

2

# Procesos físicos





## Introducción

Los sistemas dunares costeros son acumulaciones sedimentarias arenosas que se sitúan en áreas próximas a ambientes intermedios suministradores de sedimento, también arenosos o mixtos, de los que dependen estrechamente. Los campos dunares más comunes se encuentran adosados a áreas de posplaya, si bien antiguos depósitos arenosos eólicos pueden estar desconectados actualmente de su área fuente debido a cambios eustáticos o epirogenéticos.

El establecimiento del balance sedimentario de una playa es fundamental desde el punto de vista del desarrollo de los sistemas dunares costeros, puesto que permiten determinar si el sistema es regresivo, está en equilibrio o es progradante.

La playa y la zona de rompientes conforman un ecosistema marino discreto que contiene productores primarios, consumidores y descomponedores, con contornos bien determinados por la playa y los sistemas circulatorios de la zona de rompientes. El campo de dunas conforma asimismo un ecosistema terrestre discreto con contornos formados por los límites marino y terrestre del transporte eólico y que, al igual que el ecosistema marino contiene una flora y fauna características.

El ecosistema de playa/zona de rompientes está controlado por el oleaje que remueve y transporta la arena, acumula el fitoplancton, bombea agua y materia orgánica en el sistema intersticial y mueve a los animales. Por otro lado, el viento es el motor de la dinámica del campo de dunas, transportando la arena, el aerosol salino y los detritos y enterrando la vegetación.

Para poder realizar una gestión adecuada de los sistemas dunares es necesario poseer el conocimiento adecuado de los procesos que acontecen en los mismos y de los efectos que las actuaciones humanas tienen sobre su morfología y estabilidad.

En este capítulo se estudiarán en primer lugar la morfología y los procesos físicos que afectan a las playas como parte del sistema playa-duna asociada. En segundo lugar, se describen los distintos tipos morfológicos de dunas que se pueden encontrar en las costas españolas así como los factores que afectan a dicha morfología. En tercer lugar, se describen los materiales implicados en los procesos de erosión, transporte y sedimentación. Y finalmente, se describen los procesos físicos implicados en la deflación, transporte y sedimentación de los granos de arena.

# 2.2

## Morfodinámica de las playas

### 2.2.1. Introducción

Las playas sufren cambios topobatómicos bajo la acción del oleaje, corrientes y viento. Los modelos de evolución de playas integran todas o algunas de estas dinámicas con el objetivo de predecir su evolución.

El modelado 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. Por otro lado, es necesario tener en cuenta la naturaleza aleatoria de las acciones. 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 este apartado se presenta, la definición de algunos términos, conceptos, procesos y modelos involucrados en la descripción de la morfodinámica de playas.

### 2.2.2. La morfología de las playas

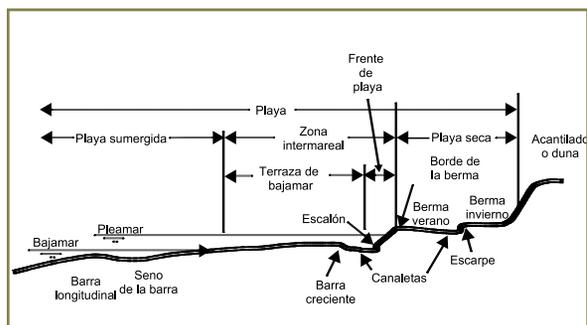


Figura 2.2.1. Zonación y elementos del perfil de playa.

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.

Tabla 2.2.1. Definiciones sobre la morfología del perfil.

TÉRMINO	DEFINICIÓN
Perfil de playa	Variación de la profundidad con la distancia a la línea de costa, en dirección normal a la misma.
Línea de costa	Línea determinada por el nivel de la pleamar.
Playa seca	Zona del perfil de playa comprendida entre el límite de tierra de la playa y el nivel alcanzado por el oleaje en pleamar. Este segundo límite suele coincidir con el borde de la berma o el inicio del frente de playa.
Berma	Zona semi-horizontal de la playa seca formada por la acumulación 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. Cuando, tras una temporada de gran actividad del oleaje, se sucede un período de calma, 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 al frente de playa de invierno.
Escarpe	Escalón vertical en la playa seca formado por la erosión de la berma producida por un temporal.
Zona intermareal	Zona de la playa comprendida entre el borde de la berma y el la línea de máxima bajamar.
Frente de playa	Sección de la playa que queda expuesta a la acción del flujo ascendente y descendente del oleaje en pleamar.
Escalón	Zona de mayor pendiente que aparece en ocasiones en el límite inferior del frente de playa en playas reflejantes durante la pleamar.
Terraza de bajamar	Parte de la zona intermareal situada entre el límite inferior del frente de playa y la línea de máxima bajamar.
Canaleta de bajamar	Depresión en la terraza de bajamar que puede aparecer inmediatamente por debajo del frente de playa. Suele estar asociada al seno de una barra creciente muy próxima al frente de playa.
Barra longitudinal	Acumulación de arena semi-paralela a la línea de costa. Puede haber varias barras en el perfil de la playa.
Cresta de la barra	Zona de mayor elevación de la barra longitudinal.
Seno de la barra	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	Zona de la playa comprendida entre la línea de máxima bajamar y el límite exterior del perfil.

Se define **Playa** como la acumulación de sedimento no consolidado (arena, grava o canto rodado) que se sitúa entre la línea de máximo alcance del oleaje en temporal y pleamar viva y una profundidad que corresponde a la zona donde deja de producirse un movimiento activo de sedimentos debido a la acción del oleaje.

Las playas se enmarcan dentro de la **Zona Costera**, 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.

### 2.2.2.1. El perfil de las playas

#### Definiciones

Las definiciones relativas al perfil están basadas en la figura 2.2.1 y se resumen en la tabla 2.2.1.

#### 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 más notorios son los asociados a los desplazamientos de las barras y al avance o retroceso de la berma. De entre las múltiples formas posibles de perfil, existen dos extremas que presentan una geometría en planta aproximadamente bidimensional: el perfil disipativo y el reflejante.

El **perfil disipativo**, (ver Figura 2.2.2), es característico de playas de arena fina y/o niveles de energía elevados, (ver Foto 2.2.1). En general, la berma no es aparente y el perfil se inicia prácticamente en el pie de duna o en el acantilado, en su caso. La zona de rompientes es muy amplia y tiene un talud ligeramente cóncavo con pendientes bajas y sin formaciones destacables. El perfil bajo la bajamar suele presentar una o varias barras longitudinales, con senos y crestas poco marcados. La pendiente de la zona de asomeramiento es mayor que la de la zona rompientes.

El **perfil reflejante**, (ver Figura 2.2.3), 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 (ver foto 2.2.2) 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. Una plataforma de bajamar de pendiente suave queda al descubierto en bajamar. En la playa sumergida no se aprecian barras.

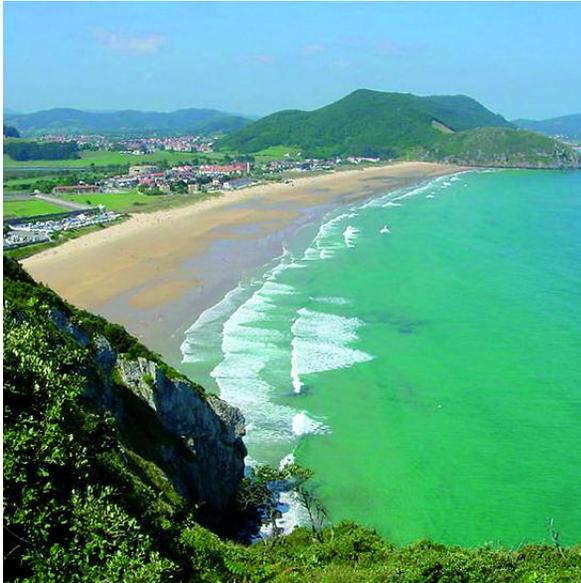


Foto 2.2.1. Playa disipativa: Playa de Berria (Cantabria).



Foto 2.2.2. Beach cusps y rotura del oleaje en una playa reflejante en pleamar.

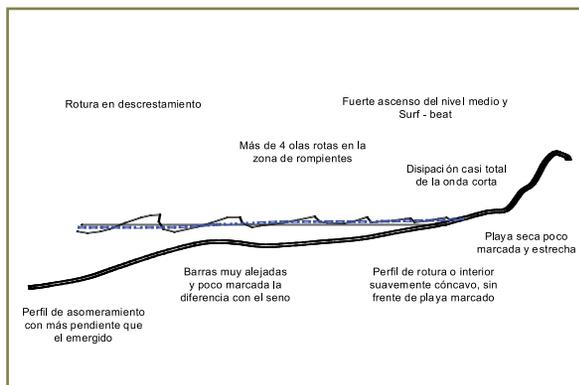


Figura 2.2.2. El perfil disipativo.

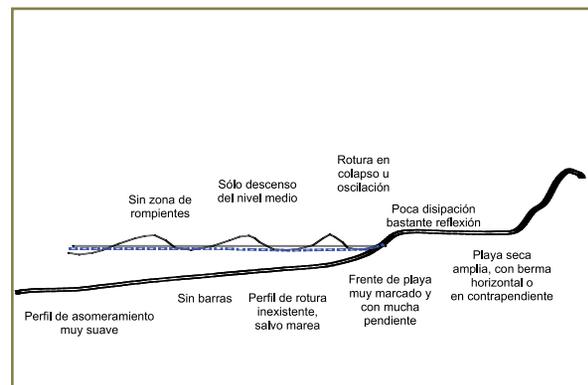


Figura 2.2.3. El perfil reflejante.

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.

Algunas playas muestran una gran variabilidad en su perfil, respondiendo a condiciones de oleaje fuertemente variables. En latitudes templadas, las playas medianamente expuestas, con tamaños de grano fino a medio, de 0.2 a 0.3 mm de diámetro, sufren condiciones de oleaje caracterizadas por fuertes variaciones estacionales y fuertes temporales invernales. Tras un período de tiempo sometidas a temporales de forma repetitiva, dichas playas alcanzan una posición de semi-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, **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.

### 2.2.2.2. 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 que se realiza en función de las escalas de las mismas en las figuras 2.2.4 y 2.2.5 y en la tabla 2.2.2.

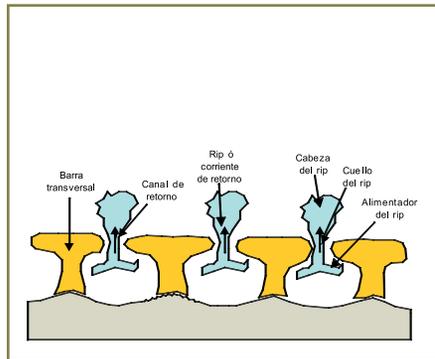


Figura 2.2.4. Formas en planta de escala media.

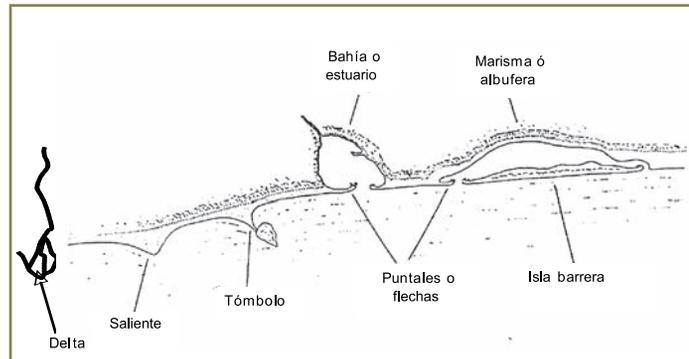


Figura 2.2.5. Formas en la planta de gran escala.

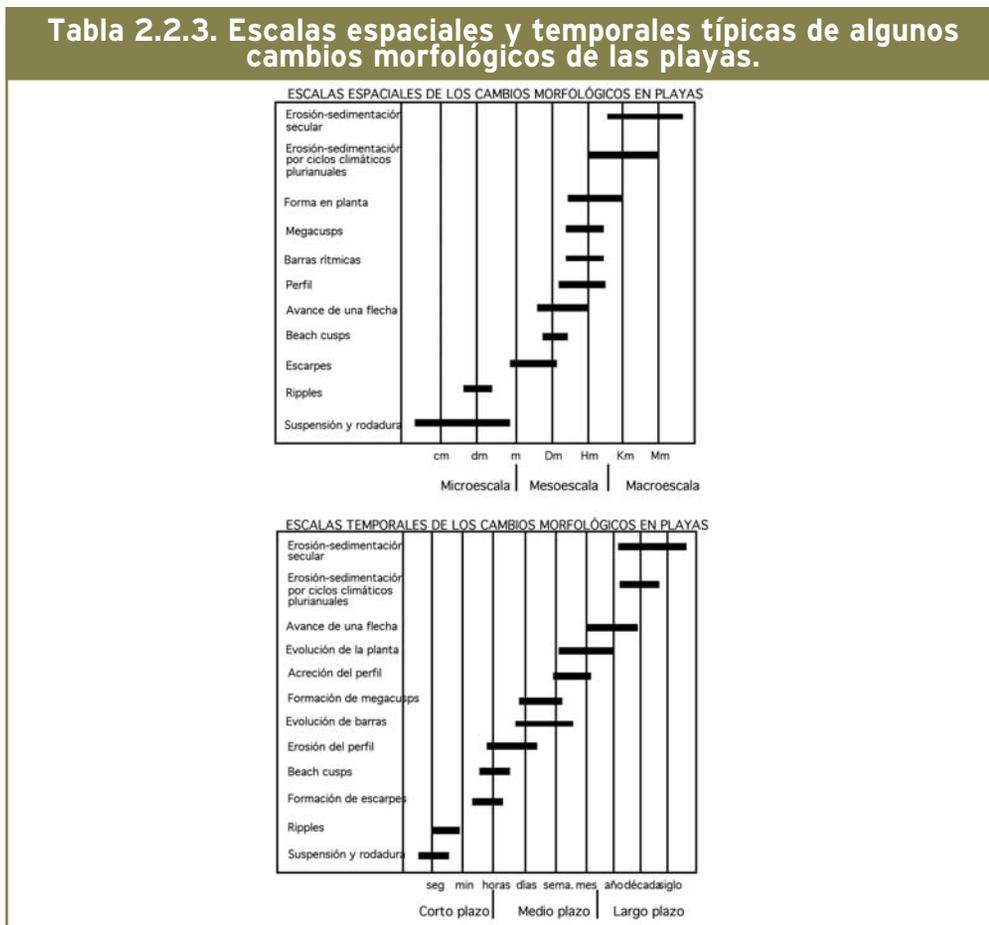
**Tabla 2.2.2. Formas en planta de las playas.**

ESCALA	FORMA	DESCRIPCIÓN
PEQUEÑA ESCALA (formas de lecho)	<b>Rizaduras o ripples</b>	Rizaduras del lecho producidas por el movimiento oscilatorio o las corrientes, con escala de longitud de decímetros y de tiempo de formación de segundos.
	<b>Dunas y antidunas</b>	Formas de lecho asociadas al oleaje y corrientes en la zona de rompientes, con escalas de longitud del orden de metros y de tiempo, de minutos.
MEDIA ESCALA Figura 2.2.4	<b>Beach cusps</b>	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. Escala de evolución: horas.
	<b>Megacusps</b>	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. Escala de evolución: meses.
	<b>Barras rítmicas</b>	Barra creciente que alterna zonas de mayor aproximación a tierra con otras más alejadas. Estas barras son características de algunas playas intermedias y siempre están asociadas con megacusps en el frente de playa. Mismas escalas que megacusps.
	<b>Barras crecientes</b>	Barras claramente asimétricas, con el talud del lado de tierra con mucha más pendiente, que del lado del mar, indicando un desplazamiento de la barra hacia tierra. Mismas escalas que megacusps.
	<b>Barras transversales</b>	Barras que se extienden 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. Mismas escalas que megacusps.
	<b>Canales de retorno</b>	Zonas de mayor profundidad que cortan transversalmente las barras longitudinales y crecientes. Están asociados a la hidrodinámica de las corrientes en la zona de rompientes. Mismas escalas que megacusps.
GRAN ESCALA Figura 2.2.5	<b>Deltas</b>	Depósito arenoso de forma más o menos triangular, resultante de la interacción entre el sedimento aportado por un río y el transporte longitudinal generado por el oleaje.
	<b>Tómbolos</b>	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.
	<b>Salientes o hemitómbolos</b>	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.
	<b>Cordones litorales puntales o flechas</b>	Cordón arenoso paralelo a la dirección general de la línea de costa, producido por los cambios de dirección de la misma, 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.
	<b>Islas barrera</b>	Si un cordón litoral queda separado por dos salidas al mar de la marisma interior, se denomina isla barrera.

