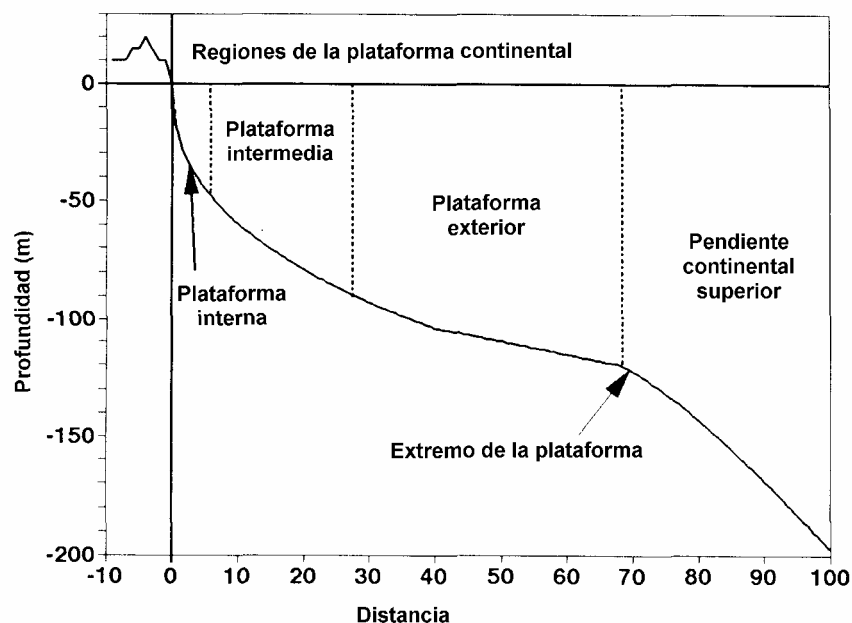


## 2. LOS FLUJOS DE AGUA EN LA PLATAFORMA INTERNA

### 2.1. DEFINICIÓN DE LA ZONA DE LA PLATAFORMA

Los estudios de evolución costera son entendidos, desde un punto de vista ingenieril, en términos de flujos de agua y sedimentos que tienen lugar entre la zona de rotura del oleaje y la línea de orilla, a escalas de tiempo anuales o inferiores. Sin embargo, si el interés se centra en predecir o explicar los cambios que se producen en la costa a largo plazo y a gran escala (e.g. avance o retroceso de la línea de costa), entonces el problema adquiere las dimensiones de toda la plataforma continental.

Dentro de la plataforma continental se distinguen 3 zonas: la plataforma interna, la plataforma intermedia y la plataforma exterior (ver Figura 2-1).

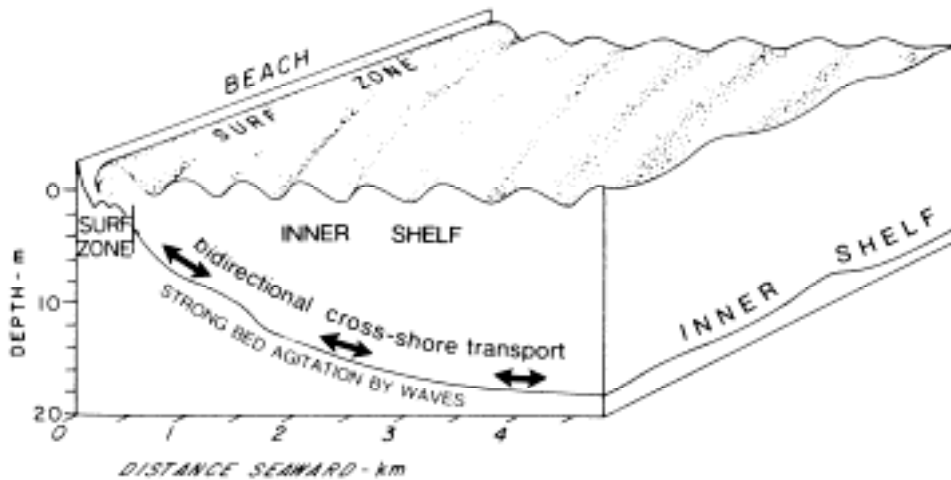


**Figura 2-1.** Regiones de la plataforma continental. (De Wright, L. D., 1995, *Morphodynamics of inner continental shelves*, CRC Press, Boca Raton, 1, 2).

Los procesos físicos y respuestas (morfoodinámicas) que tienen lugar en cada una de ellas son distintos tanto en términos del proceso en sí como en el orden de magnitud de los mismos. Así, por ejemplo, el oleaje es un proceso que influye directamente en la movilización del sedimento tanto en la zona de rotura como en la plataforma interna, aunque sólo juega un papel relevante en la plataforma exterior en eventos de alto contenido energético. Por el contrario, los flujos de circulación general (*i. e.* flujos geostrofic) determinan en gran medida las características de la plataforma exterior siendo muy pequeño su impacto en la zona de la plataforma interna (Huyer, 1990). Finalmente, la zona de la plataforma intermedia es considerada por algunos autores (Nittrouer y Sternberg, 1981; Nittrouer y Wright, 1994) como una zona que habitualmente actúa como sumidero de sedimentos a una escala de tiempo de décadas.

