\beta}{\theta}\right)^2$$

El valor de  $\alpha = f(\beta)$  se determina a partir de los ensayos de Tan y Chiew y los datos de los modelos de Hsu y Evans (1989), obteniéndose la curva de ajuste de la fig. 3.17 y la tabla 3.3.

TABLA 3.3

$\beta$	$\alpha$
5	0.182
10	0.160
15	0.134
20	0.102
25	0.063
30	0.016
35	-0.043
40	-0.114
45	-0.201
50	-0.308
55	-0.438
60	-0.597
65	-0.792
70	-1.029
75	-1.321
80	-1.676



Este modelo es básicamente el mismo de Hsu y Evans (1989), sin embargo, tiene el inconveniente de que el ajuste de  $\alpha = f(\beta)$ , se ha realizado mediante prueba y error a partir de los datos utilizados por Hsu y Evans (1989). Por ello, la fig. 3.17 muestra una dispersión de los datos para valores muy pequeños o muy grandes de  $\beta$ , dando lugar a mayores valores de  $\alpha$ .

A continuación se incluye la metodología establecida por Hsu et al. (1989b). Para comprobar la estabilidad de una bahía dada, ya sea a partir de fotografía aérea, una carta o un plano con escala suficiente debe seguirse los siguientes pasos:

- 1.- Asumir que la tangente a la playa que pasa por el límite "aguas abajo" de la bahía es normal a la ortogonal del oleaje predominante en el área, fig. 3.5. Llevar esta tangente hasta el límite "aguas arriba" de la bahía. El punto de intersección define el punto de control donde tiene lugar la difracción. En el caso de que se conozca u observe, que debido a variaciones en la dirección del oleaje dicha tangente no es normal a la ortogonal, deberá realizarse pequeños ajustes de la tangente y consecuentemente de la ortogonal.
- 2.- En el punto de control dibujar el frente, normal a la ortogonal en ese punto o paralelo a la tangente a la playa trazada "aguas abajo", realizando cualquier ajuste que se considere necesario según se especifica en 1. A partir de esta línea se medirán los ángulos  $\beta$  y  $\theta$ . Con ello se asume que las profundidades entre los dos extremos de la bahía, a partir de la línea de control en dirección a la playa son razonablemente uniformes y que, por tanto, la propagación del oleaje es también uniforme. Cualquier bajo o irregularidad en el área puede generar extraños procesos de refracción y difracción que pueden dar lugar a divergencias entre la forma real y la obtenida en el modelo. No obstante, dichas divergencias serán pequeñas.
- 3.- Dibujar la línea de control desde el punto de control "aguas arriba" hasta el límite "aguas abajo" de la bahía, teniendo en cuenta las dificultades de su definición, Silvester et al. (1980). El ángulo que forman la línea de control y frente es la oblicuidad  $\beta$  y es similar al que forman la tangente a la playa en el punto "aguas abajo" y la misma línea de control.
- 4.- Construir desde el punto de control "aguas arriba" los radios que forman ángulos varios  $\theta$  ( $> \beta$ ) con la línea de control. Se recomienda

utilizar valores de  $\theta = 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 75^\circ, 90^\circ, 120^\circ$  y  $150^\circ$ . La longitud de cada uno de los radios  $R$ , es decir, la distancia hasta la curva que define la bahía en equilibrio estático puede obtenerse a partir del cociente  $R/r_0$  que se encuentra tabulado en las figuras 8 y 9 del artículo de Hsu et al. (1989). A partir de esta forma en planta y mediante la comparación con la forma en planta de la bahía real puede comprobarse la extensión de posibles zonas de erosión.

- 5.- Existe una alternativa al punto 4 que consiste en obtener la relación  $a/r_0$  para un  $\beta$  dado a partir de la figura 10 del mismo artículo. Una vez hecho esto dibujar una paralela a la línea de control a una distancia,  $a$ , de la misma. La bahía podrá ser dibujada entonces partiendo del límite "aguas abajo" comenzando a hacerlo mediante una paralela a la tangente en ese punto y continuando de forma asintótica a una paralela a la línea de control. La línea de costa puede ser construida incluso con mayor curvatura para completar la bahía de forma aproximada. Esta sugerencia ya fue previamente realizada cuando la espiral logarítmica era la única curva utilizada para definir la forma en planta, pero con este nuevo procedimiento presentado para el caso de equilibrio estático este segundo procedimiento debe utilizarse exclusivamente como una comprobación. A la hora de comprobar la estabilidad de una bahía existente  $a/r_0$  nos da una medida de dicha estabilidad. Si  $a/r_0$  toma valores por debajo de la curva de la figura 10 del artículo Hsu et al. (1989), es posible la aparición de más procesos erosivos. El punto de equilibrio estático no debe quedar por debajo de esta curva.
- 6.- Pueden llevarse a cabo pequeñas variaciones en el frente para observar las variaciones en la forma de la bahía si el oleaje esperado cambia de dirección durante períodos suficientemente largos en las diferentes épocas del año. Como ha sido indicado por Silvester (1984a y b), el transporte litoral y por tanto las modificaciones en la forma en planta serán grandes después de períodos de temporal. Sin embargo, son los largos períodos de swell después de los temporales los que condicionan la forma de la playa a largo plazo.

### 3.3.2.3 Conclusiones

En general, se concluye que la configuración de playas encajadas o bahías es un mecanismo eficiente en la estabilización de playas naturales o artificiales. El modelo de espirales logarítmicas, ampliamente usado a partir de los años 60, es actualmente

desaconsejado por sus propios creadores en favor del modelo parabólico. El modelo parabólico de Hsu y Evans (1989), aunque es un modelo empírico que solo depende de la oblicuidad del oleaje, representa bastante bien las formas en planta de equilibrio estático de playas encajadas en prototipos. Su principal problema se presenta en aquellos casos donde:

1. Existe un gran elemento generador de difracción, donde el punto de control no es fácil de localizar, dado que no es un punto sino una zona.
2. La parte final "aguas abajo" de la playa, es una recta donde cualquier punto puede ser el radio vector inicial,  $R_0$  y por tanto influye en el valor de  $\beta$ .
3. En la realidad, la parte final de la playa no es una línea recta, lo cual dificulta la elección del frente de ola que define el ángulo  $\beta$ .

Dado que el modelo parabólico es un ajuste meramente empírico no proporciona argumentos, para resolver las anteriores situaciones.

Un aspecto al cual no se ha hecho referencia en la literatura es el análisis conjunto del perfil en planta y perfil de playa de equilibrio, el cual es importante en el momento en que se plantea una metodología de diseño; de la misma forma que se confina lateralmente la playa, es importante definir hasta donde un perfil de playa es activo. Como se verá más adelante, en el capítulo VII, se planteará un modelo de playa en equilibrio que integre los conceptos de planta-perfil.

### 3.4 APLICACIÓN DE LOS MODELOS EXISTENTES DE FORMA EN PLANTA A LA COSTA CANTÁBRICA

#### 3.4.1 Introducción

La costa del litoral Cantábrico presenta una serie de particularidades que la convierten en una zona ideal para el estudio de playas encajadas, puesto que tiene unas condiciones de oleaje severas durante la mayor parte del año ( $\bar{H}_s = 1.4 \text{ m}$ ,  $\bar{T} = 9 \text{ s}$ ) y una marea con una carrera máxima aproximada de 5 m.

Además, la costa es muy irregular y acantilada, con grandes entrantes en los que encajan bahías, golfos, playas abrigadas o puntales de arena. Toda la costa se ve interrumpida por numerosas desembocaduras de torrentes y ríos que modifican de

manera notable la morfología y dinámica de las playas localizadas en las mismas. Los fondos costeros son arenosos frente a las desembocaduras de los ríos y rocosos en las zonas acantiladas. Ello da lugar a la formación de playas con arenas de finas a fina-media aunque esto no impide la aparición de algunas playas con material mucho más grueso e incluso con cantos. Por efecto de esta morfología y dinámica características, es posible encontrar una gran variedad de playas, con playas tanto en equilibrio estático como dinámico. Se produce además la presencia de playas artificiales o regeneradas. Todo ello convierte al Cantábrico en el lugar ideal para la validación de modelos de forma en planta de equilibrio.

### 3.4.2 Propuesta de clasificación de playas encajadas

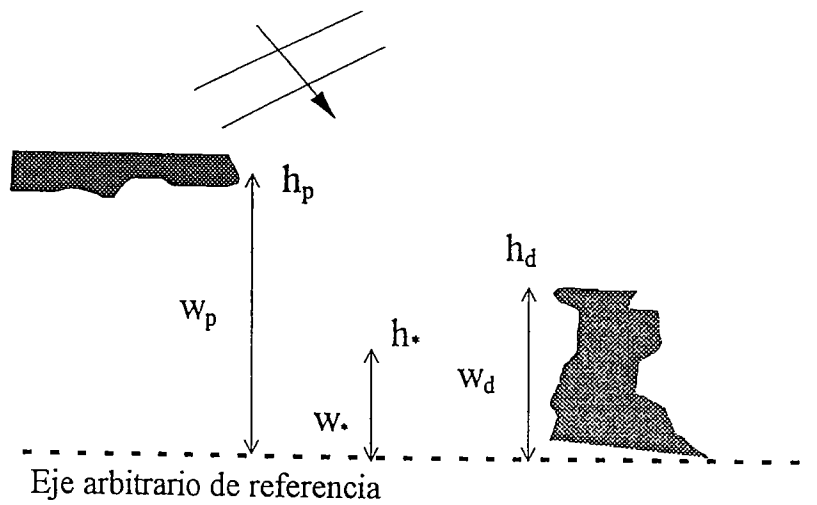
Por razones que serán desarrolladas en el capítulo siguiente, se procede en este apartado a clasificar las playas que van a ser utilizadas en la verificación de los modelos de planta de equilibrio. Esta clasificación se hace en función de parámetros geométricos y será útil cuando se analice el campo de validez de dichos modelos.

Para poder retener una playa en una bahía son necesarios unos contornos impermeables laterales y de fondo, que confinen el sedimento y eviten que la dinámica del sistema (olas, corrientes, mareas, etc.) transporten el sedimento fuera de la unidad fisiográfica.

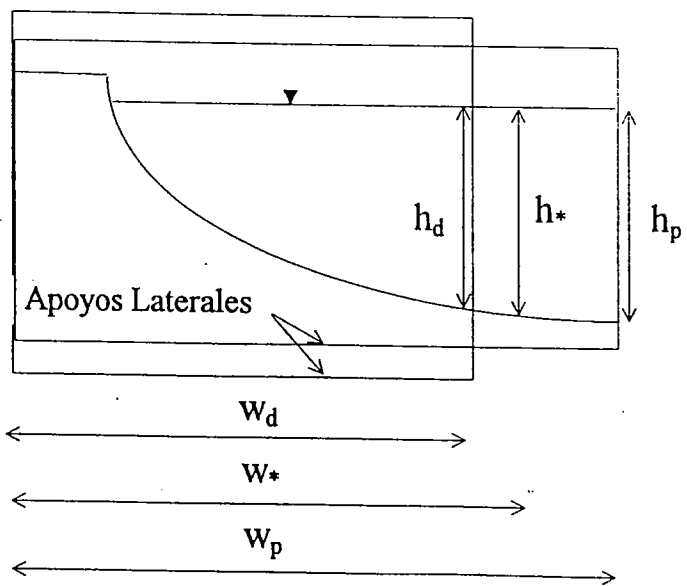
Tal como se dijo en apartados anteriores, el perfil de equilibrio en una playa se define hasta la distancia,  $w_*$ , cuya profundidad de cierre es,  $h_*$ , fig. 3.18. Esta longitud de perfil debe estar confinada lateralmente si se desea mantener una playa encajada con un volumen de arena dado, en equilibrio estático o dinámico.

Los contornos impermeables se definen, una vez establecido un eje de referencia arbitrario, en función de los siguientes parámetros, fig. 3.18. Se define como  $w_p$  a la distancia entre el eje de referencia y el límite lateral de la playa en el lado del oleaje incidente. En este límite se encuentra el punto de control caracterizado por su profundidad,  $h_p$ . Por último, el apoyo lateral opuesto se define mediante su distancia,  $w_d$ , y la profundidad correspondiente,  $h_d$ .

A continuación, y con base en estos parámetros geométricos, se propone una clasificación que se considera, diferencia los casos más característicos presentes en playas encajadas.



**PLANTA**



**PERFIL**

**FIG. 3.18 ESQUEMA GENERAL DE LA PLANTA Y EL PERFIL.**

Las playas serán clasificadas en tres grupos dependiendo de la relación de las distancias  $w_*$ ,  $w_p$  y  $w_d$ . En adelante cuando se haga referencia a las profundidades,  $h_*$ ,  $h_p$  y  $h_d$ , indirectamente se hace referencia a las distancias  $w_*$ ,  $w_p$  y  $w_d$  respectivamente.

**CASO 1:**  $h_* < h_d \leq h_p$      $h_* < h_p < h_d$

En este caso se tiene apoyos lo suficientemente largos y/o intersección del perfil con el fondo rocoso.

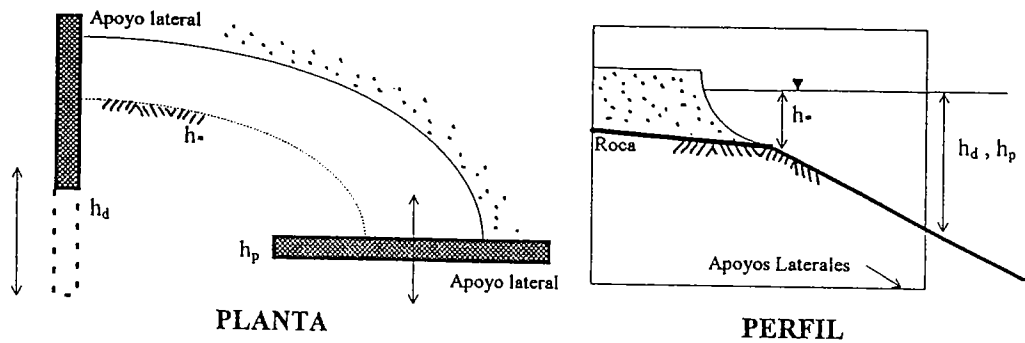
En este caso la playa puede estar saturada de arena cuando intercepta en el fondo roca con pendiente mayor a la media del perfil, fig. 3.19a y no saturada tanto para una playa de solo arena o intersección con roca de menor pendiente, fig. 3.19b y c respectivamente.

**CASO 2:**  $h_d \leq h_* < h_p$

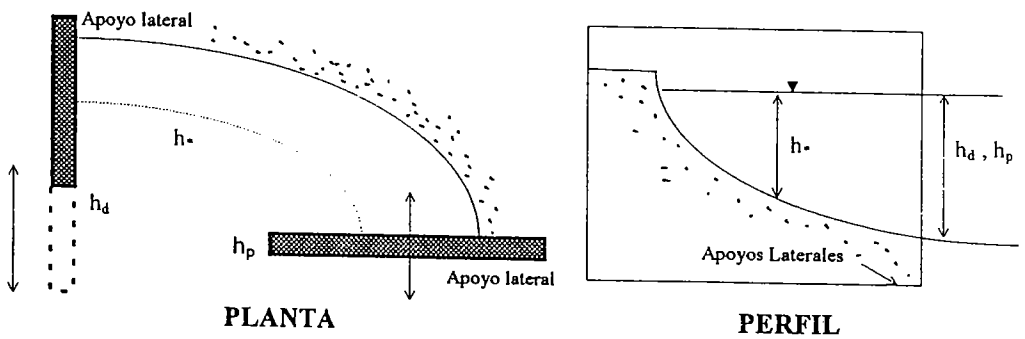
Este es un caso donde hay saturación de arena, tanto para el perfil únicamente de arena, fig. 3.20a, como el que interseca la roca, fig. 3.20b. En este caso el límite del avance de la playa es el contorno "aguas abajo".

**CASO 3:**  $h_p \leq h_* < h_d$

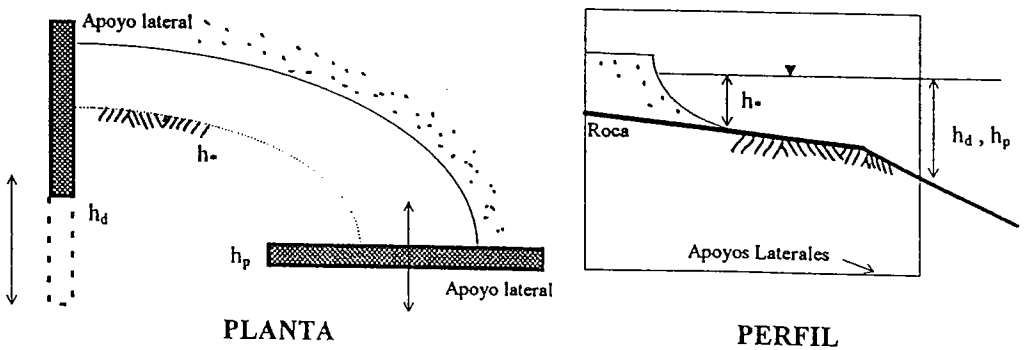
Caso saturado de arena, donde el límite es la posición del apoyo en el punto de control, tanto para la playa de solo arena, fig. 3.21a, como para el perfil que interseca la roca, fig. 3.21b. En este caso puede existir un  $h_* > h_d$  cuando el contorno es más largo que el punto de control, fig. 3.21c.



(A) Playa que intersecta la roca (SATURADA DE ARENA)



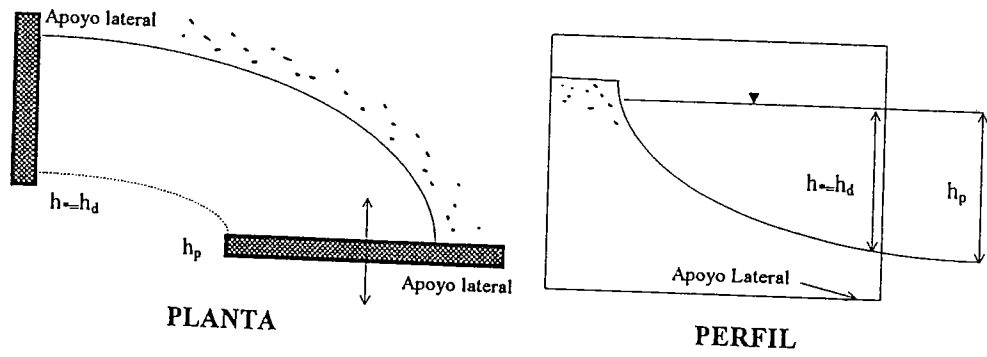
(B) Playa sin intersección con la roca (NO SATURADA DE ARENA)



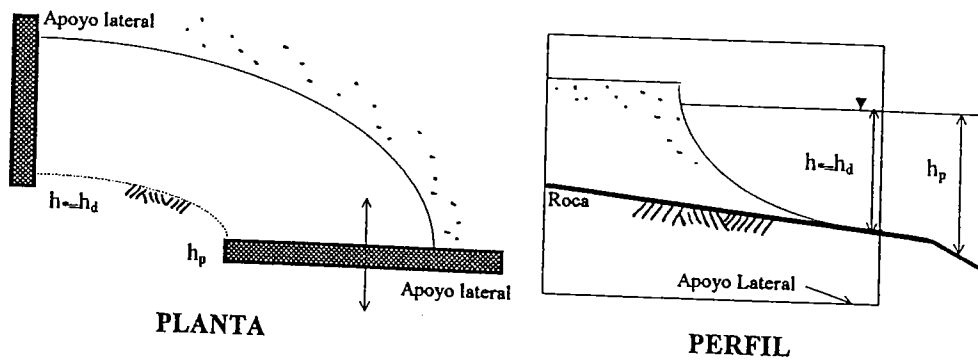
(C) Playa que intersecta la roca (NO SATURADA DE ARENA)

FIG. 3.19 CASO 1



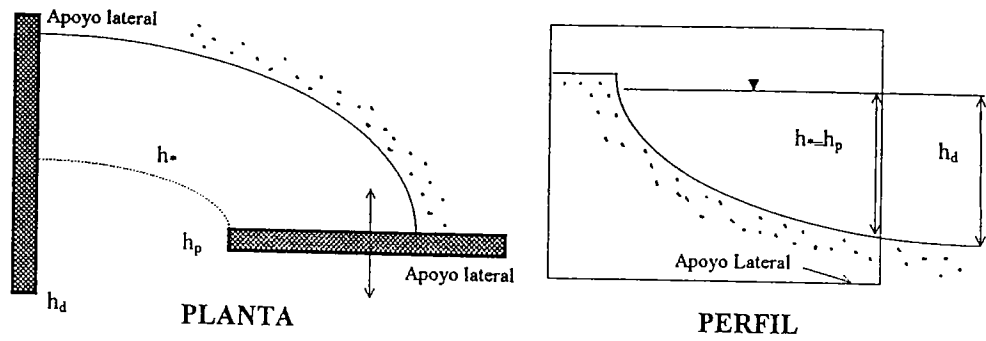


(A) Playa sin intersección con la roca (SATURADA DE ARENA)

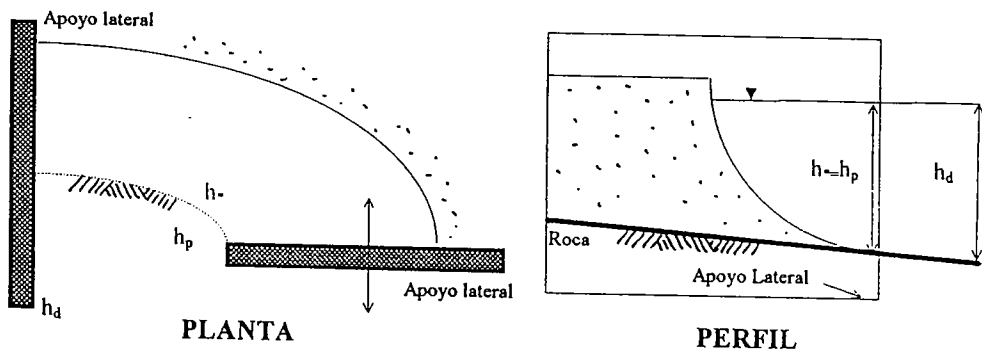


(B) Playa que intersecciona la roca (SATURADA DE ARENA)

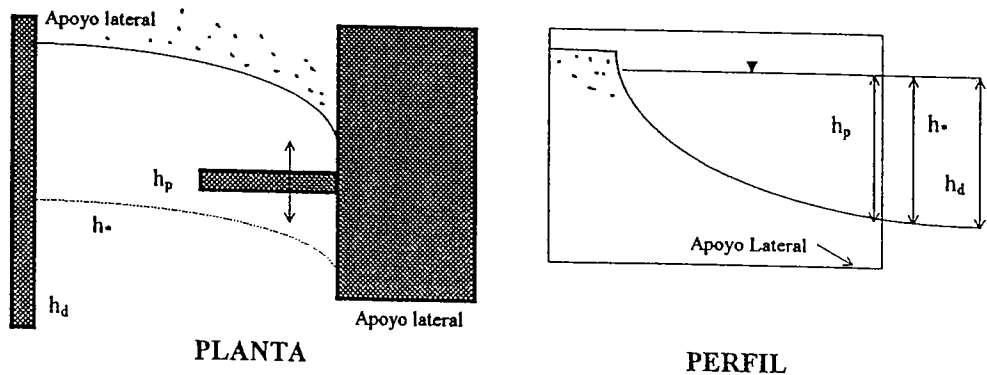
FIG. 3.20 CASO 2



(A) Playa que no intersecta la roca (SATURADA DE ARENA)



(B) Playa que intersecta con la roca (SATURADA DE ARENA)



(C) Playa con o sin intersección de la roca (No saturada o saturada de arena)

FIG. 3.21 CASO 3

### 3.4.3. Aplicación de los modelos

#### 3.4.3.1. Metodología

De acuerdo con la clasificación propuesta, se ha seleccionado las siguientes playas de la costa Cantábrica, fig. 3.22.

CASO 1: Puntal, Loredo (Santander)  
Ensenada de Urdiales (Castro)

CASO 2: Playa del Merón  
Playa de Noja  
Playas del Sardinero (Santander)  
Playa de Laredo

CASO 3: Playa de Plentzia (Plentzia-Gorliz)

Estas playas se estudiaron en estado de equilibrio estático o dinámico; en su gran mayoría estático, dado que el Cantábrico se caracteriza por una morfología de grandes salientes en roca siendo muy limitado el transporte de sedimento entre playas, y asimismo puesto que el aporte de arena por las rías es limitado debido a que se encuentran regulados aguas arriba por presas.

Al aplicar los modelos parabólicos en la costa Cantábrica siguiendo las recomendaciones de Hsu et al (1989), se ha presentado numerosos problemas como son: dificultades en definir el punto de control en playas muy protegidas donde no hay un punto claro de difracción, y en algunos casos dificultad para definir el punto "aguas abajo" donde comienza la playa, punto que a la postre define el radio vector  $R_0$  y la orientación,  $\beta_1$ , del frente tangente en dicho punto.

Debido a estas dificultades se ha optado por realizar el proceso inverso, es decir, encontrar para una playa dada, el frente de oleaje y de punto final que mejor la representan con base en los modelos parabólicos de Hsu y Tan.

Para ello se ha seguido la metodología siguiente:

- 1.- Como punto de partida se selecciona un punto de control o polo "aguas arriba" de la playa.

- 2.- A partir de este punto de control se digitaliza la línea de costa tomando los radios a cada punto de la playa con su respectivo ángulo de posición referenciado a un eje arbitrario (que por lo general era uno de los ejes cardinales).
- 3.- Se aplica un programa de ordenador que encuentra para cada punto de la costa, la curva parabólica (modelo de Hsu et al (1989) y modelo de Tan y Chiew (1994)) de mejor ajuste que comienza en dicho punto, curva definida por un ángulo de incidencia del oleaje,  $\beta$ , el cual minimiza el error cuadrático medio entre radios medidos y calculados.
- 4.- Posteriormente se escoge entre las diferentes curvas que comienzan en cada uno de los puntos de la costa aquella que menor error cuadrático presenta, siendo ésta la curva parabólica de mejor ajuste a la forma en planta de la playa.

De esta manera se obtiene a partir de la selección de un punto de control la curva parabólica (modelos de Hsu y Tan y Chiew) de mejor ajuste; definida por un frente de oleaje incidente formando un ángulo,  $\beta$ , y un punto de inicio "aguas abajo" de la playa.

A continuación se muestra los resultados de aplicar la metodología descrita a las playas seleccionadas. En cada caso se muestra, en primer lugar, diferentes ajustes a lo largo de la playa y, posteriormente, el ajuste con menor error cuadrático medio.

#### *3.4.3.2. Resultados*

##### **El PUNTAL (Santander):**

Esta playa de acuerdo a la clasificación dada anteriormente, se enmarca en el Caso 1, (playa de arena no saturada).

En este caso se analiza la aplicación del modelo parabólico de equilibrio en planta teniendo en cuenta la evolución histórica de El Puntal, el efecto de la marea, el efecto de la presencia de un estuario y la presencia de islas en el campo de oleaje que alcanzan la playa.

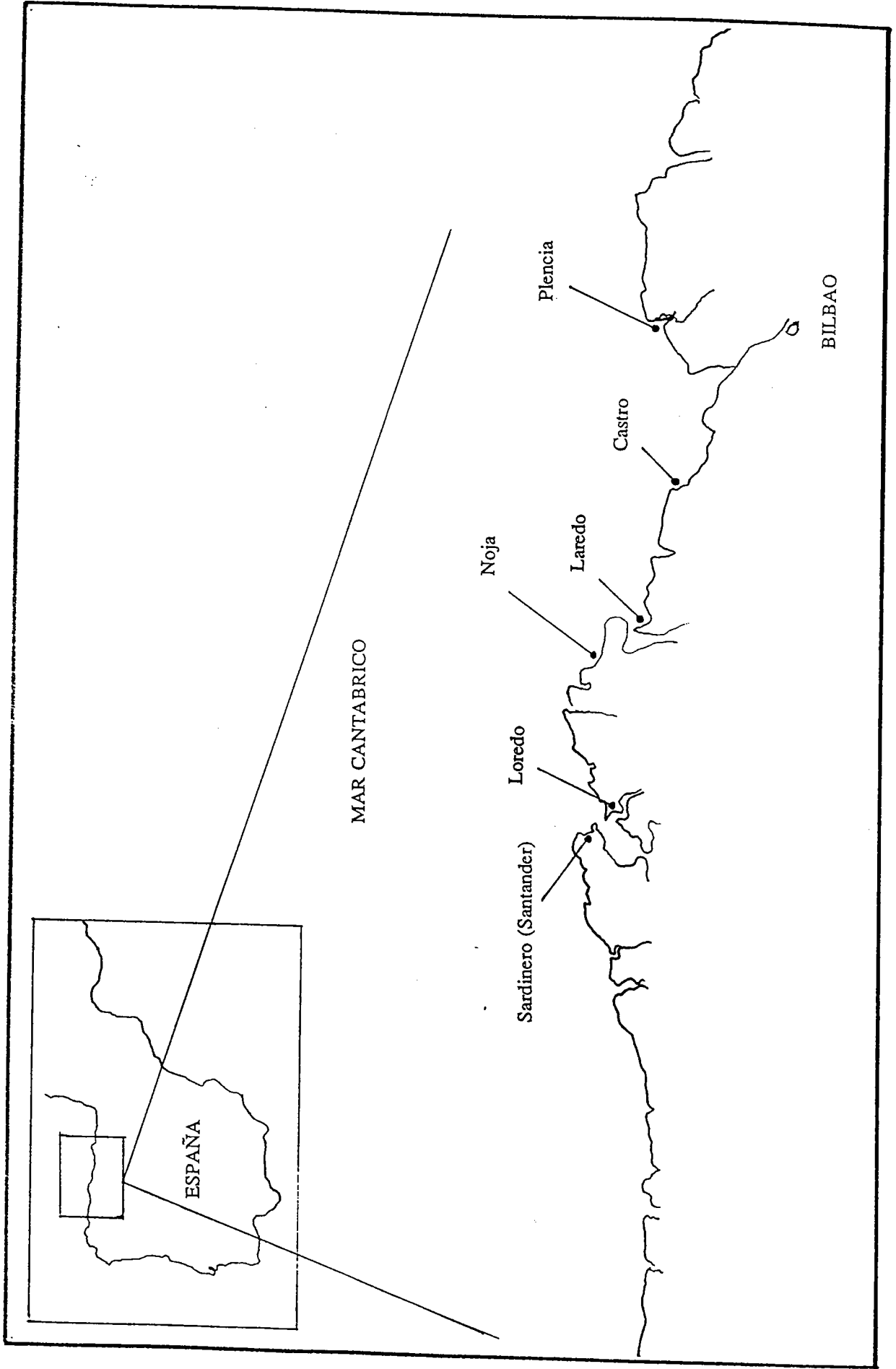


Fig. 3.22 Localización de Playas en La Costa Cantábrica.

En las figuras 3.23, 3.25 y 3.27 aparece la línea de playa +5.0 m para los años 1870, 1920 y 1990 respectivamente. Dado que, en principio, no está claro el punto donde se inicia la playa "aguas abajo", para cada caso se ha tomado cuatro puntos a lo largo de la playa, con sus respectivos frentes tangenciales. En cada figura y para cada punto aparece el vector inicial  $R_0$ , la orientación del frente en el punto de control definida por el ángulo  $\beta$  y la parábola de Hsu y Evans (1989). En las figuras 3.24, 3.26 y 3.28 aparece para cada año las parábolas de mejor ajuste a las líneas de playa 0.0 m y +5.0 m, tanto para el modelo Hsu y Evans (1989) como el modelo de Tan y Chiew (1994).

A mediados del siglo XIX y hasta finales de siglo, se desarrolló un proceso de expansión de la ciudad de Santander llevando a la ocupación de un 45% del área total de la bahía. Dado que las velocidades del flujo en la bocana dependen del prisma de marea (volumen de agua que se almacena durante la llenante en un período de marea), al disminuir dicho volumen de agua, disminuyeron las velocidades de vaciante en la boca de la bahía. El sistema tiende a buscar un equilibrio incrementando de nuevo las velocidades, esto lo consigue reduciendo la sección transversal de la bocana con el crecimiento del puntal dentro de la bahía a costa de la arena de la playa, como se observa en las figuras 3.24, 3.26 y 3.28.

Debido al transporte de arena hacia la bocana se dificultó la navegación por el canal principal, con lo cual se realizaron grandes dragados, incrementando el proceso de erosión en la playa. En la figura 3.29, aparece la recesión de la línea de pleamar en Loredó (línea continua) y Somo (línea punteada), donde se observa como la línea de pleamar ha retrocedido 200 m entre 1870 y 1989.

A la luz de estos hechos, El Puntal es una playa no saturada de arena debido al proceso de erosión en los últimos 150 años. En la fig. 3.23, se observa para 1870 las diferentes parábolas del modelo Hsu y Evans (1989), donde a excepción de la primera curva con  $R_0 = 3100$  m, todos representan relativamente bien la línea de playa. A partir de la mitad de la playa donde las parábolas sobreponen, el desplazamiento, entre éstas, es pequeño.

En la punta se observa que la playa en equilibrio tiende a ser más curva pero debido a la presencia de la desembocadura no consigue dicho estado, siendo ésto un efecto local en la playa. En la fig. 3.24 aparecen las curvas de mejor ajuste, tanto para el modelo de Hsu y Evans (1989) como el de Tan y Chiew (1994), las cuales son muy semejantes tanto en la línea de cota 0.0 m como en pleamar, mostrando el modelo de Tan y Chiew valores un poco más altos para el ángulo  $\beta$ . En la zona central, en la línea de cota 0.0 m, existe un saliente en la playa debido al efecto de la isla de Mouro

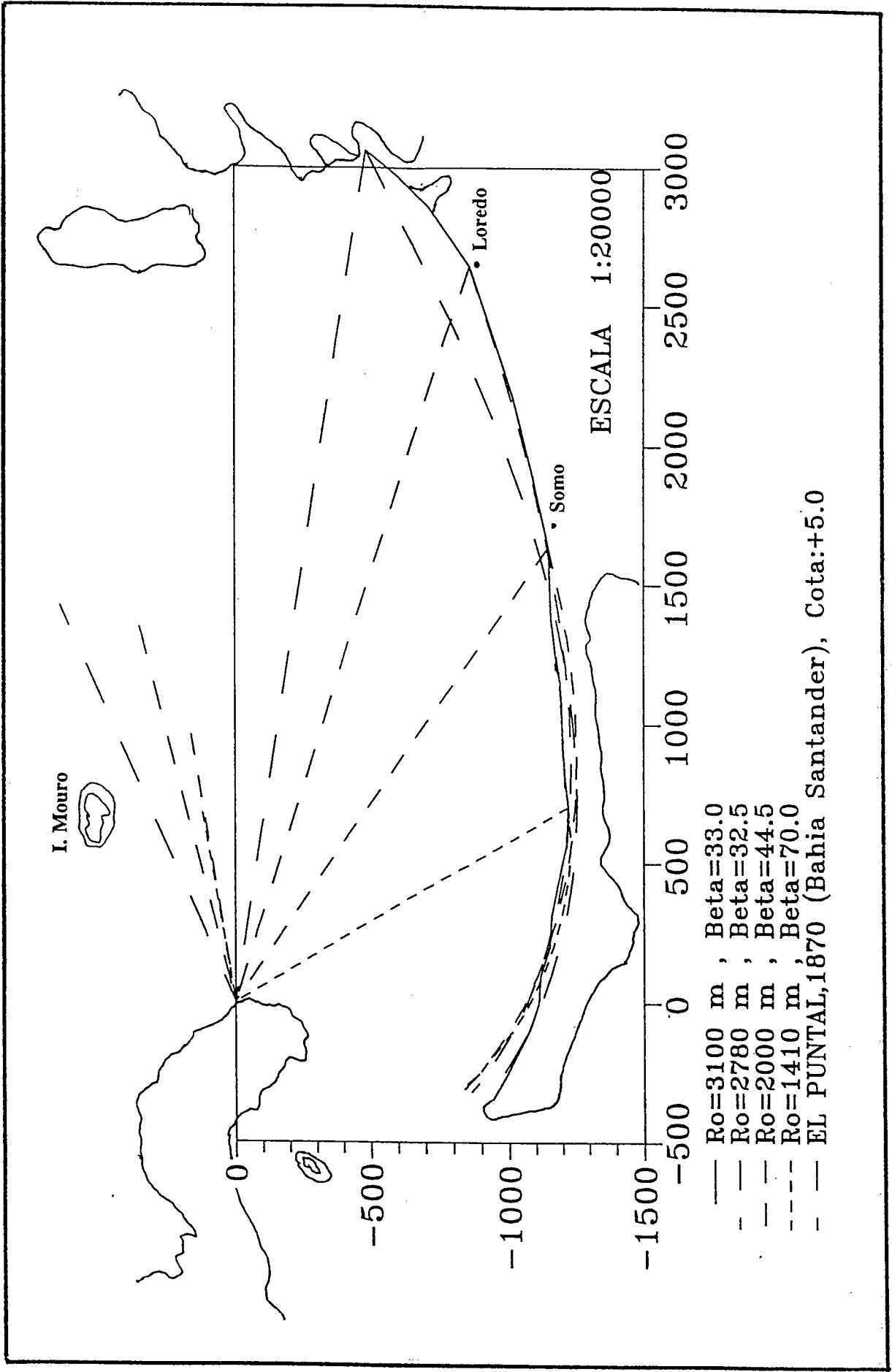


Fig. 3.23 El Puntal (Santander)

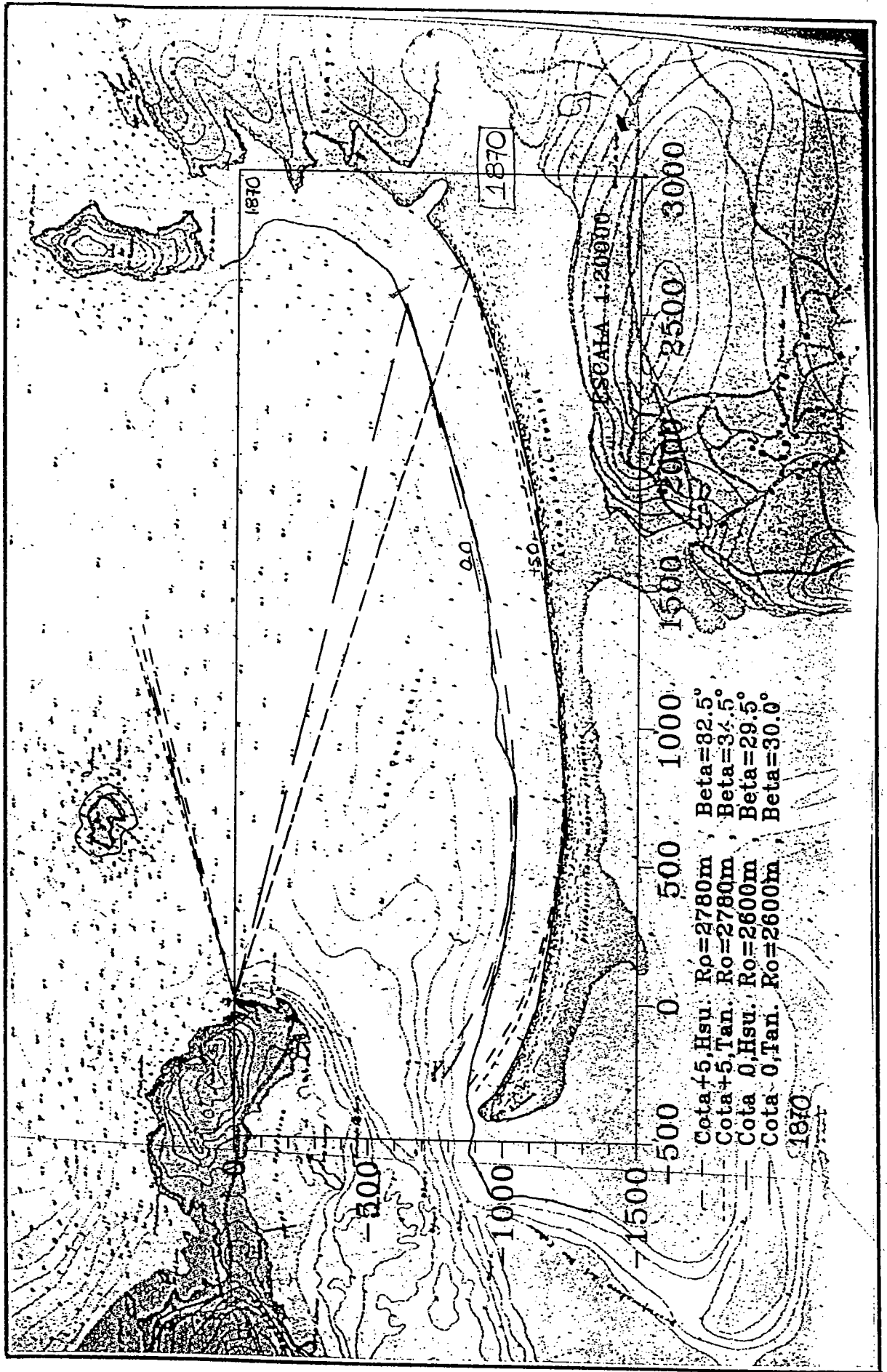


Fig. 3.24 El Puntal, 1870 (Santander)



sobre el oleaje, pero como se dijo anteriormente este efecto es de un orden de magnitud menor en la definición de la playa en planta, siendo el modelo incapaz de reproducirlo.

En la fig. 3.25 situación en 1920, se observa que El Puntal en su línea de pleamar ha avanzado hacia la bahía y la playa presenta una alineación menos aconchada. En la fig. 3.26, en las curvas de mejor ajuste, se observa para la pleamar que la zona Este de la playa está un poco más atrás de lo que el modelo predice y que la zona central de la playa está más afuera. En la bocana el comportamiento de la playa es el mismo del caso anterior. Aunque la playa está en desequilibrio las parábolas de equilibrio se ajustan bien, tanto en la línea de pleamar como en bajamar.

En las figuras 3.27 y 3.28, año 1990, se observa el avance del puntal hacia el interior de la bahía y la playa más erosionada con un retroceso medio de 100 m en la línea de pleamar y bajamar, fig. 3.29. Las zonas donde ha habido menor erosión tienden a estar más retranqueadas que el perfil de equilibrio y en la zona central la playa más adelante de lo que predice el modelo. Al final de la playa, en la bocana, se presenta un menor avance debido a la interacción dinámica con la bahía.

### **ENSENADA DE URDIALES (Castro)**

Esta ensenada se caracteriza por tener los apoyos laterales en la batimétrica 10 m. y fondo rocoso. En 1989 se efectuó un relleno de arena con  $D_{50} = 1.8$  mm. En la actualidad, la playa ha conseguido una posición de equilibrio estática en planta. Esta playa se clasifica dentro del Caso 1 (Intersección con roca, no saturada de arena). La fig. 3.30 muestra las diferentes parábolas del modelo de Hsu ajustadas para diferentes  $R_0$ , donde los  $\beta$ , oscilan entre  $70^\circ$  y  $80^\circ$ . En la fig. 3.31 se observa la curva de mejor ajuste para la línea de pleamar para la playa actual, donde la parábola de Hsu y Evans (1989) presenta un mejor ajuste que Tan y Chiew (1994) y menor ángulo,  $\beta$ , del frente.

### **PLAYA DEL MERON**

Esta playa se clasifica dentro del Caso 2 (Playa saturada de arena). Se caracteriza por tener una ría cerca del punto de control y una pequeña ría en el centro de la playa. En la fig. 3.32, se toma cuatro puntos para el ajuste del modelo de Hsu y Evans (1989) a la línea de pleamar. A partir del segundo punto,  $R_0 = 2259$ , las parábolas son muy semejantes.

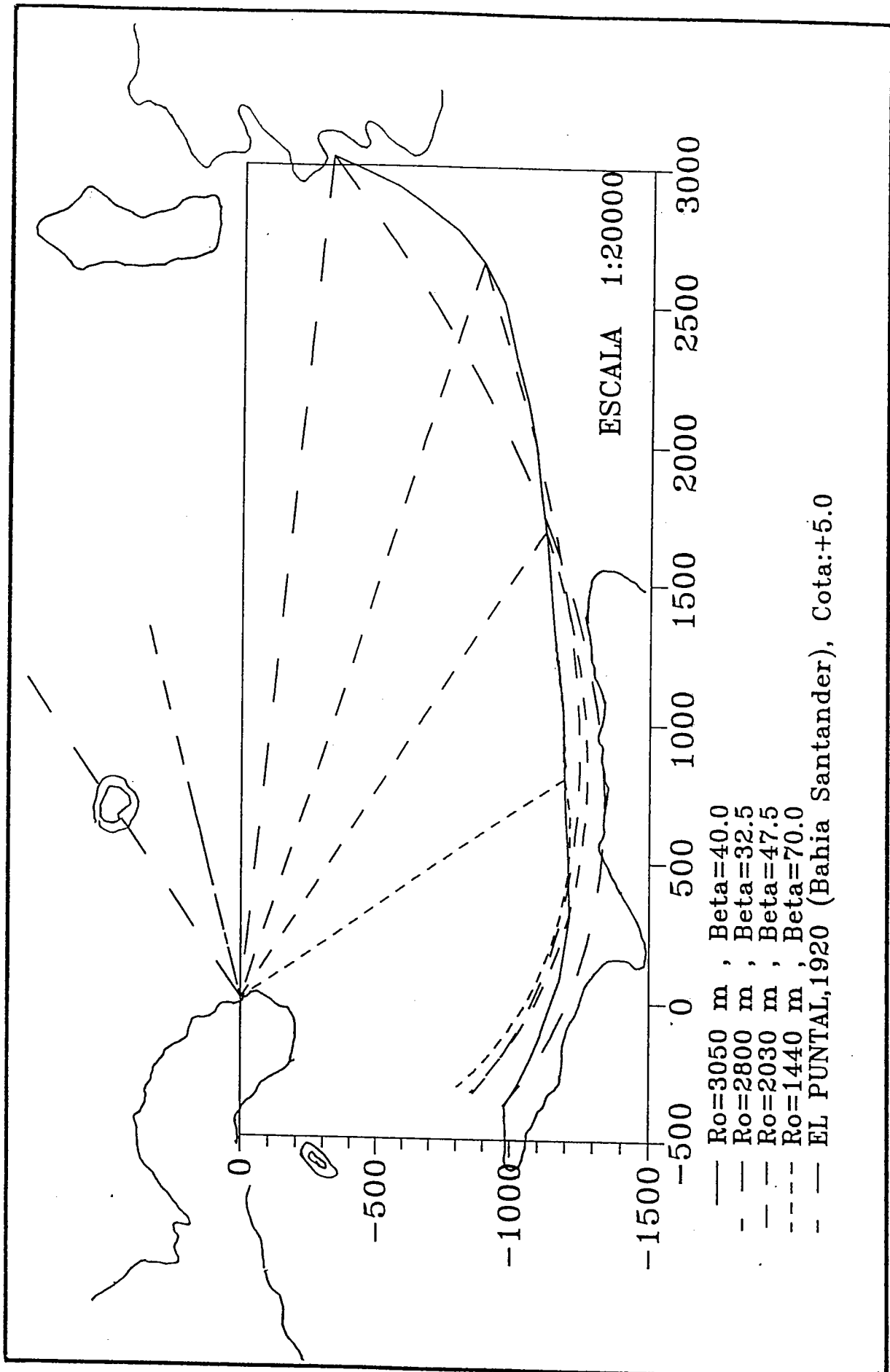


Fig. 3.25 El Puntal, 1920 (Santander)

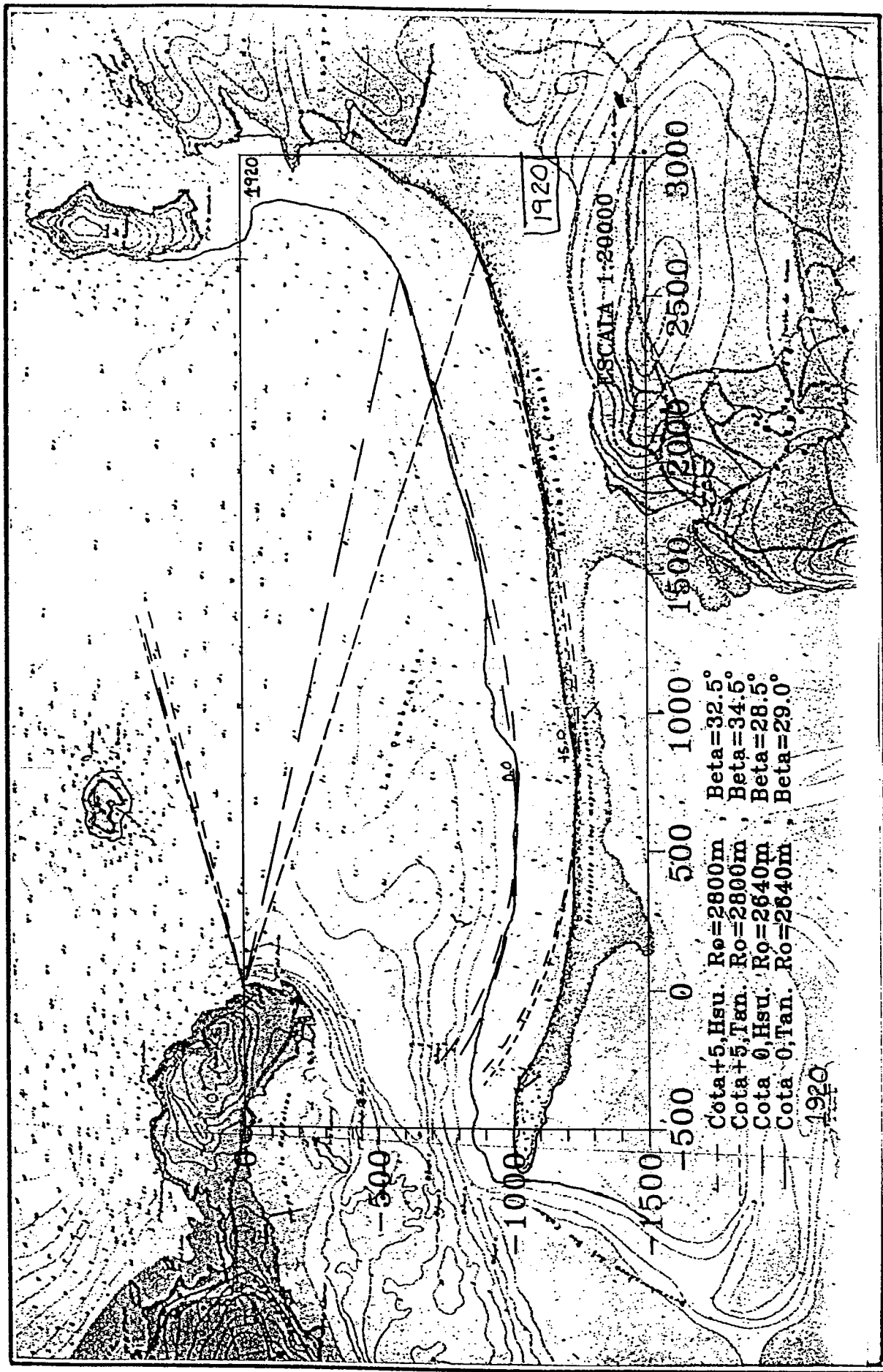


Fig. 3.26 El Puntal, 1920 (Santander)

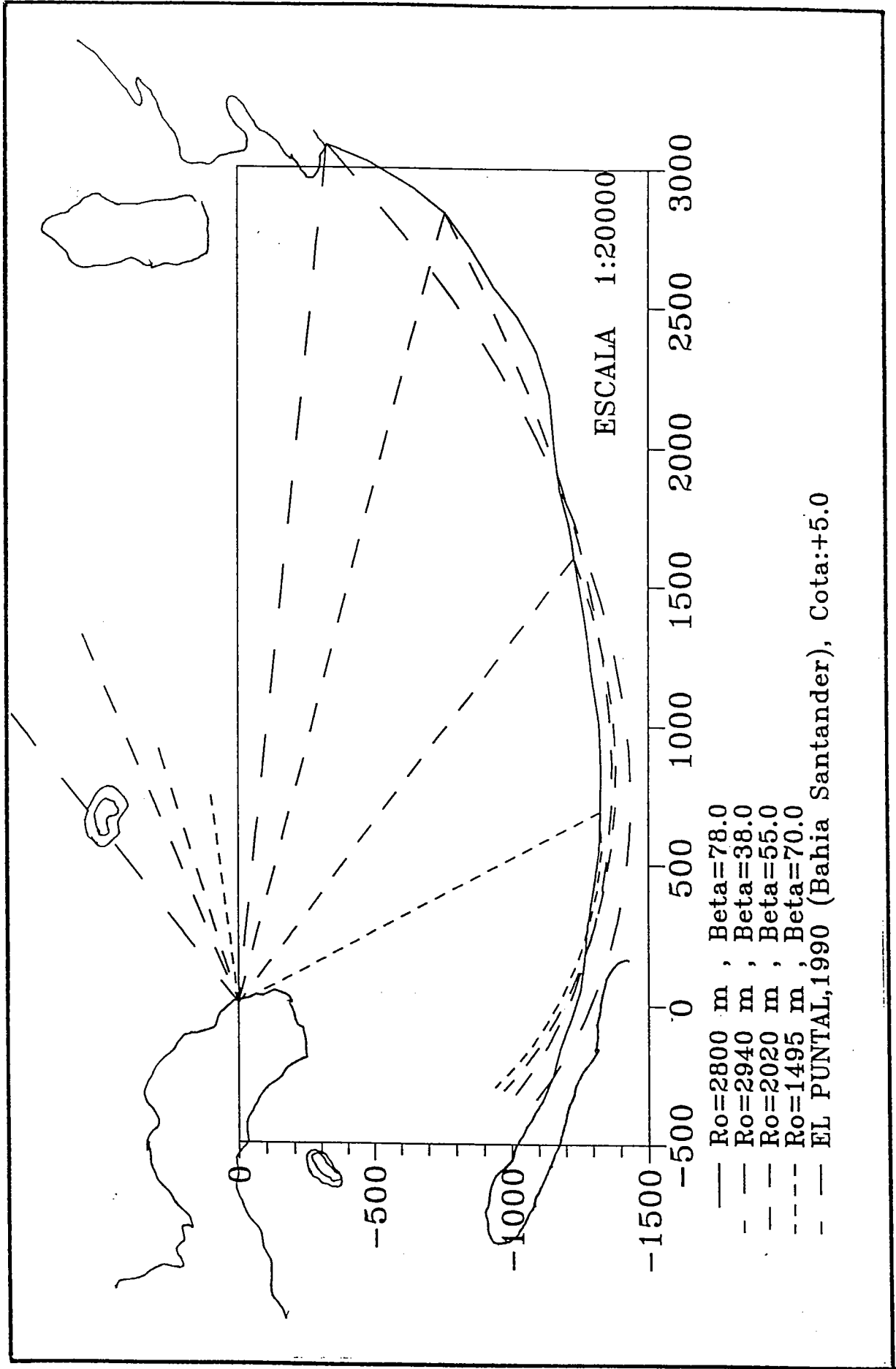


Fig. 3.27 El Puntal, 1990 (Santander)

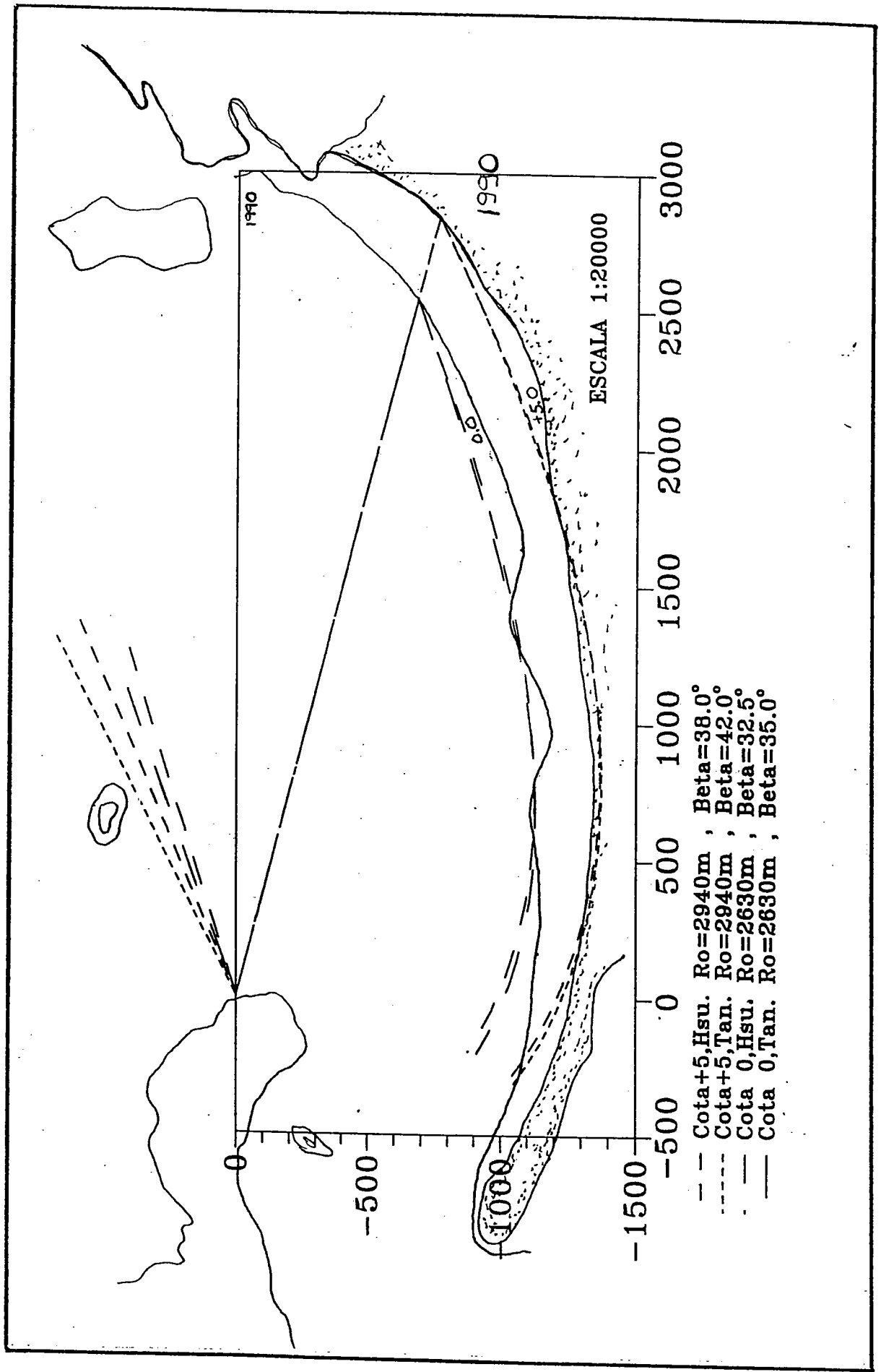
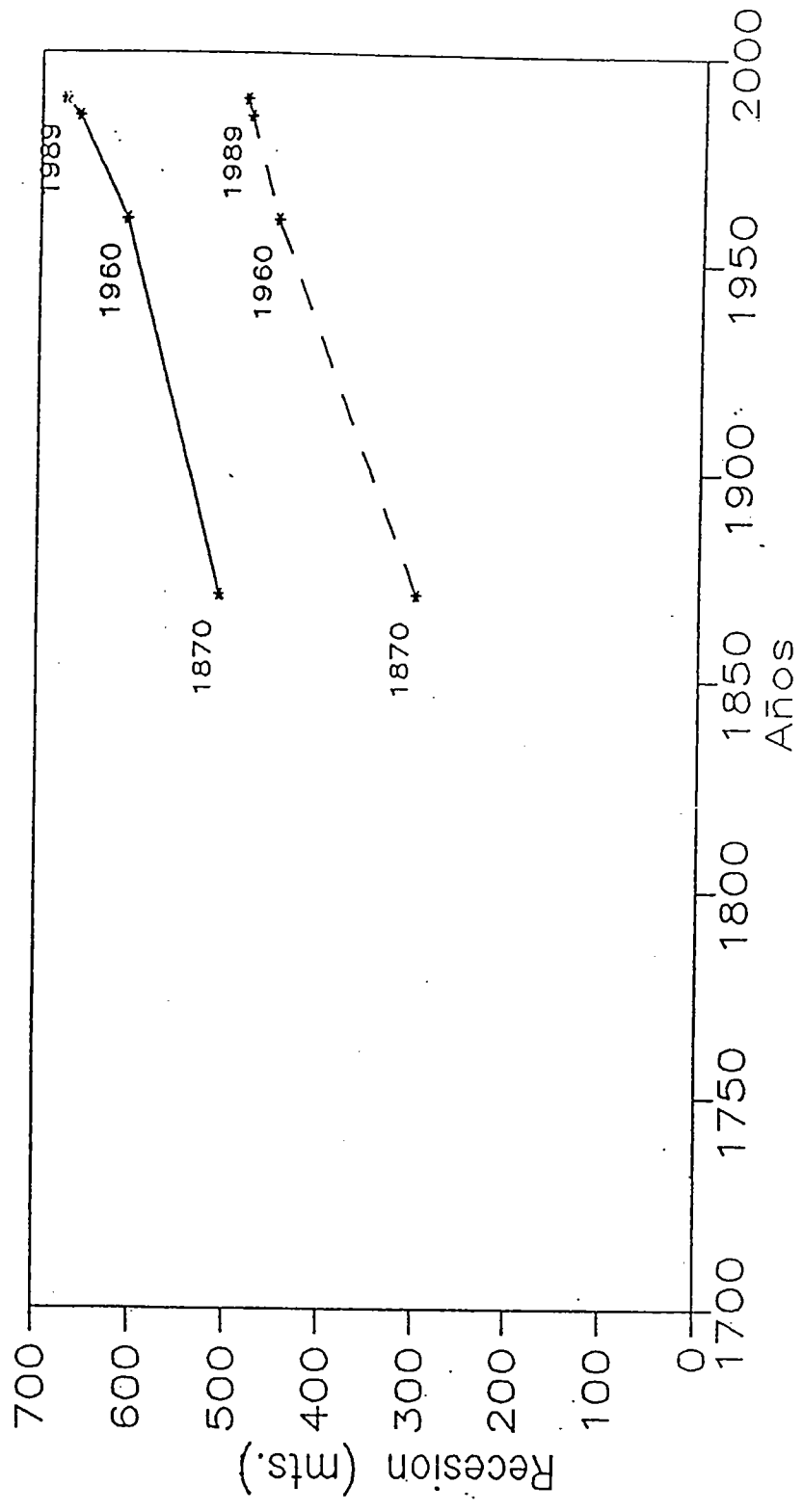


Fig. 3.28 El Puntal, 1990 (Santander)



**Fig. 3.29** Recesión de la Línea de Pleamar

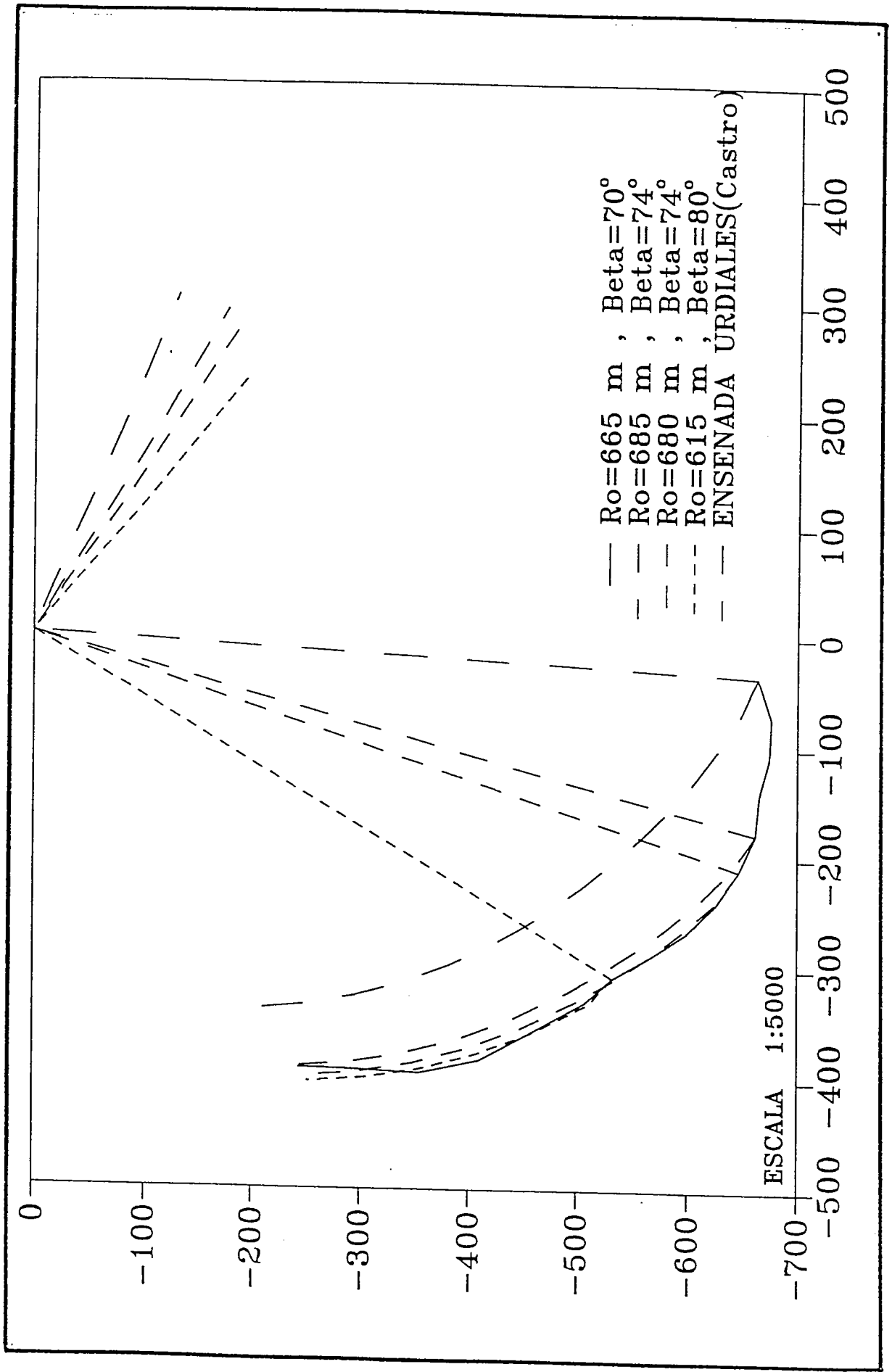


Fig. 3.30 Playa de Castro Urdiales

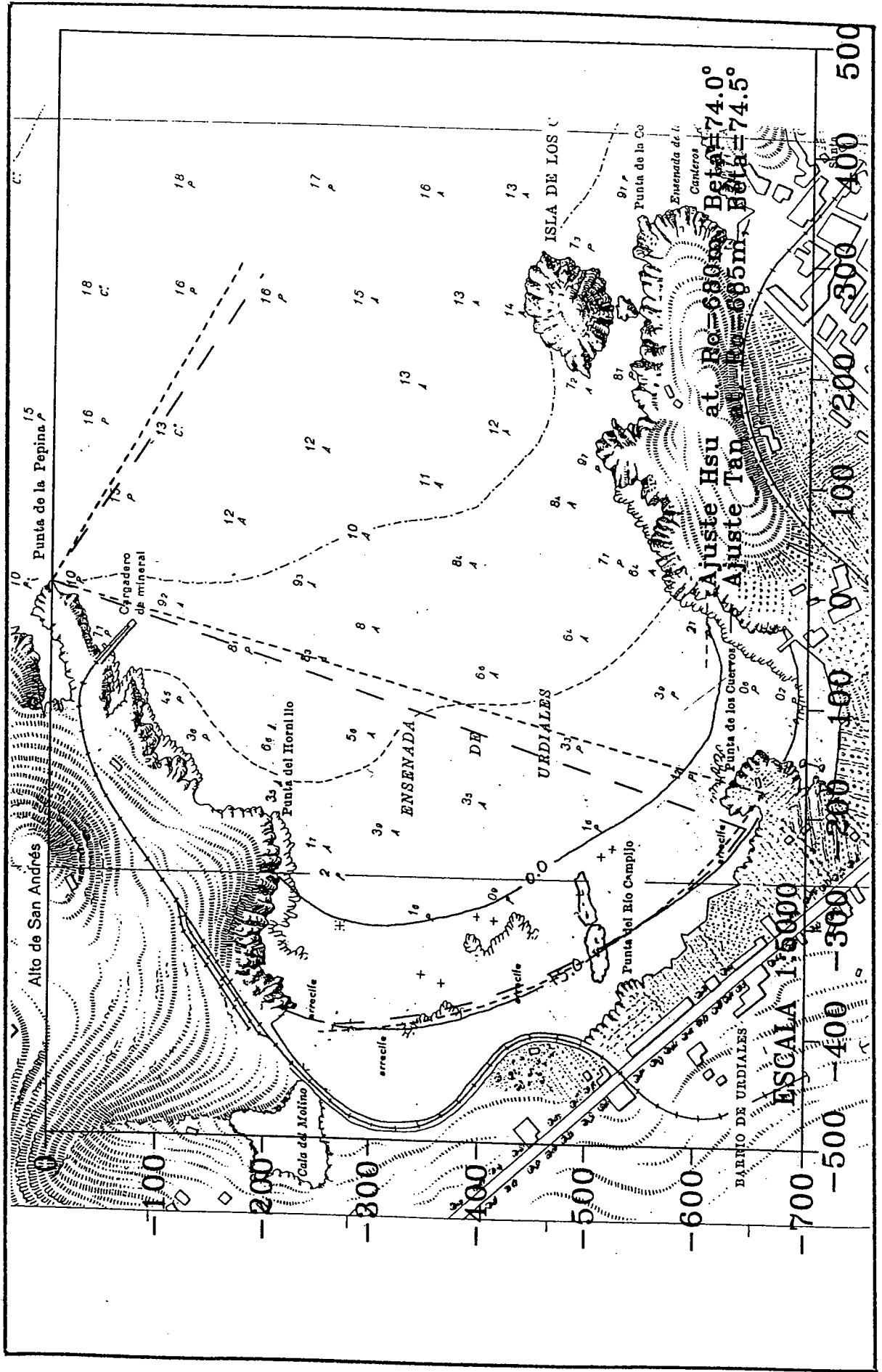


Fig. 3.31 Playa de Castro Urdiales



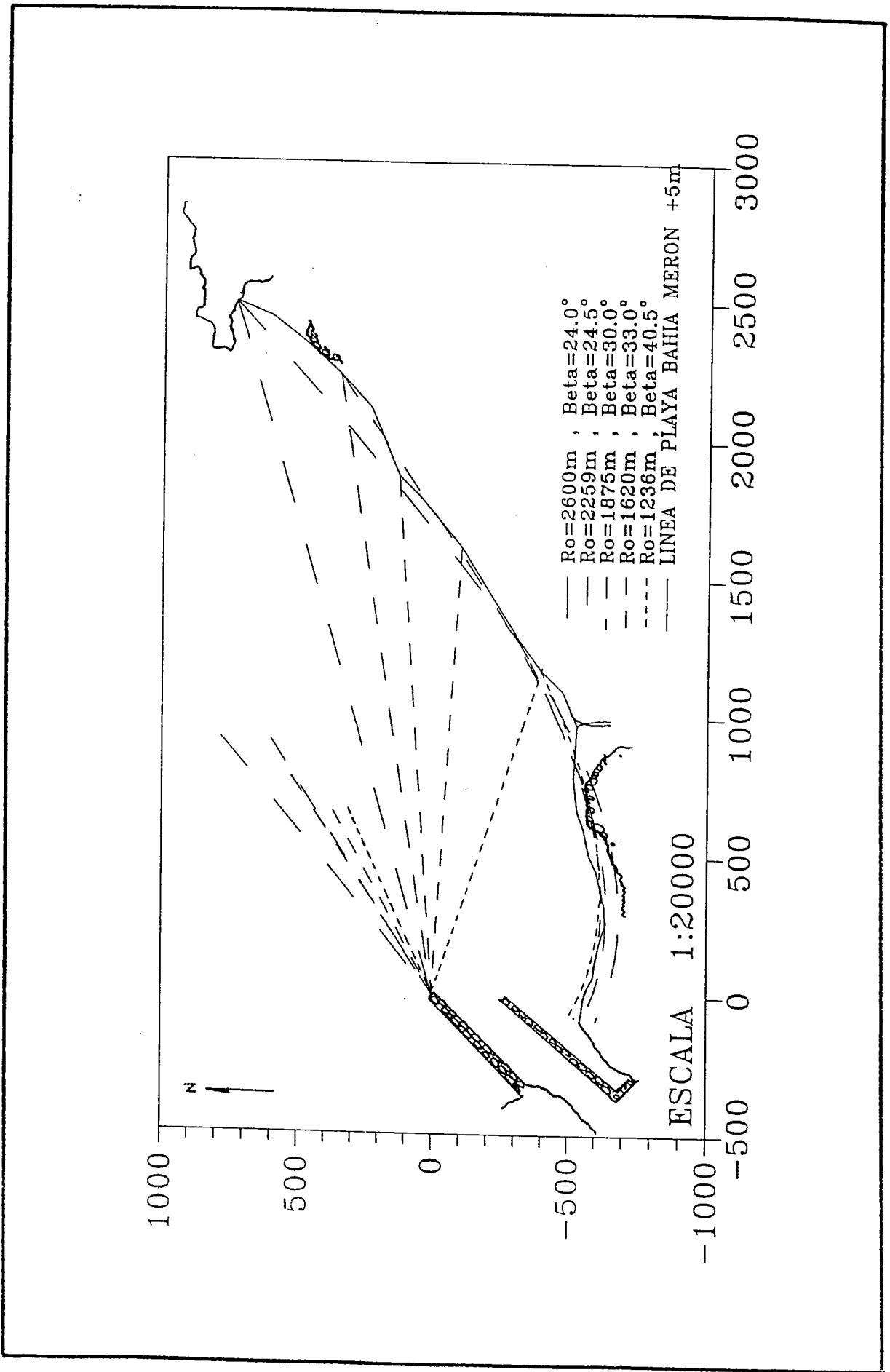


Fig. 3.32 Playa del Merón (Línea de Pleamar)

En las figs. 3.33 y fig. 3.34 se encuentran los mejores ajustes por Hsu y Evans (1989) y Tan y Chiew (1994) de las líneas de pleamar y bajamar respectivamente. En la línea de pleamar ambas parábolas se ajustan bien, siendo mejor la de Hsu. La zona entre las rías es un saliente rocoso que corta la línea +5.0 m, motivo por el cual el ajuste no es bueno. En la línea de bajamar, cerca de la ría, la playa presenta un mayor avance debido al dique de apoyo lateral.