### 2.2.3. Escalas espacio - temporales de los procesos morfodinámicos

Las dinámicas actuantes sobre la playa movilizan los sedimentos y modifican la forma de la misma. 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.

**Tabla 2.2.3. Escalas espaciales y temporales típicas de algunos cambios morfológicos de las playas.**



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 la tabla 2.2.3 se presentan 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.

### 2.2.4. El balance sedimentario en las playas

El establecimiento del balance sedimentario de una playa es fundamental desde el punto de vista del desarrollo de los sistemas dunares costeros, puesto que permiten determinar si el sistema es regresivo, está en equilibrio o es progradante. En el primer caso, el sistema dunar se verá sometido a retroceso, con una erosión progresiva de la duna primaria durante los temporales y mareas vivas, no recuperada en los períodos de buen tiempo (ver foto 2.2.3). La duna primaria mostrará, de esta manera, fuertes pendientes del lado del mar, con derrumbes frecuentes, apareciendo en el pie de la misma bloques de vegetación arrancados de la duna.

En el segundo caso, se mantendrá una playa seca con un transporte eólico hacia las dunas compensado por períodos de erosión en temporales (ver foto 2.2.4). Durante los períodos de buen tiempo, suele formarse una anteduna con vegetación incipiente, la cual se destruye en los períodos erosivos. La duna primaria, en estos casos, suele estar bien desarrollada, con una altura elevada.

Finalmente, en el caso de balance sedimentario positivo, la continua aportación de sedimento a la playa seca combinado con el transporte eólico en la misma, va produciendo cordones paralelos de antedunas a medida que una nueva anteduna se añade del lado del mar (ver foto 2.2.5). Las dunas, en este caso, suelen ser de baja altura, progresivamente más vegetadas a medida que se avanza hacia el interior.



Foto 2.2.3. Erosión de pie de duna en un campo dunar en retroceso. Somo (Cantabria).



Foto 2.2.4. Campo dunar en equilibrio. Liencres (Cantabria).



Foto 2.2.5. Campo dunar progradante. Espigón de Huelva.

El balance sedimentario es un cómputo, en términos de macro escala, de los aportes y pérdidas existentes en la zona de estudio. Este cómputo ha de ser tal que permita: (1) establecer las condiciones de contorno de los modelos de evolución, en el caso de playas abiertas, o (2) la constatación de que es una playa encajada sin aportes o pérdidas externas. La primera tarea a realizar en la determinación del balance sedimentario es la identificación de los elementos más relevantes, esto es, fuentes y sumideros de sedimentos, tipos de sedimentos y mecanismos de transporte.

Entre las fuentes usuales se encuentran:

- Erosión de acantilados.
- Aportes fluviales.
- Aportes biogénicos.
- Aportes desde la plataforma continental.
- Aportes debidos al viento.
- Aportes humanos (regeneraciones, vertidos de dragados, ...).

Entre los sumideros usuales se encuentran:

- Sedimentación en estuarios, puertos y otras estructuras.
- Sedimentación en el trasdós de la playa por el viento y/o por el oleaje.
- Transporte hacia la plataforma continental.
- Descomposición de la arena.
- Extracción por el hombre.

Los mecanismos de transporte fundamentales a considerar son:

- Transporte longitudinal debido al oleaje.
- Transporte transversal debido al oleaje.
- Transporte debido a la acción de corrientes de marea y viento.
- Transporte eólico.
- Transporte por el hombre.

Para la realización del balance sedimentario, en lo correspondiente a la aportación desde el lado del mar, los modelos recomendados son los de una o varias líneas, los cuales están preparados para incorporar en ellos todo tipo de aportaciones y pérdidas al sistema (incluidas la eólicas) así como las variaciones causadas por el transporte longitudinal y transversal debido al oleaje y a las corrientes.

### 2.2.5. Rangos de aplicación de los modelos de utilizados en el diseño de playas

Los modelos utilizados en el diseño de playas pueden dividirse en Modelos de evolución y en Modelos de equilibrio.

El campo de aplicación de estos modelos y una breve descripción de los mismos se realiza en las tablas 2.2.4.

#### 2.2.5.1. Modelos de evolución de playas

Los modelos de evolución tratan de determinar las modificaciones que la dinámica marina producirá en la playa. Estos cambios dependerán tanto de las condiciones del clima marítimo (oleaje, mareas, viento, precipitación, etc.) como de las características de las arenas de la playa (tamaño, distribución granulométrica y espacial del sedimento, densidad y composición de los granos, etc.).

A la hora de seleccionar un modelo de evolución, es importante tener en cuenta que, en la actualidad, no existe ningún modelo capaz de describir la morfodinámica de una playa en todo el rango de escalas espacio - temporales. Por ello, es muy importante conocer la escala espacio - temporal del campo de aplicación de cada uno de los modelos.

#### 2.2.5.2. Modelos de equilibrio de playas

Los modelos de equilibrio de playas tratan de predecir la forma media o de equilibrio de una playa sometida a un determinado clima marítimo. Los modelos empíricos de evolución del perfil y los de morfodinámica pueden considerarse como una extensión de estos modelos a condiciones medias variables a lo largo del año. En general, son modelos semiempíricos sencillos, de gran uso en ingeniería, que simplifican la forma de la playa en una línea de costa y en un perfil equilibrio. Todos estos modelos son de macroescala y largo plazo (superior a meses).

Tabla 2.2.4. Modelos de evolución de playas.

MODELO TIPO	DESCRIPCIÓN	
ANÁLITICO-NUMÉRICOS DE EVOLUCIÓN	<b>Evolución ola-corriente 3D</b>	Describen la morfodinámica en escalas de tiempo desde el orden de segundos hasta el orden de las horas. En general, son modelos que acoplan un modelo hidrodinámico tridimensional con un modelo de transporte. Su resolución espacial se encuentra en el orden de los m, por lo que no simulan las formas de microescala como ripples, dunas o antidunas. En la actualidad, y dada su complejidad numérica, se emplean para la determinación de la evolución de fondos en zonas singulares, como es el caso de la socavación en las proximidades de estructuras costeras.
	<b>Evolución ola-corriente Cuasi-3D</b>	Se diferencian de los 3D en que utilizan un modelo de corrientes integrado en vertical y en el oleaje al que añaden un determinado perfil vertical de velocidades.
	<b>Evolución ola-corriente 2DH</b>	Acoplan un modelo hidrodinámico integrado vertical (2DH) con un modelo de transporte de sedimento. Tienen un campo de aplicación similar a los 3D y cuasi-3D. En general, el modelo hidrodinámico de corrientes está basado en las ecuaciones de Navier - Stokes integradas en el período del oleaje y en profundidad, por lo que su resolución temporal es superior al período del oleaje. La propagación del oleaje debe resolverse mediante un modelo acoplado externo basado en la ecuación de la pendiente suave que no resuelve las interacciones no lineales entre ondas que dan lugar a componentes del surf - beat. Recientemente, los modelos basados en las ecuaciones de Boussinesq permiten resolver la escala del oleaje y los movimientos medios mediante las mismas ecuaciones, por lo que la escala de tiempos puede incluir las oscilaciones del oleaje y las interacciones onda larga - onda corta en la playa son descritas correctamente.
	<b>Evolución del perfil 2DV</b>	Estos modelos acoplan un modelo hidrodinámico 2DV con un modelo de transporte. Como en el caso anterior, el modelo hidrodinámico puede estar formado por un modelo externo de oleaje (en este caso sólo incluirá asomeramiento) y un modelo de corrientes promediado en el período del oleaje, por lo que, en este caso, su resolución temporal será superior al período del oleaje. En el caso de que el modelo de propagación sea de Boussinesq, la hidrodinámica resolverá simultáneamente el oleaje y los movimientos medios, así como las interacciones no lineales entre ondas. Como en el caso de los modelos anteriores, estos modelos no resuelven las formas de microescala como ripples, dunas y antidunas.
EVOLUCIÓN EMPÍRICOS	<b>Evolución del perfil</b>	Surgen como extensión de los modelos empíricos de perfil de equilibrio. El perfil se define mediante una o varias condiciones de equilibrio basadas en la dinámica del oleaje y mareas. Los parámetros del perfil se determinan mediante su relación con las condiciones de oleaje, marea y características de los sedimentos. Asumiendo que las condiciones de oleaje permiten al perfil alcanzar un equilibrio, una vez conocido el clima marítimo se puede definir una estadística de evolución del perfil de una determinada playa. Estos modelos son de macroescala, no pudiendo definir formas menores en el perfil como son barras, escalones, escarpes, barras crecientes, etc. La escala de tiempos es de largo plazo i.e. semanas o meses.
	<b>Evolución de la línea de costa, modelos de una o varias líneas</b>	Estos modelos no tratan de resolver la compleja hidrodinámica del oleaje y corrientes en la zona de rompientes. Son modelos de macroescala, que no resuelven las formas de lecho como ripples o antidunas o las formas de media escala o macroescala como beach cusps o megacusps (salvo que estos sean el resultado de una variación rítmica del oleaje incidente). Asimismo, la escala de tiempos comienza en estados de mar, es decir, desde las horas y pueden extenderse durante toda la vida útil de la playa si es preciso, por lo que convergen con los modelos de equilibrio. Los módulos que componen estos modelos suelen ser un módulo de propagación de oleaje más o menos complejo, un módulo de transporte longitudinal muy sencillo y un módulo de cambio de la línea de costa también muy básico, basado en la ecuación de conservación del sedimento. Son modelos muy utilizados en la ingeniería de playas. Entre estos modelos son de destacar los modelos de una o varias líneas.
	<b>Evolución morfodinámica</b>	Son modelos empíricos para la predicción de la evolución de la forma de las playas en función de las condiciones del oleaje, marea y tipo de sedimentos. La forma de las playas se simplifica mediante la definición de una serie de "estados de playa" y las condiciones hidrodinámicas y de sedimentos se implementan mediante parámetros adimensionales. Debido a su sencillez, muy utilizados en la ingeniería, pues permiten determinar, de forma estadística, la calidad de la playa y la formación de formas rítmicas de media y gran escala, que no pueden ser predichas con los modelos anteriores. Al constituir los estados de playa una especie de situaciones de equilibrio de la playa con la dinámica, estos modelos son de media escala espacial y de largo plazo i.e. semanas o meses, por lo que la información que proveen es de tipo estadístico.

Tabla 2.2.4. (Continuación) Modelos de equilibrio de playas

MODELO	DESCRIPCIÓN
<b>Perfil de equilibrio</b>	Estos modelos son de carácter empírico o semiempírico, se basan en alguna condición teórica de equilibrio entre la hidrodinámica y el transporte a través del perfil. El modelo de perfil de equilibrio más conocido es el de Dean, donde la forma del perfil de equilibrio es independiente de la dinámica marina. En los últimos años, se ha logrado definir el perfil de equilibrio en función de las condiciones medias de la dinámica, con lo que estos modelos pueden ser utilizados como modelos de evolución de largo plazo.
<b>Forma en planta de equilibrio</b>	Al igual que en el caso de los modelos de perfil de equilibrio, éstos definen la forma de la línea de costa de una playa en función de las características medias del oleaje. Son modelos empíricos, que con muy poca información sobre la dinámica marina permiten predecir la línea de costa media o de equilibrio, por lo que son de gran utilidad en el diseño de playas.

## Morfología de las dunas

### 2.3.1. Introducción

Las dunas se crean por la interacción entre el material granular (arena) y la fuerza de corte ejercida por el aire en la capa límite atmosférica. La morfología de las dunas refleja: 1) las características del sedimento, principalmente el tamaño del grano y 2) las características del viento superficial, tanto en lo que se refiere a la tensión tangencial en la superficie como a la variabilidad direccional del régimen anual. En la mayoría de las dunas costeras, la vegetación, detritos y los obstáculos topográficos son también factores determinantes en la formación de las dunas. A medida que la duna crece bajo la capa límite atmosférica, comienza a modificar el flujo primario. Estas modificaciones juegan un papel muy importante en la determinación de la morfología de las dunas.

Las geometrías que resultan de la acumulación eólica son muy diversas, con escalas de tamaños variables, muchas de ellas ampliamente referenciadas en ambientes desérticos. En el caso



de la franja litoral, las dimensiones de las dunas equivalentes suelen ser comparativamente menores, se generan geometrías específicas por la presencia de vegetación y la humedad ambiental permite la estabilidad de láminas de sotavento con pendientes elevadas (hasta 40°).

Las dunas costeras son un elemento dinámico del paisaje. Las dunas crecen a partir de la arena depositada por el oleaje en las bermas de playa. La arena de estas bermas se seca en los períodos de buen tiempo, pudiendo ser transportada por los vientos procedentes del mar hacia el interior, donde la disminución de la velocidad del viento debido al mayor rozamiento inicia el proceso de acumulación de la arena, proceso que con frecuencia se ve acelerado por la presencia de vegetación o de obstáculos, iniciando la formación del sistema dunar. La interrelación entre la aportación de sedimento arenoso por el mar y la vegetación es lo que define el desarrollo de las dunas costeras en las zonas templadas. En dichas zonas, donde la precipitación es suficiente para el crecimiento de la vegetación, la morfología de los sistemas dunares tiene una relación directa con la distancia desde la duna al mar, debido a que el ambiente salino y desecante que aportan los vientos marinos y la falta de nutrientes selecciona el tipo y variedad de vegetación que puede crecer en cada una de las zonas.

Las dunas costeras aparecen en todo el mundo distribuidas en una amplia variedad de regímenes climáticos. Las dunas costeras se forman en aquellos lugares de la costa donde hay dos requerimientos básicos: 1) disponibilidad de aportes de arenas de playa de tamaño adecuado, y 2) vientos procedentes del mar capaces de transportar las arenas hacia el interior, al menos parte del año. Estos requerimientos, junto con la participación de corrientes y oleaje, hacen que el proceso de formación y mantenimiento de dunas costeras dependa, por tanto, de una fuerte relación de los sistemas playa – duna siguiendo un modelo de proceso-respuesta. Estos dos sistemas evolucionan mutuamente ajustados mediante el intercambio de sedimentos Sherman y Bauer (1993).

La presencia de vegetación, si bien no es esencial para la formación de dunas costeras, tiene una influencia muy importante en la morfología dunar. La cobertura vegetal participa en la fijación de las arenas y modifica las características de la superficie en relación al flujo del viento Packham y Willis (1997). Dadas las características de los sistemas dunares españoles, consideraremos la vegetación como un elemento necesario en la génesis y desarrollo de las dunas costeras españolas.

En general, la vegetación puede desarrollarse sobre dunas costeras de todo tipo de climas (sólo en zonas áridas donde la precipitación media anual es menor de 50 mm no se desarrolla vegetación sobre dunas), siendo el principal factor natural limitante los regímenes de viento de gran intensidad, que provocan intensos procesos de erosión y acumulación de arenas (Tsoar, 2001).

Sin embargo, este tipo de situaciones son infrecuentes y la mayor parte de las dunas costeras del mundo presentan vegetación que participa en el proceso de formación y evolución de las mismas.

