

UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE VALENCIA

ESCUELA POLITÉCNICA SUPERIOR DE GANDIA

MÁSTER UNIVERSITARIO EN EVALUACIÓN Y SEGUIMIENTO
AMBIENTAL DE ECOSISTEMAS MARINOS Y COSTEROS



UNIVERSIDAD
POLITECNICA
DE VALENCIA



ESCUELA POLITÉCNICA
SUPERIOR DE GANDIA

“Transporte eólico de arena en presencia de obstáculos”

TRABAJO FINAL DE MÁSTER

Autor/es:
Carme Vidal Moreno

Director/es:
D. Víctor Sánchez Morcillo

GANDIA, 2013

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
CAPÍTULO 1. FUNDAMENTOS DEL TRANSPORTE EÓLICO DE ARENA	3
1.1 Introducción	3
1.2. Dinámica de las partículas individuales de arena.....	5
1.2.1 Perfil de viento	5
1.2.2 Acciones actuantes	6
1.2.3 Tamaño y forma de los granos de arena	8
1.2.4 Modalidades de Transporte.....	9
1.2.5 Estructuras sedimentarias	11
1.3 Modelos de transporte eólico	14
1.3.1 Modelo de Bagnold	14
1.3.2 Modelo de Anderson	15
1.3.3 Modelo de Hoyle-Woods	17
1.3.4 Modelo de Nishimori – Ouchi.....	19
1.3.5 Modelo de Kurtze	21
1.3.6 Modelo de Miao-Mu-Wu	21
1.3.7 Resultados numéricos	26
CAPÍTULO 2. TRABAJO EXPERIMENTAL	29
2.1 Preliminares.....	29
2.1.1 Dispositivo experimental.....	29
2.1.2 Medio granular	29
2.1.3 Sistema generador de viento.....	30
2.1.4 Sistema de captura de imágenes	30
2.2 Caracterización del viento.....	31

2.2.1 Calibración del sistema	31
2.2.2 Caracterización del patrón espacial de vientos.....	32
2.2.3 Número de Reynolds.....	33
2.2.4 Conclusiones.....	34
2.3. Estudio de la longitud de onda.....	35
2.4 Estudio de la velocidad de propagación.....	37
CAPÍTULO 3. COMPORTAMIENTO DE LAS ONDAS EÓLICAS EN PRESENCIA DE OBSTÁCULOS.....	39
3.1 Introducción	39
3.2 Características del viento en el contorno del obstáculo.....	40
3.3 Obtención de resultados cualitativos en laboratorio	42
3.3.1 Dinámica de las ondas de arena alrededor del obstáculo.....	42
3.3.2 Modificación del patrón en la zona a sotavento del obstáculo	44
3.3.3 Distribución de obstáculos en la sección del canal.....	46
CAPÍTULO 4. CONCLUSIONES Y LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN	47
BIBLIOGRAFÍA.....	48

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a mi director, Víctor Sánchez Morcillo, la confianza depositada en mí y su ayuda en la planificación del trabajo.

También dar las gracias a Lluís Miquel Garcia Raffi por su gran apoyo y asesoramiento, especialmente en la parte numérica del estudio.

Finalmente a todas aquellas personas que con su ayuda han colaborado en la realización de este trabajo.

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es el estudio experimental y numérico del proceso de formación de ondas de arena o *ripples* inducidas por el viento. También se estudia el efecto de obstáculos en el fenómeno. Estos obstáculos pueden ser aislados o constituir una distribución de obstáculos.

La parte numérica está basada en modelos de simulación existentes derivados de esta línea de investigación y más concretamente en el modelo de Miao-Mu-Wu [1]. Se trata de un modelo discreto, basado en un autómata celular, que simula la formación de *ripples* a partir de una superficie que inicialmente presenta pequeñas rugosidades aleatorias.

La parte experimental se realiza en un túnel de viento y se centra en dos aspectos fundamentales: la caracterización del viento en el túnel y el estudio de la dependencia de los parámetros característicos de las *ripples* en función de la velocidad del viento.

PALABRAS CLAVE: *ondas eólicas de arena; simulación numérica; túnel de viento*

ABSTRACT

The aim of this research is to study both experimentally and numerically, the formation mechanism of aeolian sand ripples. The effect of obstacles in this phenomenon is also studied. The obstacles may be isolated or be part of a distribution.

The numerical study is motivated by existing computer simulation models and more specifically by the Miao-Mu-Wu model [1]. It is a discrete model which describes the formation of ripples from an initially flat bed with small statistical rugosity.

The experimental research is performed in a wind tunnel and basically is focused in two aspects: the nature of wind in the tunnel and the study of ripples parameters depending on the wind velocity.

KEY WORDS: *aeolian sand ripples; numerical simulation; wind tunnel*

CAPÍTULO 1

FUNDAMENTOS DEL TRANSPORTE EÓLICO DE ARENA

1.1 Introducción

El comportamiento de los sistemas granulares ha sido objeto de interés de la comunidad científica desde hace mucho tiempo. Los fundamentos que rigen el comportamiento de una acumulación de arena seca se remontan al siglo XVIII, cuando Charles de Coulomb (1736-1806) se interesó por el estudio de los sistemas compuestos por apilamiento de objetos, entre ellos los sistemas granulares. Algunos de sus postulados, como la ley de fricción seca, se aplican aún en numerosos campos. William Rankine (1820-1872) estableció un conjunto de principios básicos, en especial el hecho de que el material se expande en la interfaz de fractura cuando se produce una avalancha, que aún hoy tienen vigencia. A finales del siglo XIX y principios de XX, varios autores, entre ellos Lord Rayleigh (Premio Nobel de física en 1904), se plantean el problema de la distribución de fuerzas entre las partículas de un sistema granular almacenado en un silo. Este problema aún permanece abierto hoy en día, y es un terreno activo de investigación debido a sus implicaciones en la industria y la agricultura.



Figura 1. Ejemplos de materiales granulares [2].

Por otra parte, los modelos matemáticos están cobrando gran importancia en el entendimiento de los fenómenos naturales y se utilizan para predecir escenarios futuros y analizar el impacto antropogénico en distintos hábitats. Los primeros modelos que consideran la evolución del terreno en escalas cortas de tiempo se centran en el modelado de escenarios desérticos y en la evolución de dunas.

Desde el punto de vista medioambiental, el transporte de arena inducido por el viento es de vital importancia puesto que es la principal fuente de suministro de sedimentos para la existencia de dunas litorales en playas arenosas, aportando un peso muy significativo al balance sedimentario entre la playa y el cordón dunar.

Además, actualmente la existencia de numerosos intereses como la agricultura, la pesca, el turismo, los puertos y las actividades industriales en las zonas costeras hace que éstas sean las más pobladas del mundo. La enorme concentración de la actividad humana en esta estrecha franja ha hecho que los ricos e importantes ecosistemas y hábitat en ella presentes se hayan degradado a gran velocidad. Por ello son necesarios grandes esfuerzos de recuperación y conservación de la productividad y calidad de los recursos de la costa y de la salud de las poblaciones cercanas a ellas.

Dicha conservación requiere de un conocimiento amplio de los procesos naturales que tienen lugar en la zona, que permitirá la aplicación de una gestión costera basada en datos fiables y repetibles sobre la dirección y magnitud de los cambios y armonizar los usos de la playa con los procesos naturales.

Hoy en día, este interés teórico por los materiales granulares se ha visto incrementado debido a su uso frecuente en diversas actividades humanas. Existe una gran cantidad de procesos industriales y agrícolas que lo involucran. Un ejemplo claro lo encontramos en áreas como la obra civil o portuaria, en las que la carga y descarga de material a granel es común. Es por ello que en las últimas décadas varios autores han dedicado su trabajo a comprender su comportamiento, tanto con una motivación teórica, como aplicada a la industria.

Finalmente, otra de las líneas de investigación que en un futuro inmediato podría utilizar estos modelos, es la espacial. Recientemente se han observado en la superficie de Marte relieves muy similares a los terrestres como por ejemplo volcanes, colinas o dunas. Si se llegara a comprender este fenómeno con detalle seríamos capaces de conocer por ejemplo las condiciones y patrones de viento que se dan en este planeta sin la necesidad de muestrear in situ la zona, con las ventajas económicas que esto supone.

1.2. Dinámica de las partículas individuales de arena

Según Bagnold [3] las formaciones eólicas que se dan en el litoral se inician cuando la velocidad del viento sobre una superficie de arena crece gradualmente hasta alcanzar un umbral crítico a partir del cual algunos granos de arena empiezan a moverse. Una vez que los granos se despegan del suelo, son acelerados por el viento con mucha más facilidad, lo que permite la continuación del proceso de formación de *ripples*. [4]

El presente apartado describe la influencia que tiene el viento sobre los granos individuales de arena y los diferentes mecanismos de transporte a los que están sujetos. También se define el concepto de estructuras sedimentarias, *ripples* y dunas ya que son la base de nuestro estudio.

1.2.1 Perfil de viento

La viscosidad de un fluido es una propiedad interna que determina la capacidad de éste para resistir el esfuerzo cortante. Consideramos un flujo de aire sobre una superficie lisa caracterizado por una serie de capas finas de espesor dz , cada una de las cuales se mueve en paralelo a la superficie. Una lámina muy fina de aire queda adherida a la superficie del suelo y por encima de ella, la velocidad de las otras láminas crece linealmente con la distancia al suelo (figura 2).

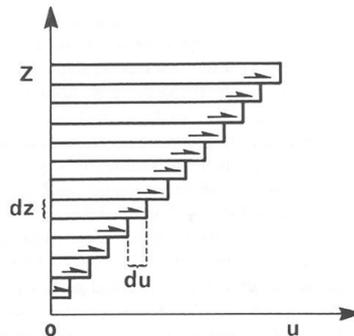


Figura 2. Deformación debida a la viscosidad del flujo laminar por encima del suelo. [5]

Debido a la viscosidad se crea una fuerza de arrastre horizontal en el aire en movimiento que se encuentra en las proximidades de la superficie del terreno. A cierta altura sobre el nivel del suelo, la velocidad del viento casi no se ve afectada por la fuerza viscosa sino que es afectada por la fuerza inercial de Coriolis y los gradientes de presión. Este efecto marcará el espesor de la capa límite atmosférica. En la superficie del suelo la velocidad del viento es nula y va aumentando bruscamente con la altura. Seguidamente el aumento se hace asintótico con la altura como vemos en la figura 3.

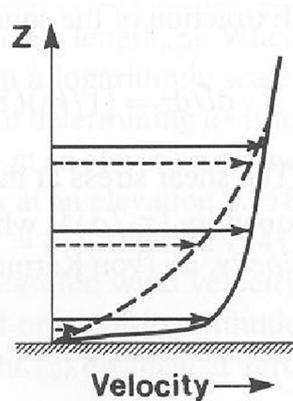


Figura 3. Perfil de velocidad del viento en la capa límite para flujo laminar (trazo continuo) y flujo turbulento (trazo discontinuo). [5]

El perfil de viento actuante sobre una superficie a una cota z por encima del suelo, viene representado por la ley del perfil logarítmico de velocidad de von Karman-Prandtl (1), la cual es válida en la zona más baja de la capa límite atmosférica, en una atmósfera estratificada y en ausencia de movimiento de la arena.

$$u(z) = u_0 + \frac{U^*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (1)$$

donde:

$u(z)$: componente horizontal de la velocidad media del viento.

U^* : velocidad de fricción. Es independiente de la altura a la que se mide la velocidad.

z_0 : parámetro de rugosidad, o altura de rugosidad. Cuando U es nulo $z = z_0$. (Una estimación bastante aceptada para una superficie plana es $z_0 = d/30$, con d = diámetro medio de los granos de arena)

k : constante de Von Karman ($k=0.4$)

La velocidad de fricción U^* está relacionada con la tensión cortante en el suelo y se expresa como:

$$U^* = (\tau/\rho)^{0.5} \quad (2)$$

En esta ecuación τ representa el esfuerzo cortante y ρ la densidad del aire.

Para finalizar este apartado es importante tener en cuenta que se ha estudiado muy poco la modificación que tendría lugar en el perfil de velocidades de viento ante la presencia de un campo de *ripples*.

1.2.2 Acciones actuantes

Cuando el viento actúa sobre un grano individual de arena éste se verá afectado por distintas fuerzas: (a) una fuerza de arrastre que actúa horizontalmente en la dirección

de la corriente de aire y (b) una fuerza de elevación que actúa verticalmente hacia arriba. También existe otro grupo de fuerzas que se oponen a las anteriores y son las fuerzas inerciales, la más importante de las cuales es el peso del grano que actúa en el sentido contrario a la fuerza de elevación. Finalmente están las fuerzas cohesivas, que son fuerzas atractivas entre granos vecinos y las adhesivas, que actúan entre el grano y la superficie. En la figura 4 se puede ver un esquema de todas estas acciones.

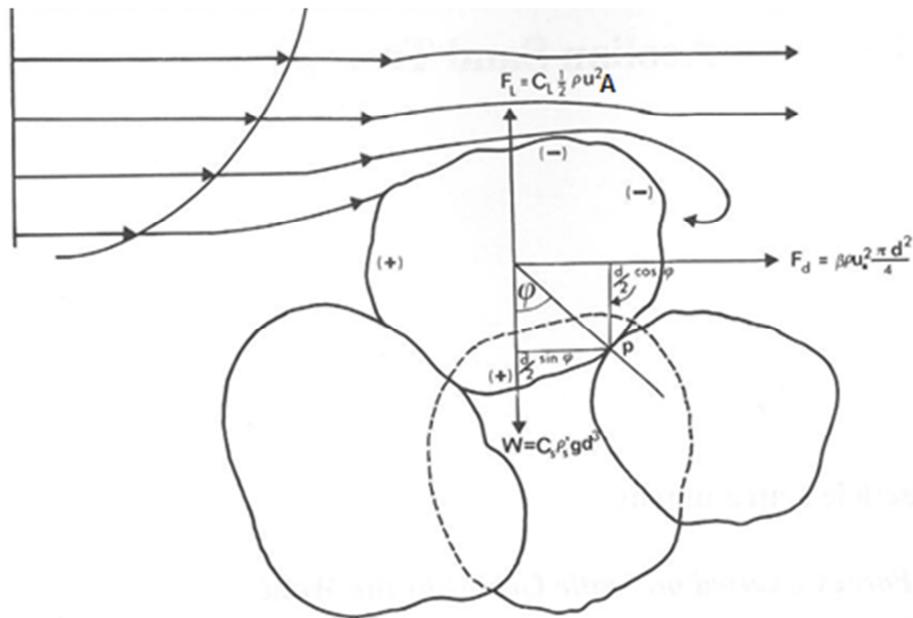


Figura 4. Fuerzas actuantes en un grano de arena en reposo provocadas por el viento. F_D : fuerza de arrastre; F_L : fuerza de elevación; W : peso del grano de arena. [5]

o Fuerza de arrastre

Es la suma del arrastre por fricción y del arrastre por presión. El último se origina como consecuencia de la diferencia de presión entre la cara del grano de arena expuesta al viento y la cara resguardada de éste. Por su parte el arrastre por fricción es una fuerza tangencial a la partícula. El arrastre total viene dado por la expresión:

$$F_d = \beta \rho U^2 \frac{\pi}{4} d^2 \quad (3)$$

siendo:

- β : parámetro que depende del número de Reynolds ($Re = dU^*/\nu$)
- d : diámetro del grano de arena.

o Fuerza de elevación

Aunque se puede considerar que esta fuerza es insignificante en nuestro estudio [6]; [7]; [3], es una fuerza inherente al efecto de Bernoulli y por consiguiente al empuje aerodinámico. Además, varios investigadores han observado en experimentos mediante túneles de viento, como algunos granos de arena, sometidos a una fuerza importante de viento, se elevaban de la superficie casi verticalmente.