### PLAYA DE NOJA

Esta playa se ubica dentro del Caso 2 (Playa saturada con intersección de roca). Se intentó ajustar una sola playa incluyendo la playa de Berria, pero dado el apoyo lateral que impone la punta del Brusco, fig. 3.36, en la línea de pleamar las playas de Noja y Berria son independientes. Por otro lado, en la línea de bajamar se produce en intersección con la roca, en la zona de Noja.

En la fig. 3.35 se observa que, exceptuando la primera parábola de  $R_0 = 5536$  m, las demás representan bien la playa de Noja (línea de pleamar); incluso la parábola con  $R_0 = 4688$  m representa bien también parte de la playa de Berria. Es de resaltar, que a partir de la zona central de la playa, todas las parábolas tienden a superponerse, presentando pequeñas variaciones. En la fig. 3.36 se observa un buen ajuste de la línea de pleamar en la playa de Noja para ambos métodos sin tener en cuenta la pequeña ría central. La línea de bajamar se encuentra afectada por la intersección con la roca representándose bien parte de la 0.0 m. Obsérvese como las parábolas de Tan y Chiew (1994) y Hsu y Evans (1989), son iguales, pero, Tan y Chiew, presenta ángulos,  $\beta$ , mayores. Esto es debido a la curva de ajuste  $\alpha = f(\beta)$  de la cual se habló en el capítulo 3.5.2., fig. 3.17.

### PLAYAS DEL SARDINERO

Éstas se enmarcan dentro del Caso 2 (Playa saturada de arena). Esta se considera una playa en equilibrio estático.

En las figs. 3.37 y 3.38 se muestra diferentes ajustes de parábolas por el modelo de Hsu y Evans (1989), para las líneas de pleamar y bajamar respectivamente. En ambas figuras se observa que todas las parábolas se superponen representando bien la forma en planta de la playa de equilibrio. En la fig. 3.39 aparecen las curvas de mejor ajuste por Hsu y Evans (1989) y Tan y Chiew (1994). Como se ve en éste y en los casos anteriores el efecto de la marea no influye en la forma en planta de equilibrio, y la parábola de Tan y Chiew (1994) presenta ángulos mayores para,  $\beta$ , en la bajamar.

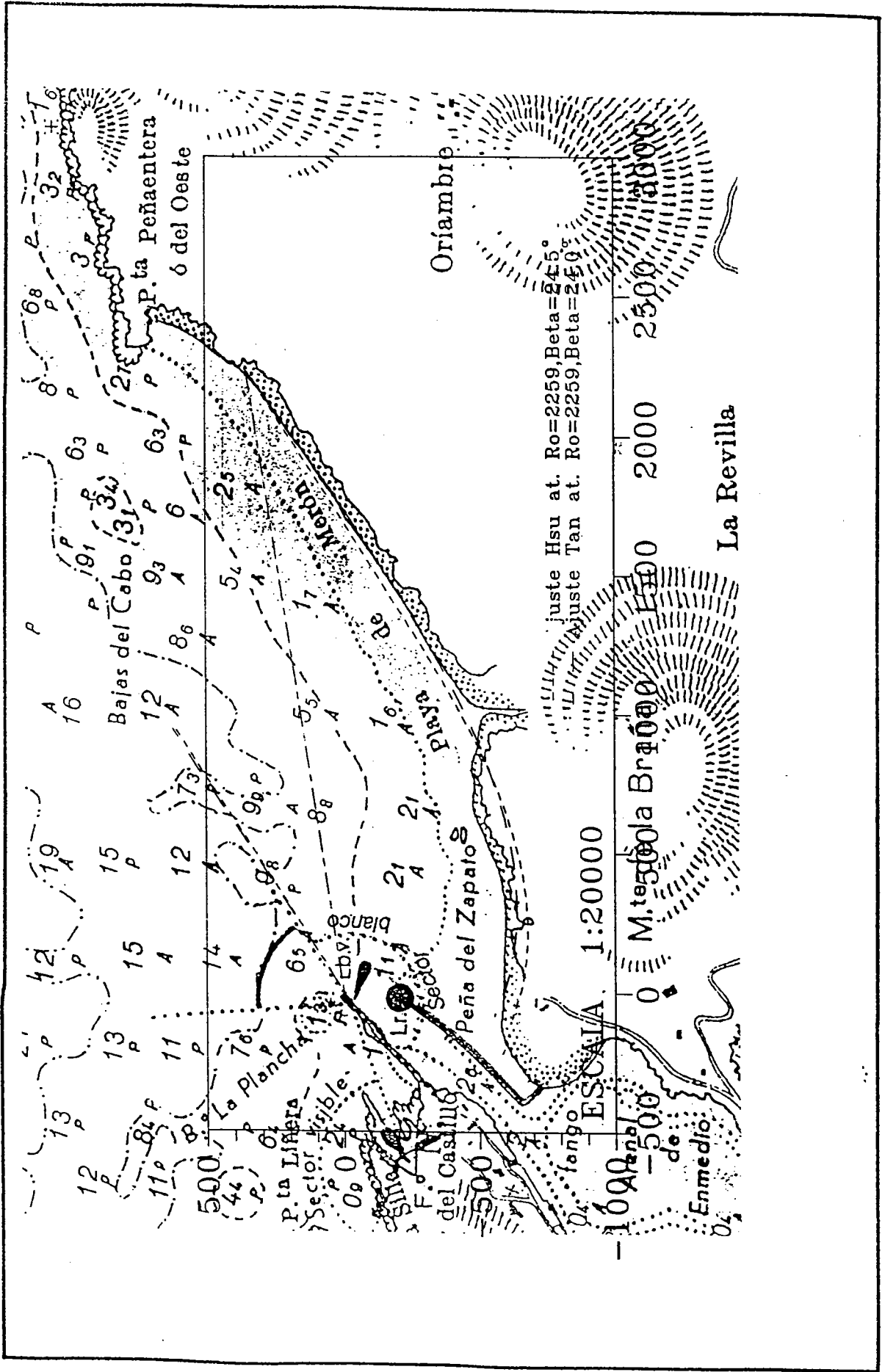


Fig. 3.33 Playa del Merón (Línea de Pleamar)

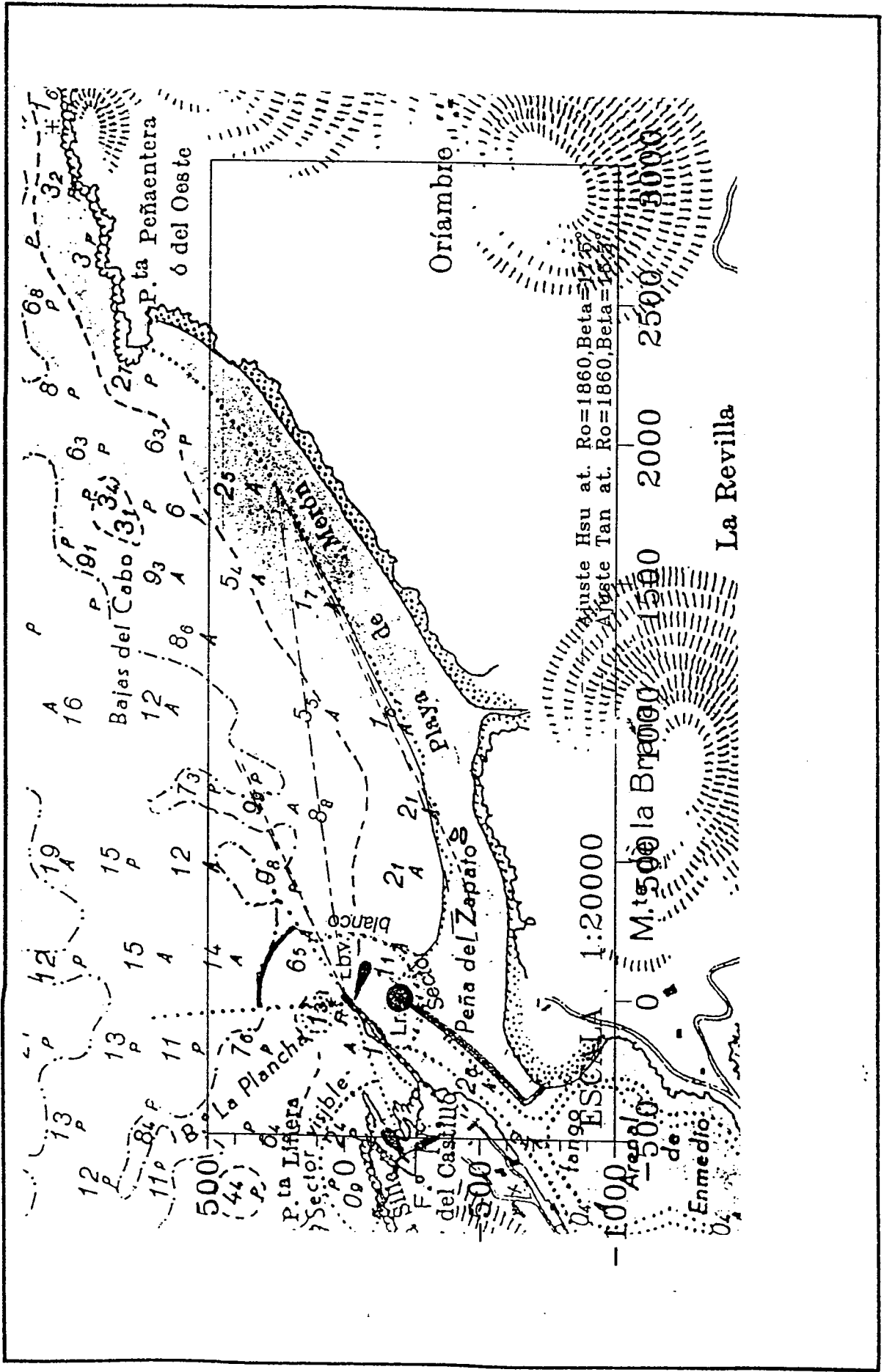


Fig. 3.34 Playa del Merón (Línea de Bajamar)

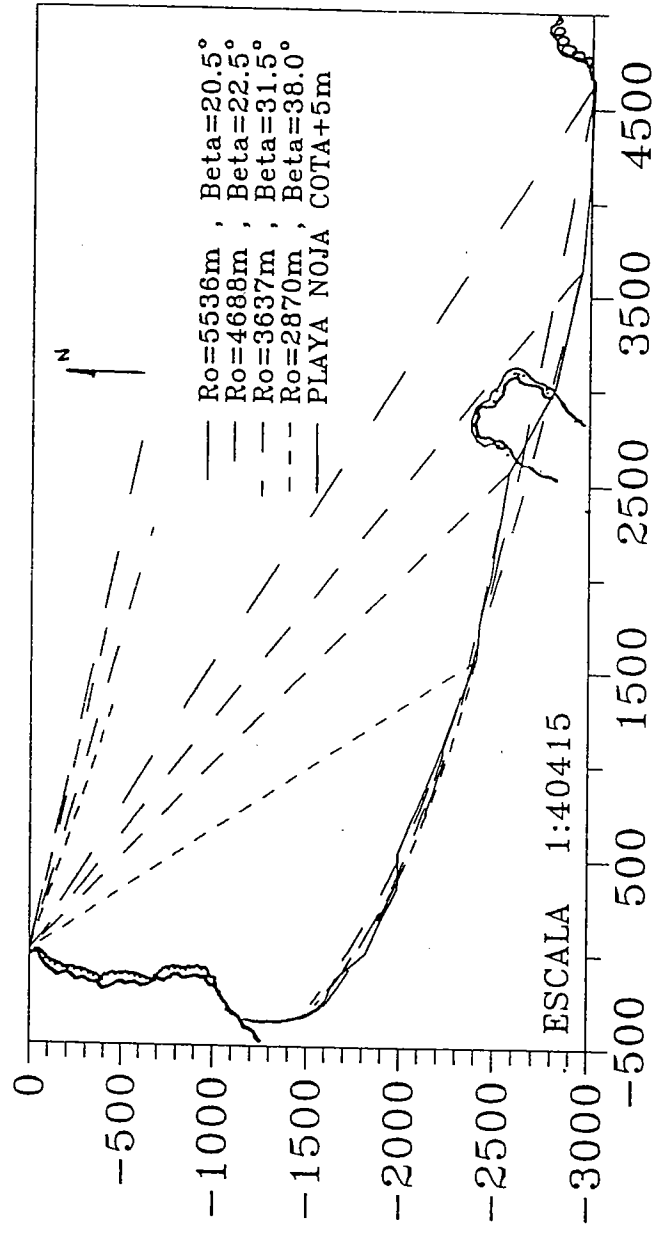


Fig. 3.35 Playa de Noja

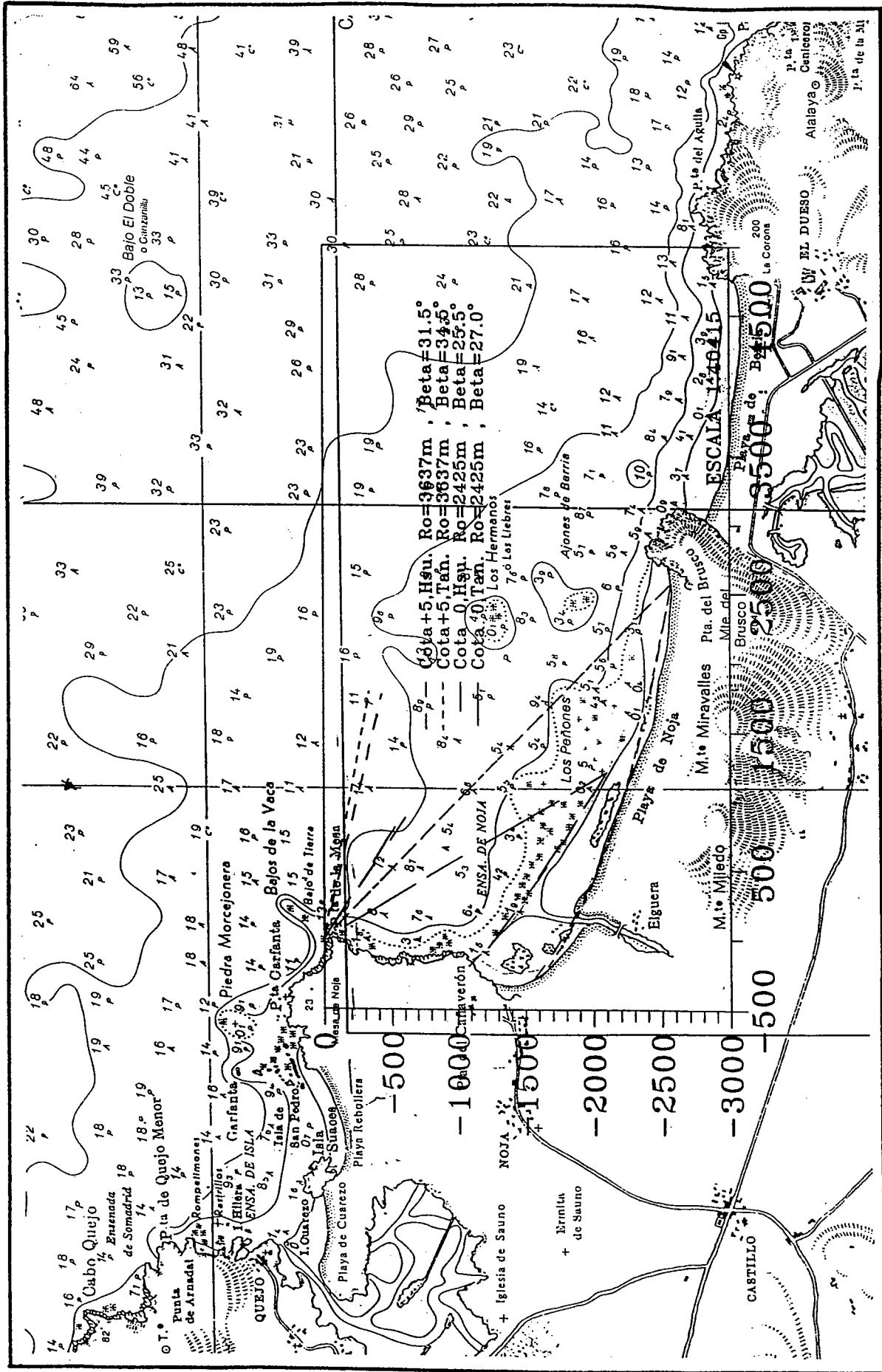


Fig. 3.36 Playa de Noja

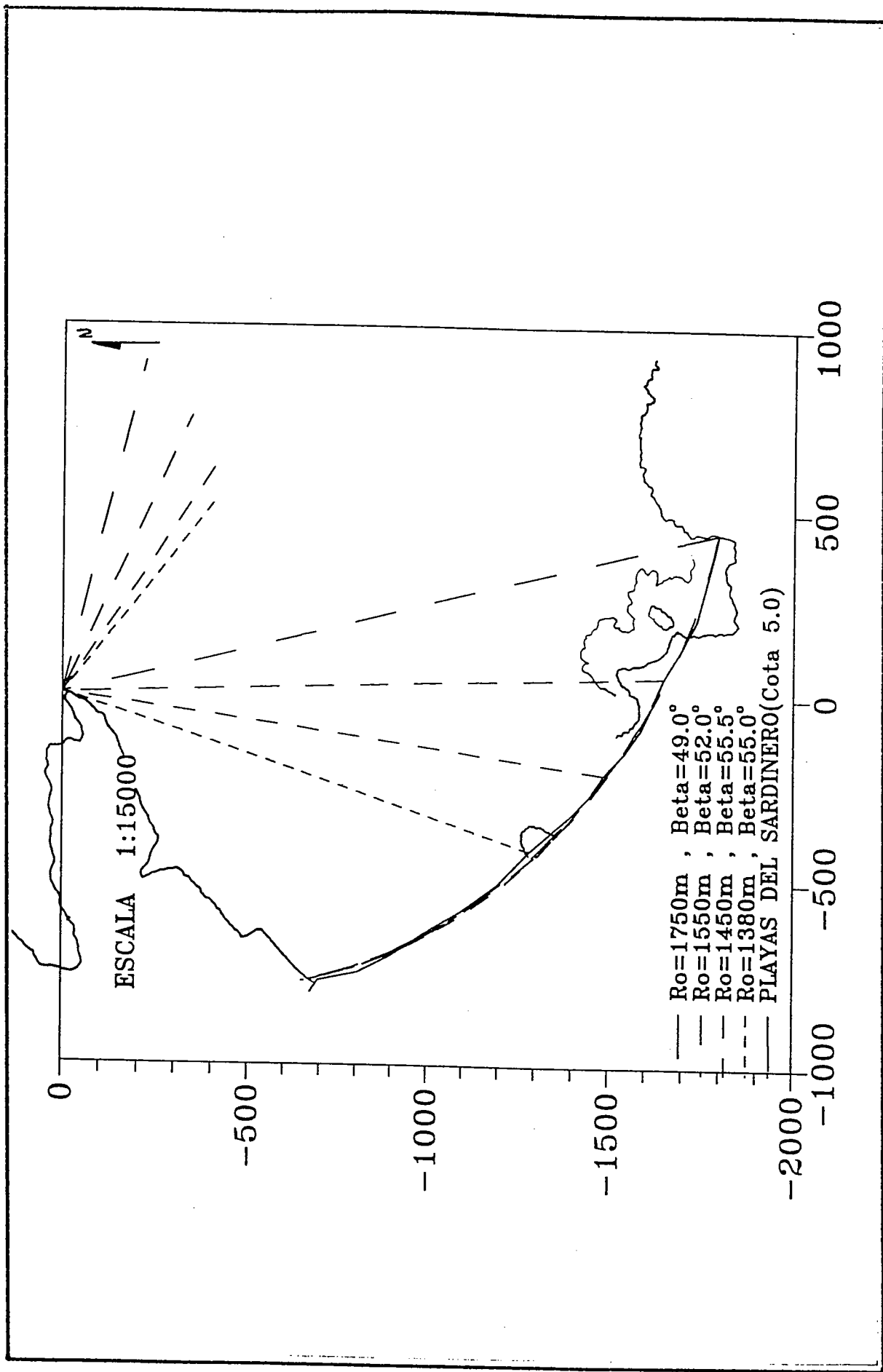


Fig. 3.37 Playas del Sardinero, Santander (Línea de Pleamar)

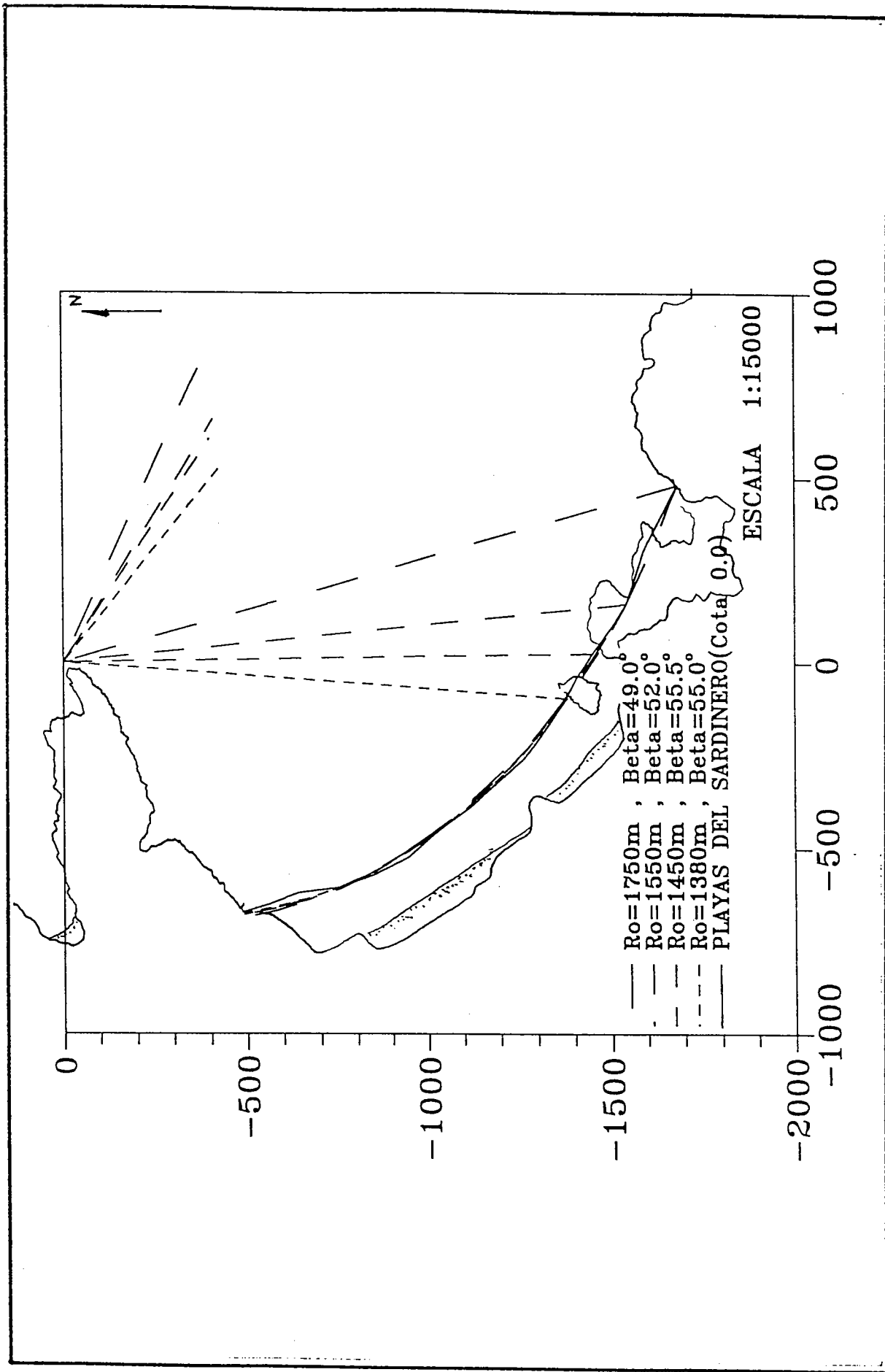


Fig. 3.38 Playas del Sardinero, Santander (Línea de Bajamar)



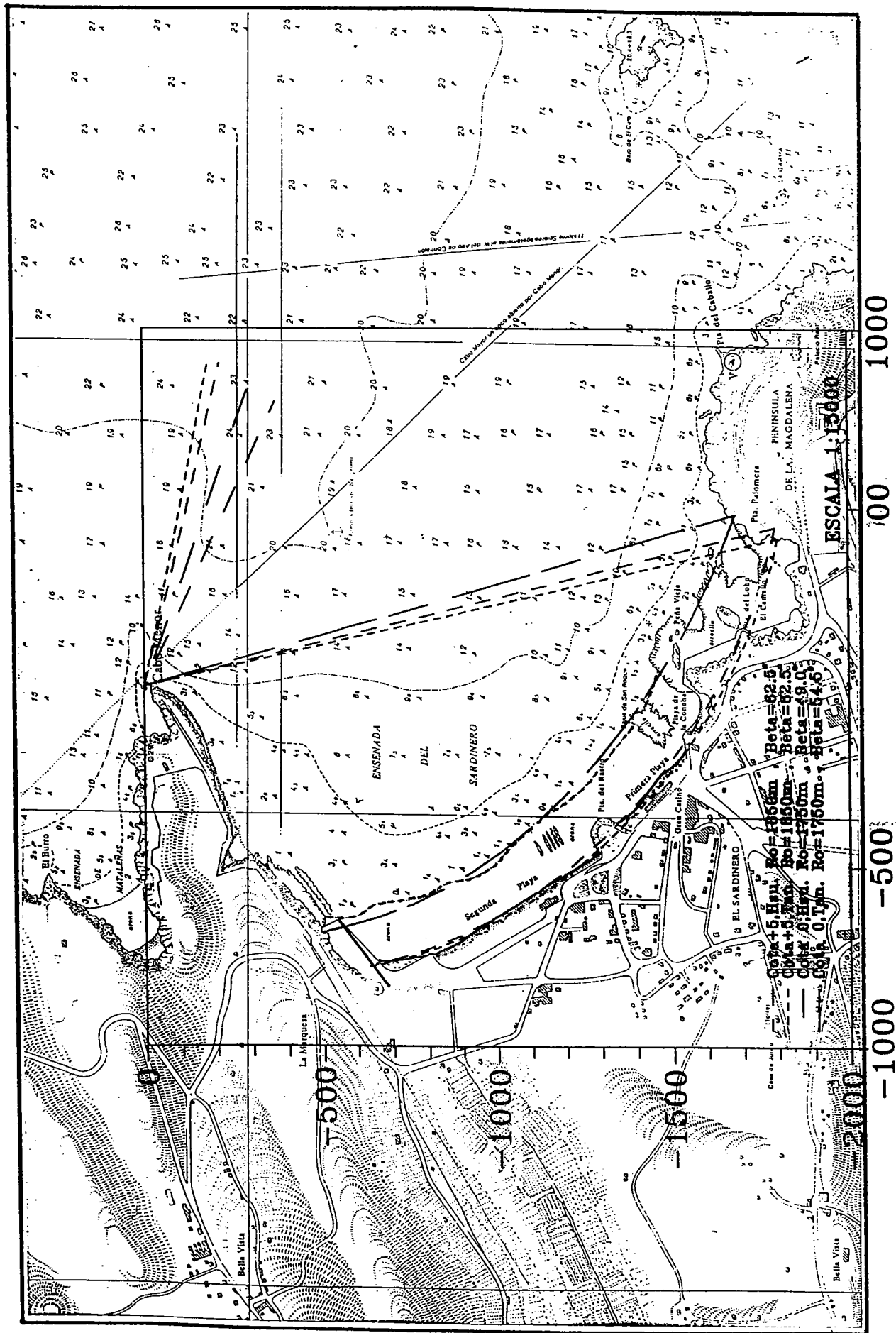


Fig. 3.39 Playas del Sardinero (Santander)

## PLAYA DE LAREDO

Esta playa se ubica dentro del Caso 2 (Playa saturada de arena). Se caracteriza por una gran península (El Buciero) como elemento de difracción, y la presencia de las marismas de Santoña. En este caso, es difícil definir un punto de control dada la magnitud de la península, por tanto, se tomará dos puntos de control, localizados en la fig. 3.44

En la figs. 3.40 y 3.41 aparecen para cada punto de control las parábolas de Hsu y Evans (1989) ajustados a la pleamar. Como en los casos anteriores se seleccionó cuatro puntos de inicio de las curvas, definiendo así  $R_0$  y  $\beta$ .

En la fig. 3.42 y fig. 3.43 aparecen las curvas de mejor ajuste en pleamar y bajamar, donde también se observan los puntos de inicio  $R_0$  seleccionados. También se ve un mejor ajuste en el punto (1), pero la diferencia es mínima.

Al igual que en casos anteriores la marea no influye en las líneas de playa en pleamar o bajamar, ambas se representan bien por una parábola de Hsu y Evans (1989). Por otro lado en cuanto al efecto de la ría, la playa modelada se encuentra más atrás de lo que estaría la playa en equilibrio sin ría.

Como se ha dicho anteriormente el modelo de Hsu y Evans (1989) es bueno para predecir si una playa encajada se encuentra en estado de equilibrio o no, dado que a partir de la playa se pueden tomar sus tangentes y así definir un  $\beta$ , y  $R_0$ ; pero en casos en los cuales no se tiene playa y se desea diseñar una, no se tienen referencias para definir una tangente y por tanto,  $\beta$ .

Una primera aproximación sería encontrar una relación con el frente del oleaje incidente; Hsu y Evans (1989), afirma que en playas en equilibrio, los frentes del oleaje son sensiblemente paralelos al comienzo de la parábola en planta  $R_0$ , pero esta conclusión la sacan a partir de los ensayos en laboratorio de Ho (1972), donde: 1) se tiene total control del oleaje, 2) existe un punto de control bien definido y relativamente cercano a la playa, siendo importante la difracción y no la refracción y 3) la playa se encuentra saturada de arena sin presencia de roca en el fondo.

En la fig. 3.44, aparecen los frentes de una propagación de oleaje, cuya altura de ola significativa en aguas profundas es  $H_s = 6.0$  m y  $T = 14$  seg. dirección Noroeste (NW), el cual es el oleaje que es superado 12 horas al año (definido por

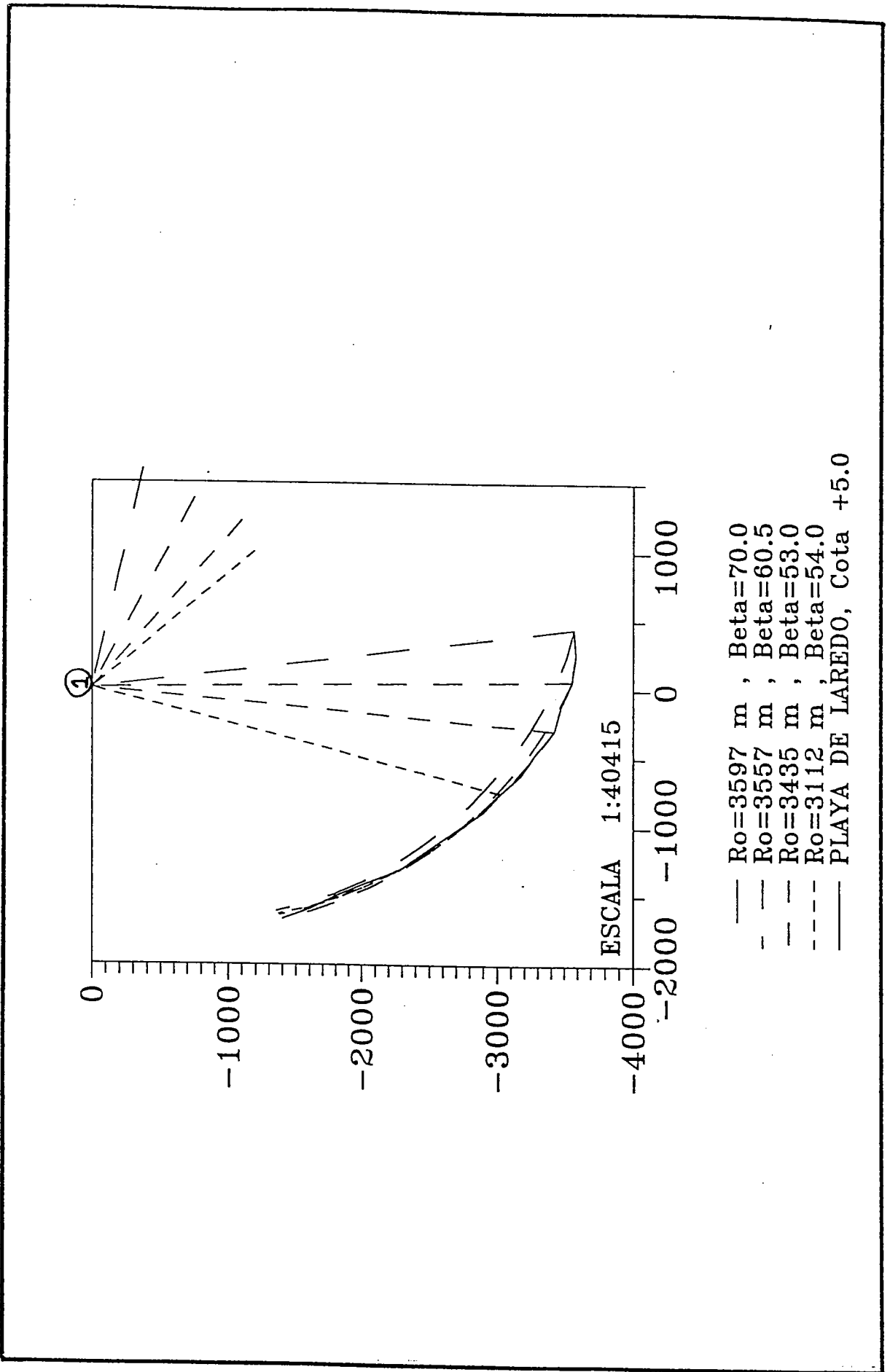


Fig. 3.40 Playa de Laredo

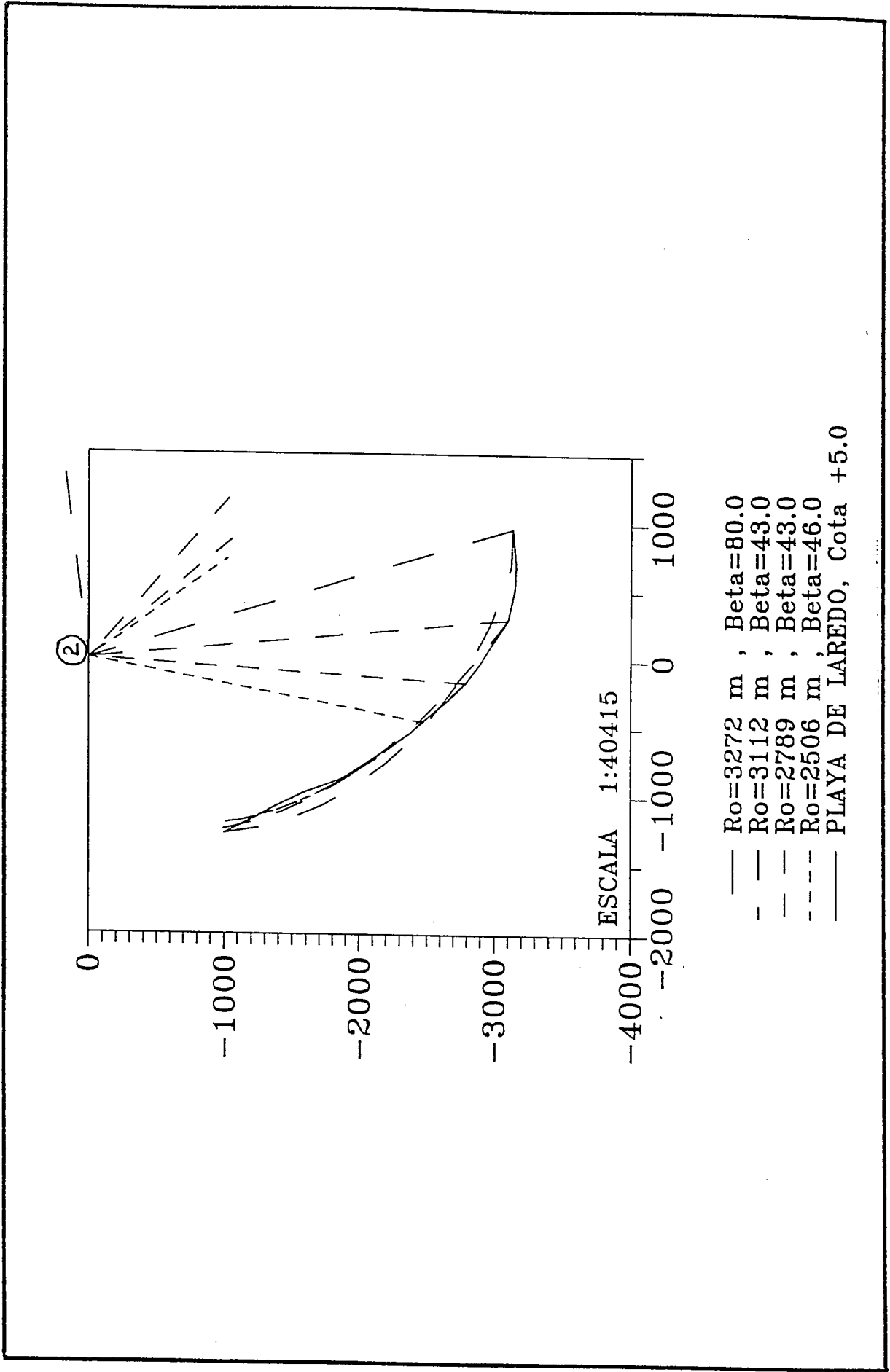


Fig. 3.41 Playa de Laredo

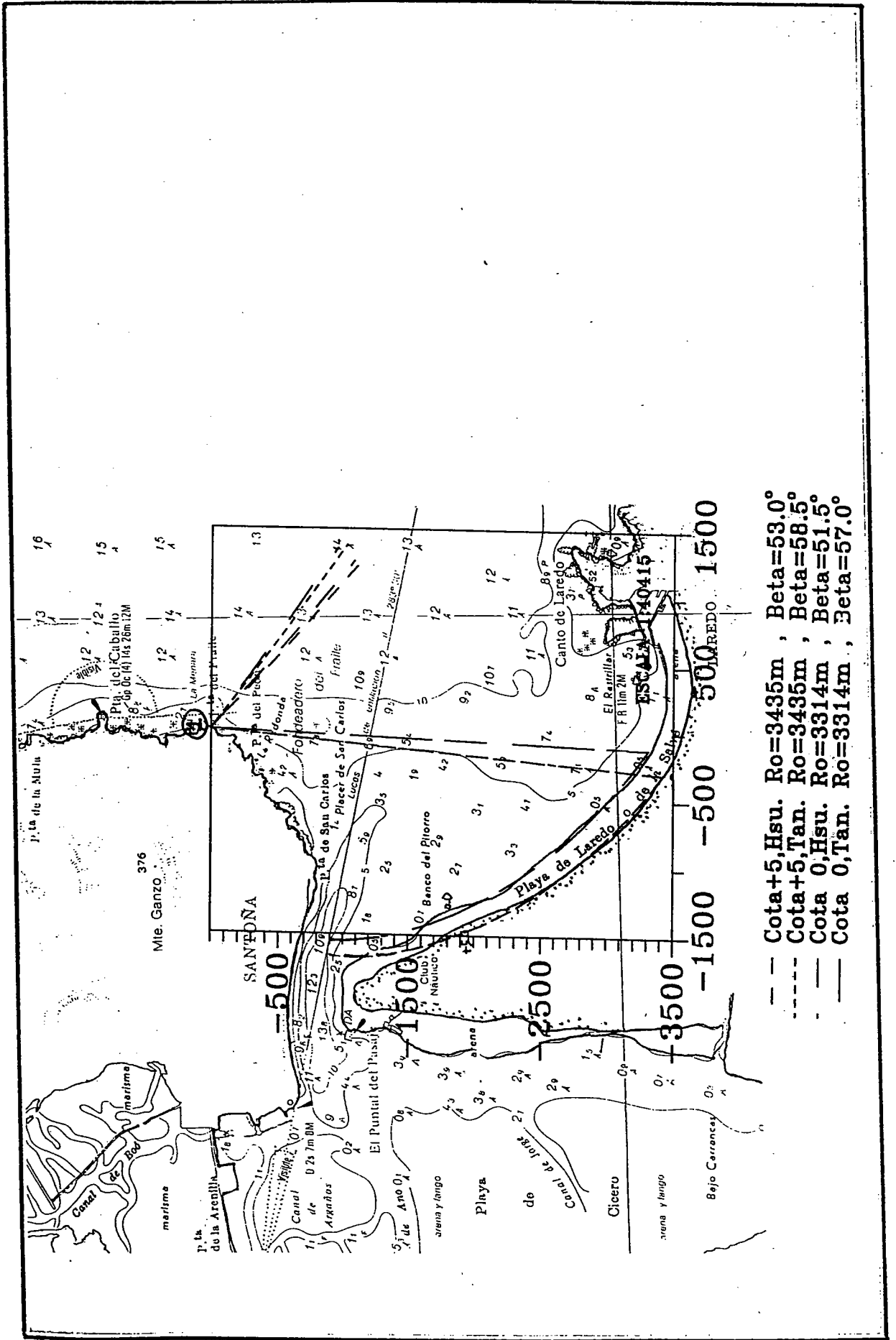


Fig. 3.42 Playa de Laredo

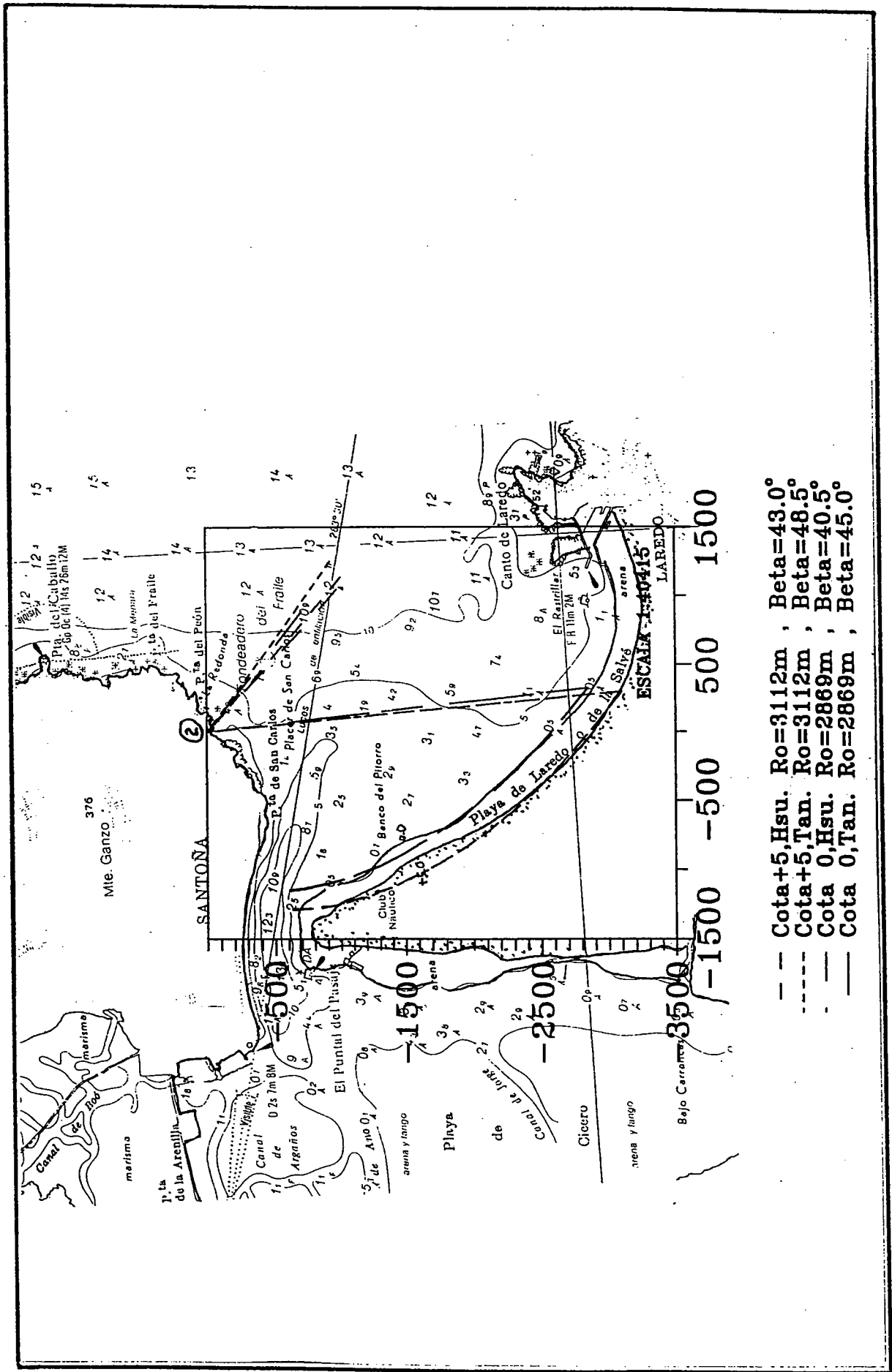


Fig. 3.43 Playa de Laredo

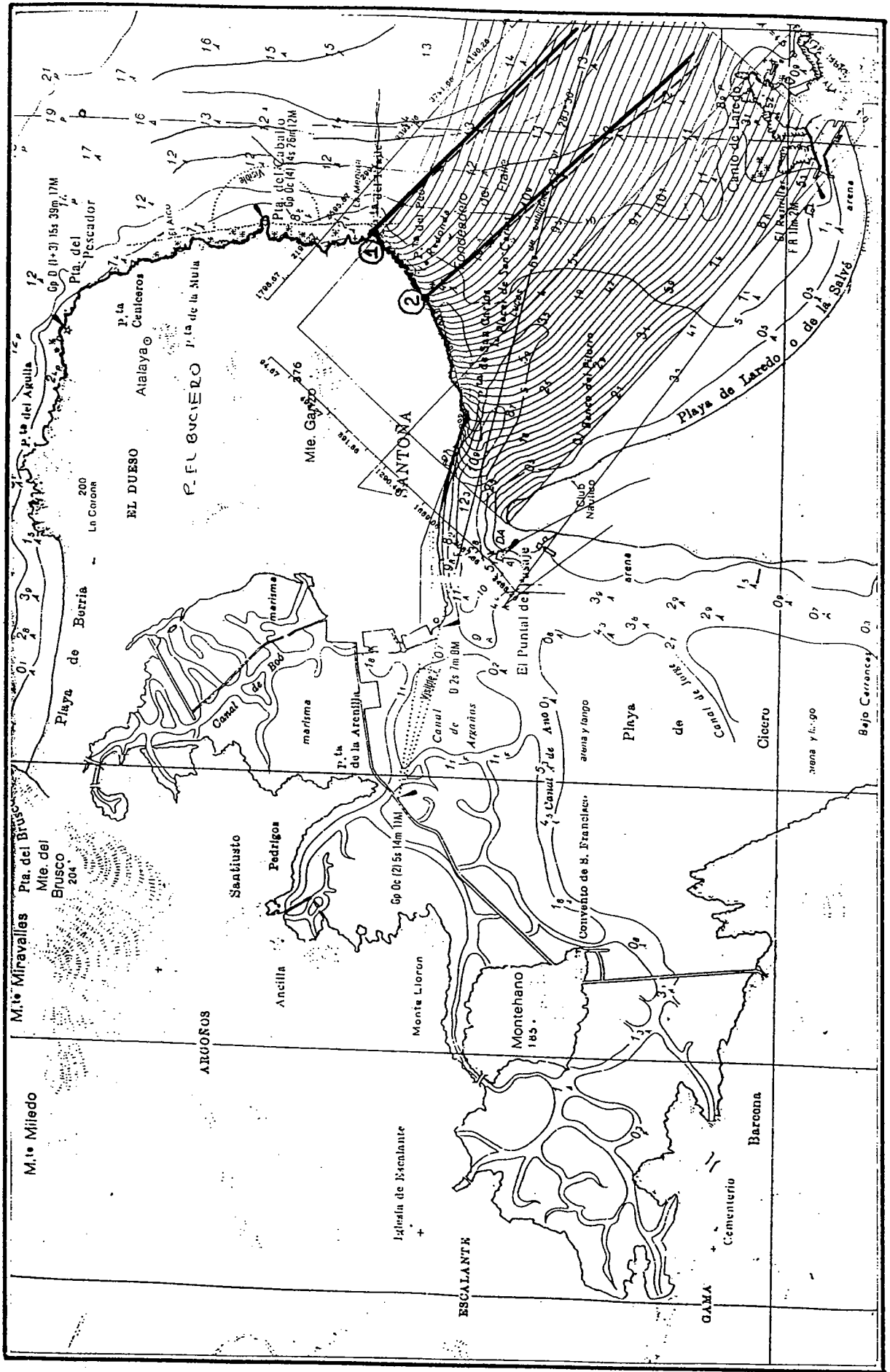


Fig. 3.44 Propagación de oleaje, Playa de Laredo

Hallermeier para la profundidad de cierre,  $h_*$ ). También en esta figura aparecen las tangentes a los puntos de inicio del perfil en  $R_0$  que definen,  $\beta$ , (en línea continua, tangentes a línea de pleamar, en línea punteada a la bajamar) para los dos puntos de control. Como se ve en la fig. 3.44 los frentes de oleaje no son líneas rectas, a la altura del punto de control las orientaciones entre frentes del oleaje y tangentes a la playa son diferentes, posiblemente cerca a la costa son paralelos los frentes de ola a la línea de playa, pero en el caso que no se tenga playa esto no se puede suponer.

### BAHÍA DE PLENCIA-GORLIZ

Esta playa se ubica dentro del Caso 3, es una playa no saturada con el punto de control más cercano a la playa que,  $w_*$ . Es una playa orientada al Oeste de forma aconchada y con la presencia de la ría de Plencia.

Debido a la forma aconchada, es muy difícil, definir un punto de inicio de la parábola tal como se muestra en la fig. 3.45. En el ajuste de la línea de pleamar a partir del punto de control (2), las tres parábolas definidas por los tres radios más pequeños son parábolas similares que ajustan relativamente bien, excepto en la zona final atrás del punto de control, donde el modelo es incapaz de representar bien la línea de pleamar. Esto se produce en parte, porque el ángulo es muy grande para el modelo; en segundo lugar, la presencia de refracción en esta zona hace menos curvos los frentes; y, por último, una tercera causa podría ser la falta de arena para que la línea de pleamar avance más, dado que gran parte de la arena de la playa central ha ido acumulándose en el dique lateral de la ría.

En la fig. 3.46, se tomó el punto de control (1) mostrando que los ajustes no son muy buenos. Las figuras 3.47 a 3.50, muestran los mejores ajustes, a partir de los puntos de control (1), (2), (4) y (5), presentando un ajuste perfecto en los puntos (4) y (5), lo cual muestra que no solo en el punto de control de difracción se obtienen los mejores ajustes. También se observa que el ángulo,  $\beta$ , de Tan y Chiew (1994), es mayor al de Hsu y Evans (1989), a medida que crece el ángulo, como se dijo anteriormente.

En la fig. 3.51 se muestra el mejor ajuste, en el punto (3) (Dique de San Valentín), donde se ve el efecto de la ría que evita que la playa consiga su posición de equilibrio.

En la fig. 3.52 aparece los frentes de la propagación del oleaje (NW), de iguales características al de Laredo. En el punto (2) el frente es sensiblemente parecido a la tangente a la playa donde inicia  $R_0$ , para la línea de pleamar, en el punto (5) es mayor la diferencia.