Aunque hoy en día todavía no existe un consenso general para definir los límites físicos de cada una de las regiones de la plataforma continental, en este trabajo se utilizará la definición propuesta por Wright (1995) que considera la zona de la plataforma interna

como la región inmediatamente contigua a la zona de rompientes en dirección a mar abierto donde el oleaje normalmente afecta el fondo (ver Figura 2–2).



**Figura 2–2.** Esquema de la plataforma continental interna. (De Wright, L. D., 1995, *Morphodynamics of inner continental shelves*, CRC Press, Boca Raton, 1, 3).

La plataforma interna conecta el margen terrestre con la plataforma intermedia y exterior y con el mar profundo. No sólo sirve de paso para el transporte transversal sino que modula los factores hidrodinámicos que controlan los procesos de la zona de rompientes y estuarios (Wright, 1993).

## 2.2. LA MORFODINÁMICA EN LA PLATAFORMA

El enfoque morfodinámico del comportamiento de la plataforma interna incluye el análisis de: el carácter y la variabilidad espacio temporal de las condiciones ambientales, los procesos hidrodinámicos que producen las pautas y cambios morfológicos y, por último, las secuencias evolutivas que finalmente producen la morfología observada. Para ello debe tenerse en cuenta la retroalimentación existente entre los procesos hidrodinámicos y la morfología que en cada momento existe. Esta bidireccionalidad viene condicionada por la evolución del sistema hacia un estado de equilibrio u óptimo que depende, en cada momento, de las condiciones existentes.

Para un estudio del comportamiento de la plataforma interna deben tenerse en cuenta aspectos como los que a continuación se mencionan:

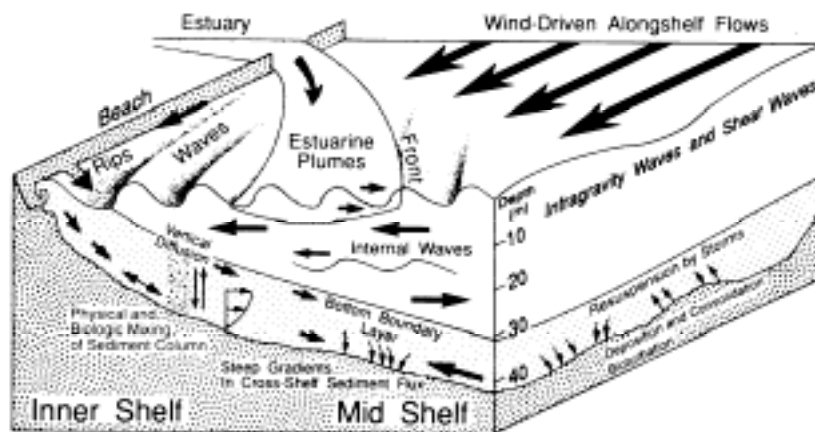
1. La agitación del oleaje no es el único responsable de la advección transversal de los sedimentos, sino que existen otros procesos que influyen en el balance entre el transporte *onshore* y *offshore* que, finalmente, establece el equilibrio o desequilibrio de la plataforma interna.
2. Aunque la componente transversal de las corrientes es normalmente más débil en comparación a la longitudinal, ésta es responsable del transporte transversal de partículas (Nittrouer y Wright, 1994) y, por lo tanto, de moldear el perfil de la plataforma interna.
3. El oleaje y otros flujos actúan conjuntamente para interactuar con la micromorfología del fondo (e.g. ripples), la cual, al mismo tiempo, determina la

estructura de la capa límite y la repartición de la tensión que experimenta el fondo entre *form drag* y *skin friction*.

4. Los cambios morfológicos de la plataforma interna son el resultado de los gradientes espaciales del transporte de sedimentos. Así, aunque las tasas de transporte longitudinal son mayores, los gradientes en el transporte transversal son más determinantes debido a que éstos son más acusados que los longitudinales.
5. La dispersión de los sedimentos introducidos desde los estuarios o a través de las plumas de los ríos está fuertemente influenciada por la configuración de la plataforma interna y los procesos físicos oceanográficos. De hecho, la morfología de la plataforma se ve modificada por esta aportación de partículas.
6. Los procesos que tienen lugar dentro de la zona de rompientes están estrechamente relacionados con los procesos de la plataforma interna. Del mismo modo, los primeros también influyen en los segundos.

### 2.3. AGENTES IMPULSORES

Debido a la omnipresencia de las olas puede llegarse a pensar que éstas son el único mecanismo mediante el cual se genera el transporte de sedimentos, pero, en realidad, coexisten otros tipos de flujo que actúan conjuntamente con el oleaje. Éste, típicamente, contribuye en mayor medida a la resuspensión de sedimentos en la plataforma interna, pero son otros flujos los que juegan un papel principal en la advección de los sedimentos tanto longitudinal como transversalmente (ver Figura 2–3).