La fuerza de elevación aparece como consecuencia del gradiente de velocidad entre la parte inferior de un grano de arena, donde la velocidad del viento es nula (ver figura 4), y la parte superior donde la velocidad es positiva. Por lo tanto la presión estática en la cara inferior del grano será muy grande mientras que en la cara superior su valor será más pequeño. El grano se elevará si la fuerza resultante de diferencia entre la presión estática es mayor que su peso, representado por la siguiente expresión:

$$W = C_s \rho_s' g d^3 \quad (4)$$

Siendo ρ_s' la densidad del grano inmerso en el aire $\rho_s' = \rho_s - \rho$, donde ρ_s es la densidad del grano de arena y ρ la del aire; y C_s una constante que depende de la forma del grano, g es la aceleración de la gravedad y d es, como ya habíamos comentado, el diámetro de grano.

La fuerza media de elevación, obtenida por Einstein y El-Sammi (1949) [8], viene dada por:

$$F_L = \frac{1}{2} C_L \rho U^2 A = \frac{1}{8} \pi C_L \rho U^2 d^2 \quad (5)$$

siendo:

- C_L : coeficiente de elevación cuyo valor aproximado es 0,0624.
- U : velocidad del fluido medida a 0.35 diámetros de grano desde la superficie.
- A : área proyectada del grano de arena.
- d : diámetro del grano de arena.

1.2.3 Tamaño y forma de los granos de arena

Existen muchas escalas granulométricas para clasificar las partículas del terreno según su tamaño. En general el rango de tamaños de la arena oscila entre 0,062 mm y 2 mm. La tabla 1 muestra tres de las escalas de tamaños más utilizadas.

Clasificación USDA		Clasificación Udden-Wentworth		Clasificación de Atterberg	
Nombre de la fracción	Diámetro mm	Nombre de la fracción	Diámetro mm	Fracción	Diámetro mm
Arena muy gruesa	1,0-2,0	Arena muy gruesa	1,0-2,0	I: arena gruesa	0,2-2,0
Arena gruesa	0,5-1,0	Arena gruesa	0,5-1,0		
Arena media	0,25-0,5	Arena media	0,25-0,5		
Arena fina	0,10-0,25	Arena fina	0,125-0,25	II: arena fina	0,02-0,2
Arena muy fina	0,10-0,05	Arena muy fina	0,062-0,125		
Limo	0,002-0,05	Limo	0,004-0,062	III: limo	0,002-0,02
Arcilla	<0,002	Arcilla	<0,004	IV: arcilla	<0,002

Tabla 1. Escala de tamaños de material granular según sistema USDA (United States Department of Agriculture) [9], SI o Atterberg [10] y Udden & Wentworth [11].

La forma de los granos de arena es un indicador del grado de exposición a los procesos de erosión a los que han sido sometidos anteriormente. Así, cuanto más redondeada es la forma de un grano implica que el grano se ha sido sometido a una erosión mayor que un grano que presenta cantos angulosos, como por ejemplo la arena procedente de cantera.



Figura 5. Imagen microscópica de tres granos de arena. [12]

1.2.4 Modalidades de Transporte

Existen tres mecanismos de transporte eólico definidos en función de la velocidad del viento y del tamaño del material granular. Al conjunto de granos que se desplazan cercanos al suelo se le conoce como *carga de fondo* y consiste en dos tipos de movimiento: saltación y reptación o *carga de contacto*. [5]. Finalmente, la suspensión hace referencia a los granos que son elevados y transportados por el viento a mayor distancia del suelo.

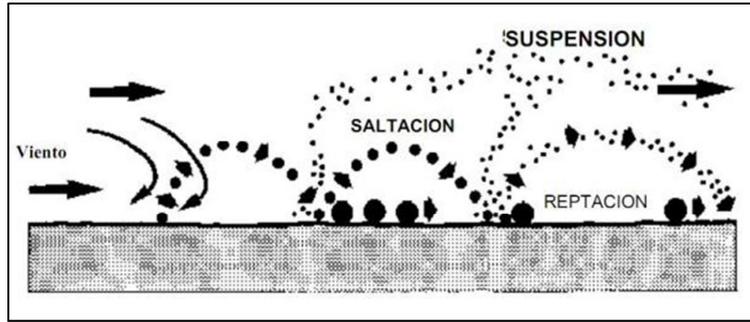


Figura 6. Mecanismos de transporte de la arena: i) suspensión para los granos más finos ($<100 \mu\text{m}$), ii) saltación y iii) reptación para granos de tamaño intermedio (entre 100 y $200 \mu\text{m}$) [13]

o Suspensión

Este mecanismo de transporte afecta a los granos más finos y tiene lugar cuando éstos son elevados y transportados por el viento sin caer al suelo. Puede asemejarse al movimiento de partículas arrastradas por una corriente de agua. Este fenómeno no influye en la formación de ondas eólicas puesto que los granos de arena se mantienen en el aire.

o Saltación

Los granos sometidos a este tipo de transporte se mueven realizando largos saltos siguiendo una trayectoria balística, hasta que vuelven a la superficie produciendo un impacto de gran energía al alcanzar el suelo que desplaza a los granos de alrededor (granos en reptación). Estos impactos tienen lugar con ángulos de incidencia que oscilan entre los 9° y los 15° respecto a la horizontal [14]. En ellos los granos de arena pierden parte de su energía cinética pero normalmente rebotan lo suficientemente alto para ser acelerados por el viento otra vez y continuar con el movimiento de saltación.

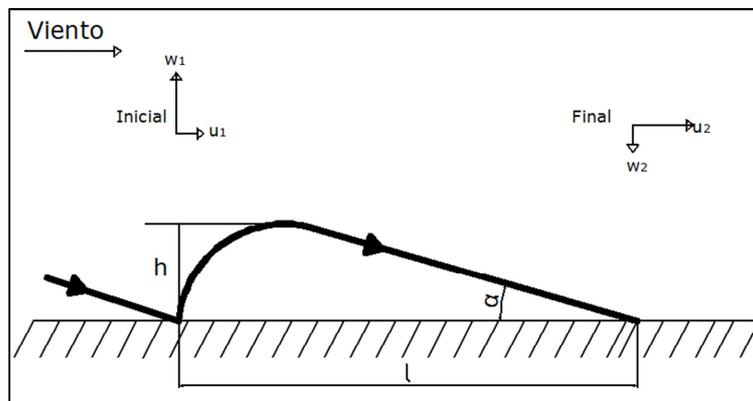


Figura 7. Trayectoria característica de un grano en saltación. h y l : altura y longitud máximas de saltación; α : ángulo de impacto; w_1 , w_2 , u_1 , u_2 : son las componentes verticales y horizontales de las velocidades inicial y final. [15]

Los estudios realizados hasta el momento [16], [17], [18], reflejan que el tamaño de grano, la velocidad del viento (u^*) y el tipo de superficie existente son factores que influyen directamente en el movimiento de saltación.

○ **Reptación**

La reptación es el movimiento superficial de granos de arena que son demasiado pesados para ser elevados del suelo por el aire pero lo suficientemente ligeros para ser empujados sin dejar de perder el contacto con la superficie. [19]

La naturaleza de esta modalidad de transporte de la arena ha sido menos estudiada que la saltación, pero todos los estudios diferencian entre dos tipos de reptación: la reptación debida a la gravedad de los granos de arena, descrita anteriormente, y la reptación provocada por el impacto de granos en saltación en su llegada a la superficie. Bagnold [3] demostró que un grano en saltación puede desplazar granos de un diámetro seis veces mayor al suyo y hasta 200 veces más pesados que él. No obstante, la influencia que tiene este último tipo de reptación en la generación de *ripples* eólicas no ha sido observada hasta el momento y no se considera en los modelos existentes. [20]

1.2.5 Estructuras sedimentarias

Una estructura sedimentaria se define como una determinada disposición geométrica de los elementos que constituyen un sedimento. Esta disposición es una consecuencia de los agentes geológicos y de los procesos físicos.

Si la estructura sedimentaria se origina al mismo tiempo que el sedimento se denomina *estructuras sedimentarias primarias*, mientras que si se desarrollan durante la diagénesis* son *estructuras sedimentarias secundarias* o diagenéticas.

○ **Ripples**

Según la clasificación de Ricci Lucchi (1970) [21], las *ripples* son estructuras sedimentarias primarias o sindeposicionales, es decir que se desarrollan durante el depósito de los materiales. Es el primer tipo de estructuras sedimentarias que aparece cuando se produce un aumento del flujo actuante (aire o agua). Por lo tanto, son originadas por corrientes de bajo flujo o por efectos de oleaje. [22].

* Incluye todos los procesos físicos y químicos que afectan al sedimento después del depósito y hasta antes del metamorfismo de bajo grado.

Así, encontramos una primera clasificación de las *ripples* en función de la corriente que las origina. Distinguimos entre:

- Ripples de corriente: formadas por una corriente o flujo unidireccional ya sea de aire o agua. Las *ripples* eólicas son un ejemplo de este tipo de ondas.



Figura 8. Conjunto de *ripples* eólicas formadas en una superficie de arena.

- Ripples de ondulación o wave ripples: son ondulaciones producidas por la acción del oleaje sobre materiales no cohesivos.

Atendiendo a su tamaño o longitud de onda diferenciamos entre dos tipos de *ripples*:

- Ripples: su longitud de onda oscila entre 1 cm y 25 cm.
- Dunas o megaripples: son grandes ondulaciones producidas en la arena cuando aumenta la velocidad del flujo. Pueden sobrepasar los 20 m de longitud de onda y alcanzar alturas mayores a 1 m pero su morfología externa es similar a la de las *ripples*.

Finalmente una última clasificación se hace atendiendo a la morfología de sus crestas:

- Rectos u ondulados: crestas y valles rectilíneos u ondulados y alineados paralelamente. Se forman bajo un flujo de poca velocidad.
- Linguoides: línea de crestas discontinuas, el *ripple* tiene forma más o menos “lobulada”. Dentro de los *ripples* son los formados por una corriente de alta velocidad.

La orientación de las estructuras es ortogonal a la dirección del viento y su perfil transversal es asimétrico respecto a la cresta, con una pendiente cóncava y escarpada a sotavento y más suave a barlovento. Dicho perfil se divide en cuatro elementos: pendiente a barlovento (stoss slope), cresta (crest), pendiente a sotavento (lee slope) y valle (trough) (ver Figura 9). Se ha demostrado que la sustracción y deposición en un punto, son proporcionales a la tangente de inclinación de la superficie. Por consiguiente, se alcanzará el máximo de estos procesos en los puntos de mayor pendiente. [23].

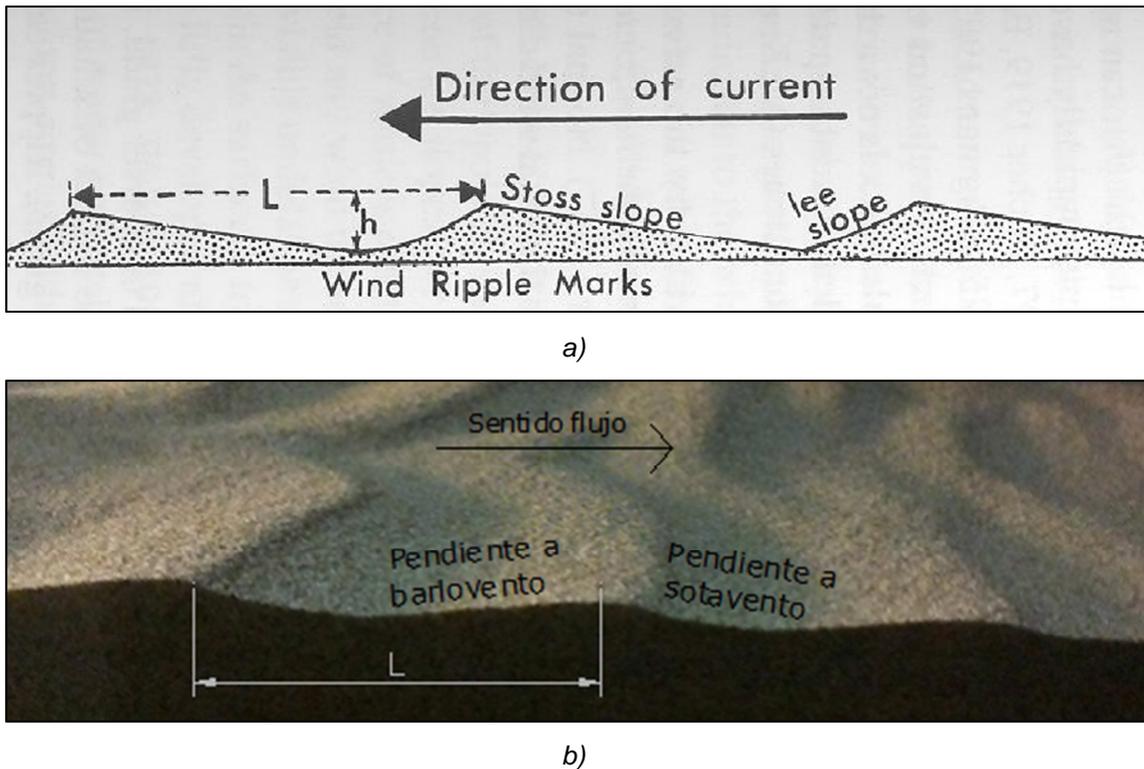


Figura 9. Sección transversal típica de las ripples. a) Teórica [5]; b) Experimental.

L =longitud de onda.

La inclinación máxima de la pendiente a barlovento oscila entre los 8 y los 10 grados, mientras que la pendiente a sotavento es más escarpada, adoptando valores entre los 20 y los 30 grados. En esta última zona, debido al crecimiento que en ella tiene lugar, aumentará la pendiente progresivamente y cuando se supere un ángulo llamado ángulo crítico de la arena en reposo (α) y que varía entre 30° y 35° [24], se producirán avalanchas a lo largo de planos de corrimiento.

Normalmente los *ripples* no se forman de manera aislada. Al conjunto de valles y crestas se le denomina *tren de ripples* y progresan unos sobre otros con el tiempo. La laminación originada por cada uno de estos trenes formará lo que se denomina un "set" o grupo de láminas paralelas en planta, aunque a veces confluyen entre ellas formando bifurcaciones o dislocaciones.