Las dimensiones de las dunas costeras en cuanto a las alturas varían desde 1-2 m hasta 20-30 m, aunque hay casos con alturas superiores a 100 m, con pendientes del lado de barlovento muy variables, dependiendo de la cobertura vegetal y el carácter progradante, en equilibrio o en erosión del sistema dunar y con pendientes elevadas en el lado de sotavento.

En este apartado se presenta la definición de algunos términos, conceptos y procesos involucrados en la morfología de las dunas.

### **2.3.2. Factores que pueden determinar la morfología de un campo dunar costero**

Las dunas costeras son el resultado de la interacción entre el viento y las superficies arenosas de la playa y las dunas, por lo que las características de ambos juegan un papel determinante en la morfología del campo dunar. Estas interacciones se ven moduladas por la vegetación y el propio crecimiento de la duna, que modifican el perfil del viento. En principio, los factores que determinan el tipo, alineación, tamaño y espaciado de las dunas son los siguientes (Flor, 2004):

1. Naturaleza de las arenas, especialmente su tamaño y clasificación.
2. Características del régimen de vientos y de la orientación de la playa respecto a los mismos.
3. Aportación de arena al sistema dunar.
4. Cubierta de vegetación.
5. Topografía de la zona terrestre adyacente a la playa.
6. Posición del nivel freático.
7. Grado de humedad propio del la zona costera.

#### **2.3.2.1. Influencia de la granulometría de la arena**

Los rangos granulométricos, dentro de la fracción arenosa, deben ser los adecuados en la playa, generalmente con una proporción mayoritaria de las fracciones más finas del conjunto ya que el viento se manifiesta como un agente dinámico selectivo de dichas fracciones menores. No obstante, vientos intensos son capaces de transportar la casi totalidad de las poblaciones granulométricas, pudiendo llegar a existir escasas diferencias en los tamaños medios entre la playa donante y la duna receptora.

### 2.3.2.2. Influencia del régimen de vientos y orientación de la playa respecto a los mismos

La actuación de vientos soplando desde mar hacia tierra con capacidad suficiente para transportar el sedimento fuera de la zona de influencia (oleajes y mareas) de la misma es un requisito fundamental para la formación de un sistema dunar costero ya que vientos actuando paralelamente al perfil costero solamente favorecen el transporte de deriva litoral y la formación de playas progradantes, pero sin campos dunares asociados. La orientación de la playa con una disposición preferentemente perpendicular u oblicua a los vientos con mayor capacidad de transporte permite la formación de campos dunares más amplios.

En una costa, actúan varios componentes de viento dependiendo del clima marítimo. Son los vientos reinantes los que ejercen una influencia más acusada sobre el emplazamiento de sedimento en los campos dunares y éste es más efectivo cuanto más perpendicular sea la dirección del flujo resultante en relación con la orientación del límite playa-duna. Además, cada componente de viento, en función de su intensidad y dirección, tiende a generar una tipología geométrica determinada de duna.

El régimen de vientos es un factor determinante de la morfología dunar en las zonas áridas. Como se describirá posteriormente, los barjanos y las dunas crecientes se forman en presencia de vientos unimodales, las dunas lineales aparecen con vientos bimodales, mientras que las dunas estrella se forman en regímenes de viento multimodales muy variables. Dada la prevalencia de los vientos provenientes del mar, los barjanos y los cordones de dunas crecientes suelen ser los que dominan las dunas costeras en áreas desiertas.

En las zonas con humedad suficiente, la vegetación tiende a estabilizar las dunas, pero cambios en la dirección del viento y tormentas fuertes pueden modificar la forma de las dunas, resultando una distribución compleja de colinas y depresiones, típicas de las dunas costeras.

### 2.3.2.3. Relación de las formas dunares con la disponibilidad de sedimento

La disponibilidad de un volumen excedentario arenoso en el borde costero y más concretamente en la playa suministradora o solidaria del campo dunar adyacente, es condición indispensable para la formación del campo dunar. Este condicionante es también fundamental ya que el depósito sedimentario eólico se constituye en la reserva que la playa almacena para su supervivencia futura ante un cambio en sentido contrario, predominantemente erosivo, en la evolución de la costa.

### 2.3.2.4. Influencia de la vegetación

La arena es un buen medio para el crecimiento de determinadas plantas debido a su capacidad de retención de la humedad que tiene la arena. La vegetación juega un papel determinante en la formación del sistema dunar costero, especialmente en las zonas con humedad suficiente para su germinación y crecimiento. La presencia de la vegetación reduce el transporte sedimentario debido a que: 1) introduce una rugosidad mayor en la superficie, lo que disminuye el flujo del viento sobre la misma y 2) intercepta los granos en saltación y actúa como una superficie blanda que absorbe una gran cantidad de energía, favoreciendo la sedimentación. La colonización vegetal del campo dunar, representada por comunidades específicas, que se disponen en bandas paralelas al límite playa-duna, determinando la sedimentación en general y la formación de tipologías concretas de dunas, en particular, como los cordones dunares, montículos aislados, etc.

### 2.3.2.5. Influencia de la topografía de la zona terrestre adyacente a la playa (posplaya)

Es necesaria una superficie de posplaya lo suficientemente amplia para albergar y permitir la mayor sedimentación posible. Los campos dunares costeros de mayores dimensiones ocupan áreas que reúnen este requisito; suelen representar zonas supramareales de playa con bermas amplias o relieves de ladera con pendientes suaves. En muchos casos, laderas más abruptas son capaces de contener dunas cuya sedimentación termina suavizando la pendiente inicial, siempre y cuando la tasa de sedimentación en la costa sea muy importante y los vientos adquieran una capacidad de transporte muy alta. En cualquier caso, este tipo de dunas ocupan áreas relativamente poco extensas; son muy numerosas en las costas cantábrica, gallega, gaditana y gerundense.

### 2.3.2.6. Posición del nivel freático

La posición del nivel freático que, en estas áreas tiende a situarse muy superficialmente, condiciona la fijación del sedimento arenoso y su participación en el desarrollo de algún tipo de dunas, como las parabólicas en las que el amplio corredor plano entre los brazos sedimentarios es una superficie de no erosión ni sedimentación. También esta tabla freática impide que progrese la erosión por debajo, caso de las depresiones erosivas (“blowout”) de tipo subcircular y alargado.

### 2.3.2.7. Grado de humedad propio del la zona costera

El grado de humedad propio del borde costero por la influencia marina sobre el aire y el suelo, en este caso actuando sobre los granos sedimentarios, dotándose de incierto grado de cohesión. Se favorece la sedimentación definitiva de las arenas y condiciona el tipo de colonización vegetal.

### 2.3.3. Morfología dunar

El tipo dunar más simple es la duna creciente o transversal, en la que el viento fluye prácticamente perpendicular a la línea de cresta. En ausencia de vegetación y otros factores como los topográficos, una sección transversal de dicha duna puede ser representada por la figura 2.3.1.

Como puede verse, la sección transversal de la duna de la figura 2.3.1 presenta una cara de barlovento de pendiente suave que corona en una cresta prácticamente horizontal, con un quiebro brusco de la pendiente o borde en la cara de sotavento o de avalancha, que en general presenta una pendiente próxima a la del ángulo de reposo de la arena ( $34^\circ$  a  $40^\circ$  según la humedad), con valores máximos de la pendiente en la parte superior, que van disminuyendo hacia la base o falda de la duna. Según las condiciones de viento y humedad, en determinadas ocasiones se forma una

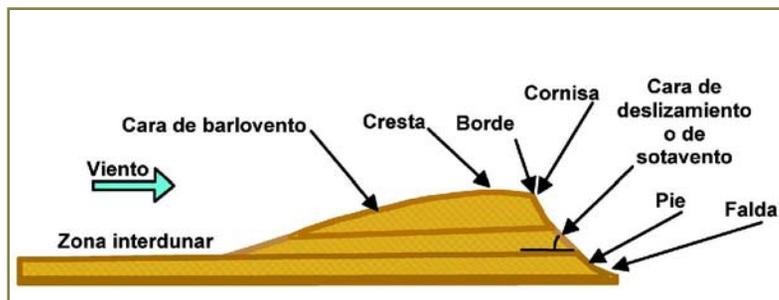


Figura 2.3.1. Morfología y terminología de una duna transversal simple.

cornisa en el borde de avalancha. En el caso de dunas móviles, el avance de la duna deja zonas de deflación cuasi-horizontales denominadas depresiones o zonas interdunares.

En las dunas costeras, la dominancia de los vientos marinos, la presencia de la vegetación y eventualmente, la erosión causada por el pisoteo, el pastoreo y la posición del nivel freático genera formas dunares muy diversas, algunas de las cuales se han representado en la figura 2.3.2. Las formas dunares representadas en esta figura son (Flor, 2004):

- A) Cordón dunar simple.
- B) Duna tabular, que si bien no es muy numerosa, puede sustituir al cordón dunar en determinadas circunstancias; en este apartado, se han recreado dunas prismáticas o montículos aislados.
- C) Dunas remontantes o rampantes de bajo y alto ángulo.

- D) Barjanes.
- E) Dunas parabólicas o en forma de U.
- F) Depresión o casquete subelíptico de erosión (“blowout”) con ribete sedimentario sobre un fondo plano por implicación de la tabla freática.
- G) Depresión o casquete alargado de erosión.
- H) Duna lingüiforme con cresta ligeramente convexa.
- I) Parte de un aklé, en este caso la forma protuberante de un sistema de barjanes coalescentes, también denominados duna barjanoides; los bordes laterales constituyen barjanes verdaderos.

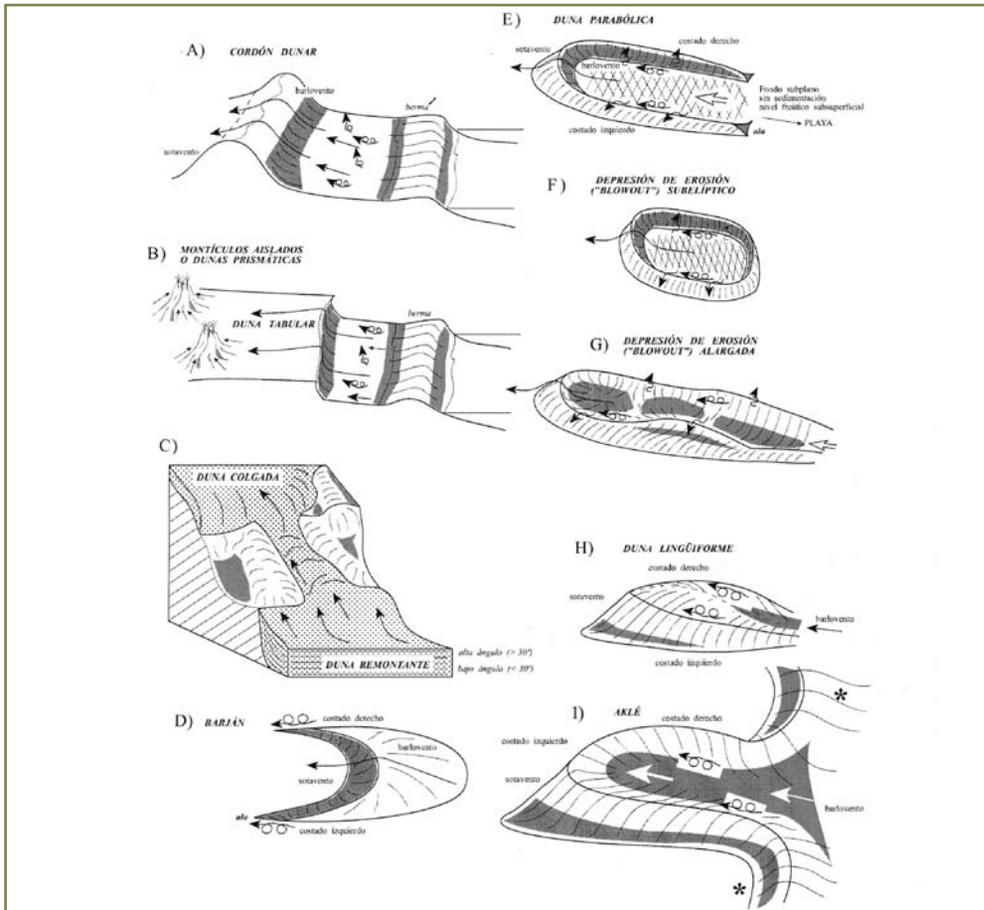


Figura 2.3.2. Diversas tipologías de dunas costeras. (Flor, 2004).

## 2.3.4. Morfología de un sistema dunar costero

### 2.3.4.1. Introducción

La morfología de las dunas costeras depende de la velocidad del viento (su capacidad de transporte), de la cantidad de arena disponible, de la fisiografía del sector costero y del tipo de vegetación. La vegetación tiene un papel importante no sólo por su capacidad de estabilizar los depósitos arenosos, sino también por su influencia en el flujo del viento y de arenas que éste transporta. De forma secundaria, la frecuencia de inundaciones por agua de mar, la acción del oleaje y la dirección del viento también influyen en el desarrollo morfológico de la duna.

### 2.3.4.2. Morfología de los sistemas dunares costeros vegetados

El flujo del viento y de la arena se ve modificado por las características de la cubierta de la vegetación: densidad, morfología, distribución y altura. Las densas y altas formaciones vegetales que origina el barrón, en las costas de la Europa atlántica y mediterránea, producen dunas altas y estrechas, con una acumulación de arenas producida preferentemente en el borde expuesto al viento, debido a la fuerte reducción de la velocidad del aire y por tanto, del transporte por saltación. Este fenómeno genera dunas embrionarias asimétricas con mayores pendientes en el borde expuesto al viento. En otras áreas biogeográficas donde las especies formadoras de dunas tienen crecimiento rastrero (*Spinifex*: Nueva Zelanda; *Ipomoea/Cannavalia*: México), la reducción del flujo de aire y arenas es menor, formando dunas asimétricas con la mayor pendiente situada en el lado protegido del viento.

La formación de cordones dunares continuos se produce en zonas donde las tasas de acreción son relativamente rápidas y la vegetación es densa y alta Hesp (2002). Los cordones dunares ya establecidos varían ampliamente en tamaño, desde uno o dos metros hasta más de 30 m en determinadas circunstancias. La cobertura de vegetación y el tipo de especies presentes también es muy variable y está en función de la región biogeográfica, el clima y la historia, estabilidad, exposición y dinámica sedimentaria existente Hesp (1991). En el caso de las dunas españolas, es de especial importancia las diferentes regiones biogeográficas y climáticas existentes, con un claro contraste de las dunas atlánticas y mediterráneas frente a las de las Islas Canarias.

Cuando un sistema dunar costero es progradante, se suelen formar una serie de cordones dunares paralelos, desde el más joven o duna embrionaria, situado en la parte alta de la playa seca, hasta los más antiguos, dunas grises o terciarias, que en los climas templados suelen estar completamente estabilizados por la vegetación. Una breve descripción de los diferentes elementos que encontramos en una sección transversal de un sistema dunar costero se presenta en figura 2.3.3.

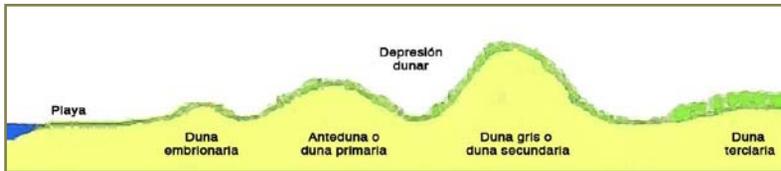


Figura 2.3.3. Corte transversal típico de un sistema dunar costero.

### Duna embrionaria

La primera línea de dunas en un sistema dunar progradante (que tiene una aportación neta de sedimento hacia la duna) corresponde a la duna más joven, denominada *duna embrionaria*. Esta duna está situada en una zona hostil a la vegetación debido a la alta salinidad, falta de humus y pH alcalino (8 – 9) debido a la presencia de fragmentos de conchas en la arena. Asimismo, es un ambiente muy seco, por el alto drenaje y la exposición al viento. Sólo algunas especies de hierbas muy especializadas pueden sobrevivir en este ambiente, por ejemplo, la *Agropyron junceiforme*. La cobertura vegetal es muy pequeña del orden del 20 %. Los oleajes de los temporales invernales pueden destruir estas proto-dunas, para volver a reconstruirse en los períodos de buen tiempo.