**Figura 2–3.** Ilustración conceptual de los procesos físicos de transporte en la plataforma interna. (De Wright, L. D., 1995, *Morphodynamics of inner continental shelves*, CRC Press, Boca Raton, 4, 50).

En la medida que la plataforma abarca desde aguas profundas a la zona de rompientes, las intensidades relativas e incluso las direcciones netas de los distintos tipos de flujos cambian. Así, en la zona de rompientes las tensiones de radiación asociadas a la rotura del oleaje generan los flujos dominantes (e. g. Battjes, 1988). Sin embargo, hacia mar de la zona de rotura, donde la rotura del oleaje no es importante o intermitente, las corrientes son inducidas por el viento o las mareas (Nittrouer y Wright, 1994). Sobre la plataforma exterior, los flujos geostroficó son normalmente más importantes, mientras las fuerzas friccionales y las velocidades orbitales de fondo inducidas por el oleaje son relativamente irrelevantes (Huyer, 1990). En cambio, sobre la plataforma interna los primeros se atenúan y los segundos se vuelven dominantes llegándose a mezclar la capa límite del

fondo y la región más superficial de la columna de agua (Mitchum, y Clarke, 1986) (ver Figura 2-4).

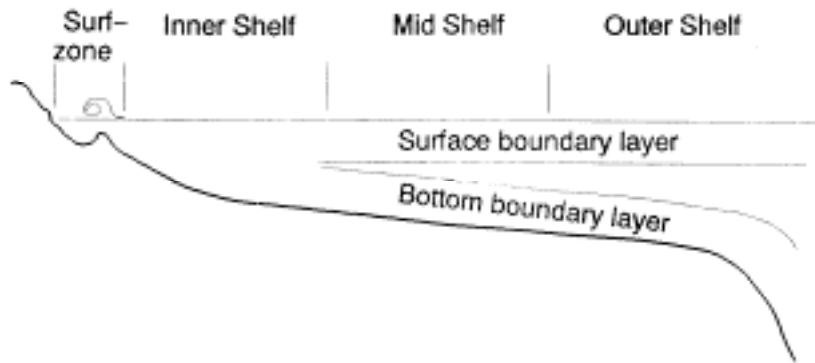


Figura 2-4. Evolución de la capa límite del fondo y la región más superficial de la columna de agua. (De Wright, L. D., 1995, Morphodynamics of inner continental shelves, CRC Press, Boca Raton, 4, 51).

### 2.3.1. LOS FLUJOS GENERADOS POR EL VIENTO

Los flujos inducidos por el viento son consecuencia de la tensión de corte que produce éste actuando sobre la superficie del mar. Sobre la plataforma interior, donde la capa límite del fondo y la región más superficial de la columna de agua están mezcladas, fuertes flujos longitudinales son generados por la acción del viento. Estos flujos prevalecen a lo largo de toda la columna de agua y sus efectos se transmiten directamente al fondo. Acompañando a estos flujos longitudinales se generan fluctuaciones de la superficie del mar a corto plazo, manifestándose como *set-up* o *set-down* y, al mismo tiempo, también se generan flujos transversales verticalmente segregados. Para el caso de flujos transversales la velocidad promedio en profundidad y la longitudinal deben ser cero. Es decir, los transportes netos de partículas se obtienen teniendo en cuenta que los flujos netos de partículas en una dirección (*onshore* o *offshore*) se compensan con transportes de fondo en la dirección opuesta.

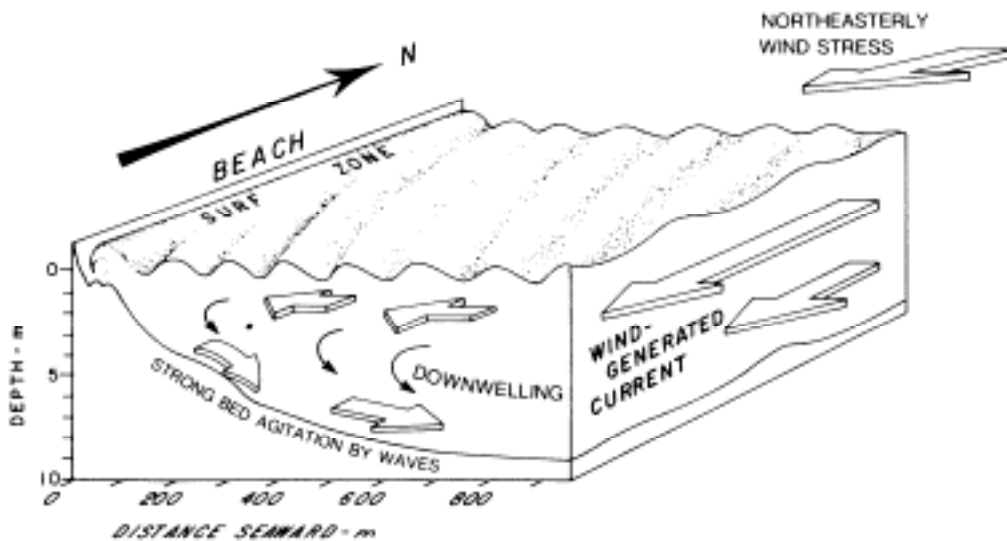


Figura 2-5. Ilustración conceptual de los coastal jet-like flows. (De Wright, L. D., 1995, Morphodynamics of inner continental shelves, CRC Press, Boca Raton, 4, 53).