El tamaño o tipo de arena también es determinante para la formación de *ripples* eólicas. Las ondas formadas por arena de tamaño homogéneo son pequeñas y planas porque los granos en la superficie son transportados por saltación. En cambio las ondas que se forman a partir de granos de diferentes tamaños se hacen mucho más grandes, ya que las partículas más gruesas forman una barrera en la cresta y la zona a barlovento de las ondas, de forma que el viento no influye sobre ellos tan rápidamente.

1.3 Modelos de transporte eólico

Este punto tiene como objetivo dar a conocer los modelos teóricos referentes a la formación de ondas de arena forzadas por el viento que han sido publicados previamente y que han servido de guía para el entendimiento y desarrollo del presente trabajo.

Todos estos modelos explican la formación de las ondas como resultado de una inestabilidad en una base de arena inicialmente llana.

1.3.1 Modelo de Bagnold

Para empezar con la revisión de autores que han estudiado los procesos eólicos en desiertos es imprescindible hablar de Ralph Alger Bagnold. Este autor fue el primero en proporcionar una visión diferente del estudio del transporte eólico de arena y dunas a mitades del siglo XX, ya que anteriormente, en el siglo XIX, todos los trabajos relacionados con este tema habían sido meramente descriptivos. Bagnold recopiló las bases para la investigación de los procesos eólicos en su libro [3], que está considerado aún hoy en día como la referencia principal de estudio en este campo.

Durante los años 50, Bagnold lleva a cabo un amplio estudio durante sus viajes por el desierto de Libia, en el que realiza una descripción fenomenológica de la formación de dunas y desarrolla su modelo en base al análisis teórico combinado con experimentos en túneles de viento y observaciones de terreno, tanto del perfil del viento como del transporte de arena. Así establece, mediante algoritmos semiempíricos, la velocidad crítica a partir de la cual cada partícula inicia el transporte, así como las relaciones entre la magnitud del transporte de arena, la fricción del viento (parámetro derivado de la velocidad del viento y proporcional a ésta) y otras variables como el tamaño de la arena, su textura, la densidad del aire, la aceleración de la gravedad y el efecto de la inclinación del terreno. El modelo supone la existencia de un estado de equilibrio, entre la velocidad del viento (cuando ésta supera un valor crítico) y la cantidad de arena transportada, cuya magnitud estaría controlada sólo por las características de la arena.

La explicación que Bagnold ofrece de la inestabilidad de una superficie llana de arena, radica en el hecho de que el viento es capaz de conducir los granos de arena en saltación. Bagnold observó que la tasa de impactos por saltación es mayor en la cara de barlovento de las ondulaciones que en la ladera de sotavento. Esta explicación sigue siendo la base de la comprensión de la etapa inicial de la inestabilidad, aunque varios investigadores han cuestionado la hipótesis de Bagnold de que la longitud de

onda de las *ripples* de arena es igual a la longitud característica de saltación de los granos. [25], [26].

Actualmente es comúnmente aceptado que las trayectorias de la saltación pueden ser muy distintas y que muchas veces son mayores que la longitud inicial de las ondas formadas en la arena. Esta longitud no es constante sino que aumenta con el tiempo. Los granos en saltación obtienen el impulso necesario del viento, proveen de energía a los granos en reptación y disminuyen la velocidad del viento cerca de la superficie. Con esto la probabilidad de que el viento induzca el movimiento de reptación directamente es mínima.

1.3.2 Modelo de Anderson

Siguiendo las investigaciones de Bagnold, Anderson propuso un modelo continuo y lineal para explicar el mecanismo de formación de *ripples*.

Para Anderson [25], los granos de arena sometidos al proceso de saltación no son los causantes de la inestabilidad, sino que se consideran como un reservorio de materia que introduce energía al sistema. Pueden viajar largas distancias y cuando se incorporan nuevamente a la superficie desplazan a otros granos de alrededor. Estos últimos son los que producen el movimiento de reptación, y son considerados en este modelo como la razón de la inestabilidad. Realizan saltos pequeños con una longitud de reptación característica representada por a .

Así, la superficie de arena es sometida a multitud de granos en movimiento de saltación que colapsan con ella con un ángulo de incidencia α uniforme. Esto produce que la altura local de la arena $h(x,t)$ varíe con el tiempo.

Las ecuaciones que rigen este modelo se describen a continuación:

Debido a la conservación de la masa tenemos que:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_g} \frac{\partial Q}{\partial x} \quad (6)$$

donde:

Q : flujo horizontal de partículas de arena.

ρ_g : densidad de los granos de arena.

A su vez este flujo se divide en flujo de partículas en saltación y en reptación (Q_s y $Q_{rep}(x)$).

Con:

$$Q_{\text{rep}}(x) = m_p \int_{x-a}^x N_{\text{ej}}(x') dx' \quad (7)$$

donde m_p es la masa de un grano de arena y $N_{\text{ej}}(x)$ el número de granos que salen despedidos al aterrizar los granos en saltación por unidad de tiempo y superficie; y a es la longitud característica de reptación. Incorporando esto a la ecuación (6) queda:

$$\partial_t h = -d^3 [N_{\text{ej}}(x) - N_{\text{ej}}(x-a)] \quad (8)$$

siendo d el tamaño promedio de los granos de arena.

Se puede relacionar directamente la cantidad de granos desplazados con la de granos que impactan en la superficie (N_{imp}):

$$N_{\text{ej}}(x) = n_0 N_{\text{imp}}(x) \quad (9)$$

donde n_0 es la cantidad de granos desplazados en cada impacto y puede considerarse constante ya que $N_{\text{imp}}(x)$ depende del ángulo de incidencia de los granos en saltación con respecto a la pendiente local de la base de arena en la posición x . Si α mide el ángulo de impacto de los granos en saltación con respecto a la horizontal y θ el ángulo de la pendiente local de la cama de arena (ver figura 10), la cantidad de granos que impactan en dicha superficie será:

$$N_{\text{imp}} = N_0 \cos\theta \left(1 + \frac{\tan\theta}{\tan\alpha}\right) = N_0 \frac{(1 + \cot\alpha \partial_x h)}{(1 + (\partial_x h)^2)^{1/2}} \quad (10)$$

N_0 es el número de granos en saltación que llegan a la superficie por unidad de tiempo y superficie.

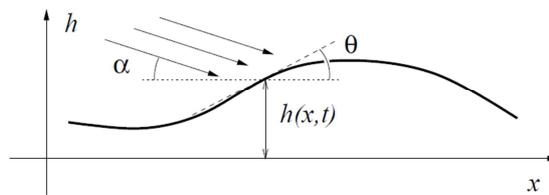


Figura 10. Esquema del proceso de impacto de los granos en saltación. [4]

Las ecuaciones (8), (9) y (10) describen completamente la evolución de una superficie de arena sujeta al fenómeno de la saltación.

Si consideramos que la longitud de reptación de los granos es más pequeña que la longitud de onda (situación que se cumple en las *ripples* eólicas) considerando el fenómeno de formación de *ripples* como un proceso local, podemos aplicar el

desarrollo de Taylor a $N_{ej}(x-a)$ en x (ecuación 11), y sustituyendo en la ecuación (8) queda la expresión (12):

$$N_{ej}(x) = N_{ej}(x-a) + a \frac{\partial N_{ej}}{\partial x} \Big|_{x-a} + \dots \quad (11)$$

$$\partial_t h = -d^3 a \frac{\partial}{\partial x} [N_{ej}(x) + \dots] \quad (12)$$

Finalmente teniendo en cuenta las ecuaciones (9) y (10), y manteniendo solamente los términos lineales, la ecuación final queda:

$$\partial_t h = f_1 \partial_{xx} h \quad (13)$$

La ecuación 13 es una ecuación lineal de difusión, donde $f_1 = -n_0 N_0 d^3 \alpha \cot \alpha$.

El autor afirma que el origen de la inestabilidad de la cama de arena tiene lugar como consecuencia de la asimetría del proceso de impacto de los granos ya que si $\alpha = \pi/2$ no se produce dicha inestabilidad.

Este modelo permitió determinar la longitud inicial de onda, siendo esta varias veces mayor que la longitud media de reptación. Sin embargo, el modelo muestra un comportamiento no realista en la etapa no lineal de crecimiento de las ondas, ya que empieza muy pronto y por lo tanto es incapaz de describir el aumento progresivo de la longitud de onda observada en experimentos de campo y de laboratorio [27].

Se suponía que el modelo de Anderson se podía corregir teniendo en cuenta la posible rodadura de las partículas en reptación debajo de la pendiente de la superficie de arena. Esta idea fue usada por otros autores en sus respectivos modelos, como Landry y Werner en su autómata celular [28] o las ecuaciones BCRE [29] para el flujo de la superficie de la arena y la evolución de la superficie de arena.

1.3.3 Modelo de Hoyle-Woods

EL modelo de Hoyle-Woods [30] es una extensión del modelo de Anderson. Se trata de un modelo continuo que considera una sola especie de granos de arena y tiene en cuenta los efectos que producen la rodadura y avalancha de los granos de arena bajo la influencia de la gravedad, así como un efecto que los autores denominan el efecto sombra.

El efecto de rodamiento o rodadura puede ser importante en la cara a sotavento de la onda. De hecho, los granos de arena que reptan pueden rodar por la pendiente debido al efecto de la gravedad. Esto se modela considerando un flujo Q_{rol} de partículas en rodamiento:

$$Q_{rol} = m_p N_r u_r \cos\theta \quad (14)$$

N_r es el número de granos en rodamiento por unidad de superficie, que se considera constante, y u_r es la velocidad del movimiento a lo largo de la pendiente. Esta velocidad dependerá de la fuerza de la gravedad:

$$u_r = -\frac{\sqrt{gd}}{r} \sin\theta \quad (15)$$

donde r es función del tamaño y rugosidad de los granos de arena. Teniendo en cuenta este flujo nuevo de partículas, la ecuación para la altura de la superficie de la arena es la siguiente:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_g} \left[\frac{\partial Q_{rep}}{\partial x} + \frac{\partial Q_{rol}}{\partial x} \right] \quad (16)$$

En el límite donde la longitud de onda de la estructura ondular es mucho mayor que la longitud de reptación, el crecimiento de la altura de arena debido a la reptación se puede aproximar a $[\partial h / \partial t]_{rep} \sim \partial_x N_{ej}$. En este límite la ecuación de la evolución de la superficie de arena queda de la siguiente forma:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\partial_x \left[a\mu_0 \frac{(1 + \cot\alpha \partial_x h)}{[1 + (\partial_x h)^2]^{\frac{1}{2}}} - v_0 \frac{\partial_x h}{[1 + (\partial_x h)^2]} \right] \quad (17)$$

Donde $\mu_0 = n_0 N_0 d^3$ y representa la cantidad de granos en reptación en una superficie llana de arena y $v_0 = N_r (\sqrt{gd}/r) d^3$, representa la cantidad de granos de arena en rodadura en una superficie inclinada de arena.

En el límite lineal, el modelo llega a la misma expresión que el modelo de Anderson (ecuación 13), pero en este caso el factor f_1 es igual a: $(v_0 - \mu_0 \cot\alpha)a$.

Si la superficie es inclinada habrá un exceso de granos de arena que reptan, expresado por $\mu_0 \cot\alpha$. Como se observa, el efecto de la rodadura introduce un umbral para la inestabilidad de la cama de arena que se sobrepasará cuando $\mu_0 \cot\alpha > v_0$. Así pues, la inestabilidad resulta de una competición entre la reptación y la rodadura. Como v_0 se considera constante en este modelo, la inestabilidad se verá favorecida con valores altos de μ_0 y bajos de α .

En resumen los autores afirman que el efecto de rodadura de los granos de arena suaviza las irregularidades, provocando que la inestabilidad en las ondas pueda producirse solamente a partir de cierto umbral.

También consideraran que en la vertiente de sotavento de la onda, existe una región más allá de la cresta de la onda, protegida del flujo de partículas en saltación. Esta zona se llama zona de sombra y en ella la onda se desarrolla únicamente debido a la rodadura. Hoyle y Woods encontraron estructuras de ondulación estables cuya longitud de onda se rige por la longitud de dicha zona de sombra. [4].

1.3.4 Modelo de Nishimori – Ouchi

Nishimori y Ouchi [20] proponen otro modelo para simular la creación de ondulaciones en la arena a causa del efecto del viento. En este caso se trata de un modelo discreto en el que el terreno es considerado como un mapa de alturas sobre una malla regular y se permite el desprendimiento de una porción de material de la celda (i, j) a otras celdas del modelo, en función de cuál sea la dirección del viento.

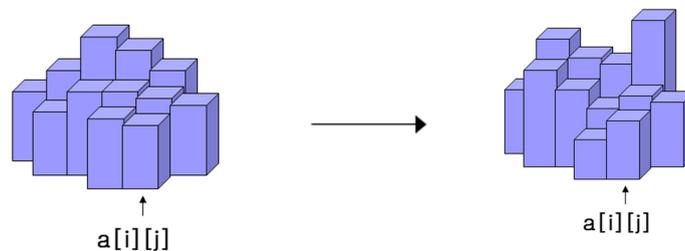


Figura 11. Esquema del proceso de variación de alturas en las celdas en un paso de tiempo.

Los resultados de este modelo determinan que la distancia media entre ondulaciones es de la misma magnitud que la longitud de la saltación sufrida por los granos de arena. Este resultado es acorde con los fenómenos observados por Bagnold [3].

El modelo parte de la ley de conservación de la masa para granos de arena. Si aumenta el número de granos de arena en la posición x , la altura de la superficie de arena también se verá incrementada. La ecuación siguiente explica este proceso:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = Q_{nl} \quad (18)$$

Siendo:

- $h(x, t)$ la altura local de la superficie de arena, medida a cierto nivel de referencia en la posición x y el instante t .
- $Q(x, t)$ el flujo local de granos en la dirección positiva del eje x
- $Q_{nl}(x, t)$ el aumento neto de granos en la posición x debido a los procesos no locales.

Los autores introducen el movimiento de reptación provocada por la gravedad con el término Q de forma que:

$$Q = -D\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right) \quad (19)$$

La ecuación (19) expresa la tendencia de los granos a rodar ladera abajo de la acumulación de arena y D es un coeficiente constante que representa la tasa de relajación.

El movimiento de saltación es modelado por la ganancia y pérdida de granos de arena en el término Q_{nl} . Si $N(x,t) dx$ es el número de partículas que despegan por unidad de tiempo desde cualquier posición comprendida entre x y $x+dx$, el término de pérdida en Q_{nl} será $-A N(x,t)$, donde A es un parámetro de escala.

La ganancia es proporcional las partículas que llegan a la posición x desde otros lugares ζ a barlovento de x . Así, suponiendo que todas las partículas que despegan del intervalo $(\zeta, \zeta+d\zeta)$ aterrizan en el intervalo $(x, x+dx)$, entonces el número de partículas por unidad de tiempo que llegarán al intervalo dx será representado por $N(\zeta,t) d\zeta$. Con esto el término de ganancia debido al movimiento de saltación es $A N(\zeta,t) (d\zeta/dx)$. Es posible obtener más de una solución que satisfaga la ecuación para una posición x dada. Esto justifica que los granos de arena puedan llegar desde diferentes puntos de despegue ζ .