### Anteduna o duna primaria

La *anteduna o duna primaria (foredune)* se sitúa inmediatamente detrás de la duna embrionaria. Estas dunas son más antiguas y altas y con frecuencia se denominan dunas blancas debido a su cobertura parcial de vegetación, del orden del 80 %. En estas dunas y en las zonas templadas, domina el barrón (*Ammophila arenaria*).

### Depresiones interdunares

Las *depresiones interdunares (dune slacks)* se sitúan entre las antedunas y las dunas principales. En las zonas templadas, en invierno estas depresiones pueden estar cercanas o incluso por debajo del nivel freático. Esta mayor disponibilidad de agua y la protección del viento que proveen las antedunas hacen que la vegetación prolifere y cubra prácticamente el suelo, lo que acelera la creación de humus.



Foto 2.3.1. Anteduna parcialmente estabilizada por barrón.

### **Duna secundaria o duna gris**

Esta duna se sitúa hacia tierra de la depresión interdunar. En la *duna secundaria* las condiciones para el crecimiento de las plantas son mejores. El pH de estas dunas es más reducido que en las antedunas (entre 7,5 y 6,5) y además, hay más abrigo y el viento acarrea menos sal. Con estas condiciones, el número de especies se incrementa, cubriendo en algunas zonas totalmente la superficie arenosa. Una fina capa de humus se desarrolla a medida que las plantas se marchitan. La humedad y los nutrientes presentes en el humus colaboran en la colonización de esta duna.

### **Duna terciaria o zona de arbustos y bosque**

Tras las dunas secundarias se encuentran las *dunas terciarias*, a menudo completamente cubiertas de arbustos en la zona más cercana al mar y bosque como vegetación climax de las zonas templadas. En la mayoría de los sistemas dunares de las zonas templadas, la vegetación de las dunas terciarias está controlada por los usos humanos, y raramente se encuentra la vegetación natural. Es frecuente la utilización de estas dunas como pastos o la repoblación de las mismas con especies foráneas como el pino marítimo, con el objetivo de estabilizar las dunas.

#### **2.3.4.3. Sistemas dunares costeros no vegetados**

En aquellas zonas costeras donde la precipitación no es suficiente para el mantenimiento de la vegetación, los sistemas dunares costeros suelen estar formados por las tipologías dunares de las áreas desiertas, con dunas altamente móviles. Dada la prevalencia de los vientos marinos, en la zona cercana a la costa predominan los tipos dunares asociados a vientos unimodales como son las dunas crecientes, con sección transversal similar a la indicada en la figura 2.3.1. Si el régimen de vientos es variable, pueden aparecer todos los tipos dunares asociados a las áreas desiertas: dunas transversales, lineales y de estrella, descritos en las clasificaciones del apartado 2.3.5.

#### **2.3.5. Clasificaciones de las dunas y campos dunares**

Existen muchas clasificaciones morfodinámicas en las que las dunas se ordenan por su forma y relación con los vientos que las forman, especialmente por su alineación con relación al vector resultante del transporte neto de sedimento. El problema de estas clasificaciones es que asumen conocimiento del proceso de formación de las dunas, que es hasta la fecha incompleto. Por otro lado, el grado de cobertura vegetal y la erosión de la misma inducida por la dinámica marina, la actividad humana o la animal, introduce formas complejas en los cordones dunares costeros, por lo que no es posible apoyarse en una clasificación única.

En este apartado, se distinguen dos tipos básicos de dunas o campos dunares costeros: los asociados a los ambientes desérticos, donde la presencia de vegetación es escasa y no determinante en la dinámica dunar, caso de los campos dunares en las Islas Canarias y aquellos en los que la vegetación es determinante en la formación del sistema dunar.

### 2.3.5.1. Clasificación de las dunas costeras en ambientes desérticos no vegetados

La clasificación morfológica de McKee (1979) agrupa las dunas no vegetadas en función de su forma y del número de caras de deslizamiento, proponiendo seis grupos principales: *barjanes*, *crecientes*, *lineales*, *reversas*, *estrella* y *parabólicas*, ver figura 2.3.4.

Al mismo tiempo, dentro de cada una de estas formas principales, se pueden encontrar tres variedades de tipos de dunas: *simples*, *compuestas* y *complejas*. Las dunas simples corresponden a cada uno de los seis tipos básicos indicados anteriormente. Las dunas compuestas por la superposición de dos escalas de dunas del mismo tipo morfológico, como por ejemplo, la superposición de pequeñas dunas crecientes sobre las laderas de barlovento de dunas crecientes de mayor escala. Las dunas complejas ocurren cuando se superponen dos escalas de dunas de dos tipos diferentes, como en el caso de la formación de pequeñas dunas crecientes en los lados de grandes dunas lineales.

Además de los tipos dunares anteriores, algunos campos dunares contienen áreas con superficies arenosas relativamente planas o ligeramente ondulantes denominadas *sábanas de arena* y en otros casos, formas de dunas bajas ondulantes sin cara de deslizamiento denominadas *zibar*. La interacción entre la vegetación y el sedimento o los obstáculos da lugar a la acumulación de arena a sotavento de los mismos, formándose *colas de arena*. Donde la arena se acumula en zonas adyacentes a obstáculos topográficos se forman *dunas eco* o *dunas remontantes*, en el lado de barlovento y *dunas de proyección* y *dunas descendentes*, en el lado de sotavento del obstáculo. En otras situaciones, los obstáculos o la vegetación forman *montículos deposicionales*, los cuales suelen tomar una tendencia longitudinal debido a la persistencia o dominancia de una de las componentes del viento; en otros casos se forman *montículos o domos vegetados* que se conocen como “coppice dunes”, bien representados en campos dunares con una sedimentación deficitaria, especialmente en costas subáridas donde crece vegetación de tipo matorral, similares a las desérticas.

La mayoría de los grandes tipos dunares en ambientes desérticos se pueden acomodar a la clasificación de Pye and Tsoar (1990). Una versión de la cual puede verse en la figura 2.3.4.

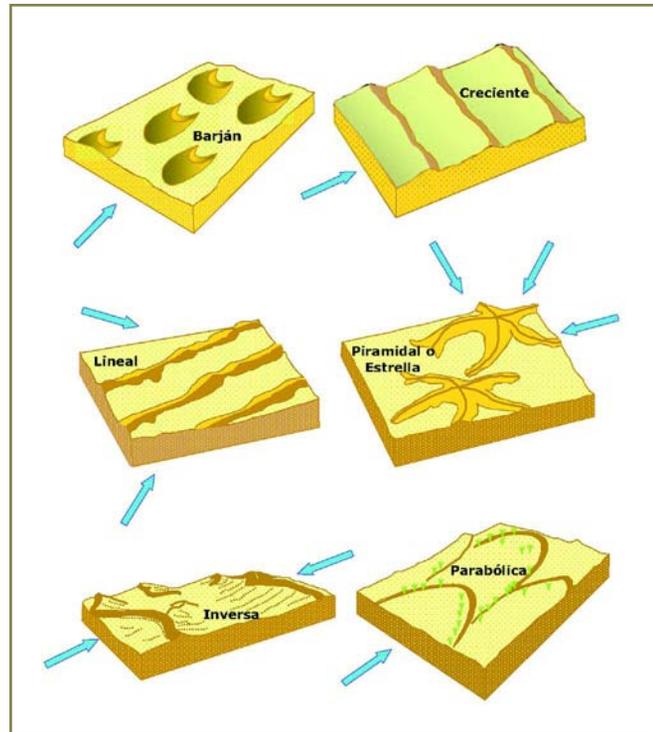


Figura 2.3.4. Tipos principales de dunas. modificada de McKee (1979). Flechas: Vientos dominantes.

### Dunas crecientes

Los tipos de dunas más sencillos son aquellos que se forman bajo regímenes de viento caracterizados por variaciones de dirección y sentido pequeñas. En ausencia de vegetación, las dunas crecientes serán las formas dominantes en regímenes de viento cuasi-unidireccionales. Este tipo de duna es estable hasta variaciones en la dirección del viento de  $15^\circ$  alrededor de la dirección media. Donde la disponibilidad de arena es limitada, se formarán dunas crecientes aisladas o barjanes, caracterizados por una cara de barlovento de pendiente baja y una cara de deslizamiento en forma de luna creciente con los cuernos avanzando en la dirección del viento (ver figura 2.3.4); a medida que aumenta la disponibilidad de arena, los cuernos de los barjanes se unen con los contiguos formando una cordones de dunas crecientes relativamente ondulantes, con la dirección principal de las crestas perpendicular a la dirección del viento y presentando claramente una cara de barlovento de suave pendiente y una cara de

sotavento o deslizamiento con pendiente en el límite de equilibrio de la arena (ver figura 2.3.4).

Si la duna sigue creciendo, pueden formarse dunas crecientes compuestas, en las que dunas crecientes menores se forman sobre la cara de barlovento de la duna mayor. También se pueden formar dunas crecientes en las caras de las grandes dunas de estrella, formando dunas complejas.

### **Dunas lineales**

Las dunas lineales se caracterizan por su gran longitud, rectitud, paralelismo, espaciado regular y una relación elevada entre la zona de duna y la interdunar. Estas dunas son transversalmente simétricas y en planta pueden ser sinuosas. La posición de la cresta oscila en función de la variabilidad estacional de la dirección del viento (ver figura 2.3.4). Las dunas lineales se desarrollan en áreas con regímenes de viento provenientes de un mismo sector pero con una amplia variabilidad direccional, o en zonas con regímenes de vientos bi-direccionales (vientos procedentes de dos direcciones diferentes) y muy raramente, en zonas con regímenes direccionales de viento complejos.

### **Dunas piramidales o en estrella**

Las dunas en estrella se caracterizan por su gran tamaño y forma piramidal, con tres o cuatro brazos que radian desde un pico central (ver figura 2.3.4). Cada brazo tiene una cresta sinuosa, con caras de avalancha que se alternan en función de la dirección del viento dominante en cada temporada. La parte superior de las dunas estrella es muy pendiente, con valores entre 15° y 30°. La base es muy ancha y con pendientes suaves, entre 5° y 10°. En los flancos inferiores se pueden formar dunas crecientes o reversas menores, dando lugar a una duna estrella compleja. Las dunas en estrella están asociadas a regímenes de viento multidireccionales, con un transporte neto anual relativamente bajo.

### **Dunas parabólicas**

Las dunas parabólicas son comunes en muchas zonas costeras (ver foto 2.3.2) y en zonas semiáridas. Estas dunas se caracterizan por su forma en U con los brazos vegetados parcialmente estabilizados y retrasados con respecto al sentido del viento de 1 a 2 Km de longitud y una zona activa en el cuenco de la U, con una altura entre 10 y 70 m, que avanza por avalancha (ver foto 2.3.2). Las condiciones bajo las que se desarrollan las dunas parabólicas no están todavía bien determinadas. Normalmente, están asociadas a áreas con una cubierta vegetal moderada y con régimen de viento unidireccional.



Foto 2.3.2. Formación de una duna parabólica a partir de una depresión o casquete eólico.

### 2.3.5.2. Clasificación de las dunas y campos dunares costeros vegetados

La inclusión de la humedad y, fundamentalmente, de la colonización vegetal son factores que desencadenan la aparición de formas individuales y conjuntos formados por la yuxtaposición de una o varias formas más propias, pero no exclusivas, de las dunas costeras; algunos autores las refieren como dunas vegetadas en sentido amplio Goldsmith (1985), pero pueden distinguirse algunas geometrías.

Dada la predominancia de los vientos marinos en la costa, la gran mayoría de las dunas costeras son de tipo creciente y en el caso de estar vegetadas, se desarrollan *colas de arena* y *dunas parabólicas*, estas últimas frecuentemente asociadas al desarrollo de *depresiones* o *casquetes eólicos* (*blowouts*) (ver foto 2.3.2).

Los depósitos costeros de arenas eólicas han dado lugar a una importante variedad de formas dunares. La clasificación de estas formaciones es también muy variada, ofreciendo esquemas desde muy simples hasta muy elaborados, comprendiendo el sistema dunar en toda su extensión o sólo la zona de influencia marina directa (Pye y Tsoar, 1990).

Entre los criterios más frecuentemente utilizados en la clasificación de las dunas costeras, incorporando algún componente de la dinámica del sistema, se incluye la consideración del balance sedimentario: Klijn (1981), propone una clasificación morfogenética (dunas costeras en desarrollo, estables o recesivas). Psuty (1988), incorpora un modelo basado en la interacción de la disponibilidad sedimentaria en la playa y en la duna en distintas fases del desarrollo dunar y

propone una clasificación de los frentes costeros en dunas primarias y secundarias. Las dunas primarias, caracterizadas por un intercambio sedimentario activo con la playa, constituirían las únicas dunas costeras reales. En presencia de una alta disponibilidad sedimentaria en la playa, la morfología resultante se correspondería con una serie de cordones costeros paralelos y de poca altura. En caso contrario, se produciría la regresión de la duna costera y una topografía dominada por entrantes de marea. De forma similar, la clasificación propuesta por Carter (1990), (ver figura 2.3.5), se basa en tres niveles cualitativos de aporte sedimentario relacionados con la dinámica costera (dunas progradantes, estables y regresivas) que condiciona la morfología del sistema duna-playa y la composición y dinámica de la vegetación presente.

APORTE SEDIMENTARIO			
	Bajo	Medio	Alto
a. Disponibilidad sedimentaria	Limitada	Compensada	Abundante
b. Ladera expuesta del frente costero	Erosiva	Mixta	Acumulativa
c. Playa emergida	Estrecha	Media	Ancha
d. Costa	Recesiva	Estable	Progradante
e. Sucesión vegetal	Regresiva	Sin sucesión	Progresiva

Incremento en el aporte sedimentario →

Figura 2.3.5. Criterio de clasificación de los frentes dunares costeros en base al aporte sedimentario (Modificada de Carter, 1990).

Otro grupo de clasificaciones consideran sólo aspectos ecológicos o conjuntamente la vegetación y la geomorfología en la tipificación de las dunas costeras (Goldsmith, 1977 y 1985; Hesp y Short, 1980 y Hesp, 1984), entre otros.

Hesp y Short (1980) y Hesp (1984) proponen una dicotomía basada en las características geomorfológicas y ecológicas de las dunas costeras. Un tipo dunar estaría integrado por depósitos eólicos costeros *incipientes*, originados a partir de la acumulación de arena en torno a vegetación pionera, y el segundo tipo dunar incluiría los depósitos eólicos costeros *estabilizados*, originados a partir de dunas costeras incipientes, donde la vegetación pionera ha sido sustituida por otro tipo de vegetación, generalmente leñosa. Los depósitos eólicos costeros incipientes se pueden a su vez subdividir en 5 tipologías basándose en la cobertura vegetal (Short y Hesp,

1982), (ver figura 2.3.6). En un extremo de esta subdivisión, la organización morfológica estaría dominada por el componente vegetal (frentes costeros fijados, paralelos a la línea de playa) y en el otro extremo, el factor dominante estaría representado por el componente eólico (cuencas de deflación, barjanes). Las fases intermedias se corresponderían con formas de transición caracterizadas por una topografía fragmentada.