Los flujos inducidos por el viento que actúan sobre la plataforma interna incluyen *coastal jets* (e. g. Csanady, 1977), ondas de Kelvin (*Kelvin waves*) (e. g. Munk, 1964) y ondas de plataforma (*continental shelf waves*) (Hamon, 1966; LeBlond y Mysack, 1977). Aunque las ondas de Kelvin y las ondas de plataforma normalmente son iniciadas por eventos de viento, éstas no requieren de un viento sostenido para que operen de forma continuada y, por lo tanto, deberían ser consideradas como oscilaciones libres.

Los *coastal jets* están generados por corrientes de viento soplando longitudinalmente o de manera oblicua con la costa a su derecha (en el hemisferio norte). En estas condiciones, la tensión del viento produce rápidas corrientes longitudinales que se ven aumentadas por el gradiente transversal de presión provocado por el transporte de Ekman y el *set-up* inducido por el viento.

Como puede observarse en la Figura 2-5 acompañando a las corrientes longitudinales se genera un oleaje y una corriente perpendicular a la costa en la superficie, mientras cerca del fondo se produce un transporte transversal hacia mar (*downwelling*) (e. g. Csanady, 1982).

### 2.3.2. OLEAJE

El oleaje proporciona la mayor parte de las tensiones de fondo necesarias para la movilización de los sedimentos tanto sobre la plataforma interna como en la zona de rompientes. También juega un papel muy importante en los procesos morfodinámicos que tienen lugar en la plataforma interna bien de forma directa bien indirectamente.

Para la descripción teórica más básica del oleaje suele utilizarse la teoría lineal o de Airy, que se considera válida para olas de pequeña amplitud en aguas profundas. Sin embargo, la solución obtenida para aguas profundas se extiende tanto a aguas intermedias como a aguas someras.

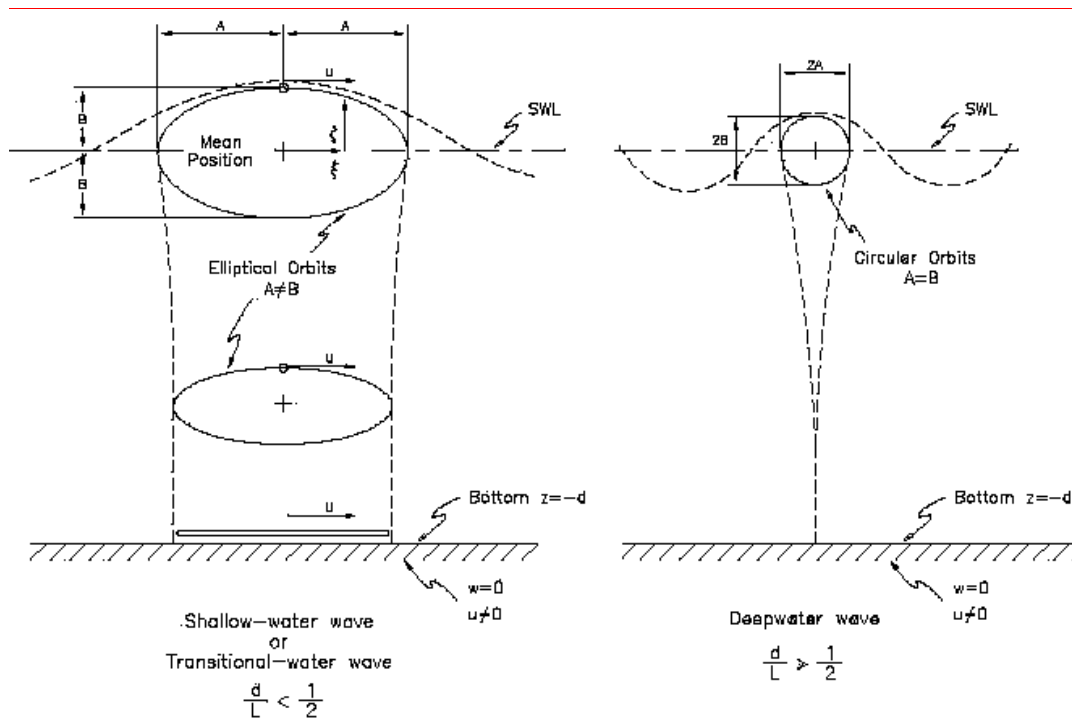


Figura 2-6. Perfiles de velocidades para aguas profundas, transicionales y aguas someras. (Del borrador del Coastal Engineering Manual, 2001, II-1-17).