Teniendo en cuenta las diferentes contribuciones al flujo de arena y sustituyendo en la ecuación (18) obtenemos la ecuación que determina la evolución de este modelo:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} D \frac{\partial h}{\partial x} + A [N(\zeta,t) \frac{d\zeta}{dx} - N(x,t)] \quad (20)$$

Finalmente, los autores completaron su modelo añadiendo una *función de saltación* que determina la longitud de saltación de un grano individual. Esta longitud depende del tamaño del grano, de su velocidad en el momento de despegar del terreno, del perfil de velocidad del viento, y de la topografía de la cama de arena.

$$L = L_0 + bh(\zeta,t) \quad (21)$$

donde:

L_0 : es un parámetro proporcional al esfuerzo cortante del viento (velocidad de fricción del viento en la superficie de arena)

b : depende de la fuerza de arrastre media en el grano de arena.

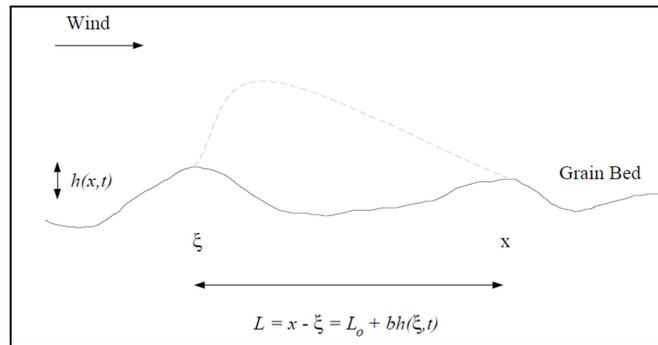


Figura 12. Trayectoria típica de saltación y variables relacionadas. [19]

La ecuación indica que cuanto más alto es el punto de despegue de un grano en saltación, más larga será su trayectoria antes de aterrizar.

Nishimori y Ouchi consideraron que L_0 y b eran constantes, asumiendo que la velocidad del viento también lo era.

Este modelo dio resultados interesantes, no obstante, la forma de modelizar la trayectoria de los granos en saltación fue cuestionada por otros autores. En primer lugar, no consideran el desplazamiento de granos de arena debido al aterrizaje de los granos en saltación, que ya fue evidenciado por Bagnold en su día. Y en segundo lugar, el modelo solo considera relevante, en cuanto a la variación de la longitud de saltación, la altura de la superficie de arena en el punto de despegue, siendo ésta despreciable en el punto de aterrizaje.

1.3.5 Modelo de Kurtze

Posteriormente Kurtze [19] mejoró el modelo de Nishimori y Ouchi [20] para analizar la inestabilidad de la superficie de arena transportada por el viento. Realizó un análisis no lineal de dicho modelo que permitió conocer alguna de las características de la formación de *ripples* que no son observables con un análisis lineal. En particular, se lleva a cabo dicho análisis no lineal en la zona de inicio de la inestabilidad de la base de arena para determinar la amplitud, forma y velocidad de propagación de las ondas que se forman en este régimen.

1.3.6 Modelo de Miao-Mu-Wu

El modelo de Miao-Mu-Wu [1] es la base sobre la que se desarrolla el presente trabajo y por ello en este apartado se trata de realizar un análisis detallado de su estructura, tanto numérica como computacionalmente.

Estos investigadores de la universidad de Lanzhou, en China, se basan en algunos de los trabajos descritos a lo largo de este capítulo con el objetivo de mejorarlos

introduciendo algunos efectos no considerados hasta el momento. Elaboran un modelo, discreto en espacio y tiempo que representa la altura de la cama de arena en cada celda del dominio discretizado de estudio. A través de un autómata celular simple, consideran las principales características del movimiento de los granos de arena con el fin de simular la formación de *ripples* y dunas.

En este trabajo se va a implementar la simulación de dicho modelo a partir de las ecuaciones presentadas en [1] y se intentará analizar la dependencia del fenómeno de formación de ondas eólicas de material granular con una serie de variables de estudio. En primer lugar se transcribirán las ecuaciones del modelo de la manera más sencilla posible para así ir desgranándolo con la finalidad de comprenderlo totalmente. Seguidamente se realizarán simulaciones que permitan sacar conclusiones para el presente estudio.

El modelo se considera en dos de los mecanismos fundamentales de movimiento de la arena que afectan a la formación de *ripples* y que se han descrito en el apartado 1.2.4, la saltación y la reptación. También se considera el fenómeno de avalancha ya que es imprescindible para la reorganización del sistema.

o **Movimiento de saltación**

En primer lugar, en cuanto al movimiento de saltación, es obvio que la altura en el punto de despegue disminuirá a medida que vayan transfiriéndose granos de arena a otros puntos del dominio. También sabemos que los granos de arena en saltación siguen un movimiento de trayectoria balística. Las ecuaciones que describen el proceso de saltación son las siguientes:

$$\vec{l}_s(x, y) = l_{sx}(x, y)\vec{i} + l_{sy}(x, y)\vec{j} \quad (22)$$

$$h'(x, y) = h(x, y) - q_s(x, y) \quad (23)$$

$$h'(x + l_{sx}, y + l_{sy}) = h(x + l_{sx}, y + l_{sy}) + q_s(x, y) \quad (24)$$

La ecuación (22) representa el vector de desplazamiento horizontal de los granos de arena en saltación con sus componentes horizontal y vertical.

La ecuación (23) indica que la altura en el punto de despegue en un instante posterior a la saltación, $h'(x, y)$, es igual a la altura inicial $h(x, y)$, menos la altura transferida de granos de arena durante el proceso, $q_s(x, y)$.

La ecuación (24) es análoga a la (23) pero en el punto de aterrizaje de los granos de arena tras el proceso de saltación.

Por su parte, la altura transferida viene representada por:

$$q_s(x,y) = q_0[1 + \tanh(g(x,y))] \quad (25)$$

donde:

- q_0 : parámetro de control que expresa el tamaño medio de un grano de arena que condicionará en gran medida el movimiento de saltación.
- $g(x,y)$: función del gradiente de la superficie de arena en el punto (x,y) , definida como:

$$g(x,y) = \text{sign}\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right) \sqrt{\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial h}{\partial y}\right)^2} \quad (26)$$

Las ecuaciones (25) y (26) hacen referencia a la cantidad de arena transportada. Muestran que cuanto más pronunciada sea la cara a barlovento de la onda o duna, la cantidad de granos de arena con posibilidad de ser elevados por el viento aumentará. Es decir el transporte de arena por saltación será mayor si la arena se encuentra en la cara a barlovento (pendiente positiva según el sentido del viento) que si por el contrario se encuentra en la cara a sotavento (pendiente negativa según el sentido viento). Como consecuencia de esto la altura transferida también será mayor.

La siguiente representación gráfica de la función $1+\tanh(x)$, ayuda a entender dicho efecto.

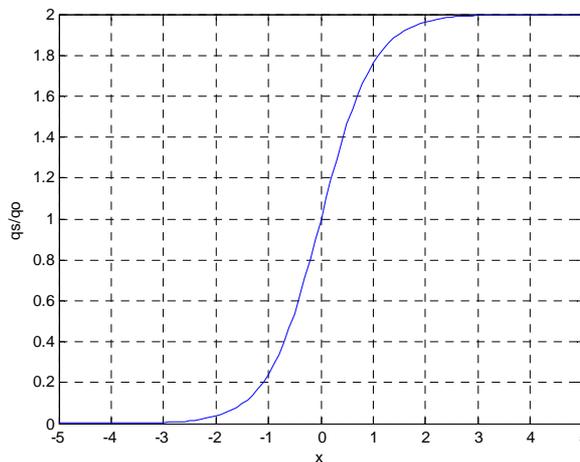


Figura 13. Representación gráfica de la función $1+\tanh(x)$

Volviendo a la ecuación (22), las ecuaciones que definen las dos componentes del vector de desplazamiento $I_s(x,y)$ en la cara a barlovento son las siguientes:

$$I_{sx}(x,y) = (I_{0x} + w_x h) \left(1 - \tanh\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right) \right) \quad (27)$$

$$l_{sy}(x, y) = (l_{0y} + w_y h) \left(1 - \tanh\left(\frac{\partial h}{\partial y}\right) \right) \quad (28)$$

En estas ecuaciones l_{0x} y l_{0y} representan la distancia base saltada por todos los granos a las cuales se le añade un término influenciado por un factor de fuerza del viento (w_x , w_y). Los términos afectados por la tangente hiperbólica son las pendientes en la dirección x e y respectivamente.

Como indican las ecuaciones (27) y (28), la distancia saltada por un grano de arena será directamente proporcional a la fuerza del viento e inversamente proporcional a la pendiente local. También indican que cuanto más grande sea la altura a la que se encuentra un grano individual, más será influenciado por la fuerza del viento y estará más tiempo en el aire, llegando más lejos. En cuanto a los factores $1 - \tanh\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)$ y

$1 - \tanh\left(\frac{\partial h}{\partial y}\right)$, están estrechamente ligados con la distancia de saltación de los granos de arena. En la cara a barlovento de una ripple, los granos de arena saltarán menos distancia, ya que la posibilidad de chocar sobre la pared de arena y mezclarse de nuevo con ella es elevada. Por el contrario, en la cara a sotavento los granos no tienen ningún obstáculo delante que les impida saltar todo lo lejos que les permitan las condiciones de viento.

Igual que en el caso anterior, la representación de la función $1 - \tanh(x)$ ayuda a entender el significado físico que implica.

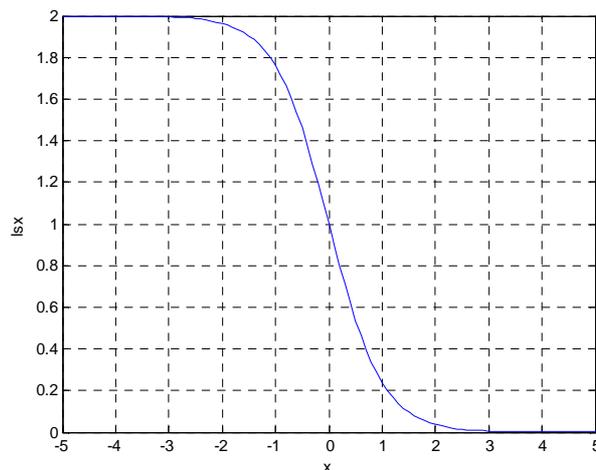


Figura 14. Representación gráfica $1 - \tanh(x)$

○ **Movimiento de reptación**

Como se ha explicado en el capítulo 2, encontramos dos tipos distintos de movimientos de reptación. El primero, ya considerado por algunos autores como Anderson, tiene lugar como consecuencia de los impactos que producen los granos en saltación al aterrizar de nuevo en la arena. Esta percusión produce que los granos de alrededor se vean desplazados.

Aunque este proceso no se considera en los modelos de formación de *ripples*, resulta interesante escribir las ecuaciones que lo representan:

$$q_c(x, y) l_c(x, y) = d_1 q_s(\bar{x}, \bar{y}) l_s(\bar{x}, \bar{y}) \quad (29)$$

$$l_s(\bar{x}, \bar{y}) = (l_{sx}^2(\bar{x}, \bar{y}) + l_{sy}^2(\bar{x}, \bar{y}))^{1/2} \quad (30)$$

donde:

- $q_c(x, y)$: transporte de arena por reptación.
- $l_c(x, y)$: distancia de reptación. Se asume que es constante.
- d_1 : parámetro adimensional de proporcionalidad.
- $l_s(x, y)$: desplazamiento horizontal de saltación.
- $q_s(\bar{x}, \bar{y})$: altura transferida de los granos en saltación desde el punto (\bar{x}, \bar{y}) al punto (x, y) .

El segundo movimiento de reptación y el que va a influir en la formación de ondas eólicas, tiene lugar como consecuencia de la sedimentación y aplanamiento de las características de arena por gravedad. Las expresiones matemáticas que lo definen son las siguientes:

$$h'(x, y) = h(x, y) + d_2 \sum_{i=1}^n (h(x_i, y_i) - h(x, y)) / \bar{\delta}_i \quad (31)$$

$$h'(x_i, y_i) = h(x_i, y_i) - d_2 (h(x_i, y_i) - h(x, y)) / \bar{\delta}_i \quad (32)$$

En estas ecuaciones d_2 es un factor de relajación, $\bar{\delta}_i$ es la distancia existente entre los puntos (x_i, y_i) e (x, y) y el superíndice n indica la cantidad de celdas vecinas que rodean al punto (x, y) , en este caso 8.

Las ecuaciones (31) y (32) expresan que la altura en un punto o celda determinada se verá incrementada o disminuida por el efecto gravitatorio, con una velocidad proporcional a la convexidad o concavidad de la superficie local de arena.

La altura en una celda determinada en un paso de tiempo posterior diferirá de la inicial una cierta cantidad proporcional d_2 , dependiendo de la diferencia entre la media ponderada de los sitios de alrededor a él y él mismo. Si el sitio es más alto que los sitios vecinos, entonces su altura disminuirá y si ocurre lo contrario, aumentará.

o **Avalancha**

Es obvio que la arena no puede mantenerse en una pendiente muy pronunciada sin que se produzca un deslizamiento del terreno. Cuando la pendiente sobrepasa un ángulo crítico en reposo, que suele estar alrededor de los 30° , se producirá una avalancha que será corregida por la reorganización de la propia duna. Para modelar este fenómeno usamos las siguientes expresiones para la cara a sotavento:

$$\Delta y = \left(\frac{\partial h(x,y)}{\partial y} / \frac{\partial h(x,y)}{\partial x} \right) \Delta x \quad (33)$$

$$(h(x,y) - h(x + \Delta x, y + \Delta y)) / (\Delta x^2 + \Delta y^2)^{1/2} > \tan \alpha \quad (34)$$

$$\gamma = (h(x,y) - h(x + \Delta x, y + \Delta y) - (\Delta x^2 + \Delta y^2)^{1/2} \tan \alpha) / 2 \quad (35)$$

$$h'(x,y) = h(x,y) - \gamma \quad (36)$$

$$h'(x + \Delta x, y + \Delta y) = h(x + \Delta x, y + \Delta y) + \gamma \quad (37)$$

Estas ecuaciones expresan que si la pendiente sobrepasa el ángulo crítico representado por α , se producirá una avalancha que será corregida por un factor γ en la simulación, de forma que la pendiente se vuelva a igualar al ángulo de reposo crítico.

1.3.7 Resultados numéricos

A partir de la implementación de las ecuaciones [(22), (23),..., (37)] en código Matlab, se obtiene la generación y desarrollo de *ripples* numéricamente. El código del programa se ha extraído de [31] y se adjunta en un apéndice al trabajo.