<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Fa:</b> 90-100% cobertura: frentes costeros lineales paralelos</li> </ul>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Fb:</b> 75-90% cobertura: Formación incipiente de cubetas de deflación dispersas. Acumulación eólica dominante en la cresta del frente costero.</li> </ul>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Fc:</b> 45-75% cobertura: Dunas tipo montículos y topografía cóncava. Acumulación eólica dominante en las laderas perpendiculares a la línea de playa del frente costero.</li> </ul>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Fd:</b> 20-45% cobertura: pequeñas dunas del tipo cubetas de deflación. Desprendimientos en las laderas de playa de los frentes costeros.</li> </ul>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Fe:</b> 0-20% cobertura: Dunas tipo barján y cubetas de deflación transversales.</li> </ul>	

Figura 2.3.6. Clasificación de los frentes dunares costeros propuesta por Short y Hesp (1982).

Las morfologías y tipologías de dunas han sido principalmente investigadas en el Cantábrico por Flor (1980, 1981, 1983 y 1992). De tal forma que dicho autor ha diferenciado en algunas playas de este litoral dunas de diversa índole: barjanes, dunas longitudinales y transversales, eco, parabólicas, etc. Este autor propone una clasificación con criterios diferenciales que inciden en su geometría resultante: formas erosivas, sedimentarias y mixtas, control del relieve circundante y de la posplaya, geometría, componentes direccionales del viento, dependencia de la estructura del flujo y escala de tamaños. Se engloban la mayor parte de las formas resultantes dentro de las costas templado-húmedas y, por tanto, reconocibles en el territorio peninsular e insular del estado español. En la tabla 2.3.1 se muestra la propuesta de clasificación geomorfológico jerarquizada de dunas eólicas realizada por este autor, particularmente válida para costas de climas templado-húmedos.

**Tabla 2.3.1. Clasificación de dunas costeras. Se mantienen la mayor parte de las denominaciones clásicas sobre los tipos de dunas existentes en la literatura (Flor, 2004).**

**A) DUNAS DEPOSICIONALES**

**I.- NO CONTROLADAS POR EL RELIEVE**

- 1.- Formas tabulares – **dunas tabulares** ["sand sheets"] (M)
  - a.- controladas por la colonización vegetal – **montículos deposicionales**: (M)
    - **montículos cónicos** ["conical mounds"] (vientos persistentes) -forma piramidal
    - **colas de arena** ["shadow dunes"] (vientos persistentes) -forma lobulada
    - **domos vegetados** ["coppice dunes"] (vientos persistentes)
- 2.- Formas longitudinales
  - b.- no controladas por la colonización vegetal:
    - **dunas longitudinales** (vientos intensos con una dirección predominante) (D y H')
    - **dunas de proyección** ["lee-projection dunes"] (flujos intensos unidireccionales soplando sobre sotavento)(M)
  - c.- indiferentes:
    - **dunas lingüiformes** (vientos intensos con una dirección predominante) (D y H')
    - **dunas aklé** (vientos intensos con una dirección predominante) (D y H')
- 3.- Formas transversales
  - **cordones dunares** ["foredunes"]
    - irregulares (vientos predominantes y otros: vegetación irregular) (H)
    - simétricos ( vientos predominantes moderados, vegetación uniforme) (H)
  - **dunas transversas** (vientos predominantes) (D y H')
- 4.- Formas mixtas
  - **barjanes y campos dunares barjánicos** (vientos predominantes) (D' y H)

ESCALA DE TAMAÑOS	
d	= decimétrica
M	= métrica
D	= decamétrica
H	= hectométrica
K	= kilométrica
* predominante	

**II.- CONTROLADAS POR EL RELIEVE**

- 1.- Formas tabulares
  - **dunas remontantes** ["climbing dunes"]
    - bajo ángulo (<35°) (D y H')
    - alto ángulo (>35°) (D y H')
  - **dunas colgadas** ["cliff-top dunes"] (M' y D)
  - **dunas descendentes** ["falling dunes"] (M\* y D)
- 2.- Formas transversales
  - **dunas envolventes** ["wrap-around dunes"] (d' y M)
  - **dunas eco** (d' y M)
- 3.- Formas mixtas
  - **dunas paraboloideas** ( vientos intensos unidireccionales, parcialmente controladas por la vegetación) (H)
  - **dunas barjanoideas** (vientos intensos unidireccionales) (H)

**B) DUNAS MIXTAS (TIPOLOGÍAS EROSIVAS Y DEPOSICIONALES)**

**I.- NO CONTROLADAS POR EL RELIEVE**

- 1.- Formas simples
  - **cuencas de deflación** ["deflation basins"] (vientos intensos) (H)
- 2.- Formas mixtas
  - **casquetes o depresiones erosivas** ["blowouts"] (uno o varios vientos intensos)
    - semicirculares o elípticos (M y D')
    - elongados (D y H')
  - **parabólicas o dunas con forma de U** (vientos intensos unidireccionales, parcialmente controladas por vegetación) (H)

**C) DUNAS EROSIVAS**

**I.- NO CONTROLADAS POR EL RELIEVE**

- 1.- Formas simples
  - **casquetes o depresiones erosivas** (uno o varios vientos intensos) – semicirculares o elípticos (M y D')
  - **geometrias residuales**
    - pináculos piramidales "knobs" (oleajes y/o vientos) (M)
    - prismas longitudinales (vientos) (D y H)

Entre esta variedad de clasificaciones de tipos dunares costeros, en este manual se seguirá una clasificación simple, que reconoce cuatro tipos principales: primer cordón o anteduna, casquetes o depresiones eólicas, dunas parabólicas y mantos dunares transgresivos (ver figura 2.3.7). De estos tipos, el que es objeto de este manual es el primer cordón costero. El primer cordón costero o anteduna, se define como un depósito de arenas paralelo a la costa, convexo, de simétrico a asimétrico. Es el primer cordón formado en playa alta por acumulación por el viento de arena eólica con vegetación. Incluye dunas incipientes o embrionarias, primera duna estable y cordones relictos que fueron primeros cordones. Las dunas parabólicas y las depresiones son propias de zonas con alta intensidad de viento e intenso transporte de arenas. Las depresiones ocurren cuando se destruye la vegetación, progresando el aporte de arenas hacia el interior, pudiendo dar lugar a la formación de las dunas parabólicas con forma de U o V, que avanzan hacia el interior. Los campos y mantos dunares transgresivos se forman cuando se produce un ingente transporte de arenas hacia el interior por fuertes regímenes de vientos. Suelen estar desprovistos de vegetación.

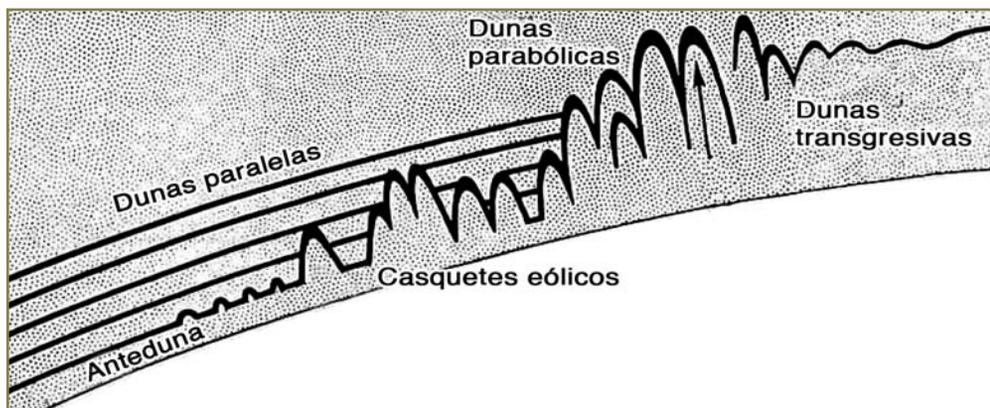


Figura 2.3.7. Tipos de dunas costeras. Bird, E.C.F. (1990).

## 2.3.6. Dinámica dunar

### 2.3.6.1. Introducción

La iniciación, desarrollo y morfología de equilibrio de todas las dunas está determinada por los cambios en las tasas de transporte de sedimentos en el tiempo y en el espacio que dan lugar a

erosión y sedimentación. Los esquemas de erosión sedimentación local pueden ser determinados en términos de la ecuación de continuidad del sedimento. Los mismos principios pueden ser aplicados a dunas completas y a campos completos de dunas, para examinar su dinámica en términos de balances sedimentarios. La ecuación de continuidad del sedimento:

$$\frac{dh}{dt} = - \frac{dq_{si}}{dx_i}$$

donde  $h(x_i; t)$  es la elevación de la superficie,  $x_i$  ( $i=1, 2$ ) son las coordenadas horizontales y  $q_{si}(x_i; t)$  es la tasa de transporte en la dirección  $x_i$ .

Como puede verse en la ecuación de continuidad, los cambios espaciales en la tasa de transporte de sedimentos son fundamentales para controlar la morfología de las dunas. En las áreas donde el viento cambia estacionalmente, los patrones de erosión y sedimentación cambian con las estaciones. Por otro lado, el desarrollo de la duna modifica la estructura del viento alrededor de ella, estableciéndose un equilibrio dinámico entre la morfología de la duna y el flujo local del viento.

### 2.3.6.2. Iniciación de las dunas

Los procesos de iniciación de las dunas están todavía pobremente entendidos y analizados. La formación de dunas implica la sedimentación local que dé lugar a la formación de una forma de lecho que se propaga con el viento. La sedimentación implica una reducción local del caudal de transporte, la cual se puede producir por una convergencia de las líneas de corriente detrás de un obstáculo, por una disminución de la velocidad del viento debido a un aumento de la rugosidad del lecho (por ejemplo, por la presencia de vegetación) o por variaciones de la micro-topografía (cambios de pendiente, formas de lecho relictas, etc.).

Los vórtices que se generan tras los obstáculos dan lugar a formas de diferentes escalas como las dunas sombra, generadas a sotavento de piedras o vegetación o a formas mayores como las venas arenosas observadas a sotavento de los cráteres en Marte. Algunos autores han sugerido que las dunas lineales pueden generarse a partir de un núcleo de duna sombra. Grandes obstáculos como escarpes o colinas aisladas pueden dar lugar también a la formación de dunas lineales en la zona de sotavento. Estas dunas pueden romperse en barjanes aislados una vez que cesa la influencia del obstáculo.

Kocurek *et al.*, (1992) han documentado la iniciación y el crecimiento de dunas en Padre Islands, Texas. El inicio de formas de lecho tiene lugar cuando las velocidades del viento se

reducen entre un 37 % y un 86 % de los valores a barlovento de la zona de inicio debido a cambios en la rugosidad aerodinámica o micro-topografía producidos por zonas con vegetación, depresiones de erosión, topografía dunar relictas, o dunas sombra. No todos los sitios con sedimentación inicial desarrollan dunas, pero su crecimiento se ve favorecido por una mayor tasa de sedimentación y por un incremento de la aportación de arena. Muchas protodunas pequeñas pierden arena con vientos fuertes y algunas son eliminadas totalmente. Kokurek *et al.*, (1992) propone cinco etapas en la iniciación y desarrollo de las dunas con una evolución progresiva de la cara de sotavento y el desarrollo de un flujo secundario con expansión y separación, (ver figura 2.3.8).

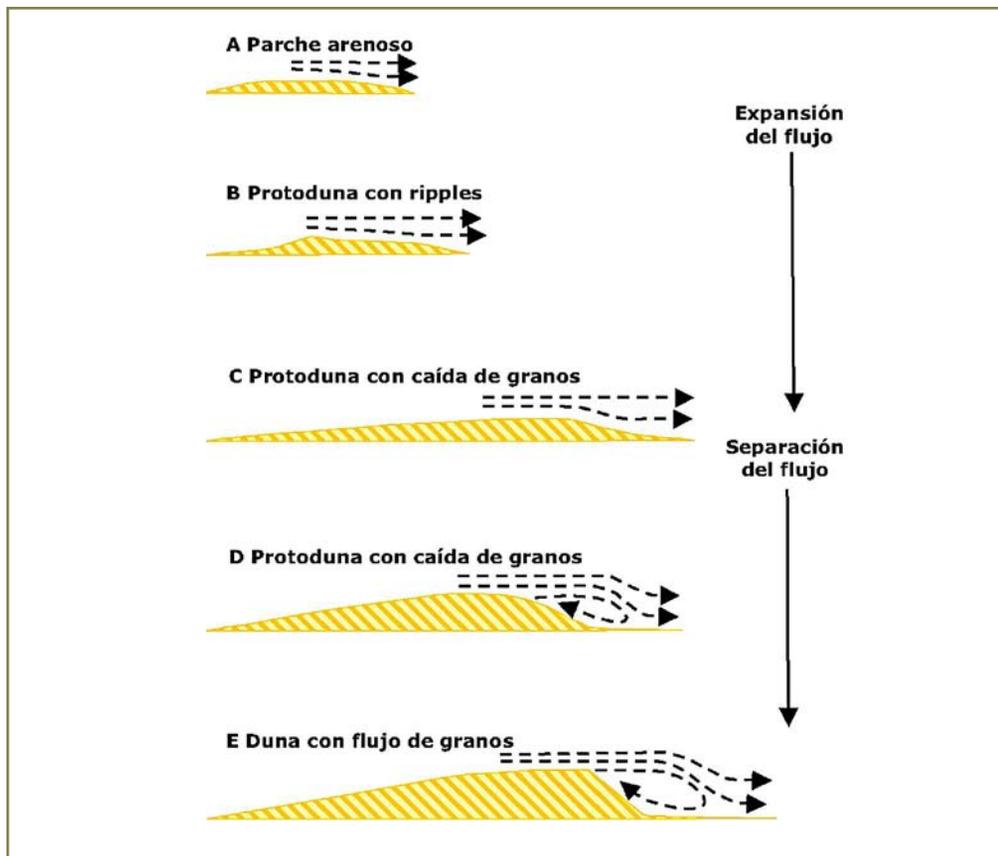


Figura 2.3.8. Etapas de la iniciación de dunas. Modificada de Kocurek et al., 1992.

- 1) Formación de parches irregulares de arena seca de unos pocos cm de altura,
- 2) Desarrollo de protodunas de 0.1 a 0.35 m de altura con ripples en toda su superficie,
- 3) Incremento del tamaño de las protodunas a 0.25 a 0.40 m de altura con caída de granos en la pendiente de sotavento e inicio de la divergencia de las líneas de corriente a sotavento,
- 4) Barjanas de 1 a 1.5 m de altura con separación del flujo y caída de granos en la pendiente de sotavento y
- 5) Líneas de dunas crecientes de 1 a 2 m de altura. Las dunas en fase de desarrollo se caracterizan por tener una pendiente de barlovento mayor que la de sotavento. El cambio de la expansión del flujo a la separación se produce cuando la pendiente de sotavento excede los 22°.

Una vez que las dunas alcanzan los estadios 4 y 5, la evolución subsiguiente tiene lugar por soldadura, separación, unión lateral y fusión de dunas. El crecimiento de las dunas es a expensas de las áreas interdunares y el esquema evoluciona hasta que la relación altura/separación (peralte) tiende a 1/20.

Este proceso de crecimiento de las dunas puede verse alterado por la presencia de la vegetación, obstáculos y otros factores como los indicados en el apartado 2.3.2.

### 2.3.6.3. Construcción de las dunas costeras

Las dunas costeras comienzan a formarse en la zona de playa seca, la franja de playa que se encuentra libre del oleaje y de las mareas vivas, de costas progradantes siguiendo un proceso que incluye las siguientes fases: 1) Se produce la germinación de semillas o se desarrollan fragmentos de plantas, como rizomas o estolones, que han sido depositados por las mareas o el viento, procedentes de otros sectores costeros o de dunas más interiores del mismo sector; 2) Los granos de arenas que se desplazan por saltación por la playa son interceptados por la estructura aérea de la vegetación y comienzan a acumularse formando pequeños montículos que crecen a medida que crece la planta sobre la que se forman. 3) Cuando la abundancia de vegetación es alta, los montículos que se han formado se unen durante su crecimiento y forman una pequeña duna de generalmente 50-100 cm de altura, denominada *duna embrionaria o incipiente*. Si la abundancia de vegetación en la playa alta es baja, el grado de desarrollo de la duna embrionaria será menor, no llegándose a formar un cordón linear continuo, sino una zona de montículos aislados o *nebkas*. Una *nebka* es una duna discreta formada alrededor

de una planta Nickling and Wolfe, (1994). Los materiales inertes como basuras de todo tipo, maderos, restos de embarcaciones, etc, transportados por el oleaje a la parte alta de la playa por los temporales, son también capaces de acumular arenas al servir de obstáculo al transporte de arenas por el viento, si bien son formaciones que no crecen una vez se ha enterrado el obstáculo. Estos depósitos pueden aportar materia orgánica que sirva para el posterior crecimiento de la vegetación.