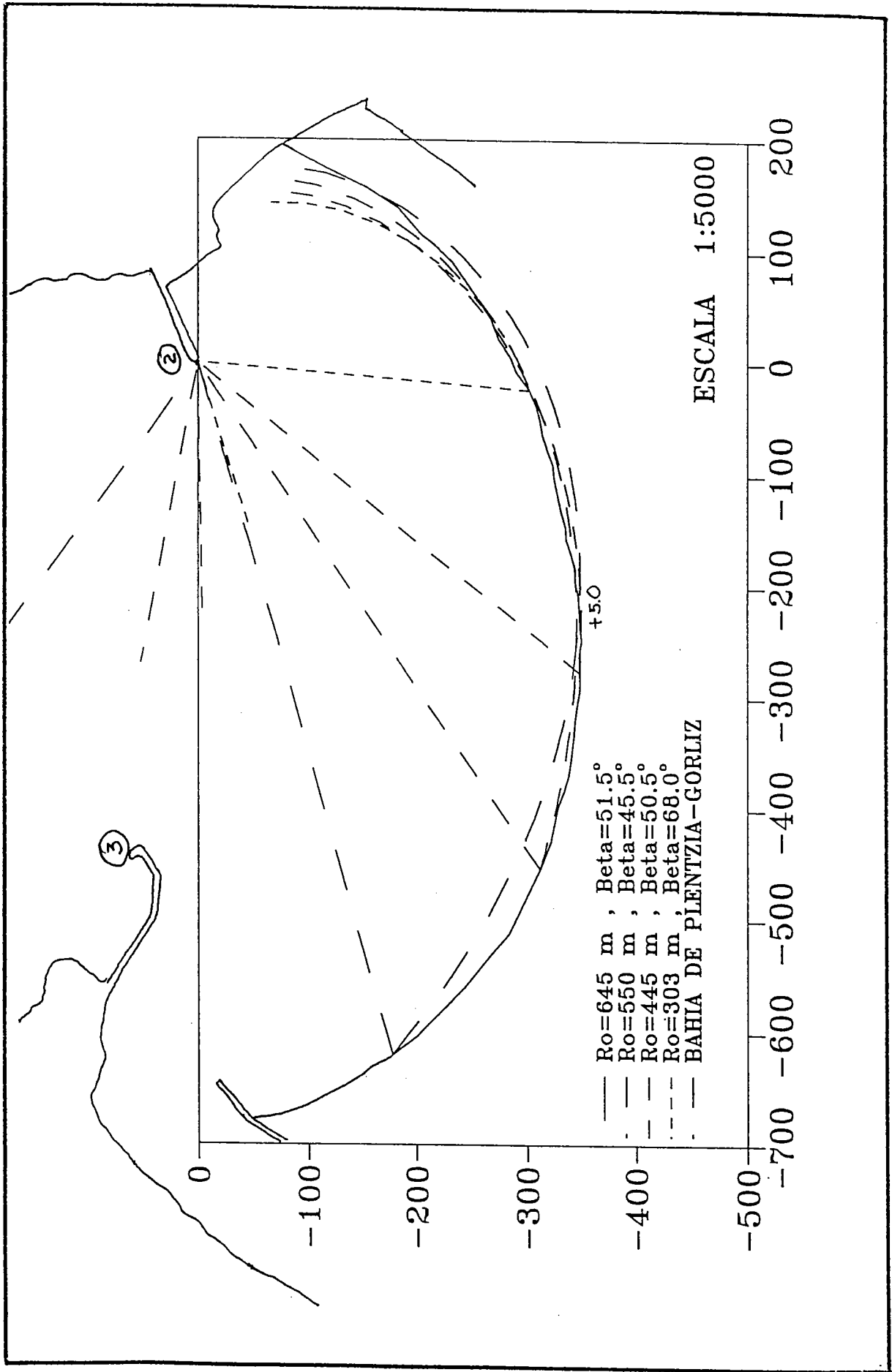


Fig. 3.45 Bahía de Plentzia (Vizcaya)

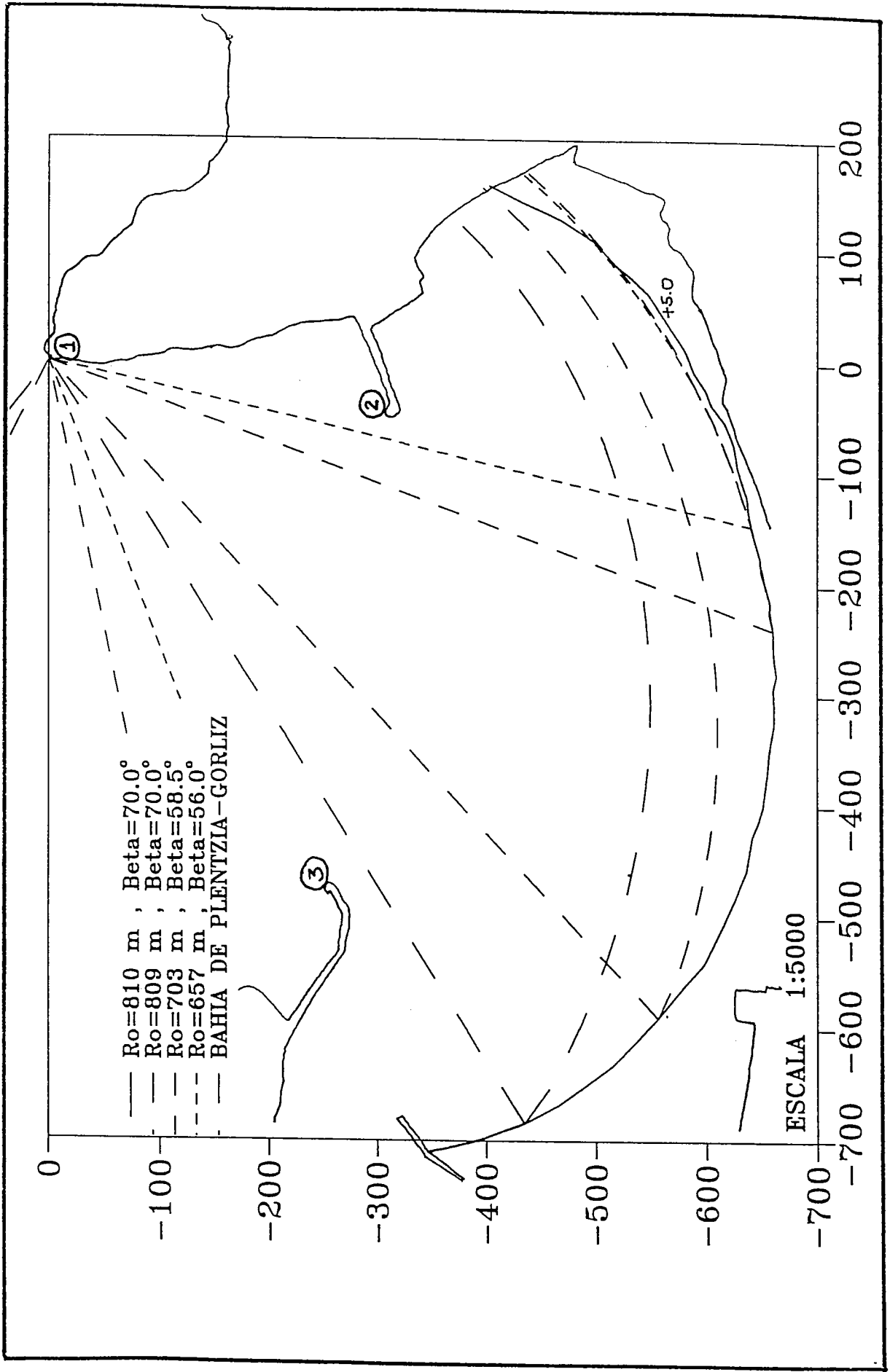
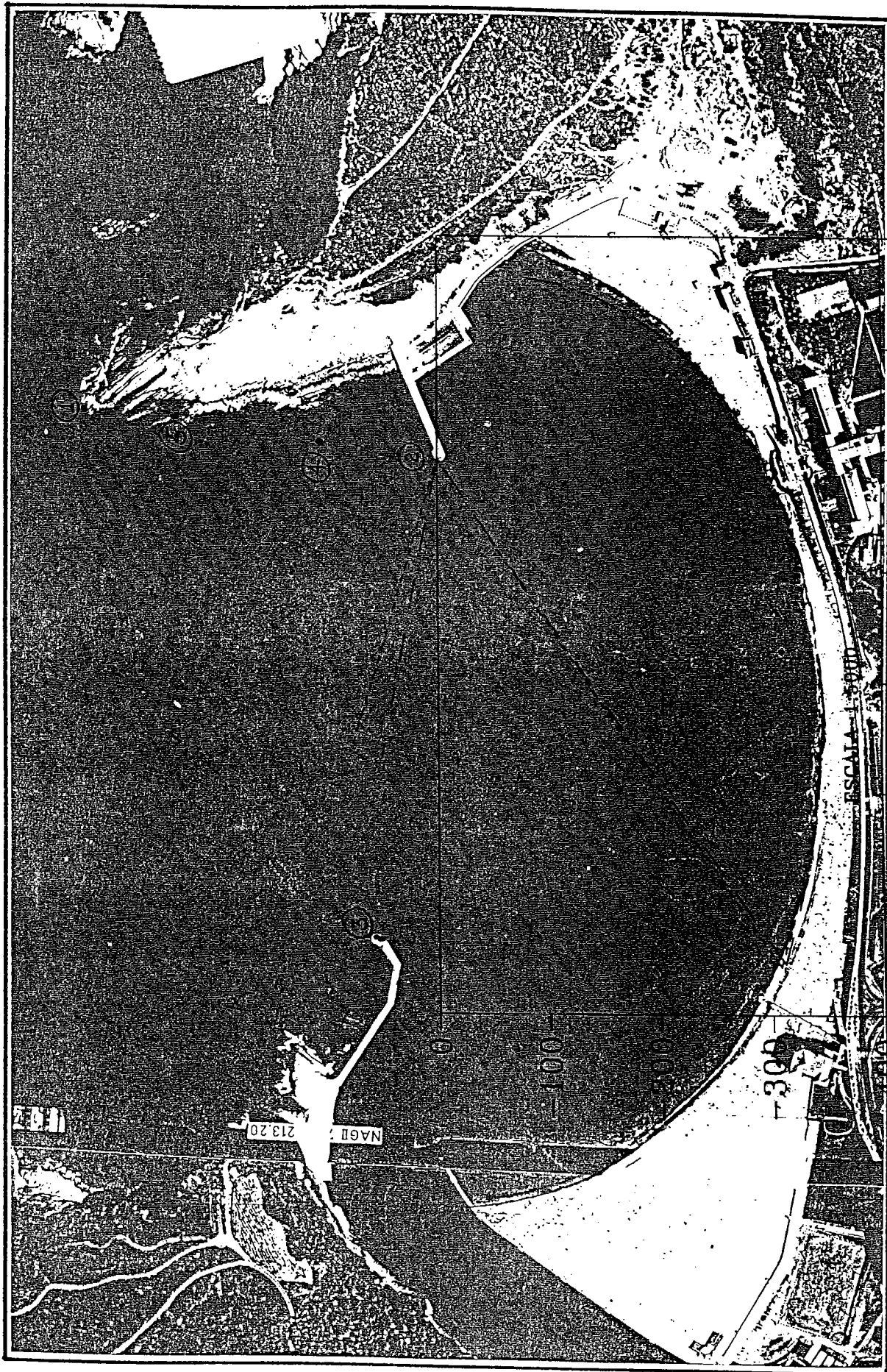


Fig. 3.46 Bahía de Plentzia (Vizcaya)



--- Ajuste Hsu at.  $R_o=550m$ ,  $Beta=45.5^\circ$   
 — Ajuste Tan at.  $R_o=550m$ ,  $Beta=51.0^\circ$   
 BAHIA DE PLENTZIA - GORLIZ (Astondo)

Fig. 3.47 Bahía de Plentzia (Vizcaya)

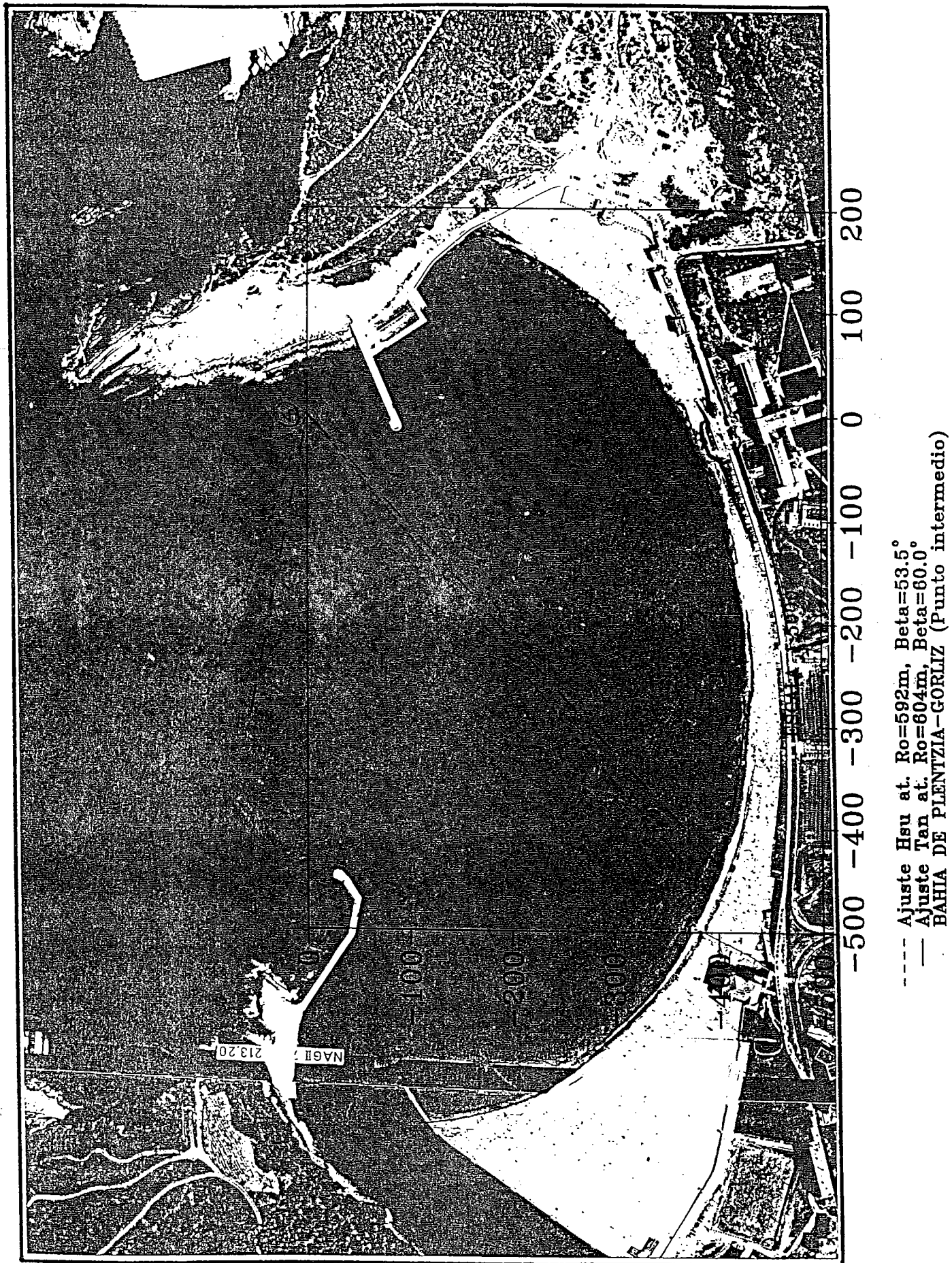


Fig. 3.48 Bahía de Plentzia (Vizcaya)



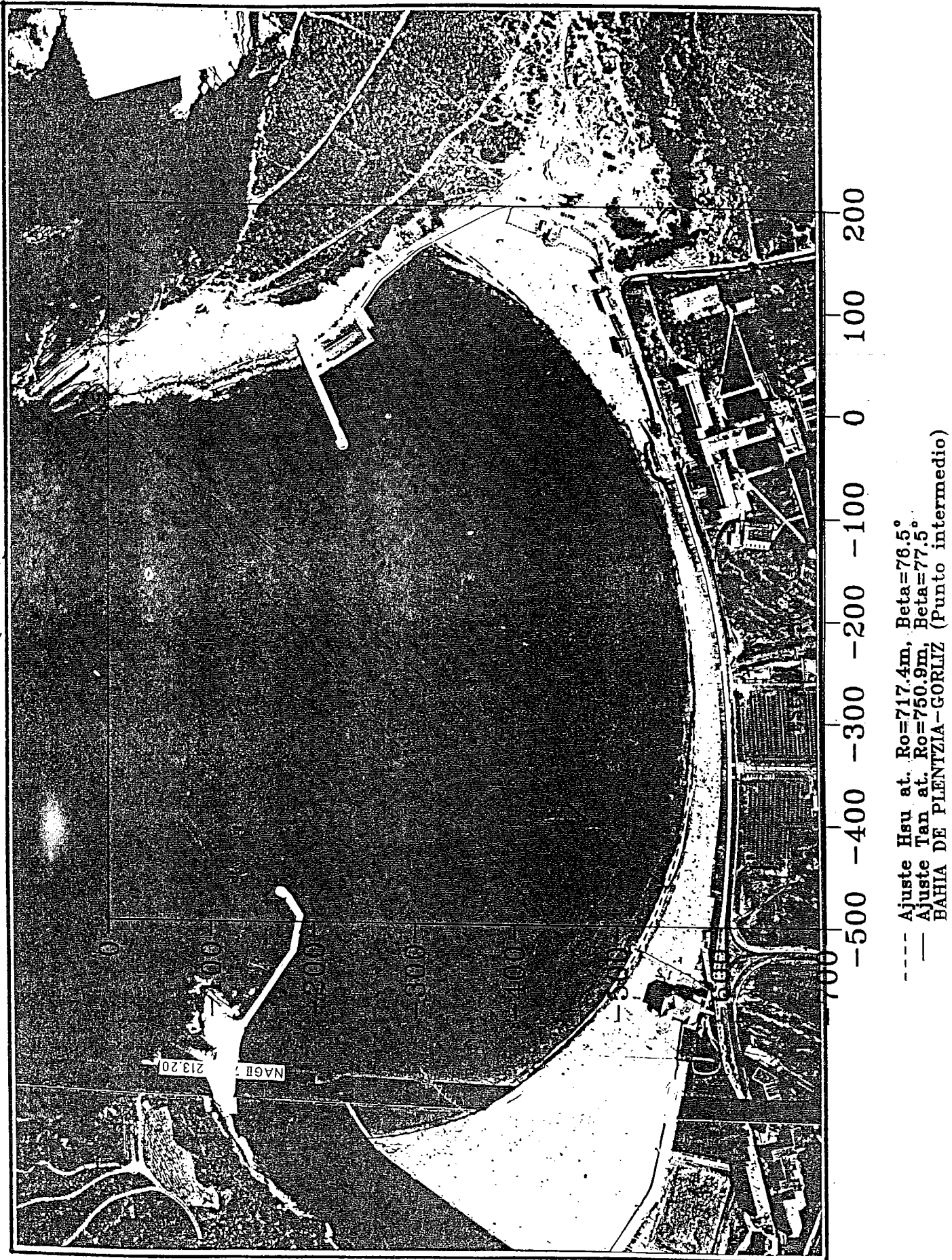


Fig. 3.49 Bahía de Plentzia (Vizcaya)

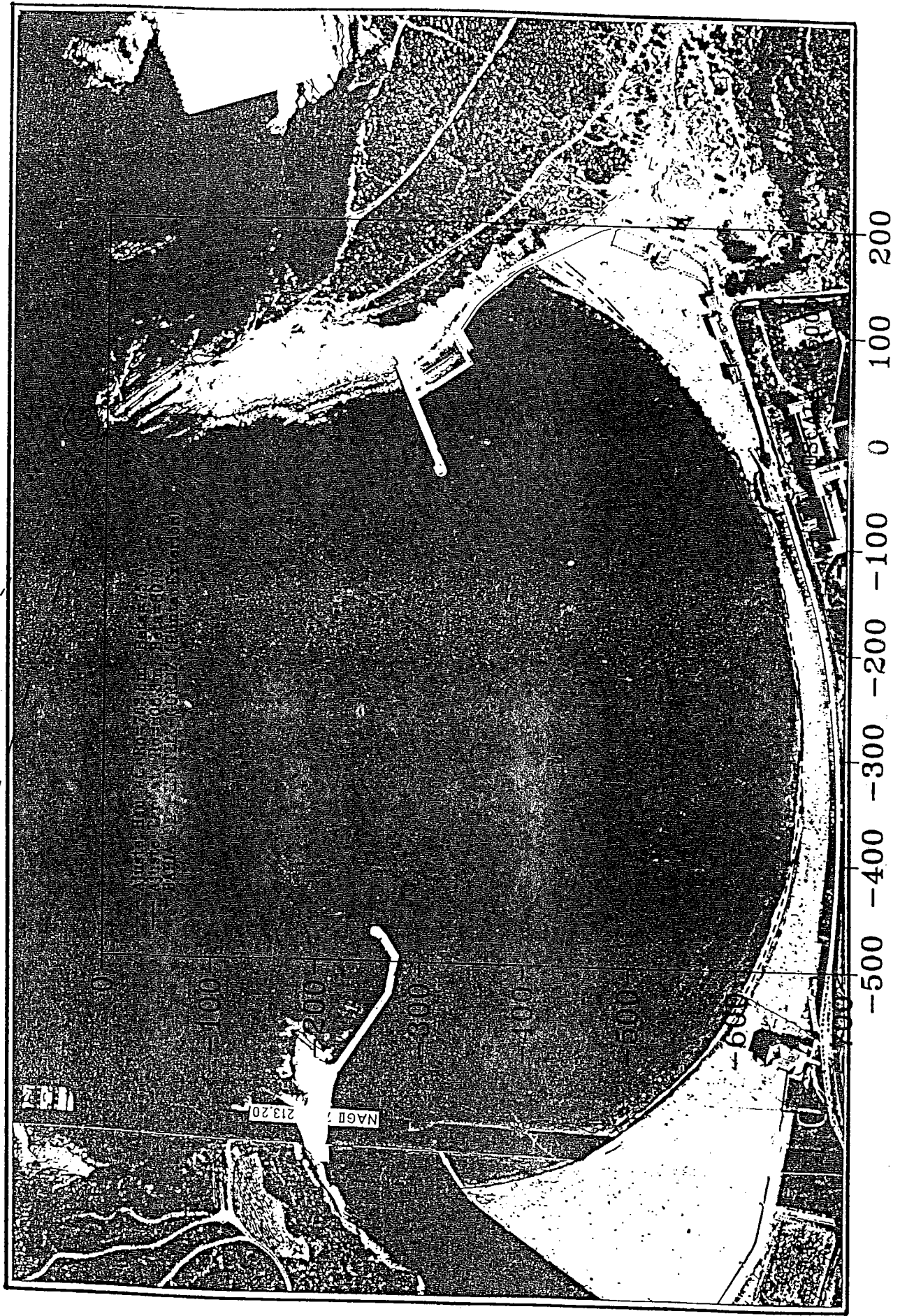


Fig. 3.50 Bahía de Plentzia (Vizcaya)

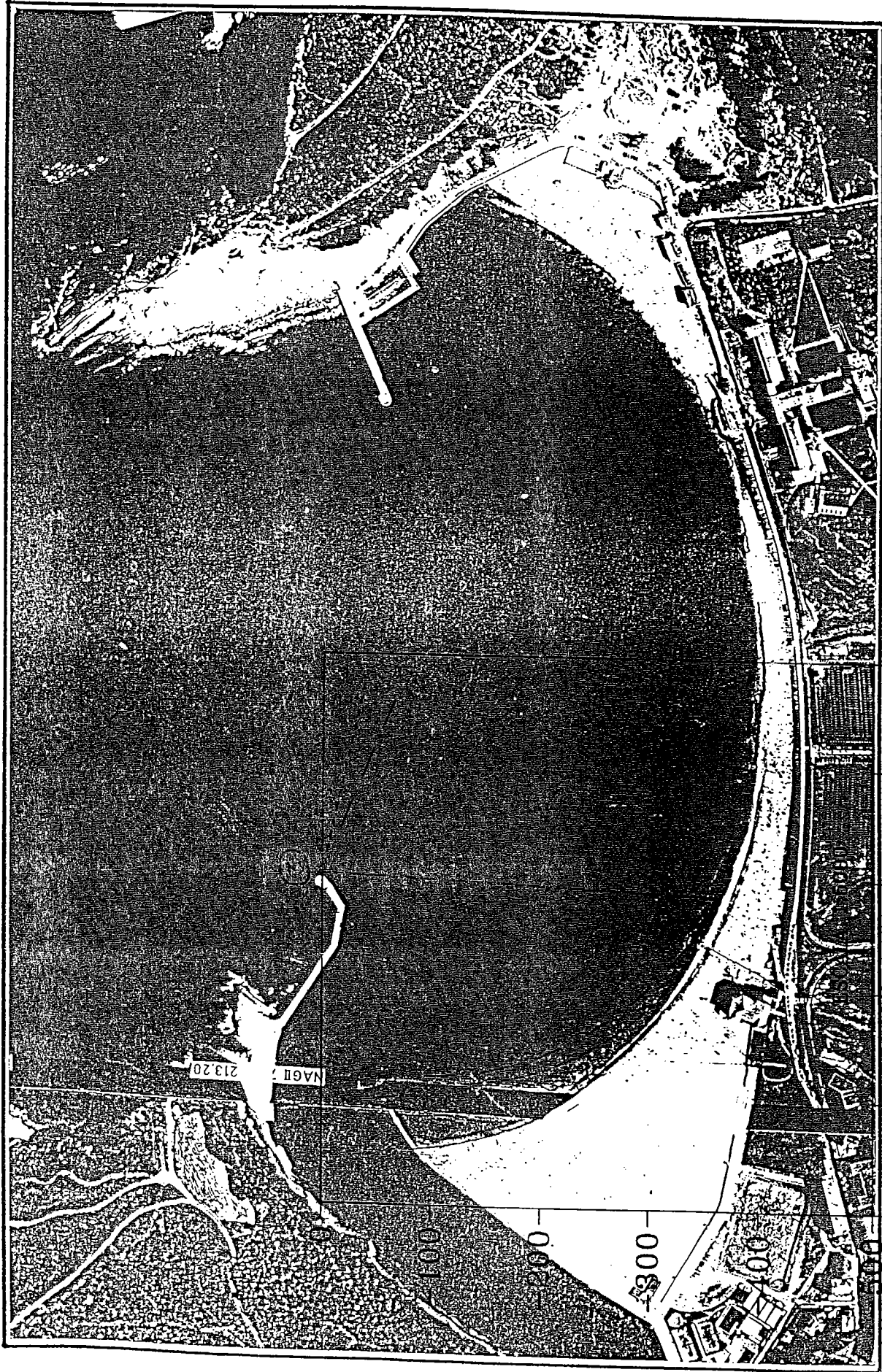


Fig. 3.51 Bahía de Plentzia (Vizcaya)

- - - Ajuste Hsu at.  $R_o=362m$ ,  $Beta=70.0^\circ$   
 — Ajuste Tan at.  $R_o=362m$ ,  $Beta=80.0^\circ$   
 BAHIA DE PLENTZIA-GORLIZ (San Valentin)



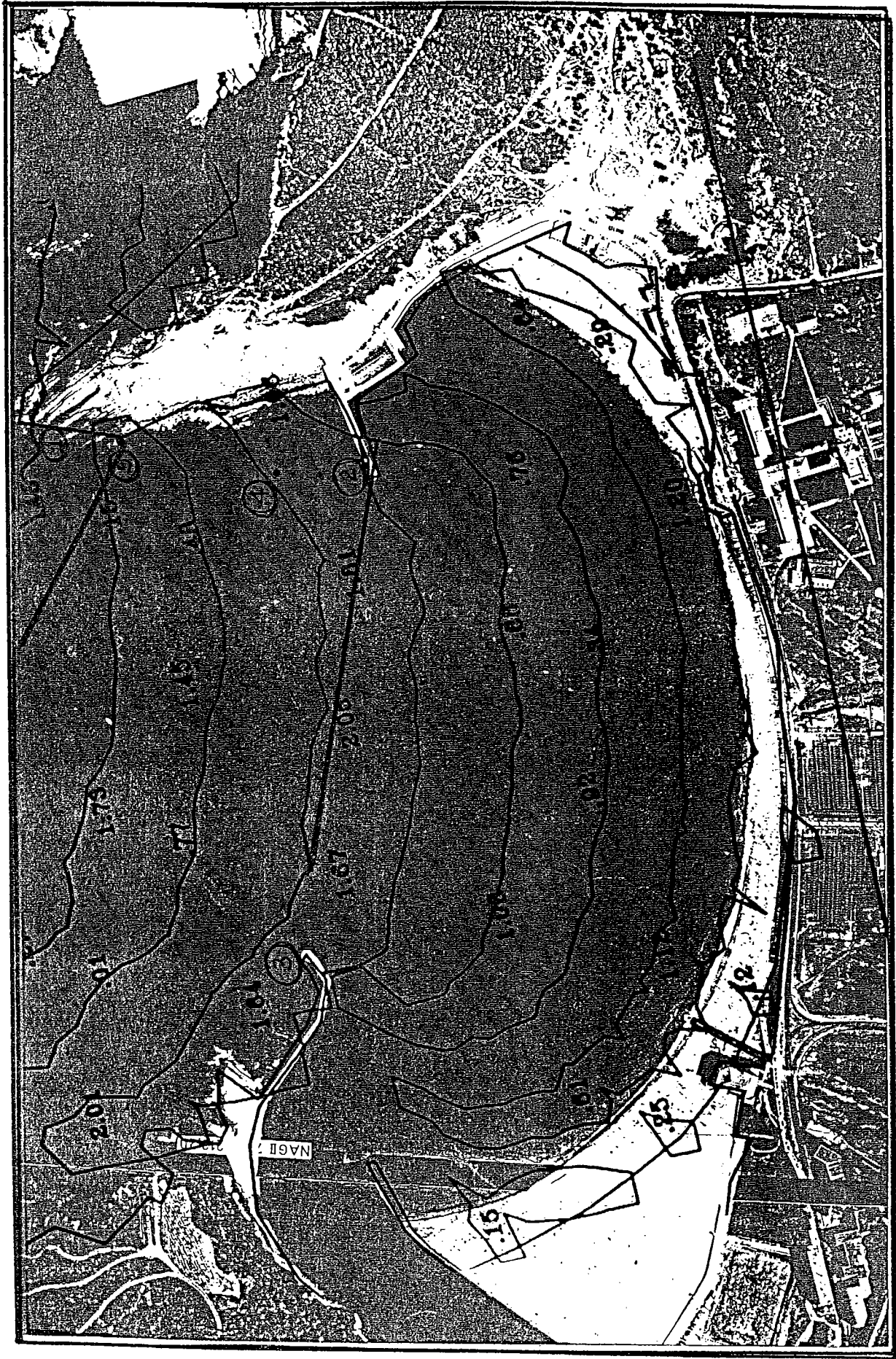


Fig. 3.52 Frentes de Ola, Bahía de Plentzia (Vizcaya)



### 3.4.4. Conclusiones

A partir de la aplicación del Modelo Parabólico de Hsu y Evans (1989) en algunas playas del Cantábrico, se concluye:

- 1.- El Modelo Parabólico de Hsu y Evans (1989), representa bastante bien la forma en planta de una playa en equilibrio estático, sirviendo como herramienta aplicable en playas para determinar, qué zonas de una playa están en equilibrio estático y cuales no.
- 2.- El Modelo de Tan y Chiew (1994), es prácticamente el mismo modelo de Hsu y Evans (1989) ligeramente simplificado. El único inconveniente es que el ajuste de  $\alpha = f(\beta)$  presenta cierta dispersión de datos, dando valores mayores de  $\beta$ , que el modelo de Hsu.
- 3.- Siguiendo el método de Hsu y Evans (1989), se utiliza como frente en el límite "aguas arriba" la paralela a la tangente a la playa en el límite "aguas abajo". A partir de dicho frente se traza las curvas de mejor ajuste. Sin embargo, es importante destacar, que en algunas de las playas estudiadas, el frente trazado en el límite "aguas arriba" no coincide con el oleaje predominante. Este es el caso de las playas del Sardinero o de Castro Urdiales, donde los oleajes predominantes son del NNW, mientras que los frentes que dan lugar al mejor ajuste están orientados al NNE.

Quiere esto decir, que el modelo de Hsu y Evans (1989), es adecuado para obtener la forma en planta de equilibrio de una playa existente. Por el contrario **no puede ser utilizada para el diseño de playas, dado que no existe un criterio que relacione el oleaje predominante**, dato conocido para el diseño, con el frente en el límite "aguas arriba" a partir del cual se obtiene la forma en planta de diseño.

- 4.- Aplicando la metodología de Hsu y Evans (1989), a diferentes puntos ( $P_i$ ), a lo largo de la línea de costa de una playa en equilibrio, (lo cual equivale a definir en cada punto los parámetros  $(\beta_i, R_{0i})$  y su pendiente local como el frente

trasladado), se obtiene que para aquellos puntos de la costa que estén dominados por el mismo origen de control (patrón de difracción), sus parámetros, representan bastante bien, a partir de dicho punto, la línea de costa en equilibrio.

- 5.- La presencia de islas e islotes influyen en la playa dependiendo de su magnitud y distancia a la playa, islas muy pequeñas del orden de magnitud  $O(10)$  m, influyen localmente en la playa, siendo su efecto no pronosticable por el modelo parabólico.
- 6.- El modelo parabólico representa adecuadamente tanto la línea de pleamar como la línea de bajamar. No obstante, el ajuste de ambas líneas de costa en una misma playa se realiza, en general, con diferentes valores de los parámetros de ajuste  $R_0, \beta$ .
- 7.- En playas con rías y desembocaduras el modelo parabólico no es capaz de representar adecuadamente la forma de la playa en la zona cercana a dicha desembocadura, si bien, ajusta correctamente el resto de la playa.

### 3.5. PROPUESTA DE UN MODELO DE FORMA EN PLANTA

#### 3.5.1 Introducción

Históricamente, el estudio de formas de equilibrio en planta se ha abordado desde tres puntos de vista: el primero es la vía **empírica**, donde Geógrafos, Geólogos e Ingenieros de Costas han planteado modelos con base en mediciones hechas de playas reales y modelos físicos, tal es el caso de (Silvester, Ho, Hsu, Tan y Chiew, Dean y otros). El segundo es la vía de **simulación numérica** donde se han desarrollado multitud de modelos, tales como: (Price et al. 1972, Dean y Komar 1975, Le Blond, 1979) quienes hacen uso del hecho de que las crestas del oleaje en una bahía en estado de equilibrio son paralelas a la línea de costa. Yamashita et al (1992), desarrollaron un modelo numérico tridimensional de predicción, el cual se compone de tres módulos (propagación de oleaje, corrientes en la zona de rotura y transporte de sedimento). Otra de las vías numéricas es el empleo de modelos de una línea con transporte de sedimento longitudinal no uniforme (Tsuchiya y Refaat, 1990). La tercera es la vía **analítica**; Wind (1994), propone un modelo analítico de evolución de una playa encajada, que muestra como es su proceso de formación, bajo unas funciones hipotéticas de entrada, no siendo un modelo de diseño.

Las dos primeras aproximaciones del problema dan resultados muy similares, con la diferencia que, los modelos numéricos implican un mayor esfuerzo computacional y ajuste de parámetros. Ninguno de los dos caminos, plantean una formulación analítica que explique la forma en planta de equilibrio.

En la sección anterior se ha comprobado que el modelo parabólico de Hsu y Evans (1989), reproduce, en general, la forma en planta de las playas del Cantábrico con un elevado grado de aproximación. Existe, sin embargo, situaciones (presencia de rías, punto de control muy alejado, etc.) en las que el error entre la predicción y la realidad hacen necesaria una revisión del método al objeto de limitar su campo de validez y/o proponer alguna metodología que permita una mayor generalización del mismo.

En la presente sección se plantean nuevos modelos desde el punto de vista analítico, empírico y numérico, de forma en planta de playas basado en el equilibrio de las corrientes longitudinales asociadas a la rotura del oleaje. Con base en dichos modelos se revisa el modelo parabólico de Hsu y Evans (1989) y en los capítulos siguientes, se propone nuevas metodologías de "Prediseño" y "Diseño" para la aplicación de los mismos.

### 3.5.2 Modelo analítico

#### 3.5.2.1 *Planteamiento del modelo*

La forma en planta de una playa viene condicionada, principalmente, por el sistema de corrientes asociado a la rotura del oleaje, por el sedimento existente (cantidad, tamaño) y por los contornos o geometría donde ha de encajarse dicha playa.

En efecto, la rotura del oleaje genera unas corrientes, fundamentalmente paralelas a la playa, que son función del ángulo con el que el oleaje aborda la costa (corrientes de incidencia oblicua) y de la variación longitudinal de la altura de ola (corrientes de sobreelevación). La suma de éstas corrientes, denominadas corrientes longitudinales, es de especial importancia en la disposición del equilibrio de una playa y, más concretamente, en su forma en planta, dado su importancia en el potencial transporte de arena.

Las corrientes longitudinales se producen en la zona de rotura del oleaje y, por tanto, en un área donde el sedimento se encuentra en suspensión (por la acción de la propia rotura del oleaje) y es fácilmente transportable por efecto de dichas corrientes

longitudinales. De este modo, para que una determinada forma en planta esté en equilibrio, es necesario que o bien no existan corrientes longitudinales (equilibrio estático), o bien que, aún existiendo, el gradiente de transporte generado por éstas sea nulo (la arena que es erosionada de una zona es reemplazada por arena de otro área, de modo que se establezca un circuito cerrado. Esto es, equilibrio dinámico).

Los primeros trabajos que desarrollaron una formulación teórica para las corrientes longitudinales de rotura se deben a Bowen (1969), Longuet-Higgins (1970), y Thornton (1971). Una aproximación a este problema en la zona de rompientes se puede obtener si se simplifica las ecuaciones generales promediadas de cantidad de movimiento aplicando las siguientes hipótesis:

- \* Términos convectivos de la velocidad media despreciables.
- \* Variaciones locales de los valores medios despreciables.
- \* Fondo plano, de pendiente  $\tan\beta$  y batimetría paralela a la línea de costa.
- \* Tensiones de Reynolds despreciables.
- \* Criterio de rotura,  $H = \gamma D$ , donde,  $D$ , es la profundidad.
- \* Variaciones longitudinales del ángulo de incidencia despreciables.

Trabajando las ecuaciones ya simplificadas, se llega a la siguiente expresión de corriente longitudinal:

$$V = \frac{\pi}{C_f} \sqrt{g H_b} \left[ \frac{5}{32} \gamma^{\frac{1}{2}} \text{msen} \theta_b \cos \theta_b - \frac{2K_1}{\gamma^{\frac{1}{2}}} \left[ \frac{\gamma^2}{8} \left( \frac{2}{5} \text{sen}^2 \theta_b + \frac{1}{3} \right) + \frac{1}{3} \right] \frac{\partial H_b}{\partial y} \right]$$

con:

$$K_1 = \frac{5}{2(3\gamma^2 + 8)}$$



y donde,

$V$	=	corriente media longitudinal
$C_f$	=	coeficiente de Chezy
$H_b$	=	Altura de ola en rotura
$\gamma$	=	Índice de rotura $\gamma = (H_b / h_b - 0.8)$
$m$	=	Pendiente de la playa ( $m = \text{tg}\beta$ )
$\theta_b$	=	Ángulo de rotura entre el frente y la costa
$\frac{\partial H_b}{\partial y}$	=	Gradiente longitudinal de altura de ola
$g$	=	Aceleración de la gravedad.

En dicha expresión queda claramente reflejada la importancia que en la magnitud de la corriente longitudinal tiene la altura de ola  $H_b$ . Así mismo se puede distinguir la parte de corriente debida a incidencia oblicua ( $\text{sen } \theta_b \text{ cos } \theta_b$ ) y la debida a gradiente de altura de ola  $\left(\frac{\partial H}{\partial y}\right)$ .

### *Equilibrio Estático*

De acuerdo a la definición dada anteriormente, una playa está en equilibrio estático si:

$$V = 0$$

Afirmación ya planteada por Iribarren, (1949).

$$\frac{5}{32} \gamma m \text{ sen } \theta_b \text{ cos } \theta_b = 2k_1 \left[ \frac{\gamma^2}{8} \left( \frac{2}{5} \text{ sen}^2 \theta_b + \frac{1}{3} \right) + \frac{1}{3} \right] \frac{\partial H_b}{\partial y}$$

Luego:

$$\frac{5\gamma m \text{ sen} 2\theta_b}{128 K_1 \left[ \frac{\gamma^2}{8} \left( \frac{2}{5} \text{ sen}^2 \theta_b + \frac{1}{3} \right) + \frac{1}{3} \right]} = \frac{\partial H_b}{\partial y}$$



Dado que en el equilibrio el ángulo de rotura es pequeño, resulta:

$$\theta_b \ll 1$$

$$\text{sen } 2\theta_b \approx 2\theta_b$$

$$\text{sen}^2 \theta_b \approx \theta_b^2 \approx 0$$

reemplazando se tiene:

$$\theta_b = K_2 \frac{\Delta H_b}{\Delta y}$$

$$\theta_b \Delta y = K_2 \Delta H_b$$

$$\Delta r = K_2 \Delta H_b$$

donde:

$$K_2 = \text{parámetro} = \frac{4\gamma^2 + 32}{3\gamma m (3\gamma^2 + 8)}$$

$$K_2 = \left( \frac{1.45}{\text{m}} \right) \text{ para } \gamma = 0.8$$

$$\Delta r = \theta_b \Delta y \quad \text{arco comprendido por } \theta_b \text{ en un } \Delta y$$

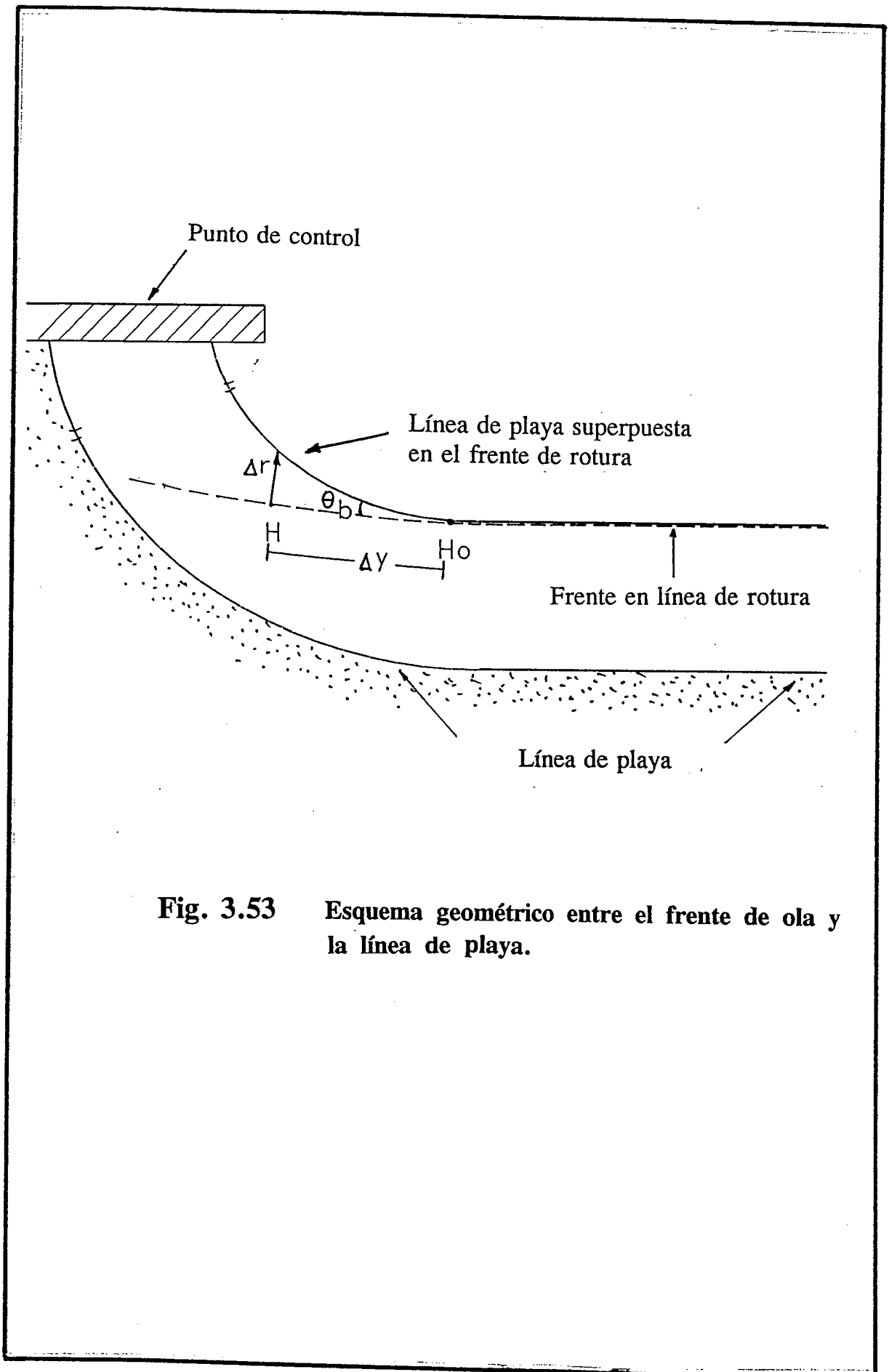
La explicación de la expresión anterior es la siguiente. En el caso en que la altura de ola sea constante a lo largo del frente, es decir  $\frac{\partial H}{\partial y} = 0$ , la condición necesaria para que la corriente longitudinal sea nula es que  $\sin \theta_b = 0$ , esto es, la línea de costa se ha de disponer paralela a los frentes del oleaje. Si la altura de ola no es constante a lo largo de un frente, la línea de costa ha de formar un cierto ángulo con respecto a los frentes del oleaje de modo que la corriente debida a la incidencia oblicua anule la corriente de sobre elevación. Este ángulo  $\theta_b$  entre la línea de costa y el frente da lugar a que en un " $\Delta y$ " se produzca una separación " $\Delta r$ " entre el frente y la línea de costa, fig. 3.53. Dicha separación es directamente proporcional a la variación de altura de ola,  $\Delta H_b$ , e inversamente proporcional al índice de rotura y a la pendiente de la playa.

Nótese que la expresión anterior informa sobre la magnitud,  $\Delta r$ , que la línea de costa difiere del frente de oleaje. De este modo si  $\Delta H_b = 0$ , entonces  $\Delta r = 0$  y la línea de costa coincide con el frente. Si  $\Delta H_b \neq 0$ , la línea de costa resulta:

$$\text{Línea de costa} = \text{Frente} + \int_{r_0}^r dr$$

o lo que es lo mismo:

$$\text{Línea de costa} = \text{Frente} - \int_{H_0}^H K_2 dH$$



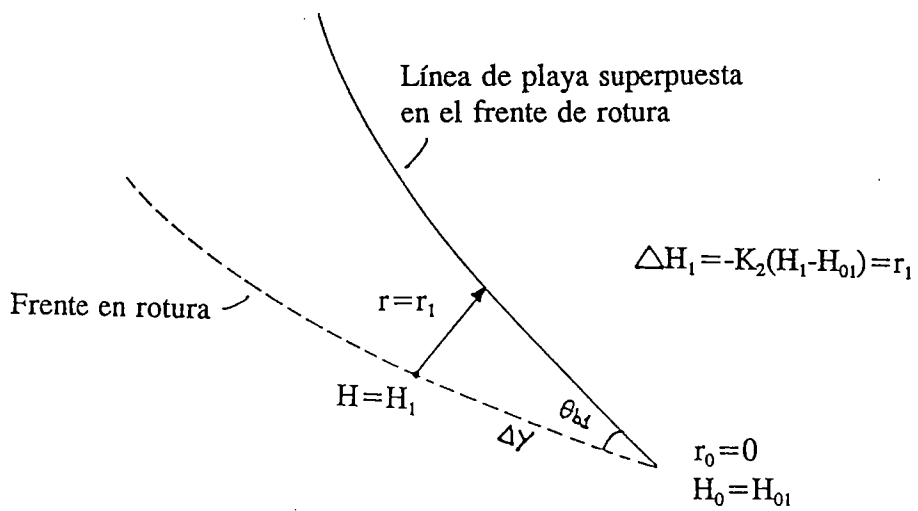
**Fig. 3.53** Esquema geométrico entre el frente de ola y la línea de playa.



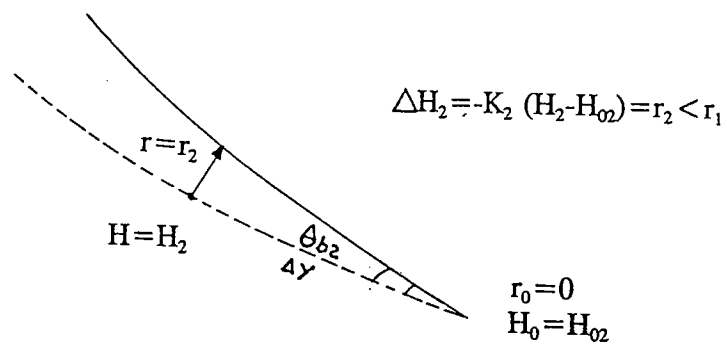
Para la integración de esta ecuación es recomendable elegir como punto inicial,  $r_0$ , un punto en el que no exista variación de la altura de ola  $y$ , por tanto,  $r_0 = 0$ , ver fig. 3.54. Es importante señalar, que la línea de costa no depende de la altura de ola incidente sino del gradiente longitudinal de la misma.

Una manera de interpretar la ecuación anterior es que la línea de costa es un frente de oleaje más una perturbación (aunque a veces puede ser importante) debido a los gradientes de altura de ola. De este modo, si existe un bajo importante o un cañón submarino que modifique la propagación del frente, esta modificación generará una respuesta de la línea de costa. Análogamente, si existe algún elemento que genere una alteración en la distribución de altura de ola (por ejemplo difracción, onda de borde, concentraciones locales), éste se verá manifestado en la línea de costa.

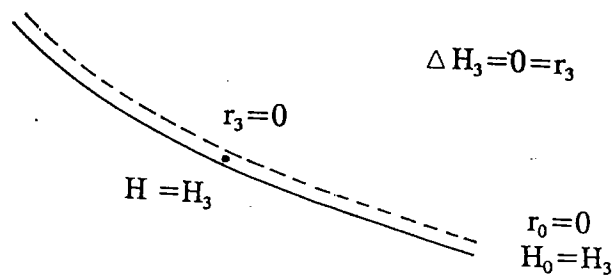
Los ensayos en los cuales se basa el modelo parabólico de Hsu y Evans (1989), se refieren a playas saturadas de arena y gobernadas por la difracción de un saliente. A la luz de la ecuación anterior es fácil comprender que si el punto de difracción está alejado, la propagación (refracción) del oleaje provoca una modificación del frente y consecuentemente los ajustes de Hsu y Evans (1989) no serán aplicables. Análogamente, la existencia de un bajo mareal en las desembocaduras de las rías provoca una redistribución de la energía del oleaje (frentes y alturas de ola) no contemplada en el modelo de Hsu y Evans (1989). Estos aspectos se desarrollarán con detalle posteriormente.



(A) Playa con Gradiente de Altura de Ola en Rompiente,  $\Delta H_1$ .



(B) Playa con Gradiente de Altura de Ola en Rompiente,  $\Delta H_2 < \Delta H_1$ .



(C) Playa con Gradiente Nulo de Altura de Ola en Rompiente.

Fig. 3.54 Gradientes de Altura de Ola en Relación al Avance,  $r$ , de la Playa.



### *Equilibrio Dinámico*

En una playa en equilibrio dinámico existe un transporte de arena y, consecuentemente, una corriente longitudinal capaz de mantener dicho transporte. En ese caso se tiene:

$$V_0 = \frac{\pi}{C_f} \sqrt{g H_b} \left[ \frac{5}{32} \gamma^{\frac{1}{2}} m \operatorname{sen} \theta_b \cos \theta_b - \frac{2K_1}{\gamma^{\frac{1}{2}}} \left[ \frac{\gamma^2}{8} \left( \frac{2}{5} \operatorname{sen}^2 \theta_b + \frac{1}{3} \right) + \frac{1}{3} \right] \frac{\partial H_b}{\partial y} \right]$$

$$\frac{5\gamma m \operatorname{sen} 2\theta_b}{128 K_1 \left[ \frac{\gamma^2}{8} \left( \frac{2}{5} \operatorname{sen}^2 \theta_b + \frac{1}{3} \right) + \frac{1}{3} \right]} - \frac{V_0 C_f \gamma^{\frac{1}{2}}}{\pi \sqrt{g H_b} 2K_1 \left[ \frac{\gamma^2}{8} \left( \frac{2}{5} \operatorname{sen}^2 \theta_b + \frac{1}{3} \right) + \frac{1}{3} \right]} = \frac{\partial H_b}{\partial y}$$

Suponiendo que  $\theta_b$  es pequeño, y denominando:

$$K_3 = \frac{24 C_f \gamma^{\frac{1}{2}} (3\gamma^2 + 8) V_0}{5\pi \sqrt{g H_b} (\gamma^2 + 8)}$$

$$K_3 = \frac{0.5 C_f V_0}{\sqrt{H_b}} \quad \text{para } \gamma = 0.8$$

se obtiene:

$$\frac{1}{K_2} \theta_b \Delta y - K_3 \Delta y = \Delta H_b$$

$$\Delta r = K_2 [\Delta H_b + K_3 \Delta y]$$

Esta ecuación tiene una interpretación análoga a la obtenida en el caso de equilibrio estático:

$$\text{Línea de Costa} = \text{Frente} + \int_{r_0}^r dr$$

Nótese, que en el caso de  $\Delta H_b = 0$ , la línea de costa no coincide con el frente ( $\Delta r \neq 0$ ) puesto que ha de existir el ángulo necesario para generar el transporte de arena. Es importante señalar que dicho ángulo depende de  $K_3$ , esto es: la corriente longitudinal, el coeficiente de fricción, la altura de ola en rotura y el índice de rotura (el cual involucra a su vez, la pendiente de la playa y el período del oleaje).

La solución al problema de la forma en planta de equilibrio, se reduce a definir el frente de ola,  $F$ , y el gradiente longitudinal de altura de ola,  $\Delta H_b$ , en la rotura.

Tres aproximaciones se pueden hacer al problema: la vía analítica, empírica y numérica, a continuación se plantearán los modelos desde los dos primeros puntos de vista, en el capítulo V, por la vía numérica.

### 3.5.2.2. Soluciones al modelo analítico

En esta sección, se plantean dos diferentes soluciones al modelo analítico. La primera se analiza el problema para el caso de oleaje incidiendo en un dique semi-infinito, en que el fenómeno dominante es la difracción: con fondo plano en cercanías al dique y una playa de pendiente recta al final, el segundo caso se plantea la solución de formas rítmicas en playas "cusps", debida a ondas de borde.

### 3.5.2.2.1 Modelo en planta bajo el dominio de la difracción.

Inicialmente se analizará el caso de una onda (oblicuidad,  $\theta$ , altura de ola  $H_1$  y período  $T$ ), propagándose en un fondo plano, que incide en una barrera o dique semi-infinito (impermeable, rígido y vertical). En este caso se determinarán las características de los frentes y altura de ola después del Dique. Posteriormente, se añade a esta configuración una playa, con el fin de definir su forma en planta de equilibrio.

La onda incidente al pasar el dique, presenta tres regiones bien definidas, fig. 3.55:

- la región 1, es la zona no afectada por la barrera, en esta zona no existen gradientes de altura de ola y los frentes permanecen paralelos.
- en la región 2, el oleaje se encuentra afectado por la barrera, se presenta una distribución lateral de energía perpendicular a la dirección predominante de la ola, fenómeno denominado difracción. La difracción en esta región no altera la orientación de los frentes, pero si genera gradientes de altura de ola longitudinales a los mismos.
- en la región 3, denominada zona de sombra, se caracteriza por que la difracción genera frentes circulares cuyo origen se encuentra en el extremo del obstáculo y gradientes de altura de ola a lo largo de los mismos,

Para las distintas regiones, los frentes de ola se encuentran bien definidos, en cuanto a los gradientes de altura de ola, estos se obtienen a partir de la solución de la ecuación de Laplace (ecuación que gobierna el movimiento de un fluido oscilatorio), y sus condiciones de contorno, incluida la barrera impermeable. Sommerfeld (1896), fue el primero en solucionar el problema de la difracción en el campo de la óptica, varios años después, Penney y Price (1944), probaron que ésta solución se aplicaba también a la difracción en el agua; posteriormente, Putnam y Arthur (1948), adaptaron la solución al campo del oleaje con incidencia normal.

La solución al desplazamiento de la superficie libre del agua,  $\eta$ , viene dada por la expresión:



$$\eta = a \frac{i\sigma}{g} F(r, \theta) \cosh K h e^{i\sigma t}$$

donde:

$a$  = amplitud de la onda

$\sigma$  = la frecuencia de la onda  $\frac{2\pi}{T}$

$K$  = Número de onda =  $\frac{2\pi}{L}$

$L$  = Longitud de onda

$h$  = Profundidad media del agua

$g$  = Aceleración de la gravedad

$i = \sqrt{-1}$

$(r, \theta, t)$  = coordenadas bidimensionales en el espacio  $r - \theta$  y tiempo (fig. 3.55)

La función  $F(r, \theta)$ , contiene información de la amplitud de la onda y su fase, y satisface la siguiente ecuación:

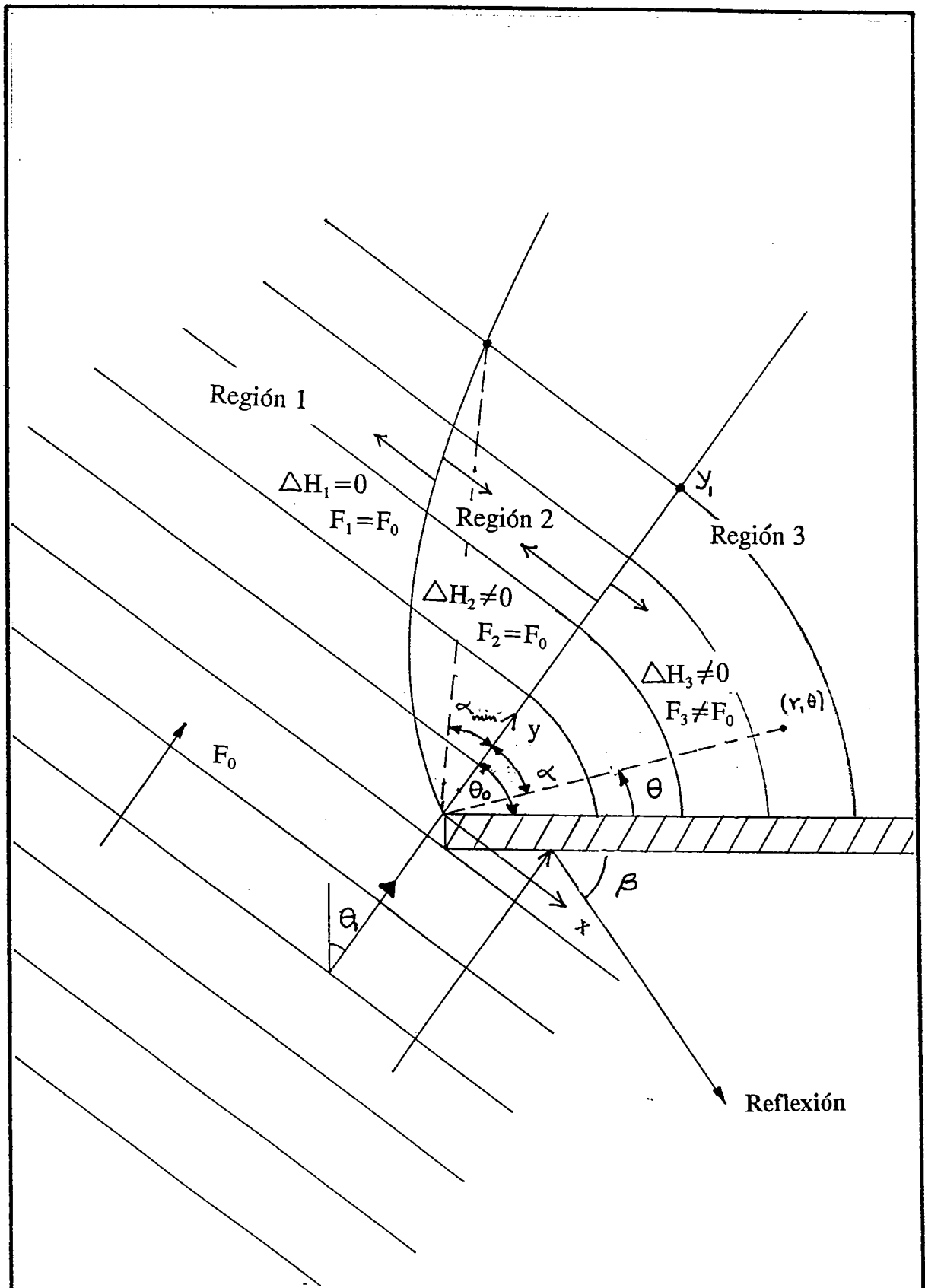
$$\frac{\partial^2 F}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial F}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 F}{\partial \theta^2} + k^2 F = 0$$

La solución a esta ecuación, teniendo en cuenta como condición de contorno el dique en  $\theta = 0$ , fue obtenida por Putnam y Arthur (1948), como sigue:

$$F(r, \theta) = \frac{1}{\sqrt{2}} e^{i\left[\frac{\pi}{4} - Kr \cos(\theta_0 - \theta)\right]} \int_{-\infty}^{U_1} e^{\frac{-i\pi U^2}{2}} dU + \\ + \frac{1}{\sqrt{2}} e^{i\left[\frac{\pi}{4} - Kr \cos(\theta_0 - \theta)\right]} \int_{-\infty}^{U_2} e^{\frac{-i\pi U^2}{2}} dU$$

donde:

$$U_1 = \sqrt{\frac{Kr}{\pi}} \operatorname{sen} \left[ \frac{1}{2} (\theta_0 - \theta) \right], \quad U_2 = -\sqrt{\frac{4Kr}{\pi}} \operatorname{sen} \left[ \frac{1}{2} (\theta_0 + \theta) \right]$$



**Fig. 3.55** Difracción del Oleaje Debido a un Dique Semi-infinito, en Fondo Plano.

La ecuación para la superficie libre, donde solo se tiene en cuenta la parte real de  $F(r, \theta)$  es:

$$\eta = \frac{a\sigma}{g} |F(r, \theta)| \cosh Kh e^{i \left[ \frac{\pi}{2} + \sigma t + \arg F(r, \theta) \right]}$$

donde se observa que el módulo de  $F(r, \theta)$ , determina la amplitud de las ondas difractadas y el argumento determina la fase del oleaje.

El coeficiente de difracción,  $K_D$ , es definido como la relación de la onda difractada con respecto a la onda incidente, así:

$$K_D = \frac{a\sigma/g |F(r, \theta)| \cosh Kh}{a\sigma/g \cosh Kh}$$

ó,

$$K_D = |F(r, \theta)|$$

Para la solución completa de  $F(r, \theta)$  se define la función:

$$f(U) = \frac{1}{\sqrt{2}} e^{i \frac{\pi}{4}} \int_{-\infty}^U e^{-i\pi \frac{U^2}{2}} dU$$

el módulo y argumento de  $f(U)$  puede ser determinado de valores tabulados de las integrales de Fresnel. (Abramowitz y Stegun, 1965).



Para  $U_1$ :

$$f(U_1) = \frac{1}{\sqrt{2}} e^{i\frac{\pi}{4}} \int_{-\infty}^{U_1} e^{-i\pi\frac{U^2}{2}} dU$$

Los valores de  $U_2$  son menores que  $-2$ , para la mayor parte detrás del dique, obteniéndose la siguiente aproximación:

$$f(U_2) \cong \left( -\frac{1}{\pi} \sqrt{2} U \right) e^{-\pi \left[ \frac{1}{4} + \frac{U^2}{2} \right]}$$

Sustituyendo estos valores, se obtiene la expresión:

$$F(r, \theta) = \left[ |f(\beta_r)| - \left( \frac{1}{\pi \sqrt{2} \beta_g} \right) e^{-2\pi i \left[ \frac{1}{8} + \psi(\beta_r) \right]} \right] e^{-2\pi i \left[ \frac{r}{L} - \psi(U_r) \right]}$$

Con base en la expresión de  $K_D$ , obtenida anteriormente se tiene que:

$$K_D = |F(r, \theta)| = |f(\beta_r)| - \left( \frac{1}{\pi \sqrt{2} \beta_g} \right) e^{-2\pi i \left[ \frac{1}{8} + \psi(\beta_r) \right]}$$

donde:

$$\beta_r = -\sqrt{\frac{8r}{L}} \operatorname{sen} \left[ \frac{1}{2} (\theta_0 - \theta) \right]$$

$$\beta_g = -\sqrt{\frac{8r}{L}} \operatorname{sen} \left[ \frac{1}{2} (\theta_0 + \theta) \right]$$

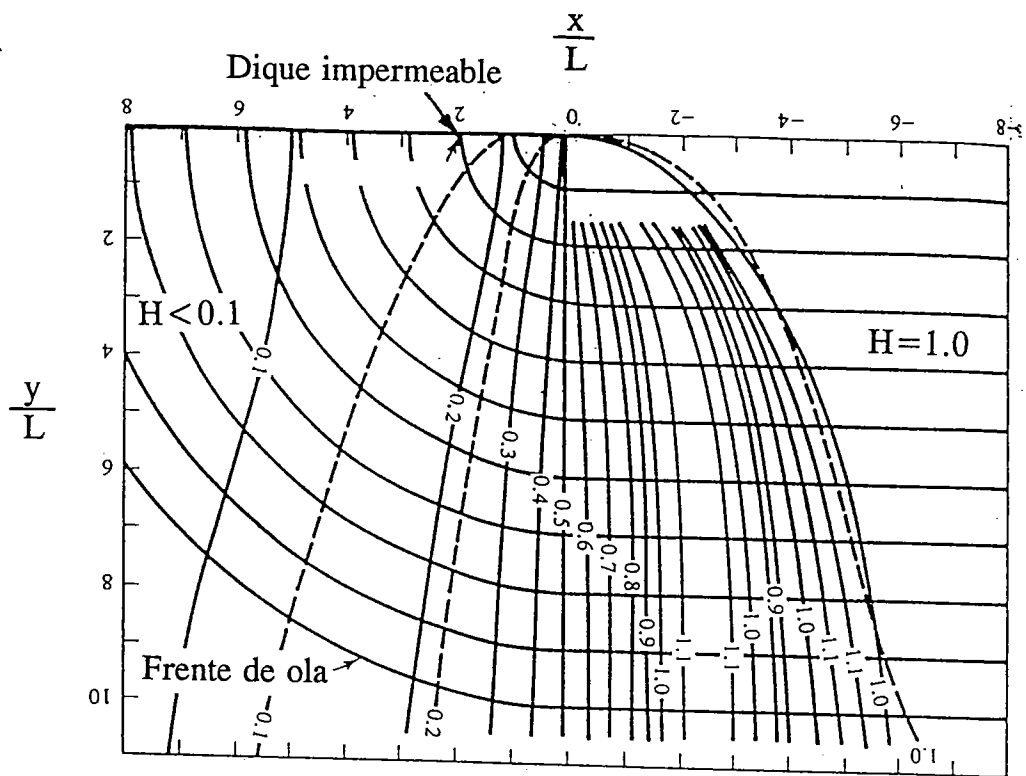
$$\psi(\beta) = \frac{1}{4} \beta^2 + \left[ \frac{\arg f(\beta)}{2\pi} \right]$$

Para valores de  $R/L \cos(\theta_0 - \theta) > 2$ , el segundo término de la ecuación de  $K_D$ , se hace muy pequeño comparado con  $|f(\beta_r)|$ , quedando la siguiente aproximación para el coeficiente de difracción:

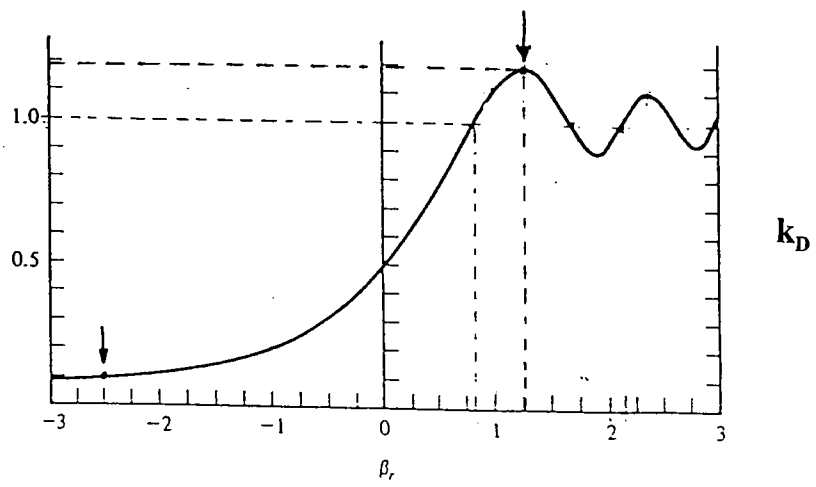
$$K_D \cong |f(\beta_r)|$$

En la fig. 3.56, aparece la solución para incidencia normal de las isolíneas de altura de ola relativa (coeficiente de Difracción,  $K_D = H/H_1$ ). En la fig. 3.57, aparece la variación del coeficiente de difracción a lo largo de un frente, con respecto al parámetro  $\beta_r = 0$  ( $\alpha = 0$ ), corresponde a la recta entre las regiones 2 y 3,  $\beta_r < 0$  ( $\alpha > 0$ ), asociado a la zona de sombra y  $\beta_r > 0$  ( $\alpha < 0$ ), relacionado a las regiones 1 y 2. Esta curva se aplica para cualquiera de los frentes, de tal manera que los frentes cercanos al dique, presentan gradientes de altura de ola longitudinal mayores que los frentes más lejanos.

La solución para  $F(x,y)$  es algebraicamente complicada, hay varias expresiones que se aproximan bastante bien a la solución exacta a un nivel ingenieril. Por ejemplo, para valores grandes de  $(y)$ , la altura relativa de ola (coeficiente de difracción), se aproxima a 0.5 en la línea  $\beta_r = 0$  ( $\alpha = 0$ ), ver fig. 3.57.



**Fig. 3.56** Frentes de Ola y Líneas de Igual Coeficiente de Difracción. Incidencia Normal del Oleaje: (-) Solución Exacta, (---) Aproximación.



**Fig. 3.57** Coeficiente de Difracción,  $k_D$ , versus el Parámetro de Distancia,  $\beta_R$  (de Penney y Price, 1952).

$$\frac{x}{L} = \sqrt{\frac{\beta_R^4}{16} + \frac{\beta_R^2 y}{2L}}$$

En el modelo de fondo plano, la difracción es el fenómeno que domina la propagación del oleaje después del dique. A efectos de plantear un modelo de la forma en planta de una playa, dominada por el fenómeno de difracción, considerada sobre fondo plano horizontal; a continuación se extiende una playa con pendiente constante ( $m$ ) y paralela al frente de rotura, ver fig. 3.58. La playa es disipativa.

De acuerdo a lo visto anteriormente, la forma de equilibrio en planta depende de la forma del frente, más una perturbación debida a los gradientes de altura de ola, en este caso, al poseer la playa inicialmente una forma paralela al frente, se encuentra en desequilibrio por la no compensación de los gradientes de altura de ola. La región 1, corresponde a la zona no afectada por el dique, con coeficiente de difracción  $K_D = 1.2$  y  $\beta_r \geq 1.25$ , fig. 3.58; como se observa en la figura,  $K_D$ , en esta zona presenta oscilaciones y por tal, cambios de gradientes, pero para efectos prácticos, las corrientes que estos gradientes generan se equilibran mutuamente, originando variaciones despreciables. En esta zona, la línea de costa en equilibrio,  $C$ , es paralela al frente,  $F_0$ , dado que se suponen los gradientes de altura de ola despreciables, fig. 3.58, consecuentemente,

$$C_1 = F_0$$

Es de aclarar que, la línea de costa presenta un retroceso debido a la demanda de sedimento de las demás regiones.

En la región 2, ubicada entre  $\beta_r = 0$  y  $\beta_r = 1.25$ , fig. 3.57 y 3.58, los frentes permanecen constantes y se presentan los mayores gradientes de altura de ola, y por tanto, mayores cambios en la forma del alineamiento de la costa, pudiéndose definir por la relación:

$$C_2 = F_0 + K \Delta H_2$$

En la región 3, los frentes son círculos con centro en el origen de coordenadas, fig. 3.58. A medida que vá aumentando el ángulo  $\alpha$  ( $\beta_r < 0$ ), el gradiente de altura de ola va decreciendo hasta ser prácticamente cero, en  $\beta_r = -2.5$  ( $K_D = 0.1$ ), fig. 3.57 y 3.58, donde ya no influye en la forma de la playa.

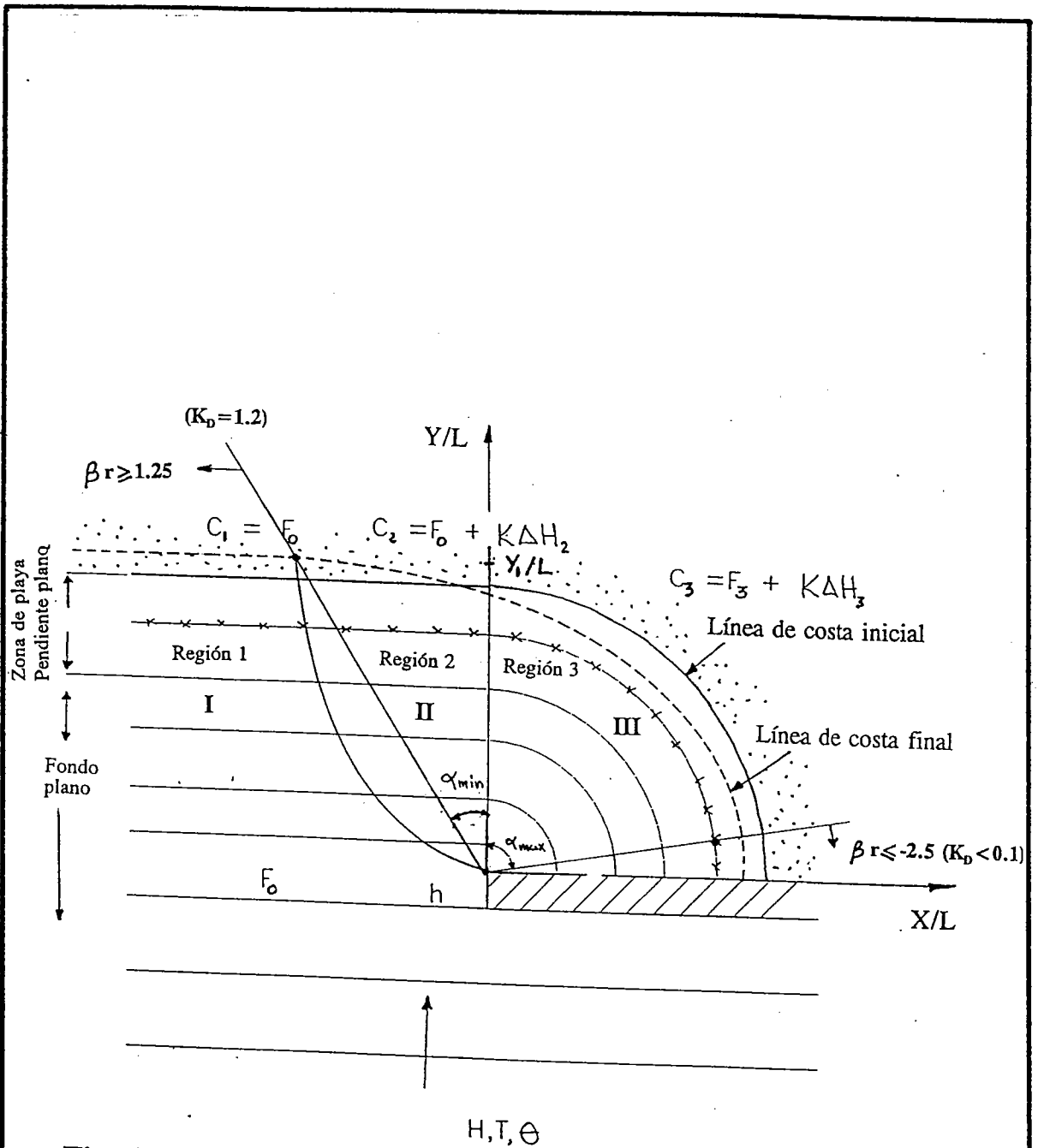


Fig. 3.58 Esquema de Playa en Equilibrio con Pendiente Plana.

En esta región se presenta un avance de la playa transportado desde las regiones 1 y 2, y la forma de la costa se puede representar por:

$$C_3 = F_3 + K \Delta H_3$$

Cabe resaltar, que la curva de gradiente de altura de ola al ser la misma para los distintos frentes, para una playa cercana, la forma en planta presenta un mayor giro, comparada con una playa más alejada.

La forma en planta de cada una de estas regiones queda definida si se tienen:

- El frente de cada una de las regiones.
- Los gradientes de altura de ola a lo largo de la playa, fig. 3.57.
- Los límites entre regiones definidos por los ángulos  $\alpha_{\min}$  y  $\alpha_{\max}$ , fig. 3.58.

Los frentes de cada región están definidos: en las regiones 1 y 2 por el frente del oleaje incidente, en la región 3 por círculos concéntricos en el origen, fig. 3.58.

