



Componentes de viento generadores de morfologías y campos de dunas costeras en Asturias (no de España)

Wind regimes generating morphologies and coastal dune fields in Asturias (NW Spain)

G. Flor⁽¹⁾ y G. Flor-Blanco⁽¹⁾

⁽¹⁾ Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco, s/n, 33005 Oviedo.
gflor@geol.uniovi.es; gfb@geol.uniovi.es

Resumen

La tipología de las dunas costeras se relaciona con los vientos generadores de mar a tierra en los sistemas de playas/dunas eólicas de la costa rocosa acantilada de Asturias (NO de España). Otras variables como la orientación de la playa, las áreas de posplaya, bien sean planas o con laderas/acantilados, humedad ambiental, colonización vegetal, etc contribuyen a la adquisición de una morfología final de duna. Los componentes principales de viento en la costa asturiana provienen del SO, pero son los del NO, O y NE los que construyen dunas eólicas y extensos campos dunares. Estos últimos se han generado a más largo plazo, como consecuencia del descenso del nivel del mar después de la transgresión flandriense (Holoceno Medio). Los cordones dunares, dunas tabulares, dunas lingüiformes y longitudinales, así como remontantes y colgadas son las tipologías mejor representadas, evidenciando su desarrollo de acuerdo con los componentes de vientos en la región costera.

Palabras clave: vientos; tipologías; campos dunares; costa; Asturias

Abstract

The coastal aeolian dune typology is related to generating winds from sea to land in the beach/aeolian dune systems along the rocky cliff coast of Asturias (NW Spain). Other variables such the beach orientation, flat or sloping back beach areas, moisture content, vegetal colonization, etc contribute to the achievement of a morphology. The main directions of wind on the Asturian coast are from the SW, but those from NW, W and NE ones build aeolian dunes and the broadest fields. The last generated long-term, due to the sea level fall, after



the Flandrian transgression (mid-Holocene). Foredunes, tabular dunes, longitudinal and tongue-like dunes, and climbing and cliff-top dunes are the most important represented typologies, showing their development in accordance with the winds in the coastal region.

Keywords: winds; typologies; dune fields; coast; Asturias

1. Introducción

La costa Cantábrica es rocosa y acantilada, generalmente abrupta, y está sometida a oleajes dominantes del NO con mareas semi-diurnas y mesomareales. La orientación general de la costa es O-E, pero a menor escala es irregular y altamente recortada, donde la abrasión diferencial se manifiesta en la aparición de playas apoyadas predominantemente arenosas y numerosas de gravas. Algunas forman parte de estuarios amplios, asociadas a barreras confinantes, donde los campos dunares suelen alcanzar mayor envergadura, pero los de menor magnitud están rellenos de forma incompleta o predominan las fracciones de gravas sin desarrollar depósitos eólicos.

Los tipos de dunas se relacionan estrechamente con los regímenes de viento, siendo la dirección el componente principal que los controla (Lancaster, 2009), lo que está bien documentado en ámbitos desérticos (Lancaster, 1983; Mainguet y El-Baz, 1986), aunque no es simple (Goldsmith, 1978). Algunos autores consideran que los vientos son más efectivos para la deposición arenosa en el cordón dunar si forman un ángulo oblicuo a la playa (Bauer *et al.*, 1990; Arens, 1994).

Al igual que en este trabajo, se han estudiado los sistemas eólicos a partir de imágenes remotas y satelitales, para así interpretar las direcciones de los vientos a escala terrestre (Beveridge *et al.*, 2006), pero también en Marte, a partir de las geometrías dunares (Bourke *et al.*, 2008; Hobbs *et al.*, 2010; Silvestro *et al.*, 2010) y en el mayor satélite de Saturno (Lorenz *et al.*, 2006).