La formación de la duna costera continuará hasta que, o bien el sector de costa deje de ser progradante, o bien comience a formarse una nueva duna embrionaria. En ambas situaciones el resultado será una disminución del aporte de arenas dejando de crecer el cordón dunar en altura y anchura Hesp y Martínez (2007). En el último caso, se produce una sucesión de cordones dunares separados por depresiones característica de numerosos sistemas dunares costeros y que refleja la cronosecuencia de formación de los mismos.

## 2.4

# Parámetros sedimentológicos

## 2.4.1. Introducción

La fuente fundamental de arena de las dunas costeras es el sedimento arenoso transportado por el oleaje hacia la playa, el cual está íntimamente relacionado con el balance sedimentario de la misma. Desde un punto de vista global, la disponibilidad de sedimento es máxima en las costas afectadas por las glaciaciones, donde las fluctuaciones del nivel del mar han permitido el transporte del material de la plataforma continental hacia la costa y donde la erosión costera provee de abundante material arenoso, en la actualidad.

Las dunas son también numerosas en las desembocaduras de los ríos y en las bocanas de los estuarios, donde existe disponibilidad de sedimento y capacidad de transporte hidráulico y en las barras litorales de costas bajas. Incluso en los húmedos trópicos existen importantes campos de dunas costeras hasta el extremo que, en algunas islas tropicales, son el único relieve que sobresale del agua.

En este apartado se describen las características físicas de la arena de los campos dunares relativo a la composición, color, forma de los granos y granulometría.

## 2.4.2. Composición

La arena de la dunas costeras comprende una variedad de granos de minerales: cuarzo, feldespato, partículas calcáreas (foraminíferos, pedazos de conchas y coral) pequeñas cantidades de mine-

rales de metales pesados y en las costas volcánicas, basaltos, andesitas, pumitas y otras rocas volcánicas. El requerimiento básico es la existencia de partículas con el equivalente hidráulico de granos redondeados de cuarzo en el rango de tamaños de 2 a 0,1 mm con densidad 2650 g/m<sup>3</sup>.

### 2.4.3. Color

El color de las arenas de las dunas costeras oscila desde los amarillentos de las arenas cuarcíferas a los blanquecinos de las arenas coralinas de base caliza. En las zonas volcánicas, las arenas son grises o negras, debido al color de las rocas volcánicas de las que proceden. El color amarillento de las arenas cuarcíferas es consecuencia del precipitado de óxidos de hierro en los recovecos de los granos. Como esta precipitación se produce en la duna, las arenas dunares suelen tender a oscurecerse a medida que se encuentran más alejadas de su origen en la playa.

### 2.4.4. Forma de los granos

Dada la procedencia marina de la arena, la fracción gruesa de las dunas costeras (por encima de los 0,5 mm) suele estar compuesta de granos bien redondeados. Sin embargo, por debajo de los 0,25 mm, los granos apenas sufren abrasión. Dado que la fracción arenosa dominante en las dunas es la comprendida entre los 0,125 y 0,250 mm, la mayoría de los granos en las dunas oscilan entre sub-angulares a sub-redondeados.

Si se observa la superficie de los granos de arena de las dunas al microscopio se pueden encontrar algunas formas características como: 1) redondeo de los bordes, 2) placas invertidas resultantes de la rotura del cuarzo a lo largo de los planos de fractura de la estructura cristalina, 3) depresiones alargadas resultantes de la fractura en concha debida a la colisión entre granos, 4) superficies lisas debidas a la disolución y re-precipitación de la sílice y 5) fracturas arqueadas resultantes de las colisiones y/o desgaste.

### 2.4.5. Distribución granulométrica

Los geomorfólogos miden el tamaño de las arenas en unidades  $\phi$ , mientras que los ingenieros de costas utilizan los milímetros (mm) o las micras ( $\mu\text{m}$ ). La relación entre las unidades  $\phi$  y los mm para el tamaño del grano viene dada por la expresión:

$$\phi = -\frac{\log(\text{mm})}{\log(2)} \Rightarrow \text{mm} = 2^{-\phi}$$

La mayoría de las dunas costeras está formada por arenas finas a medias (tamaño medio 1.60 a  $2,65\phi$ , equivalente a 330 a 160  $\mu\text{m}$ ) y muy bien a moderadamente clasificadas (desviación estándar 0,26 a  $0,55\phi$ , ver tabla 2.4.1), aunque existe un rango bastante amplio dentro de una misma duna y entre dunas de diferentes costas.

Los depósitos de ripples tienden a ser relativamente más gruesos y peor clasificados que el resto de los depósitos de duna porque contienen granos que han sido transportados tanto por saltación como por reptación. Los depósitos de caída de granos (que se depositan en la cara de sotavento) suelen ser los más finos y mejor clasificados, ya que están compuestos sólo por granos transportados por saltación.

Los depósitos de flujo de granos suelen ser ligeramente más gruesos y peor clasificados que los depósitos de caída de granos porque han sido re-trabajados por la avalancha, la cual lleva los granos gruesos a la superficie. Estos granos más gruesos pueden rodar después por la cara de avalancha para acumularse en la base de la misma. Las variaciones en la distribución espacial de estos tipos de depósito eólico en las dunas, junto con los cambios en la efectividad de los procesos de saltación y reptación sobre las pendientes, dan lugar a la aparición de los patrones de los parámetros de tamaño de grano y a una clasificación que reflejan la acción de los procesos de transporte de arena en las dunas.

Los parámetros de la distribución del tamaño más utilizados son el tamaño medio, la desviación estándar y el sesgo o asimetría de la distribución. Cuando la distribución de tamaños se establece en unidades  $\phi$  un sesgo positivo indica la existencia de una cola de granos finos (tamaño medio menor que la mediana) mientras que un sesgo negativo es indicativo de una cola de granos gruesos (tamaño medio mayor que la mediana).

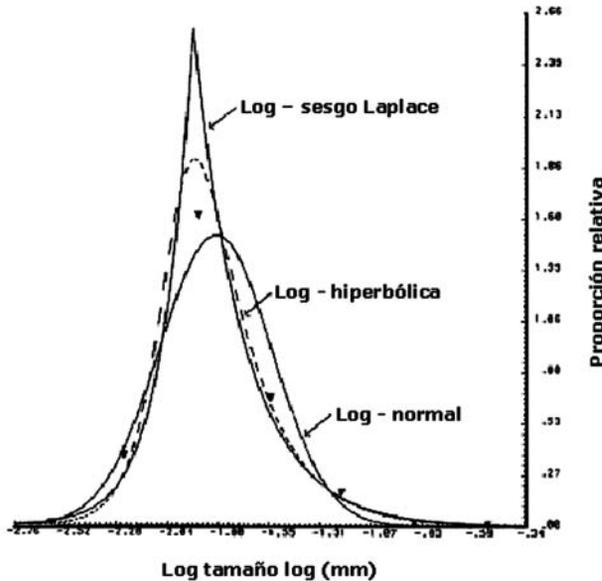
**Tabla 2.4.1. Terminología de la estadística gráfica de la clasificación y el sesgo de las arenas. Fuente: Folk and Ward, 1957.**

CLASIFICACIÓN	DESVIACIÓN ESTÁNDAR EN UNIDADES $\phi$	SESGO	SESGO EN UNIDADES $\phi$
Muy bien clasificada	> 0,35	Sesgo muy positivo	+1,0 a +0,3
Bien clasificada	0,35 a 0,50	Sesgada positivamente	+0,3 a +0,1
Moderadamente bien clasificada	0,50 a 0,70	Simétrica	+0,1 a -0,1
Moderadamente clasificada	0,70 a 1,00	Sesgada negativamente	-0,1 a -0,3
Mal clasificada	1,00 a 2,00	Sesgo muy negativo	-0,3 a -1,0
Muy mal clasificada	2,00 a 4,00		

La función más utilizada para representar la distribución de tamaño del grano es la log-normal, aunque recientemente se ha propuesto la utilización de la distribución log-hiperbólica, Barndorff-Nielsen *et al.*, 1982, (ver Tabla 2.4.2.), de la que la lognormal es una expresión asintótica cuando  $\phi = \gamma\delta \rightarrow \infty$  mientras  $\delta\sqrt{(\phi\gamma)} \rightarrow \sigma^2$ . Otra distribución también utilizada es la log-sesgo Laplace, que también es expresión asintótica de la log-hiperbólica cuando  $\delta \rightarrow 0$ .

**Tabla 2.4.2. Funciones de densidad más utilizadas para la distribución del tamaño de grano en dunas.**

DISTRIBUCIÓN	FUNCIÓN DE DENSIDAD
Log-normal	$g(x, \mu, \sigma) = \frac{1}{\sigma \cdot \sqrt{2 \cdot \pi}} \cdot \exp\left\{-\frac{(x - \mu)^2}{2 \cdot \sigma^2}\right\}$
Log-hiperbólica	$g(x, \phi, \gamma, \delta, \mu) = \frac{\sqrt{\phi \cdot \gamma}}{\delta \cdot (\phi + \gamma) \cdot B_3\left(\frac{\phi \cdot \gamma}{\delta \cdot \sqrt{\phi \cdot \gamma}}\right)}$ $\exp\left\{-\left[\phi + \gamma\right] \cdot \sqrt{\delta^2 + (x - \mu)^2} + (\phi - \gamma) \cdot (x - \mu)\right\} / 2\}$ donde $B_3$ es la función de Bessel modificada de tercer orden y $\phi, \gamma, \delta > 0$
Log-sesgo Laplace	$g(x, \alpha, \beta, \mu) = \begin{cases} (\alpha + \beta)^{-1} \cdot \exp\{(x - \mu) / \alpha\} & x \leq \mu \\ (\alpha + \beta)^{-1} \cdot \exp\{(x - \mu) / \beta\} & x > \mu \end{cases}$



# 2.5

## El transporte eólico

### 2.5.1. Introducción

Las variaciones espaciales y temporales en las tasas de transporte de arena constituyen un factor determinante de la morfología y dinámica dunar. Por esta razón, es importante la comprensión de los principios que gobiernan el transporte de la arena por el viento antes de examinar los procesos que intervienen en la dinámica dunar. Se pueden distinguir tres tipos diferentes de movimiento en el transporte eólico, que dependen principalmente del tamaño de grano del material disponible (ver Tabla 2.5.2).

### 2.5.2. El viento superficial

La circulación del aire es casi siempre turbulenta y consiste en remolinos de diferentes escalas que se mueven con diferentes velocidades y direcciones. Dichos remolinos turbulentos transfieren cantidad de movimiento por medio de procesos de mezcla turbulenta entre las diferentes capas del fluido, de manera que cada capa tiene diferente dirección y velocidad media. Debido a la fricción con la superficie, la velocidad en las proximidades de ésta disminuye. Cuando las partículas o las formas de la superficie tienen una rugosidad superior a 80  $\mu\text{m}$  la superficie se considera aerodinámicamente rugosa. En estas condiciones, se forma en las proximidades de la superficie una subcapa viscosa cuyo perfil no está bien descrito todavía. En condiciones de estabilidad atmosférica, el *perfil de velocidad* por encima de esta subcapa viscosa de las superficies aerodinámicamente rugosas viene dado por la ecuación de Prandtl-von Karman:

$$\frac{u}{u^*} = \frac{1}{\kappa} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (1)$$

donde  $u$  es la velocidad media del viento a la altura  $z$ ,  $z_0$  es la longitud de rugosidad superficial,  $u^*$  es la *velocidad de corte o fricción* y  $\kappa \cong 0.4$  es la constante de von Karman. En estas condiciones, si se representa la velocidad del viento en el eje  $z$  logarítmico el perfil resultante es una recta que intercepta al eje  $z$  a la altura  $z_0$ . Con este modelo todos los perfiles convergen en  $(0, z_0)$ , independientemente de la velocidad del viento. Esto quiere decir que  $u^*$  a una determinada altura  $z$  aumenta al incrementar la velocidad del viento.

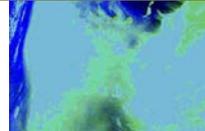
**Tabla 2.5.1. Valores típicos de la longitud de rugosidad de varias superficies. Fuente: Blumberg and Greeley, 1993.**

Tipo de superficie (m)	Altura de rugosidad aerodinámica $z_0$
Playas	0.00008 - 0.00013
Conos aluviales	0.00076 - 0.00310
Flujos de lava	0.00132 - 0.07351

En superficies formadas por arena, la longitud de rugosidad  $z_0$  es aproximadamente 1/30 del tamaño medio de los granos. En superficies más rugosas, la longitud de rugosidad también varía con la forma y la distancia entre las diferentes partículas. En la tabla 2.5.1, se presentan algunos valores típicos de la longitud de rugosidad de varias superficies. Cuando la superficie está cubierta por vegetación o por gran cantidad de otros elementos de mayor rugosidad, el punto donde la velocidad del viento se anula ya no es la superficie del suelo, sino que se desplaza hasta una altura que depende de la altura, densidad, porosidad y flexibilidad de los elementos de rugosidad. Esta nueva altura se denomina *altura de desplazamiento del plano cero, d*. En estas condiciones, el perfil del viento se representa por:

$$\frac{u}{u^*} = \frac{1}{\kappa} \cdot \ln \left( \frac{z - d}{z_0} \right) \quad (2)$$

**Tabla 2.5.2. Modos de transporte eólico.**

MATERIAL	TAMAÑO (μm)	MODO DE TRANSPORTE EÓLICO	DESCRIPCIÓN DEL MOVIMIENTO	
Polvo	< 60 - 70	Suspensión	Viajan en suspensión grandes distancias acompañando los remolinos turbulentos de la capa límite atmosférica. Su papel en la dinámica de dunas es insignificante.	
Arena fina media	60 - 500	Saltación y reptación	<b>Saltación:</b> Modo de transporte dominante en los sistemas dunares. Trayectorias parabólicas con fuertes ángulos de salida y ángulo suave de caída. <b>Reptación:</b> movimiento de las partículas adyacentes a las partículas que sufren impacto de los granos en saltación.	
Arena gruesa	> 500	Deslizamiento	Las partículas demasiado pesadas para saltar se mueven por deslizamiento o rodadura sobre la superficie debido al impacto de los granos en saltación. También afecta a las partículas menores menos expuestas	

La velocidad de fricción  $u^*$  es proporcional a la pendiente del perfil vertical de velocidades en una escala logarítmica estando relacionada con la *tensión de corte*  $\tau$  en la superficie y con la densidad del aire,  $\rho_a$  mediante la expresión:

$$u^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}} \quad (3)$$

Estas relaciones son representativas del perfil de velocidades para condiciones atmosféricas neutras. Si la atmósfera es inestable, el gradiente vertical de velocidad varía ligeramente con la altura, por lo que se incrementa la tensión de corte en la superficie. En condiciones estables, la tensión de corte en la superficie disminuye. Las variaciones topográficas también producen efectos importantes en los perfiles de velocidad del viento, debido a la convergencia y divergencia de las líneas de corriente, de manera que la variación topográfica debida a la existencia de las dunas modifica el perfil del viento, por lo que los modelos anteriores no pueden ser aplicados en dichas situaciones al dejar de ser log-lineales los perfiles.