Como puede verse en la Figura 2–6 las partículas de agua describen órbitas circulares bajo el paso de las olas en aguas profundas, pero a medida que éstas se acercan a la costa y empieza a disminuir el calado las partículas pasan a describir órbitas elípticas. Esto se debe a que en aguas profundas la acción del oleaje no alcanza más allá de cierta profundidad de la columna de agua. En cambio, a medida que disminuye el calado, la acción del oleaje empieza a transmitirse a través de toda la columna de agua y comienza a interactuar con el fondo.

La teoría lineal permite entender el comportamiento de las olas a medida que se acercan a la costa pero con ciertas limitaciones que, desde el punto de vista del transporte de sedimentos, hacen necesario el uso de otras teorías más complejas (e.g. teoría de Stokes) para tener en cuenta otros aspectos muy importantes, como la asimetría del oleaje responsable del transporte de masa que se produce cuando el oleaje empieza a interactuar con el fondo.

Finalmente, cabe resaltar la importancia del oleaje en la zona de rotura donde es el responsable de variaciones en el nivel medio del mar (*i.e. set-up* o *set-down*), interacción entre olas y corrientes y de la circulación de corrientes tanto longitudinales como en forma de *rip currents*.

### 2.3.3. MAREAS Y CORRIENTES DE MAREA

Las mareas astronómicas y las corrientes asociadas son los fenómenos mejor entendidos y más predecibles de los que tienen lugar en la plataforma interior. Son ondas largas altamente deterministas producidas por la combinación de las fuerzas de atracción de la luna y el sol junto con las fuerzas centrífugas, iguales y opuestas, provocadas por la rotación de la Tierra. Existen varios constituyentes en las ondas de marea, cada uno de ellos con su propio periodo, siendo cada uno de ellos la respuesta a diferentes agentes impulsores de distinta magnitud y frecuencia.

Desde el punto de vista del transporte y redistribución de sedimentos, los flujos horizontales bidireccionales inducidos por las oscilaciones de marea son las manifestaciones más importantes de las mareas. Como las mareas son ondas largas, las velocidades de las corrientes de marea son prácticamente uniformes en profundidad, excepto por los efectos de fricción del fondo que retardan el flujo en la capa límite del fondo. A medida que ésta se aproxima a la costa las corrientes de marea son fuertemente bidireccionales con un flujo de pleamar (*flood flow*) asociado a la crecida de la marea y un refluo (*ebb flow*) en la dirección contraria acompañando el descenso de la marea.

A medida que las ondas de marea se propagan en aguas someras se vuelven asimétricas del mismo modo que ocurre con el oleaje cuando empieza a notar fondo. Además del transporte de masa causado por las asimetrías de las corrientes de marea, el transporte neto sobre la plataforma interior puede originarse de la interacción entre las mareas y las olas inducidas por el viento. Esto es, cuando el rango de marea es grande la diferencia de profundidad entre marea alta y baja permite que las velocidades orbitales inducidas por el oleaje sean mayores en marea baja que durante la marea alta. Así, cuando la onda de marea es progresiva (e.g. longitudinalmente) más sedimento resuspendido debido al oleaje es transportado por las corrientes de baja marea que por las corrientes de alta marea.

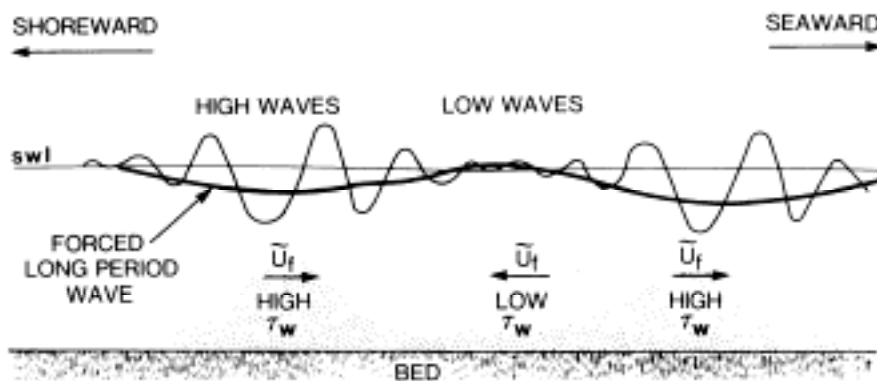
### 2.3.4. ONDAS INTERNAS

En aguas costeras con densidad estratificada, las ondas internas contribuyen significativamente a la resuspensión y transporte de partículas (e. g. Cacchione y Southard, 1974). Del mismo modo, las mareas internas (diurna y semidiurna) propagándose cuesta arriba de la plataforma provocan transporte hacia tierra en algunos niveles (Pineda, 1991) y hacia mar en otros. Sin embargo, se pueden tener ondas internas de mayor frecuencia donde la estratificación es fuerte.