Los parámetros de entrada del programa son los que se muestran en la siguiente tabla:

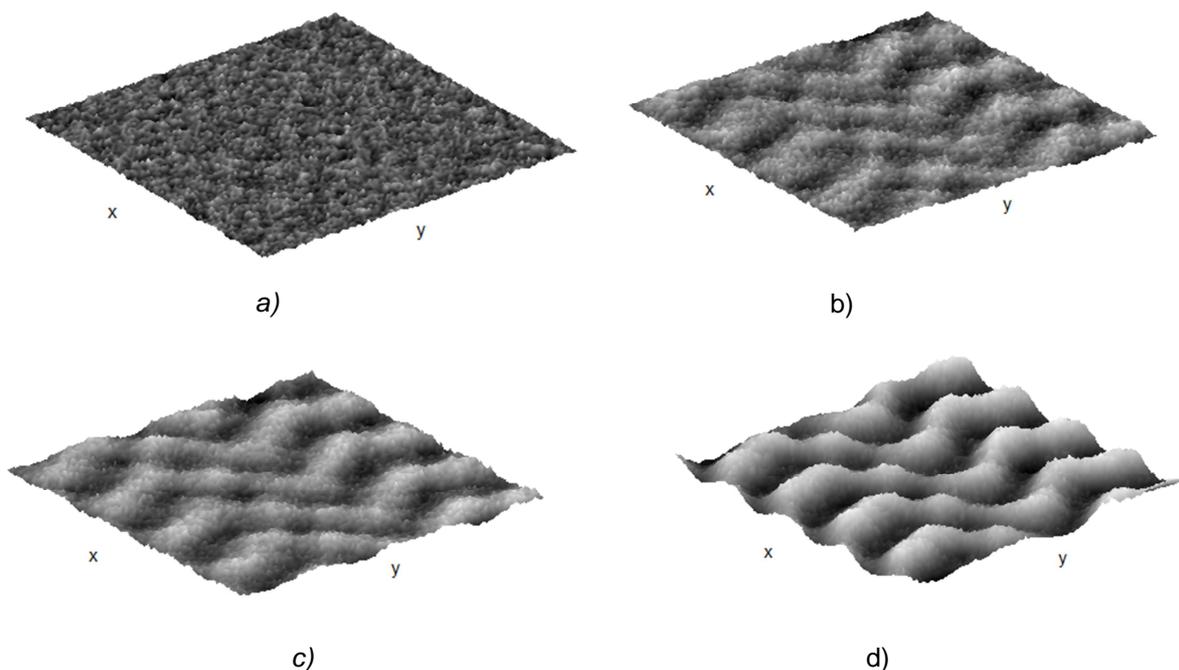
PARÁMETROS DE ENTRADA	
H_{seed}	Matriz que representa la altura inicial de la superficie de arena en cada punto
hopX	Define la distancia base de salto en la dirección x. (l_{ox})
wind X	Factor de fuerza del viento en la dirección x. (w_x)
hopY	Define la distancia base de salto en la dirección y. (l_{oy})
wind Y	Factor de fuerza del viento en la dirección y. (w_y)
grain	Tamaño medio de un grano de arena (q_0)
gravity	Hace referencia a la tasa de relajación (D)
critAng	Ángulo crítico en reposo (α)
numsteps	Representa los pasos de tiempo

Tabla 2. Parámetros de entrada de la función ripples2

La altura inicial de arena tiene que presentar ligeras variaciones entre celdas vecinas para que se pongan en marcha todos los procesos de transporte descritos en el apartado anterior. Así pues se inicializa el proceso dando a los elementos de la matriz H_{seed} valores de la altura de arena que siguen una distribución aleatoria en torno a nivel promedio h , es decir:

$$H_{seed}(x_i, y_i) = h + \text{random} \quad (38)$$

Seguidamente se muestra un ejemplo de simulación del proceso de generación de ripples y su evolución en distintos pasos de tiempo:



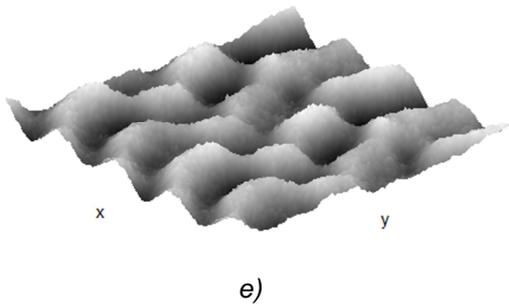


Figura 15. Simulación de ripples con $hopX=30$; $windX=0,5$; $hopY=0$; $windY=0$; $grain=0,1$; $gravity=0,7$; $critAng=0,52$; a) 5 ciclos; b) 60 ciclos; c) 80 ciclos; d) 120 ciclos; e) 140 ciclos

Se observa la formación de *ripples* en la superficie inicial (figura 15a). Un factor a tener en cuenta es que el programa presenta una inestabilidad numérica cuando el número de ciclos es elevado. Una posible explicación a este hecho sería que los fenómenos de transporte involucran al contenido de arena de un cierto número de vecinos de la celda considerada. Esto es crítico en el caso de la avalancha. Es posible que para tiempos largos deba ser ampliado dicho número, lo cual en sí mismo representa un problema de programación no trivial.

También se realizaron pruebas para intentar controlar la longitud de onda. Al contrario de lo que sería lógico pensar, los parámetros $hopX$ y $hopY$ no controlan la longitud de onda de las *ripples*, ya que representan la distancia base saltada por los granos de arena. Esta distancia será aumentada por los factores $windX$ y $windY$ que serán los que son los que influyen en dicho parámetro.

En las siguientes figuras se muestran simulaciones en las que solamente se ha variado el parámetro $windX$, manteniendo constantes los demás.

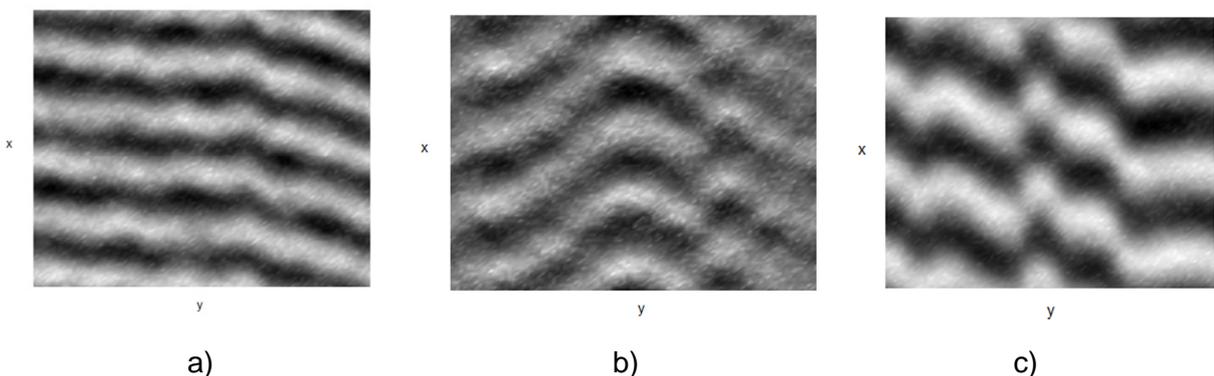


Figura 16. Dependencia de la longitud de onda con el parámetro $windX$ para $hopX=30$; $hopY=0$; $windY=0$; $grain=0,1$; $gravity=0,7$; $numsteps=100$; a) $windX=0,2$; b) $windX=0,5$; c) $windX=2,0$.

La longitud de onda es directamente proporcional a la fuerza del viento. Al aumentar este parámetro aparecen menos *ripples* en la simulación.

CAPÍTULO 2

TRABAJO EXPERIMENTAL

A lo largo de este capítulo se describen los trabajos llevados a cabo en laboratorio y los resultados conseguidos a partir de ellos. Estos trabajos consisten en la generación y el estudio de las ondas eólicas en un túnel de viento, en condiciones controladas, con el fin de estudiar los parámetros característicos en función de la velocidad del viento. Dichos parámetros serán la longitud de onda y la velocidad de propagación de las *ripples*.

2.1 Preliminares

2.1.1 Dispositivo experimental

Las pruebas se realizan en un túnel de viento que consiste en un recipiente de vidrio con sección cuadrada de 0.2x0.2 m y una longitud total de 2 m (figura 17). En todas las pruebas se mantiene el canal descubierto en su parte superior, para que las condiciones en laboratorio sean lo más parecidas a las condiciones reales en campo.



Figura 17. Túnel de viento experimental y webcam utilizada para la toma de imágenes y vídeos.

2.1.2 Medio granular

La arena utilizada procede de dos playas distintas, la de Gandia y la de Daimús, ambos municipios situados en la comarca de la Safor. Al ser una arena natural, los granos son redondeados y no machacados. Para unificar el tamaño de grano y ser lo

más fieles posibles al modelo numérico, se tamiza la arena con un tamiz de 500 μm de forma que se garantiza que toda la arena en el canal sea inferior a este tamaño.

2.1.3 Sistema generador de viento

Uno de los primeros pasos del experimento consiste en la generación de un flujo de viento laminar, rectilíneo y uniforme. Para ello se construyó un boca de cartón con una sección tronco-cónica (ver figura 18). La reducción de sección de dicha boca cumple funciones importantes desde el punto de vista de calidad de la corriente, ya que disminuye la turbulencia y mejora la uniformidad del perfil de velocidades y el alineamiento de la corriente.

Para la generación del viento se utiliza un ventilador de CPU (fabricado para la refrigeración de la CPU de los ordenadores) de 12x12 cm, marca Y.S. TECH U.S.A, conectado a una fuente de alimentación que permita variar el voltaje. Las características nominales del ventilador son las siguientes:

- **Voltaje:** $V=12\text{ V}$
- **Intensidad:** $I=0.46\text{ A}$



Figura 18. Sistema generador de viento.

Hay que remarcar que no ha sido posible la obtención en laboratorio de las condiciones de aire deseadas, hecho que ha condicionado el estudio. El flujo no es totalmente uniforme, presentando en todos los casos una velocidad inferior en la sección central del canal. Esto puede haber sido debido a la longitud de la boca o al eje del ventilador. Tampoco se ha conseguido un régimen laminar puro, sobre todo en la zona más cercana a la salida.

2.1.4 Sistema de captura de imágenes

La arena, al igual que la nieve o cualquier otra superficie clara y de bajo contraste, es difícil de fotografiar sin la ayuda de una iluminación adecuada, ya que la luz se refleja

al hacer las fotografías. Además, en este caso concreto, al pretender estudiar las ondas que se forman en la superficie, es importante generar una iluminación que incida de forma rasante a las estructuras para así aumentar el contraste y optimizar su percepción.

Para ello se utilizan dos sistemas distintos de captura de imagen, una webcam situada en la parte superior del canal en posición central, mediante una estructura metálica, tomará imágenes y vídeos en planta y una cámara fotográfica que permitirá obtener fotogramas del perfil transversal de las *ripples* y de los distintos mecanismos de transporte de los granos de arena. Esto último es posible gracias a las superficies transparentes que forman las paredes del canal.

2.2 Caracterización del viento

2.2.1 Calibración del sistema

Consiste en la relación de la señal eléctrica o potencial aplicado, con la velocidad del viento a la salida. Con el fin de tener en cuenta las diferencias de viento en distintos puntos de la superficie de arena, se han considerado tres ejes para la realización de la calibración, los extremos y el eje central. Además se ha realizado el estudio según la distancia a la que nos encontramos de la boca de salida. Seguidamente se recogen las gráficas *señal eléctrica-velocidad de viento* para cada distancia medida:

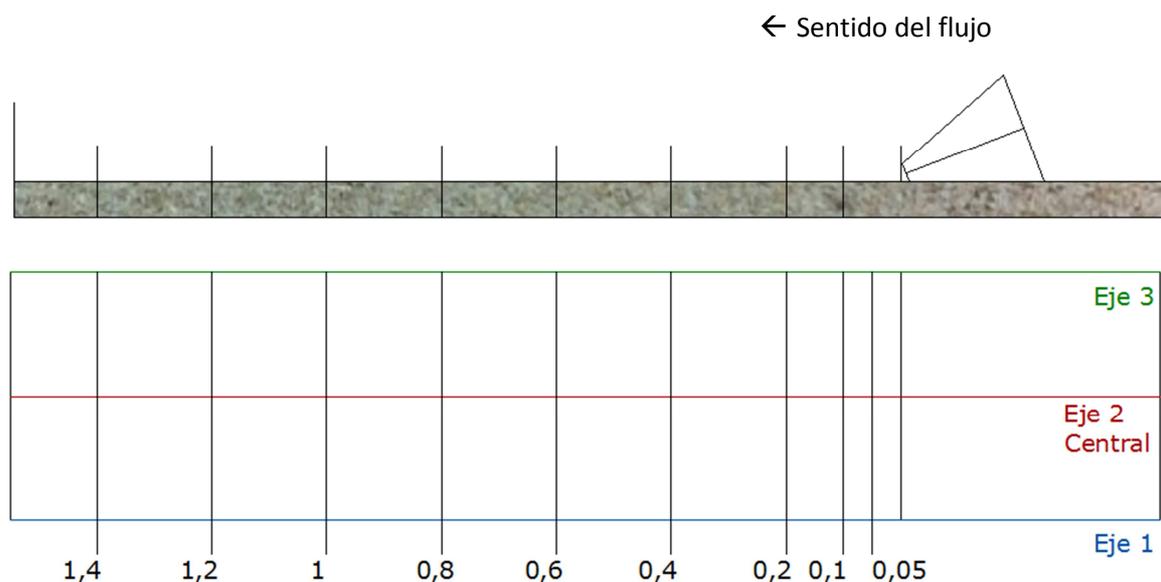


Figura 19. Planta y perfil transversal del túnel de viento.