### 2.5.3. Puesta en movimiento de la arena por el viento

#### 2.5.3.1. El umbral de inicio del movimiento

Los granos de arena comenzarán a moverse cuando las fuerzas ejercidas por el fluido (arrastre y sustentación) superen el efecto del peso y de la cohesión entre partículas adyacentes. Las fuerzas de sustentación son el resultado de la disminución de la presión del fluido sobre la cara superior de los granos y del fuerte gradiente de velocidades horizontales en las proximidades de la superficie del grano. El peso y la cohesión de las partículas están relacionados con las propiedades físicas de las mismas, como son el tamaño, densidad, mineralogía, forma, empaquetamiento, contenido en humedad y la presencia o no de agentes adhesivos, como sales solubles.

Cuando la velocidad de corte sobre la partícula aumenta, las fuerzas de elevación y arrastre sobre la partícula aumentan hasta que se alcanza un umbral a partir del cual se inicia el movimiento del grano. Dicho umbral se denomina *velocidad de corte de inicio de movimiento*  $u_{*t}$  (Bagnold, 1941) dado por:

$$u_{*t} = A \cdot \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho_a)}{\rho_a} \cdot g \cdot D} \quad (4)$$

donde  $A$  es un coeficiente empírico que depende de las características del grano ( $A \cong 1$  para partículas del tamaño de las arenas) y  $D$  es el diámetro de las partículas.

Una vez que los granos son levantados, siguen una trayectoria parabólica durante la cual son acelerados horizontalmente absorbiendo cantidad de movimiento del viento hasta que vuelven a impactar sobre la superficie. En el impacto, transmiten su cantidad de movimiento a otros granos que a su vez pueden salir despedidos al aire aunque en dichos granos no se haya alcanzado la velocidad de fricción crítica. Esto quiere decir que, una vez iniciado el movimiento, el umbral de velocidad crítica de inicio de movimiento dado por (4) disminuye, correspondiéndole al coeficiente  $A$  un valor de 0,08.

### 2.5.3.2. Procesos de despegue de los granos

Bagnold (1941) sugirió que una vez alcanzada la velocidad de corte de inicio de movimiento, los granos de arena comienzan a rodar o a deslizarse sobre la superficie por la presión directa del viento. Una vez que las partículas adquieren velocidad, empiezan a saltar sobre la superficie quedando expuestas a la acción del viento iniciándose el proceso de saltación. Un análisis meticuloso del inicio del movimiento de los granos muestra que no es necesario que los granos empiecen a rodar o a deslizar para que se produzca la saltación, sino que las diferencias de presión en la superficie, actuando como fuerzas de sustentación, son suficientes para levantar directamente los granos. A medida que aumenta la velocidad del viento, las partículas comienzan a vibrar hasta que repentinamente se levantan de la superficie. El impacto de la caída de estos granos acelerados en el aire hace saltar a otros en un efecto cascada, de manera que el número de granos en movimiento se incrementa exponencialmente. Como los granos puestos en el aire extraen cantidad de movimiento del mismo, se produce una reducción de la velocidad del viento en las proximidades de la superficie, por lo que llega un momento en que se alcanza un equilibrio denominado estado de saltación estacionario. Este equilibrio inicial entre el viento y los granos puestos en saltación se alcanza rápidamente en 1 ó 2 segundos; el perfil del viento se ajusta después más lentamente a las nuevas condiciones de rugosidad de la superficie en un período de tiempo de varias decenas de segundos. Dadas las fluctuaciones del viento en la superficie, es muy raro que las condiciones de perfecto equilibrio se puedan alcanzar en la naturaleza.

### 2.5.3.3. Efectos de las condiciones de la superficie en el despegue de los granos

La velocidad de fricción de inicio de movimiento se puede definir con bastante precisión para granos uniformes de tamaño superior a 100  $\mu\text{m}$ . Sin embargo, las arenas naturales contienen granos con rangos variables de tamaños, formas, cohesión y grado de compactación. Como

resultado, los umbrales de inicio de movimiento deben ser considerados como una función de las anteriores variables. Además, otros factores como la clasificación de las arenas, la pendiente o el grado de humedad de la superficie, desempeñan un importante papel en el proceso de transporte. En la Tabla 2.5.3, se presentan los efectos de algunos de estos factores.

### 2.5.4. Procesos de despegue de los granos

El proceso del transporte de arena por el viento puede ser visualizado como una nube de granos saltando sobre la superficie. Durante el vuelo, los granos toman cantidad de movimiento del viento, parte de la cual es transferida a los granos de la superficie en el aterrizaje y otra parte de la misma permite a los granos despegar de nuevo, repitiendo el proceso en lo que se denomina “saltación sucesiva”. Los granos impactados en la superficie también experimentan saltos de pequeña altura y avances en su posición por medio de un movimiento cercano a la superficie que se denomina “reptación”. Los granos que saltan rebotan con el 50-60 % de la velocidad de aterrizaje. Por otro lado, los granos impactados alcanzan solamente alrededor de un 10% de la velocidad del grano que impacta. La acomodación de los granos que tiene lugar en el lecho debido a la saltación genera un desplazamiento sin despegue de los granos de la superficie denominado “arrastre superficial”.

#### 2.5.4.1. Trayectorias de saltación

Las partículas que se mueven por saltación se caracterizan por seguir trayectorias con un ángulo de despegue prácticamente vertical seguido de una trayectoria parabólica tal que impactan sobre la superficie con ángulos muy bajos.

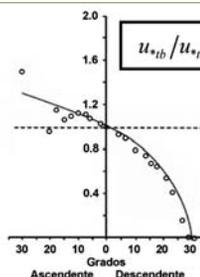
La trayectoria de los granos que saltan se produce en función de cuatro fuerzas: 1) gravedad, 2) arrastre hidrodinámico, 3) efecto Magnus, debido a la rotación de los granos y 4) fuerza de sustentación. Los ángulos de despegue son como media de 50°. Como el gradiente vertical del viento en las proximidades de la superficie es muy fuerte, cuanto más arriba salta la partícula, mayor es la velocidad a la que será transportada por el viento, dando lugar a trayectorias más largas. Una vez que las partículas han alcanzado su máxima altura, descienden en una trayectoria parabólica muy lineal, impactando con la superficie con un ángulo promedio de unos 14° (rango entre 4° y 28°). El ángulo de impacto disminuye al aumentar la velocidad del viento y el tamaño de las partículas. Asimismo, la forma de los granos es de gran importancia en la trayectoria de saltación y en la naturaleza de las colisiones en la superficie. Los granos aplanados tienden a saltar en trayectorias más bajas y largas comparadas con las trayectorias de las partículas redondeadas y la colisión es más eficiente en el mantenimiento del proceso de saltación en el caso de partículas compactas.

**Tabla 2.5.3. Factores que influyen en la velocidad de corte de inicio de movimiento.**

**Velocidad de corte de inicio de movimiento, Bagnold (1941), ecuación (4):**

$$u_{*t} = A \cdot \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho_a)}{\rho_a} \cdot g \cdot D}$$

$A \approx 0,1$  (Inicio del transporte)  
 $A \approx 0,08$  (Transporte establecido)

Efecto de la clasificación de las arenas	Las arenas poco clasificadas dan lugar a una superficie aerodinámicamente más lisa, al encajarse los granos pequeños entre los grandes. El resultado es un aumento del valor del coeficiente A.	
Efecto de la pendiente local de la superficie	<p>Las pendientes ascendentes aumentan ligeramente el valor de <math>u_{*t}</math>, las pendientes descendentes disminuyen notablemente el valor de <math>u_{*t}</math>.</p> <p>Figura: Relación entre la velocidad de corte umbral de inicio de movimiento (<math>u_{*t}</math>) y la pendiente de la superficie. Círculos: Medidas de campo; línea continua: relación teórica determinada por Dyer (1986). <math>u_{*t}/u_{*t0}</math> es la relación entre la velocidad de fricción umbral de inicio de movimiento en la pendiente <math>u_{*t}</math> y en superficie horizontal, <math>u_{*t0}</math>. Hardisty and Whitehouse, 1988a.</p>	
Efecto del contenido de humedad	<p>Las fuerzas capilares entre los contactos de los granos húmedos aumentan la cohesión de la arena <math>\Rightarrow &gt;u_{*t}</math>.</p> <p><math>w = 0,6\% \Rightarrow u_{*t,w} = 2u_{*t0}</math> en arenas de tamaño medio.</p> <p><math>w &gt; 5\% \Rightarrow</math> arena inamovible por la mayoría de los vientos naturales.</p> <p>Belly (1964): <math>u_{*t,w} = u_{*t} \cdot (1,8 + 0,6 \cdot \log_{10} w)</math></p>	
Efecto de sustancias adhesivas y costras superficiales	<p>Agentes adhesivos: lodos, arcillas, materia orgánica o sales solubles precipitadas. Pequeñas cantidades de sales solubles (especialmente cloruro sódico) <math>\Rightarrow &gt; u_{*t}</math>.</p> <p>El impacto de gotas de lluvia, algas y hongos pueden formar costras superficiales <math>\Rightarrow &gt;u_{*t}</math>.</p>	
Efecto de la rugosidad de la superficie	<p>Vegetación, gravas, etc. absorben una porción de la tensión de corte, protegiendo la superficie erosionable que queda debajo. El grado de protección = f(tamaño, geometría y espaciado horizontal). Si el espaciado horizontal es elevado, <math>u_{*t}</math> disminuye debido a que se forman vórtices alrededor de las partículas que favorecen el despegue de los granos menores. Por el contrario, si el espaciado horizontal de los elementos de rugosidad es pequeño, la <math>u_{*t}</math> aumenta debido a la protección que ofrecen los elementos mayores de rugosidad.</p>	

#### 2.5.4.2. Modificación del viento superficial por los granos en saltación

Cuando la velocidad de fricción del viento es suficiente para iniciar el proceso de saltación, el perfil del viento cercano a la superficie se ve alterado debido a que los granos de arena que han entrado en saltación captan cantidad de movimiento del viento, produciendo una desaceleración del mismo. Además, la tensión tangencial del viento se ve modificada por los granos de forma que deja de ser constante con la altura. El perfil de velocidades en la capa de saltación deja de ser logarítmica. Bagnold (1941) demostró que la distribución de velocidades con la altura continúa siendo recta (en eje vertical logarítmico) pero los perfiles tienden a converger en un punto (foco)  $z'_0$  situado a una altura de 0,2 a 0,4 cm sobre la superficie. Por debajo de este punto de convergencia, el perfil deja de ser logarítmico y la velocidad del viento en dicha zona puede decrecer a medida que  $u^*$  aumenta. El foco,  $z'_0$  puede representar la altura media de saltación de granos de granulometría uniforme. Owen (1964) planteó que de que la capa de saltación actúa incrementando la rugosidad aerodinámica en una cantidad relacionada con la velocidad de despegue de los granos, por lo que la rugosidad aparente del lecho,  $z'_0$  depende de  $u$ . durante el transporte según la expresión:

$$z'_0 = \alpha \cdot \frac{u_*^2}{2 \cdot g} \quad (5)$$

siendo  $\alpha$  un valor empírico obtenido en experimentos realizados en túnel de viento y de magnitud igual a 0,02.

#### 2.5.4.3. La capa de saltación

La mayor parte del sedimento en la nube de granos en saltación y reptación se transporta muy cerca de la superficie, con una disminución exponencial del flujo de masa exponencial con la altura. Sobre superficies constituidas por arena, la mayoría de los granos viajan en la capa situada a 1 ó 2 cm sobre la superficie. Sin embargo, esta altura aumenta cuando el transporte de arena se produce sobre superficies cubiertas con gravas. En cualquier caso, el tamaño del sedimento transportado a una determinada altura tiende a aumentar con la velocidad de corte  $u^*$ .

#### 2.5.5. Ecuaciones del transporte eólico de la arena

El trabajo de Bagnold (1941), en el que se relacionaba la cantidad de arena transportada con la tensión de corte ejercida por el viento, constituye la base teórica de partida de casi todas las investigaciones en el campo de la determinación de las tasas de transporte eólico. Siguiendo el trabajo de Bagnold, otros investigadores han desarrollado ecuaciones teóricas y empíricas para la descripción del transporte de sedimento por el viento (ver Tabla 2.5.4).

Un problema fundamental con la ecuación original de Bagnold es que no incluye un término umbral y que por lo tanto, predice transporte de sedimento con velocidades de corte por debajo de las requeridas para el inicio del movimiento de las partículas. Por ello, Bagnold (1956) modificó su ecuación para incluir dicho término. Antes de ello, Kawamura (1951) propuso una ecuación ligeramente diferente que ya incluía una velocidad de corte umbral,  $u_{*t}$ .

### 2.5.6. Controles en las tasas de transporte de sedimentos

Las expresiones del transporte eólico presentadas en la Tabla 2.5.4 corresponden al caso de lechos horizontales de arena, no cementada, bien clasificada y seca. Al igual que ocurría con  $u_{*c}$  la tasa de transporte también se ve modificada por estos factores. Su influencia es analizada en los siguientes apartados.

**Tabla 2.5.4. Formulaciones de transporte de arena en dunas.**

AUTOR	FORMULACIÓN	
O'Brien and Rindlaub (1936)	$G = 0,036 \cdot u_s^3$ para ( $u_s > 13,4 \text{ pies / s}$ )	G: transporte de sedimentos en libras que pasan por pie de anchura por día. $u_s$ : Velocidad del viento en pies/s a una altura de 5 pies.
Bagnold (1941)	$q = C \cdot \sqrt{\frac{d}{D}} \cdot \frac{\rho_a}{g} \cdot u_*^3$ g/s/cm	d = Tamaño medio de la arena en mm D = 0,25 mm C = 1,5 para arenas uniformes, 1,8 para arenas de duna naturales, 2,8 para arenas mal clasificadas y 3,5 para gravas.
Kawamura (1951)	$q = K \cdot \frac{\rho_a}{g} (u_* + u_{*t})^2 (u_* - u_{*t})$ g/s/cm	K = 2,78 para arena moderadamente bien clasificada con d = 0,25 mm
Zingg (1952) (modificado de Bagnold)	$q = C \cdot \left(\frac{d}{D}\right)^{3/4} \cdot \frac{\rho_a}{g} \cdot u_*^3$ g/s/cm	C = 0,83, D = 0,25 mm
Lettau and Lettau (1978)	$q = C' \cdot \left(\frac{d}{D}\right)^n \cdot \frac{\rho_a}{g} \cdot u_*^2 \cdot (u_* - u_{*t})$ g/s/cm	C' = 4,2; n varía de 0,5 a 0,75
Hsu (1974)	$q = H \cdot \left(\frac{u_*}{\sqrt{g \cdot d}}\right)^3$ g/s/cm	$H = (-0,42 + 4,91 \cdot d) \cdot 10^{-4}$
White (1979)	$q = 2,61 \cdot u_*^3 \left(1 - \frac{u_{*t}}{u_*}\right) \cdot \left(1 + \frac{u_{*t}^2}{u_*^2}\right) \cdot \frac{\rho_a}{g}$ g/s/cm	

### 2.5.6.1. Efectos de la granulometría de la arena

La mayoría de las formulaciones de transporte contiene coeficientes empíricos que dependen del tamaño de grano y del tipo de clasificación del sedimento. Las diferencias en el transporte calculado con dichas ecuaciones pueden estar relacionadas con diferencias no documentadas en las características texturales, especialmente por la forma de los granos utilizados en los experimentos. El transporte de sedimentos se calcula como una potencia de la velocidad de corte,  $u^*$  pero con exponentes considerablemente diferentes del valor 3 propuesto por Bagnold (1941) y otros. El valor del exponente y por lo tanto, del flujo de sedimentos, se incrementa con la esfericidad de los granos desde 2.76, para cuarcita triturada, hasta 3.42 para arena natural y 4.1 para esferas de vidrio (Willians, 1964). Este mismo autor también demostró que a bajas velocidades de corte ( $u < 75$  cm/s) hay una tendencia al incremento de la tasa de transporte a medida que los granos se hacen más irregulares.