Sobre plataformas internas que no están directamente influenciadas por plumas de baja salinidad, el transporte más importante asociado a ondas internas es el producido por las mareas internas cerca del rompiente de la plataforma. En el caso del asomeramiento de las ondas internas sobre un fondo con pendiente pronunciada pueden aparecer intensas corrientes de fondo, particularmente dentro del extremo la plataforma donde las distintas capas que definen la estratificación de la columna de agua ven progresivamente constreñido su espesor.

### 2.3.5. ONDAS INFRAGRAVITATORIAS

Las ondas infragravitatorias son aquellas con periodos comprendidos entre los 30 y 300 segundos (LeBlond y Mysack, 1977). Aunque habitualmente este tipo de ondas tienen mayor relevancia en playas disipativas resultan ser ondas secundarias respecto a las ondas de gravedad (oleaje) y a los flujos inducidos por el viento más allá de la zona de rotura; pero también tienen su importancia en el transporte transversal de partículas (Wright *et al.*, 1991).



**Figura 2-7.** Onda infragravitatoria asociada a la grupicidad del oleaje. (De Wright, L. D., 1995, *Morphodynamics of inner continental shelves*, CRC Press, Boca Raton, 4, 71).

El modelo más simple de ondas infragravitatorias sobre la plataforma interior es el de oscilaciones secundarias asociadas a la grupicidad del oleaje de viento. Dicha grupicidad viene dada de forma natural pues el oleaje tiende a viajar en conjuntos alternados de gran y pequeña amplitud. Así, el seno de la onda infragravitatoria está asociado al grupo de olas de gran amplitud, mientras la cresta está asociada al grupo de olas de pequeña amplitud (ver Figura 2-7). La interacción entre la onda infragravitatoria y el grupo de olas incidentes produce un transporte de sedimentos hacia mar sobre la plataforma interna y sobre la plataforma intermedia y externa durante fuertes tormentas (Dean, 1965).

Sobre la parte más somera de la plataforma interna y cerca de la zona de rompientes sólo una fracción de la energía infragravitatoria es atribuible a la grupicidad del oleaje (e. g. Guza, 1992). El resto emana de la zona de rompientes, asociado con las ondas

libres (*leaky-mode standing waves*) y las ondas de orilla (*edge waves*) generadas y amplificadas dentro de la zona de rotura del oleaje (e. g. Huntley *et al.*, 1981). Ambos tipos de ondas están relacionadas con la reflexión de los movimientos infragravitatorios desde la playa.

Cuando el oleaje es parcial o totalmente reflejado desde la playa se producen ondas estacionarias como resultado de la interacción entre el oleaje incidente y el reflejado. En función del grado de refracción del oleaje reflejado a medida que se propaga hacia aguas profundas, las ondas generadas serán ondas libres (Suhayda, 1974) o ondas de orilla atrapadas (e. g. Guza y Davis, 1974). En el caso de ondas libres, la energía reflejada vuelve hacia mar sin ser atrapada dentro de la zona de rotura. Para este tipo de ondas, las variaciones longitudinales están exclusivamente relacionadas con la incidencia oblicua del oleaje, lo que implica que para una incidencia normal del oleaje no se produce variación longitudinal de la amplitud a lo largo de la playa.

Alternativamente, cuando la energía es atrapada dentro de la zona de rotura debido a la refracción, se generan ondas de orilla que pueden crecer a través de la extracción de energía del oleaje incidente (Guza y Davis, 1974). Este tipo de ondas oscilan tanto paralela como perpendicularmente a la playa, siendo estacionarias en la componente normal y progresivas o estacionarias en la dirección paralela a la playa.

### 2.3.6. PLUMAS

Las plataformas internas están influenciadas en distinto grado por las plumas que emergen de estuarios y desembocaduras de ríos. La acción conjunta de las plumas y las corrientes costeras contribuyen al transporte de partículas a lo largo y ancho de las plataformas y a la estratificación del agua. Normalmente, las plumas son fuertemente limitadas más allá de la playa por frentes (e.g. Simpson y James, 1986), los cuales pueden resultar barreras permeables al transporte transversal.

Inmediatamente después de abandonar la desembocadura del río o estuario y entrar en el entorno de la plataforma, la pluma experimenta un proceso de expansión horizontal y adelgazamiento y, más adelante, se ve sometida al giro de Coriolis que puede provocar que la pluma se convierta en una corriente longitudinal. La extensión sobre la que finalmente acaba extendiéndose la pluma también está condicionada por la pendiente del fondo siendo mayor para el caso de fondos planos.