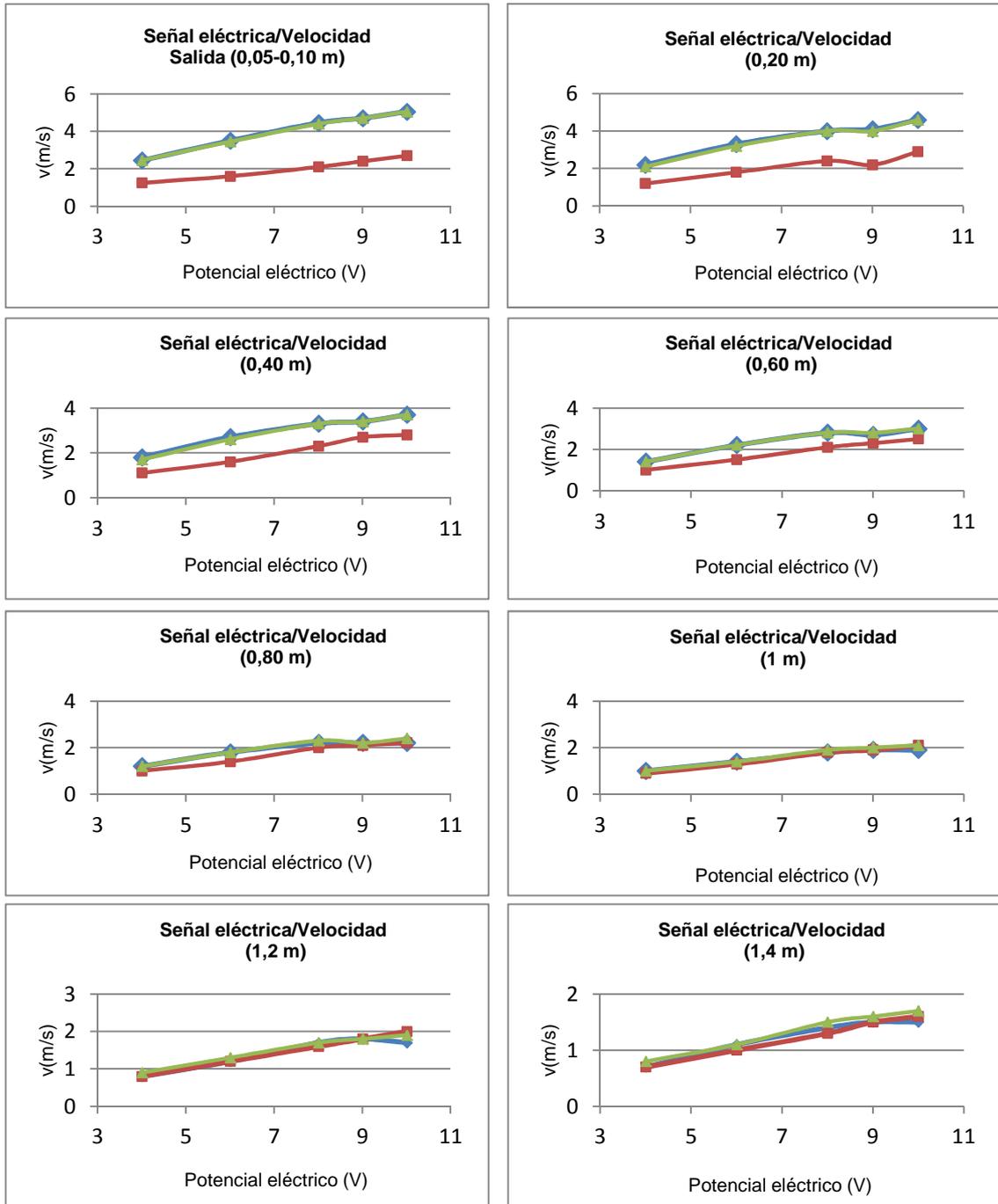


Figura 20. Calibración viento. Relación señal eléctrica (V)-velocidad de viento (m/s).Cada gráfica representa la calibración a una distancia de la fuente. En ellas:(♦) medición en eje 1 s/fig 19; (■) medición en eje central s/fig 19.; (★) medición en eje 3 s/fig 19.

2.2.2 Caracterización del patrón espacial de vientos

Se realiza con la ayuda de un anemómetro electrónico. A partir de la medición de la velocidad del viento en puntos concretos del canal, se halla la velocidad en los puntos restantes por interpolación, de forma que podemos obtener el mapa de velocidades de

viento (para cada voltaje ensayado). En la figura siguiente podemos ver el mapa de velocidades de viento en el canal correspondiente a un voltaje de 9V.

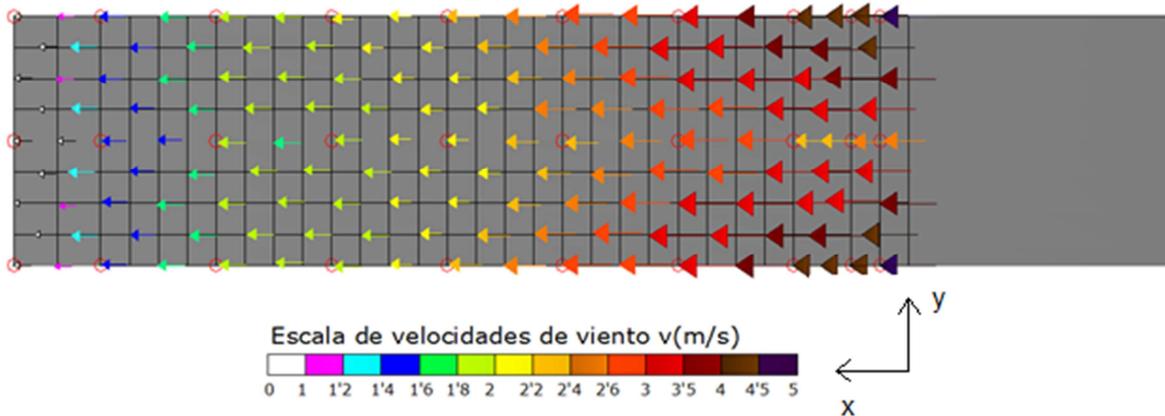


Figura 21. Mapa de vientos correspondiente a un voltaje de 9V.

En la figura se aprecia la disminución de la velocidad con la distancia a la fuente y también la diferencia entre las velocidades en la sección central y en los laterales.

2.2.3 Número de Reynolds

Con el fin de determinar la naturaleza del flujo se procede al cálculo del número de Reynolds. Es un número adimensional que nos permite conocer si el flujo está actuando en régimen laminar o turbulento. Los valores de Re que marcan el límite entre ambos regímenes son los siguientes:

- $Re < 2000 \rightarrow$ Régimen laminar.
- $2000 \leq Re \leq 4000 \rightarrow$ Transición entre ambos regímenes.
- $Re > 4000 \rightarrow$ Régimen turbulento.

La ecuación que permite determinar el número de Reynolds es:

$$Re = \frac{v D}{\nu} \quad (39)$$

donde:

- v (m/s): velocidad característica del flujo.

- D (m): diámetro de la tubería por la que circula el flujo. En nuestro caso este parámetro se corresponde con la anchura del canal.

- ν (m^2/s): viscosidad cinemática del fluido. Considerando una temperatura de $T=20^\circ C$, el valor de la viscosidad cinemática para el aire es de $\nu = 1,51 \cdot 10^{-5}$.

Seguidamente se adjunta la tabla en la que aparecen los valores de Re calculados para las distintas velocidades de flujo actuantes en el canal.

v (m/s)	L (m)
1,51E-05	0,183

v (m/s)	Re	v (m/s)	Re
0,40	4.847,68	2,24	27.086,42
0,50	6.059,60	2,25	27.279,23
0,60	7.271,52	2,26	27.346,12
0,70	8.483,44	2,33	28.197,35
1,00	12.119,21	2,35	28.439,74
1,20	14.543,05	2,39	28.947,59
1,50	18.178,81	2,52	30.516,16
1,60	19.390,73	2,55	30.869,35
1,99	24.137,42	2,62	31.715,96
2,03	24.652,48	2,72	32.933,94
2,12	25.644,24	2,83	34.259,48
2,13	25.838,15	3,03	36.721,19
2,18	26.419,87	5,30	64.231,79

Tabla 3. Número de Reynolds para distintos valores de viento ensayados.

Los valores de Re obtenidos corroboran que el aire está actuando en régimen turbulento en las pruebas experimentales puesto que en todo caso $Re > 4.000$.

2.2.4 Conclusiones

Las conclusiones a las que llegamos después de la realización del estudio de calibración del viento son las siguientes:

- Como vemos en las gráficas, la velocidad del viento crece de forma lineal con la tensión.
- Las velocidades en los ejes laterales (1 y 3) son muy parecidas mientras que observamos una velocidad inferior en el eje central.
- La diferencia de velocidad entre el eje central y los laterales disminuye con la distancia de forma que a medida que avanzamos según la longitud del canal el viento se uniformiza. Este fenómeno se aprecia, tanto en las gráficas como en el mapa de vientos, a partir de 80 cm desde la boca de salida del viento.
- La velocidad máxima registrada en el túnel de viento es de 5,3 m/s y la mínima de 0,4 m/s.

2.3. Estudio de la longitud de onda

A partir de las imágenes y vídeos tomados se procede al estudio de la longitud de onda característica de las *ripples*, en función de la velocidad del viento. Para cada potencial eléctrico aplicado se realizan mediciones después de 30 minutos desde que el viento empieza a incidir en la superficie plana. En la figura 21 se ve un ejemplo del tipo de imagen utilizada para las mediciones.

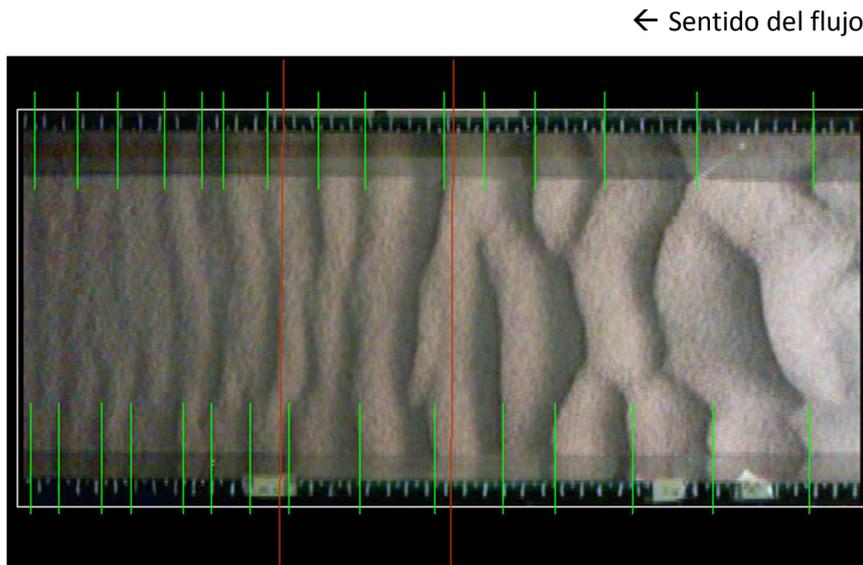


Figura 22. Medición de λ (cm) para un potencial de 10 V.

En la foto se aprecia la disminución de la longitud de onda con la velocidad del viento. Esto afirma la hipótesis hecha por Bagnold de que la longitud de onda depende de la longitud de saltación de los granos de arena, que a su vez aumenta con la velocidad del viento.

Seguidamente se adjunta la gráfica resultado y los datos de mediciones que muestran la relación entre la longitud de onda y la velocidad del viento.

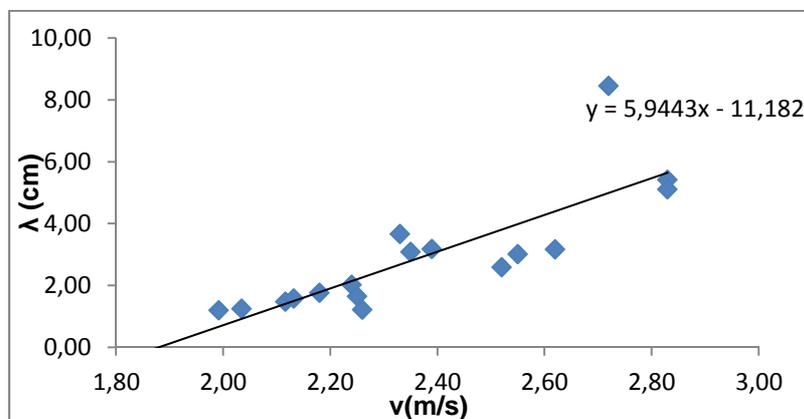


Figura 23. Gráfico velocidad del viento / Longitud de onda.

Donde la pendiente y la ordenada en el origen expresadas con su error son:

$$b = (0,059 \pm 0,021) \text{ s}; a = (-0,11 \pm 0,050) \text{ m/s}$$

Se observa una dependencia lineal de la longitud de onda de las *ripples* con el incremento de la velocidad del viento. Este resultado es similar al obtenido en [32].

La gráfica también nos proporciona el valor umbral de velocidad de viento a partir de la cual se empiezan a formar las estructuras en la base de arena. La determinación experimental de esta velocidad umbral o de corte es compleja ya que a muy bajas velocidades es difícil conocer el tiempo necesario para la formación de un patrón de arena.

El valor umbral calculado a partir de la ecuación de la recta de tendencia de los datos de longitud de onda es: $v_{th}=1,88 \text{ m/s}$. Es decir que para velocidades de viento menores que este valor no se formarán *ripples*.

v (m/s)	λ (cm)	v (m/s)	λ (cm)	v (m/s)	λ (cm)
1,99	1,19	2,25	2,04	2,55	2,84
2,03	1,30	2,25	1,46	2,62	2,66
2,03	1,34	2,26	1,56	2,62	3,69
2,03	1,08	2,26	1,21	2,62	3,12
2,12	1,47	2,33	3,15	2,72	9,88
2,13	1,58	2,33	4,20	2,72	6,17
2,13	1,56	2,33	3,61	2,72	9,30
2,13	1,56	2,35	3,13	2,83	6,64
2,18	1,43	2,35	2,68	2,83	4,06
2,18	1,91	2,35	3,42	2,83	5,55
2,18	1,94	2,39	3,17	2,83	5,64
2,24	2,39	2,52	2,60	2,83	4,58
2,24	1,75	2,52	2,50	2,83	5,10
2,24	1,91	2,52	2,64		
2,25	1,44	2,55	3,18		

Tabla 4. Longitud de onda en función de la velocidad del viento

En la tabla 4 se aprecia que para un mismo viento las longitudes de onda presentan diferencias notables en cada ensayo. Esto refleja la gran sensibilidad de los resultados a las condiciones iniciales del experimento, hecho que influye en cualquiera de los parámetros característicos medidos. En las siguientes imágenes se observan gráficamente dichas diferencias. Muestran la configuración final de tres ensayos distintos, en el mismo instante de tiempo y aplicando a cada uno de ellos la misma tensión eléctrica.

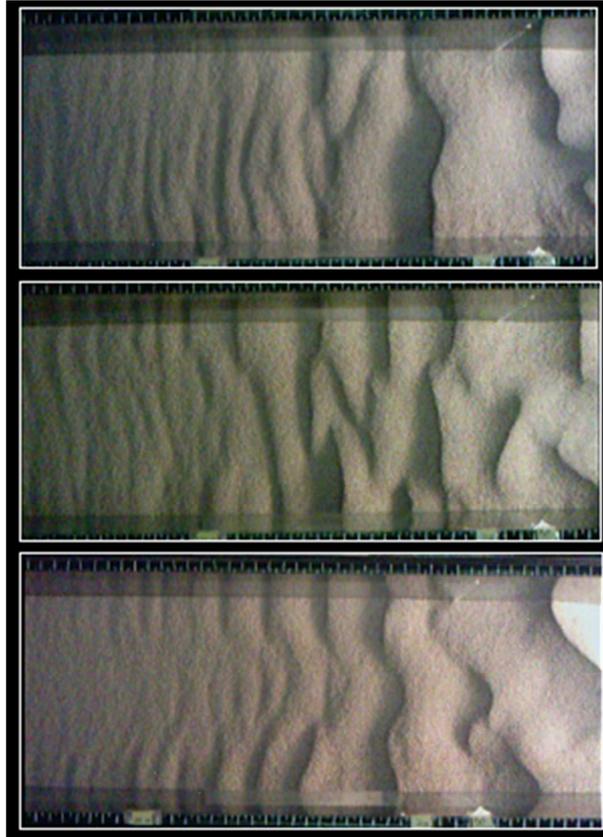


Figura 24. Comparación de tres ensayos distintos para las mismas condiciones iniciales.