### 2.5.6.2. Efectos del contenido en humedad

Como ya se ha indicado, el contenido de humedad afecta a la velocidad de corte umbral de inicio de movimiento. A medida que se incrementa la velocidad del viento, el efecto de la humedad se hace menos evidente, aunque las tasas de transporte son hasta un 25 % inferiores para una velocidad de fricción de 1 m/s. Comparaciones realizadas entre las tasas de transporte calculadas utilizando la formulación de Bagnold y datos de campo de migración en las dunas de la Costa de Oregón, indican que las tasas de transporte se ven reducidas hasta 1/3 en condiciones de humedad, Hunter *et al.*, (1983). En la figura 2.5.1, se presenta una aproximación a la tasa del transporte en condiciones de humedad, utilizando la formulación de Kawamura (1951) y el umbral de inicio de movimiento en condiciones de humedad de Hotta *et al.*, (1984). En cualquier caso, la naturaleza exacta de las relaciones entre el contenido de humedad y el transporte es todavía mal conocida y el papel ejercido por la evaporación en el proceso es incierto.

Una alternativa para la determinación del transporte bajo condiciones de humedad es la de proveer los límites superior e inferior al transporte, siguiendo Sherman *et al.*, (1995). El límite superior del transporte bajo condiciones de humedad se puede obtener utilizando el modelo de transporte de Kawamura (1951), (ver figura 2.5.1), que facilita un valor límite superior del transporte, modificado para arena húmeda por Hotta *et al.* (1984), que genera un valor conservador del efecto de la humedad:

$$q_w = C \cdot \frac{\rho_a}{g} \cdot (u_* - u_{*t} - 7.5 \cdot w) \cdot (u_* + u_{*t} + 7.5 \cdot w)^2 \quad (6)$$

Como límite inferior del transporte bajo condiciones de humedad se puede utilizar una fórmula de transporte que facilita valores consistentemente bajos del mismo como la de Zingg (1952), (ver Tabla 2.5.4), con la corrección de humedad de Belly (1964), (ver Tabla 2.5.3), que produce valores elevados en la reducción del transporte por humedad, obteniéndose:

$$q_w = C \cdot \left( \frac{d}{D_w} \right)^{3/4} \cdot \frac{\rho_a}{g} \cdot u_*^3$$

$$D_w = \frac{u_*^2 \cdot (1.8 + 0.6 \cdot \log_{10} w)^2}{A^2 \cdot g \cdot \frac{\rho_s - \rho_a}{\rho_a}} \quad (7)$$

donde A viene dado en la expresión (4).

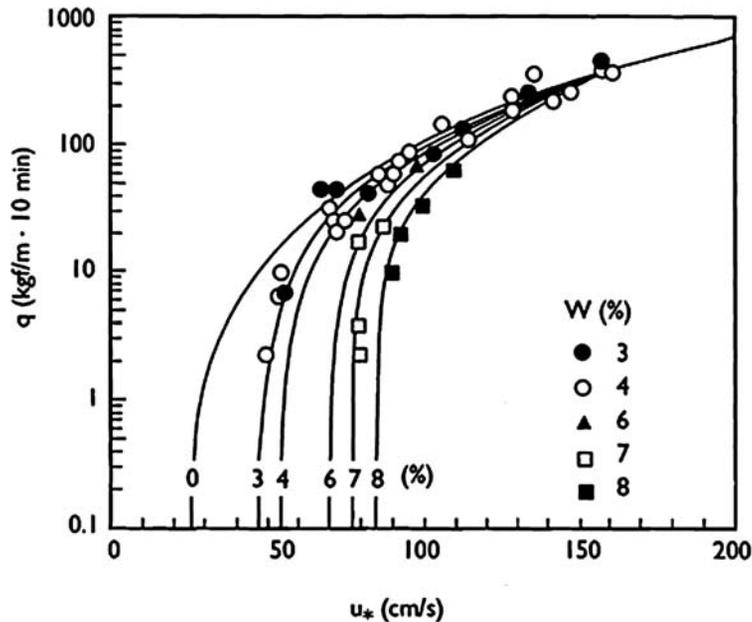


Figura 2.5.1. Relación entre el flujo de masa de sedimento y el contenido de humedad W. Modificada de Hotta et al., 1984.

### 2.5.6.3. Efecto de la vegetación

Los efectos de la vegetación en el transporte de sedimentos son todavía poco conocidos. Estudios empíricos indican que el transporte de sedimentos se produce con coberturas de vegetación de incluso el 45%. Una aproximación más rigurosa implica la evaluación de la distribución de la tensión tangencial del viento entre las plantas y la superficie de arena. En ausencia de grandes elementos de rugosidad, la tensión tangencial en la superficie se puede determinar a partir de la velocidad de corte,  $u$ , utilizando un perfil de viento log-lineal, ecuación (3):

$$\tau_s = \rho_a \cdot u_*^2 \quad (8)$$

donde  $\tau_s$  es la tensión de corte en la superficie. En el caso de superficies cubiertas con grandes elementos de rugosidad (caso de la vegetación), el perfil logarítmico no se extiende entre los elementos de rugosidad, por lo que el cálculo de la tensión tangencial en la superficie se hace imposible. En estas situaciones, la fuerza total,  $F$ , transmitida a la superficie es igual a la suma de las fuerzas sobre los elementos de rugosidad,  $F_r$ , y sobre la superficie,  $F_g$ , de manera que:

$$F = F_r + F_g \quad (9)$$

Stockton and Gillette (1990) demostraron que la tensión de corte total sobre una superficie cubierta con elementos de rugosidad podía ser repartida entre los elementos y la superficie de la siguiente manera:

$$\tau = \frac{F_r}{A_s} + \frac{F_g}{A_g} \cdot \frac{A_g}{A_s} = \frac{F_r}{A_s} + \tau_g \cdot \frac{A_g}{A_s} \quad (10)$$

donde  $F_r$  es la fuerza ejercida sobre los elementos de rugosidad,  $A_s$  es el área total de la superficie,  $A_g$  es el área de la superficie no cubierta por los elementos de rugosidad y  $\tau_g$  es la tensión de corte sobre la superficie no cubierta por los elementos de rugosidad. La fracción de la fuerza total que se aplica sobre la superficie erosionable es:

$$1 - \left[ \frac{F_r}{A_s \cdot \tau} \right] = \frac{\tau_g}{\tau} \cdot \frac{A_g}{A_s} = R^2 \cdot \frac{A_g}{A_s} \quad (11)$$

donde  $R$  es la relación entre la velocidad de corte umbral de la superficie sin vegetación y la correspondiente con vegetación:

$$R = \frac{u_{*t}}{u_{*tv}} \quad (5)$$

$A_g/A_s$  es un factor que describe la proporción de superficie cubierta con sedimento susceptible de ser erosionado. El valor de  $R$  en función de la densidad y tamaño de la cubierta vegetal viene dado en función de la cobertura lateral,  $L_c$  <sup>(1)</sup>, en la figura 2.5.2.

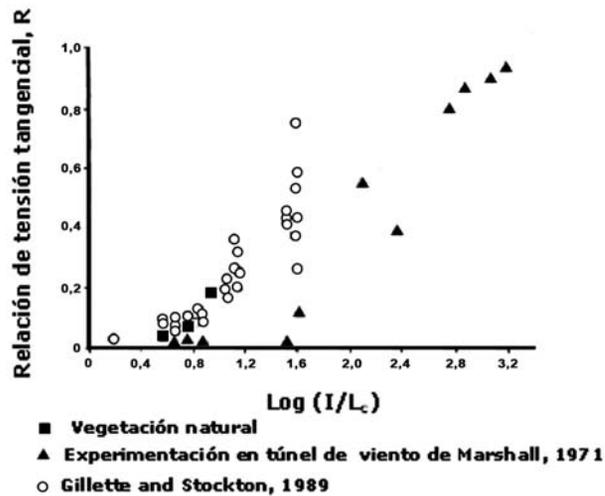


Figura 2.5.2. Relación entre la relación de tensión tangencial,  $R$ , y la cobertura lateral de vegetación,  $L_c$ . Modificada de N. Lancaster, 1995 (después de Musick and Gillette, 1990).

(1) Cobertura lateral,  $L_c$  (Clark and Shutler 1999): Porcentaje de obstrucción promedio de 5 bloques blanco de 6,5 cm<sup>2</sup> colocados sobre un panel cuadrado negro cuando se observa desde los cuatro puntos cardinales desde una altura de 60 cm del suelo.

#### 2.5.6.4. Efectos de los elementos de rugosidad

En el caso de una superficie no cubierta por vegetación y con elementos de rugosidad no erosionables, por ejemplo, una berma de playa parcialmente cubierta por conchas grandes, la relación entre las tasas de transporte y el tamaño, densidad y espaciado de los elementos de rugosidad está fuertemente influenciado por el efecto de la geometría de los elementos de rugosidad en el umbral de inicio del transporte. Greeley *et al.*, (1974) definieron dicho umbral mediante la expresión:

$$u_{*t}^2 = \frac{0,139 \cdot g \cdot D}{\left\{ 1 + 0,776 \cdot \left[ \ln \left( 1 + \frac{D}{z_0} \right) \right]^2 \right\}} \quad (6)$$

donde D es el diámetro de los granos que se transportan.

Por lo tanto, las tasas de transporte pueden ser mayores o menores en superficies con diferentes rugosidades, dependiendo de los valores relativos de  $u$ ,  $u_t$  y de la relación entre el diámetro de las partículas y  $z_0$ . Existe un fuerte incremento en el umbral de velocidad de corte de inicio de movimiento para partículas entre 100 y 200  $\mu\text{m}$ . Greeley and Iversen (1987) sugirieron que el transporte tiene lugar sólo en superficies lisas a bajas velocidades del viento; a velocidades intermedias, el transporte tiene lugar en ambas superficies, con mayor transporte en las superficies lisas. Sin embargo, con altas velocidades del viento, el transporte es mayor sobre las superficies rugosas.

#### 2.5.6.5. Efecto de las pendientes

La mayoría de las superficies existentes en las dunas no son horizontales, por lo que el efecto de la pendiente en las tasas de transporte es, potencialmente, muy importante. Bagnold (1956) demostró que la tasa de transporte en una superficie inclinada,  $q_i$ , es proporcional a:

$$q_i = \frac{q}{\cos \theta \cdot (\tan \alpha + \tan \theta)} \quad (7)$$

donde  $q$  es la tasa de transporte sobre una superficie lisa horizontal,  $\alpha$  es el ángulo de la pendiente con la horizontal y  $\theta$  es el ángulo de rozamiento interno de la arena. Experimentos de

campo realizados por Hardisty and Whitehouse (1988a), (ver figura 2.5.3), demostraron que las tasas de transporte reales se desvían bastante de las teóricas dadas por la expresión (14) de Bagnold, sugiriendo un papel más importante de la pendiente que aumenta la tasa de transporte cuando el viento sopla pendiente abajo y la disminuye cuando lo hace pendiente arriba.

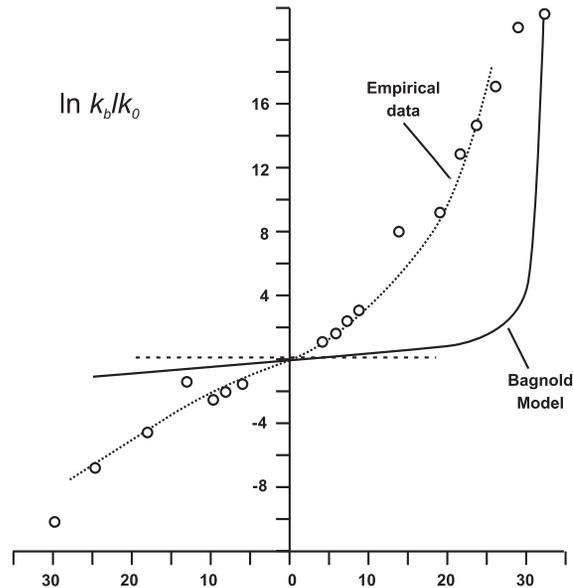


Figura 2.5.3. Relación entre el flujo de masa de sedimento y la pendiente. Modificada de Hardisty and Whitehouse (1988a).

### 2.5.7. Ripples de viento

Los ripples de viento (ver foto 2.5.1) pueden encontrarse en todas las superficies de arena excepto en aquellas en las que tiene lugar una rápida sedimentación. Los ripples son la respuesta inicial de la superficie al transporte de la arena por el viento y se forman porque las superficies lisas sobre las que se produce el transporte por saltación y reptación son dinámicamente inestables. La formación y movimiento de los ripples de viento están fuertemente ligados a los procesos de saltación y reptación.

Los ripples suelen formarse con sus crestas perpendiculares a la dirección del viento, aunque la pendiente de la superficie puede modificar su orientación. Como pueden formarse en cuestión de minutos, los ripples proveen información prácticamente instantánea de la dirección del viento y del transporte local. Los ripples de viento típicos tienen longitudes de onda que oscilan entre los 50 y 200 mm y una altura de 0,005 a 0,01 m. Su longitud y altura están relacionadas con el tamaño de los granos, su clasificación y la velocidad del viento, de manera que en arenas gruesas o gravilla (1 a 4 mm de tamaño medio) se pueden formar ripples con longitudes de onda de 0.5 a 2 m con alturas de 0.1 m o superiores. Para arena de un determinado tamaño la longitud de onda del ripple aumenta al incrementar la tensión de corte debida al viento. La mayoría de los ripples de viento son asimétricos en sección transversal, con una pendiente de barlovento ligeramente convexa y un ángulo de  $8^\circ$  a  $10^\circ$  y una pendiente de sotavento con pendiente variable entre  $20^\circ$  y  $30^\circ$ . En todos los casos la cresta de los ripples está formada por granos más gruesos que los del tamaño medio existente en la superficie de la esa zona.



Foto 2.5.1. Ripples de viento en una duna

Se han propuesto diferentes modelos para explicar la formación y geometría de los ripples. De entre los primeros de ellos, cabe señalar el de Bagnold (1941), que relacionó la geometría de los ripples con las trayectorias de saltación. Dicho modelo fue puesto en duda por primera vez por Sharp (1963), que argumentó que los granos de los ripples se mueven principalmente por reptación.

Anderson (1987) propuso un modelo consistente basado en datos experimentales y simulaciones numéricas de lechos de arena para explicar el desarrollo de los ripples. Según sus resultados, las arenas en saltación se componen de dos poblaciones: 1) partículas en saltación sucesiva, con trayectorias largas y con impactos de alta energía y 2) partículas en reptación, con sal-

tos de trayectorias cortas e impactos de baja energía. Los granos en saltación sucesiva muestran una distribución muy amplia de longitudes de salto con valores muy por encima de la longitud de onda de los ripples y con valores muy bajos de ángulos de impacto, de 1° a 2°. Esto sugiere que los granos en saltación con alta energía no contribuyen a la formación de ripples, sino que son el motor de los granos en reptación.

Utilizando un modelo simplificado de saltación eólica, Anderson pudo demostrar que un lecho de arena liso es inestable ante variaciones infinitesimales en el nivel del lecho, lo que da lugar a variaciones espaciales en el flujo de masa de granos en reptación. Convergencias y divergencias del flujo en reptación dan lugar a la formación de ripples, siendo los de crecimiento más rápido aquellos que tienen una longitud de onda comprendida entre 4 y 6 veces la distancia de reptación. A medida que aumenta la longitud de reptación con la tensión de corte del viento, también debe aumentar la longitud de onda del ripple.

Por lo tanto, la escala de la longitud de onda de los ripples está asociada a la longitud de reptación. El entramado de ripples se desarrolla a partir de la fusión de pequeños y grandes ripples con distintas velocidades de movimiento y por las fluctuaciones estadísticas en el flujo de masa de los granos reptantes. Finalmente, una longitud de onda cuasi-estable predomina debido a la rápida disminución en el número de fusiones entre ripples que tiene lugar a medida que crece el tamaño de los mismos.