Los gradientes de altura de ola se definieron, ajustando una curva de segundo orden, a la relación  $K_D = f(\beta_r)$  en el rango  $-2.5 \leq \beta_r \leq 1.25$ , obteniéndose la siguiente expresión:

$$K_D = \frac{H}{H_0} = 0.5104 + 0.4522 \beta_r + 0.1297 \beta_r^2 \quad -2.5 \leq \beta_r \leq 1.25$$

Reemplazando la expresión anterior de  $\beta_r$  se obtiene:

$$\frac{H}{H_0} = 0.5104 + 0.4522 \left[ -\sqrt{\frac{8r}{L}} \operatorname{sen}\left(\frac{\theta_0 - \theta}{2}\right) \right] + 0.1297 \left[ -\sqrt{\frac{8r}{L}} \operatorname{sen}\left(\frac{\theta_0 - \theta}{2}\right) \right]^2$$



donde operando y reemplazando  $\alpha = \theta_0 - \theta$ , se obtiene la expresión:

$$\frac{H}{H_0} = a - b \operatorname{sen}\left(\frac{\alpha}{2}\right) + c \operatorname{sen}^2\left(\frac{\alpha}{2}\right)$$

con,

$$a = 0.5104$$

$$b = 1.28 \sqrt{\frac{r}{L}}$$

$$c = 1.04 \frac{r}{L}$$

Expresión aplicable para  $-2.5 \leq \beta_r \leq 1.25$   $0.116 < K_D < 1.2$  (debido al rango del ajuste de  $K_D$ ), y  $\frac{r}{L} > \frac{2}{\cos \alpha}$  (Hipótesis para simplificar,  $K_D$ , como  $K_D = |f(\beta_r)|$ ).

Derivando la anterior expresión, a lo largo de un frente, en este caso de acuerdo al ángulo,  $\alpha$ , se tiene:

$$\frac{1}{H_0} \frac{\partial H}{\partial \alpha} = -\frac{b}{2} \cos\left(\frac{\alpha}{2}\right) + \frac{c}{2} \operatorname{sen}^2\left(\frac{\alpha}{2}\right)$$

donde el gradiente de altura de ola para un cambio de ángulo  $\alpha$ , es:

$$\Delta H = H_0 \left[ -\frac{b}{2} \cos\left(\frac{\alpha}{2}\right) + \frac{c}{2} \operatorname{sen}(\alpha) \right] \Delta \alpha$$

ó,

$$\Delta H = H_0 \left[ -0.64 \left( \frac{r}{L} \right)^{\frac{1}{2}} \cos \left( \frac{\alpha}{2} \right) + 0.52 \left( \frac{r}{L} \right) \operatorname{sen} \alpha \right] \Delta \alpha$$

Ahora queda por definir los límites de las regiones, mediante  $\alpha_{\min}$  y  $\alpha_{\max}$ , donde  $\alpha_{\min}$  es definido para  $K_D = 1.25$  y  $\alpha_{\max}$ , para  $K_D = 0.116$ .

Reemplazando  $K_D = 1.25$  en la expresión:

$$K_D = a - b \operatorname{sen} \left( \frac{\alpha}{2} \right) + c \operatorname{sen}^2 \left( \frac{\alpha}{2} \right)$$

Se obtiene la ecuación de segundo orden:

$$c x^2 - b x + (a - 1.25) = 0$$

con  $x = \operatorname{sen} (\alpha/2)$ , cuya solución es:

$$\alpha_{\min} = 2 \operatorname{arc} \operatorname{sen} \left( \frac{-0.306}{\left( \frac{y}{L} \right)^{\frac{1}{2}}} \right)$$

De manera similar para  $\alpha_{\max}$ , definido en  $K_D = 0.116$ , se obtiene la expresión:



$$\alpha_{\max} = 2 \arcsen \left( \frac{0.617}{\left(\frac{y}{L}\right)^{\frac{1}{2}}} \right)$$

Algunos valores de  $\alpha_{\min}$  y  $\alpha_{\max}$ , en función de  $y/L$  se encuentran tabulados en la tabla 3.4

TABLA 3.4

$y/L$	$\alpha_{\min} (^{\circ})$	$\alpha_{\max} (^{\circ})$
2	-25.0	51.7
5	-15.8	32.0
10	-11.1	22.5

Otra aproximación de similares resultados al anterior para evaluar  $\alpha_{\min}$  o  $\alpha_{\max}$ , es por medio de la relación parabólica:

$$\frac{x}{L} = \sqrt{\frac{\beta_r^4}{16} + \frac{\beta_r^2}{2} \frac{y}{L}}$$

donde  $\frac{x}{L}$  y  $\frac{y}{L}$  son en coordenadas cartesianas. Las líneas discontinuas de la fig. 3.56, han sido evaluadas con esta expresión, observándose una buena aproximación con la solución exacta. Sustituyendo el valor correspondiente de  $\beta_r$ , se obtienen valores para  $\alpha_{\min}$  o  $\alpha_{\max}$ , en función de la relación,  $\frac{y}{L}$ .

$$\alpha = \arctan\left(\frac{x/L}{y/L}\right)$$

ó,

$$\alpha = \arctan\left(\frac{\sqrt{\frac{\beta_r^4}{16} + \frac{\beta_r^2 y}{2L}}}{\frac{y}{L}}\right)$$

### 3.5.2.2.2 Modelo de formas rítmicas en playas "cusps", debidas a ondas de borde

#### *Introducción*

Es bien sabido que en playas muy reflejantes se puede generar un tipo de ondas longitudinales a la playa denominadas ondas de borde, "edge waves", asociadas a ondas incidentes de largo período. Estas ondas al estar atrapadas dentro de la zona de rompiente y confinadas entre dos contornos laterales, se convierte en una onda de borde estacionaria. También se ha evidenciado, en este tipo de playas, unas formas rítmicas, arcadas o "cusps" entrantes y salientes a lo largo de la línea de costa, con diferentes escalas en sus formas, ver fig. 3.59.

La presencia de una onda estacionaria, genera zonas de nodos y antinodos a lo largo de la playa, presentándose gradientes de altura de ola de forma periódica. De acuerdo al modelo analítico de forma en planta en equilibrio, la planta se define por el frente y una perturbación proporcional al gradiente de altura de ola, de tal manera, que la presencia de ondas de borde que modulan la altura de ola longitudinalmente, generan formas rítmicas a lo largo de la playa, como se muestra en el esquema de la fig. 3.60.

El objetivo en esta sección, es determinar analíticamente una expresión que permita parametrizar los "cusps", obteniendo el orden de magnitud de su longitud,  $l$ , y su amplitud,  $a$ , ver fig. 3.60.



(a) Pequeñas formas en Mono Lake, California (15 cms).

(b) "Cusps" bien desarrollados, playa mexicana.

(c) "Cusps" a gran escala en Cape Hatteras, Carolina del Norte.

(d) Clásica playa con "cusps" en Alumbay, Isla de Wight, Inglaterra.

(de Komar, 1976)

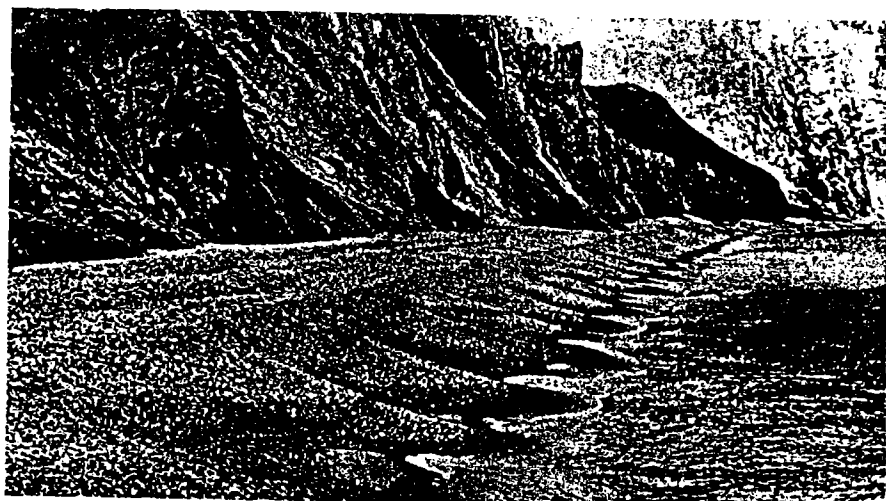
(a)



(b)

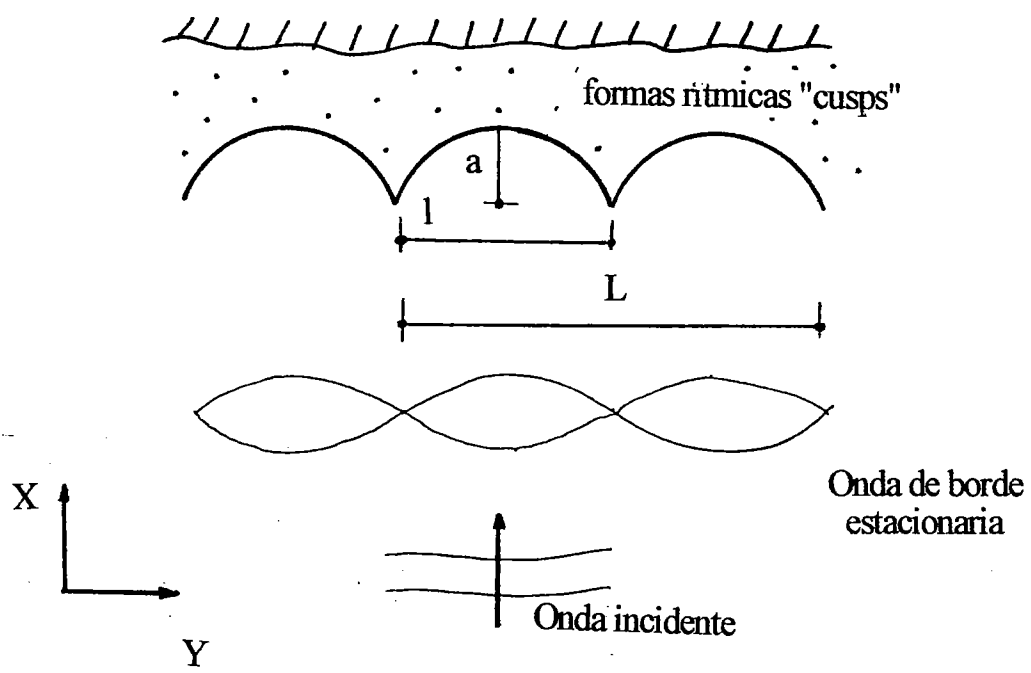


(c)



(d)

Fig. 3.59 Ejemplos de Formas Rítmicas en Playas



**Fig. 3.60** Esquema de Formas Rítmicas en Playas  
**Debidas a Ondas de Borde**

*Planteamiento del modelo*

A partir de las ecuaciones que gobiernan el movimiento del agua en profundidades reducidas, bajo teoría lineal y fondo con muy poca pendiente, se obtiene la ecuación de la pendiente suave ("Mild Slope") del movimiento, definida como:

$$\Delta (c^2 \Delta \eta) + \sigma^2 \eta = 0$$

donde  $c$ , es la celeridad de la onda,  $\eta$ , la elevación de la superficie libre y  $\sigma$  la frecuencia.

Se asume como hipótesis una onda longitudinal viajando en la dirección, ( $y$ ), fig. 3.60, que se sobreponen a las ondas incidentes, modulando en la dirección, ( $y$ ), la altura de ola. La onda de borde longitudinal se define como:

$$\eta_B = f(x) e^{i(Ky - \sigma t)}$$

donde  $f(x)$  es función de la profundidad.

Sustituyendo esta expresión en la ecuación global de pendiente suave, bajo la hipótesis de fondo plano con pendiente,  $m$ , constante. Se llega a la solución de la onda de borde libre como:

$$\eta_B = A_B e^{-Kx} \text{Ln}(2Kx) \cos(Ky - \sigma t)$$

donde  $\text{Ln}()$ , son los polinomios de Laguerre, y  $n$  es el orden del Polinomio y  $\sigma$ , es la frecuencia definida como:

$$\sigma^2 = g K \sin [(2n + 1) \beta]$$

que puede aproximarse como:

$$\sigma^2 = (2n + 1) g m K = \left( \frac{2\pi}{T} \right)^2$$

Como el problema es lineal, la suma de todos estos polinomios son soluciones al problema y la expresión para la onda de borde estacionaria es entonces:

$$\eta_B = A_B e^{-Kx} \text{Ln}(2Kx) \cos Ky \cos \sigma t$$

La altura de ola en la rompiente a lo largo de la playa, es la suma de la onda progresiva incidente ( $2\eta_p$ ), más la estacionaria longitudinal a la playa ( $2\eta_B$ ):

$$H = 2(\eta_p + \eta_B)$$

$$H = 2 A_p \cos(K x_b - \sigma t) + 2 A_B e^{-Kx_b} \text{Ln}(2 K x_b) \cos Ky \cos \sigma t$$

De acuerdo con el modelo analítico de forma en planta de equilibrio se propuso la forma de la línea de playa,  $P$ , como:

$$P = \text{Frente} + \int_0^y \frac{P_0}{m} dH$$

donde:

$$P_0 = \frac{4\gamma^2 + 32}{3\gamma(3\gamma^2 + 8)}$$

con  $P_0$  variando entre  $\gamma = 0.6$  ( $P_0 = 2.05$ ) a  $\gamma = 1.0$  ( $P_0 = 1.1$ ).

Suponiendo como hipótesis el frente paralelo a la línea de playa a lo largo de la rotura, la forma de la playa se define como:

$$P = \frac{P_0}{m} \int_0^y dH$$

donde:

$$\frac{dH}{dy} = 2K_{AB} e^{-Kx_b} \text{Ln}(2Kx_b) \text{sen}Ky$$

o lo que es igual:

$$dH = 2K_{AB} e^{-Kx_b} \text{Ln}(2Kx_b) \text{sen}Ky dy$$

Reemplazando la expresión  $dH$ , en la integral  $P$ , y teniendo en cuenta que el máximo gradiente de altura de ola entre el nodo y el seno, se produce en una distancia  $y = \frac{L}{4}$ , fig. 3.60, se obtiene la expresión siguiente para  $P = a$

$$a = \frac{P_0}{m} 2K_{AB} e^{-Kx_b} \text{Ln}(2Kx_b)$$

reemplazando valores:

$$a = \frac{8(\gamma^2 + 8)}{3\gamma m(3\gamma^2 + 8)} A_B e^{-K x_b} \text{Ln}(2K x_b)$$

Sustituyendo valores la ecuación general queda la máxima amplitud de entrante en la playa definido por:

$$a = \frac{8(\gamma^2 + 8)}{3\gamma m(3\gamma^2 + 8)} A_b e^{-\frac{2\pi x_b}{L}} \text{Ln}\left(\frac{4\pi x_b}{L}\right)$$

donde:

$$L = 1.56(2n + 1) m T^2$$

y la longitud de la forma rítmica "cusps" queda definida como la distancia entre nodos, dada por:

$$l_1 = \frac{L}{2}$$

Una expresión simplificada del modelo se obtiene para un valor típico de  $\gamma = 0.80$ , así:

$$a = 2.9 \frac{A_B}{m} e^{-\frac{4x_b}{m(2n+1)T^2}} \text{Ln}\left(\frac{8x_b}{m(2n+1)T^2}\right)$$

y suponiendo  $x_b$  muy pequeño:

$$e^{-\frac{4x_b}{m(2n+1)T^2}}$$



$$a = 2.9 \frac{A_B}{m} \quad n = 0$$

$$a = 2.9 \frac{A_b}{m} \left( 1 - \frac{3x_b}{mT^2} \right) \quad n = 1$$

### *Aplicaciones del modelo*

Un caso de playa que presenta formas rítmicas en su planta, es la playa de Castro Urdiales (España), fig. 3.61.

Esta playa es el resultado de un proyecto de regeneración, que se hizo con un tamaño característico de sedimento ( $D_{50} = 1.7 \text{ mm}$ ) tamaño alto, dadas las limitaciones laterales de apoyo de la playa. Debido a las características del sedimento y oleaje que recibe ( $H_{s12} = 4.0 \text{ m}$ ) y ondas infragravitatorias, probablemente relacionadas con grupos de olas, la playa presenta un estado modal reflejante con pendiente media de 1/10, que intersecta el sustrato rocoso en el entorno de la batimetría 0 a 2 y formas rítmicas muy estables en el tiempo, separadas entre salientes 60 a 70 metros y amplitud en el orden de 10 a 30 metros; presentándose 10 a 11 formas rítmicas muy regulares a lo largo de toda la playa, cuya longitud total aproximada es 600 m. Debido a la regularidad de los "cusps" se asume que estos están gobernados únicamente, por el primer modo ( $n = 0$ ).

La zona de la playa de Castro, presenta en sus registros de oleaje, ondas infragravitatorias en el período de 30 segundos, con este período la longitud de la onda de borde para  $n = 0$  es:

$$L = 1.56 m T^2 = 140 m$$

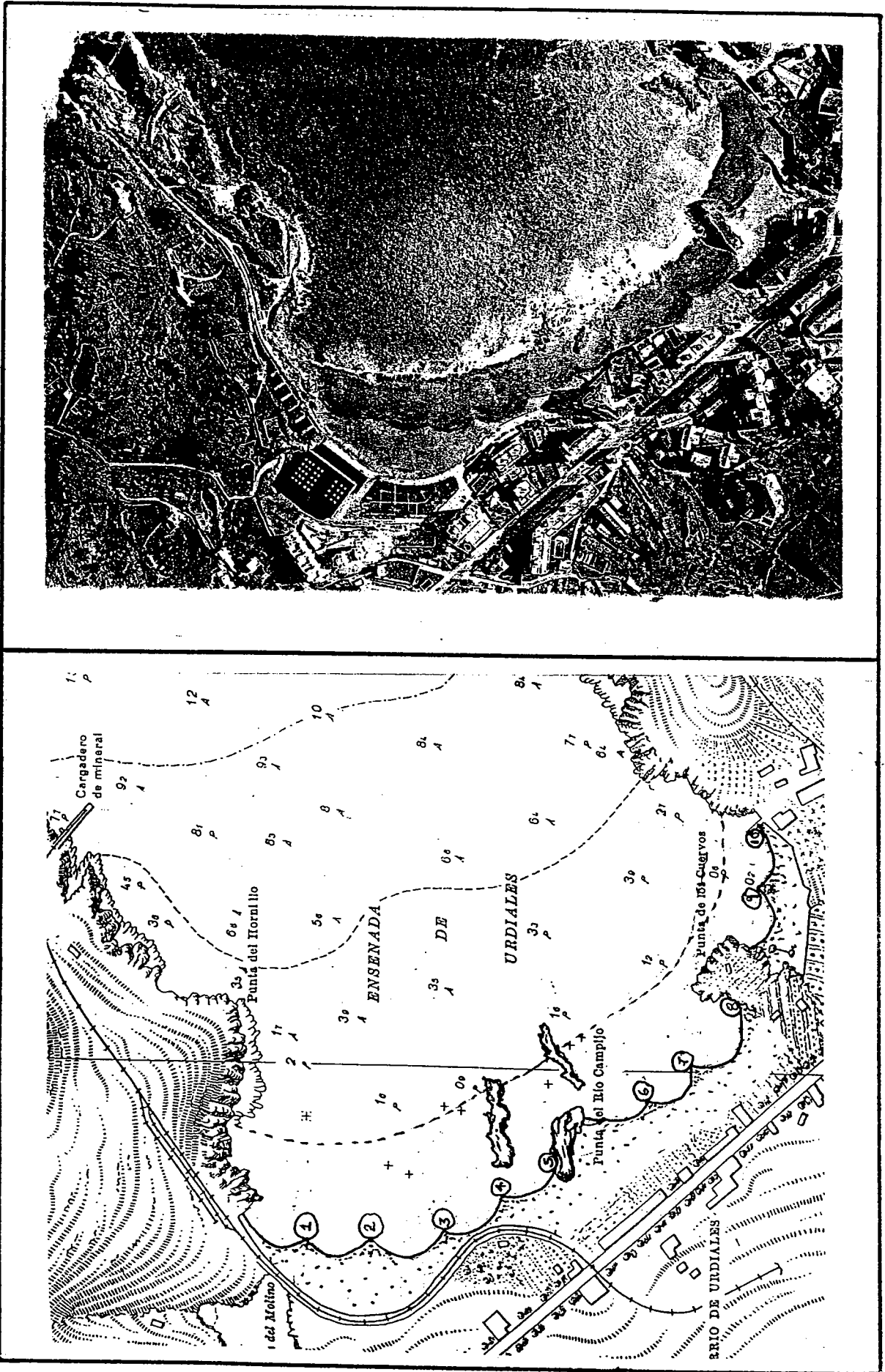


Fig. 3.61 Formas Rítmicas en la Playa de Castro Urdiales (España)

y,

$$l_1 \cong \frac{L}{2} = 70 \text{ m}$$

Para  $n = 1$ ,

$$L = 420 \text{ m}$$

y,

$$l_1 = 210 \text{ m}$$

Dado que el primer modo está dentro del orden de magnitud de la longitud de los "cusps", esto comprueba, que es el modo dominante en la playa.

Un valor típico para esta playa de amplitud de la onda transversal, es del orden de  $A_B \cong 1.0 \text{ m}$ , con lo cual se obtiene para la amplitud de los "cusps":

Para  $n = 0$

$$a \cong \frac{2.9 A_B}{m} \cong 29 \text{ m}$$

Para  $n = 1$ , con  $x_b \cong 15 \text{ m}$

$$a = 2.9 \frac{A_B}{m} \left( 1 - \frac{3x_b}{mT^2} \right) = 15 \text{ m}$$

Los cuales son valores dentro del orden de magnitud que presenta la playa.

### *Conclusiones*

Aplicando el modelo analítico de forma en planta de equilibrio, al caso de ondas de borde estacionarias, se obtiene un sencillo modelo que permite obtener un **orden de magnitud** de la amplitud y la longitud de las formas rítmicas de la playa.

### 3.5.3. Modelo Empírico

En esta sección se hace una revisión del modelo parabólico de Hsu et al (1989) y se plantea un modelo de forma de equilibrio en planta, teniendo en cuenta los conceptos expuestos en los apartados anteriores.

#### *3.5.3.1. Revisión del Modelo Parabólico*

Como se vio anteriormente, se ha establecido las bases para el desarrollo de un modelo que permita analizar la forma en planta de equilibrio de una playa. De dicha base se desprende que:

- La forma en planta de una playa en equilibrio estático es diferente a la que presenta la misma playa en equilibrio dinámico.
- La forma en planta de una playa en equilibrio estático depende de la forma del frente, del gradiente de altura de ola y de la pendiente de la playa.
- La forma del frente depende de los fenómenos que se producen durante la propagación del mismo (refracción, difracción, reflexión), es decir, de la geometría de los contornos, de la batimetría y en primer aproximación del período del oleaje.
- La forma en planta de una playa en equilibrio dinámico depende, no solo de los factores señalados en el párrafo anterior, sino también de la cantidad de arena involucrada en el equilibrio dinámico, de la altura del oleaje y del tipo de rotura.

La formulación propuesta por Hsu y Evans (1989) está basada en los ensayos realizados en el "Asian Institute of Technology" por Ho (1971) y Vichetpan (1969), de acuerdo con la disposición representada en la figura 3.62. El ensayo se iniciaba con una "bahía" sobresaturada de arena la cual era erosionada por la acción del oleaje.

Paulatinamente la playa modificaba su forma de equilibrio. De acuerdo con Hsu y Evans (1989) esta situación de equilibrio se caracterizaba por:

- " 1.- No se producía más erosión en la playa.
- 2.- Las olas rompían simultáneamente a lo largo de la playa.
- 3.- La playa no retrocedía más.
- 4.- Un colorante colocado en la zona de rotura no se movía longitudinalmente."

Los ensayos se realizaron con tres períodos diferentes, (0.6, 1.0 y 1.4 s), una altura de ola única, 3 cm, y un tamaño de arena único, ( $D_{50} = 1.0$  mm), en la fig. 3.63, aparece un ejemplo de uno de los ensayos.

De los datos anteriores se desprende que:

- El ajuste parabólico se realizó exclusivamente a playas en equilibrio estático.
- La propagación de los frentes, y consecuentemente su forma, estaba controlada por la difracción del oleaje en el punto de control y su posterior refracción hasta la playa.
- Más aún, dado que la anchura del canal de ensayo era de 1.8 m y que el rango de  $\beta$  fue de  $22.5^\circ$  a  $72^\circ$ , la línea de costa se ubicaba entre 0.5 y 4 longitudes de onda del punto de difracción. La difracción era, por tanto, el fenómeno más relevante en lo que se refiere a la redistribución energética del oleaje (forma de los frentes y gradientes de altura de ola).

Es importante que siempre que se utilice el método propuesto por Hsu y Evans (1989) se verifique que la playa a modelar se encuentra dentro del rango ensayado: Playa en equilibrio estático y propagación dominada por la difracción en el punto de control.

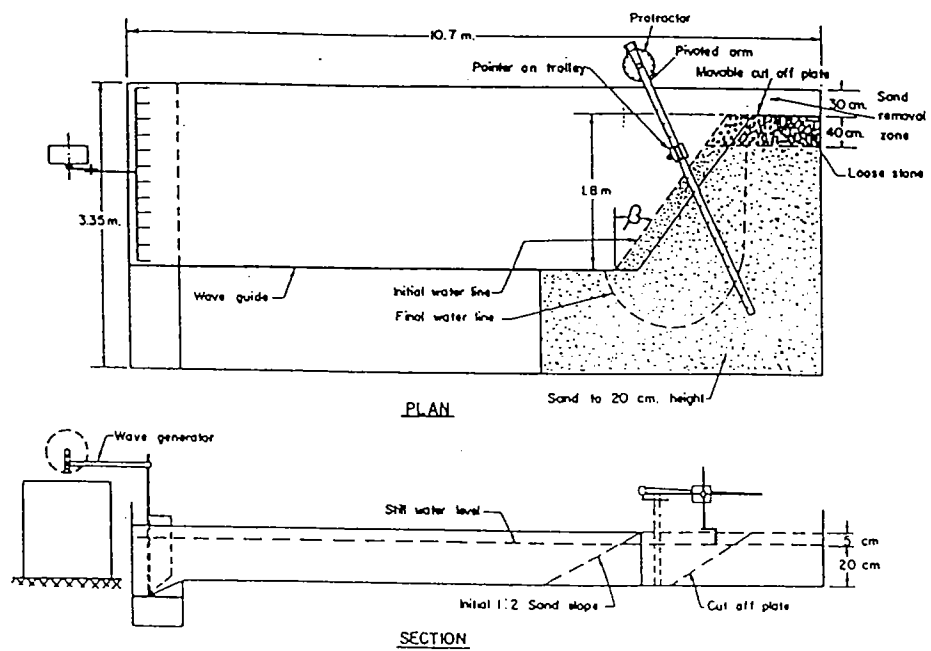


Fig. 3.62 Disposición Geométrica en los Ensayos de Ho (1971).

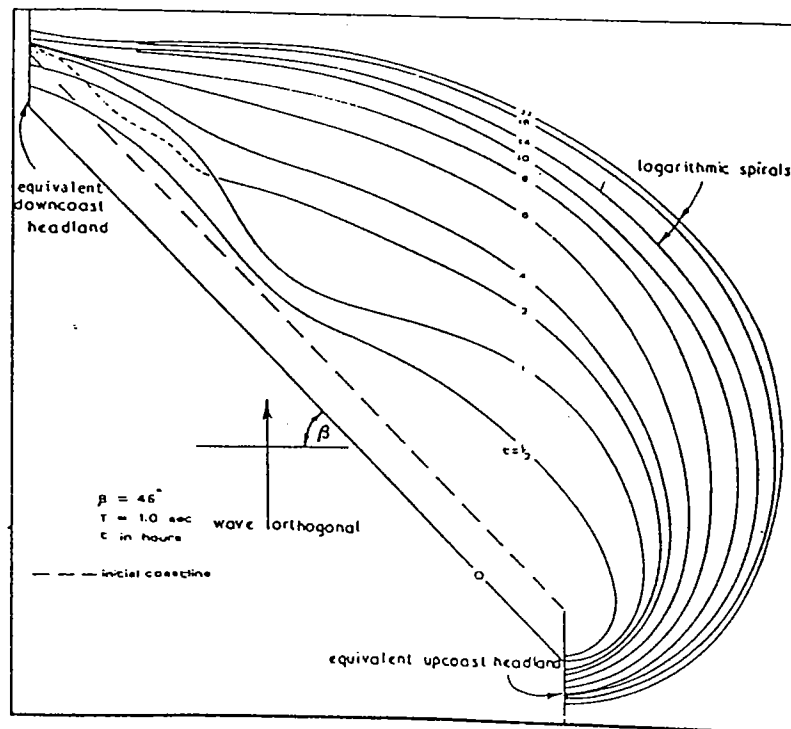


Fig. 3.63 Evolución en el Tiempo de la Línea de Costa, para un Ángulo de Incidencia Fijo,  $\beta$ .

Analizando el método parabólico de acuerdo con la ideas desarrolladas anteriormente se tiene:

- a) Por estar en equilibrio estático:

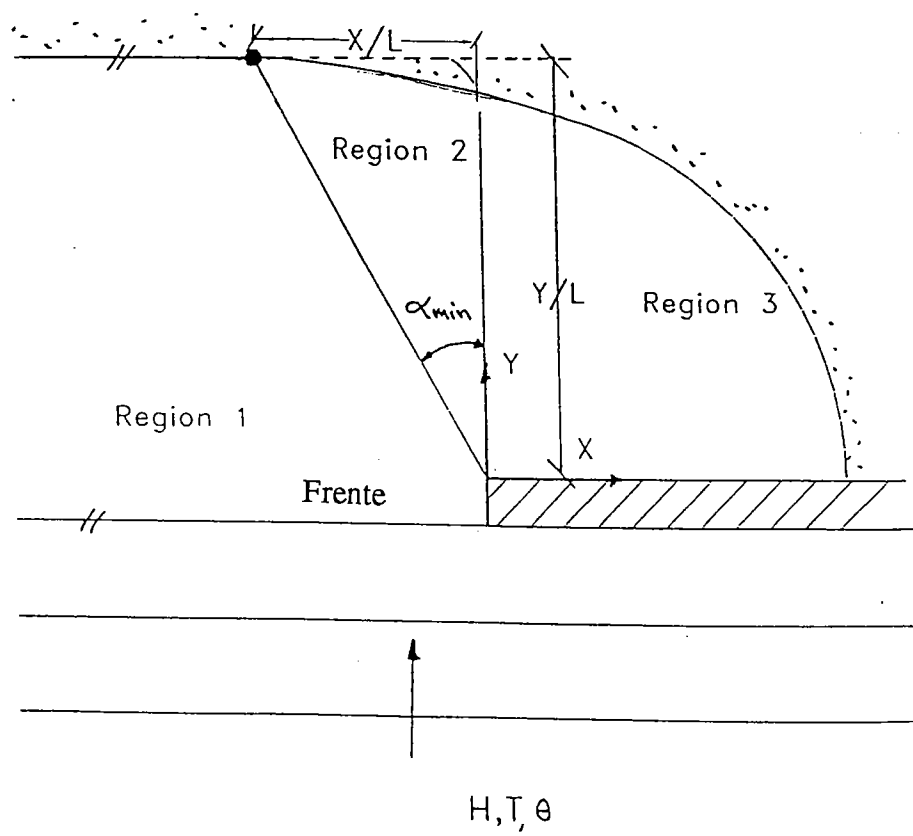
$$\text{Línea de Costa} = \text{Frente} + \int_{r_0}^r dr$$

- b) Por estar gobernado por la difracción tanto la forma del frente como los gradientes de altura de ola presentan características muy concretas.

La forma en planta del Modelo Parabólico involucra de forma empírica los efectos del frente y los gradientes de altura de ola. Lo que no está definido es el inicio de la playa, "aguas abajo" el cual define el ángulo  $\beta$  y  $R_0$ . Para playas existentes en equilibrio, la misma playa da esta información, pero en el caso de nuevas playas que se desee diseñar, el modelo de Hsu et al (1989), carece de criterios que permitan definir dichos parámetros.

### 3.5.3.2. "Propuesta" de un modelo = $\alpha_m$

Se planteó en la sección anterior que los ajustes del modelo parabólico de Hsu et al (1989), se hizo en playas dominadas por el fenómeno de difracción; con base en esto, se plantea una primera aproximación para definir el inicio de la playa. Si se define  $\alpha_{\min}$ , que en esta sección se denominará,  $\alpha_m$ , como el ángulo frontera entre la Región 1 y Región 2 en la playa, fig. 3.64, queda definido el ángulo,  $\beta$ , hasta el punto donde se asume que no existen gradientes de altura de ola y por tal el frente es paralelo a la playa, así:



**Fig. 3.64** Esquema para Definir el Ángulo,  $\alpha_{min}$ .



$$\beta = 90^{\circ} - \alpha_m$$

$\alpha_m$ , se puede definir empleando la siguiente expresión:

$$\operatorname{tg}(\alpha_m) = \frac{x/L}{y/L}$$

Reemplazando la expresión de  $x/L$ , dada en la difracción por fondo plano se tiene,

$$\alpha_m = \operatorname{Actg} \left[ \frac{\left( \frac{\beta_r^4}{16} + \frac{\beta_r^2}{2} \frac{y}{L} \right)^{\frac{1}{2}}}{\frac{y}{L}} \right]$$

En la zona de interfase, región 1 y 2,  $\beta_r = 1.20$ , lo que define:

$$\alpha_m = \operatorname{Actg} \left[ \frac{\left( 0.1 + 0.63 \frac{y}{L} \right)^{\frac{1}{2}}}{y/L} \right]$$

Obsérvese que,  $\alpha_m$ , es una función de la distancia ( $y$ ), el período,  $T$ , y la profundidad,  $h$ , dado que la longitud de onda  $L = f(T, h)$ .

Debido a que esta expresión de,  $\alpha_m$ , con  $\beta_r = 1.20$  (Sommerfeld), se limita al caso de fondo plano (difracción), para el caso de playas con pendiente, se hace necesario reajustar esta expresión.

Una forma de obtener la expresión para  $\alpha_m(y/L, \beta_r)$ , en playas reales donde se presentan refracción-difracción, es por vía empírica. Con este objetivo, se seleccionaron playas de la costa Atlántica y Mediterránea Española, con los siguientes criterios: (1) playas desarrolladas; (2) con una zona recta "aguas abajo", paralela al frente resultante del flujo medio de energía, en el punto de control. Como ejemplo se presenta una playa de Pontevedra, fig. 3.66. Para definir el frente resultante en cada playa, se determinaron para diferentes sectores en aguas indefinidas, la altura de ola y períodos medios (correspondientes al flujo medio de energía por sector), se propagaron estos oleajes (modelo de propagación OLUCA), hasta la playa, y se determinó el frente resultante del flujo medio de energía en el punto de control, (el cual debía corresponder a la parte recta de la playa).

Se midió en cada playa el ángulo,  $\alpha_m$ , y se relacionó con el parámetro,  $y/L$ , Fig. 3.65. Para definir,  $L$ , por consistencia con el perfil de equilibrio que define la profundidad de cierre con,  $H_{s12}$ , se ajustaron los resultados con período,  $T$ , asociado a  $H_{s12}$ , donde se seleccionó este período con el criterio de escalar los datos del ajuste a las diferentes zonas climáticas en estudio.

Con esta información se hicieron los ajustes de la fig. 3.65. Como puede observarse, la curva de mejor ajuste corresponde a un  $\beta_r = 2.13$ , con bandas de confianza entre  $\beta_r = 1.8$  y  $\beta_r = 2.40$  o lo que es similar, una variación de más o menos 5 grados:

$$\alpha_m \approx \alpha_m(\beta_r = 2.13) \pm 5^\circ$$

También se observa en la fig. 3.65, la curva de Sommerfeld para fondo plano ( $\beta_r = 1.20$ ), que comparada con las playas, se presenta ángulos mucho menores, esto en parte, es debido al efecto de refracción en las playas que distribuye las alturas de ola en una mayor longitud de playa.

El modelo propuesto de la forma en planta de equilibrio se basa en tres aspectos fundamentales:

- Orientación del frente resultante del flujo medio de energía en el Punto de Control.

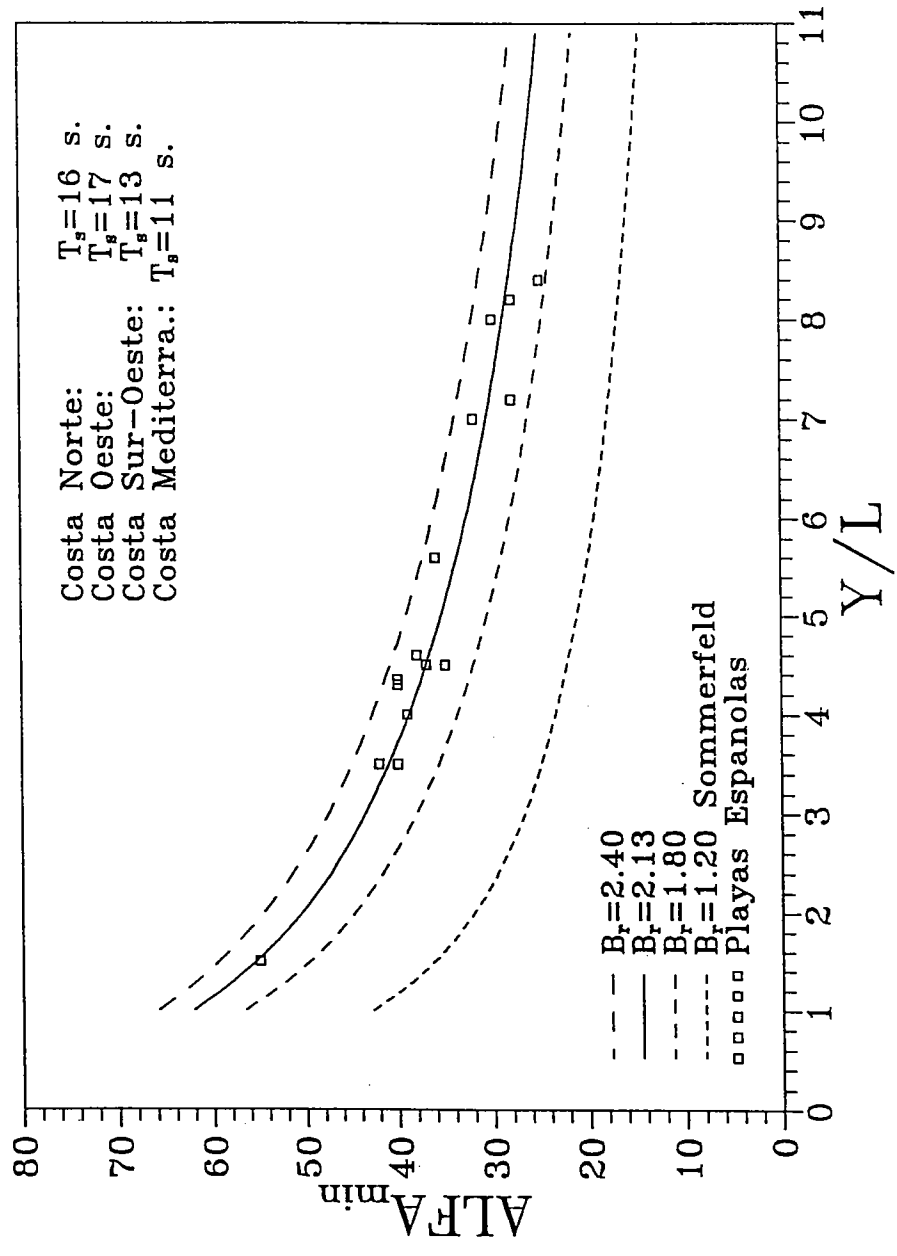


Fig. 3.65 Ajuste de  $\alpha_{\min} = f(y/L)$ , en Playas Españolas.

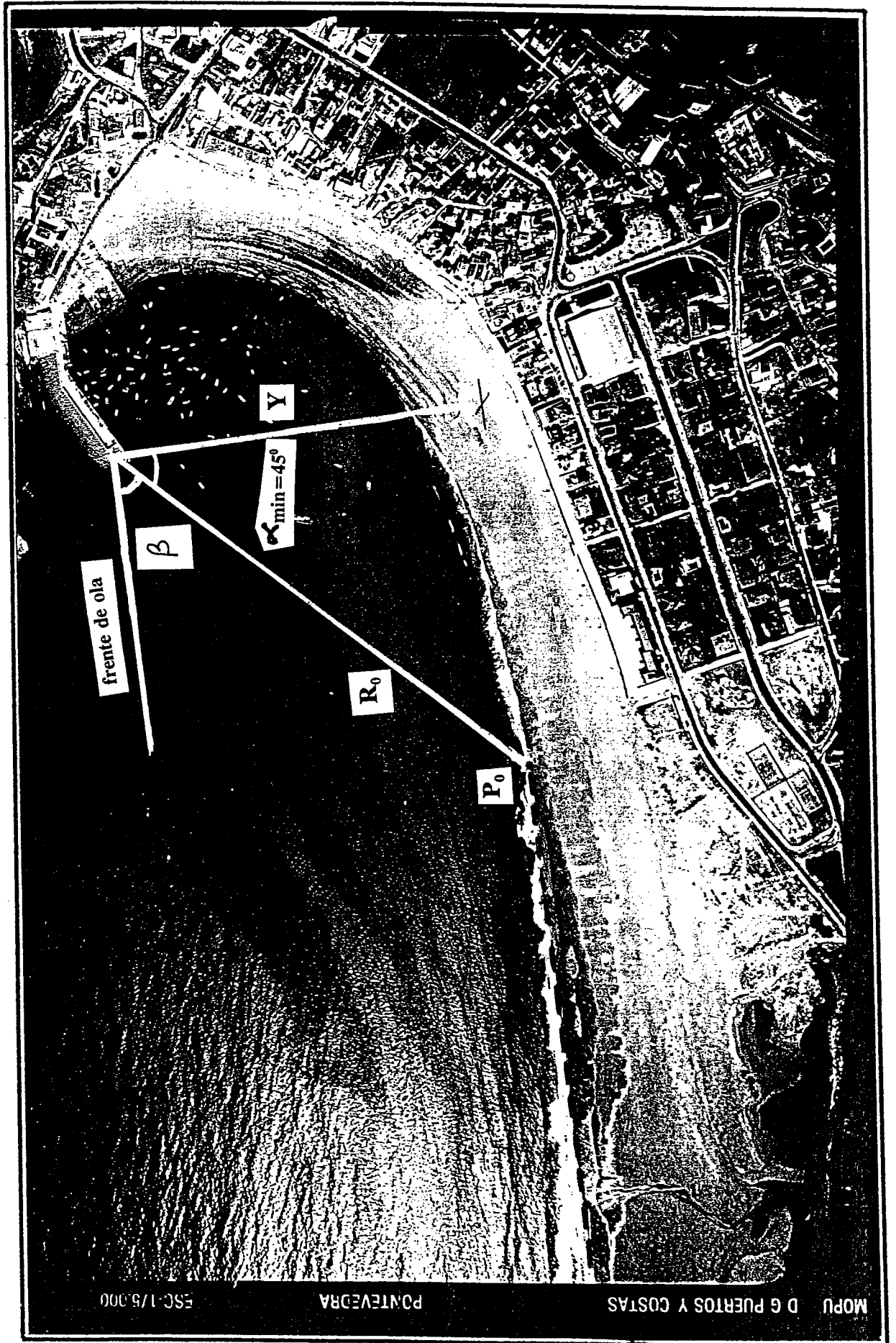


Fig. 3.66 Ejemplo de una Playa Bien Desarrollada.

- Definición del Punto de inicio de la playa (zona afectada por la difracción), en función del ángulo  $\alpha_{\min}$  y la distancia,  $y/L$  a la cual se encuentra la playa del dique.
- Modelo Parabólico de la forma en planta de equilibrio Hsu et al. (1989), dentro de la zona influenciada por la difracción.

Dados estos tres aspectos, queda definida la forma en planta de equilibrio estático en una playa encajada; siempre y cuando se respeten las hipótesis básicas:

- Los gradientes de altura de ola en la playa, están gobernados únicamente, por los fenómenos de refracción y difracción.
- Sistema de corrientes asociado únicamente al oleaje.
- Solo existe un punto de difracción, en caso de haber más, no deben interactuar mutuamente en la playa.
- Se debe cumplir las hipótesis en las cuales se fundamenta, la forma en planta de equilibrio de Hsu et al., (1989).

### 3.5.3.3. *Aplicación del modelo empírico al caso de diques exentos.*

#### 3.5.3.3.1 Introducción

Se ha comprobado históricamente que una forma eficiente de estabilizar tramos de costa en erosión, o la protección de proyectos de regeneración de playas, es mediante el empleo de diques exentos.

Los diques exentos, son generalmente estructuras emergidas, cercanas y paralelas a la playa o a los frentes del oleaje incidente, que reducen efectivamente la cantidad de energía del oleaje y genera un sistema de difracción y corrientes del tipo de playa encajada anteriormente descrito, ver fig. 3.67.

Dentro de sus principales ventajas comparada con otro tipo de estructuras, está un efectivo control de la erosión y retención de arena en la playa, se alcanza un rápido estado de equilibrio de la línea de costa, se reduce la ocurrencia de corrientes de retorno que producen muchas veces pérdidas de sedimento en dirección al mar y algunos peligros para bañistas en playas de diversión. También presentan algunas

desventajas: como son los altos costos de construcción y mantenimiento, dado que no están muchas veces en contacto con la costa, también un diseño no apropiado de este tipo de estructuras mal dimensionamiento y/o errores en la localización de la estructura, pueden llegar a repercutir negativamente de forma importante en la línea de costa.

Rosati (1990) afirma que hay dos formas de aproximarse a la predicción de la respuesta de la línea de costa debido a diques exentos. La primera por medio de técnicas numéricas que resuelven las ecuaciones que gobiernan la dinámica del sistema (oleaje, corrientes y transporte de Sedimentos). Recientemente el cuerpo de la armada de Ingenieros Americanos (U.S. Army Engineer Waterways) ha desarrollado un modelo de estos característicos, Hanson (1989), Hanson y Kraus (1989, 1990) y Gravens et al. (1991). La segunda aproximación es mediante métodos empíricos proponiendo la forma en planta de equilibrio, siendo uno de las más recientes trabajos el realizado por Mc Cormick (1993) y Hsu y Silvester (1990), línea en la cual se encuentra el modelo empírico propuesto en este capítulo.

De este tema se han propuesto una gran variedad de modelos, que parametrizan la respuesta de los diques exentos en la costa. Los parámetros que comúnmente se han empleado para estas formulaciones son: la longitud del dique, distancia inicial del dique a la costa, distancia del saliente a la costa, profundidad en el dique, volumen de arena transportado, distancia de la línea de rotura a la línea inicial de costa, peralte de la ola ( $H_0/L_0$ ) en aguas profundas; todos estos modelos han dado una dispersión grande de resultados, existiendo una desconfianza al momento de aplicarlos. Tradicionalmente Japón y algunos países del Mediterráneo son los que más experiencia poseen en la construcción de este tipo de estructuras, en los Estados Unidos muy pocos proyectos de este tipo han sido realizados. Una recopilación completa de trabajos realizados en este tema, se puede encontrar en el informe de la American Society of Civil Engineers (1994), informe técnico N.º 6, adoptado del Cuerpo de Ingenieros de la Armada Americana y el informe técnico de Dally y Pope (1986).

El objetivo en esta sección es aplicar el modelo empírico propuesto al caso de los diques exentos y parametrizar su forma de equilibrio, involucrando una nueva variable, el comienzo de la playa definido por  $\alpha_{min}$ . Este parámetro involucra: el oleaje por medio del período, la batimetría por la profundidad en el dique y la distancia a la cual se encuentra la costa del dique. Este tipo de planteamiento es la primera vez que se propone, siendo también aplicable para el diseño de una batería de diques exentos.

### 3.5.3.3.2 Planteamiento del problema

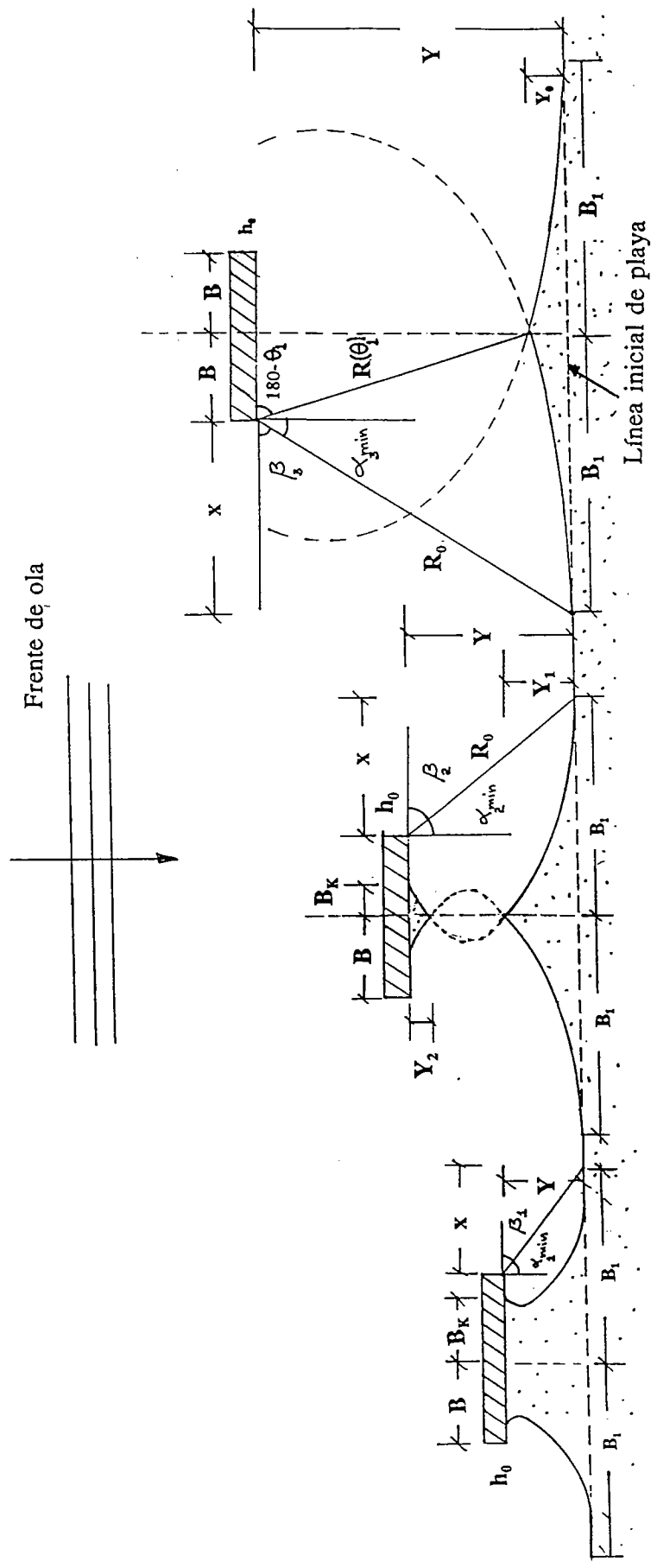
Se asumen como hipótesis de partida:

- Incidencia normal del oleaje, al dique.
- Dique impermeable y no rebasable.
- Dique simétrico en su forma y composición.
- No interacción con otro tipo de estructuras ya sea en la playa o en la zona de rompiente.
- Se deben cumplir las hipótesis, en las cuales se fundamenta el modelo empírico de forma en planta de equilibrio, propuesto.

La presencia de un dique exento en una playa, puede generar tres distintos casos o formas en planta de equilibrio: (1) Tómbolo, (2) Doble saliente y (3) Saliente, de acuerdo con el esquema de la fig. 3.67; esto se cumple, siempre y cuando la playa tenga el material disponible para generar dichas formas.

Con el fin de simplificar la exposición de los diferentes casos, se va a suponer en el esquema de la fig. 3.67, que los tres diques geoméricamente son iguales, se encuentran localizados a una misma profundidad y con el mismo oleaje incidente; la diferencia radica en que los tres se encuentran a diferente distancia,  $Y$ , de la playa.

De acuerdo al modelo planteado, el ángulo  $\alpha_{\min}$ , límite donde comienza el efecto de la difracción, es función de la relación,  $Y/L$ , que para estos casos al ser el mismo oleaje y profundidad en los diques, la relación cambia únicamente con la distancia,  $Y$ .



Caso 3: Saliente

Caso 2: Doble Saliente

Caso 1: Tombolo

Fig. 3.67 Formas en Planta con Dique Exento



El *caso 1*, permite la formación del tómbolo, situación en la cual los perfiles interceptan la estructura, interrumpiendo la corriente longitudinal. Para este caso la distancia,  $Y/L$ , define el mayor,  $\alpha_{\min}$ , de los tres, fig. 3.65, y por tal, el menor ángulo  $\beta_1$  y la distancia de inicio del perfil,  $b_1$ .

En el *caso 2*, el dique exento se encuentra más alejado de la costa,  $Y_2$ , formándose el doble saliente; correspondiente al caso en el cual se crea una doble avance: uno en la línea de playa y el otro en el dique sin interrumpir la corriente longitudinal. Este caso tan especial ha sido evidenciado en la naturaleza, aunque nunca ha sido analizado por otros autores. Esta forma ocurre por la doble intersección del perfil de equilibrio, tal y como se muestra en la fig. 3.67. Es importante aclarar que el término de doble saliente ha sido empleado en la literatura para designar la formación de dos tómbolos, uno en cada extremo del dique. Autores como Shinohara y Tsubaki (1966), afirman que bajo condiciones de oleaje incidiendo normalmente a un dique exento, la formación de doble saliente, es un estado intermedio durante el proceso hasta que alcanza en el tiempo la forma de equilibrio.

Si se sigue aumentando la distancia del dique en dirección al mar, se llega a la situación del *caso 3*, denominado saliente, donde el efecto del dique exento es menor sobre la playa, creando un avance,  $Y_0$ , sin interrupción de las corrientes longitudinales. Si se sigue alejando el dique, se llega a una situación en la cual su influencia es imperceptible por la playa.

Con el objeto de parametrizar estos casos, se plantea:

- Definir una expresión que relacione la longitud de dique,  $B$ , con la distancia dique-playa,  $Y$ , la longitud de onda,  $L$  y la distancia de inicio de playa,  $B_1$ .

$$B = f(Y, B_1, L)$$



- Definir para el caso 1 del Tómbolo, una relación que incluya el ancho de tómbolo,  $B_K$ , en el dique:

$$B = f(Y, B_K, L)$$

- Definir para el caso del saliente, una expresión que involucre la distancia del saliente,  $Y_0$ :

$$B = f(Y, Y_0, L)$$

- Para el caso de doble saliente, la solución es una situación intermedia entre los casos 1 y 3, parametrizada mediante una relación del tipo:

$$B = f(Y, B_K, Y_1, Y_2, L)$$

- Para definir una relación del primer tipo propuesta:

$$B = f(Y, B_1, L)$$

Se cuenta con la relación de  $\alpha_{\min}$  y la geometría del dique, ver fig. 3.67, donde:

$$\frac{X}{L} = \left( \frac{\beta_r^4}{16} + \frac{\beta_r^2}{2} \frac{Y}{L} \right)^{\frac{1}{2}}$$

ó

$$\frac{X}{L} = \frac{Y}{L} \tan(\alpha_{\min})$$

Por otro lado, de la geometría se tiene que:

$$B = B_1 - X$$

Adimensionalizando esta relación por la longitud de ola,  $L$ , y reemplazando la relación,  $X/L$ , se obtiene:

$$\frac{B}{L} = \frac{B_1}{L} - \left( \frac{\beta_r^4}{16} + \frac{\beta_r^2}{2} \frac{Y}{L} \right)^{\frac{1}{2}}$$

donde  $\beta_r \sim 2.13$

Con esta ecuación, se elaboró la fig. 3.68, donde se observa que manteniendo constante una distancia de inicio de playa,  $B_1/L$ , si se aleja el dique (incremento de  $Y/L$ ), es necesario disminuir la longitud de dique,  $B/L$  visto de otra manera, si se mantiene constante la longitud del dique,  $B/L$ , el incrementar,  $Y/L$ , supone un aumento de la distancia de influencia,  $B_1/L$ .

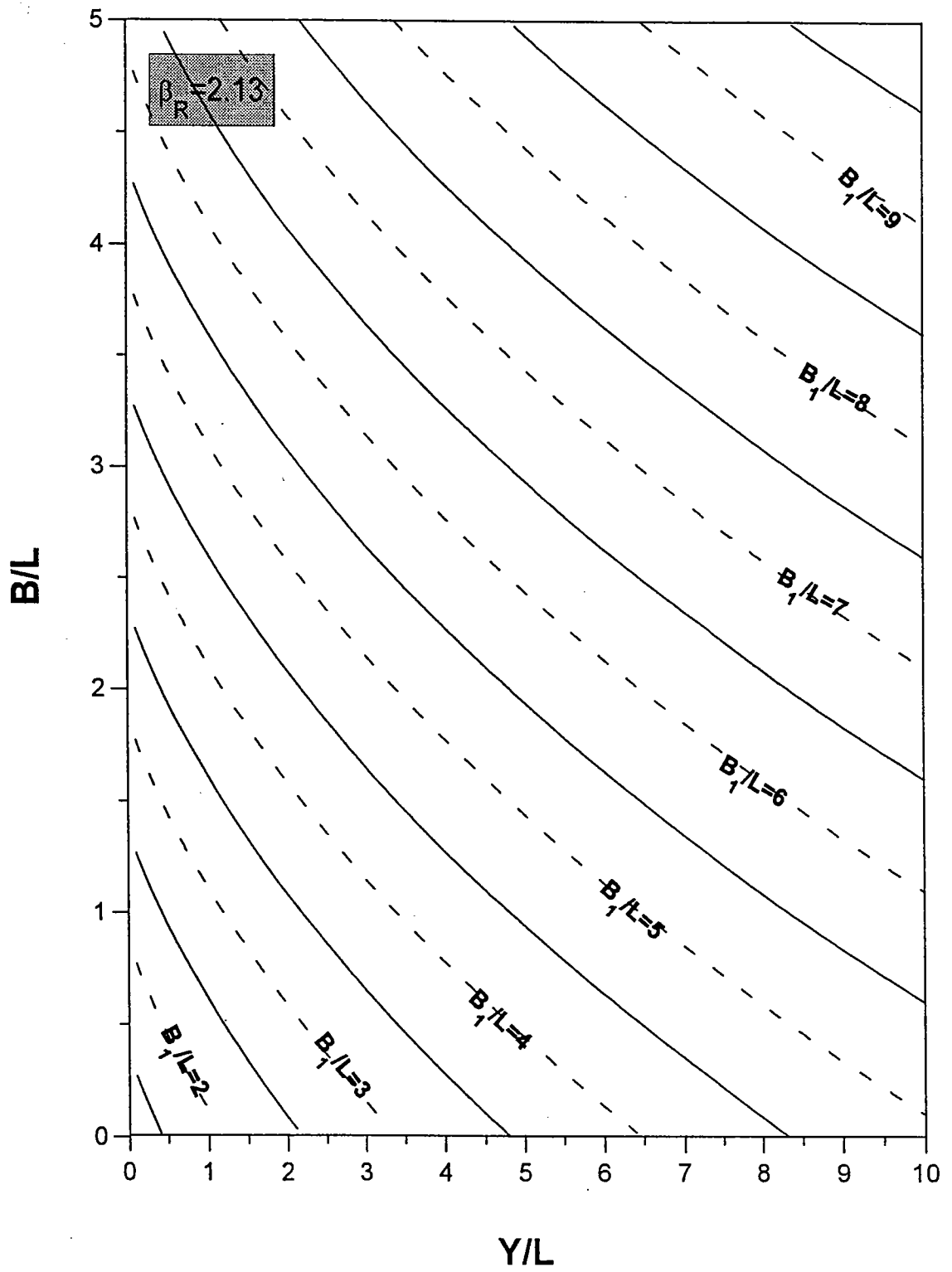


Fig. 3.68 Relación  $B/L = f(B_1/L, Y/L)$

- Para el caso del tómbolo, la relación que se desea es del tipo:

$$B = f(Y, B_K, L)$$

La forma en planta de equilibrio se define por la relación parabólica:

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

donde  $C_0$ ,  $C_1$  y  $C_2$  son función de  $\beta$ , y  $\beta$  definida de acuerdo a la fig. 3.67, caso 1, como:

$$\beta = 90^\circ - \alpha_{\min}$$

ó

$$\beta = 90^\circ - \arctan \left[ \frac{\left( \frac{\beta_r^4}{16} + \frac{\beta_r^2 Y}{2 L} \right)^{\frac{1}{2}}}{\frac{Y}{L}} \right]$$

La relación de  $R_0/L$  de acuerdo a la geometría, se define como:

$$\frac{R_0}{L} = \left( \left( \frac{X}{L} \right)^2 + \left( \frac{Y}{L} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}}$$

ó

$$\frac{R_0}{L} = \frac{Y}{L} (1 + \tan^2 \alpha_{\min})^{\frac{1}{2}}$$

La restricción que delimita el dominio del tómbolo y el del doble saliente, es que todos los puntos de las parábolas solución al tómbolo, deben cumplir la condición:

$$\frac{R(\theta)}{L} \cos(180^\circ - \theta) < \frac{B}{L}$$

Esta ecuación indica que las dos curvas que definen el tómbolo, no deben interceptarse en ningún punto.

Con base en estas ecuaciones, se obtiene la siguiente relación:

$$\frac{B}{L} = \frac{(\tan^2 \alpha_{\min} + 1)^{\frac{1}{2}}}{\left(1 - \frac{B_K}{B}\right)} \left[ C_0 + C_1 \left(\frac{\beta}{180}\right) + C_2 \left(\frac{\beta}{180}\right)^2 \right] \frac{Y}{L}$$

La fig. 3.69, se elaboró con base en esta relación, teniendo en cuenta la restricción de dominio. Se observa para una longitud de dique constante,  $B/L$ , como el distanciarlo de la costa (mayor  $Y/L$ ), se reduce la relación  $B_K/B$ . La línea oscura delimita la frontera entre las soluciones del tómbolo y el doble saliente.

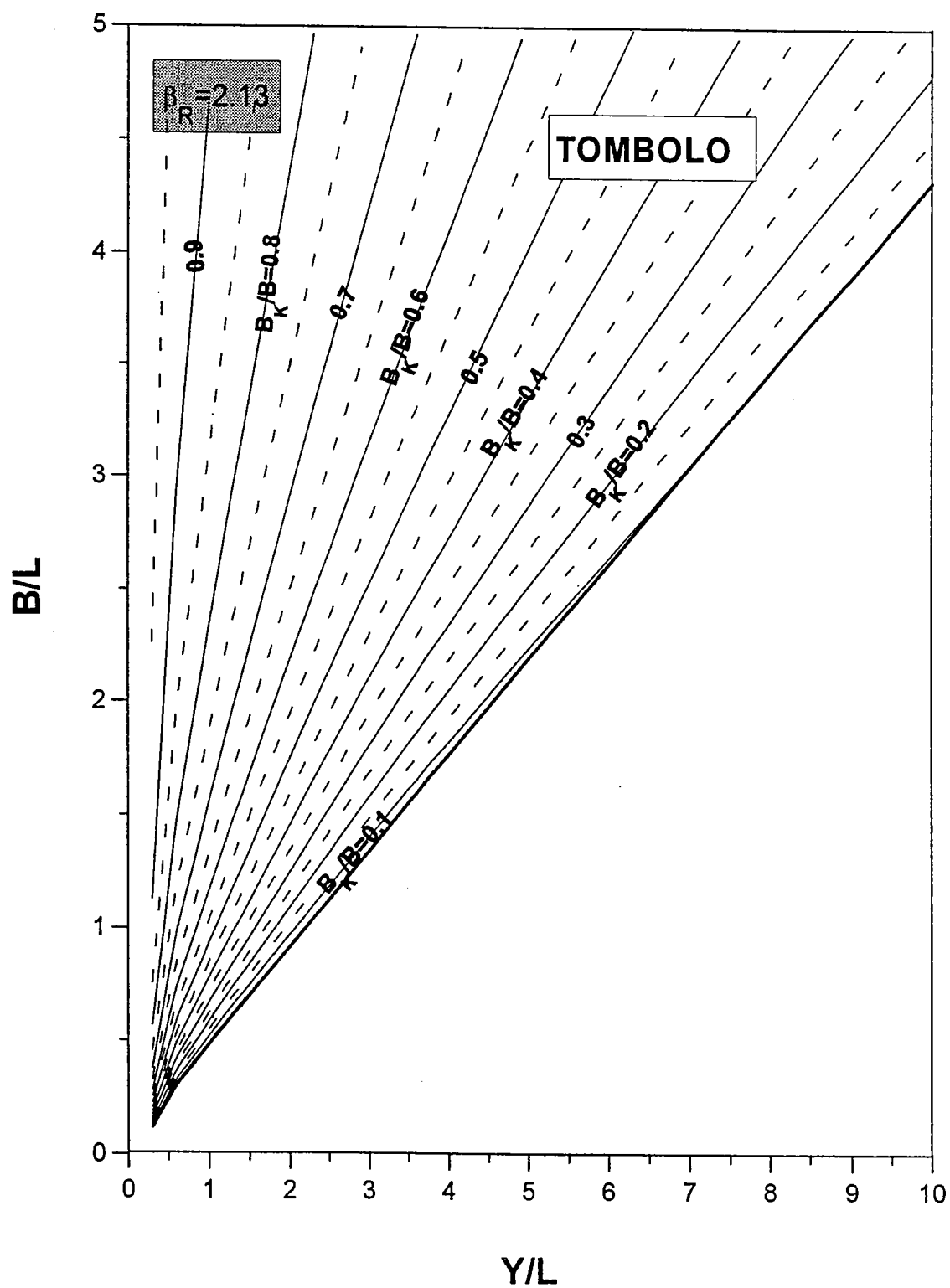


Fig. 3.69 Parametrización del Tómbolo  $B/L=f(Y/L, B_k/B)$

- Para el caso de saliente se desea definir una relación del tipo:

$$B = f(Y, Y_0, L)$$

donde el saliente,  $Y_0$ , se define por la relación geométrica de la fig. 3.67, caso 3, como:

$$Y_0 = Y - R \operatorname{sen}(180^\circ - \theta)$$

expresión que adimensionalizada por la distancia dique-costa,  $Y$ , y reemplazando el radio  $R$ , queda como:

$$\frac{Y_0}{Y} = 1 - \frac{R_0}{Y} \left[ C_0 + C_1 \left( \frac{\beta}{\theta} \right) + C_2 \left( \frac{\beta}{\theta} \right)^2 \right] \operatorname{sen}(180 - \theta)$$

Debido a la simetría del sistema, la formación del saliente es en el eje central del dique, donde se interceptan las parábolas, lo cual define la siguiente relación adimensionalizada:

$$\frac{B}{L} = \frac{R}{L} \cos(180 - \theta)$$

donde reemplazando  $R/L$  se obtiene:

$$\frac{B}{L} = \frac{R_0}{L} \left[ C_0 + C_1 \left( \frac{\beta}{\theta} \right) + C_2 \left( \frac{\beta}{\theta} \right)^2 \right] \cos(180 - \theta)$$



A partir de las ecuaciones,  $Y_0/Y$  y  $B/L$ , operando matemáticamente, se obtiene el ángulo,  $\theta_1$ , lugar donde se interceptan las parábolas, definido por:

$$\theta_1 = 180^\circ - \arctan \left[ \frac{\frac{Y}{L} \left( 1 - \frac{Y_0}{Y} \right)}{\frac{B}{L}} \right]$$

Y sustituyendo el valor de  $R_0/L$ , en la ecuación de  $B/L$ , se llega a la relación:

$$\frac{B}{L} = \left[ \left( \frac{\beta_r^4}{16} + \frac{\beta_r^2}{2} \frac{Y}{L} \right) + \left( \frac{Y}{L} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \left[ C_0 + C_1 \left( \frac{\beta}{\theta_1} \right) + C_2 \left( \frac{\beta}{\theta_1} \right)^2 \right] \cos(180 - \theta_1)$$

Obsérvese que es una ecuación trascendental, dado que,  $\theta_1$ , es función de  $B/L$ . Esta ecuación es aplicable al caso de los salientes, siempre y cuando todas sus soluciones satisfagan la siguiente relación:

$$\frac{R(\theta = 180^\circ)}{L} > \frac{B}{L}$$

A partir de la ecuación trascendental, respetando su rango de aplicación, se elaboró la fig. 3.70, donde:

$$\frac{B}{L} = f \left( \frac{Y}{L}, \frac{Y_0}{Y} \right)$$

En esta figura la línea oscura es el límite entre el saliente y el doble saliente. Obsérvese, que al mantener constante, la distancia entre el dique y la línea de playa,  $Y/L$ , el ir aumentando la longitud del dique,  $B/L$ , implica un aumento en el avance del saliente,  $Y_0/Y$ . Que visto desde una perspectiva del dique si su longitud  $B/L$  se mantiene constante, el alejarlo de la playa, ( $Y/L$  mayor), implica una disminución del saliente.