Como se ve en la imagen, aunque el patrón de longitudes de onda se mantiene en los tres casos, se observan diferencias en la curvatura de las ondas eólicas y también en su distribución.

2.4 Estudio de la velocidad de propagación

Para la realización de este estudio se marcan las ondas de arena y se mide la distancia recorrida en un periodo de tiempo determinado que en este caso fue de 5 minutos y para una velocidad de viento conocida. Se elige el intervalo de tiempo entre los 10 y 15 minutos a partir del inicio del proceso porque es cuando las ondas ya se han desarrollado completamente y se mueven libremente. En tiempos mayores a los 20 minutos se observa una disminución de las velocidades debido al agotamiento de la reserva de arena en el canal. Este fenómeno se observa principalmente para velocidades de viento elevadas.

Después de analizar los datos se dibuja el gráfico que relaciona las velocidades de viento con la velocidad de propagación de las ondas. Al igual que pasaba con el estudio de las longitudes de onda, el gráfico muestra una relación lineal de ambas

variables, similar al observado en [32]. También podemos hacernos una idea de lo lento que es el proceso ya que las ondas se desplazan milímetros en un minuto.

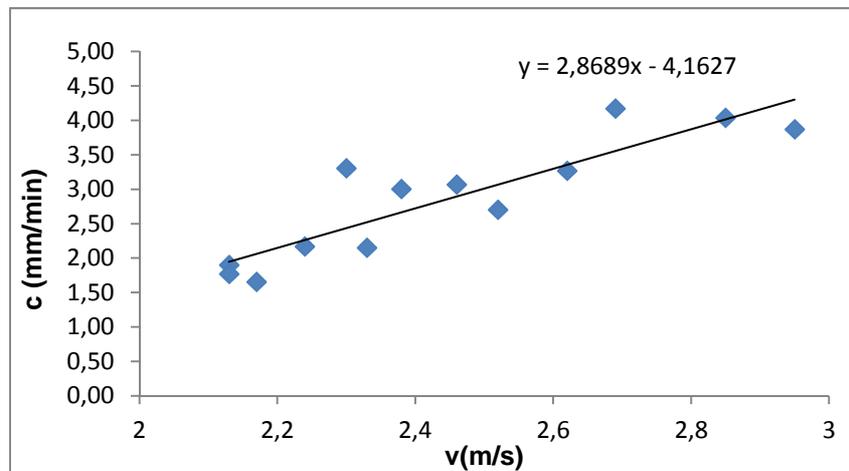


Figura 25. Gráfico velocidad del viento / velocidad de propagación ondas.

En este caso la pendiente y la ordenada en el origen expresadas con su error son:

$$b = (50 \cdot 10^{-5} \pm 1,6 \cdot 10^{-5}); a = (-7 \cdot 10^{-5} \pm 4 \cdot 10^{-5}) \text{ m/s}$$

En la siguiente tabla se recogen los datos a partir de los cuales se ha elaborado el gráfico.

Velocidad Viento (m/s)	c (mm/min)	Velocidad Viento (m/s)	c (mm/min)
2,13	1,10	2,46	3,20
2,13	2,50	2,46	3,20
2,13	2,10	2,52	2,90
2,13	1,70	2,52	2,40
2,13	2,10	2,52	2,80
2,13	1,50	2,62	3,29
2,17	1,70	2,62	3,70
2,17	1,60	2,62	2,80
2,24	1,83	2,69	2,90
2,24	2,50	2,69	5,60
2,30	3,80	2,69	4,00
2,30	2,90	2,85	4,50
2,30	3,20	2,85	2,70
2,33	1,20	2,85	4,90
2,33	3,10	2,95	4,00
2,38	3,40	2,95	2,80
2,38	2,60	2,95	4,80
2,46	2,80		

Tabla 5. Velocidad de propagación de las ondas en función de la velocidad del viento

CAPÍTULO 3

COMPORTAMIENTO DE LAS ONDAS EÓLICAS EN PRESENCIA DE OBSTÁCULOS

3.1 Introducción

Las construcciones en zonas litorales cambian el proceso de la dinámica litoral. Así, los paseos marítimos, carreteras, zonas de recreo, urbanizaciones, etc., construidos en la franja litoral, impiden el movimiento de la arena en el área que ocupan. Esto se traduce en una disminución en la reserva de aporte de la playa, y por lo tanto, fomenta la erosión de ésta.

Pero no solo las construcciones humanas afectan a los procesos eólicos. Las plantas, aunque a menor escala, juegan un papel importante en la geomorfología de playas y desiertos. Su uso en la estabilización y rehabilitación de dunas es ampliamente conocido. La mayoría del transporte de arena tiene lugar en la capa cercana al suelo [33], es por ello que también suponen una barrera al transporte sólido litoral y por lo tanto provocan un cambio local en la distribución de *ripples*.



Figuras 26 y 27. Distribución de vegetación en una duna y Afección temporal playa de Piles (Valencia).

El comportamiento de los medios granulares en presencia de obstáculos ha sido muy poco estudiado hasta el momento. Sin embargo, la repercusión y aplicación práctica que dicho conocimiento implicaría son inmensas. Si fuésemos capaces de conocer el patrón de conducta del medio granular en función de las características del viento incidente, podríamos optimizar las soluciones preventivas de los procesos de degradación en las playas, como son la erosión de dunas o la recesión de la playa.

Seguidamente se dan dos ejemplos de procesos que se podrían optimizar:

- Restauración de la cubierta vegetal: consiste en la eliminación de la vegetación alóctona y la plantación de especies autóctonas. Estas especies se plantan aleatoriamente, buscando un aspecto lo más natural posible.
- Instalación de captadores de arena: formados ramas muertas de plantas (mimbre, cañas, matorrales...), tablas de madera (tablestacados) u otros materiales, para reducir la velocidad del viento por fricción, disminuyendo la carga de arena transportada consiguiendo la acumulación de arena y aumentando el volumen del depósito.



Figura 28. Distribuciones distintas de captadores de arena.

El objetivo de este capítulo es conocer cómo se ve afectado el transporte de arena, forzado por el viento, cuando situamos distintos obstáculos sobre el terreno. Estos obstáculos pueden ser aislados o constituir una distribución de obstáculos. Dicho estudio se realiza experimentalmente y los resultados obtenidos son cualitativos.

3.2 Características del viento en el contorno del obstáculo

Como se ha visto, la introducción de cualquier obstáculo en el sistema litoral supone un efecto en los procesos eólicos. El flujo de viento en sus proximidades es turbulento y se producen dos tipos de cambios en el régimen de viento:

- Modificación en la dirección local del flujo.
- Modificación en la velocidad del flujo.

Existe una zona alrededor del obstáculo en la que dichas modificaciones se hacen patentes. Las características de dicha área dependen, tanto de la velocidad del viento como de la forma del obstáculo.

En el laboratorio se estudian las características de viento alrededor de un obstáculo con sección circular, y se observan los cambios en la dirección y la velocidad del flujo. Seguidamente se muestran los resultados experimentales:

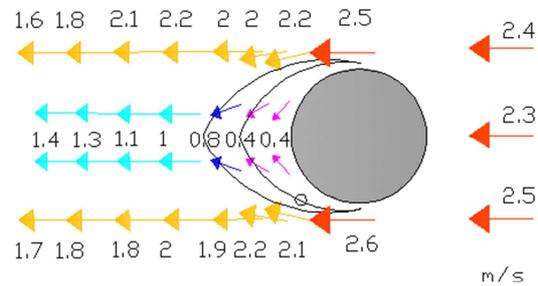


Figura 29. Magnitud y dirección del flujo en las inmediaciones del objeto para un voltaje de 9V



Figura 30. Medidas experimentales de la dirección viento alrededor de obstáculo circular.

La figura 29 muestra tanto las velocidades del viento medidas mediante un anemómetro electrónico como su dirección. En la figura 30 se observa el patrón de viento en el contorno del obstáculo. Las líneas de campo en la zona inmediatamente posterior al obstáculo se curvan y van volviendo a su posición original progresivamente al aumentar la distancia con el obstáculo.

En cuanto a la velocidad, esta es nula en el punto en el que se encuentra el obstáculo y decrece bruscamente detrás de este, hasta sobrepasar la zona de influencia y volver a sus valores normales.

La distribución experimental obtenida corrobora los resultados obtenidos en [33].

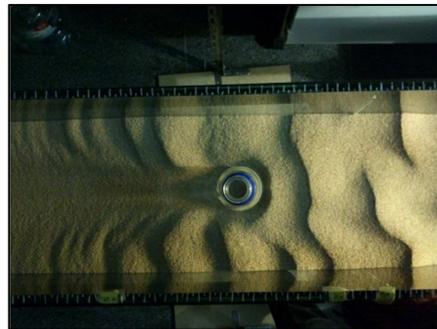
3.3 Obtención de resultados cualitativos en laboratorio

Se realizan pruebas separando varios casos en función tanto del número de obstáculos como de su tamaño.

3.3.1 Dinámica de las ondas de arena alrededor del obstáculo

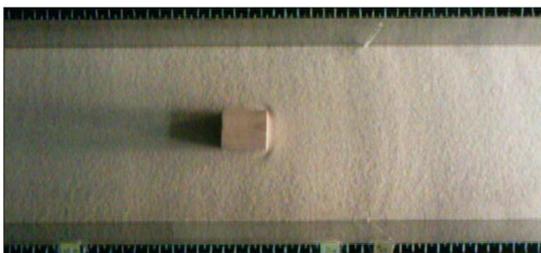
Presentan un comportamiento parecido sea cual sea el tipo de obstáculo. Una vez formadas, van avanzando a lo largo del canal hasta que chocan con el obstáculo. Entonces se bifurcan de forma que los extremos laterales (más alejados del obstáculo), siguen su curso.

En la zona central, dónde se produce la interacción directa con el obstáculo, en lugar de acumularse la arena, como podría parecer lógico, se produce una ligera depresión o en el pie del obstáculo (figuras 31 y 32). Esto es debido a dos fenómenos: por una parte algunos granos de arena que llegan al obstáculo chocan con éste y rebotan en la dirección contraria a la del viento, impidiendo la acreción en la zona inmediatamente anterior al obstáculo; la segunda causa es la creación de un vórtice en la zona inmediatamente anterior al obstáculo que impulsa a los granos de arena hacia los laterales de la estructura, evitando la permanencia de éstos en esta zona. [5]

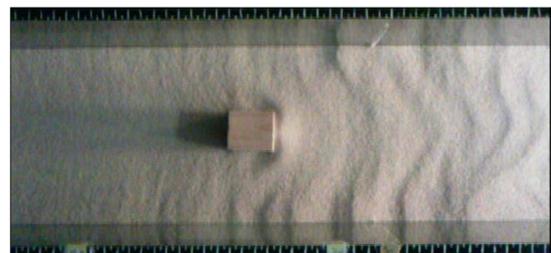


Figuras 31 y 32. Depresión de la arena a barlovento del obstáculo.

En las figuras 33 y 34 se observa la evolución de las ondas con el tiempo.



a.



b.

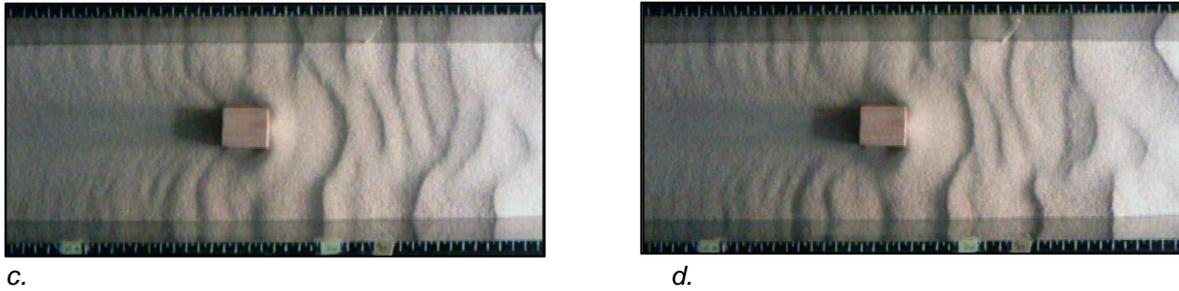


Figura 33 Evolución ondas alrededor de obstáculo de planta cuadrada. a) 30s
b) 4 min c) 8 min d) 10 min.

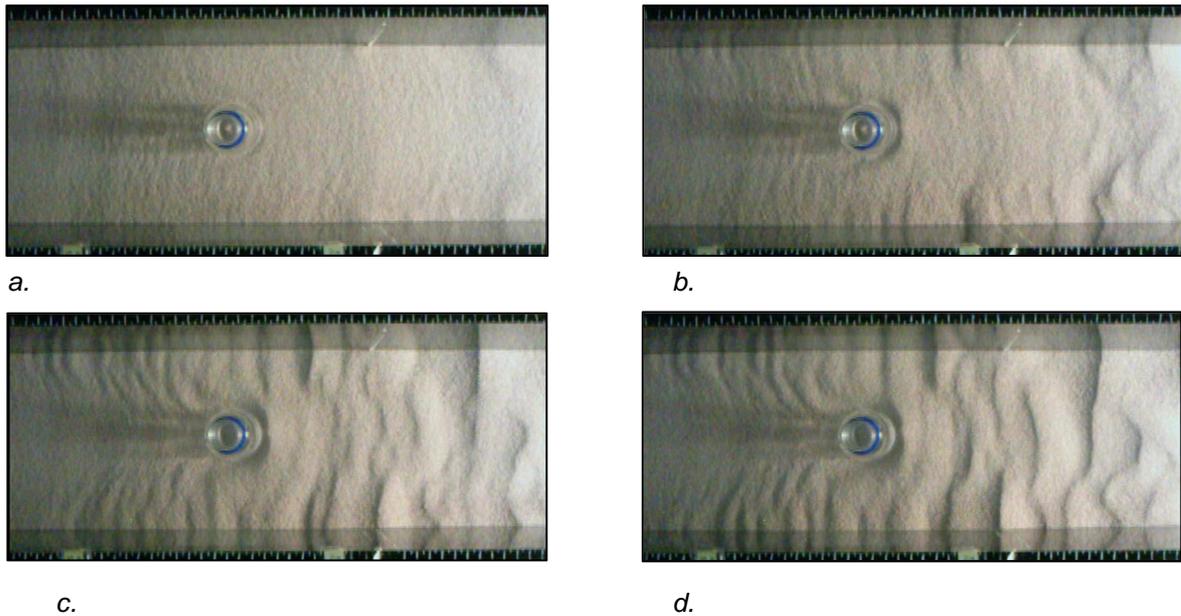


Figura 34. Evolución ondas alrededor de obstáculo de planta circular. a) 1:06 min b) 4 min
c) 8 min d) 10 min.