### 2.3.7. LA CIRCULACIÓN EN LA ZONA DE ROTURA

A medida que se aproxima la playa, los flujos geostroficados y las corrientes inducidas por el viento pierden protagonismo en detrimento de los gradientes de las tensiones de radiación, los cuales se vuelven dominantes. Dentro de la zona de rompientes la circulación es prácticamente generada por fuerzas que resultan de la disipación del oleaje. Como ejemplos podemos encontrar corrientes de retorno (*rip currents*) y corrientes longitudinales, así como flujos transversales verticalmente segregados (*undertow*) que producen un transporte de partículas hacia mar (e. g. Wright *et al.*, 1982). La mayor parte de estos intensos flujos están confinados entre la playa y la zona de rotura, aunque bajo condiciones extremas (i.e. tormentas) las corrientes de retorno pueden alcanzar más allá de la zona de rompientes y extenderse sobre la plataforma interna (Cowell, 1986).

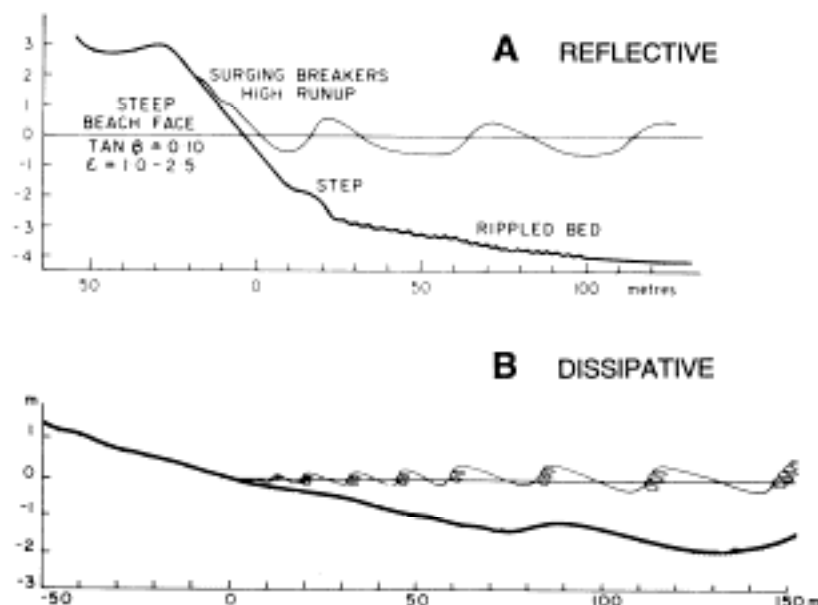


El régimen de la zona de rotura está controlado en parte por los agentes impulsores y en parte por la morfología. Para que puedan generarse fuertes corrientes, las olas deben sufrir un proceso de disipación que produzca los gradientes necesarios en la tensión de radiación. Si, por el contrario, el oleaje es reflejado sin llegar a rotura, entonces la disipación será débil o inexistente. Por lo tanto, resulta apropiado distinguir entre dos tipos extremos de zonas de rotura (ver Figura 2–8):

1. *Playas reflectivas*, donde el oleaje alcanza la playa sin llegar a rotura produciendo ondas estacionarias;
2. *Zonas de rotura disipativas*, donde el oleaje rompe y su altura de ola decae a medida que se acerca a la playa.

En realidad, las zonas de rotura son casos intermedios respecto los dos anteriores, en las cuales el grado de reflexión y de disipación de las olas depende de la relación entre la pendiente del fondo y el peralte de las olas.

Seguidamente al inicio de la rotura del oleaje en el extremo exterior de la zona de rompientes, las olas atraviesan la zona de rompientes como una serie de vórtices con alturas,  $H_s$ , limitadas por la profundidad de manera que  $H_s/h$  se mantiene constante. La progresiva disminución de la altura de ola causa el correspondiente decremento en  $S_{xx}$  y  $S_{xy}$ . Por un lado, los gradientes normales en  $S_{xx}$  son compensados por gradientes de presión producidos por un *set-up* del nivel medio del mar. Por el otro lado, la disipación en la zona de rompientes también causa un gradiente en  $S_{xy}$  generándose una corriente longitudinal. En el caso más simple en el que la rotura de las olas es uniforme longitudinalmente, entonces el *set-up* y  $S_{yy}$  son también constantes y, por lo tanto, no se produce ningún gradiente de presión longitudinal. Bajo estas condiciones, la generación de corrientes longitudinales viene asociada únicamente a la oblicuidad y, por lo tanto, a  $S_{xy}$ .