Cabe resaltar, que a gran distancia, por ejemplo,  $Y/L = 10$ , el máximo saliente que se logra alcanzar es del orden de  $Y_0/Y = 0.57$ , comparado con  $Y/L = 2$ , donde se alcanzan salientes de  $Y_0/Y = 0.72$ .

Para este caso, es importante resaltar también, que cuanto más alejado esté el saliente del dique, se dejan de cumplir hipótesis en las cuales se base el modelo; dado que cada lado del saliente se encuentra afectado por al difracción de los dos extremos del dique, alterando su forma. Esto ha sido evidenciado por Hsu y Silvester (1990), donde proponen una expresión empírica que corrige la longitud del saliente dependiendo de la distancia dique-playa y de la longitud del dique.

Para el caso intermedio de doble saliente, se plantea una relación del tipo:

$$B = f(Y, Y_1, Y_2, B_K, L)$$

donde se aplican las mismas ecuaciones de los dos casos anteriores dentro de un nuevo dominio, el cual es definido por la doble intersección de las dos parábolas, tal como se muestra en la fig. 3.67. Caso 2.

La solución de las ecuaciones se expresa gráficamente en la fig. 3.71, donde se expresa la solución como:

$$\frac{B}{L} = f\left(\frac{Y}{L}, \frac{Y_1}{Y}\right)$$

complementaria a ésta, la fig. 3.72 permite definir los parámetros  $B_K/B$  e  $Y_2/Y$  con una expresión del tipo:

$$\frac{B_K}{B} = f\left(\frac{Y_2}{Y}, \frac{Y}{L}, \frac{Y_1}{Y}\right)$$

Obsérvese en la fig. 3.71, que la solución del doble saliente es una pequeña franja del dominio, donde para valores,  $Y/L < 2$ , prácticamente no existe, siendo esta la frontera entre tómbolo y saliente. La única relación,  $Y_1/Y$ , que se presenta a lo largo de,  $Y/L$ , es  $Y_1/Y = 0.8$ , donde ocurre el doble tómbolo a cualquier distancia de la estructura.

En la fig. 3.73, se resumen los 3 casos generados por el dique exento, bajo la influencia del oleaje con incidencia normal, incluida la relación del comienzo de playa,  $B_K/B$ . Si se fijan en cualquiera de las regiones dos parámetros (por ejemplo  $Y/L$  y  $B_1/L$ ), quedan definidos los demás factores que parametrizan la forma en planta de equilibrio de la playa.

#### 3.5.3.3.3 Aplicaciones

Antes de aplicar el modelo propuesto a casos reales, se van a revisar las condiciones límites de formación del Tómbolo, Saliente y de una respuesta mínima en la playa, con referencia a expresiones empíricas propuestas por otros autores.

En la tabla 3.5 aparecen las condiciones límites para la formación de tómbolos y salientes (correspondientes a las dos líneas oscuras y continuas de la fig. 3.73), las cuales varían con  $Y/L$  y  $B/L$ . En esta tabla se plantea la relación  $2B/Y$ , dado que en la literatura no se han planteado relaciones que parametrizen los diques exentos, teniendo en cuenta la longitud de onda del oleaje.

Esta tabla se plantea que para una distancia  $Y/L = 1.0$ , se forma tómbolo si se cumple la relación  $2B/Y > 1.0$ , de manera similar para un dique más alejado de acuerdo a la relación  $Y/L = 10.0$ , se forma tómbolo si  $2B/Y > 0.86$ . La tabla 3.6 presenta las condiciones para la formación de tómbolos de otros autores, donde se

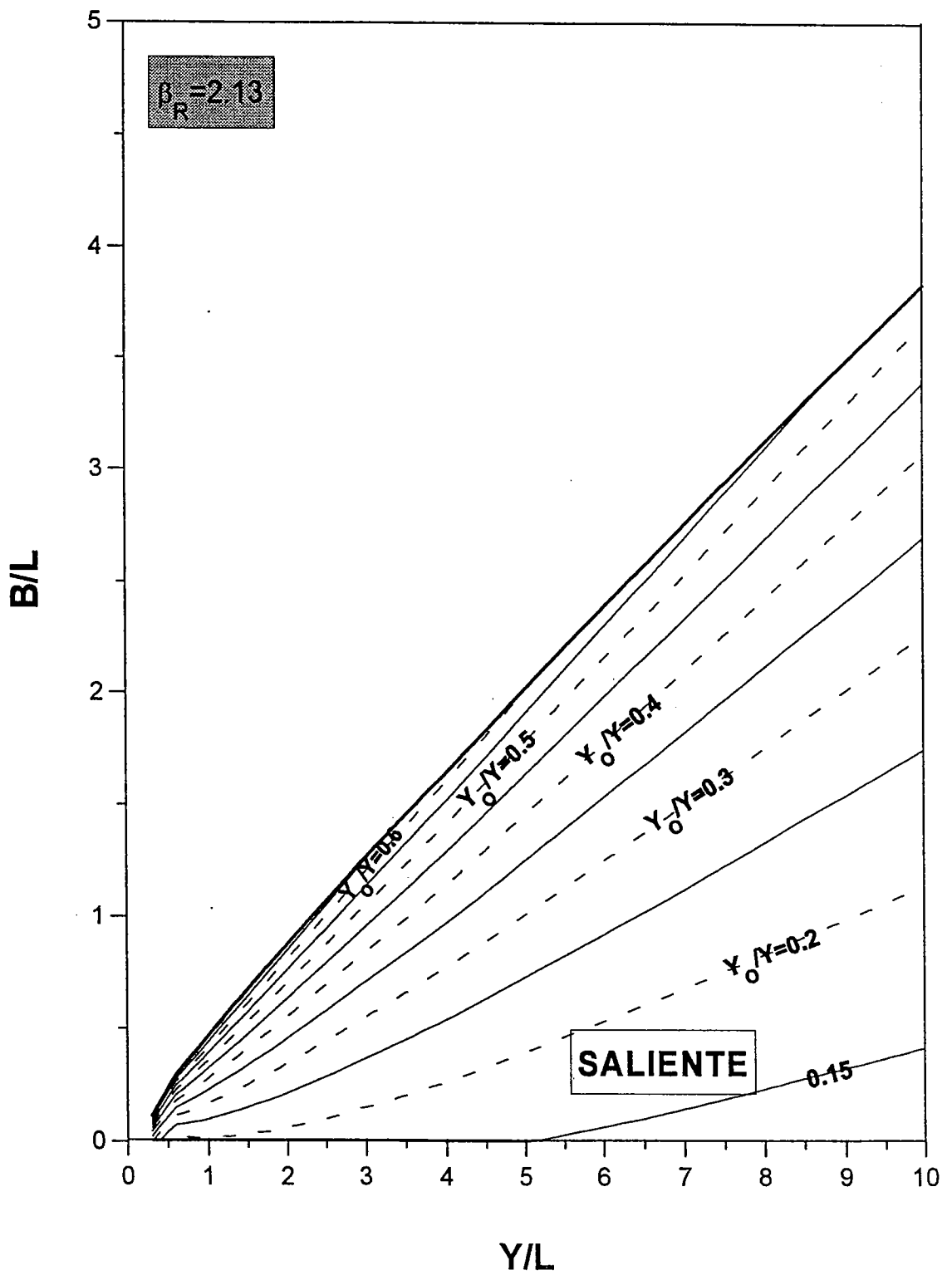


Fig. 3.70 Parametrización del Saliente  $B/L = f(Y/L, Y_0/Y)$

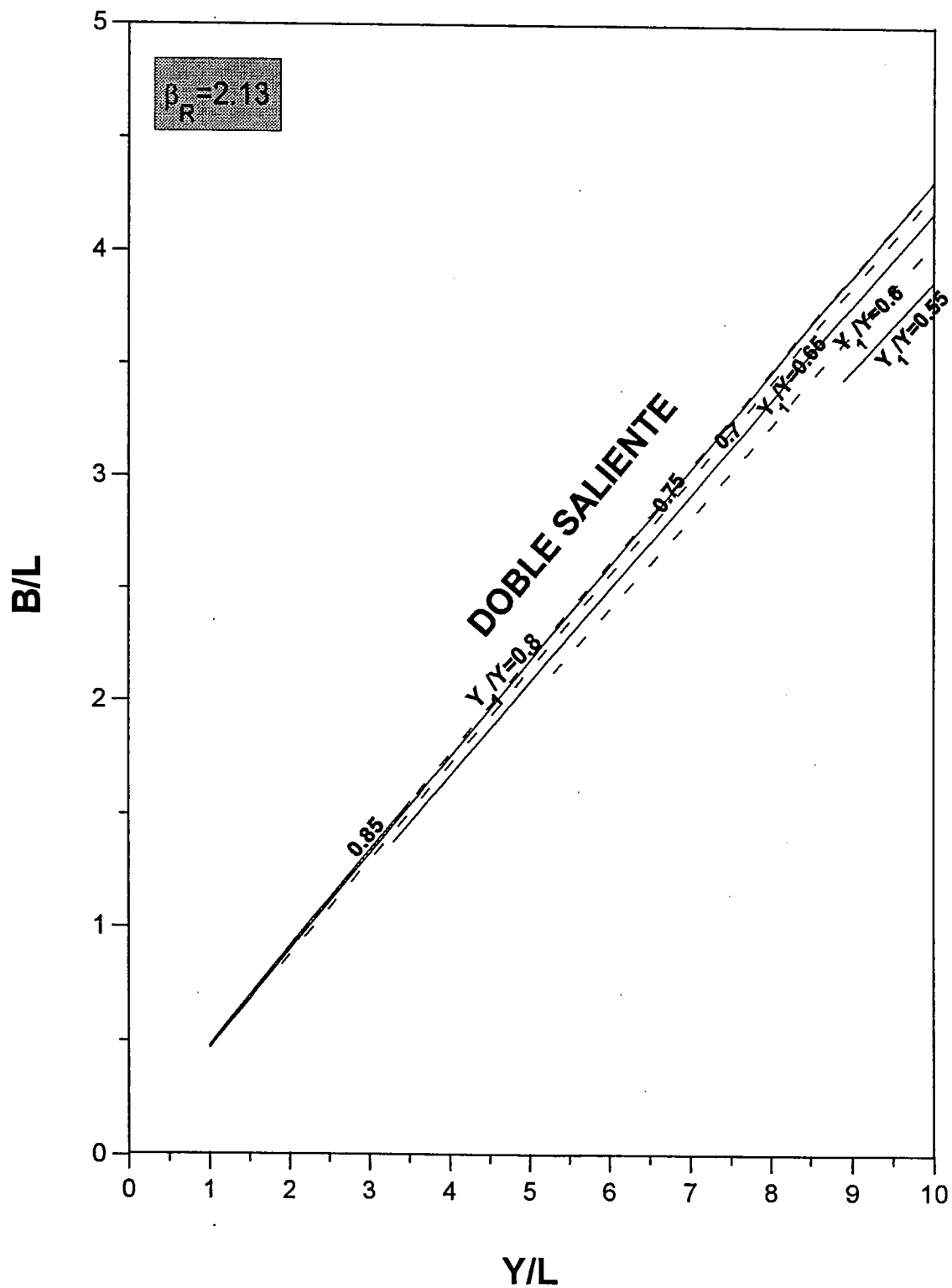


Fig. 3.71 Parametrización del Doble Saliente  $B/L=f(Y/L, Y_1/Y)$

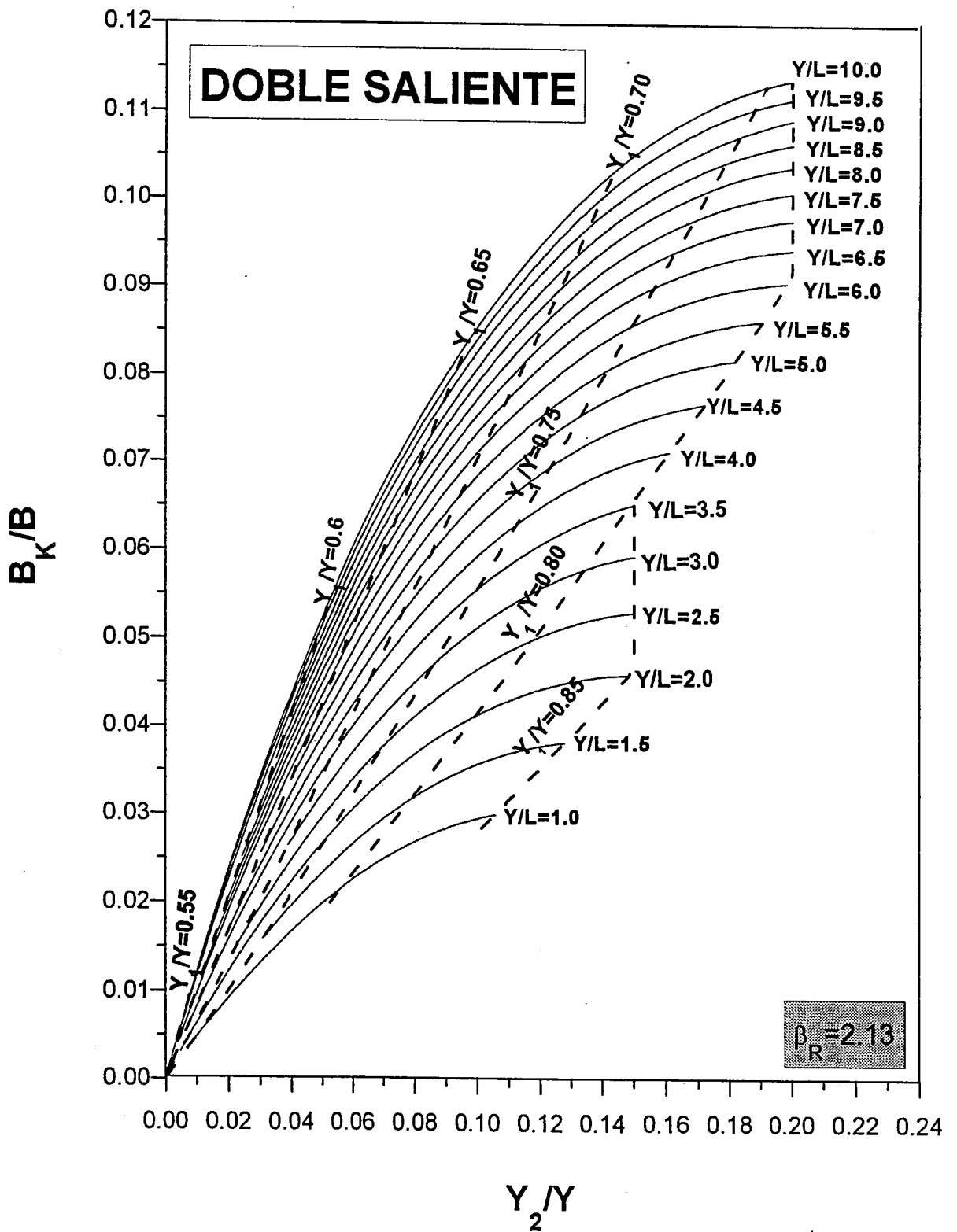


Fig. 3.72 Parametrización del Doble Saliente  
 $B_K/B = f(Y/L, Y_1/Y, Y_2/Y)$

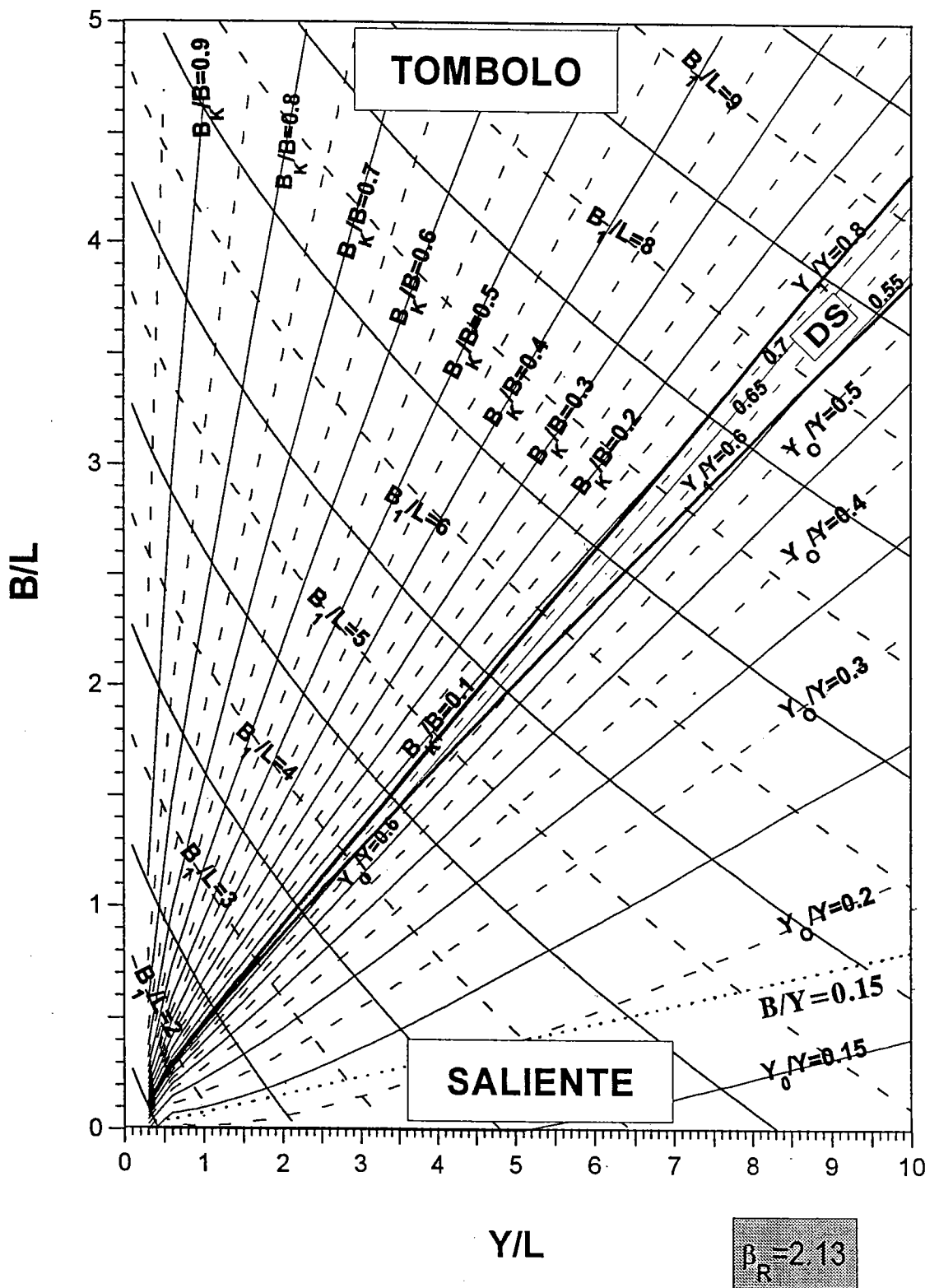


Fig. 3.73 Parametrización de Diques Exentos (Tómbolo, Saliente y Doble Saliente)

observa una diferencia de opiniones para el valor  $2B/Y$  donde comienza a formarse el tómbolo. Esta variedad de opiniones se debe a que no se tiene en cuenta la longitud de onda, siendo experimentos en distintas condiciones de oleaje. De todas maneras el límite de inicio de tómbolo está dentro del mismo orden de magnitud.

En la tabla 3.5, también aparecen los límites de inicio del saliente para  $B/L = f(Y/L)$ , que de nuevo se plantea en términos de la relación  $2B/Y$ . Se observa que para una distancia adimensional  $Y/L = 1.0$ , solo se forma saliente si se cumple que  $2B/Y < 0.96$ , de igual forma para un valor  $Y/L = 10.0$ , solo se forma el saliente si el dique cumple la relación  $2B/Y < 0.75$ . Los datos de otros autores aparecen en la tabla 3.7 donde de nuevo se ve la diferencia de opiniones. También en este caso se puede afirmar que los límites están dentro de los mismos órdenes de magnitud.

En la tabla 3.8 algunos autores presentan algunas condiciones en que no se percibe una respuesta mínima de la playa, en la fig. 3.73 la línea, que aparece de puntos, representa esta condición  $2B/Y < 0.15$ .

TABLA 3.5 Límites del Modelo Propuesto

TOMBOLO			SALIENTE		
Y/L	B/L	2B/Y	Y/L	B/L	2B/Y
1.0	0.50	1.00	1.0	0.48	0.96
2.0	0.89	0.89	2.0	0.85	0.85
4.0	1.76	0.88	4.0	1.60	0.80
6.0	2.62	0.87	6.0	2.35	0.79
8.0	3.41	0.87	8.0	3.10	0.78
10.0	4.30	0.86	10.0	3.75	0.75



TABLA 3.6 Condiciones para la formación de tómbolos

Condición	Comentario	Referencia
2B/Y > 0.67 a 1.0	Tómbolo	Gourlay (1981)
2B/Y > 2.0	Tómbolo	SPM (1984)
2B/Y > 1.5 a 2.0	Tómbolo	Dally y Pope (1986)
2B/Y > 1.0	Tómbolo	Suh y Dalrymple (1987)
2B/Y > 1.5	Múltiples Diques	Dally y Pope (1986)
2B/Y > 2l/Y	(Separados, l)	Suh y Dalrymple (1987)

TABLA 3.7. Condiciones para la formación de salientes

Condición	Comentario	Referencia
2B/Y < 0.4 a 0.5	Saliente	Gourlay (1981)
2B/Y < 1.0	No Tómbolo	SPM (1984)
2B/Y < = 0.5 a 0.67	Saliente	Dally y Pope (1986)
2B/Y < 1.0	No Tómbolo	Suh y Dalrymple (1987)
2B/Y < 1.5	Saliente bien desarrollado	Ahrens y Cox (1990)
2B/Y < 0.8 a 1.5	Saliente Sumergido	Ahrens y Cox (1990)
2B/Y < 2l/Y	No Saliente. Múltiples Tómbolos (l, separación)	Suh y Dalrymple (1987)

TABLA 3.8 Condiciones para una respuesta mínima de la Playa

Condición	Comentario	Referencia
2B/Y < 0.17	Mínimo impacto	Noble (1978)
2B/Y < 0.17 a 0.3	Sin respuesta	Inman y Frautsch y (1978)
2B/Y < = 0.5	No depositación	Nir (1982)
2B/Y < 0.13	Sin respuesta	Dally y Pope (1986)
2B/Y < 0.27	No efecto	Ahrens y Cox (1990)

### *Aplicación del Modelo*

El modelo empírico se aplicó en varias playas de la costa mediterránea. En la tesis se presentan los resultados de doce de ellas: cuatro diques de la zona de Tarragona, siete diques de la zona cercana al Puerto de Cambrils y un dique en la Playa de Altafulla. Los datos que parametrizan estas playas se encuentran en la tabla 3.9 y fotografías de los diques, de la fig. 3.74 a la fig. 3.78.

En la tabla 3.9, aparecen para el caso del tómbolo, los valores,  $B/L$ ,  $Y/L$ ,  $B_K/B$  y  $B_1/L$  de la playa, y los correspondientes  $B_K/B$  y  $B_1/L$  obtenidos mediante la fig. 3.73, para los ocho casos de tómbolo, los resultados son bastante aceptables mostrando la bondad del modelo, ver fig. 3.79, donde se comparan los resultados teóricos y prácticos. Adicionalmente en las fotografías, aparecen las formas en planta evaluadas por el modelo empírico.

Para los casos de saliente, en la tabla aparecen los parámetros medidos ( $B/L$ ,  $Y/L$ ,  $Y_0/Y$ ,  $B_1/L$ ,  $2B/Y$ ) y los calculados ( $Y_0/Y$  y  $B_1/L$ ), con la fig. 3.73 del modelo propuesto.

Para el caso de Altafulla ajustan bastante bien los resultados, dado que presentan saliente estable, con  $2B/Y = 0.5$ , los casos de salientes de las playas del Puerto de Cambrils, se encuentran en el límite de estabilidad, siendo muy afectado adicionalmente por la difracción de los extremos del dique, como se dijo anteriormente. En la fig. 3.79 ( $B_1/L$ ), se puede apreciar la dispersión de los datos, comparados con los resultados del tómbolo.

### *Conclusiones*

- La aplicación del modelo empírico de forma en planta de equilibrio en el caso de diques exentos, proporciona una herramienta eficiente y de fácil uso para el análisis y diseño de estos elementos.
- Con el fin de parametrizar la forma en planta de equilibrio generada por el dique exento, se incorpora mediante el modelo empírico, el concepto de inicio de playa, definido por  $\alpha_{\min}$ . El cual permite definir tres casos de forma en planta de equilibrio: (1) Tómbolo, (2) Saliente y (3) Doble Saliente.

- Tradicionalmente la parametrización de diques exentos se hace mediante dos parámetros (B, Y), en este caso la parametrización incluye la longitud de la ola siendo los parámetros (B, Y, L).
- Se compararon los criterios que plantean otros autores con respecto a los límites entre los posibles casos (tómbolos, salientes y doble saliente). Entre los diferentes autores existe una diversidad de opiniones al respecto; esta se debe a que no consideran la longitud de onda, como se observa en la fig. 3.73, el límite entre zonas no es un punto, si no una línea variando con Y/L.
- En los casos de tómbolo se aplicó esta teoría, se obtuvieron buenos resultados, mostrando un buen funcionamiento del modelo para este tipo de casos.
- El modelo es aplicable al caso de salientes mientras este no sea demasiado pequeño ( $Y/L > 0.4$ ), ni inestable ( $2B/Y < 0.20$ ).
- Se ha evidenciado la presencia de dobles tómbolos en la naturaleza, pero son casos muy extraños de encontrar, dado su pequeño rango de ocurrencia.

TABLA 3.9 Resultados del Modelo Empírico Aplicado en Diques Exentos de Playa del Mediterráneo

TÓMBOLO													
Playa												Modelo	
Localización	B <sub>1</sub>	B	Y	B <sub>K</sub>	T <sub>S12</sub>	h	L	B/L	Y/L	B <sub>K</sub> /B	B <sub>1</sub> /L	B <sub>K</sub> /B	B <sub>1</sub> /L
1 Tarragona	130	65	90	26	8.5	0.8	20	3.25	4.5	0.40	6.5	0.43	6.7
2 Tarragona	155	70	150	15	8.5	0.8	20	3.50	7.5	0.20	7.8	0.17	7.7
3 Tarragona	160	80	100	40	8.5	1.4	25	3.20	4.0	0.50	6.4	0.48	6.4
4 Tarragona	120	65	60	40	8.5	0.8	20	3.25	3.0	0.62	6.0	0.62	6.1
5 Cambrils	100	40	80	5	10	0.6	24	1.70	3.3	0.13	4.4	0.15	4.6
6 Cambrils	170	75	130	18	10	0.8	28	2.70	4.6	0.24	6.0	0.26	6.0
8 Cambrils	215	100	150	35	10	1.5	38	2.60	3.9	0.35	5.7	0.38	5.8
9 Cambrils	200	100	120	45	10	1.5	38	2.60	3.2	0.45	5.3	0.46	5.5

SALIENTE														
Playa												Modelo		
Localización	B <sub>1</sub>	B	Y	Y <sub>0</sub>	T <sub>S12</sub>	h	L	B/L	Y/L	Y <sub>0</sub> /Y	B <sub>1</sub> /L	2B/Y	Y <sub>0</sub> /Y	B <sub>1</sub> /L
7 Cambrils	100	20	110	20	10	1.5	35	0.57	3.10	0.18	2.90	0.18	0.29	3.4
10 Cambrils	65	7.5	85	20	10	0.7	26	0.29	3.27	0.24	2.50	0.18	0.24	3.3
11 Cambrils	65	7.0	55	10	10	0.6	24	0.29	2.30	0.27	2.50	0.25	0.29	2.9
12 Altafolla	300	50	200	80	10	4.5	66	0.75	3.00	0.40	3.77	0.50	0.37	3.7

\* Todas las unidades de distancias son en metros y períodos en segundos

TARRAGONA HMN 447 ESC.1/ 5.000 29.MAY.90 P-2 N° 3031

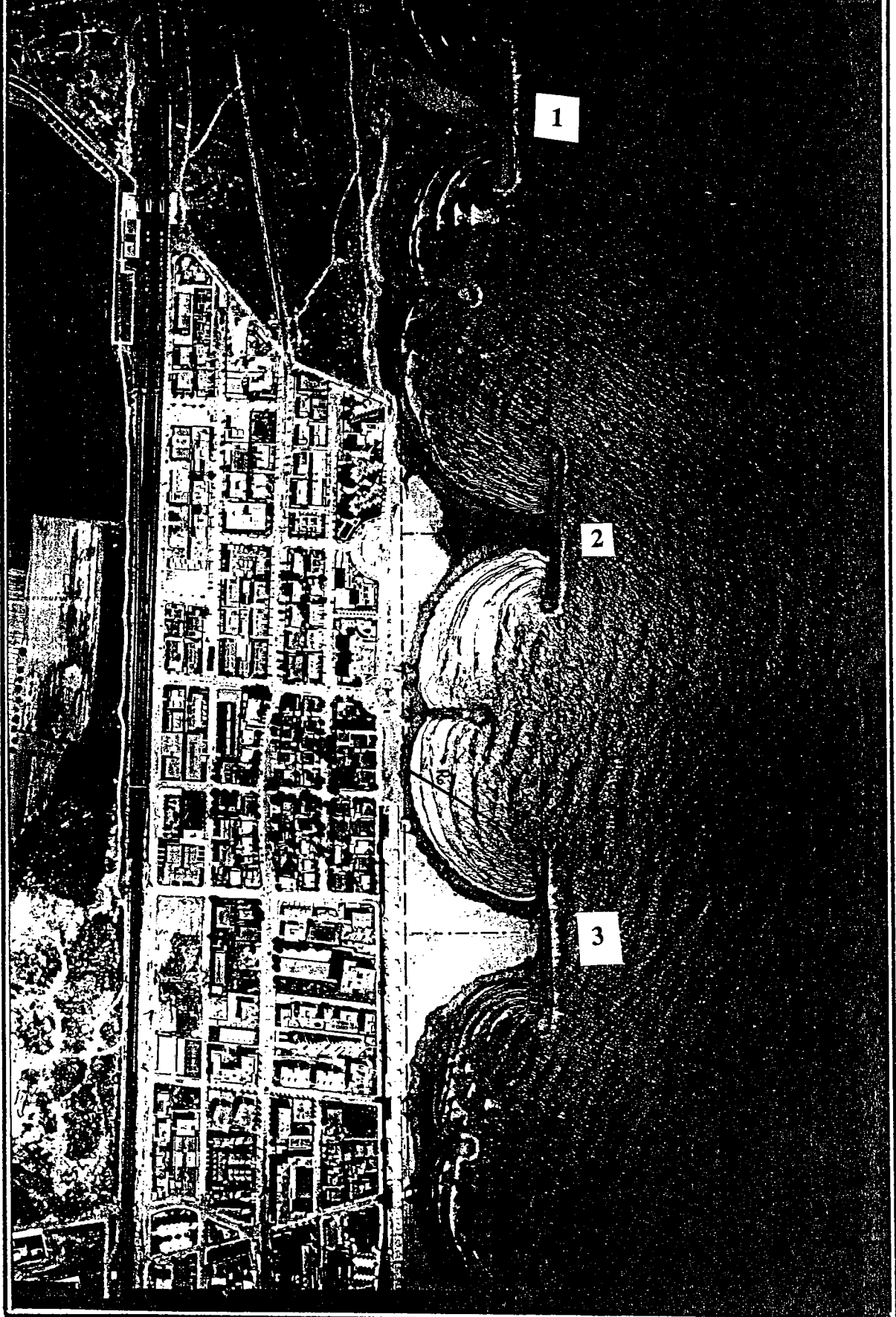
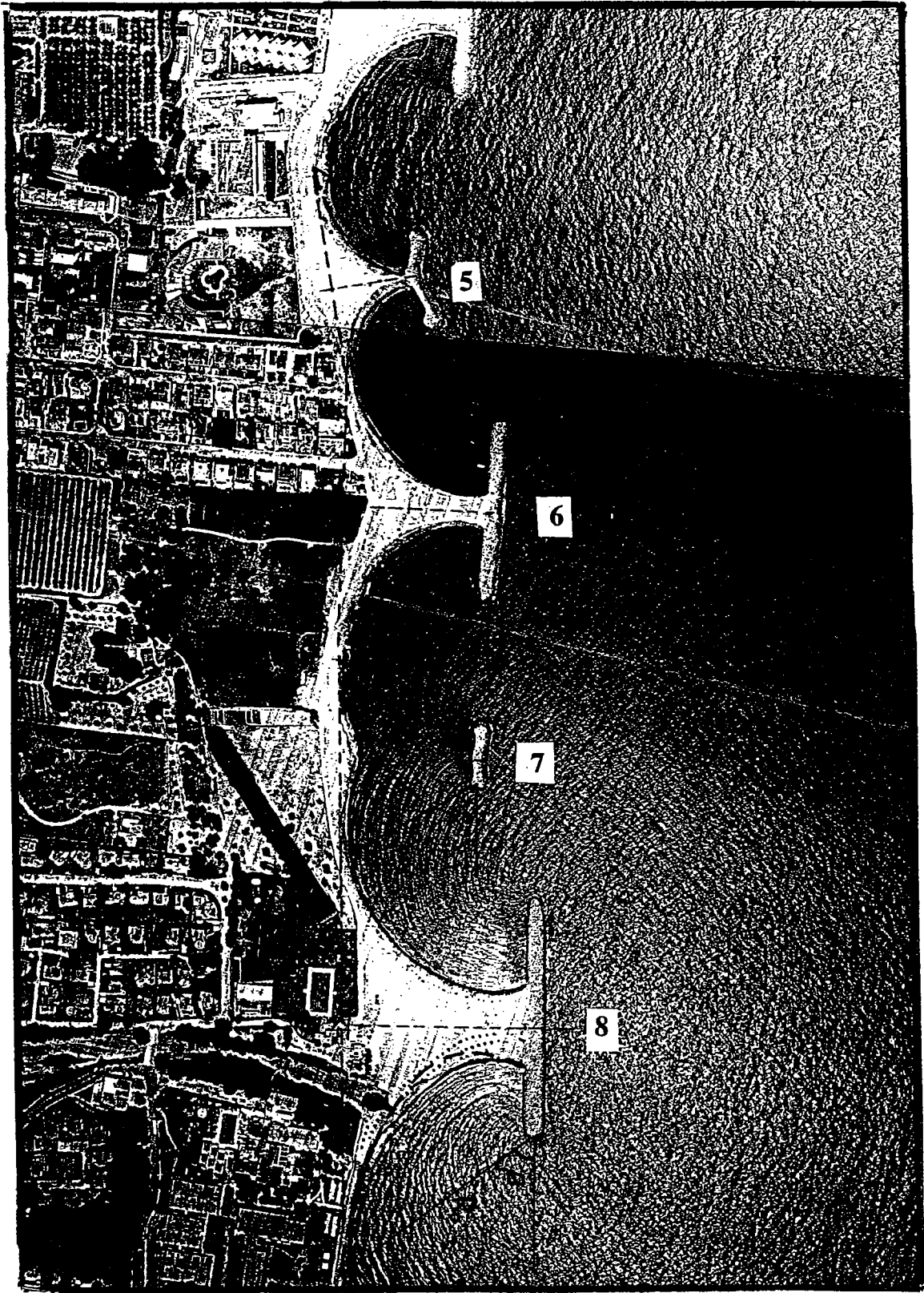


Fig. 3.74 Diques Exentos, Tarragona (España)

D.G. PUERTOS Y COSTAS TARRAGONA HMN 447 ESC. 1/ 5.000 29.MAY.90



Fig. 3.75 Diques Exentos, Tarragona (España)



**Fig. 3.76** Diques Exentos, Tarragona (España)

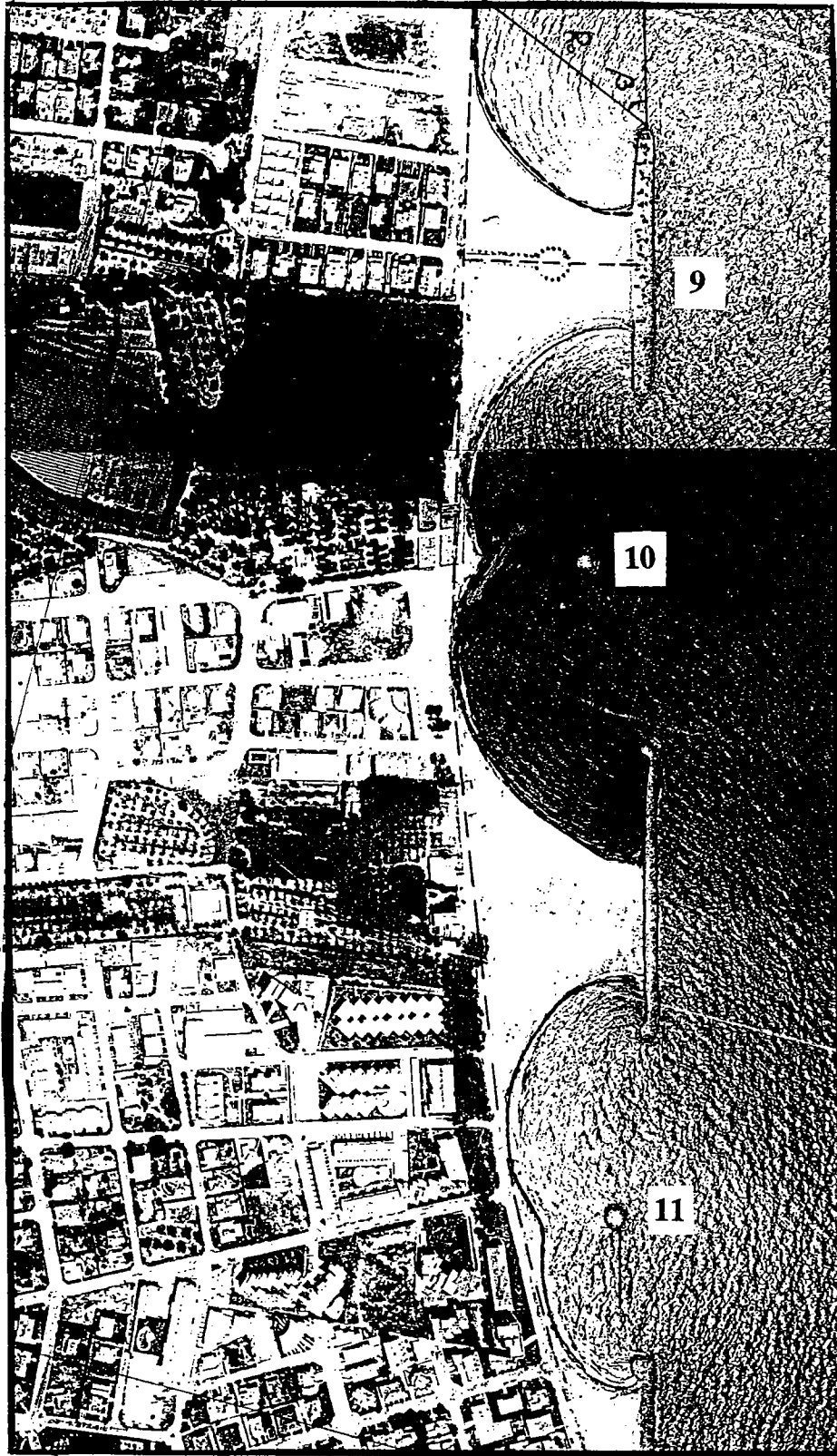


Fig. 3.77 Diques Exentos, Tarragona (España)



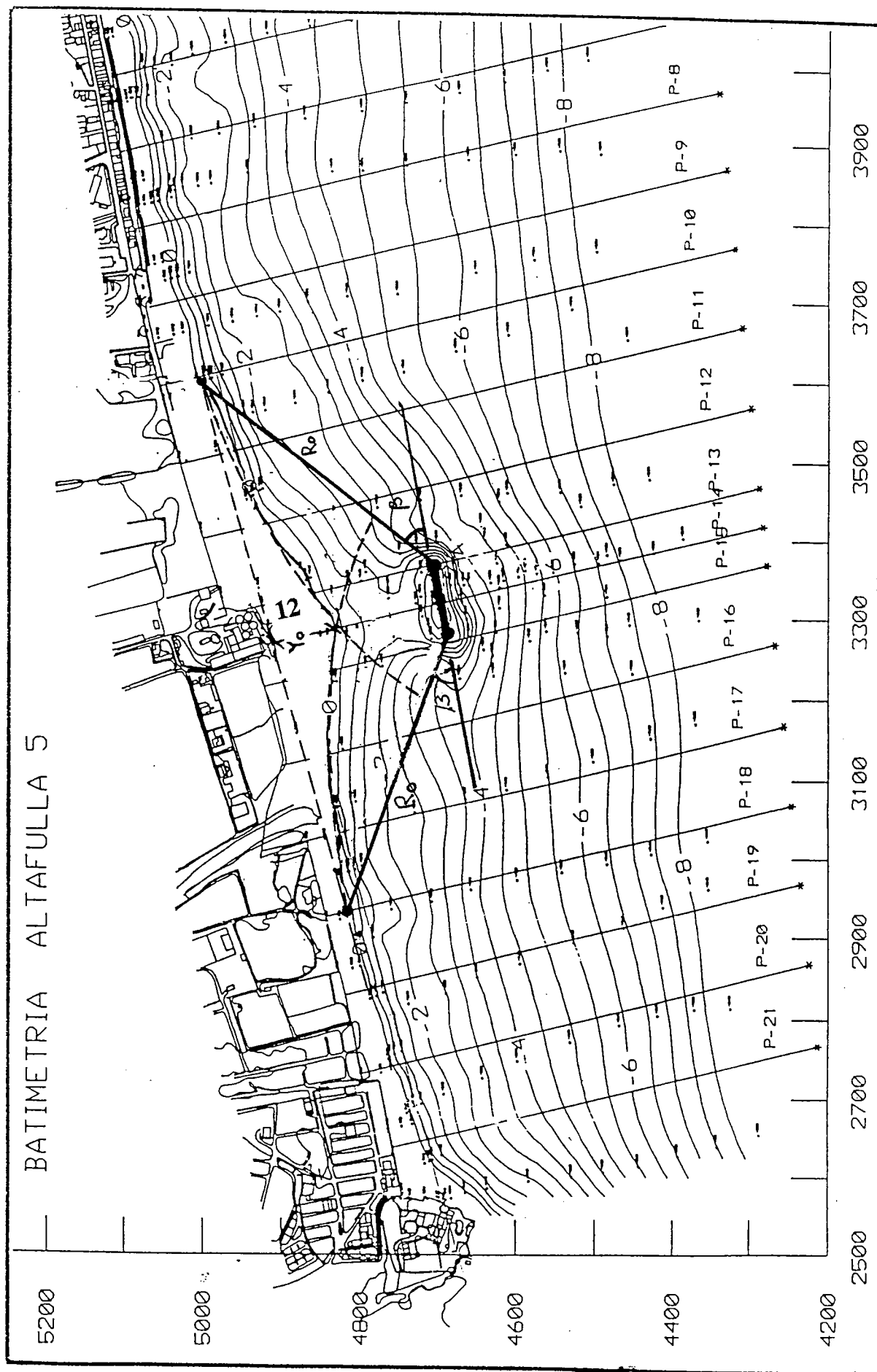


Fig. 3.78 Dique Exento, Playa Altafulla (España)

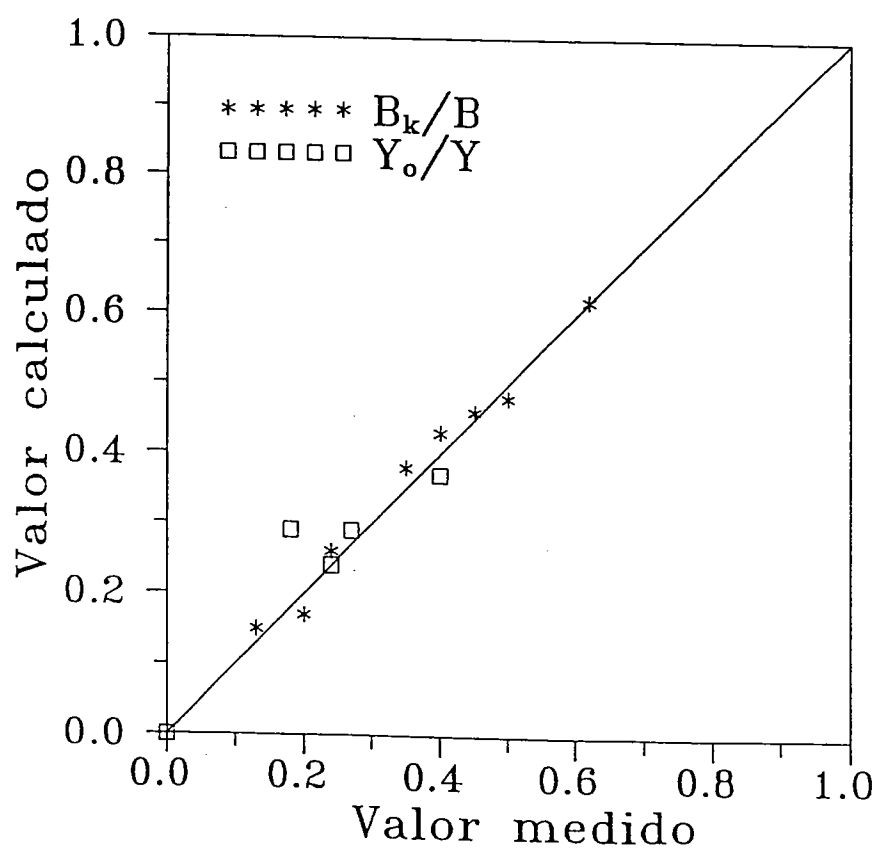
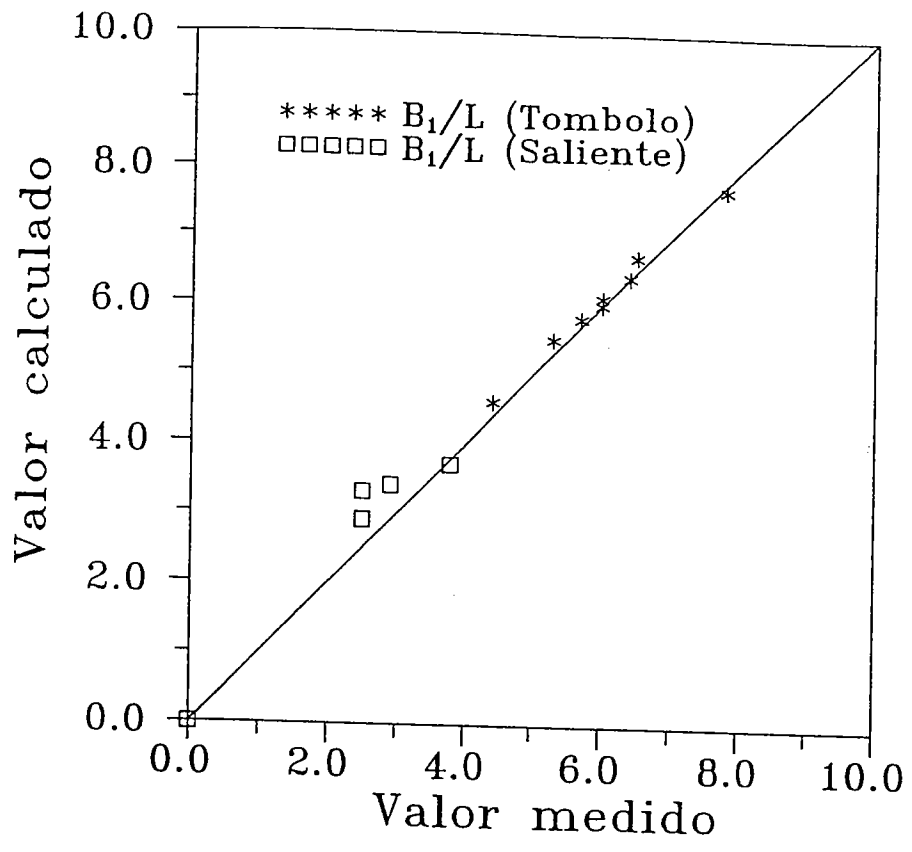


Fig. 3.79 Comparación Valores Medidos y Calculadas Tómbolo y Saliente

### 3.6 BIBLIOGRAFÍA

Abramowitz, M. and I.A. Stegun, (1965). *Handbook of Mathematical functions*. Dover, New York.

Ahrens, J.P., and J. Cox, (1990). *Design and Performance of Reef Breakwaters*. Journal of Coastal Research, SI #7, pp 61-75.

American Society of Civil Engineers, (1994). *Coastal Groins and Nearshore Breakwaters*. Technical Engineering and design guides as adapted from the US Army of Engineers, No. 6.

Basco, D.R., (1983). *Surf-Zone Currents*. Coastal Engrg., Elsevier, 7, pp. 331-357.

Berenguer, J.M. y J. Enríquez, (1988). *Design of Pocket Beaches. The Spanish Case*. Proc. 21<sup>st</sup> Coastal Engineering Confe. Costa del Sol - Málaga, Spain.

Bowen, A.J., (1969a). *The generation of Longshore Currents on a Plane Beach*. 5 Marine Res., Vol. 27, pp. 206-215.

Bowen, A.J., (1969b). *Rip Currents, 1: Technical Investigations*. J. Geophys. Res., Vol. 83, pp. 1913-1920.

C.E.R.C., (1984). *Shore Protection Manual*. 2 Vol. Coastal Engr. Research Center. Department of the Army. Waterways Exp. Station. Vicksburg Mississippi.

Dally, W.R., and J. Pope, (1986). *Detached Breakwaters for Shore Protection*. Technical Report CERC -86-1, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

Davies, J.L., (1958). *Wave Refraction and The Evolution of Shoreline Curves*. Geogr. Stud., (London), 5, 1 - 14.

Davies, J.L., (1964). *A Morphogenic Approach to World Shorelines*. Ann. Geomorphol., 8, 127 - 142.

Dean, R.G., and Maurmejer, E.M., (1977). *Predictability of Characteristics of Two Embayments*. Coastal Sediments. ASCE, New York, N.Y., 848 - 866.

Dean, R.G., R.A. Dalrymple, (1984). *Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists*. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 353 pp.

Garau, C., (1973a). *Aplicación de los Principios del Método de los Planos de Oleaje, al Estudio de los Movimientos de Arena*. Revista de Obras Públicas N.º 3099, España, 643 - 664.

Garau, C., (1973b). *Rozamiento y la Estabilidad de las Playas*. Revista de Obras Públicas, Número 3100, España, 777 - 787.

Gravens, M.B., N.C. Kraus, and H. Hanson, (1991). *GENESIS: Generalized model for Simulating Shoreline Change, report 2, Workbook and User's Manual*. Technical Report CERC-89-19, Report 2 of a Series, U.S. Army Eng. Waterways Experiment Station, Vicksburg, Miss.

González, E.M., (1995). *Morfología de Playas en Equilibrio: Planta y Perfil*. Tesis Doctoral, Departamento de Ciencias y Técnicas del Agua y del Medio Ambiente, E.T.S.I.C.C.P, Univ. de Cantabria, España

Gourlay, M.R., (1981). *Beach Processes in the Vicinity of Offshore Breakwaters*. Proceedings, Fifth Australian Conference on Coastal and Ocean Engineering, Perth, Australia, pp 129-134.

Hanson, H., and N.C. Kraus, (1989). *GENESIS: Generalized Model for Simulating Shoreline Change*. Technical Report CERC-89-19, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, MS.

Hanson, H., and N. Kraus, (1990). *Shoreline Response to a Single Transmissive Detached Breakwater*. Proceedings, 22nd International Conference on Coastal Engineering, Delft, The Netherlands.

Ho, S.K., (1971). *Crenulate Shaped Bays*. Thesis No. 346, presented to the Asian Institute of Technology, at Bangkok, Thailand, in partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Engineering.

Hsu, J.R.C., R. Silvester, and Y.M. Xia, (1987). *New Characteristic of Equilibrium-shaped Bays*. In: Proc. 8th Austral. Conf. on Coast & OC. Engrg., 140 - 144.

Hsu, J.R.C., and C. Evans, (1989). *Parabolic Bay Shapes and Applications*. Proc., Institution of Civil Engineers, London, England, Vol. 87 (Part 2), 556 - 570.

- Hsu, J.R.C., C. Silvester, and Y.M. Xia, (1989a). *Generality on Static Equilibrium Bays*. Coastal Engineering, 12, 353 - 369.
- Hsu, J.R.C., R. Silvester, and Y.M. Xia, (1989b). *Static Equilibrium Bays: New Relationships*. J. Waterway., Port. Coastal and Oc. Eng. ASCE, 115 (3), 285 - 298.
- Hsu, J.R.C., R. Silvester, and Y.M. Xia, (1989c). *Applications of Headland Control*. J. Waterway, P. Coa., Ocean Eng., Vol 115, No. 3, ASCE, 299 - 310.
- Hsu, J.R.C., and R. Silvester, (1990). *Accretion Behind Single Off-Shore Break Water*. J. Waterway, P., Coas., and Oce. Eng., Vol. 116, No. 3, ASCE, 362 - 380.
- Hsu, J.R.C., T. Uda and R. Silvester, (1993). *Beaches Downcoast of Harbours in Bays*. Coastal Engineering, 19: , 163 - 181, Amsterdam.
- Inman, L.D., and J.D. Frautschy, (1978). *Littoral Processes and the Development of Shorelines*. Proceedings, ASCE Specialty Conference on Coastal Engineering, Santa Barbara, CA, pp 511-536.
- Jennings, J.N.. (1955). *The influence of wave action on coastal outline in plan*. Austral. Geogr., 6, 36 - 44.
- Johnson, I.W., R.A. Fuchs and J.R. Morrison, (1951). *The Damping Action of Submerged Breakwaters*. Transactions, American Geophysical Union, Vol. 32, N°5, pp 704 - 718.
- Johnson, I.G., (1966). *Wave Boundary Layer and Function Factors*. Proc. 10<sup>th</sup> Coastal Engrg. Conf., ASCE, pp. 127-148.
- Johnson, I.G., O. Skovgaard, (1979). *A mild-Slope Wave Equation and its Application to Tsunami Calculations*. Mar. Geodes., 2, pp. 41-58.
- Johnson, I.G., (1919). *Shore Processes and Shoreline Development*. Wiley. New York, 589 págs. Facsimile edition: Hafner, New York.
- Kraus, N.C., (1988). *The Effects of Seawalls on the Beach: An Extended Literature Review*. J. Coastal Reseach. Special ISSUE N° 4.
- Le Blond, P.H., (1972). *On the Formation of Spiral Beaches*. In: Proc. 13<sup>th</sup> Int. Conf. on Coast. Engrg., 2, 1331 - 1345.

- Le Blond, P.H., (1979). *An Explanation of the Logarithmic Spiral Plan Shape of Headland Bay Beaches.*, J. Sedi. Petrol., 49(4), 1093 - 1100.
- Longuet-Higgins, M.S., (1970). *Longshore Currents Generated by Obliquely Incident Sea Waves.* 1, 2, 5 Geophys. Res., Vol. 75, pp. 6778-6801.
- Longuet-Higgins, M.S., R.W. Stewart, (1964). *Radiation Stresses in Water Waves - A Physical Discussion with Applications.* Deep-Sea Res., Vol. 11, pp. 529-562.
- Longuet-Higgins, M.S., R.W. Stewart, (1962). *Radiation Stress and Mass Transport in Gravity Waves, with Application to 'Surf Beat'.* 5, Fluid Mech., Vol. 13, pp. 481-504.
- MacCamy, R.C., R.A. Fuchs, (1954). *Wave Forces on Piles: A Diffraction Theory.* Tech. Memor. 69, Beach Erosion Board.
- Mashima, Y., (1961). *Stable Configuration of Coastline,* Coastal Eng. in Japan, 4: 47 - 59.
- Mc Cormick, M.E., (1993). *Equilibrium Shoreline Response to Breakwaters.* Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, Vol. 119, No. 6, November/Dec. PP 657 - 670.
- MOPT, (1992). *Recomendaciones para Obras Marítimas ROM 03-91. Oleaje. Anejo I. Clima Marítimo en el Litoral Español.*
- Miche, R., (1951). *Le pouvoir réfléchissant des ouvrages maritimes exposés à l'action de la houle.* Ann. Ponts Chaussées, 121, 285-319.
- Nir, Y., (1982). *Offshore Artificial Structures and Their Influence on the Israel and Sinai Mediterranean Beaches.* Proceedings, 18th International Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers, pp 1837-1856.
- Noble, R.M., (1978). *Coastal Structures' Effects on Shorelines.* Proceedings, 17th International Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers, Sydney, Australia, pp 2069-2085.
- Penney, W.G. and A.T. Price, (1944). *Diffraction of Sea Waves by Breakwaters.* Directorate of Miscellaneous Weapons Development, Technical History N° 26, Artificial Harbours, Sec. 3 - 4.

- Price, W.A., Tomlison, K.W., and Willin, D. H., (1972). *Predicting the Changes in the Plan Shape of Beaches*. In: Proc. 13 th Int. Conf. on Coast. Eng., 2, 1321 -1329.
- Putnam, J.A. and D.S. Arthur, (1984). *Diffraction of Water Waves by Breakwaters*, Trans. AGU, 29(4), pt. 1.
- Radder, A.C., (1979). *On the Parabolic Equation Method for Water-Wave Propagation*. J. Fluid Mech., 95, pp. 159-176.
- Rea, C.C. and Komar, P.D., (1975). *Computer Simulation Models of Hooked Beaches Shoreline Configuration*. J. Sedi. Petrol., 45, 866-872.
- Rosati, J.D., (1990a). *Functional Design of Breakwaters for Shore Protection: Empirical Methods*. Technical Report CERC-90-15, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Shepard, F.P., D.L. Inman, (1950). *Nearshore Circulation Related to Bottom Topography and Wave Refraction*. Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 3, No. 2, pp. 196-212.
- Shinohara, K., and T. Tsubaki, (1966). *Model Study on the Change Breakwater*. Proceedings, 10th International Conference on Coastal Engineering.
- Shore Protection Manual, (1984). 4th Ed., Vol. 2, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Government Printing Office, Washington, DC.
- Silvester, R., (1960). *Stabilization of Sedimentary Coastlines*. Nature, 188 (4749), 467 - 469.
- Silvester, R., (1970a). *Coastal Defense*. Proce. Inst. Civ. Eng., 45: 677 - 682.
- Silvester, R., (1970b). *Growth of Crenulate Shaped Bays to Equilibrium*. J. Waterway an Harbour Div., ASCE, 96 (ww4): 275 - 287.
- Silvester, R., and Ho, S.K., (1972). *Use of Crenulate-Shaped Bays to Stabilize Coasts*. In: Proc. 13th Int. Conf. on Coast. Engrf., 2, 1347 - 1365.
- Silvester, R., (1974). *Coastal Engineering*, Vol II. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands.

- Silvester, R., (1976). *Headland Defense of Coasts*. Proc. 15 th. Conf. Coastal Eng., 2:1394 - 1406.
- Silvester, R., (1978). *Some Facts and Fancies on Beach Erosion*. Proc. 16 th int. conf. Coastal Eng., 2:1888 - 1902.
- Silvester, R., Tsuchiya, Y., and Shibano, T., (1980). *Zeta Bays Pocket Beaches and Headland Control*. In: Proc. 17 th Int. Conf. on Coastal Engr. 2, 1306 - 1319.
- Silvester, R., (1984a). *Fluctuations in Littoral Drift*, Proc. 19th, Int. Conf. Coast. Eng., 2, 1291 - 1305.
- Silvester, R., (1984b). *The Pulsational Effects of Littoral Drift and its Engineering Consequences*. J. Tianjin Univ., china, 103 - 114.
- Silvester, R. y J.R.C. Hsu, (1993). *Coastal Stabilization. Innovative Concepts*. Prentice Hall Inc., New Jersey. 578 pgs.
- Smith, E., N.C. Kraus. *Laboratory Study on Macro-Features of Wave Breaking over Bars and Artificial Reefs*. Technical Report CERC - 90- 12, Department of The Army.
- Sommerfeld, (1986). *Mathematische Theorie der Difraccion*, Math. Ann., 47:317.
- Stive, M.J.F., J.A. Battjes, (1984). *A Model for Offshore Sediment Transport*. Proc. 19<sup>th</sup> Intl. Coastal Engineering Conference, ASCE, pp. 1420-1436.
- Suh, K., and R. A. Dalrymple, (1987). *Offshore Breakwaters in Laboratory and Field*. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, American Society of Civil Engineers, 113(2): 105-121.
- Tan, S. and Y., Chiew, (1994). *Analysis of Bayed Beaches in Static equilibrium*, J. of Waterway, Port., Coa. and Oce. Eng., Vol. 120, No 2, ASCE, 145 - 153.
- Tanaka, H., y Shuto, (1981). *Function Coefficient for a Wave-Current Coexistent System*. Coastal Engrg. in Japan, Vol. 24, pp. 105-128.
- Thornton, E.B., (1970). *Variation of Longshore Current across the Surf Zone*. Proc. 12<sup>th</sup> Coastal Engineering Conference, ASCE, pp. 291-308.
- Vichetpan, N., (1969). *Equilibrium Shapes of Coastline in Plan*. Thesis, No. 280, Asian Ins. of thechnology, Bangkok, Thailand.



de Vriend, H.J., (1987). *Two- and Three-Dimensional Mathematical Modelling of Coastal Morphology*. Delft Hydraulics Communications, No. 377.

Wong, P.P., (1981). *Beach Evolution Between Headland Breakwaters*. Shore and Beach, 49 (3), 3 - 12.

Yamashita, T. and Tsuchiya, T. *Numerical Simulation of Pocket Beach Formation*, Proc. Int. Coastal Eng. Conf. ASCE, pp 2556 - 2566.

Yasso, W.E, (1965). *Plan Geometry of Headland Bay Beaches*. J. of Geology, 73, 702 - 714

## Capítulo 4. MORFODINÁMICA DE PLAYAS A LARGO Y MEDIO PLAZO

A diferencia de los capítulos anteriores donde a largo plazo, lo más importante es definir una morfología final o de equilibrio, en esta sección son importantes los procesos iniciales, intermedios y finales, lo cual implica definir dinámicas y morfologías en cada uno de estos procesos.

En los anteriores capítulos se habló de la relación de unas dinámicas que modelan la morfología de las playas a gran escala o largo plazo (kilómetros, meses y años). Dentro del actual capítulo se intenta, de la misma forma, mostrar las características morfológicas de las playas debido a la dinámica marina, a una pequeña y mediana escala, o lo que es lo mismo, a mediano plazo (centenas de metros y semanas).

Inicialmente se presenta los modelos de evolución morfodinámica, esta evolución se concreta mediante la definición de la relación existente entre una serie de estados de playa tipo, con características morfológicas e hidrodinámicas determinadas y las condiciones del sedimento y del oleaje. Estos modelos están basados en la observación y ordenación de los diferentes estados de playa y permiten predecir la distribución de estados de una playa, conocida la distribución de las acciones del oleaje y el tipo de sedimento. Así mismo, facilitan una herramienta para evaluar, de

una manera aproximada la dirección e intensidad del cambio de estado de una playa , cuando cambian las condiciones del oleaje.

## 4.1 MODELOS DE EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA DE PLAYAS

### 4.1.1 Introducción

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

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

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

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

En lo sucesivo, se presenta el modelo de evolución morfodinámica presentado por Wright and Short (1984), Wright et al. (1985), (1986), junto con las modificaciones para la carrera de marea presentadas por Masselink and Short (1993).

#### 4.1.2 Descripción de los estados morfodinámicos de evolución de playas

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

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

- 1- Dependiendo de las condiciones ambientales locales, sedimentos y condiciones previas de oleaje, las playas pueden presentar diferentes estados, disipativas, reflejantes o cuatro estados intermedios.
- 2- La distribución relativa de la energía de las ondas incidentes, ondas estacionarias y de borde subarmónica e infragravitatoria, corrientes medias y transporte de sedimento varían con cada estado de playa.
- 3- Los mecanismos reales que causan el corte de la playa y la energía requerida para ese corte, dependen del estado de la playa.
- 4- A medida que un estado de playa cambia con el tiempo, los procesos hidrodinámicos se modifican, permitiendo la evolución de los regímenes morfodinámicos, que quedan libres, hasta un cierto límite, de una completa dependencia de las condiciones del oleaje. Esto quiere decir, que la morfología de cada estado de playa genera en parte la hidrodinámica que lo mantiene, por lo que existe una cierta resistencia al cambio de estado.
- 5- El estado modal (mas frecuente) de una playa representa la respuesta a las condiciones modales del oleaje en rotura y a las características del sedimento.

Como se ha indicado en los apartados anteriores, la separación de los estados de playa disipativo y reflejante, con sus diferentes características morfodinámicas, es conocida y está documentada desde hace tiempo, ver por ejemplo Komar (1976). Los estudios de Wright et al. y Short permitieron definir y ordenar una secuencia de 4 estados de playa intermedios. De esta manera, la secuencia completa de estados de playa propuesta es, figura 4.1:

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

Las diferencias mas aparentes entre los diferentes estados son de tipo morfológico. Sin embargo, de la información obtenida mediante los análisis espectrales de los datos de velocidad, presión y superficie libre medidos en el campo, se ha observado que cada estado tiene su propia 'característica dinámica', expresada por la distribución de corrientes y las magnitudes relativas de los distintos modos de movimiento del agua sobre la playa.

Aunque el oleaje generado por el viento es la fuente principal de energía que moviliza los cambios en la playa, los procesos de disipación y reflexión que tienen lugar en la playa dan lugar a transferencias de energía a otros modos de movimiento, pudiendo, en algunos casos llegar a ser dominantes sobre el propio oleaje. En lo sucesivo, clasificaremos los modos de movimiento en cinco grandes categorías:

- 1 - Flujo oscilatorio del oleaje. Corresponde al debido al oleaje incidente, roto o sin romper. y comprende períodos entre 1 y 25 segundos.
- 2 - Flujos oscilatorios subarmónicos, de frecuencia doble del oleaje incidente. Se presentan en forma estacionaria (modos libres) o como ondas de borde,

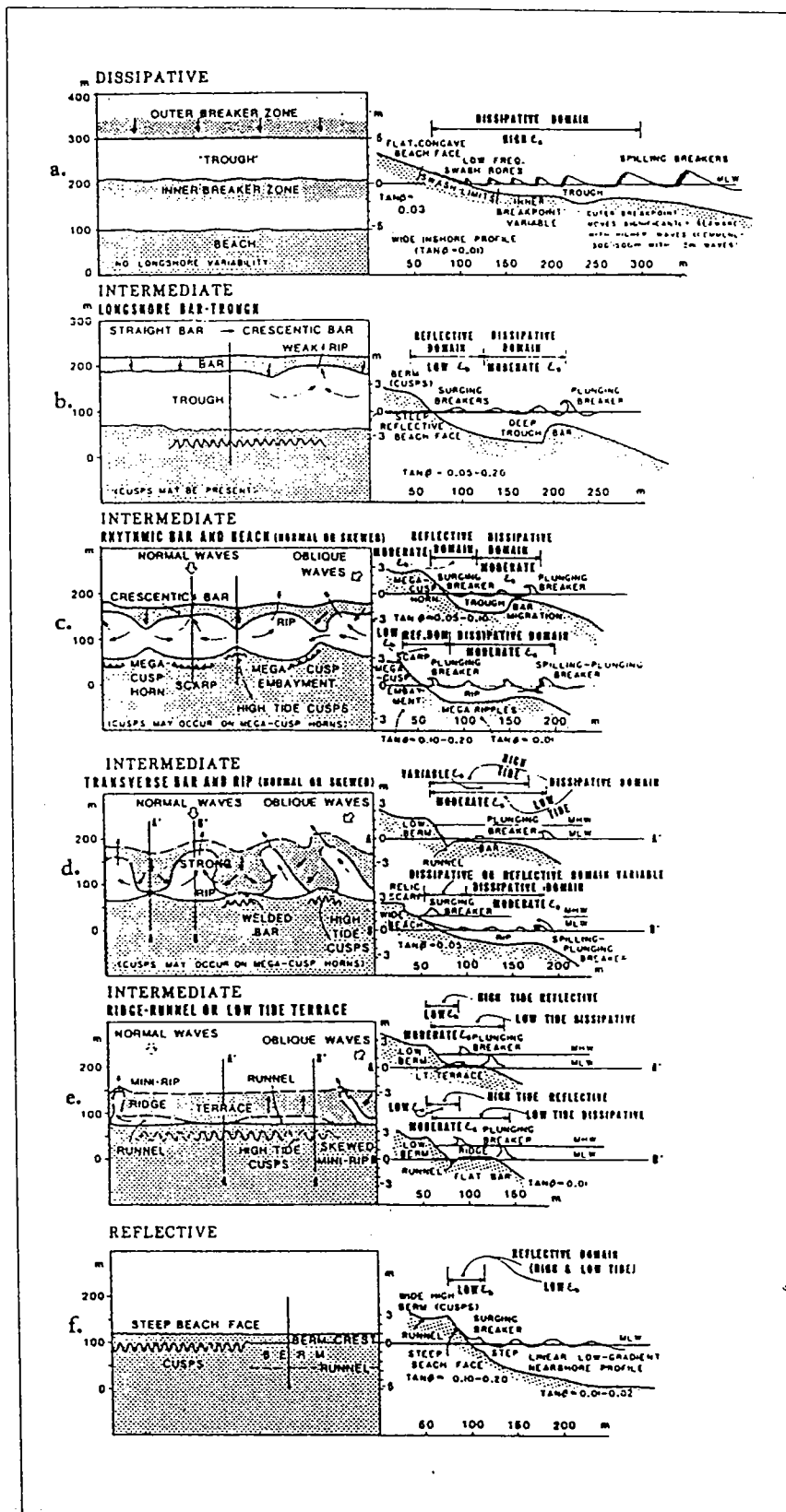


Figura 4.1

estacionarias o no en playas de frente reflejante.