La distribución costera de playas arenosas y campos dunares de Asturias depende estrechamente de las desembocaduras de los ríos principales en un primer estadio por cuanto se constituyeron en suministradores sedimentarios de primera magnitud al borde costero. Así, los campos dunares pueden reunirse en conjuntos cuya característica general se manifiesta en una tendencia a la reducción del espacio y volumen acumulado en sentido hacia el E, desde cada una de ellas. Los ríos Eo, Navia y Nalón fueron los mayores contribuyentes, mientras que el Sella permitió la formación de la barrera estuarina de Ribadesella y su campo dunar culminante (urbanizado totalmente), así como los rellenos de las numerosas playas arenosas hasta el estuario de Tina Mayor (Fig. 1).

Los ríos y arroyos costeros debieron jugar un papel destacado, incorporando volúmenes adicionales al flujo sedimentario arenoso de acuerdo con la deriva apuntada, de los cuales por su mayor cuenca hidrográfica cabe señalar (Fig. 2) los de: Porcía, Negro, Esva, Esqueiro, Uncín, Aboño, Piles, La Ñora, España, Merón, Libardón, Espasa, Acebo, Bedón y Cabra (La Franca), cada uno dentro del área de influencia del sistema fluvial de mayor jerarquía (Fig. 1).

Los objetivos se han centrado en la identificación de los numerosos campos dunares, revisando los conocidos (Flor, 1981a y b, 1983, 1986, 1998, 2004a y b; Flor y Flor-Blanco, 2009; Flor *et al.*, 2011) con la incorporación de algunos ocultos por la vegetación, dentro de los cuales se individualizan las geometrías netas. En cada uno de ellos, se deduce la correlación con los componentes de viento, según se trate de tipologías