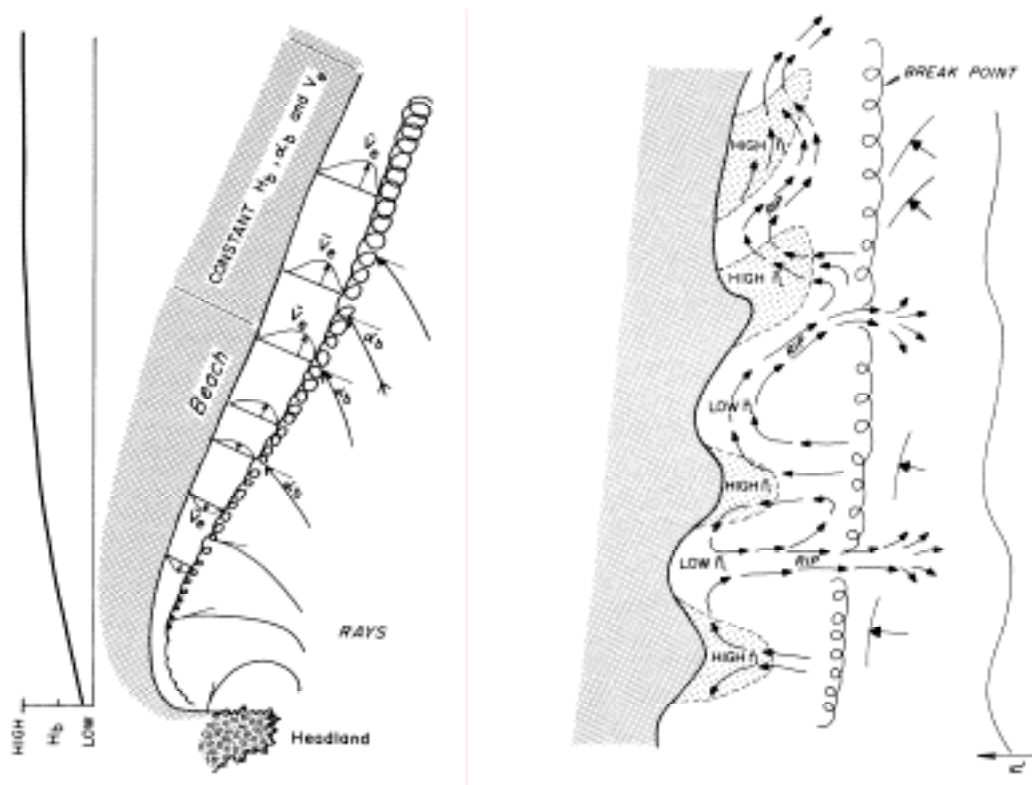


**Figura 2–8.** (A) Playas reflectivas, (B) Zonas de rompientes disipativas. (De Wright, L. D., 1995, *Morphodynamics of inner continental shelves*, CRC Press, Boca Raton, 4, 76).

Sin embargo, debido a las irregularidades o periodicidades en la topografía de la zona de rotura, lo habitual es que también se tengan gradientes longitudinales de presión causados por la rotura no uniforme del oleaje y el *set-up*, contribuyendo así a la

generación de corrientes longitudinales (ver Figura 2–9). El resguardo proporcionado por los salientes y variaciones en el grado de exposición de la zona de rotura, así como variaciones en la pendiente del fondo y en la reflectividad también son factores que condicionan la generación de corrientes longitudinales.

La Figura 2–9 ilustra, cualitativamente, la respuesta longitudinal de las corrientes bajo la combinación de los efectos de un oleaje incidente oblicuo y la variación de la altura de ola en rotura a lo largo de un playa con un saliente en un extremo. La alternancia entre zonas de convergencia y divergencia de las corrientes longitudinales provoca una circulación en forma de corrientes de retorno. Estas corrientes generadas por la rotura del oleaje se caracterizan por un pronunciado transporte en forma de células con un flujo dirigido hacia mar en las zonas de convergencia y hacia costa en las zonas de divergencia. Bowen (1969) explica la generación de corrientes de retorno a partir de las variaciones longitudinales de la altura de ola en rotura. Este gradiente en la altura de ola en rotura sería consecuencia del fenómeno de refracción, de la presencia de ondas estacionarias que intersectarían los trenes de olas procedentes de distintas direcciones o por inestabilidades longitudinales en el campo de las tensiones de radiación y *set-up*.



**Figura 2–9.** Corrientes longitudinales en la zona de rotura generadas por la combinación de una incidencia oblicua del oleaje y un gradiente en la altura de ola en rotura (izquierda); Corrientes de retorno (derecha). (De Wright, L. D., 1995, *Morphodynamics of inner continental shelves*, CRC Press, Boca Raton, 4, 80-81).

La circulación en forma de corrientes de retorno es más pronunciada quizás en los casos en que la zona de rotura presenta notables irregularidades (*i.e.* entrantes y salientes). En estos casos la circulación se establecería de las zonas menos profundas hacia las de mayor calado. Noda (1974) y Mei y Liu (1977) explican esta circulación en términos de un mayor *set-up* sobre los salientes (en comparación a los entrantes) debido a alturas de ola en rotura mayores como consecuencia del incremento de los coeficientes de refracción en los salientes y la disminución de éstos en los entrantes. No obstante, teóricamente, en función de la topografía de la zona, también se pueden corrientes de retorno dirigidas hacia mar en los salientes.