- 3 - Flujos oscilatorios infragravitatorios. Son en general ondas estacionarias, libres o atrapadas de frecuencias superiores a los 30 segundos. Comprenden las **ondas infragravitatorias de período largo 'sur beat'** (períodos de 1 a 3 minutos), forzadas en general por las componentes infragravitatorias (grupos de ondas) del oleaje incidente y **componentes infragravitatorias de alta frecuencia**, con períodos entre 30 y 50 segundos.
- 4 - Corrientes longitudinales y de retorno, generadas por la rotura del oleaje.
- 5 - Corrientes de marea y de viento.

Cada uno de los modos de movimiento es identificable a través de su frecuencia. Las corrientes medias netas se manifiestan en los promediados largos, 10-15 minutos de las velocidades.

A continuación describiremos la morfología de los distintos estados de playa, relacionándolos con su característica dinámica en términos de las velocidades relativas de cada modo de movimiento.

### *La playa disipativa*

La playa disipativa, figura 4.1, introducida en el capítulo I, tiene una morfología prácticamente bidimensional, con un perfil muy tendido, análogo al perfil 'de temporal o de invierno' que se describe en las playas con variación estacional. Existe una o varias barras longitudinales, paralelas a la línea de costa y separadas por senos poco marcados. Dada la geometría bidimensional del sistema, los sistemas rítmicos con corrientes de retorno son prácticamente inexistentes, salvo en el caso de discontinuidades marcadas por los propios contornos del sistema (arrecifes rocosos, límites extremos de la playa, etc.). Las playas disipativas se presentan con valores continuados de  $\varepsilon$  superiores a 20 ( $I_r < 0.4$ ), lo que implica roturas en descrestamiento y una disipación de la energía del oleaje progresiva a lo largo del perfil.

En la figura 4.2, se muestra un ejemplo de la 'característica dinámica' de este estado de playa, para el caso de incidencia normal del oleaje. La gráfica de barras indica la amplitud relativa de los flujos en las proximidades del fondo, correspondientes al oleaje incidente,  $U_s$ , a las oscilaciones infragravitatorias,  $U_{in}$  y  $V_{in}$  y las corrientes netas,  $U$  y  $V$ . En todos los casos, se ha asignado arbitrariamente el valor 1 a la velocidad normal oscilatoria.

Como puede verse, la característica más destacable es el continuo crecimiento de la proporción de energía infragravitatoria a medida que nos acercamos a la línea de costa. Los desfases de  $\pi/2$  entre la superficie libre y la velocidad  $U_{in}$  oscilatoria indican que las oscilaciones del surf-beat son estacionarias en la dirección normal a la costa, figura 4.3. Esta observación puede explicar la situación de las barras a distancias progresivamente mayores a medida que nos alejamos de la costa. Estas barras están situadas en los antinodos de la oscilación transversal. Por lo que respecta a la oscilación infragravitatoria longitudinal,  $V_{in}$ , se corresponde bien con ondas de borde, que pueden ser tanto estacionarias como progresivas. Dado que la existencia en playas disipativas de múltiples barras longitudinales, sin formas rítmicas, es de suponer que el modo de oscilación de la onda de borde infragravitatoria es progresivo, ver figura 4.3. El surf-beat estacionario es pues claramente dominante en la parte interior de la zona de rompientes. El primer antinodo debe estar en el frente de playa, con oscilaciones máximas, por lo que los ascensos-descensos en el frente de playa están dominados por las frecuencias del surf-beat.

Las corrientes medias horizontales (integradas en vertical), en playas con incidencia normal, son débiles, debido a la que el modo infragravitatorio de borde es progresivo, por lo que no se establecen mecanismos de variación rítmica de la altura de ola. Por este motivo, las corrientes de retorno localizadas son débiles o inexistentes y en la zona interior de rompientes, las velocidades de flujo dominantes son las debidas al flujo oscilatorio estacionario infragravitatorio. Sin embargo, que en playas disipativas con incidencia oblicua o con accidentes topográficos, las corrientes longitudinales y de retorno pueden ser de gran magnitud.

Por lo que respecta a los flujos medios transversales, (en sección vertical), se establece de una manera clara un flujo entrante por la superficie, compensado por un flujo de salida (resaca) en las proximidades del fondo. Esta segregación vertical del flujo es otra de las características definitorias de las playas disipativas.

Como puede observarse en la figura 4.2, la energía subarmónica está



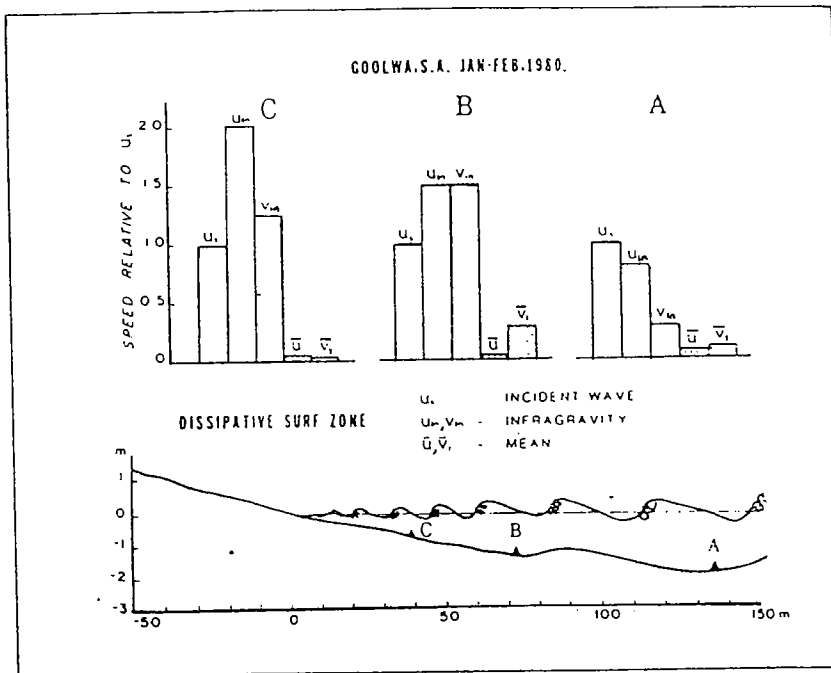


Figura 4.2

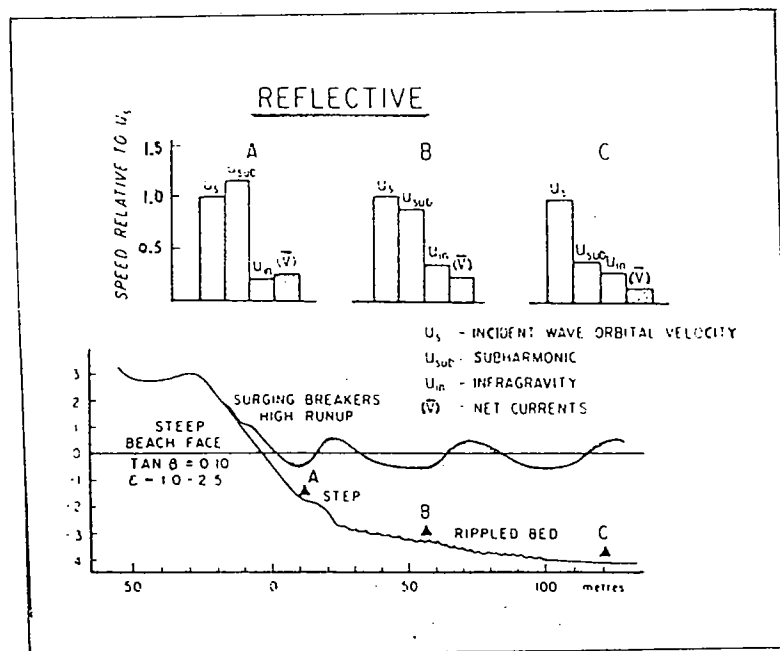


Figura 4.4

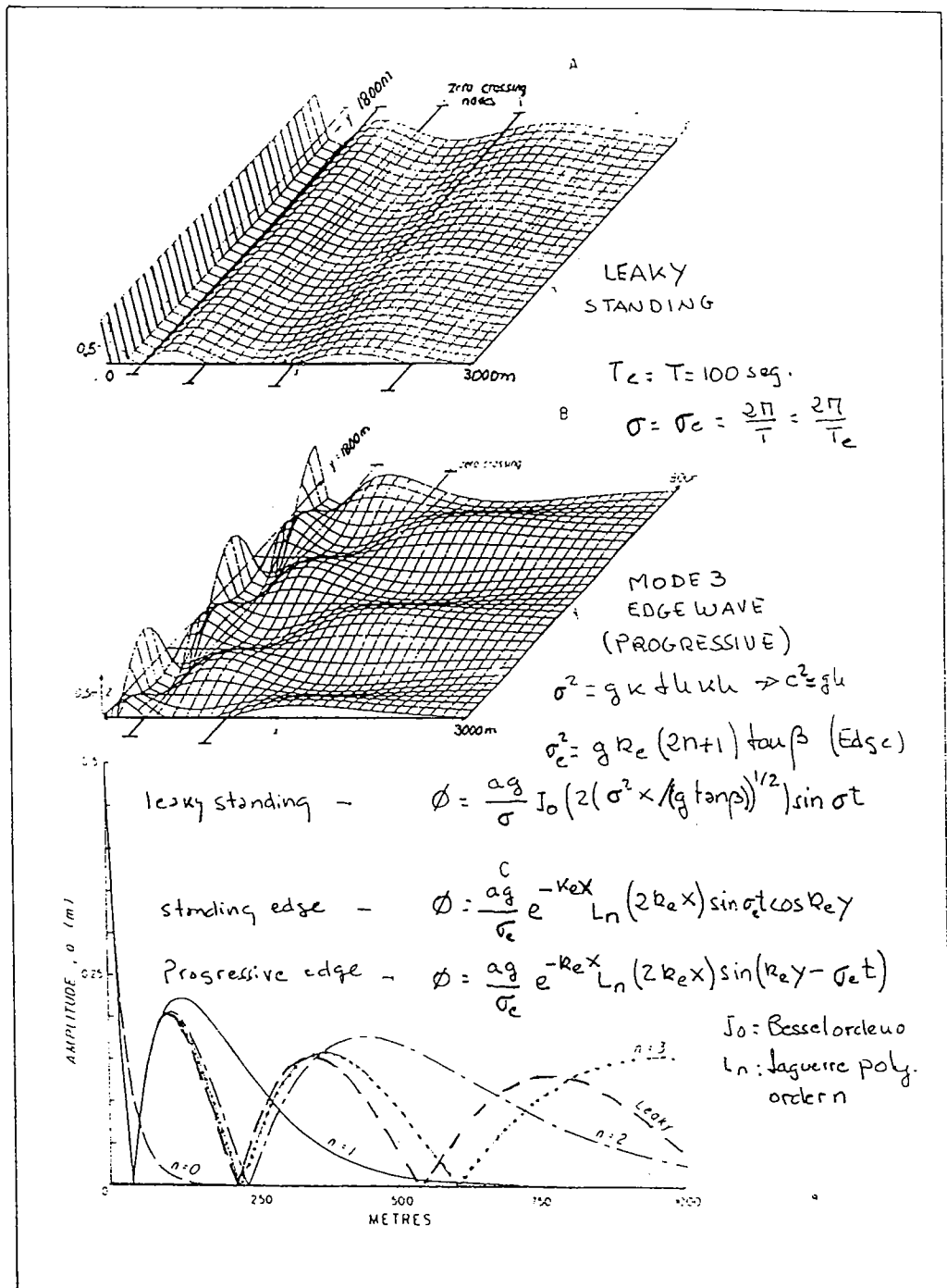


Figura 4.3

consistentemente ausente en las playas disipativas.

### *La playa reflejante*

La playa reflejante, figura 4.1, introducida también en el capítulo I, se encuentra en el otro extremo de la escala de estados de playa. Las roturas se producen en colapso o en oscilación, sobre el frente de playa, que tiene pendiente elevada,  $\tan\beta = 0.10 - 0.15$ , con valores bajos del parámetro de escala de rompientes, medido sobre el frente de playa  $\varepsilon < 1.4$  ( $I_{rb} > 1.5$ ), lo que implica roturas en colapso u oscilación. La turbulencia relacionada con el proceso de rotura se ve confinada a la zona de ascenso-descenso sobre el frente de playa. Frecuentemente aparecen beach cusps altamente rítmicos. Bajo condiciones de baja energía, el talud de playa finaliza por la parte superior en una berma alta y recta, tras la cual puede aparecer un canalizo resultado de la incorporación de la berma al talud mas tendido correspondiente a condiciones de mayor energía. El frente de playa suele contener, aunque no siempre, tamaños de grano mas gruesos que la playa sumergida. Inmediatamente debajo del talud de playa, se suele encontrar un escalón pronunciado, compuesto de material grueso. La profundidad de este escalón se incrementa con la altura de ola. En playas con marea, el barrido del oleaje sobre el escalón lo destruye, por lo que no aparece en el pie del frente de playa en la bajamar. Hacia el lado del mar del frente de playa, la pendiente disminuye notablemente, dando al perfil una forma cóncava bien marcada.

En la figura 4.4, se muestra la 'característica dinámica' de una playa reflejante típica. En contraste con la playa disipativa, la mayoría de la energía en las proximidades del frente de playa se encuentra contenida en las frecuencias del oleaje incidente y del primer subarmónico del mismo ( mitad del período incidente). Las oscilaciones infragravitatorias son muy débiles o despreciables. Las oscilaciones subarmónicas son invariablemente ondas atrapadas estacionarias, generalmente de orden cero, figura 4.3. Cuando aparecen los beach-cusps, estos se encuentran separados entre si media longitud del primer subarmónico.

En condiciones de baja energía, las oscilaciones subarmónicas tienden a ser de menor amplitud que las oscilaciones en la frecuencia incidente. Cuando las condiciones de energía aumentan, la proporción de energía subarmónica aumenta también, llegando a ser mayor que la energía del oleaje incidente. Esto provoca acentuados ascensos - descensos sobre el frente de playa, que puede rebasar la berma e iniciar cortes en la playa.

### *Los estados de playa intermedios*

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

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

Estos estados, figura 4.1, están próximos al de playa disipativa, del que pueden evolucionar a través de una secuencia acumulativa. El relieve de la barra y del seno es mucho más pronunciado que en el caso de la playa disipativa, la barra es considerablemente más asimétrica transversalmente, con el lado de tierra mucho más pendiente que el lado del mar (barra creciente). La barra provoca la rotura del oleaje y es moderadamente disipativa. En contraste con el caso de la playa disipativa, el oleaje se reforma sobre el seno, a través del cual se propaga hasta romper sobre el frente de playa, sobre un talud similar al de una playa reflejante ( $\varepsilon < 2$ ). Las ondas de menor peralte rompen en oscilación sobre el frente de playa, mientras que las más peraltadas colapsan sobre la base. En ambos casos el ascenso - descenso tiene gran amplitud. Con frecuencia, aparecen beach - cusps en el frente de playa.

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

En la figura 4.5 se presenta la 'característica dinámica' de una playa con barra longitudinal recta. Puede observarse como las frecuencias del oleaje incidente dominan en toda la zona de rompientes. Las oscilaciones infragravitatorias se amplifican al cruzar la barra y se mantienen bastante constantes en la zona de rompientes. Las frecuencias de estas oscilaciones infragravitatorias son superiores a las que se amplifican en las playas disipativas. Las frecuencias de las oscilaciones

infragravatorias son superiores a las de las playas disipativas. Como las frecuencias que son resonantes con la geometría deben tener antinodos sobre la barra, las largas longitudes de onda asociadas con las oscilaciones infragravatorias forzadas por los grupos de ondas, no entran en la distancia entre el talud de playa y la barra. Por ello, en este tipo de playas **la barra filtra la energía infragravitatoria** y sólo permite la resonancia en los modos de mas alta frecuencia, pobres en energía, que pueden resonar con un antinodo sobre la barra. Las oscilaciones subarmónicas se amplifican al acercarnos al frente de playa.

Por lo que respecta a la circulación neta, las corrientes longitudinales son prácticamente nulas, produciéndose toda la circulación transversalmente, en la zona de rompientes, con corrientes hacia tierra en las proximidades de la superficie y sobre la barra y con corrientes hacia el mar en las proximidades del fondo de la barra y primera parte del seno.

En la figura 4.6 se presenta la 'característica dinámica' de una playa con barra rítmica. En ella se presentan las medidas realizadas en un tramo longitudinal de playa que abarca aproximadamente una longitud de onda de la oscilación longitudinal de la barra y playa, con dos tramos de barra y un rip en la zona central. En la figura 4.6 viene representada la batimetría de la zona y la dirección de las corrientes de alimentación del rip y del propio rip (flechas anchas, así como los vectores de velocidad media en los puntos de medida (flechas delgadas). Alrededor de la figura 4.6 se presentan los histogramas de velocidades en cada modo de oscilación, relativas a la velocidad de oscilación correspondiente a la frecuencia del oleaje incidente, en cada uno de los puntos de medida.

Como puede observarse en la figura 4.6, las frecuencias del oleaje incidente predominan en la mayor parte del área de rompientes, al igual que en el caso de barra recta. Las oscilaciones infragravatorias se incrementan ligeramente al cruzar la barra, manteniéndose constantes a partir de este punto hasta la línea de costa.

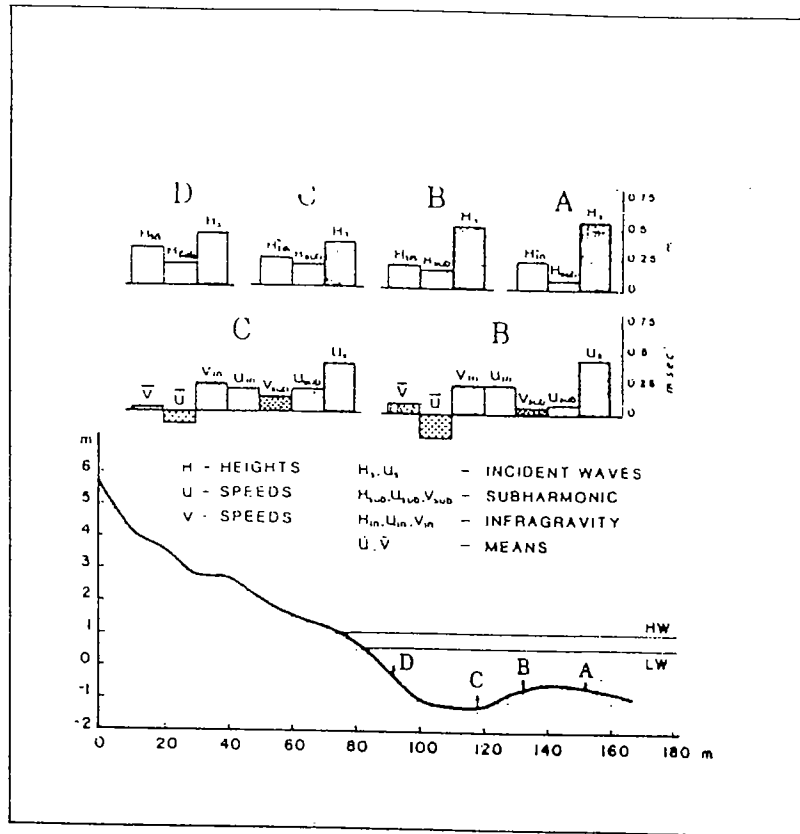


Figura 4.5

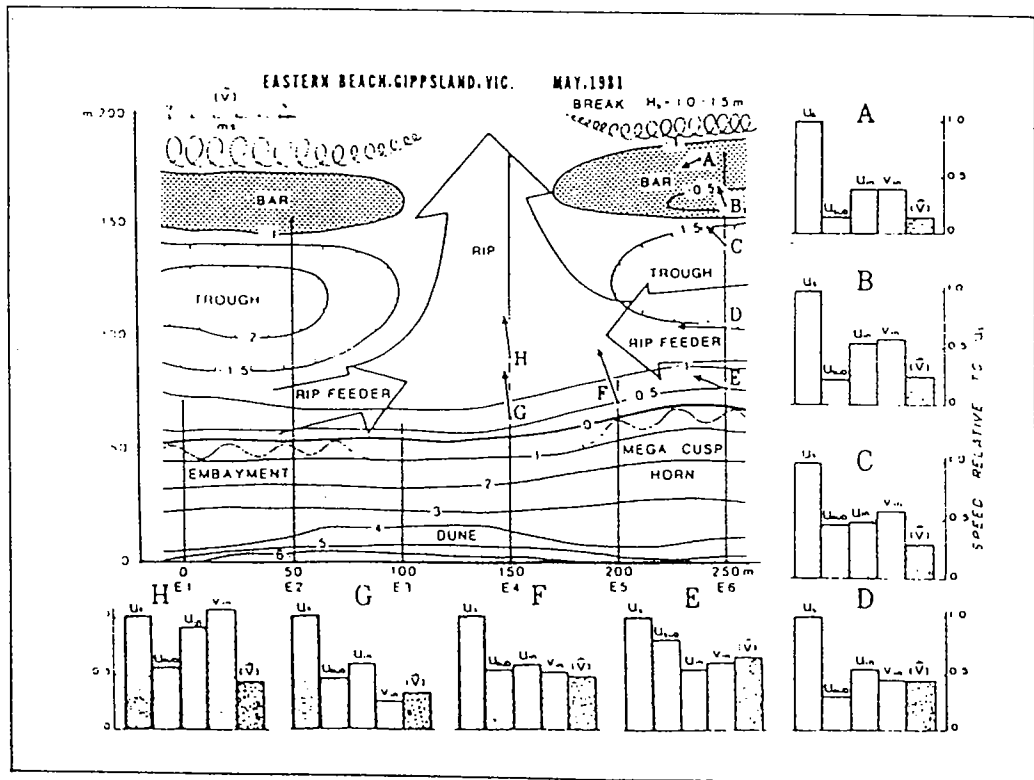


Figura 4.6



Longitudinalmente se hacen importantes en determinados puntos, como es el caso de las proximidades del rip. Al igual que en el caso anterior, la playa amplifica tan sólo las componentes de alta frecuencia de la energía infragravitatoria.

Las oscilaciones subarmónicas se incrementan de una manera constante al aproximarnos al frente de playa y su amplitud puede llegar a aproximarse a la de las frecuencias del oleaje incidente, especialmente en las zonas alejadas del rip, tras las zonas de avance de la barra.

Por lo que respecta a las corrientes medias, se produce un exceso de entrada de flujo sobre las zonas de avance de la barra creciente. Estos flujos alimentan las corrientes longitudinales débiles o moderadas, que encuentran su retorno sobre el rip, donde el flujo neto transversal es claramente hacia el mar.

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

La playa alcanza este estado cuando, siguiendo la secuencia de acumulación, los salientes de las barras creciente alcanzan el frente de la playa, figura 4.1. De esta manera, se forman barras transversales altamente disipativas, alternando longitudinalmente con zonas de mayor profundidad, altamente reflejantes y ocupadas por corrientes de retorno fuertes. Las playas en esta situación son las que experimentan las corrientes de retorno de mayor magnitud.

En la figura 4.7 se muestra la firma dinámica asociada a este estado de playa, además de las características batimétricas más relevantes. La característica dominante es la fuerte circulación rítmica. Aunque estas corrientes se mantienen persistentemente fuertes y unidireccionales, pulsan con las frecuencias infragravitatorias de baja frecuencia. La persistencia y longitud de onda de las formas rítmicas sugiere que las ondas infragravitatorias son de borde estacionarias. En este tipo de playa, las velocidades de las corrientes del rip son del mismo orden que las velocidades de las oscilaciones incidentes en rotura. Las fuertes corrientes de retorno pueden provocar erosiones en fondo y talud de playa aún cuando la barra siga avanzando en la zona de entrada del flujo.

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

Continuando con la secuencia acumulativa, ver figura 4.1, la barra creciente continúa su avance y se une casi completamente al frente de playa, formando una terraza cuasi-horizontal que puede emerger ligeramente en bajamar. En algunos puntos, la unión no es completa y la barra queda separada del frente de playa por una

pequeña canaleta. Esta terraza es moderadamente disipativa, mientras que el frente de playa es claramente reflejante. Pueden estar presentes pequeños canales debidos a las corrientes de retorno residuales del estado anterior y a través de ellos se establecen débiles corrientes de retorno. La característica dinámica es bastante similar a la de las playas reflejantes.

#### 4.1.3 Estado modal de una playa

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

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

$$\Omega = \frac{H_b}{\omega_s T} \quad 1$$

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

En la figura 4.8 se muestra la variabilidad del perfil de playa para diversas playas, ordenadas desde las disipativas a las reflejantes. Puede observarse como las playas situadas en los extremos de la escala (disipativas y reflejantes), son las que experimentan una menor oscilación en su perfil. Aquellas playas cuyo estado modal es intermedio, especialmente aquellas con estado modal cercano al reflejante como la de Narrabeen, pero sometida a fuertes oleajes periódicos que la llevan a disipativa, son las que tienen mayor oscilación.

En la figura 4.9 se muestra, en la parte superior, las distribuciones de  $\Omega$  y en la inferior las distribuciones de estados de playa, para las playas anteriores. Como puede observarse, existe una correspondencia entre la distribución de  $\Omega$  y la distribución de estados de playa. En la distribución de estados de playa, se ha indicado con una



estrella el estado modal de cada una. A la vista de la figura 4.9, parece razonable deducir que el  $\Omega$  modal debe ser menor de aproximadamente 1 para que una playa permanezca en el extremo reflejante, mientras que debe ser mayor de alrededor de 6 para mantenerse en el extremo disipativo.

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

$$\underline{\Omega} = \frac{\sum_{i=1}^D (\Omega_i 10^{i/\phi})}{\sum_{i=1}^D 10^{i/\phi}} \quad 2$$

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

Utilizando un análisis de discriminante, Wright et al. determinaron los valores de  $\phi$  y  $D$  que producen una serie de valores de  $\Omega$  que mejor explican la variación de estados de playa. Para el caso analizado de la playa de Narrabeen, los valores de  $\phi$  y  $D$  obtenidos fueron 5 y 30 días, respectivamente. Estos resultados son consistentes con la observación de que, en promedio, la playa de Narrabeen cambiaba de estado una vez por semana. Excepto durante períodos de alta energía,

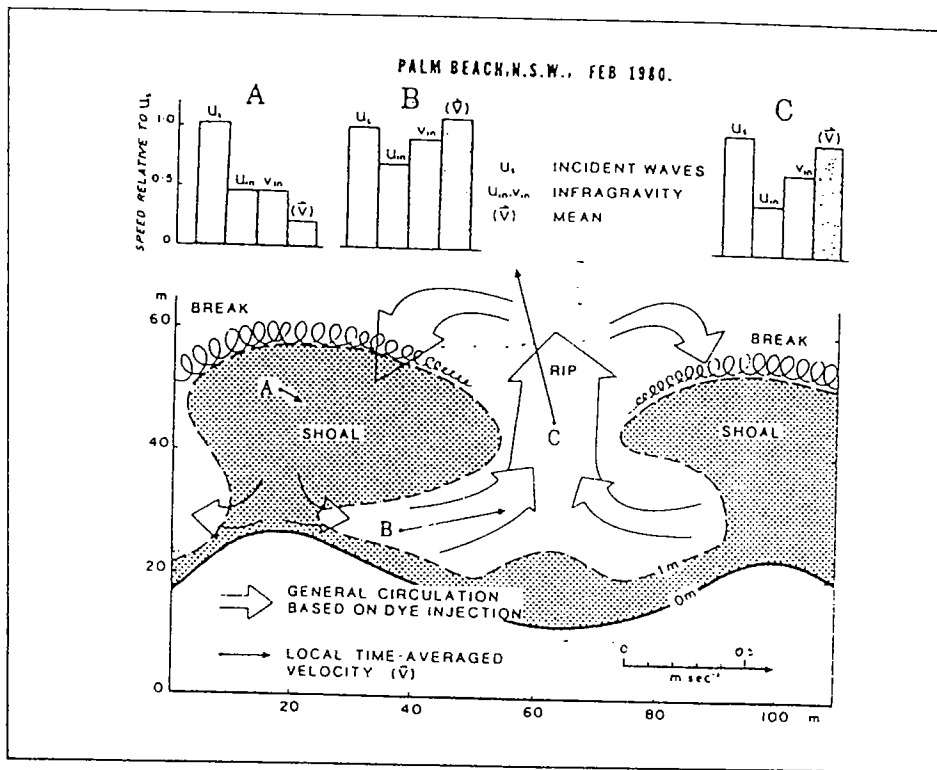


Figura 4.7

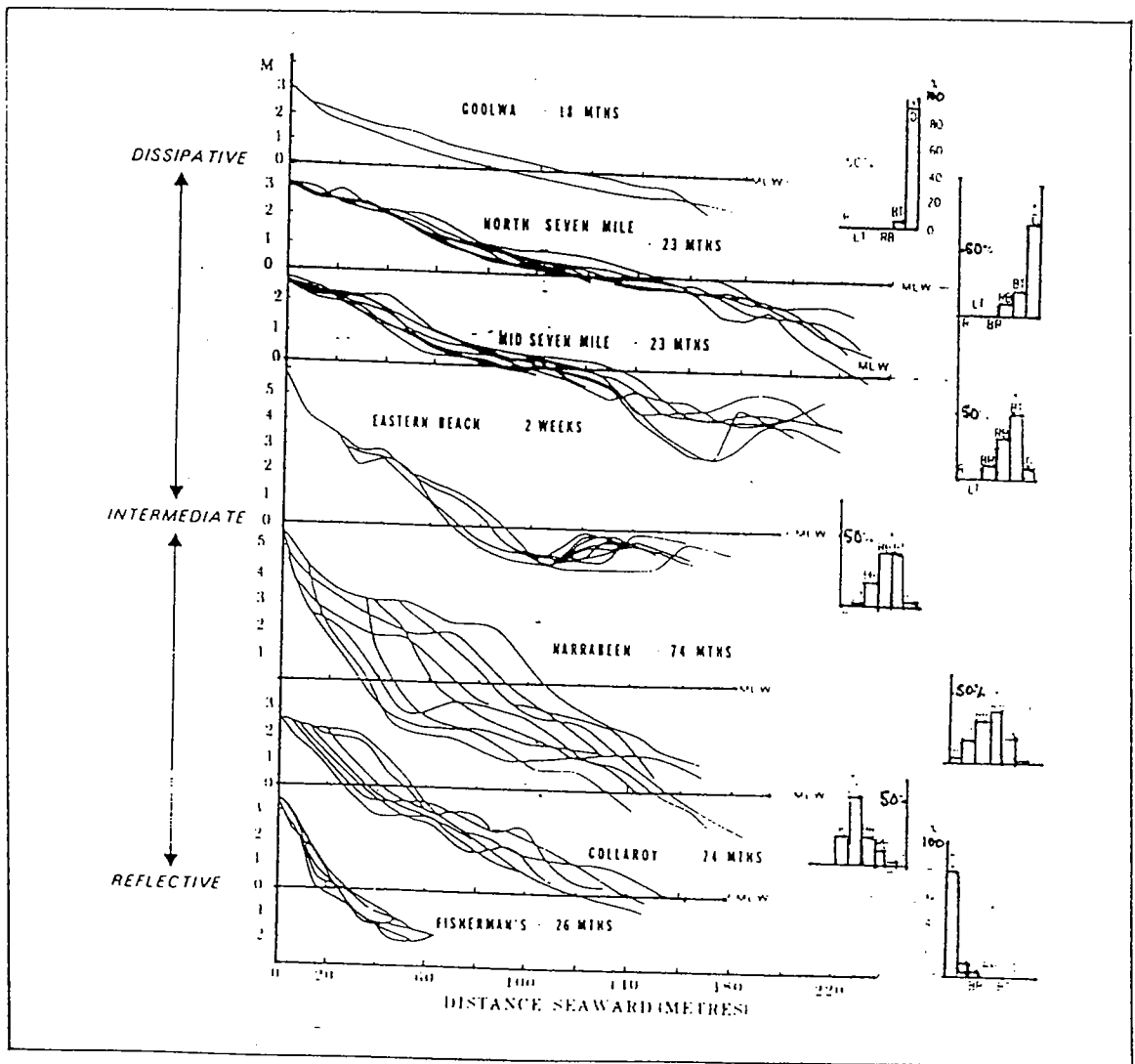


Figura 4.8

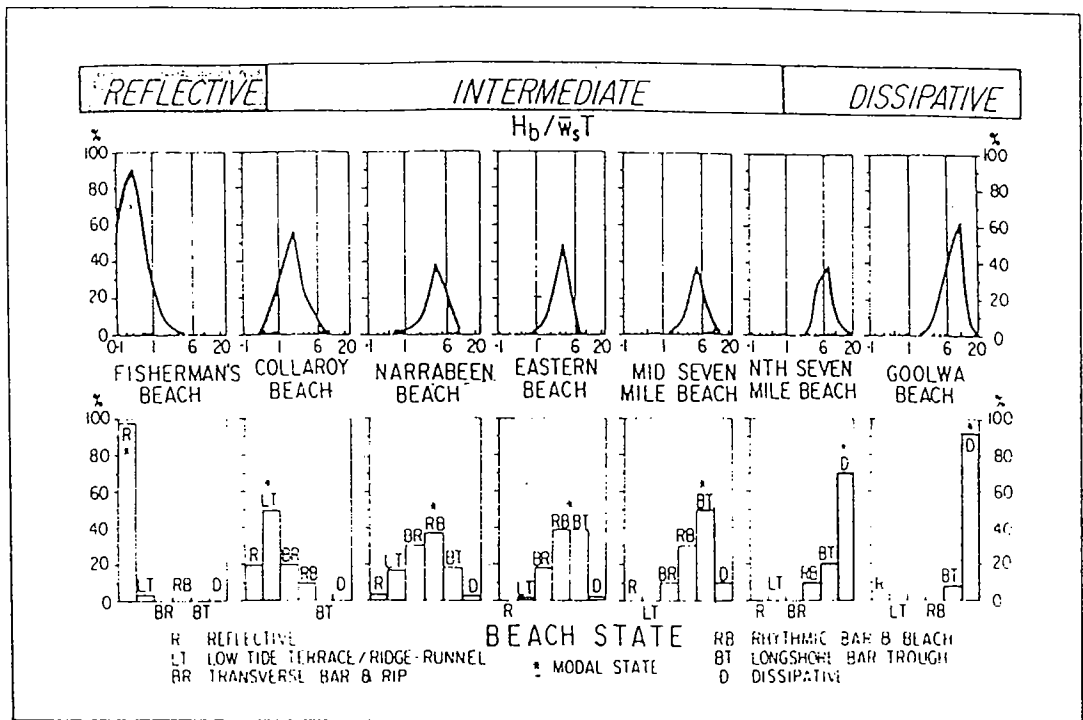


Figura 4.9

Average associations between beach state,  $\Omega$ , and  $\bar{\Omega}$  for Narrabeen Beach

Beach state	Number of occurrences	Mean $\Omega$	Mean $\bar{\Omega}$	Stand. dev. $\Omega$	Stand. dev. $\bar{\Omega}$
Reflective	38	2.33	2.18	0.60	0.32
LTT	233	2.52	2.35	0.80	0.49
TBR	691	3.15	3.16	0.98	0.67
RBB	402	3.34	3.38	1.00	0.65
LBT	170	4.64	4.74	1.55	1.04
Dissipative	11	5.42	5.46	1.47	0.93
Overall	1545	3.20	3.20	1.029	0.74

LTT = low tide terrace/ridge and runnel; TBR = transverse bar and rip; RBB = rhythmic bar and beach; LBT = longshore bar-trough.

Tabla 4.1

la variación de estado de playa raramente superó un estado cada 2 días. Estos resultados, por supuesto, sólo son extrapolables a playas con condiciones morfológicas similares. En otros casos se hace necesario repetir el proceso para obtener los valores de  $\phi$  y  $D$ .

La Tabla 4.1 muestra las tendencias centrales obtenidas para la playa de Narrabeen. Como puede observarse en la Tabla 4.1, el estado modal de la playa corresponde al TBR (Barra Transversal y Rip). Aunque los valores medios de  $\Omega$  y  $\underline{\Omega}$  obtenidos para cada estado de playa son similares, las desviaciones típicas son muy inferiores para  $\underline{\Omega}$ . La figura 4.10 muestra la distribución de probabilidad de  $\underline{\Omega}$  en relación con cada estado de playa. Aunque los picos modales siguen de cerca la tendencia marcada por las medias, la dispersión y el solape es considerable, especialmente en los estados intermedios RBB y TBR.

El análisis de discriminante aplicado a  $\Omega$  y  $\underline{\Omega}$  indica que  $\underline{\Omega}$  es casi 10 veces mas importante que  $\Omega$  a la hora de contribuir a la potencia del discriminante de la primera función (el análisis de discriminante se realizó con dos funciones y la 1ª función explicaba mas del 99% de la varianza). Esto quiere decir que las condiciones antecedentes recientes son mas importantes, a la hora de explicar la situación actual de una playa, que las condiciones actuales y que, por lo tanto, el parámetro  $\underline{\Omega}$  es mejor que el  $\Omega$ , a la hora de predecir la evolución morfodinámica de una playa.

#### 4.1.4 Variaciones temporales, equilibrio y velocidad de cambio de los estados de playa

En el apartado anterior se ha demostrado que el estado actual de una playa se puede describir utilizando la información de las condiciones de oleaje y de estado de playa precedentes. A continuación se tratará de determinar cual es la evolución futura de una playa, es decir hacia que estado y con que velocidad está cambiando, conocidas las condiciones actuales y en el supuesto que se mantengan durante el cambio.

Cuando se correlacionan las variaciones temporales de altura de ola y  $\Omega$  con las variaciones del estado de la playa, la coherencia entre los cambios rápidos de la altura de ola y  $\Omega$  con los cambios de estado de playa es débil: los cambios más rápidos de estado de playa no se corresponden necesariamente con los cambios mas rápidos de la altura de ola. Cambios rápidos en el estado de playa pueden ocurrir aún cuando las condiciones de oleaje se mantienen constantes en altura y período, siempre que exista energía para mover los cambios. Estos cambios pueden ocurrir en ambas direcciones



(hacia disipativa o hacia reflejante) independientemente del volumen absoluto de la playa subaérea.

Para analizar la variabilidad de los estados de playa con el tiempo parece razonable suponer que la velocidad instantánea (unidad de tiempo: 1 día) de cambio aumentará con el nivel de energía del oleaje disponible para mover el sedimento y con el grado de desequilibrio en que se encuentre la playa, Wright and Short (1984).

Para poder expresar el desequilibrio es necesario definir primeramente las condiciones de equilibrio. Se define que una playa se encuentra en equilibrio en un determinado estado con unas condiciones de oleaje y grano  $\Omega_e$ , cuando las derivadas temporales del estado se aproximan a cero. Wright et al. (1985), establecen que una playa está en equilibrio cuando la velocidad de cambio del estado de playa es menor de 0.01 estados por día, la velocidad de cambio de  $\Omega$  es menor de 0.10 por día y el valor absoluto de  $\Omega$  es mayor que 1 para asegurar que el nivel de energía es suficiente para haber permitido el cambio hacia la posición de equilibrio. Con estos criterios Wright y Short obtuvieron 21 puntos de observación de entre todos los obtenidos en la playa de Narrabeen. Los resultados obtenidos para  $\Omega_e$  con las 21 observaciones que cumplían con las condiciones anteriores se presentan en la Tabla 4.2. Es interesante observar, que los valores de  $\Omega_e$  son similares a los valores de  $\Omega$  presentados en la Tabla 4.1.

En la figura 4.11 se ha representado en un diagrama la relación entre los valores de  $\Omega_e$  y los estados de playa. La línea sólida representa los valores medios de  $\Omega_e$  correspondientes a cada estado de playa y la región sombreada abarca la desviación típica de  $\Omega_e$  a ambos lados de la media. Dentro de la región sombreada, la playa se mantiene relativamente estable y los posibles cambios son pequeños y pueden tener lugar en cualquier dirección. Los círculos con barras indican las medias y desviaciones típicas a largo plazo  $\Omega$  obtenidas de juego completo de datos para los estados de playa intermedios (Tabla 4.1).

Las flechas representan las velocidades y direcciones de cambio y están basadas en las medias estimadas a partir de varios valores tomados con intervalos de  $\Omega$  de 0.5. El origen de las flechas corresponde al punto de estado inicial de la playa y su tamaño está relacionado con la velocidad de cambio. Existe desequilibrio siempre que el punto ( $\Omega$ , estado) correspondiente a un instante determinado quede fuera del área sombreada de la figura. Los cambios se producirán en el sentido de disminuir el desequilibrio, a velocidades que aumentarán (pero no linealmente como se puede observar en la figura) con la energía del oleaje y el desequilibrio existente.

Cuando un punto ( $\Omega$ , estado) cae por debajo y a la derecha de la curva de la figura 4.11, es de esperar que las condiciones de la playa son más reflejantes que las correspondientes al valor actual de  $\Omega$ , por lo que, si se mantienen las condiciones de oleaje, la playa se erosionará en su parte subaérea para modificar su estado hacia más disipativa. Opuestamente, cuando el punto ( $\Omega$ , estado) correspondiente a un instante determinado cae por encima y a la izquierda de la curva, es previsible que las arenas se muevan hacia el frente de playa, modificando el estado de playa hacia una mayor reflectividad. Dado que, para un estado de playa determinado existe mayor energía del oleaje a la derecha de la curva que a la izquierda, los movimientos hacia más disipativa (erosión) serán más rápidos que los movimientos hacia más reflejante (crecimiento).

Como modelo, se define desequilibrio mediante la diferencia entre el valor instantáneo del parámetro adimensional de caída de grano,  $\Omega$  y el valor medio de equilibrio,  $\Omega_e$ :

$$\text{Desequilibrio} = \Omega - \Omega_e \quad 3$$

Si la velocidad de cambio del estado de playa,  $\Delta s/\Delta t$ , dependiera del nivel de desequilibrio y de la energía del oleaje, una posible expresión de dicha velocidad de cambio podría ser:

$$\frac{\Delta s}{\Delta t} = a + b[(\Omega - \Omega_e) \Omega^2] \quad 4$$

Desafortunadamente, los datos aportados por Wright et al (1985) se encuentran todos cercanos al la zona de equilibrio, por lo que no existe suficiente

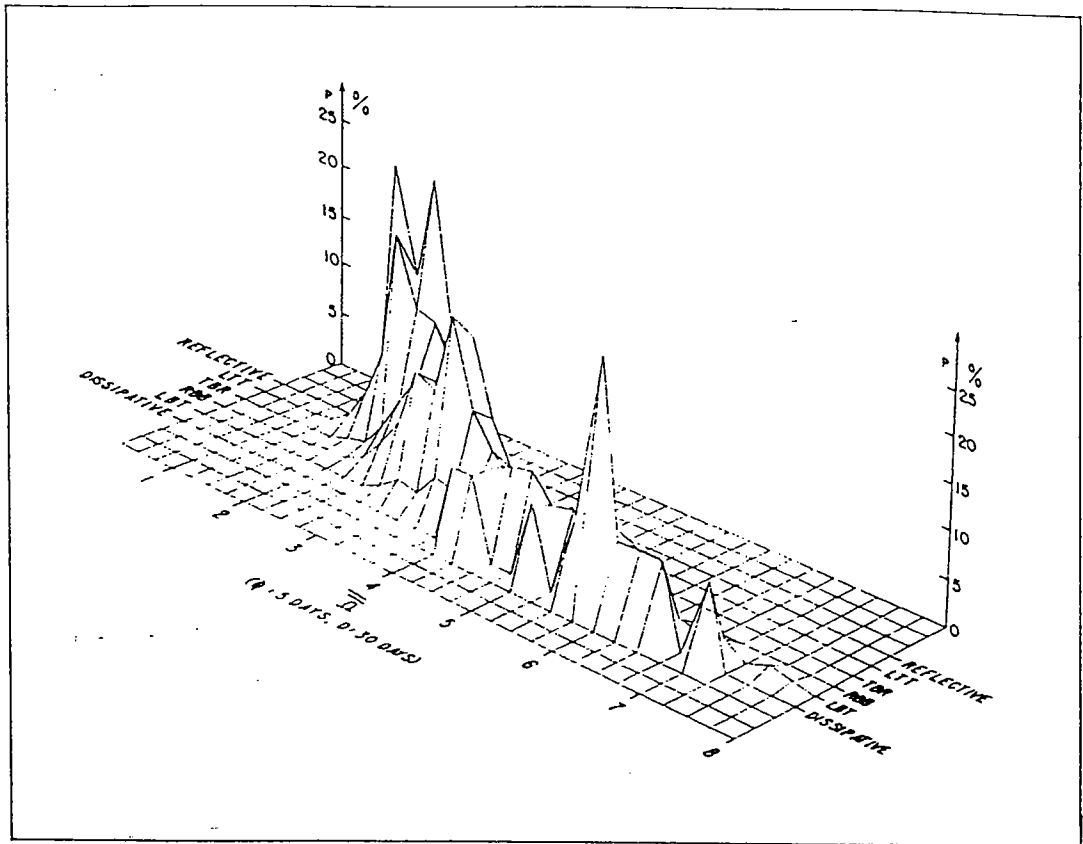


Figura 4.10

Equilibrium associations between beach state and  $\Omega_e$

Beach state	$\Omega_e$ mean	Stand. dev.
Reflective	< 1.5	—
LTT	2.40	0.19
TBR	3.15	0.64
RBB	3.50	0.76
LBT	4.70	0.93
Dissipative	> 5.5	—

tabla 4.2

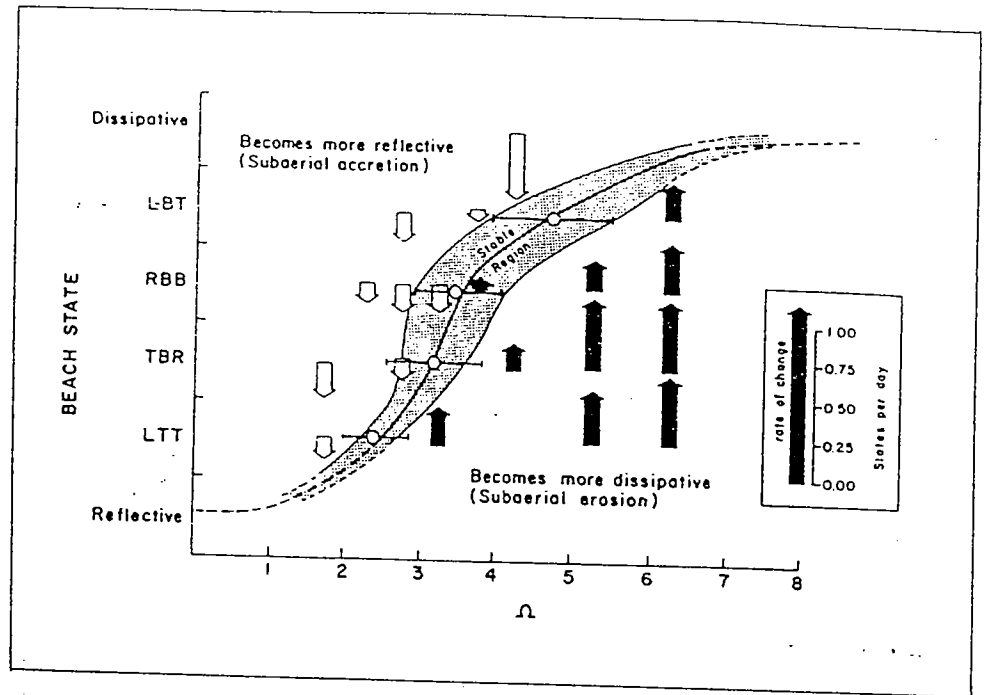


Figura 4.11

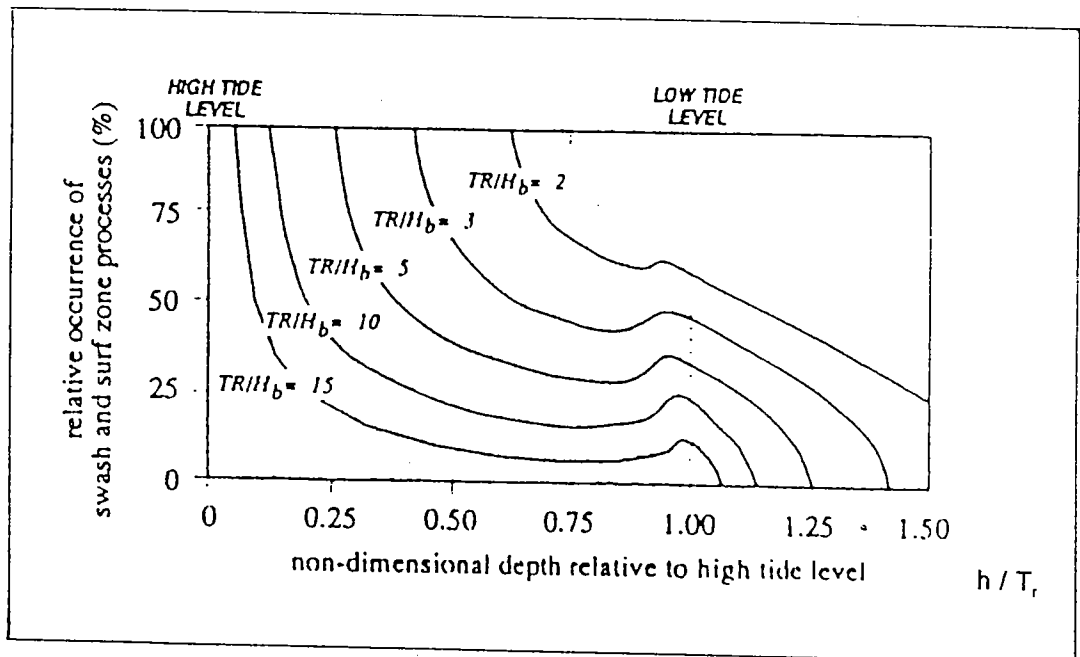


Figura 4.12



información para avalar o rechazar la formulación (4).

#### 4.1.5 Morfodinámica de playas con marea

El modelo presentado en el apartado anterior fue desarrollado por Wright et al. (1985), para playas micromareales, con un rango de marea ( $T_r$ ) menor de 2 m, por lo que no es directamente aplicable a playas con rangos de marea meso o macromareales. Este apartado presenta un resumen del trabajo de Masselink and Short (1993), relativo a un modelo morfodinámico que generaliza el modelo de Wright et al. (1985) al caso de playas con rangos de marea cualesquiera.

Las carreras de marea,  $T_r$ , han sido clasificadas por Davies (1964) como:

Micromareales:  $T_r < 2$  m

Mesomareales:  $2 < T_r < 4$  m

Macromareales:  $T_r > 4$  m

El primer intento para la inclusión de la carrera de marea en un modelo morfodinámico fue realizado por Short (1991). Mas tarde, Masselink and Short (1993), presentan un modelo conceptual para las playas con marea en los que la morfología de la playa se describe en función del parámetro  $\square$  de velocidad de caída adimensional del grano y del la carrera de marea relativa a la altura de ola, RTR, definida como:

$$RTR = \frac{T_r}{H_b}$$

Donde se emplea, en el cálculo de  $\square$ , la altura y el período de la ola modales en rotura y la velocidad de caída del grano correspondiente al sedimento situado en la línea de pleamar y en el cálculo de RTR, la carrera de marea viva media y la altura de ola en rotura modal.

#### *Efecto de la marea en la morfodinámica de las playas*

El efecto mas importante de la carrera de marea sobre una playa es exponer y sumergir alternativamente amplias porciones de la misma. Debido a esto, la zona intermareal sólo se ve sometida a la hidrodinámica del oleaje durante un intervalo de

tiempo que depende de la carrera de marea y del perfil de la playa. El resultado de esta menor exposición a la acción del oleaje es que los procesos de movimiento de sedimentos se retardan, disminuyendo la velocidad de cambio de la morfología de la playa. Además, la zona sobre la que actúa la dinámica del oleaje es mayor.

Durante el ciclo de marea, la posición de la zona de ascenso - descenso, zona de rompientes y zona exterior se desplaza horizontalmente, haciendo que el perfil intermareal experimente en distinto grado las dinámicas correspondientes a cada una de estas zonas durante las 12 h. del ciclo de marea. Este desplazamiento de las tres dinámicas a lo largo del perfil tiene un efecto de 'barrido' sobre las barras, que se ven inhibidas en su formación. En la figura 4.12 se presenta, para una simulación con  $H=1$  m,  $T=8$  seg. y carreras de marea variables de 2 a 15 m, la contribución relativa en la morfología del perfil de los procesos de la zona interior (ascenso - descenso y zona de rompientes) sobre los de asomeramiento, para diferentes RTR. Como puede verse, el dominio de los procesos de zona exterior dominan sobre los de la zona interior a medida que aumenta la carrera relativa de marea. La contribución relativa de los procesos de la zona interior tiene siempre un máximo en la parte superior del perfil, presentando un segundo máximo en las proximidades del nivel de la bajamar, debido a que la permanencia del nivel del alrededor de este valor es mayor. Otros resultados de la simulación fueron que, a medida que aumentaba la contribución del asomeramiento, la pendiente de la playa decrecía.

Debido a que las barras son menos pronunciadas al aumentar la carrera de marea relativa, su efecto en el sistema circulatorio rítmico sólo se manifiesta en las proximidades de la bajamar, cuando las barras actúan como rompeolas efectivos. Las corrientes de retorno y de resaca se potencian con la marea vaciante, Russel et al (1991). Asimismo, las carreras de marea grandes propician la aparición de corrientes de marea paralelas a la playa, mas importantes en la parte baja del perfil, que pueden jugar un papel importante en el movimiento longitudinal de los sedimentos.

Como resumen, el efecto de las mareas en la morfodinámica de las playa con carrera de marea importante pueden ser resumidos, Masselink and Short (1993) en los siguientes puntos:

1. El incremento de la carrera de marea relativa disminuye la velocidad con que se producen los procesos de transporte y cambio de morfología de la playa, dado que cada parte del perfil intermareal sólo está sometida durante un porcentaje del tiempo a la acción dinámica del oleaje, y la energía de éste debe repartirse sobre una mayor longitud del perfil.

2. El incremento de la carrera de marea relativa produce un incremento de la importancia relativa de los procesos de asomeramiento sobre los de la zona de rompientes y ascenso - descenso, lo que se traduce en pendientes de playa inferiores, Masselink (imprimiendo).
3. El aumento de la carrera de marea inhibe la formación de las barras. En las playas intermedias, pequeñas carreras de marea relativas inhiben la formación de los estados de barra longitudinal y seno (LBT) y de barra y playa rítmicas (RBB), favoreciendo la formación del estado de barra transversal y corriente de retorno (TBR). En todo caso las barras son menos acentuadas y, en general sólo son activas en las proximidades de la bajamar. En las playas disipativas, el aumento de la carrera de marea relativa produce la desaparición de los sistemas de barras.
4. La circulación rítmica (corrientes de retorno) de las playas con barras rítmicas y las corrientes de resaca aumentan en las proximidades de la bajamar y con la marea bajando, disminuyendo o desapareciendo completamente en pleamar.
5. En las playas con carreras de marea absolutas grandes, o en las proximidades de entradas a los estuarios, las corrientes paralelas a la playa de carácter cíclico debidas a la dinámica mareal pueden jugar un papel importante en la dinámica del transporte longitudinal de sedimentos, especialmente en la parte baja de la zona intermareal.

### *Modelo conceptual de evolución morfológica*

Para la investigación de las características morfológicas de playas con carreras de marea relativa grandes, Masselink and Short seleccionaron una serie de playas del Este de Australia (Queensland) para su observación. Las playas observadas dieron un  $\Omega$  modal variable de 0.6 a 5.9 y RTR variable desde 5 a 16. Utilizando los datos obtenidos, se elaboró una extensión del modelo de Wright et al. (1985), para incluir el efecto de la carrera relativa de marea.

La figura 4.13 presenta el modelo conceptual presentado por Masselink y Short (1993). Como puede observarse, el modelo asume que la morfodinámica de la playa es una función de dos variables adimensionales:  $\Omega$  y RTR. Por lo que respecta al parámetro de velocidad de caída adimensional de grano,  $\Omega$ , , mantiene la clasificación en playas reflejantes, intermedias y disipativas. A continuación describiremos cada uno de estos grupos en función del valor del parámetro de carrera de marea relativa, RTR.

*Grupo de playas reflejantes. ( $\Omega < 2$ )**Playas reflejantes.*

Las playas reflejantes sólo existen cuando  $RTR < 3$ . En este caso, las playas tienen las características morfodinámicas de las playas reflejantes.

*Playas con terraza de bajamar y corrientes de retorno.*

Cuando la carrera de marea relativa aumenta de manera que  $3 < RTR < 7$ , la playa reflejante evoluciona, manteniendo un frente de playa con fuerte pendiente y formándose una terraza, relativamente horizontal en el nivel de la bajamar. Esta terraza se encuentra frecuentemente cortada por canales de corrientes de retorno, poco activas y sólo en las proximidades de la bajamar. El frente de playa suele presentar tamaños de grano superiores a los de la terraza de bajamar. El cambio textural suele producirse en el cambio de pendiente. Asimismo, en el cambio de pendiente se suele producir el afloramiento de agua del nivel freático, inundando la terraza de bajamar. En pleamar, los procesos son similares a los de las playas reflejantes y son frecuentes los beach cusps. En bajamar la playa es disipativa, con roturas en descrestamiento y corrientes cíclicas débiles.

*Terraza de bajamar sin corrientes de retorno.*

Cuando  $RTR > 7$ , los procesos de asomeramiento del oleaje dominan sobre los de rompientes y ascenso - descenso en la terraza de bajamar. Esto produce una terraza de bajamar de pendiente baja y sin formas longitudinales.

*Grupo de playas intermedias  $2 < \Omega < 5$ .*

Los valores intermedios del parámetro adimensional de velocidad de caída del grano producen playas con morfología de barra - seno y circulación rítmica. Dentro de este grupo se distinguen dos tipos de playas según el valor de la carrera de marea relativa.

*Playas con barras.*

Si el valor de  $RTR$  es muy bajo (inferior a 1.0), la influencia de la carrera de marea es despreciable y la morfodinámica de las playas resultantes, es sólo función del parámetro  $\Omega$ .

En el caso de que RTR aumente por encima de 1, la carrera de marea inhibe la formación de los estados de barra longitudinal y seno (LBT) y de barra y playa rítmicas (RBB), en favor del estado de barra transversal y corriente de retorno (TBR), en las cuales las barras transversales tienen una menor entidad que el caso homónimo sin carrera de marea. Las barras son más activas, generando corrientes de retorno, en las proximidades de la bajamar.

*Barra de bajamar y corriente de retorno.*

Cuando el parámetro de carrera de marea relativa se encuentra en el rango  $3 < RTR < 7$ , las playas mantienen la configuración de las playas con barras anterior, con un talud de playa relativamente pendiente y con características reflejantes, pero aparece una zona intermareal relativamente ancha, con pendiente suave y, por último, mantienen un sistema de barra - seno con canales de retorno en las proximidades del nivel de bajamar. La morfodinámica de estas playas es más compleja, experimentando condiciones reflejantes en pleamar, intermedias a media marea y disipativas en bajamar. El sistema de barra y las corrientes de retorno sólo se activan en las proximidades de la bajamar.

*Grupo de playas disipativas,  $\Omega > 5$ .*

*Playas disipativas con barras.*

Cuando  $RTR < 3$ , las playas disipativas pueden ser descritas por el modelo de playa disipativa, por lo que no se describe de nuevo.

*Playas disipativas sin barras.*

Cuando  $RTR > 3$ , las playas disipativas mantienen las características generales morfodinámicas de las playas anteriores, salvo que la presencia de la marea inhibe la formación de las barras.

*Playas ultradisipativas.*

Cuando  $\Omega > 2$  y  $RTR > 7$ , las playas se definen como ultradisipativas. Este término se refiere a las características de gran disipación (roturas en descrestamiento, con gran anchura de la zona de rompientes y de la zona intermareal). Estas playas no tienen formas longitudinales y el perfil es uniformemente cóncavo, sin la presencia de barras y senos. A medida que nos aproximamos a  $\Omega = 2$ , estas playas derivan hacia las

playas con terraza de bajamar y un talud mas pendiente en el frente de playa, en el que pueden empezar a aparecer beach cusps.

### *Influencia de las variaciones temporales de $\Omega$ y RTR*

Las variaciones de ciclo mensual de la carrera de marea pueden producir pequeñas variaciones en la geometría del perfil de playa especialmente en la zona del frente de playa. Esta variación suele consistir en la formación de una pequeña berma en la parte superior de la zona de barrido cuando las mareas son muerta, berma que las mareas vivas hacen desaparecer. Salvando estas pequeñas variaciones en el perfil, el estado de la playa no suele cambiar por las oscilaciones vivas - muertas de la carrera de marea, respondiendo aquel a un rango de carrera de marea medio, tomándose usualmente la carrera de marea viva media anual.

Del lo indicado en el párrafo anterior, las principales variaciones temporales en los estados de playa se producen, al igual que en el caso de las playas sin marea, por las modificaciones del oleaje. La influencia de la carrera de marea se hace notar, como indicamos anteriormente, por un retardo de los procesos de transporte de sedimentos y cambio de estado de playa, debido a la mayor anchura del perfil y a que la proporción del tiempo que cada porción de la zona intermareal se encuentra bajo la acción de la dinámica del oleaje disminuye a medida que aumenta la carrera de marea. Como consecuencia, la velocidad de cambio de una playa aumentará al disminuir la carrera de marea relativa y al aumentar el parámetro adimensional de caída del grano, tal como se refleja en la figura. De esta manera, las playas con RTR elevados constituyen sistemas altamente estables.

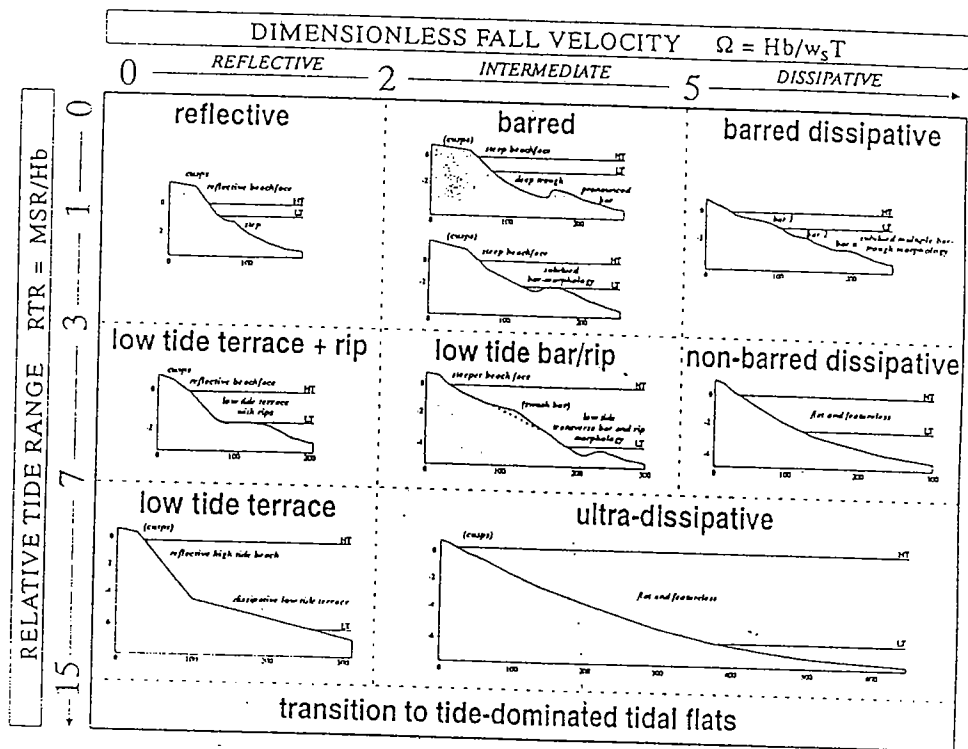


Figure 4.13

#### 4.1.6 Bibliografía

Davis, R.A., Fox, W.T., Hayas, M.O. and Boothroyd, J.C., (1972). *Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environments*. Journal of Sedimentary Petrolo., 42, pp. 413-421

Komar, P.D., (1976). *Beach Processes and Sedimentation*. New Jersey: Pre. Hall, 429 pp.

Masseling, G. and Short, A.D., (1993). *The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model*. Journal of Coastal Research, 9, 3, pp. 785-800

Short, A.D., (1978). *Characteristics beach morphodynamics on the southeast australian coast*. 4th Australian Conf. Coastal Ocean Engineering, Adelaide, the Dist. Engineers, Australia, pp. 148-152

Short, A.D., (1979a). *Wave power and beach stages: a global model*. Proc. Int. Conf. Coastal Eng., 16th, pp. 1145-1162

Short, A.D., (1979b). *Three-dimensional beach stage model*. Journal Geol. Vol. 87, pp. 553-571.

Sonu, C.J., (1973). *Three-dimensional beach changes*. Journal Geol., 81, pp. 42-64

Russell, P, Davidson, M, Huntley, D., Cramp, A., Hardistry, J. and Lloyd, G., (1991). *The british beach and nearshore dynamics (B-Band) programme*. Proc. Coastal Sediments'91, pp. 371-384

Wright, L.D., Chappel, J., Tho., B.G., Bradishaur, M.P., Cowell, P., (1979). *Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems. Southeast Australia*. Marine Geology, Vol. 32, pp. 105-140

Wright, L.D. and Short, A.D., (1984). *Morphodynamic variability of surf zone and beaches: a synthe*. Marine Geology, 56, pp. 93-118



Wright, L.D., Short, A.D. and Green, M.O., (1985). *Short-term changes in the morphodynamics states of beaches and surf zones: an empirical predictive model*. Marine Geology, 62, pp. 339-364

Wright, L.D., Nielsen, P., Shi, N.C. and List, J.H., (1986). *Morphodynamics of a bar-trough surf zone*. Marine Geology, 70, pp. 251-286

Wright, L.D., Short, A.D., Boon III, J.D., Hayden, B., Kimball, S. and List, J.H., (1987). *The morphodynamics effects of incident waves groupiness and tide range on an energetic beach*. Marine Geology, 74, pp. 1-20

Wright, L.D., Nielsen, P., Short, A.D., Green, M.O., (1982). *Morphodynamics of a macrotidal beach. Broome, Western Australia*. Technical Report, 82/1, Coastal Studies Unit, Department of Geography, Univ. of Sydney

## 4.2 VARIABILIDAD DE LOS PERFILES DE PLAYA

### 4.2.1 Introducción

Una característica de las playas, conocida por cualquier observador que se haya acercado a las mismas, es que éstas no se mantienen fijas en una posición sino que cambian su configuración, perfil y planta, a lo largo del tiempo. Este continuo cambio de forma, que denominaremos variabilidad, conlleva, además, modificaciones en la distribución granulométrica de los sedimentos que la componen.