En ambos casos la presencia de los nodos o depresiones alrededor de los obstáculos se aprecia antes de la formación de las *ripples*. Si bien en el caso de un obstáculo circular, este fenómeno aparece un poco más tarde, posiblemente debido a la suavidad de las formas del contorno.

En el minuto 4 ya se han desarrollado las ondas eólicas y van avanzando en la dirección del viento.

En los minutos 8 y 10 se observa la bifurcación de las estructuras comentada anteriormente. A partir de aquí el proceso continúa hasta que se satura, debido a la finalización de la reserva de arena en el inicio del canal.

Si el obstáculo se sitúa cerca del contorno del canal, la erosión que se produce a barlovento deja de ser simétrica como ocurría en los casos anteriores. Se produce una fuerte depresión por socavamiento en la esquina inferior del obstáculo que favorecerá al vuelco de la estructura por basculamiento (figura 35). Este fenómeno, también

llamado *descalce*, es análogo al ocurrido en las pilas de un puente situado el cauce de un río, o en el pie de acantilados.

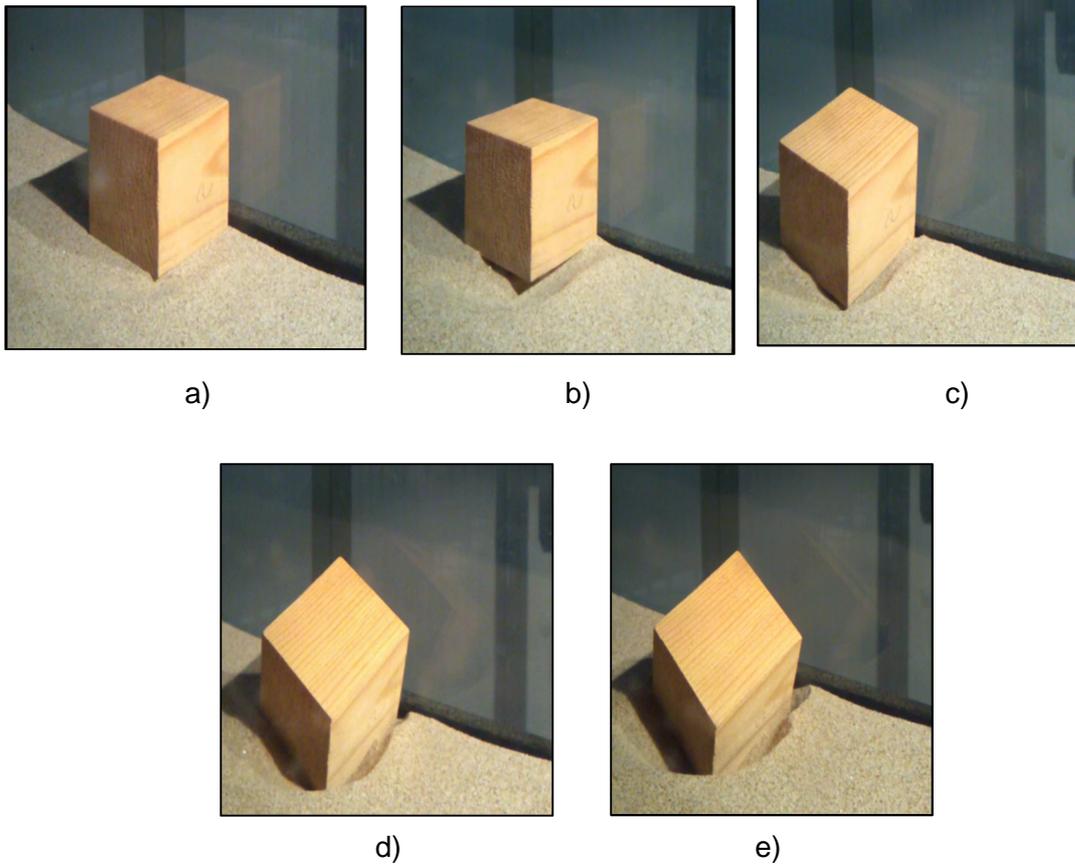


Figura 35. Vuelco del objeto por erosión asimétrica en la base. a) $t=0$ s; b) $t=1,30$ min; c) $t=4,30$ min; d) $t=6,30$ min; e) $t=8,30$ min

En la figura 33.b) se aprecia cómo afecta la erosión en la base del objeto en un periodo corto de tiempo. En la siguiente imagen 33. c) el obstáculo vuelca hacia el centro del canal pero el proceso de erosión sigue, provocando una mayor depresión que genera un segundo vuelco 33 (d, e).

3.3.2 Modificación del patrón en la zona a sotavento del obstáculo

En la zona a sotavento existe una diferencia importante en función del tamaño del objeto y de su relación con la anchura del canal. En objetos pequeños (relación 1:20), como el mostrado en la figura 36, el patrón de ondas se reconstruye una vez pasado el obstáculo. Esto se asemeja a la situación de una playa real donde la superficie libre de arena es mucho más grande en relación al objeto (figura 37). También coincide con las simulaciones realizadas por [1] (figura 38).

Sentido del flujo →



Figura 36. Reconstrucción del patrón de ripples detrás del objeto de 1 cm de diámetro.



Figuras 37 y 38. Caso real en la playa de Daimús y simulación numérica [1].

En cambio si utilizamos un objeto de mayor tamaño (a partir de 2 cm de ancho) las *ripples* no se reconstruyen detrás de éste a lo largo del resto de canal. Si aumentáramos las velocidades del viento posiblemente se formarían pero no este caso no ha sido estudiado debido a las limitaciones del sistema experimental.



Figura 39. Obstáculo de 5 cm de ancho. Ausencia de ripples a sotavento.

Otro hecho curioso es que en el entorno local del obstáculo se observa un comportamiento similar al de un campo magnético alrededor de un polo.

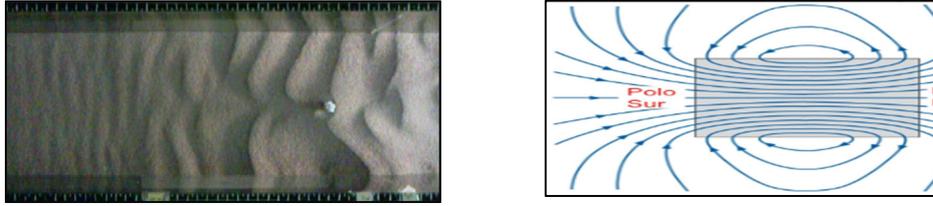


Figura 40. Analogía ripples a sotavento del obstáculo con líneas de campo alrededor de un polo magnético.

3.3.3 Distribución de obstáculos en la sección del canal

Otro de los casos estudiados es la colocación de un conjunto de obstáculos en la sección del canal. Este caso es muy común en la naturaleza, donde es habitual encontrar dunas naturales con vegetación o conjunto de palmeras plantadas en el litoral.

En cuanto a la sección transversal, las plantas suponen una barrera al transporte sólido litoral, pero al mismo tiempo dejan pasar granos de arena a través de su dosel. En las siguientes imágenes tomadas en laboratorio se observa la diferencia entre una superficie de arena con vegetación y en ausencia de ésta. En la primera la vegetación fomenta la acumulación de la arena, formándose *ripples* con mayor amplitud que en el segundo caso.

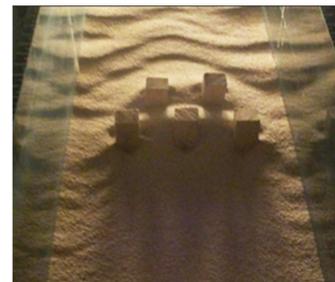


Figuras 41 y 42. Perfil transversal ripples con vegetación y sin ella.

Si en cambio nos fijamos en la planta del canal, al colocar una distribución de obstáculos lo suficientemente juntos, desaparece el patrón de *ripples* en la zona a sotavento. Esto es debido a que no pasa la suficiente cantidad de granos de arena como para que se siga formando. Es decir, actúan como un obstáculo aislado de sección equivalente a la anchura máxima de la distribución.

Figura 43. Barlovento y sotavento de una distribución de obstáculos

Sentido
flujo



CAPÍTULO 4

CONCLUSIONES Y LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN

A lo largo de este trabajo se han logrado muchos de los objetivos iniciales propuestos. Se ha realizado un estudio experimental de dos de los parámetros más importantes de las *ripples*, la velocidad de propagación y la longitud de onda, obteniendo resultados muy parecidos a los proporcionados en otros estudios [32]. También se ha obtenido un valor umbral de velocidad a partir del cual se produce la inestabilidad en la superficie de arena.

No ha sido posible la generación de un flujo de viento uniforme y lineal, quedando esto pendiente de mejorar en futuras etapas de la investigación. Este hecho ha complicado el estudio de caracterización y calibración de viento, lo cual no ha impedido la realización de los experimentos y que se hayan podido llevar a cabo los estudios deseados. Además, gracias a ello hemos podido comprobar la gran sensibilidad que presenta el sistema a pequeñas variaciones en las condiciones iniciales.

Posiblemente una de las conclusiones más importantes que hemos obtenido es la comprobación experimental de la hipótesis realizada por Bagnold (y discutida por otros trabajos), que dice que la longitud de onda de las *ripples* es directamente proporcional a la velocidad del viento.

Finalmente se observa la modificación del patrón de *ripples* en presencia de obstáculos y la desaparición total de éste si el obstáculo tiene un ancho grande en relación al ancho del canal. También se comprueba cómo la presencia de vegetación es capaz de fijar las dunas.

En cuanto a la parte numérica del trabajo, se ha realizado un trabajo inicial de estudio y comprensión de las ecuaciones que rigen el fenómeno y se han llevado a cabo simulaciones de la evolución del proceso, comprobando la dependencia con el parámetro de entrada $windX$. Como línea de investigación futura, pretendemos abordar un estudio experimental más exhaustivo y la simulación de *ripples* en presencia de obstáculos.

BIBLIOGRAFÍA

- [1] Tian-De Miao, Qing-Song Mu, and Sheng-Zhi Wu, "Computer simulation of aeolian sand *ripples* and dunes," *Physics Letters A*, vol. 288, no. 1, pp. 16-22, 2001.
- [2] Wikipedia. (2012, Dec.) *Materia granular*. [Online].
http://es.wikipedia.org/wiki/Materia_granular
- [3] R.A Bagnold, *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. London: Methuen, 1941.
- [4] Z. Csahók, C. Misbah, F. Rioual, and A. Valance, "Dynamics of aeolian sand *ripples*," *Eur. Phys. J*, vol. E, no. 3, pp. 71-86, 2000.
- [5] Kenneth Pye and Haim Tsoar, *Aeolian Sand and Sand Dunes*.: Springer, 2008.
- [6] A. Shields, *Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement*, 1936, California Inst. Technol. Hydrodynamic Lab., Pasadena, Publ. No 167.
- [7] C.M White, "The equilibrium of grains on the bed of a stream," *Proc. R. Soc.*, vol. Ser. A, no. 174, pp. 322-388, 1940.
- [8] H.A Einstein and E.A El-Sammi, "Hydrodynamic forces on a rough wall," *Rev. Mod. Phys.*, vol. 21, pp. 520-524, 1949.
- [9] *Edafología*. Universidad de Granada. [Online].
<http://edafologia.ugr.es/introeda/tema04/text.htm>
- [10] Alfred Atterberg, *The rational classification of sand and gravels*., 1905.
- [11] C.K Wentworth, "A scale of grade and class terms for clastic sediments," *J. Geol.*, vol. 30, pp. 377-392, 1922.
- [12] Gary Greenberg, *A grain of sand. Nature's secret wonder*, 1st ed.: Voyageur Press, 2008.
- [13] *Biblioteca Fundesyam*. [Online].
<http://www.fundesyam.info/biblioteca/displayFicha.php?fichaID=303>
- [14] B.B Willetts and M.A Rice, "Collisions of quartz grains with a sand bed: the influence of incident angle," *Earth. Surf. Processes Landforms*, vol. 14, pp. 719-730.
- [15] R.A Bagnold, "The transport of sand by wind," *Geogr. J.*, vol. 89, no. 409-438, 1937.
- [16] R.A Bagnold, "Proc. R. Soc. London," *Proc. R. Soc. London*, vol. A, no. 157, pp. 594-620, 1936.
- [17] P.R Owen, "Saltation of uniform grains in air," *J. Fluid. Mech.*, vol. 20, pp. 225-242, 1964.
- [18] J.E Ungar and P.K Haff, "Steady state saltation in air," *Sedimentology*, vol. 34, pp. 289-299, 1987.
- [19] D.A Kurtze, J.A Both, and D.C Hong, "Surface instability in windblown sand," *Phys. Rev. E*, vol. 61, 2000.
- [20] H. Nishimori and N. Ouchi, "Formation of ripple patterns and dunes by wind-blown sand," *Phys. Rev. Lett.*, no. 71, pp. 197-200, 1993.
- [21] Ricci Luchi, *Sedimentographia*.: Zanichelli, 1970.
- [22] I. Corrales, J. Rosell, J.A Vera, and L. Vilas, *Estratigrafía*. Madrid: Rueda, 1977.
- [23] J. Martínez, *Procesos y Efectos Geodinámicos Marino-Costeros*.: Publicaciones de la Universidad de Las Palmas y Shell España S.A, 1997.
- [24] J.R.L Allen, "The avalanching of granular solids on dune and similar slopes.," *J. Geol.*, no. 78, pp. 326-351, 1970.
- [25] R.S Anderson, "A theoretical model for aeolian impact *ripples*," *Sedimentology*,

- vol. 34, pp. 943-956, 1987.
- [26] R.P Sharp, "Wind *ripples*," J. Geol, vol. 71, pp. 617-636, 1963.
- [27] E. Manukyan and L. Prigozhin,,: University of Negev, 2008.
- [28] W. Landry and B.T Werner, "Computer simulations of self-organized wind ripple patterns," Physica, vol. D, no. 67, pp. 238-260, 1994.
- [29] J.P Bouchaud, M.A Cates, J. Ravi, and S.F Edwards, "A model for the dynamics of sandpile surfaces," J. Phys., vol. I, no. 4, pp. 1383-1410, 1994.
- [30] R. Hoyle and A. Woods, "Analytical model of propagating sand *ripples*," Phys. Rev., vol. E, no. 56, pp. 6861-6868, 1997.
- [31] Peter Lamb, Jordan Kwan, and Sam Ahn, "A computer simulation of sand ripple formation," 2002.
- [32] B. Andreotti, P. Claudin, and O. Pouliquen, "Aeolian Sand *Ripples*: Experimental Study of Fully Developed States," Phys. Rev. Let., vol. 96, 2006.
- [33] Q Zhang and T De-Miao, "Aeolian sand *ripples* around plants," Phys. Rev. E, vol. 67, 2003.