El origen de la variabilidad de una playa se encuentra en la propia génesis de la misma. En efecto, la configuración de una playa surge como resultado de la interacción de las dinámicas actuantes (oleaje, viento, marea...) con los contornos existentes (batimetría, costa...) y la arena disponible. Si una playa con un tamaño de grano concreto, es sometida a una sollicitación o dinámica actuante constante, desarrollará una configuración (planta y perfil) que no evolucionará en el tiempo. La configuración alcanzada suele denominarse "configuración de equilibrio", existiendo diversas formulaciones que permiten estimar el perfil de equilibrio (por ejemplo, Dean 1977; Vellinga 1982; Larson 1991), o la forma en planta de equilibrio (por ejemplo, Silvester 1970; Garau 1979; Hsu y Evans 1989).

Evidentemente una configuración tal y como se describe en el párrafo anterior solo puede ser obtenida en un laboratorio donde se puede fijar la sollicitación incidente. En la naturaleza, la variación del nivel del mar y del oleaje es constante y, consecuentemente, una configuración de equilibrio en sentido estricto, no existe nunca. No obstante, dado que las variaciones de los diferentes agentes (oleaje, marea...) están acotadas y presentan cierta cadencia, también lo estará la variabilidad de las playas, pudiéndose admitir en la naturaleza la existencia de una situación modal o de equilibrio que sufre variaciones en función del clima marítimo existente.

La siguiente sección se centra en el análisis de la variabilidad de los perfiles de playa, tanto en lo que se refiere a su configuración o forma, como a su distribución granulométrica. El análisis se efectuará con base en datos medidos en diferentes playas del litoral español. Esta sección corresponde al artículo titulado "Variabilidad de los perfiles de playa: Forma y distribución granulométrica", publicado en la Revista "Ingeniería del agua"; del Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas de la Universidad de Cantabria.

Es importante señalar en este punto, que la separación de la playa en perfil y planta se realiza con base en la hipótesis de que el transporte de arena y,

consecuentemente los cambios ocurridos, pueden descomponerse en dos modos o direcciones ortogonales, es decir, independientes entre sí, que denominamos transporte transversal y longitudinal. Si esta hipótesis es correcta, el estudio de una playa puede realizarse analizándose por separado su perfil y su planta. Si no lo es, habrá que tener en cuenta las interacciones entre ambos tipos de transporte, esto es, la tridimensionalidad del proceso. Al final de esta sección se presenta un ejemplo de este último caso.

#### 4.2.2 Zonas de estudio y datos de campo

Al objeto de caracterizar la ubicación y dinámica actuante en las diferentes playas analizadas en este trabajo, se presenta a continuación una breve descripción de las mismas.

##### *Playa del Puntal*

La playa del Puntal, de más de 5 km. de longitud, se ubica cerca de Santander, en el litoral cantábrico (fig. 4.14). Aproximadamente, tres cuartas partes de las olas que se aproximan al Puntal proceden del sector N-NO, con valores típicos medios anuales de altura significativa de 1 metro y altura de ola significativa de unos 4 m en temporales. La carrera de marea media es de unos 3 m y la marea viva de unos 5 m.

Dentro del proyecto de seguimiento de la evolución de El Puntal se han realizado medidas de oleaje, corrientes y niveles medios, así como la toma mensual de 18 perfiles batimétricos y de muestras de arena. Una descripción detallada del programa de seguimiento puede encontrarse en Losada et al 1991. En este trabajo nos centraremos en los datos de perfiles de playa y datos de sedimentos recogidos en un período de 24 meses.

##### *Playa de Plencia-Gorliz*

La playa de Plencia-Gorliz se localiza en el fondo de la Ensenada de Astondo, Vizcaya. La playa está orientada hacia el Oeste y se encuentra apoyada lateralmente entre la Punta de Astondo y el Espigón de la Ría de Plencia (fig. 4.14). La longitud de la playa es de unos 1200 m y presenta una forma en planta aconchada muy acusada. Las características del clima marítimo exterior (oleaje, marea) actuante en la playa de Plencia-Gorliz son similares a las descritas en la playa del Puntal. Los datos de perfiles y de granulometrías analizadas corresponden a 9 transectos tomados a lo largo de la playa en un período de 18 meses.

*Playa de Santa Marina*

La playa de Santa Marina se encuentra en el municipio de Ribadesella, Asturias. La Playa está orientada hacia el Norte y está confinada lateralmente por el Monte Somos al Oeste y la desembocadura del Río Sella al Este (fig. 4.14). La playa presenta una longitud de unos 1100 metros con una forma en planta ligeramente aconchada. Las características del clima marítimo actuante en la playa de Santa Marina son similares a las descritas en la playa del Puntal, si bien, algo más protegida frente a oleajes del Oeste debido a su orientación y a la presencia del Monte Somos. En este trabajo se analizan datos de perfiles y de distribución granulométrica de un período de un año.

*Playa de Castilla*

La Playa de Castilla está ubicada en la provincia de Huelva, entre las localidades de Mazagón y Matalascañas (fig. 4.14). Esta playa presenta una longitud de unos 25 km. y se sitúa al principio de la unidad fisiográfica desarrollada entre las desembocaduras de los ríos Tinto y Odiel y la del Guadalquivir.

La altura de ola significativa media anual es de 0.4 m, con temporales anuales del orden de  $H_s \sim 2$  m. La dirección predominante del oleaje es del sector SW/SSW, siendo la carrera de marea viva del orden de 3.7 m.

La playa ha sido objeto de un programa de medidas de diversos parámetros de oleaje y de la playa, véase Fernández et al 1992, entre los que se encontraba:

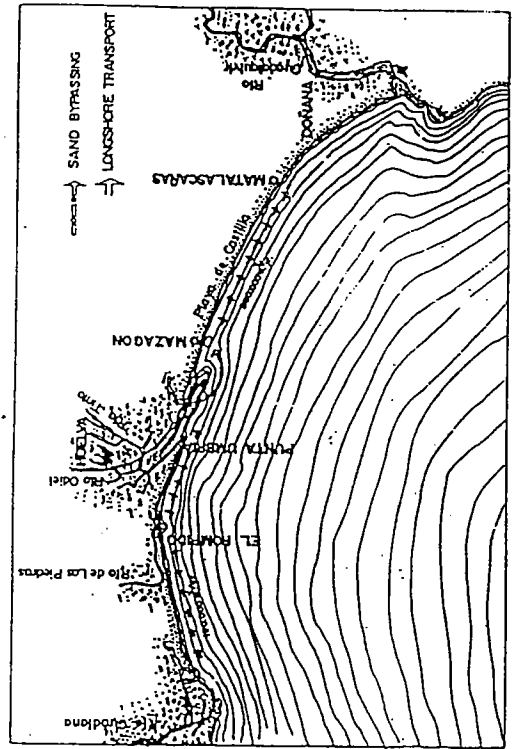
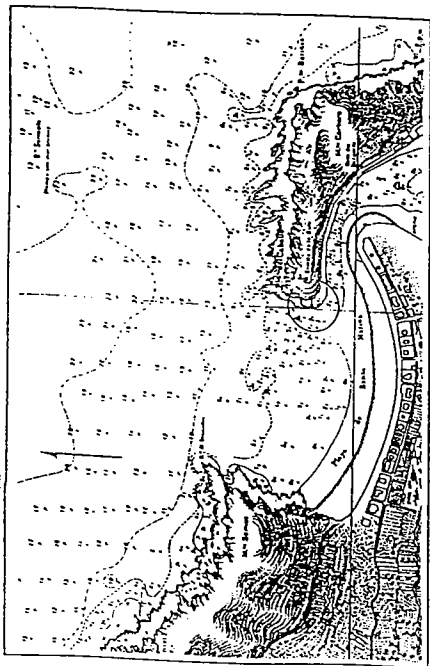
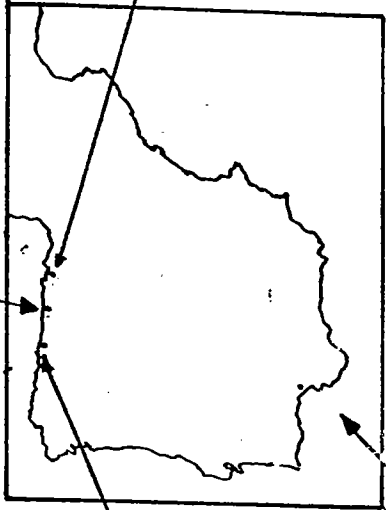
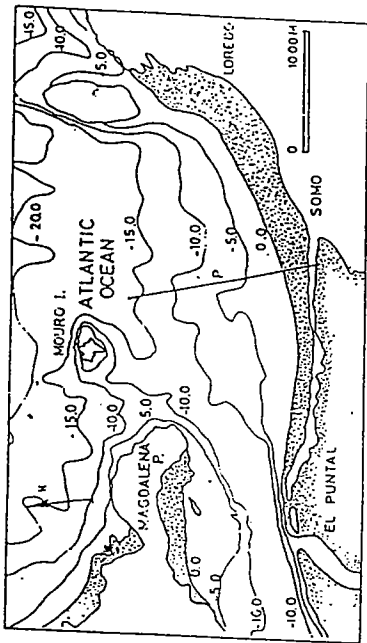
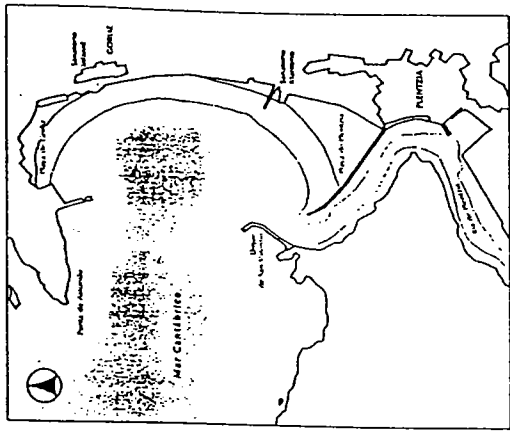


Figura 4.14

medida bimensual de 42 perfiles a lo largo de la playa, con una separación entre perfiles de unos 500 m y toma de muestras de arena en cada perfil a diversas profundidades. En este trabajo se analizan datos de un período de dos años.

#### 4.2.3 Variabilidad espacial

Al analizar la variabilidad de un perfil, se observa que no todos los puntos del mismo varían en la misma magnitud, ni siquiera con la misma tendencia, sino que existe una "variabilidad espacial".

Así, por ejemplo, dentro de la campaña de toma de datos efectuada en el Puntal de Santander, se ha observado diferentes configuraciones de perfiles, variando entre:

- (a) Barra mínima, con una forma de perfil cóncava o en "S"
- (b) Barra única, situada aproximadamente a 325 m en dirección al mar a partir de la línea de referencia. Esta barra única se desplaza hacia el mar en situaciones de temporal.

En la figura 2 se muestra el perfil medio correspondiente al transecto de la playa de El Puntal señalado en la figura 4.14. Asimismo, en la figura 4.15, se detalla el rango de variación de la cota del perfil en diferentes puntos del mismo en los dos años de datos.

De la observación de la figura se desprende que la máxima variabilidad vertical se produce aproximadamente a unos 300 metros de la base, en la zona de la barra interior. Las variaciones de cota ocurridas en ese punto superan los 2 metros de amplitud. Es importante señalar que variaciones del orden de 2 metros se producen, igualmente, en diversos puntos del perfil, siendo destacable las variaciones ocurridas en la zona de la berma (50 m de la base) y la zona de la barra exterior, cota -4, -6 (500 m de la base). Estas variaciones de cota son especialmente relevantes en el diseño de espigones, emisarios submarinos u obras cuya cimentación no deba quedar expuesta al oleaje.

Se observa, por otro lado, que en el entorno de la batimetría, 9, las variaciones del perfil son de escasa entidad. Adoptando dicha cota, -9, como profundidad de cierre o profundidad de variación del perfil despreciable,  $d_1$ , y teniendo en cuenta que la altura de ola significativa que es superada 12 horas es de  $H_{s12} = 4.7$  m (Datos boya

de Gijón), obtenemos una expresión para dicha profundidad de cierre:  $d_1 \cong 1.6 H_{S12}$ , similar a la propuesta por otros autores en otras playas.

En lo que se refiere a la variabilidad horizontal, el máximo avance-retroceso se produce en la cota, -2, con un desplazamiento horizontal de más de 130 m. Es interesante resaltar que la zona intermareal presenta movimientos horizontales medios del orden de 80 metros, siendo máximos en la cota 0 (110 metros).

Estas variaciones horizontales y verticales del perfil están asociadas a intercambios de material barra-berma de marcada cadencia estacional, que será analizada posteriormente. El volumen de arena intercambiado entre la barra y la berma de los perfiles medidos fue de unos  $100 \text{ m}^3/\text{m}$  por término medio con valores máximos medios de  $150 \text{ m}^3/\text{m}$ .

Las muestras de arena analizadas en el Puntal (15 muestras por perfil en cada toma de datos de perfil) señalan la existencia de una arena fina y uniforme. Sin embargo, tanto el tamaño medio, como el grado de uniformidad, muestran una variabilidad tanto espacial como temporal. Las muestras promediadas en el tiempo presentan una distribución espacial similar a la descrita por otros investigadores con los tamaños más gruesos en la barra, y una tendencia de reducción del tamaño medio hacia ambos lados de la barra.

En las figuras 4.16, 4.17 y 4.18 se ha dibujado la variabilidad de los tamaños  $D_{84}$ ,  $D_{50}$  y  $D_{16}$  a lo largo del perfil, así como los valores medios de dichos diámetros. Se observa que la mayor variabilidad ocurre en los diámetros más gruesos, además, como era de esperar, existe una correspondencia entre las zonas de mayor variabilidad relativas al tamaño del grano y al perfil.

Nótese que, si todos y cada uno de los granos de arena que componen el perfil respondieran igual ante una situación hidrodinámica, el transporte de arena de un lugar a otro del perfil no originaría cambios en la distribución granulométrica. A la vista de las figuras 4.16, 4.17 y 4.18 se concluye que esto no es así, en otras palabras, la erosión o acreción en una playa no se debe a un movimiento masivo de arena, y, cada grano, responde de manera diferente a la misma hidrodinámica, dando

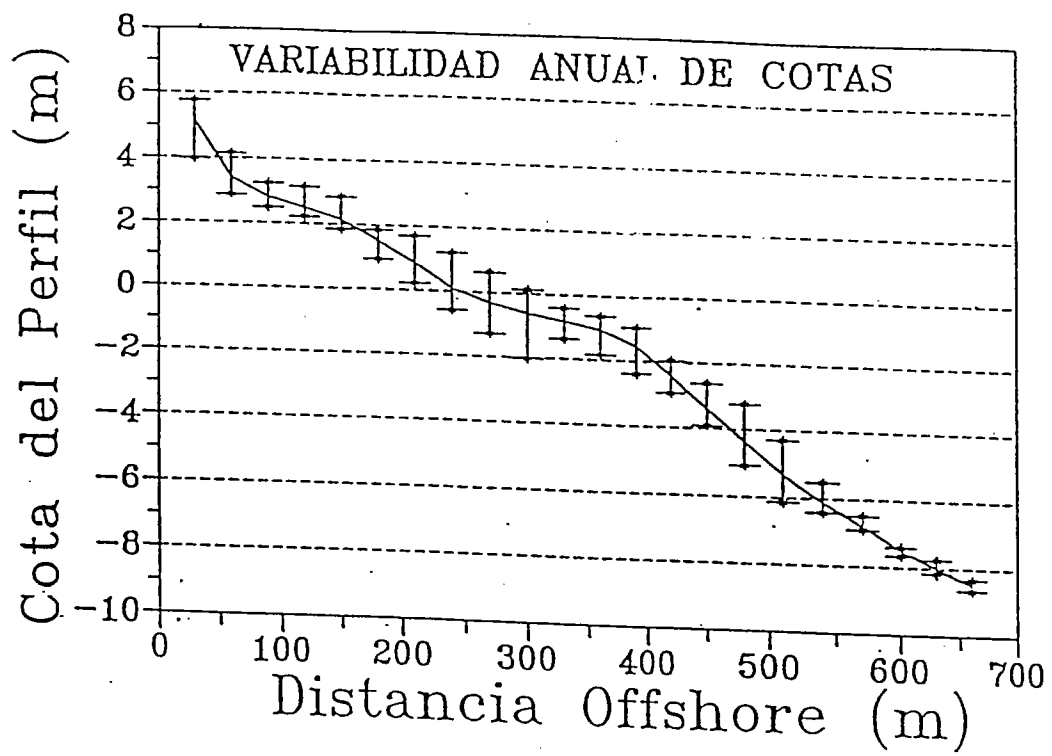


Figura 4.15



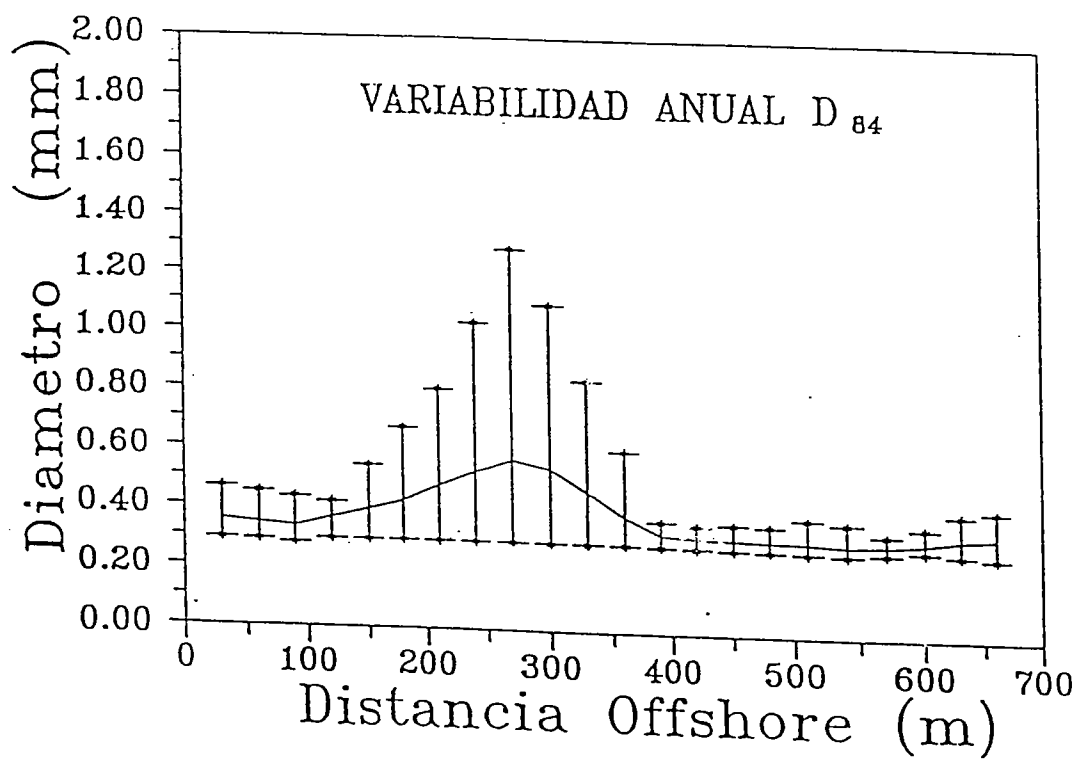


Figura 4.16

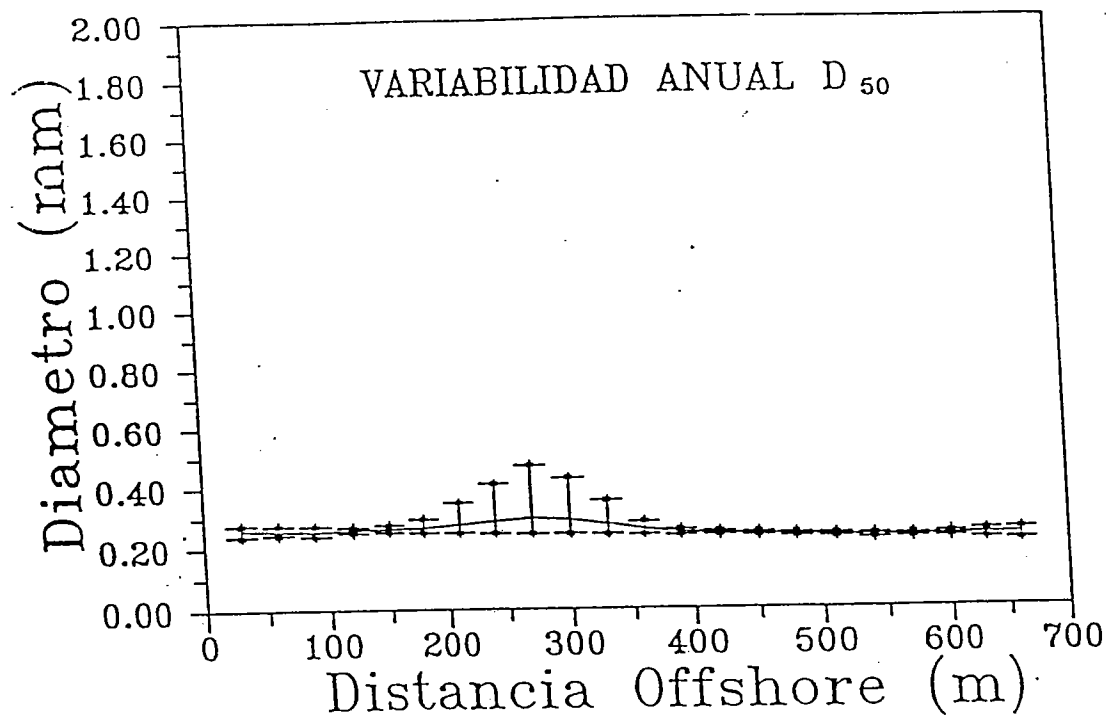


Figura 4.17

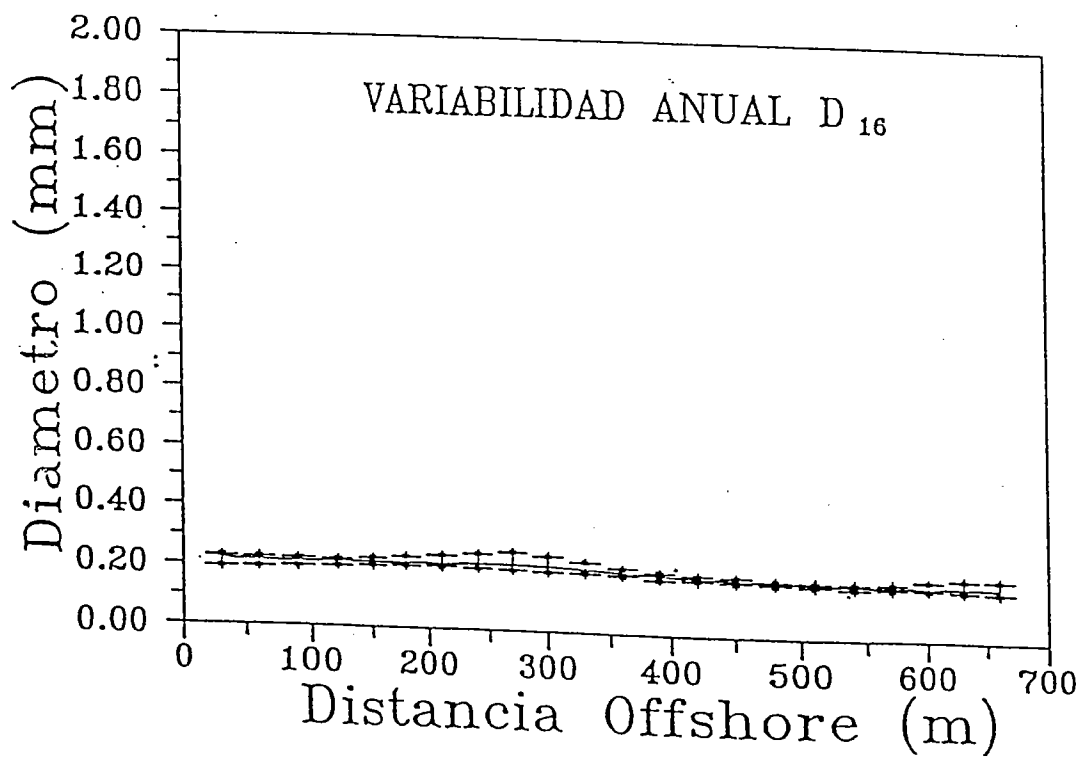


Figura 4.18

lugar a una clasificación importante. Consecuentemente, la utilización de parámetros estadísticos, tales como el tamaño medio de la distribución ( $D_{50}$ ) para representar una muestra de sedimento, como se realiza usualmente en los modelos de transporte de sedimento, es inadecuada. Más aún, dado que la distribución granulométrica en la que se ha producido una clasificación importante es totalmente distinta a una distribución log-normal, la interpretación usual dada al  $D_{50}$  debe ser analizada con cautela (por ejemplo, en la barra).

Los valores de las variaciones de perfil y distribución granulométrica expresadas en los párrafos anteriores relativos al Puntal de Santander son análogos a los encontrados por otros autores en perfiles con arenas medias/finas en playas expuestas a oleaje (e. g., Inman et al 1993, Stauble 1992). Existen, sin embargo, numerosas playas en el litoral Cantábrico Español, que pese a estar expuestas al oleaje y formadas por arenas medias/finas, no responden al modelo de variabilidad desarrollado anteriormente, al menos, en la magnitud de las variaciones.

Una de estas playas corresponden al tipo denominado "playas colgadas" en las que el perfil activo de arena no alcanza la profundidad límite,  $d_1$ , señalada anteriormente, sino que intersecta el lecho rocoso a una profundidad menor. Ejemplos de este tipo de playas son, Berria en Cantabria o Ribadesella en Asturias.

El seguimiento efectuado a la playa de Ribadesella durante año y medio muestra que el talud de roca es excesivamente pendiente entre las cotas -4, -10 por lo que la playa ha de inscribirse por encima de la cota -4. Al carecer de perfil sumergido, los intercambios de arena barra-berma están prácticamente impedidos, puesto que cualquier material transportado más allá de la cota -4 no es recuperado por el sistema. De este modo, los únicos movimientos transversales de arena posibles son las que se realizan por encima de dicha cota -4. Los datos medidos en la playa de Ribadesella señalan que las variaciones verticales del perfil no alcanzan el metro y el desplazamiento horizontal de una cota del perfil no supera los 40 metros.

Evidentemente la magnitud de las variaciones obtenidas en la playa de Ribadesella no pueden ser extrapoladas a otras playas colgadas, pues el grado de variabilidad depende de la cota a la que se produzca la intersección lecho de arena - lecho rocoso, no obstante, ponen en evidencia la importancia del perfil sumergido en la variabilidad transversal de un perfil de playa.

Otro modo de variabilidad transversal, sensiblemente diferente al descrito en los párrafos anteriores, es el que se produce en numerosas playas del litoral Sur-Atlántico y Mediterráneo español donde existe una segregación de tamaños

importante entre el perfil sumergido y el perfil adyacente a la línea de orilla que denominaremos perfil de estrán.

La Playa de Castilla es un ejemplo de dicha segregación. El tamaño medio de la arena por debajo de las cotas (-1, -2) se encuentra entre  $D_{50} \sim 0.1 \text{ mm} - 0.2 \text{ mm}$  mientras que el material de la zona del estrán en la zona no regenerada presenta tamaños medios del orden de  $D_{50} \sim 0.3 \text{ mm} - 0.4 \text{ mm}$ .

Bajo estas circunstancias el perfil (fig. 4.19) muestra una clara discontinuidad en las pendientes medias del perfil del estrán y el perfil sumergido, más aún, esta discontinuidad se manifiesta en forma de una barra. Es importante reseñar que la barra encontrada en la Playa de Castilla es una barra morfológica, esto es, es una característica de todos los perfiles a lo largo de todo el año. La barra presenta, sin embargo, oscilaciones estacionales que serán analizadas posteriormente, siendo más acusada en los meses de verano y de menor entidad en invierno.

De la observación de la figura 4.19 se desprende que las variaciones en la cota de la barra superan el metro y que las variaciones horizontales en dicha barra alcanzan los 80 metros. Los análisis granulométricos efectuados señalan que no existe una mezcla importante de material entre la zona sumergida y la zona del estrán, consecuentemente, al no existir intercambio barra-berma, las variaciones de cada una de las zonas se realiza a sus propias expensas. Por este motivo, la variabilidad transversal del estrán es sensiblemente menor que la existente en el perfil sumergido. Este tipo de comportamiento es frecuente en playas regeneradas en las que el material de aportación es sensiblemente más grueso que el material nativo.

#### 4.2.4 Variabilidad temporal

La variabilidad temporal de la forma de los perfiles de playa es un elemento bien conocido en la ingeniería litoral. En el caso de los perfiles del Puntal, esta variabilidad se manifiesta por la aparición de una barra en invierno que se desplaza hacia aguas más profundas al aumentar el nivel energético del clima marítimo actuante.

La variabilidad temporal de la distribución granulométrica es más difícil de discernir. Losada et al (1992) mostraron, usando una técnica de análisis por componentes principales, que existe una acusada estructura temporal en la variabilidad de la distribución granulométrica de la arena de El Puntal de Santander. Esta variabilidad temporal muestra variaciones cíclicas estacionales y afecta de manera diferente a los diferentes tamaños de arena existentes. La variabilidad de los tamaños

gruesos se manifiesta, fundamentalmente, en los intercambios barra-berma (en invierno aumenta el porcentaje de gruesos en la barra mientras que disminuye en la berma y viceversa en verano).

La variabilidad estacional de los tamaños finos está relacionada con un movimiento de dichos tamaños a lo largo de todo el perfil (en invierno el material fino es transportado hacia la zona sumergida e inversamente en verano).

La utilización del método de componentes principales permite, además, cuantificar la duración, de los estados de "invierno" y de "verano" de la forma del perfil y de la distribución granulométrica. En las figuras 4.20 y 4.21 se muestra la variabilidad temporal (segunda componente principal) del perfil y de la distribución granulométrica respectivamente.

De la observación de las figuras se concluye que los cambios en la forma del perfil y las distribuciones de sedimento son claramente estacionales y se relacionan con la frecuencia de ocurrencia de los temporales en el Golfo de Vizcaya. De la figura 4.20 se desprende que en el tiempo necesario para cambiar de la situación de verano máxima (Septiembre) a la de invierno máxima (Enero) es de cuatro meses, mientras que el cambio de la situación de invierno a verano se produce en un período de ocho meses. Es decir, el perfil tarda más en recuperarse que en erosionarse. Comparando las figuras 4.20 y 4.21 se deduce que el máximo de invierno se alcanza con anterioridad por el perfil que por el tamaño del grano; (recuérdese que máximo de invierno supone para el perfil máxima barra y para la distribución granulométrica tamaños más gruesos en la barra) consecuentemente, el perfil se está recuperando mientras que el sedimento continúa en movimiento hacia la situación de invierno. Esto quiere decir que la barra sufre un proceso de erosión a través de la pérdida de finos, permaneciendo los gruesos; por tanto, se produce inicialmente un movimiento del material fino desde la barra a la berma.

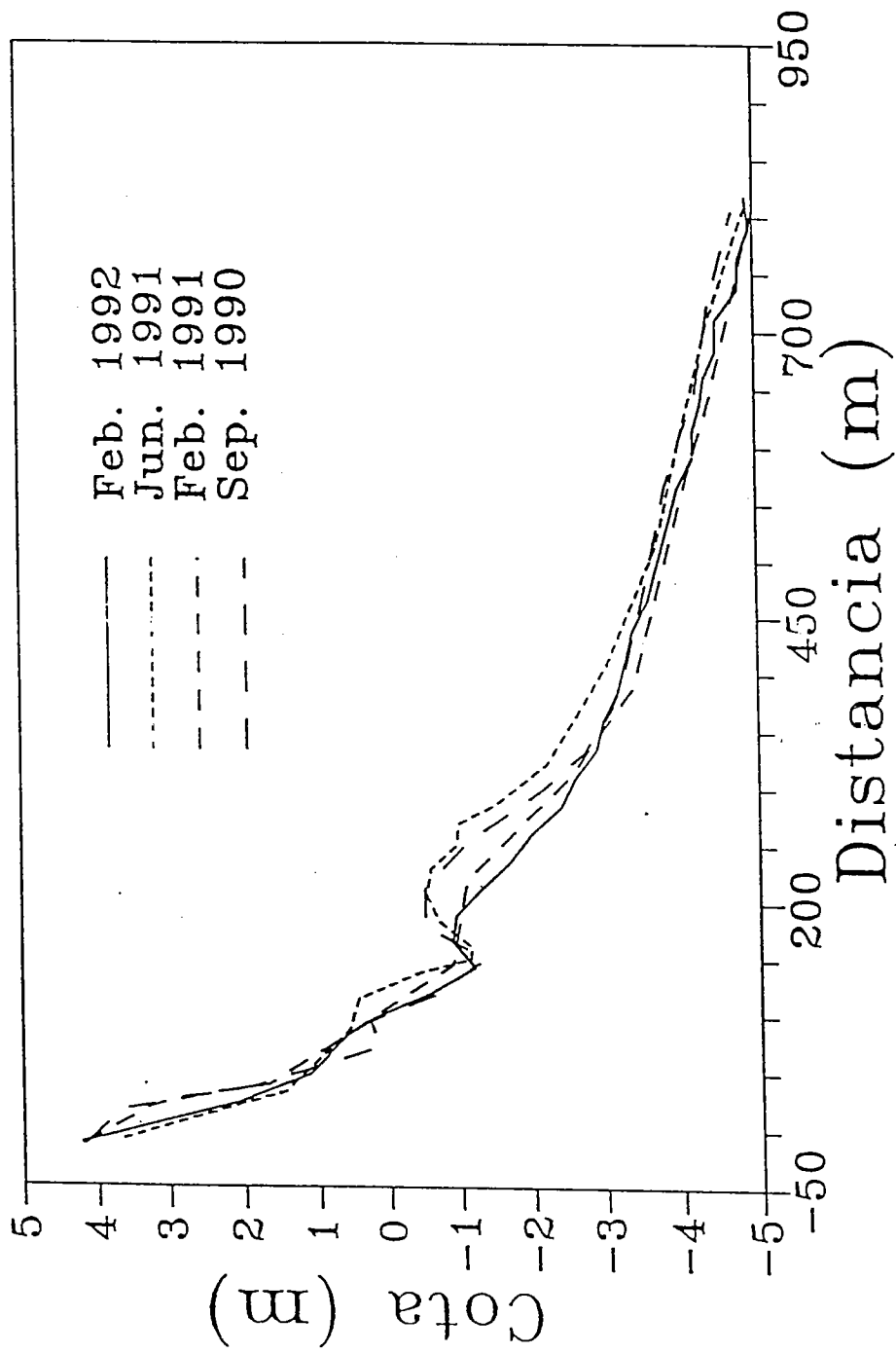


Figura 4.19

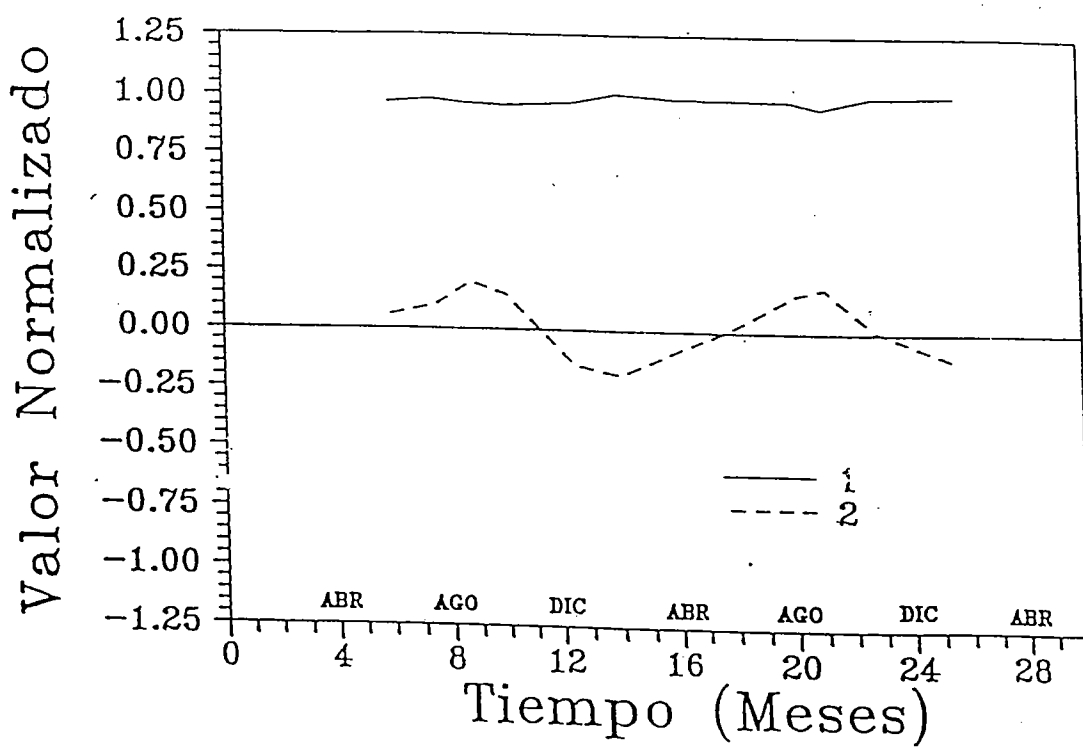


Figura 4.20



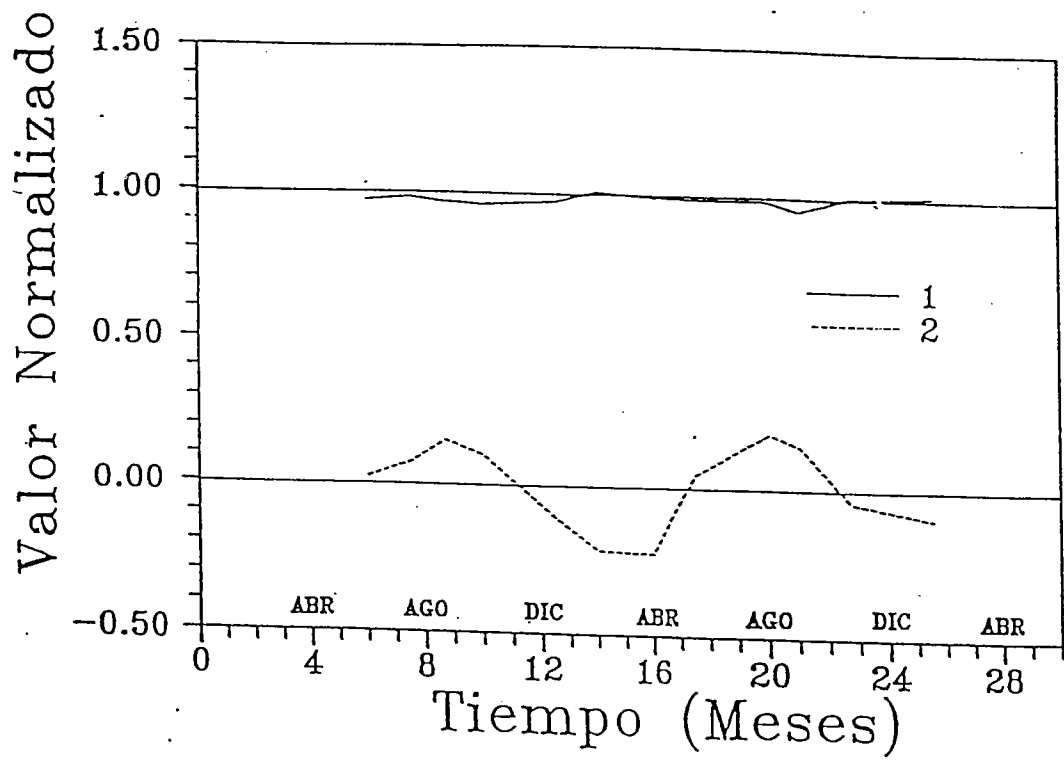


Figura 4.21

Nótese que, el transporte de sedimentos en la dirección perpendicular a la playa puede considerarse como una redistribución del sedimento o del tamaño de grano a lo largo del perfil.

Con el fin de examinar la redistribución del sedimento en la dirección perpendicular a la playa, se generó una "muestra maestra" sumando todas las muestras de arena tomadas del perfil para cada una de las campañas. La figura 4.22 presenta esta "distribución maestra" para las campañas de verano e invierno. Excepto pequeñas desviaciones, debidas probablemente a la técnica de toma de muestras, se puede observar que la distribución maestra es constante en el tiempo. Consecuentemente, se sugiere la siguiente hipótesis de trabajo:

"La distribución granulométrica maestra correspondiente a un perfil de playa como componente de una unidad fisiográfica, obtenida mediante la adición de las muestras tomadas a lo largo de un perfil activo, no varía en el tiempo".

El método de análisis de componentes principales también fue utilizado (Medina et al 1992) para analizar la variabilidad temporal de los perfiles de Playa de Castilla y separar las variaciones transversales y longitudinales que afectan a los perfiles de playa.

Los resultados obtenidos muestran que la distribución granulométrica presenta en general una débil variabilidad estacional. Los tamaños del estrán y del perfil sumergido no sufren variaciones significativas, sin embargo, el material de la barra si presenta una variación de los tamaños existentes en correspondencia con las variaciones en la forma de la barra. Ésta muestra un tamaño máximo en verano y mínimo en invierno asociado a las variaciones del oleaje que alcanza la playa; "Swell" de bajo peralte en invierno y "Sea" de gran peralte en primavera-verano.

#### 4.2.5 Influencia de la forma en planta

Existen ocasiones en las que la estructura tridimensional de una playa se manifiesta de modo tal, que la variabilidad de los perfiles de playa afecta a la variabilidad de la forma en planta y viceversa. Un ejemplo de esta interacción es encontrado en la Playa de Plencia-Gorliz.

La situación de verano de la playa, fig. 4.23, se caracteriza por un avance de la playa seca en la zona de Plencia y una profundización de la zona central de la playa. Esta profundización es más evidente en su perfil sumergido, de modo tal que la batimetría 5 se sitúa en la zona interior entre los diques de San Valentín y Astondo

ubicadas al Oeste y Este respectivamente. Esta profundización de la playa sumergida facilita la penetración de mayor energía en dicha zona y provoca una refracción de los frentes de oleaje que genera fuerte giro de los mismos, dando lugar a una playa más aconchada.

La llegada de los primeros temporales, con el consiguiente aumento de la energía del oleaje, provoca un déficit de arena en el perfil sumergido, que ha de ser equilibrado con una erosión en la zona emergida de la playa. Este material erosionado es rápidamente ubicado en la zona profunda del perfil, rellenando la vaguada central de la playa, tal y como se puede apreciar en la figura 4.24. Al cambiar los fondos de la ensenada, se modifica la propagación del oleaje, que pasa a ser menos aconchada, rectificándose la curvatura de los frentes. Esta rectificación de los frentes genera un nuevo sistema de corrientes longitudinales, cambiando la posición de equilibrio de la playa a una forma en planta más rectilínea, menos aconchada.

Este cambio de forma se traduce en una mayor pérdida de material en la zonas laterales y un avance de la playa, fundamentalmente en su zona central.

La llegada del verano y la disminución de la altura de ola favorece el proceso que usualmente se denomina de "recuperación" de la playa, por el cual el material que fue colocado en la zona profunda por los temporales de invierno asciende hacia la zona superior del perfil. En estas circunstancias, la arena ubicada entre las batimétricas 5-7 inicia un proceso de transporte hacia el perfil emergido, fundamentalmente por la zona central de la Playa. Este material no es, sin embargo, estable en dicha posición y es transportado hacia los extremos de la Playa.

Al ocurrir dicho proceso, se erosiona el perfil de la zona sumergida en la parte central de la Playa, figura 4.23, volviendo a surgir la vaguada central de verano. Nótese que la aparición de la vaguada refuerza el giro de los frentes por refracción y la tendencia a una forma en planta de playa más aconchada que en invierno, lo que se traduce en una erosión de la zona central. De este modo, en invierno, la línea de costa retrocede en los laterales de la playa y avanza en la zona central y viceversa en verano.

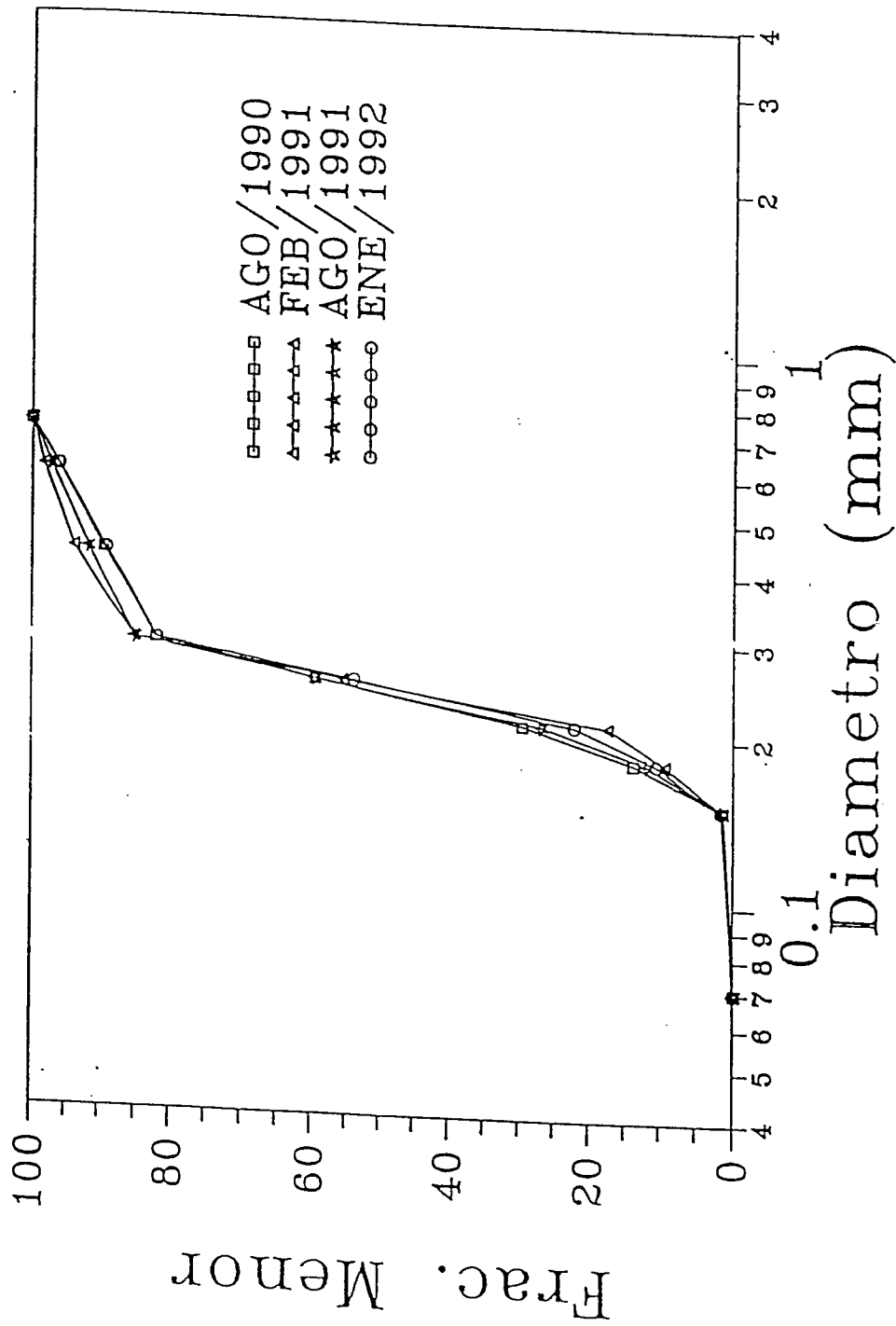


Figura 4.22

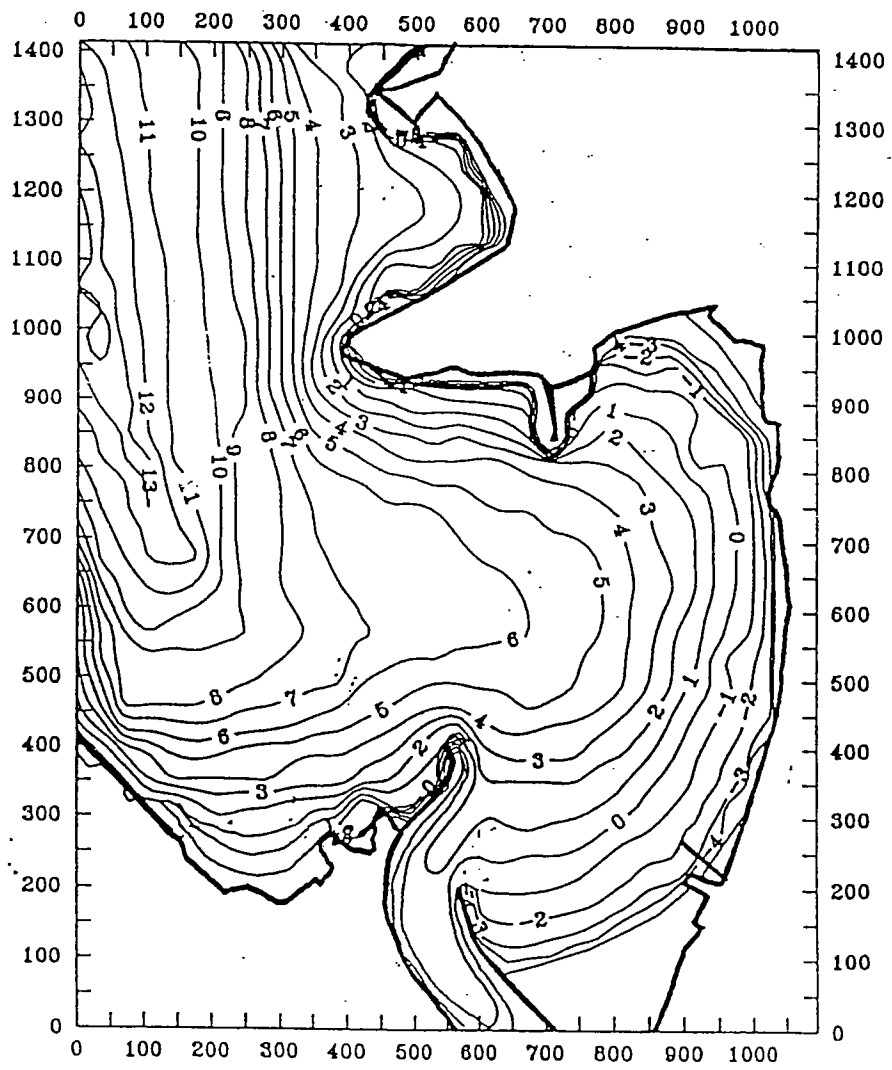


Figura 4.23

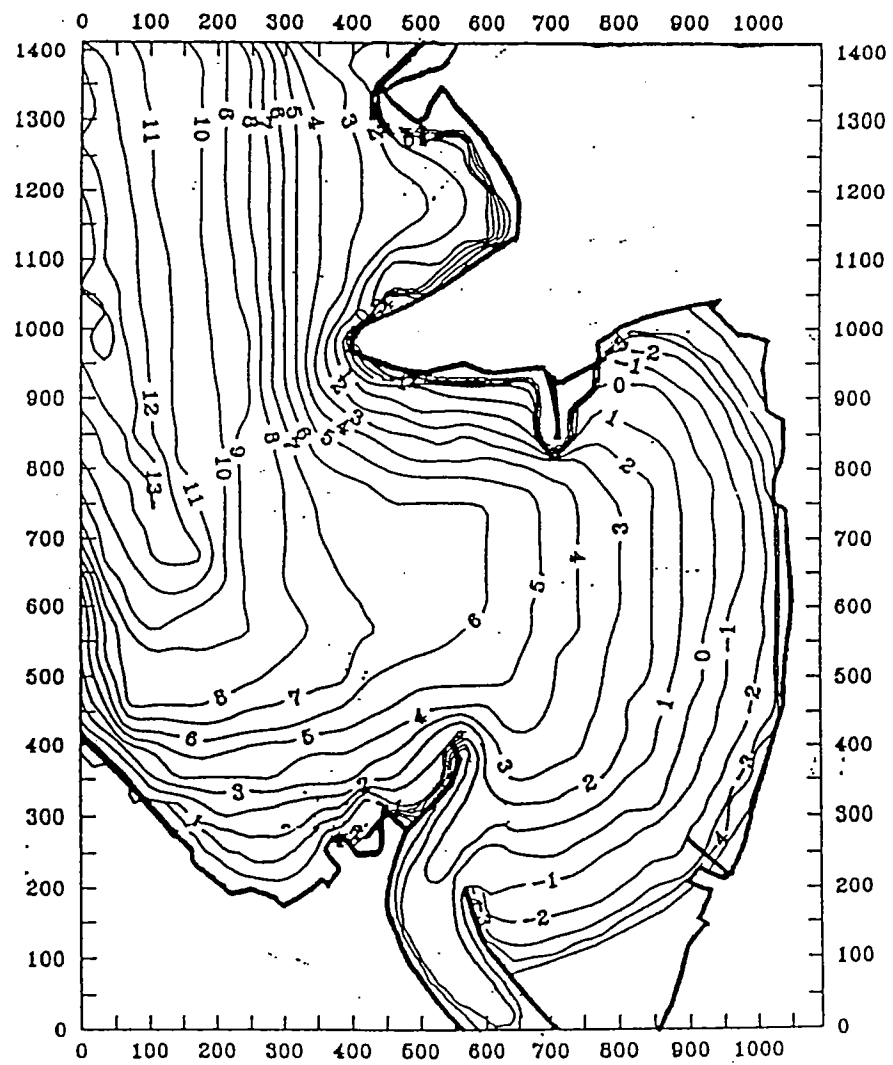


Figura 4.24

## 4.2.6 Discusión

### *Forma del perfil*

El modelo clásico de variabilidad de la forma del perfil de una playa toma como punto de partida la existencia de dos estados morfodinámicos o tipos de perfil denominados perfil de erosión y perfil de acumulación. El perfil de erosión se produce bajo situaciones de oleaje con peralte elevado y provocan, generalmente, una erosión en la parte visible del perfil, con retroceso de la línea de costa, y una acumulación en la zona sumergida del mismo. Este tipo de perfil es usual en invierno en el litoral Cantábrico, en verano en las zonas del archipiélago Canario gobernadas por el régimen de Alisios o a finales de primavera en el arco Sur-Atlántico Español.

Dada la importancia de la magnitud de las variaciones tanto horizontales como verticales a las que se ve sometido el perfil (e. g. en el Puntal de Santander más de dos metros en vertical y más de cien metros en horizontal) numerosos autores han propuesto parámetros que permitan caracterizar el estado o tipo del perfil bajo unas determinadas condiciones de arena y oleaje incidente (véase Dalrymple 1992 como referencia general) o evaluar el volumen de erosión al cambiar las condiciones de equilibrio de un perfil, Jiménez y Sánchez-Arcilla 1992. Estos parámetros han sido obtenidos, en su mayoría, con base en datos de ensayo de laboratorio. Su aplicación a playas reales, si bien ha sido realizada con éxito en determinadas condiciones Kraus y Mason 1991, deben ser utilizadas con cautela.

En el presente trabajo se ha mostrado un ejemplo, Puntal de Santander, que responde al modelo clásico perfil de erosión-perfil de acumulación. Sin embargo se ha puesto de manifiesto que la variabilidad de la forma del perfil de playa puede estar condicionada por la ausencia del perfil sumergido, Playa de Ribadesella, por la segregación de tamaños, Playa de Castilla, o por la interacción con la forma en planta, Playa de Plencia-Gorliz.

### *Distribución Granulométrica*

La interrelación entre el tamaño del sedimento y la forma del perfil es bien conocida. Así, playas de material más grueso presentan pendientes más pronunciadas y viceversa.

Existen diversos trabajos que analizan la variación espacial a lo largo de un perfil de playa de los parámetros asociados al grano, como, por ejemplo, la media, moda, sesgo (e. g. Krumbein 1938; Bascom 1951 y, más recientemente Moutzouris 1991; Stauble 1992). Así mismo se ha realizado experimentos en laboratorio para simular la redistribución natural de tamaños de grano a lo largo del perfil en una regeneración artificial (e. g. Khamphuis y Moir 1977). El comportamiento temporal de la distribución granulométrica del sedimento, aunque es más difícil de observar que el comportamiento espacial, muestra una variabilidad estacional que está fuertemente relacionada con los cambios morfológicos del perfil.

Un elemento especialmente importante de la variabilidad granulométrica es que se produce debido a que los diferentes tamaños de sedimento responden de manera diferente ante una misma sollicitación hidrodinámica. Consecuentemente, la utilización de parámetros estadísticos, como el diámetro medio, para representar una muestra de sedimento es inadecuada siempre y cuando sea representar grandes rangos de diámetros. Más aún, los modelos de perfiles de playa que no tienen en cuenta los procesos de clasificación del sedimento que tienen lugar en el transporte son, cuanto menos, deficientes.

#### 4.2.7 Bibliografía

Bascom W.J. (1951). *The relationship between sand size and beach-face slope*. Trans. Amer. Geop. Unión, 32, 6 PP. 866-874.

Dalrymple, R.A. (1992). *Prediction of storm/normal beach profiles*. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean. Eng. Vol. 118, n° 2. pp. 193-200.

Dean, R. G. (1977). *Equilibrium beach profiles: US Atlantic and Gulf Coasts*. Dept. of Civil Eng., Ocean Eng. Tech. Rep. 12, Uni4. of Delaware.

Fernández, A.J., G. Gómez-Pina, G. Cuenca y J. L. Ramírez (1992). *A field experiment on a Noursihed Beach*. Proc. 23 rd. Int. Conf. Coastal Eng. ASCE, New York. pp. 2043-2056.

Garau, C. (1979). *Condicionantes de la estabilidad de playas. Análisis de la función polar de los salientes*. II Curso de Ingeniería Oceanográfica y Portuaria, Santander.

Hsu, J.R.C. y Evans, C. (1989). *Parabolic bay shapes and applications*. Proc. Institution of Civil Engineers, 87, 557-570.



- Inman D.L., M. Hany, S. Elwany y S.A. Senkins (1993). *Shorerise and Bar-Berm profiles on Ocean Beaches*. Journal of Geophysical research, vol. 98. n° c10. pp. 18181-18199.
- Jiménez, J.A. y Sánchez-Arcilla A. (1992). *Simulación de cambios a corto plazo en la línea de costa*. Revista de Obras Públicas, 3315 PP. 41-51.
- Kraus N.C. y Mason J.M. (1991). *Field data set for testing beach erosion and accretion predictive criteria*. Memorandum for Record, Coast. Eng. Res. Crt. U.S.A.E. Waterways Experimental Station, Vicksburg. Miss.
- Krumbein W.C., (1938). *Local Aereal Variation of Beach Sands*. Geol. Soc. Am. Bull., 49. pp. 653-658.
- Larson, M. (1991). *Equilibrium beach profiles of a beach with varying grain size*. Coastal Sediments '91, ASCE, 905-919.
- Losada, M.A., Medina, R., Vidal, C. and Roldán, J.A., (1991). *Historical evolution and morphological analysis of "El Puntal" spit, Santander (Spain)*. J. Coastal Res., 7(3): 711-722.
- Losada, M.A., Medinda, R., Vidal, C. and Losada, I.J., (1992). *Temporal and spatial cross-shore distributions of sediment at "El Puntal" spit, Santander, Spain*. Proc. 23rd Int. Conf. Coastal Eng. ASCE, New York, pp. 2251-2264.
- Medina, R., Vidal, C., Losada, M.A. and Roldán, A.J., (1992). *Three-mode principal component analysis of bathymetric data applied to "Playa de Castilla" (Huelva, Spain)*. Proc. 23rd Int. Conf. Coastal Eng. ASCE, New York, pp. 2265-2278.
- Moutzouris, C.I., (1991). *Beach Profiles vs cross-shore distributions of sediment grain sizes*. Proc. Coastal Sediments '91. ASCE 860-874.
- Silvester, R. (1970). *Growth of crenulated shaped bays to equilibrium*. J. of Waterways and Harbours Division, 96, WW2, 275-287.
- Stauble, D.K., (1992). *Long-term profile and sediment morphodynamics: Field research facility cas history*. Tech. Rep. CERC-92-7. Dep. Army. U.S. Army Corps Eng.
- Vellinga, P. (1982). *Beach and dune erosion during storm surges*. Coastal Engineering, 6, 806-819.

### 4.3 CORRIENTES MEDIAS LONGITUDINALES Y TRANSPORTE SÓLIDO LITORAL

En las secciones anteriores se obtuvo relaciones para la corriente media longitudinal a partir de las ecuaciones de flujo promediadas en la zona de rompientes, en esta sección se plantea las corrientes medias longitudinales y transporte litoral a partir del flujo medio de energía del oleaje .

#### 4.3.1 Corrientes litorales

##### *Introducción*

En el océano existen varios tipos de corrientes, tales como las corrientes oceánicas, corrientes litorales, corrientes de transporte o de viento, corrientes de densidad, corrientes de marea, etc. Al igual que la sección anterior, las corrientes que se discutirán en esta sección son las generadas por el oleaje en la zona de rompientes, las cuales llamaremos corrientes litorales.

Tal como se muestra en la figura 4.25, en la zona cercana a la costa son importantes las corrientes litorales, mientras que las corrientes oceánicas son dominantes en la pendiente continental, y las corrientes de marea son más importantes en la plataforma continental.

Por otro lado, la corriente producida por el esfuerzo cortante cuando el viento actúa sobre la superficie del agua se llama corriente de transporte, estas son importantes en las zonas costeras o en aquellas zonas de poca profundidad. En la desembocadura de ríos en el mar, existen corrientes fluviales las cuales dependerán del tamaño del río, produciéndose por la diferencia de densidades del agua las denominadas corrientes de densidad.

Cuando no existe la desembocadura de un río, las corrientes litorales dominan en la zona costera y las corrientes costeras (corrientes de marea y de transporte) dominan fuera de la zona de la costa. La influencia de las corrientes de transporte, en la zona costera, depende de las características del viento, dirección y configuración física de la zona costera.

En mar abierto, las velocidades de la corriente de marea es pequeña comparada en zonas de la costa, tales como bocas de bahías (velocidades del orden de 5 a 40 cm/s

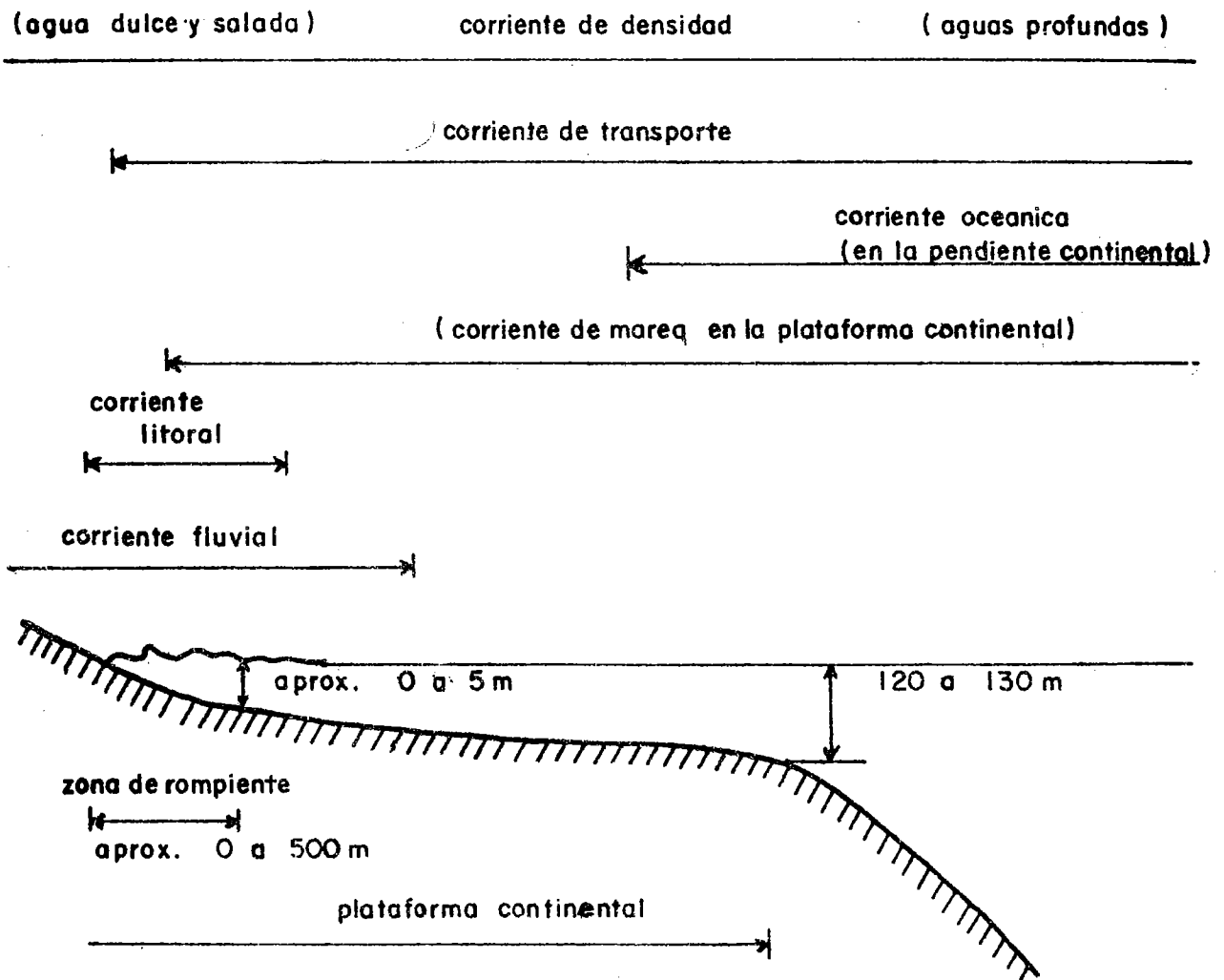


Figura 4.25 Dominio de acción de las corrientes litorales

y como máximo de 50 cm/s). El orden de las velocidades de la corriente de transporte es del 2 al 4% de la velocidad del viento en la superficie del agua.

En contraste, las velocidades de las corrientes litorales a lo largo de la costa, usualmente son del orden de 20 a 100 cm/s, y las velocidades de las corrientes de retorno rip-current pueden exceder los 200 cm/s.

### *Expresiones de la corriente litoral a lo largo de la costa*

Muchos investigadores han estudiado las corrientes a lo largo de la costa, con base en planteamientos analíticos, modelos numéricos, experimentos en modelos físicos y mediciones en el campo, existiendo una gran cantidad de formulaciones con base en diferentes parámetros, pero coincidiendo todas ellas en la importancia de la oblicuidad del oleaje frente a la línea de costa. En la tabla 4.1 se lista algunas de ellas, la mayoría fueron obtenidas considerando el balance del flujo de momento en la zona de rompientes siguiendo el primer tratamiento seguido por Putnam Munk y Taylor (1949) y las tres últimas con base en los planteamientos de Longuet-Higgins (1970), Komar and Inman (1970) y Komar (1975), a partir de la suposición de que el tensor de radiación  $S_{xy}$ , es disipado en la zona de rompiente por la generación de una corriente longitudinal a la costa y su correspondiente fricción asociada. Como se dedujo en las anteriores secciones de este capítulo.

En la tabla 4.1 el significado de las variables corresponde a:

$H_b$	= Altura de ola rompiente
$H$	= Altura de ola en aguas profundas
$h_b$	= Profundidad de rompiente
$C_b$	= Celeridad del oleaje rompiente
$m$	= $\tan\beta$ , pendiente media del fondo en la zona de rompientes
$\alpha_b$	= Ángulo entre el frente del oleaje y la línea de costa en la rompiente
$T$	= Período del oleaje
$g$	= Aceleración de la gravedad
$n_b$	= Relación de la celeridad de grupo y la celeridad del oleaje en la rompiente
$Q_b$	= Volumen de fluido que entra a la zona de rompientes a través de la línea de
$C_f$	= Factor de fricción de Darcy-Weisbach
$Y$	= Coordenada horizontal medida positivamente en la dirección paralela a la costa, con origen en la intersección de la barrera y la línea de costa (Eagleson, 1965), o la distancia del origen de las corrientes de retorno (Brunn, 1963)
$U_m$	= Máxima velocidad orbital en el fondo
$\gamma_b$	= $H_b/h_b$ , parámetro de rotura

Tabla 4. Lista de fórmulas de la velocidad de la corriente a lo largo de la costa.

AUTOR	FÓRMULA
Putnan - Munk - Taylor (1949)	$V = \frac{a}{2} \left[ \left( 1 + \frac{4C}{a} \operatorname{sen} \alpha_b \right)^{\frac{1}{2}} - 1 \right]$ $a = 2.61 H_b m \frac{\cos \alpha_b}{c_f T}; C = [2.28 g H_b]^{\frac{1}{2}}$
Inman - Quinn (1951)	$V = \left[ \left( \frac{4}{4x^2} + y \right)^{\frac{1}{2}} - \frac{1}{2x} \right]^2$ $x = 646 H_b m \frac{\cos \alpha_b}{T}; y = C \operatorname{sen} \alpha_b;$ $C = [2.28 g H_b]^{\frac{1}{2}}$
Nagai (1954)	$V = \frac{1}{8} C_b H_b k \left[ \left( 1 + \frac{16 \operatorname{sen} \alpha_b}{k H_b} \right)^{\frac{1}{2}} - 1 \right]$ $k = \frac{1}{(c_f h_b)}$
Galvin - Eagleson (1964) (1964)	$v = kg T m \operatorname{sen} 2 \alpha_b$ $k = 1$
Eagleson (1965)	$v = \left[ 1 - \left( 1 - \frac{v(0)^2}{A} e^{-By} \right) \right] A^{\frac{1}{2}}$ $A = \frac{3}{8} \frac{g H_b^2 n_b \operatorname{sen} \beta \operatorname{sen} \alpha_b - \operatorname{sen} 2 \alpha_b}{h_b f}$ $\beta = \frac{2}{5} \left[ \frac{c_f}{h_b \cos \beta \operatorname{sen} \alpha_b} \right]$

AUTOR	FÓRMULA
Brunn (1963)	$V = \frac{Q_b \gamma \cos \alpha_b}{A_s T}$ $A_s =$ área de la sección transversal de la zona de rompiente
Brunn (1963)	$V = \left[ \frac{2g Q_b}{L_b} \frac{m \sin 2\alpha_b}{c_f} \right]^{\frac{1}{2}}$ $L_b =$ Longitud del oleaje rompiente
Longuet-Higgins (1970)	$V = \frac{5\pi \tan \beta}{8 c_f} U_m \sin \alpha_b$
Komar and Inman (1970)	$V = 2.7 U_m \sin \alpha_b \cos \alpha_b, \text{ con } \frac{\tan \beta}{c_f} = \text{cte}$
Komar (1975)	$V = 2.7 U_m \sin \alpha_b \cos \alpha_b - \frac{\pi \sqrt{2}}{c_f \gamma_b^3} \left( 1 + \frac{3\gamma_b^2}{8} - \frac{\gamma_b^2}{4} \cos^2 \alpha_b \right) U_m \frac{\partial H_b}{\partial y}$

#### 4.3.2 Estimación de las tasas del transporte litoral

Es de vital importancia el conocer los mecanismos que movilizan el sedimento en la costa, con el fin de pronosticar el efecto de cualquier actuación en las formaciones arenosas del área de influencia.

El principal motor del transporte litoral es el oleaje y los fenómenos asociados al mismo, que junto a: (1) el medio físico del entorno (batimetría, contornos laterales,

acantilados, etc.) y (2) la fuente principal del sedimento y características morfológicas y granulométricas del mismo, definen la morfología de las playas.

La dinámica litoral se manifiesta en un transporte de sedimento que denominaremos transporte litoral debido fundamentalmente a la acción del oleaje. Con el nombre genérico de Transporte Litoral, se designa tanto los movimientos de sedimentos en la dirección normal a la costa, como los que ocurren en dirección paralela. A pesar de que el transporte normal a la costa puede mover grandes cantidades de arena, las distancias de transporte son cortas y los sedimentos son recuperables cuando dejan de actuar los oleajes más intensos, que son la causa de su movimiento.

El transporte a lo largo de la costa es responsable por la migración de sedimentos a grandes distancias de su lugar de origen y es el que se tratará a continuación con mayor detenimiento.

En general, el transporte litoral como tal, está restringido a una zona entre la línea de playa y el límite exterior de la zona de rompientes, donde se rompe las olas normales de mayor altura que atacan la playa. En esta zona ambos tipos de transporte revisten importancia, en la zona exterior a la franja litoral, dentro de la plataforma continental, solo el transporte normal reviste importancia por la formación ocasional de barras sumergidas.

#### 4.3.2.1 *Transporte sólido longitudinal*

En el siglo XIX se pensaba que las mareas y corrientes oceánicas eran los principales responsables del transporte litoral de arena, posteriormente se evidenció que cuando un oleaje incida con cierta oblicuidad en una playa, generaba un transporte del sedimento a lo largo de la misma.

A comienzos del siglo XX el ingeniero Danés Munch-Petersen (ver discusión in Beach Erosion Board, 1950), indicó que el transporte del sedimento es proporcional a la componente a lo largo de la costa del flujo de energía de las olas medido cerca de la zona de rotura. De forma similar el cuerpo de ingenieros de la Armada Americana y el CERC, apoyaron y comprobaron algunas de estas relaciones, ver Eaton (1951). Estos son los primeros estudios que relacionan el transporte litoral con el oleaje.

El transporte del sedimento a lo largo de la playa se puede efectuar mediante dos formas principalmente: transporte del sedimento por suspensión y transporte del sedimento por arrastre en el fondo. Ambas formas envuelven una infinidad de

parámetros a considerar, lo que ha hecho que en la actualidad el transporte de sedimento se considere globalmente sin especificar que proporción corresponde a uno y otro modo. Básicamente dos métodos principales se han adoptado para los estudios de transporte sólido, aparte de los métodos puramente empíricos y estos son los siguientes: 1) Métodos basados en el estudio de la tensión cortante en el fondo y su respuesta, es decir, el movimiento del material. 2) Métodos basados en el flujo de energía a través de la costa; suponiendo que el transporte sólido es proporcional a dicho flujo. Estos segundos son hoy muy apreciados, ya que a ellos corresponde el cálculo del transporte según la fórmula del CERC (1984).

Aunque el método del flujo de energía era en un principio esencialmente intuitivo, después de los estudios de Komar e Inman (1970) y de Inman y Bagnold (1963), se les ha dado una justificación teórica, que en esencia coincide con la obtenida mediante la teoría del tensor de radiación por Longuet-Higgins (1970), cuyo estudio está más relacionado con los métodos de la tensión cortante que señalamos en secciones anteriores de este capítulo.

Komar (1975) apoyado en la teoría del tensor de radiación, Longuet-Higgins (1970), integrando la corriente longitudinal a lo ancho de la zona de rompientes tal como se muestra en la sección 4.2 y suponiendo el transporte sólido proporcional a dicha corriente, encuentra dos componentes del transporte sólido longitudinal global: (1) una debida a la oblicuidad del oleaje, similar a la que encontró de manera empírica Komar (1970) o a la del flujo de energía del CERC, que se verá más adelante, y (2) otra debida al gradiente de altura de ola longitudinal a la playa que corresponde al transporte sólido previsto por Iribarren, que se establecía desde las áreas expuestas a las abrigadas por efecto de la distinta altura del oleaje en una y otras.

Como generalmente el sentido de la sobreelevación sería contraria a la oblicuidad, entre ambos mecanismos explicarían las formas de equilibrio dinámico que se produciría en planta en las playas a resguardo de obstáculos, tanto naturales como artificiales.

Existe una tercera componente del transporte sólido, debido a la variación angular de la incidencia del oleaje a lo largo de la línea de rotura, la cual fue propuesta por Le Blon, pero, que es despreciable frente a las dos componentes anteriores.

En cuanto a la distribución transversal del transporte longitudinal, Komar (1977) señala que la distribución de transporte sólido tiene un máximo más cercano del punto de rotura que el correspondiente a la velocidad de la corriente longitudinal.



Tal como se dijo anteriormente, el oleaje es el principal motor del transporte litoral, el cual ataca la costa desde muy variadas direcciones, es natural esperar que en un mismo sector de playa pueda existir transporte en una u otra dirección a lo largo del mismo. Este es el transporte que se llamará aquí direccional ( $Q_I$  ó  $Q_D$ ). De esta manera, tendremos que el transporte neto  $Q_n$  será la diferencia entre los dos ( $Q_n = Q_D - Q_I$ ), con la dirección neta del mayor de los dos, y el transporte total,  $Q_T$ , en un punto será la suma de los volúmenes transportados en cada dirección

$$(Q_T = |Q_I| + |Q_D|)$$

### Cálculo de tasas de transporte

Dentro de los métodos más frecuentemente utilizados para calcular las tasas de transporte tenemos:

1. Adopción de tasas conocidas de áreas vecinas.
2. Cubicación de levantamientos batimétricos de la playa.
3. Medición indirecta por cuantificación de volúmenes de sedimento aportados por las fuentes de material, y volúmenes perdidos por otros conceptos, dentro de un balance sedimentológico de la costa.
4. Cálculo directo mediante estimación de las velocidades de la corriente litoral, y la determinación de volúmenes de sedimento disponible para el transporte.
5. Cálculo directo mediante el uso de ecuaciones de correlación entre transporte sólido y el flujo de energía de los oleajes predominantes, mediante la aplicación de modelos numéricos de evolución.

A continuación se describe brevemente cada una de éstas:

1. Tasas tomadas de zonas vecinas:

Este método es muy útil cuando existe información concluyente en la misma costa, en una zona vecina, y cuando dicha información puede ser adaptada fácilmente a las condiciones del área bajo estudio, de acuerdo a las características locales, fuentes y sumideros intermedios de sedimento, etc.

2. Cubicación de batimetrías existentes:

Es otro método comparativamente simple pero depende nuevamente de la existencia de información básica, del conocimiento detallado de la zona y del buen criterio del ingeniero.

3. Balance sedimentológico de la costa:

Este método es posiblemente el más recomendable, en combinación con cualquiera de los 3 últimos métodos, pues tiende a lograr una cuantificación detallada del problema sedimentológico de la costa. Tropieza con problemas cuando no existe información sobre algunas fuentes de sedimento como ríos, erosión de orillas, etc. y por esta razón no es siempre aplicable. Este procedimiento sin embargo se analizará en mayor detalle más adelante.

4. Cálculo de corrientes y transporte de sedimentos:

El cálculo directo mediante modelos numéricos que estiman el transporte litoral en función de la corriente longitudinal, se puede hacer mediante dos tipos de modelos: (1) Modelos de una línea, los cuales evalúan el campo de oleaje con teoría lineal, luego el sistema de corrientes asociado, y el balance de sedimentos. Este tipo de modelos se describe con mayor detalle en el capítulo 6 modelos que evalúan el campo de oleaje corriente y, con base en estos datos, evalúa el transporte en suspensión y de fondo punto a punto. La limitación de estos modelos es que, deben ser aplicados en playas a escalas de corto y medio plazo.

5. Correlación entre transporte y el flujo de energía de la ola:

Este procedimiento, que algunas veces se conoce como el método del cuerpo de ingenieros del ejército norteamericano, CERC (1984), está basado en los trabajos de Das (1971, 1972), Komar (1969, 1970 y 1971), Candwell (1966), Thornton (1969) y otros.

El flujo de energía por unidad de longitud de cresta de una ola, en la dirección de avance de la ola, es según la teoría lineal:

$$P = E C_g = \frac{1}{8} \rho g H^2 C_g \quad 3$$

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

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

$$P \cos \alpha = E C_g \cos \alpha \quad 4$$

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

$$P_1 = P \cos \alpha \operatorname{sen} \alpha = \frac{1}{8} \rho g H^2 C_g \operatorname{sen} \alpha \cos \alpha \quad 5$$

ó:

$$P_1 = \frac{1}{16} \rho g H^2 C_g \operatorname{sen} 2\alpha \quad 6$$

Esta ecuación se aproxima para la zona de rompiente de las olas por:

$$P_{1s} = \frac{1}{16} \rho g H_b^2 C_b \operatorname{sen} 2\alpha_b \quad 7$$

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

$$C_b \cong \sqrt{g h_b} \quad 8$$

y dada la relación del parámetro ( $\gamma_b \sim 0.8$ ) de rotura:

$$h_b = \frac{H_b}{\gamma} \quad 9$$

Otra expresión para  $P_{ls}$  es:

$$P_{ls} = \frac{1}{16} \rho g^{3/2} \gamma_b^{-1/2} H_b^{5/2} \text{sen} 2\alpha_b \quad 10$$

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

$$I_l = K_1 P_{ls} = K_1 (E C_n)_b \text{sen} \alpha_b \text{cos} \alpha_b \quad 11$$

Donde  $K_1$ , según Komar (1970) y Komar (1982), es una constante  $K_1 = 0.77$  si se utiliza la altura de ola media cuadrática y  $K_1 = 0.39$ , si se emplea la altura de ola significativa.

Existe una gran cantidad de expresiones para  $K_1$  en función del tamaño del sedimento ( $D_{50}$ ): Valle, Medina y Losada et al (1993), Dean et al (1982), Bruno (1980) y otras relaciones que incluyen la pendiente y altura de ola, Kamphuis et al (1982, 1986).

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

$$I_1 = (\rho_s - \rho) g \lambda Q_s \quad 12$$

donde:

$\rho_s$	=	densidad de la arena
$\rho$	=	densidad del agua
$g$	=	aceleración de la gravedad
$\lambda$	=	la porosidad o índice de huecos de arena ( $\lambda \sim 0.6$ )

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

$$Q = \frac{K_1}{\rho_s - \rho} (E C_g)_b \sin \alpha_b \cos \alpha_b$$

13

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

El Shore Protection Manual (SPM) (1984) del CERC, presenta cuatro métodos equivalentes para calcular la ecu. (13), dependiendo de como se exprese  $P_{is}$ , ya sea en aguas indefinidas.

#### 4.3.2.2 Balance sedimentológico de una playa

El balance sedimentológico de una playa consiste en la cuantificación detallada de materiales provenientes de diferentes fuentes de sedimentos, y de pérdidas de esos mismos materiales dentro de una unidad fisiográfica. El método es de gran importancia como ayuda en el esclarecimiento de los procesos sedimentológicos que están en juego en el sector de la playa bajo estudio, y puede indirectamente utilizarse para estimar las tasas de transporte litoral.

Las diferentes fuentes y sumideros de sedimento dentro de una unidad fisiográfica puede clasificarse generalmente en cuatro clases, de la siguiente forma:

$Q_i^+$	=	fuente puntual
$Q_i^-$	=	sumidero puntual
$q_i^+$	=	fuentes lineal
$q_i^-$	=	sumidero lineal

en el caso de fuentes o sumideros lineales, la producción o pérdida de sedimentos se expresa por unidad de longitud y el volumen total será la tasa lineal multiplicada por la longitud  $b_i$  de la fuente o sumidero. La tabla 4.2 muestra algunas de las fuentes y sumideros más importantes en la costa según la referencia (1).

Tabla 4.2 Fuentes y sumideros de sedimento en costa

LOCALIZACIÓN	PLATAFORMA SUBMARINA	INTERIOR DE LA COSTA	ZONA LITORAL
TIPO			
Fuente puntual	Barras puntuales o islas	Ríos	Abastecimiento puntual artificial
Sumidero puntual	Cañón submarino	Entrada costera	Dragado
Fuente lineal	Transporte litoral normal a la playa	Erosión de bermas y acantilados	Erosión de la playa, producción de CaCO <sub>3</sub>
Sumidero lineal	Transporte litoral normal a la playa	Lavado de arena hacia el interior, formación de dunas	Almacenamiento en la playa, pérdida de CaCO <sub>3</sub>

La ecuación fundamental del balance es:

$$\sum Q_i^+ - \sum Q_i^- + \sum b_i q_i^+ - \sum b_i q_i^- = 0$$

13

Las principales fuentes y sumideros de sedimentos en la costa se puede diferenciar resumidamente así:

1. Fuentes:

a) *Ríos:*

En muchas costas del mundo, los ríos constituyen una de las principales fuentes de arena para la formación de playas. Esto sucede típicamente en la costa pacífica de los Estados Unidos y en la costa atlántica colombiana. En muchas otras zonas, los ríos descargan al mar grandes cantidades de sedimento pero predominantemente en los tamaños de limos y arcillas y por esta razón no pueden considerarse como fuente primordial. Esto sucede por ejemplo en el litoral atlántico norteamericano y en la costa del Golfo de México. En estas áreas, otras fuentes de sedimento son más importantes en la formación de playas. La contribución de sedimentos a la

playa por los ríos pueden estimarse con relativa facilidad por métodos de ingeniería fluvial.

b) *Erosión de bermas y acantilados:*

Las arenas provenientes de erosión de la costa son en muchos casos la fuente más importante de materiales para una playa. Esta fuente es en general tan importante como la anterior pero usualmente predomina en costas con escaso o nulo transporte de arenas fluviales. La mejor forma de estimar los volúmenes producidos por esta fuente es por medio de levantamientos topográficos o restituciones fotográficas repetitivas del sector de costa bajo estudio. Puede alcanzar normalmente valores entre 1 y 4  $Yd^3$ /pie/año.

c) *Transporte normal a la playa:*

Este tipo de aporte es en general de pequeña importancia en cuanto a volumen neto transportado, pero puede causar drásticos cambios en el perfil de una playa de acuerdo con la estación del año, debe ser estimado en muchos casos cuando se van a construir estructuras en la playa. La forma normal de estimación consiste en sacar perfiles de la playa durante distintas épocas del año y cubicar. Aún cuando esta fuente es usualmente lineal, algunas islas o zonas localizadas de escasa profundidad actúan muchas veces como fuentes puntuales.

d) *Transporte debido al viento:*

Esta es otra fuente ocasionalmente importante, pero que usualmente no presenta una magnitud significativa. Es particularmente difícil de estimar y muchas veces debe ser calculada indirectamente.

e) *Producción de carbonato de calcio:*

Es causada por la precipitación de carbonato de calcio disuelto en el agua del mar prácticamente en concentraciones de saturación, o por la presencia de organismos como corales, algas coralinas y conchas.

La cuantificación de esta fuente es también difícil pero podría realizarse indirectamente por comparación con las fuentes de arena de cuarzo, conociendo la participación relativa de cuarzo y carbonatos en la composición de los materiales de la playa. El valor de 0.25  $Yd^3$ /pie/año es según la CERC (1984) un límite superior razonable para climas subtropicales.



f) *Abastecimiento artificial de arena a la playa:*

En algunos casos, las obras de control de playas requieren en algunos sitios la colocación de volúmenes de arena de abastecimiento artificial. En estos casos se debe cuantificar este tipo de fuente e incluirlo en el balance.

2. Sumideros:

a) *Lagunas y entradas:*

Estas formaciones serán estudiadas más adelante, se anticipa sin embargo que muchas lagunas y entradas son verdaderos depósitos de sedimentos por lo menos en algunas épocas del año y constituyen una pérdida de sedimento digna de ser evaluada, bien por levantamientos topográficos y batimétricos ó por modelación matemática. Donde estos fenómenos son importantes puede significar pérdidas entre un 5 y un 25% del transporte total  $Q_T$ .

b) *Lavado de arena hacia el interior:*

Ocurre generalmente en el caso de islas de barrera muy bajas, cuando existen olas capaces de sobrepasar la barrera. Nuevamente, este tipo de pérdida debe ser evaluado por medición directa a través de topografía, batimetría y/o restitución fotográfica. Ocasionalmente, cuando se presenta oleaje intenso en la laguna, este fenómeno puede actuar de modo contrario y convertirse en fuente del transporte litoral. Usualmente representa menos de  $1 Y_a^3/\text{pie}/\text{año}$  de pérdida.

c) *Almacenamiento en playas y dunas:*

Este tipo de pérdidas puede producirse estacionalmente y a veces el almacenamiento puede prolongarse por varios años dependiendo de la frecuencia de ocurrencia de tormentas fuertes. En este caso no solamente el oleaje, sino también el viento juegan un papel preponderante en el movimiento de la arena.

d) *Movimiento de arena normal a la playa:*

La zona de la plataforma submarina constituye una fuente-sumidero de naturaleza generalmente lineal, cuyo signo varía con la estación del año como ya se ha indicado. Los fenómenos que dan origen al flujo de arena hacia altamar, fuera de los oleajes de alta "pendiente de la ola", son las corrientes de resaca, los flujos concentrados en desembocaduras de ríos y en entradas costeras etc. El cálculo de estos volúmenes solo puede ser determinado mediante levantamientos batimétricos.

e) *Cañones submarinos:*

Son uno de los sumideros puntuales más comúnmente mencionados, pero menos conocidos en el mundo. Las pérdidas en este caso deben ser estimadas indirectamente por medición de la carga sedimentológica antes y después de la entrada del cañón. Los sedimentos perdidos en cañones submarinos son irrecuperables para la playa. Donde existen, pueden causar pérdidas hasta un 80% del valor de  $Q_T$ .

f) *Pérdidas causadas por el viento:*

Las más importantes son causadas por migración de dunas en la zona vecina a la costa. Son pérdidas difíciles de medir y solo ocasionalmente pueden resultar importantes. Generalmente son menores de  $2 Y_d^3 / \text{pie} / \text{año}$  pero en alguna ocasión pueden alcanzar hasta  $10 Y_d^3 / \text{pie} / \text{año}$ .

g) *Pérdidas de carbonatos:*

Ocurren por abrasión y solución y son nuevamente muy difíciles de estimar. No hay evidencia suficiente que pruebe que sean pérdidas substanciales desde el punto de vista de ingeniería.

h) *Dragados y minería de arenas:*

Ocurre en áreas donde hay limpieza de canales de navegación, operaciones de by-pass o minería de arena. En casos donde estas pérdidas son importantes se debe hacer lo posible por cuantificarlas y medir sus efectos colaterales, como son el almacenamiento temporal de arenas y la refracción de olas en los socavones dejados por la operación de las dragas.

i) *Procesos convectivos:*

Son aquellos que pueden causar abastecimiento o pérdida de materiales, el más importante es la corriente litoral que mueve sedimentos en ambas direcciones de la costa y que según la magnitud del transporte en cada dirección puede causar pérdida neta, ganancia neta o efecto neutro; las corrientes de marea en estuarios y entradas costeras, y la acción del viento.

### 4.3.3 Bibliografía

Beach Erosion Board, (1950). *Munch-Peterson's littoral drift formula*. Bull. U.S. Army Corps of Eng., Beach Erosion Board, 4: 1-31. (Redraft of speech given in 1938).

Bowen, A.J., (1969a). *The generation of longshore currents on a glacial beach*. J. Marine Res. Vol. 27, pp. 206-215

Bowen, A.T. and Inman D.L. (1969b). *Rip currents, 2: Laboratory and field observations*. Jour. of Geophys. Res., Vol. 74, pp. 5479-5490

Bowen, A.J., (1969). *Rip currents. 1 Theoretical investigations*. J. of Geophys. Res., Vol. 74, nº 23, pp. 5467-5478

Bowen, A.J. and Inman, D.L., (1972). *Nearshore mixing due to waves and wave-induced currents*. ICES Symp. on Phys. Processes Responsible for Dispersion of Pollutants in the sea A., Denmark, pp. 6-12

Bruno, R.O., R.G. Dean, and C.G. Gable, (1980). *Longshore transport evaluation at a detached breakwater*. Proc. Int. Conf. Coastal Engineering, pp. 1452-1475

Caldwell, J.M., (1966). *Coastal processes and beach erosion*. Journal of the Boston Society of Eng., Vol. 53, No. 2

Dalrymple, R.A., (1975). *A mechanism for rip current generation on an open coast*. J. Geophys. Res. Vol. 80, pp. 3485-3487

Dalrymple, R.A., (1978). *Rip currents and their genesis*. Summaries 16th Coastal Eng. Conf., Paper nº. 140

Das, M.M., (1971). *Longshore sediment transport rates: a compilation of data*. MP-1-71, U.S. Army Corps of Eng., CERC, Washington, D.C.

- Das, M.M., (1972). *Suspended sediment and longshore sediment transport data review*. Memorias 13. Conferencia de Ingeniería de Costas, Vancouver, Canadá
- Dean, R.G. et al., (1982). *Longshore transport determined by an efficient trap*. Proc. Int. Cont. Coastal Eng., pp. 954-958
- Dorrestein, (1961). App. Sci. Res. 10/1961. pp. 384-392
- Eaton, R.O., (1951). *Littoral processes on sandy coasts*. Proc. 1st Conf. on Coast. Eng., pp.140-54.
- Grant, W.D. and O.S. Madsen, (1979). *Combined wave and current interaction with a rough bottom*. J. Geophys. Res., Vol. 84. Pp. 1797-1808
- Harris, T.F.W., (1967). *Field and model studies of the nearshore circulation*. Ph D Thesis Un4. Of Natal, Durban South Africa, 188 pp.
- Hasimoto, H. and Uda, T., (1974). *Numerical calculations of nearshore currents and their applications*. Proc. 21th Japanese Conf. on Coastal Eng. JSCE, pp. 115-119 (in Japanese)
- Hino, M., (1973). *Theory of generation of rip currents, Part III. A simplified theory*. Proc. 20th Japanese Conf. on Coastal Eng. JSCE, pp. 339-343 (in Japanese)
- Hino, M. (1974). *Theory on formation of rip current and cuspidal coast*. Proc. 14th Coastal Eng. Conf. ASCE, pp. 901-919
- Horikawa, K. (1988). *Nearshore dynamics and coastal processes*. Un4. of Tokio Press.
- Inman, D.L., and R.A. Bagnold (1963). *Littoral processes*. In *The sea*, ed. M. N. Hill, 3: 529-33. Interscience, New York
- Iwata, N., (1976). *Rip current spacing*. J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 31, nº 1, pp. 1-10
- Izumiya, T. and K., Horikawa, (1984). *Wave energy equation applicable in end outside the surf zone*. Coastal Engineering in Japan, Vol. 27, pp. 119-137
- Jonsson, I.G., (1966). *Wave boundary layer and friction factors*. Proc. 10th Coastal Eng. Conf., ASCE, pp. 127-148
- Kamphius, J.W. and O.F.S.J. Sayao, 1982. *Model tests on littoral sand transport rate*. Proc. Int. Conf. Coastal Engineering, pp. 1304-1325

- Kamphius, J.W. et al, (1986). *Calculation of on littoral sand transport rate*. Coastal Engi. Vol. 10, pp. 1-21
- Komar, P.D., (1969). *The longshore transport of sand on beaches*. Unpublished Ph.D. Thesis, Un4. of California, San Diego, California
- Komar, P.D., and D.L. Inman (1970). *Longshore sand transport on beaches*. J. Geophys. Res., 75, no. 30: 5914-27
- Komar, P.D., (1971). *The mechanics of sand transport on beaches*. Journal of Geophys. Res., Vol. 76, No. 3
- Komar, P.D. (1975b). *On the comparison between the threshold of sediment motion under waves and unidirectional currents with a discussion of the practical evaluation of the threshold*. J.Sediment. Petro., 45: 362-67
- Komar, P.D., (1982). *Environmental controls on littoral sand transport*. Proc. Int. Conf. Coastal Engi., pp. 1238-1252
- Le Blond, P.H. and Tang, C.L., (1974). *On energy coupling between waves and rip currents*. J. Geophys. Res., Vol. 79, pp. 811-816
- Liu P.L.F. and Mei C., (1974). *Effects of breakwater on nearshore currents due to breaking waves*. MIT Ralph M. Parsons Lab. Rep. N. 192, 265 pp.
- Longuet-Higgins, M.S., (1970). *Longshore currents generated by obliquely incident sea waves, 1, 2*. Jour. of Geophys. Res., Vol. 75, pp. 6778-89
- Maruyena, K. and Horikawa, K., (1977). *Generation of rip currents in a laboratory basin*. Coastal Eng. in Japan. Vol. 20, pp. 129-145
- Miller, C. and Barcelon. A, (1978). *Hydrodynamic instability in the surf zone as a mechanism for the formation of horizontal gyres*. J. Geophys. Res., Vol. 83, pp. 92-114
- Mizuguchi, M., (1976). *Eigenvalue problems for rip current spacing*, Trans. Japan Soc. Civil Eng., Vol. 248, pp. 83-88 (in Japanese)
- Nishimora, H. (1982). *Numerical simulation of the nearshore circulation*. Proc. of 29th Japanese Conf. on Coastal Eng., ISCE, pp. 333-337 (in Japanese).

- Noda, E.K., (1972). *Rip currents*. Proc. 13th Coastal Eng. Conf. ASCE, pp.301-328
- Sonu, C.J. (1972). *Field observation of nearshore circulation and mean dering currents*. J. of Geophys. Res. Vol. 77, pp. 3232-3247
- Sasaki, T., 1974. *Field investigation of nearshore currents on a gently sloping bottom*. Coastal Eng. in Japan, Vol. 18, pp. 123-142
- Sasaki, T., (1978). *Predictive model of nearshore currents*. Proc. 25th Japanese Conf. On Coastal Eng. JSCE
- Tanaka, H., and Shuto, N., (1981). *Friction coeficient for a wave-current coexistent system*. Coastal Eng. In Japan, Vol. 24, pp. 105-128
- Thorton, E.B., (1969). *Longshore current and sediment transport*. TR-5, Dept. of Coastal and Oceanograp. Engineering, Un4. of Florida
- Thorton, E.B., (1970). *Variation of longshore current across the surf zone*. Proc. 12th Coastal Eng. Conf. ASCE, pp. 291-308
- Tzumiya, I. and Horikawa, Y., (1984). *Wave energy equation applicable in and outside the surfzone*. Coastal Eng. in Japan, Vol. 27, pp. 119-137
- U.S. Army Coastal Engineering Research Center. Shore Protection Manual. Segunda edición 1984. U.S. Government Printing Office, Washington D.C. 20402. Manual CERC
- Valle, R., R. Medina and M. Losada, (1993). *Dependence of coefficient K on grain size*. Journal of waterway, Coastal and Ocean Engin., Vol. 119, no. 5, pp. 568-573
- Van Dorn, W.C., (1953). *Wind stress on an artificial Pond*. J. Mar. Res., Vol. 12



## Capítulo 5. PROCESOS LITORALES EN RÍAS Y ESTUARIOS

### 5.1 INTRODUCCIÓN

Los estuarios han sido utilizados como puertos naturales desde los albores de la navegación, debido al abrigo que ofrecen frente a la acción del oleaje. Por este motivo, la mayor parte de los grandes puertos, tanto a nivel nacional como internacional se ubican en estos ámbitos marinos. Estos emplazamientos no están ausentes de problemas, siendo uno de los más importantes los relacionados con la sedimentación en los muelles y canales de navegación. Nótese, que el problema es, teóricamente, un "mal menor" de la ubicación del puerto, puesto que la ubicación en el interior de los estuarios se realiza porque la acción de los oleajes y las corrientes son débiles y es precisamente esta ausencia de dinámicas la que origina la sedimentación. En la práctica, y fundamentalmente debido a la necesidad de aumentar calados en los puertos por el crecimiento de los barcos, este supuesto "mal menor" se ha convertido, en la enfermedad mortal de algunos puertos.

Por otro lado las desembocaduras son, sin lugar a duda, los ambientes marinos con dinámica sedimentaria más activa. Este hecho es debido a que en las desembocaduras coexisten oleaje, corrientes de marea y abundantes depósitos de arena. Además, la variación del nivel del mar originada por el ciclo de mareas, da lugar a la aparición e inundación de bajos que provocan la rotura intermitente del oleaje y a un interminable cambio en la dirección e intensidad de la corriente mareal.

Esta enorme variabilidad en las dinámicas actuantes tiene su fiel reflejo en la dinámica sedimentaria de las desembocaduras dando lugar a un constante trasiego de sedimentos.

Vamos, en primera instancia, a conocer los distintos elementos morfológicos que existen en una desembocadura, así como los detalles de la dinámica sedimentaria de las mismas. Posteriormente desarrollaremos diversos aspectos de la dinámica sedimentaria de la parte interior de los estuarios.

## 5.2 ELEMENTOS MORFOLÓGICOS DE UNA DESEMBOCADURA

Las desembocaduras de sistemas fluviales, en su forma natural, generalmente se encuentran formadas por una o más aperturas, a través de las cuales fluye la marea y el caudal de un río. Normalmente, la desembocadura se encuentra flanqueada por una barra o saliente sedimentaria, que en algunos casos puede formar un cordón litoral, o sistema de dunas, de cierta importancia. Típicamente, este cordón litoral forma una playa a cada lado de la desembocadura, que termina en un puntal característico.

En la figura 5.1 se presenta una fotografía aérea de la desembocadura del río Pas, en Cantabria, del año 1976. Se ha elegido esta imagen como ejemplo, ya que su configuración correspondía a una situación de equilibrio natural, fundamentalmente debido a las escasas actuaciones a lo largo del estuario. En dicha fotografía, se indican los distintos elementos morfológicos que conforman la desembocadura.



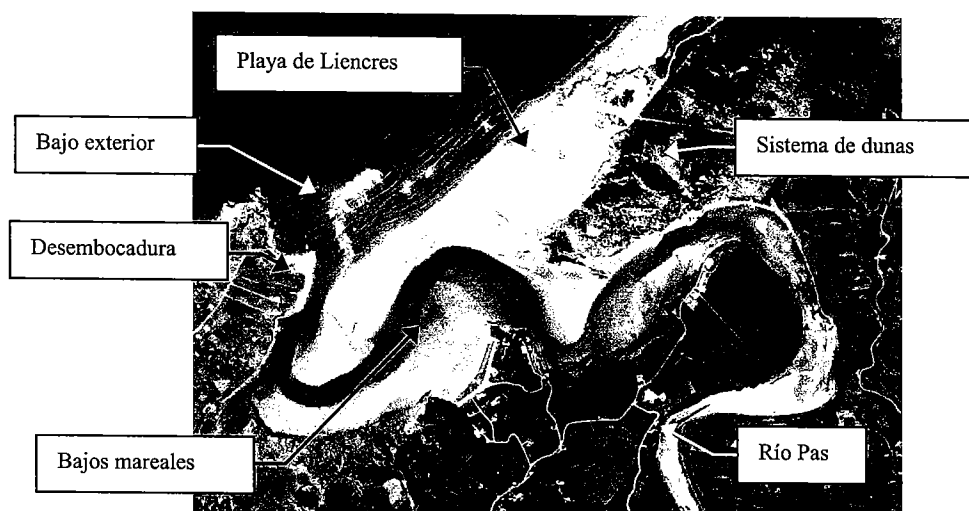


Figura 5.1 Elementos morfológicos de la desembocadura del río Pas.

En la figura 5.2 se presenta otra desembocadura, a la que se le han construido dos espigones de encauzamiento. Se observan, los cordones litorales a cada lado de la entrada, así como parte del estuario, parcialmente urbanizado. En la fotografía, también se indican los distintos elementos morfológicos de la desembocadura.

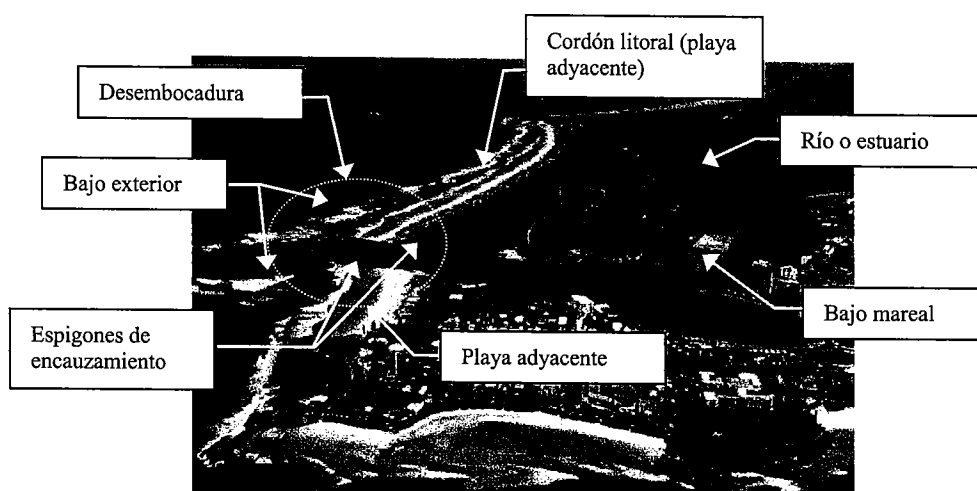


Figura 5.2. Elementos morfológicos de una desembocadura con espigones de encauzamiento.

Es interesante resaltar que todas las desembocaduras presentan una configuración con elementos morfológicos característicos similares. Estas características morfológicas, cuyo origen será explicado posteriormente, son: 1) La boca de la desembocadura siempre se ubica en la zona de menor oleaje, y presenta una sección asimétrica en forma de V. Esta asimetría es tanto más acusada cuanto mayor es el gradiente de altura de ola que incide en la sección de la boca. 2) Los bajos exteriores son, en general, tres: Dos laterales y uno central también denominado barra. 3) En el caso de las desembocaduras que se ubican al abrigo de un cabo o dique, los dos bajos laterales quedan reducidos a un solo bajo lateral

### 5.3 DINÁMICA SEDIMENTARIA DE UNA DESEMBOCADURA

La sección transversal natural, o de equilibrio, de la desembocadura es el resultado del balance entre el aporte sedimentario y las corrientes (o bien, el prisma de marea), entre otros factores. Cada uno de los mecanismos que intervienen es producto de las características hidrodinámicas y sedimentarias propias de cada desembocadura. Básicamente, se puede hablar de tres dinámicas que, por su importancia, son las que se observan en la mayoría de los casos: la marea, el oleaje y el río.

Escoffier, 1940, fue uno de los primeros investigadores que intentó comprender y relacionar los factores que controlan la configuración de la desembocadura. Su planteamiento original describe la sección de equilibrio de una desembocadura, como el resultado de la velocidad en la desembocadura y la capacidad de transporte de la corriente. De esta forma, si la corriente aumenta por encima de cierto umbral, el sedimento será transportado fuera de la desembocadura, aumentando su sección. Si la velocidad es pequeña, la corriente no será capaz de transportar el sedimento y éste se depositará, reduciendo la sección.

En la realidad, la desembocadura se encuentra sujeta continuamente a la acción combinada de las distintas dinámicas. Por un lado, la marea transporta sedimento hacia el mar y hacia el interior del estuario. El río, por su parte, no sólo transporta sedimento hacia el mar, sino que introduce nuevo material al sistema. El oleaje, aporta sedimento de la playa adyacente, gracias al transporte longitudinal producido por la incidencia oblicua y la variación transversal de la altura de ola. A toda esta secuencia, se le añade la complejidad de la interacción que existe entre cada una de las dinámicas. Por ejemplo, la corriente del río y la vaciante de la marea, modifican la propagación del oleaje, reduciendo su celeridad o provocando su rotura. En la figura 5.3 se presenta, esquemáticamente, las distintas componentes sedimentarias en la desembocadura.

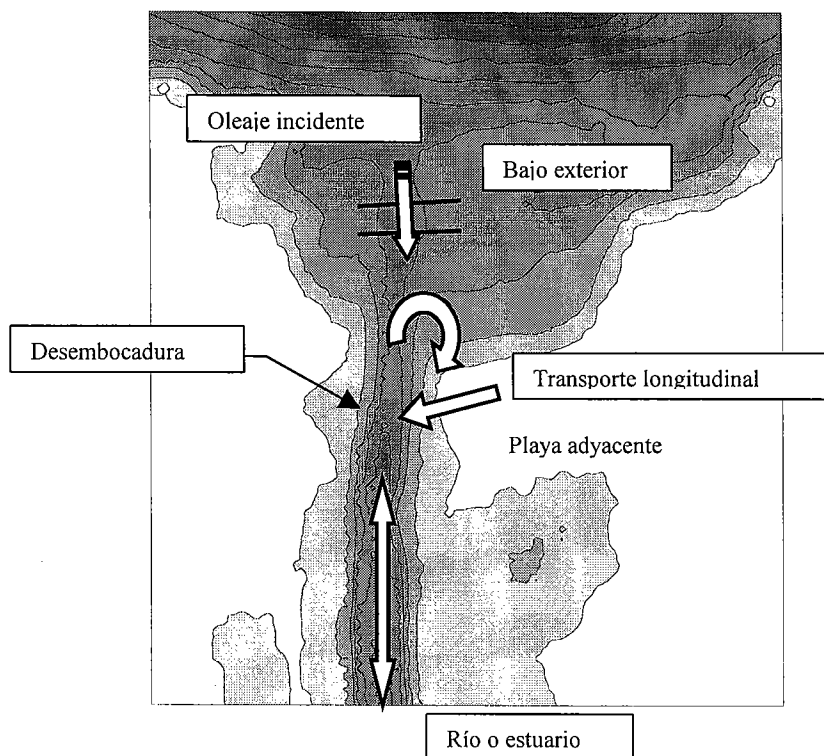


Figura 5.3. Elementos sedimentarios de la desembocadura.

Como resultado, la morfología de la desembocadura cambia continuamente, de acuerdo a la variabilidad de las dinámicas que en ella actúan. La marea, por ejemplo, actúa de forma periódica dos veces al día, aunque la intensidad de las corrientes fluctúa con periodos quincenales, semestrales y hasta perianuales. Por otro lado, el oleaje presenta una periodicidad de varios segundos, aunque su magnitud depende de factores relacionados con la configuración propia del sitio y su generación depende de perturbaciones atmosféricas y, en consecuencia, tiene un carácter aleatorio.

A pesar de todo esto, es bien sabido que, a largo plazo, la desembocadura presenta una configuración media relativamente estable, debido a que el efecto de cada dinámica se ve, a la larga, compensado por las demás acciones. El resultado es una desembocadura cuya sección se encuentra en equilibrio dinámico.



De esta forma, se definen dos escalas temporales para la variabilidad morfológica de la desembocadura, la variabilidad a corto plazo (días o semanas), controlada por la escala temporal del oleaje, la marea o el río, y la variabilidad a largo plazo (semestres, años), controlada por la tendencia evolutiva hacia el equilibrio de la desembocadura. El estudio de dicha tendencia ha producido una serie de relaciones empíricas entre la geometría del estuario y la hidrodinámica, encontrándose, por ejemplo, una relación entre el volumen de agua que entra o sale del estuario a lo largo de un ciclo de marea (prisma de marea) con la geometría de la desembocadura (O'Brien, 1930; Bruun, 1966), o una correspondencia entre las dimensiones de las marismas respecto al área total del estuario (Eysink, 1990). Otro ejemplo es un estudio que vincula el volumen y forma del bajo exterior con el oleaje incidente (Hicks & Hume, 1996).

Si la configuración media de la desembocadura, o condición de equilibrio, es resultado de la suma de las acciones presentes, cualquier actuación o modificación que se realice en ellas, producirá un cambio en la tendencia al equilibrio.

#### 5.4 TENDENCIA MORFOLÓGICA AL EQUILIBRIO: EVOLUCIÓN A LARGO PLAZO

La evolución a largo plazo se basa en la hipótesis de que la desembocadura, y todos los elementos morfológicos del estuario, tenderá a una condición de equilibrio conocida de antemano. La estabilidad dinámica, con una morfología media, es una característica de las desembocaduras que se ha constatado en estuarios de todo el mundo. En dichas desembocaduras, se ha observado que si la sección ha sido alterada, ésta recuperará su configuración original (Van Dongeren, 1992).

El problema consiste en determinar el tiempo y la forma en que la desembocadura tenderá a dicho equilibrio. Otro aspecto interesante de la evolución morfológica es la sensibilidad de la tendencia morfológica a la variabilidad de los procesos sedimentarios que en ella se llevan a cabo, ya que, como se ha mencionado con anterioridad, la evolución a largo plazo se encuentra dominada por una serie de procesos cuya incidencia es fundamentalmente aleatoria.

El estudio de la evolución morfológica es relativamente reciente, y ya se han publicado distintas formas de abordarlo, según las necesidades y características propias de cada desembocadura (de Vriend et al, 1994; Karsen, 1994; Van de Kreeke, 1996; Schuttelaars, 1997). Lomónaco et al, 1998, desarrollaron un modelo de evolución para el Norte de España, que se ha aplicado en la desembocadura de la ría de Navia (GIOC, 1997 y Medina et al, 1998). A continuación, se detallan los elementos más relevantes del modelo.



Básicamente, existen tres formas para modelar la morfología de una desembocadura a largo plazo:

1. Se calculan los procesos sedimentarios en función de la dinámica presente, y se integran los resultados sobre una escala temporal mayor. Este procedimiento se conoce como de escalas agregadas, y puede emplearse únicamente cuando los procesos que se modelan se encuentran dominados por un comportamiento lineal.
2. Se emplean relaciones empíricas que relacionan la morfología con algunos parámetros representativos del estuario.
3. Se emplea un modelo híbrido de los dos anteriores (Van de Kreeke, 1996).

Para el estudio de las desembocaduras en el litoral español, se ha desarrollado un modelo híbrido. Siguiendo el trabajo de “de Vriend, et al, 1994, el modelo propuesto se basa en la hipótesis de que el sistema, representado por los elementos morfológicos de la desembocadura (figura 5.4), tenderá hacia el equilibrio, como consecuencia de una actuación que haya modificado la situación original (obras de dragado, construcción de los espigones de encauzamiento, relleno de las áreas inundables del estuario, etc.).

El modelo describe la transición de la desembocadura desde la situación inicial, hacia el equilibrio. Para ello, emplea la morfodinámica de la desembocadura y de los elementos adyacentes, así como relaciones empíricas entre los distintos elementos morfológicos. En particular, el transporte longitudinal y transversal, producto de la acción del oleaje, puede calcularse empleando un modelo basado en la hidrodinámica, mientras que el aporte sedimentario del estuario (Lomónaco, 1999; Aubrey & Speer, 1985) y la condición de equilibrio de la desembocadura (O'Brien, 1930), se calculan empleando un modelo empírico.

Básicamente, el modelo de evolución realiza un balance sedimentario en la desembocadura, a través del volumen de material que se deposita o se erosiona. Para ello, se ha supuesto que el volumen de erosión sea inversamente proporcional al grado de inestabilidad de la desembocadura, es decir, cuanto más cerca esté la desembocadura al equilibrio, mayor será la cantidad de sedimento que se exporta a las unidades morfológicas adyacentes.

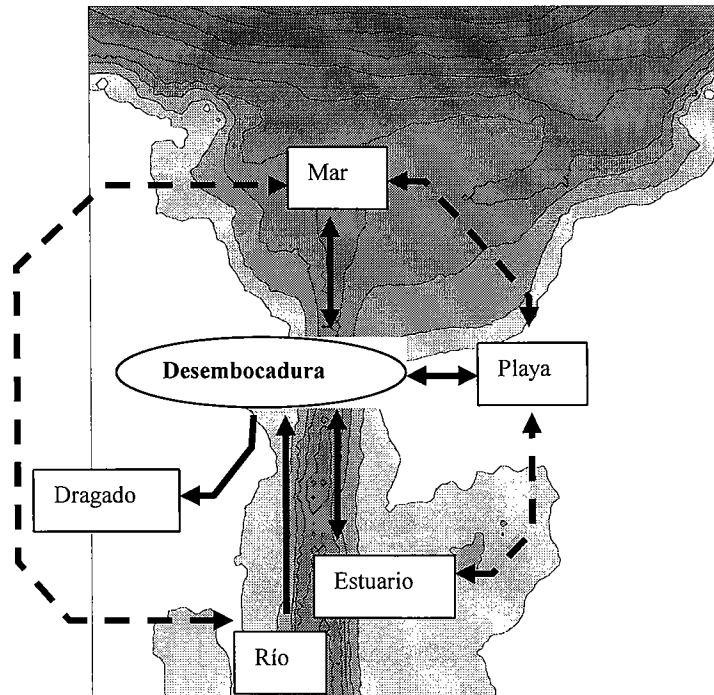


Figura 5.4. Elementos morfológicos de una desembocadura para el modelo de evolución a largo plazo.

En una escala temporal de largo plazo, correspondiente a la evolución de la desembocadura, la desembocadura distribuye el volumen de sedimento que recibe, depositándolo en el fondo, con lo que parte se verá afectado por el oleaje y las corrientes, siendo transportado de nuevo a la playa o al interior del estuario. El volumen de sedimento que permanece es, por lo tanto, una fracción del que se deposita originalmente (GIOC, 1997).

En la figura 5.5, se presenta un esquema de aplicación del modelo, donde se observa la evolución de la profundidad, en la desembocadura de la ría de Navia. El eje horizontal es el tiempo y en el vertical se representa la profundidad mínima. Para  $t=0$ , la desembocadura tiene una profundidad  $b_0=6.5\text{ m}$ , resultado de un dragado. Conforme transcurre el tiempo, la profundidad disminuye y tiende suavemente a la profundidad de equilibrio,  $b_f=1.1\text{ m}$ . Nótese cómo, al inicio, la tasa de variación de la profundidad es mayor debido a que ésta se encuentra lejos de la situación de



equilibrio. En el caso presentado, la profundidad de equilibrio se alcanza al cabo de 40 años, aproximadamente.

El ejemplo de la figura 5.5, corresponde a una desembocadura donde el aporte sedimentario del estuario es relativamente pequeño, mientras que el efecto de la marea es importante, por lo que se mueven grandes cantidades de material, sin tiempo para que lleguen a depositarse, por lo que la evolución hacia el equilibrio es muy lenta. Asimismo, esta desembocadura se encuentra relativamente aislada del efecto de la playa adyacente, gracias a la presencia de un par de espigones de encauzamiento de considerable longitud. Más adelante se estudia con detalle el efecto de los espigones en la evolución de la desembocadura.

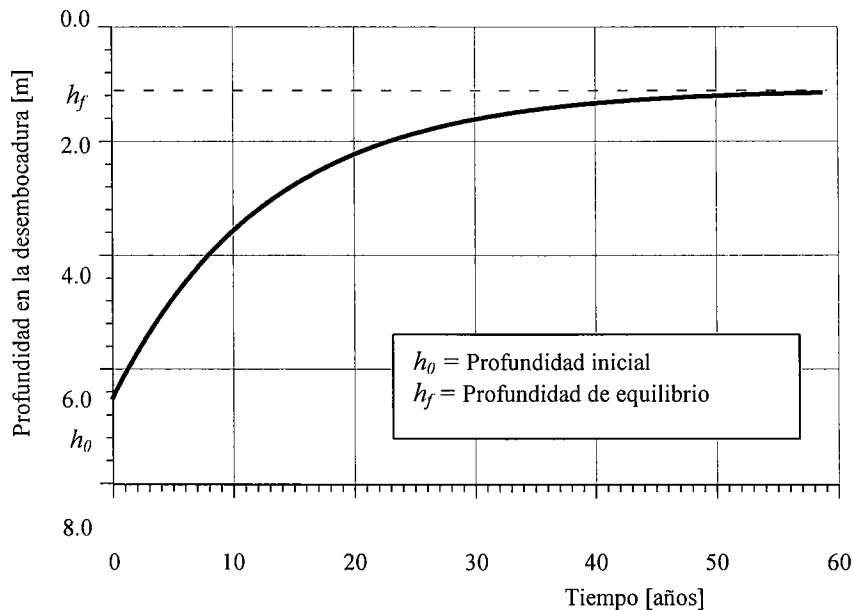


Figura 5.5. Evolución de la profundidad en una desembocadura respecto al tiempo.

Finalmente, es importante resaltar que, en el modelo de evolución a largo plazo, se ha supuesto que los elementos morfológicos contengan suficiente sedimento en todo momento. Resulta evidente que, si se elimina el sedimento del sistema, la desembocadura no evolucionará, manteniendo su configuración, aunque sea de desequilibrio. Un caso así es el Abra del puerto de Bilbao, donde se ha dragado prácticamente la totalidad del sedimento, tal y como lo constatan las 35 actuaciones entre 1975 y 1995, con un volumen total dragado de más de 8,5 Mm<sup>3</sup> (Llorca, 1997).







## 5.5 VARIABILIDAD DE LA TENDENCIA EVOLUTIVA

Los procesos morfológicos de cada unidad sedimentaria tienen un carácter aleatorio, ya que son producto de acciones cuya variabilidad no puede predecirse de antemano. Para tener en cuenta dicha variación de las dinámicas, en el cálculo de la evolución, se considera la distribución de probabilidad de cada proceso, donde quedan incluidos eventos individuales de gran magnitud, tales como un temporal o una avenida. En el caso del temporal, ligado a la incidencia de un oleaje muy energético, éste intentará cerrar la desembocadura, al transportar sedimento, transversalmente, del bajo exterior y, longitudinalmente, de la playa adyacente. En el caso de una avenida, el río arrastrará el material de la desembocadura, debido a los fuertes caudales asociados. En cada caso, el tiempo de evolución se reducirá o aumentará de forma puntual.

En consecuencia, la sucesión de los eventos tendrá un efecto fundamental en la verdadera tendencia al equilibrio. En ocasiones, los eventos extremos pueden ser tan importantes, que pueden modificar radicalmente la configuración de la desembocadura, cerrándola por completo en caso de estuarios pequeños, o rompiendo el cordón litoral formando una nueva desembocadura. En la figura 5.6 se observa una fotografía de la desembocadura del río Pas, después de un temporal. El cordón litoral, conocido como la playa de Liencres, se ve cortado, formando una nueva desembocadura.



Figura 5.6. Desembocadura del río Pas, después de un temporal.



La sensibilidad de la tendencia evolutiva, efecto de la variabilidad de los procesos dinámicos, se encuentra relacionada con el tiempo total de evolución y con la magnitud de dichos eventos. Cuanto más corto sea el tiempo necesario para llegar al equilibrio, más sensible será la desembocadura a los eventos puntuales.

El modelo de evolución a largo plazo, entonces, debe considerar la variabilidad de los eventos, a través de una simulación de Montecarlo. De este modo, se obtiene la tendencia evolutiva media de la desembocadura, junto con las bandas de confianza, definiendo las posibles circunstancias en que se llega a la situación de equilibrio. En la figura 5.7 se presenta la evolución de la profundidad, donde se ha considerado la variabilidad de los procesos. Nótese cómo el tiempo necesario para alcanzar el equilibrio puede fluctuar de forma importante, alrededor de la tendencia media.

#### **Los espigones de encauzamiento de las desembocaduras**

El objetivo fundamental de los espigones de encauzamiento, es el de mantener la operatividad de diseño de la desembocadura, para el acceso al puerto. Por un lado, detiene el aporte de sedimento de la playa adyacente y, por otro, extiende la longitud del cauce, adelantando hacia el mar la posición de la desembocadura, con lo que el depósito de material acarreado por el río se efectúa en una mayor profundidad. Dependiendo de las características de la desembocadura formada, y las propiedades del estuario, el efecto de los espigones es detener o disminuir la influencia de los procesos sedimentarios. En consecuencia, el tiempo de evolución hacia el equilibrio de la desembocadura aumenta. En la figura 5.8 se presenta una comparación entre la evolución morfológica de la profundidad, en una desembocadura con y sin espigones de encauzamiento. Como se observa, los espigones no modifican la condición de equilibrio de la desembocadura, sino que sólo se ralentiza la tendencia evolutiva.

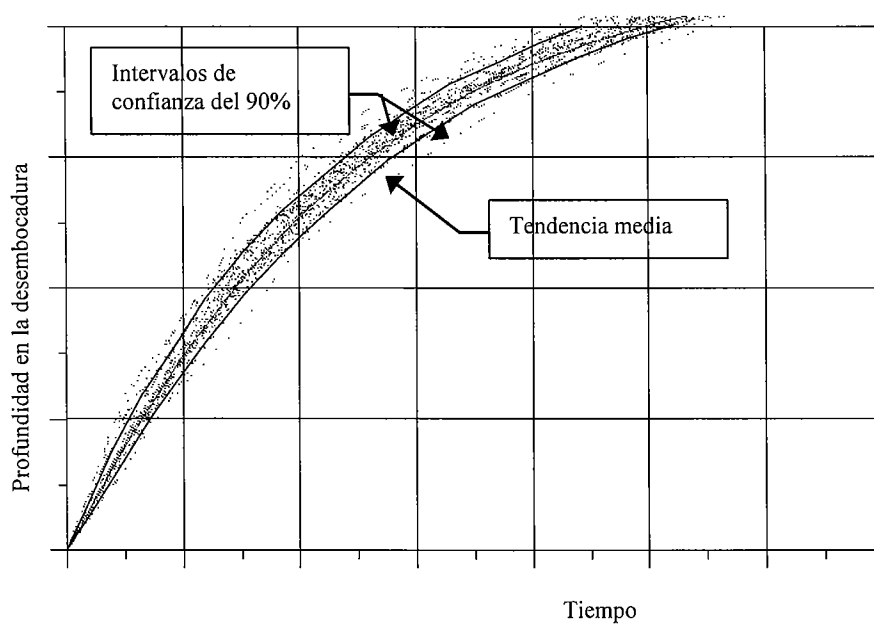


Figura 5.7. Efecto de la variabilidad de los procesos morfológicos en la evolución de la profundidad en una desembocadura.

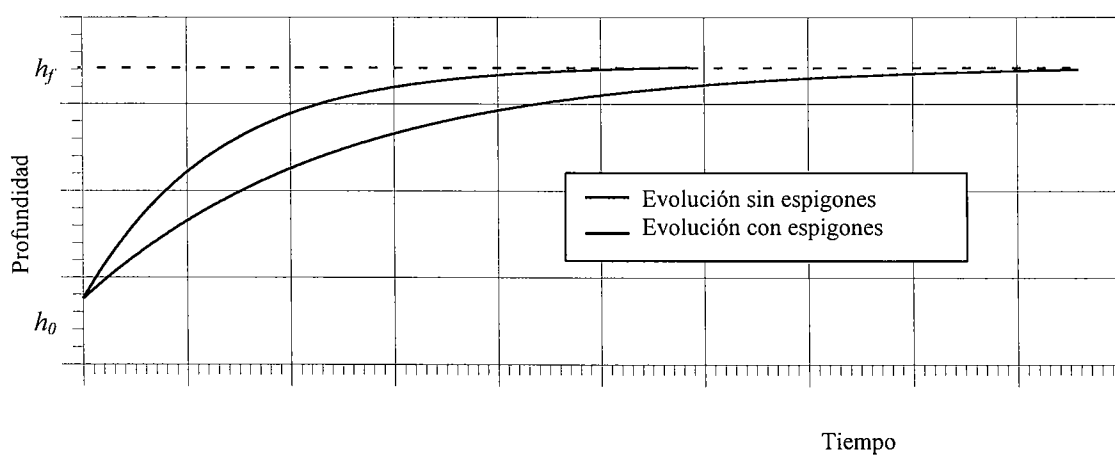


Figura 5.8. Efecto de los espigones de encauzamiento en la evolución de la profundidad de una desembocadura.



En la figura 5.9 se presenta una fotografía de la desembocadura del río Saja-Besaya, en Cantabria. En ella, se construyeron dos espigones de encauzamiento, con la intención de independizar el canal de acceso de las playas adyacentes. En este caso, la anchura del canal de acceso formado por los espigones, no coincide con la sección de equilibrio, observándose la formación de una barra. En este caso, tanto el oleaje como las corrientes de marea ponen en movimiento el sedimento, depositándose éste como continuación de la playa, formando la barra en el interior del canal de acceso. Como ya se había mencionado con anterioridad, la configuración natural de equilibrio de la desembocadura se refiere al área de la sección transversal, aunque en este trabajo se estudia la evolución de la profundidad, ya que es el factor determinante en la operatividad de un puerto.

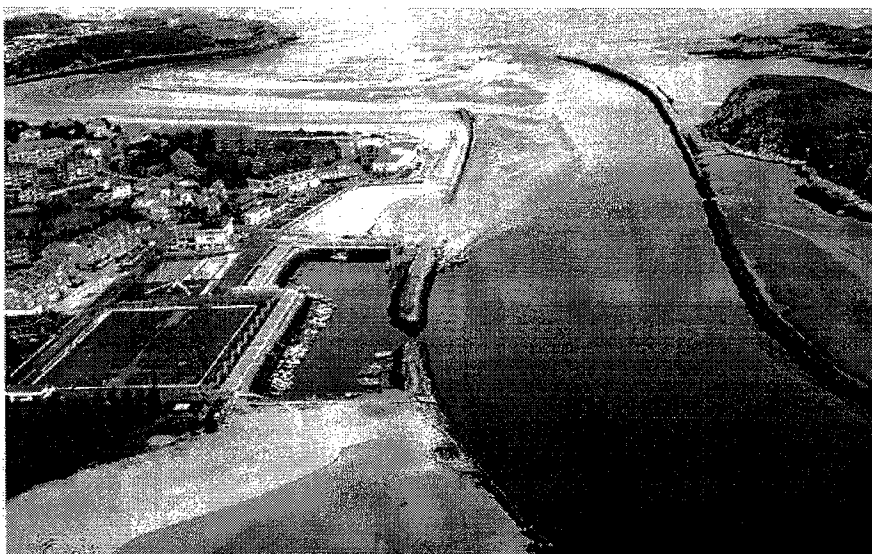


Figura 5.9. Desembocadura del río Saja-Besaya. Espigones de encauzamiento y formación de la desembocadura de equilibrio.

La eficiencia de los espigones de encauzamiento para detener el aporte sedimentario, depende de su longitud, de su impermeabilidad y de su cota de coronación. Sin embargo, el sedimento que no es transportado a la desembocadura se verá atrapado en la playa, con lo que en la costa se observará un adelantamiento, hasta que la playa encuentre su forma en planta de equilibrio. En algunos casos, dicho adelantamiento puede producir que el aporte sedimentario a la desembocadura recupere su magnitud original. En otros casos, cuando se interrumpe el transporte longitudinal de la playa, el adelantamiento de la línea de costa en una margen, se ve

compensada por un retroceso importante de la costa en la margen opuesta. Todos estos factores intervienen en la definición de la solución óptima para la desembocadura, desde el punto de vista operativo, económico o de gestión de la zona costera.

## 5.6 DINÁMICA SEDIMENTARIA DE LAS ZONAS INTERIORES DEL ESTUARIO

La aparente "no respuesta" de los estuarios ante alteraciones sustanciales de la geometría del mismo (rellenos, desecaciones, dragados,...) ha llevado a la creencia errónea de que se podía actuar en los mismos sin apenas "efectos negativos". Muy al contrario, los estuarios presentan una morfología de equilibrio que si es modificada, conlleva una respuesta del sistema tendente a buscar una nueva situación de equilibrio, que será o no la previa en función de los cambios que hayan acontecido en la geometría.

Estos cambios son, dada la escasa magnitud de las dinámicas actuantes, extremadamente lentos pudiendo ser del orden de décadas y dan lugar a que el observador no experimentado no encuentre relación causa-efecto.

Al igual que ocurría en las desembocaduras se han encontrado relaciones empíricas entre la morfología de los estuarios y algunos parámetros del mismo. Así, por ejemplo:

- El área de los bajos mareales interiores (marismas) es función del área total del estuario, (Renger y Partensky, 1974).
- El volumen de agua de los canales de un estuario por debajo del nivel medio del mar es función del prisma de marea, (Eysink, 1990).

Estas relaciones empíricas pueden explicarse, (Van Dongeren y De Vriend, 1994), de acuerdo con el siguiente esquema de funcionamiento: El reducido calado de los estuarios provoca una distorsión en la propagación de la onda de marea que da lugar a una asimetría en la curva de velocidades de llenante-vaciante. Esta asimetría genera una tendencia de "llenado de sedimentos" que origina la progresiva colmatación del estuario. Esta colmatación da lugar a la aparición de bajos y zonas intermareales que provoca una nueva deformación en la onda de marea en sentido opuesto al anterior. De este modo, se llega a un "equilibrio" de modo tal que si se aumenta la dimensión de los bajos y marismas éstos son erosionados y si la dimensión no es suficiente, acumularán material. Una vez fijada la dimensión de los bajos, queda así mismo establecida la de los canales.

Con base en este esquema de funcionamiento se han desarrollado diversos modelos de evolución a largo plazo de estuarios; por ejemplo (Di Silvio , 1989, Karssen, 1994, Van Dongeren y De Vriend, 1994), que permiten estimar el tiempo en el que ocurrirán los cambios morfológicos de un estuario. (Van Dongeren y De Vriend, 1994) analiza el supuesto de un relleno en un estuario, obteniendo como resultado una reducción del calado de los canales y un aumento del tamaño de los bajos interiores. En el caso analizado esta demanda de material se realizó erosionando las playas exteriores al estuario, en un proceso que duró más de cien años.

## 5.7 BIBLIOGRAFÍA

Aubrey , D.G. and Speer, P.E., 1985. *A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems. Part I and II.* Estuarine, Coastal and Shelf Science, 21 pp. 185-224.

Bruun, P., 1966. *Tidal inlets and littoral drift.* Stability of tidal inlets, Vol. 2. Noruega, 1966.

Bruun, P., 1990. *Port Engineering.* Gulf Publishing Co. Houston, USA.

De Vriend, H.J., Bakker, W.T. and Bilse, D.P., 1994. *A morphological behaviour model for the outer delta of mixed-energy tidal inlets.* Coastal Engineering, 23 pp. 305-327.

Di Silvio, G., 1991. *Averaging operations in sediment transport modeling; short-step versus long-step morphological simulations.* The transport of suspended sediment and its mathematical modeling, Ing. IAHR/USF Symp., Florence. 723 - 739.

Escoffier, F.F., 1940. *The estability of tidal inlets.* Shore and Beach 8(4), pp. 114-115.

Eysink, W.D., 1990. *Morphologic response of tidal basin changes.* Proc. 22<sup>nd</sup> Coastal Eng. Conference, Vol II, pp. 1948-1961.

Hicks, D.M. and Hume, T.M., 1996. *Morphology and size of ebb tidal deltas at natural inlets on open-sea and pocket-bay coasts, North Island, New Zealand.* Journal of Coastal Research, 12(1), pp. 47-63.

Karssen, B., 1994. *A dynamic/empirical model for the long-term morphological development of estuaries.* Delft Hydraulics, The Netherlands.

Llorca, J., 1997. *Los dragados y su importancia en la ingeniería*. Conferencia 15.1 del Curso General de Dragados. Madrid, España.

Lomónaco, P., Medina, R. y González, M., 1998. *Diseño óptimo de canales de acceso a puertos en ríos y estuarios: evolución a largo plazo en desembocaduras*. XVIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Oaxaca, México.

Lomónaco, P., 1999. *Propagación de la onda de marea en estuarios someros*. Tesis Doctoral, Universidad de Cantabria, España.

GIOC (GRUPO DE INGENIERÍA OCEANOGRÁFICA Y DE COSTAS), 1997. *Estudio de la canal de navegación de la Ría de Navia*, Fundación Leonardo Torres Quevedo, Universidad de Cantabria, España.

Medina, R., Losada, I.J., Méndez, F. y Fernández, A.J., 1996. *An attempt to determine the Spanish Public Domain Border*. Proc. 25<sup>th</sup> International Conference on Coastal Engineering, Orlando, EUA.

Medina, R., Losada, M.A., Lomonaco, P. and Baquerizo, A., 1998. *Application of a long-term evolution model of tidal inlets to the design of a navigation channel, the Navia inlet case*. Proc. 26<sup>nd</sup> International Conference on Coastal Engineering, Copenague, Dinamarca.

O'Brien, M.P., 1930. *Estuarine tidal prism related to entrance areas*. Coastal Engineering 1, pp. 738-739.

Renger, E. y H.W. Partenscky, 1974. *Stability criteria for tidal basins*. Proc. 14<sup>th</sup> Coastal Eng. Conf. ASCE. 1605 - 1618.

Schuttelaars, H.A., 1997. *Evolution and stability analysis of bottom patterns in tidal embayments*. PhD Thesis, Universiteit Utrecht, The Netherlands.

Van de Kreeke, J., 1996. *Morphological changes on a decadal time scale in tidal inlets: modeling approaches*. Journal of Coastal Research, 23, pp. 73-81.

Van Dongeren, A.R. y H.J. de Vriend, 1994. *A model of morphological behaviour of tidal basins*. Coastal Eng. 22. 287 - 310.

Van Dongeren, A., 1992. *A model of the morphological behaviour and stability of channels and flats in tidal basins*. MSc Thesis. TU Delft, The Netherlands.