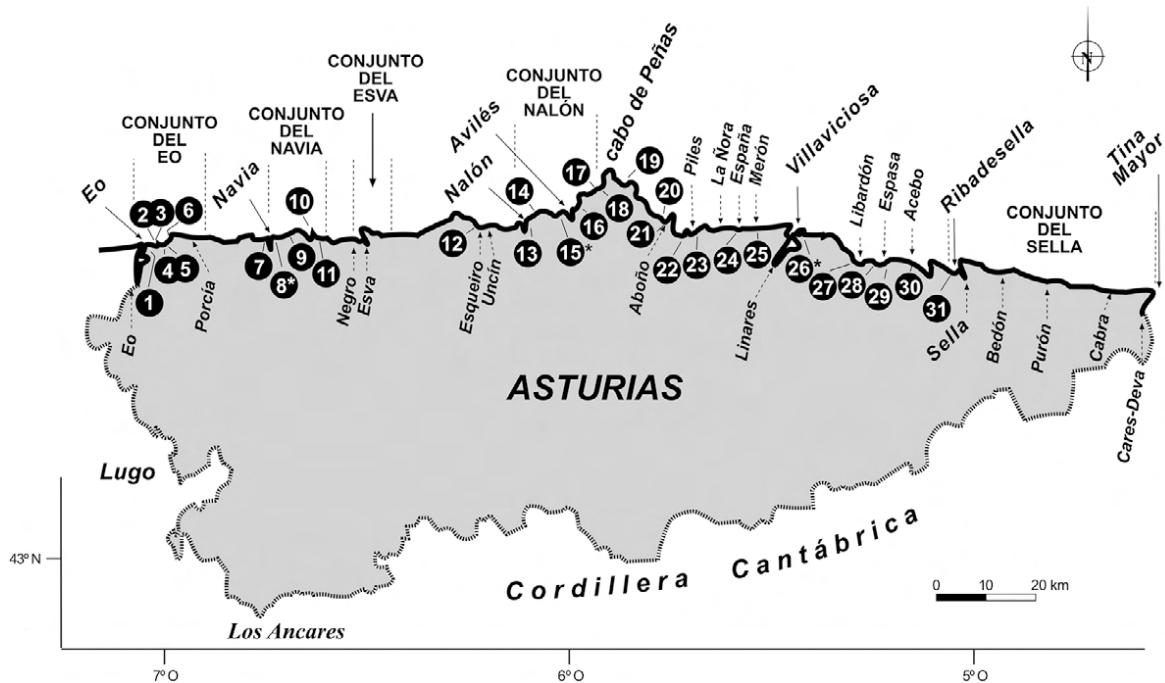


Figura 1. Mapa de la costa asturiana dentro de la que se han desarrollado las dunas y campos dunares existentes (numerados), algunos agrupados en conjuntos relacionados con las mayores aportaciones arenosas de grandes ríos (Eo, Navia, Nalón y Sella), así como del gran número de ríos y arroyos costeros, contribuyentes menores de arenas siliciclásticas a la costa. 1) Arnao, 2) Peñarronda, 3) ermita de San Lorenzo, 4) Mexota, 5) Sarello, 6) Anguileiro, 7) Arnelles, 8) Navia, 9) Frexulfe, 10) Barayo, 11) Otur, 12) Luiña, 13) Los Quebrantos, 14) Bayas, 15) Salinas, 16) Xagó, 17) Carniciega o Aguilera, 18) Tenrero, 19) Bañugues, 20) Xivares, 21) Aboño, 22) playa artificial de Poniente, 23) San Lorenzo, 24) España, 25) Merón, 26) Rodiles, 27) Griega, 28) La Isla, 29) Espasa, 30) Vega y 31) Santa Marina. (*) campos dunares que incluyen dunas expuestas y estuarinas.

Figure 1. Map of the Asturian coast developing the existing aeolian dunes and dune fields (numbered), some of them grouped into sets relating to older sandy supply from large rivers (Eo, Navia, Nalón and Sella), as well as many coastal rivers and streams, with a lower rate of siliciclastic sand input to the coast. 1) Arnao, 2) Peñarronda, 3) chapel of San Lorenzo, 4) Mexota, 5) Sarello, 6) Anguileiro, 7) Arnelles, 8) Navia, 9) Frexulfe, 10) Barayo, 11) Otur, 12) Luiña, 13) Los Quebrantos, 14) Bayas, 15) Salinas, 16) Xagó, 17) Carniciega or Aguilera, 18) Tenrero, 19) Bañugues, 20) Xivares, 21) Aboño, 22) artificial beach of Poniente, 23) San Lorenzo, 24) España, 25) Merón, 26) Rodiles, 27) Griega, 28) La Isla, 29) Espasa, 30) Vega and 31) Santa Marina. (*) aeolian dune fields which include exposed and estuarine dunes.

transversas a los flujos eólicos (cordones dunares) y longitudinales (lóbulos, lingüiformes y longitudinales), así como las dunas remontantes que son el resultado de acreciones adaptadas al obstáculo, básicamente laderas o acantilados inclinados de posplaya, que se resuelven en planos subperpendiculares al viento.

Complementariamente, se resaltan los campos y dunas en la costa asturiana, detallando las geometrías más frecuentes y las singulares, los procesos genéticos y la evolución en las últimas décadas, incluyendo las afectaciones antrópicas.

2. Metodología

En este trabajo, se ha consultado la numerosa base de datos propia, incluyendo algunos nuevos afloramientos dunares para lo que se han tenido en cuenta los mapas topográficos de detalle (1/5.000) más recientes del Servicio de Cartografía del Principado de Asturias, juegos de fotografías aéreas verticales de 1945 (1:40.000. USA), 1956/7 (1:33.000. USA), 1970 (1:20.000. Diputación de Oviedo), 1989 (1: 5.000. MOPU), 1994 (1:18.000. P. Asturias), 2001 (1:5.000. P. Asturias); ortofotos: 2003 (1:5.000. P. Asturias), 2007 (1:5.000. P. Asturias), 2011 (1:5.000. IGN); y por último,

imágenes satelitales en la red de internet (IGN, Google Earth, Bing Maps, oblicuas en 3D). Estas mediciones y revisiones han sido cotejadas igualmente con el extenso archivo de fotografías de los autores, tomadas desde primeros de los años 70 ya que la mayor parte de los campos dunares son visitados en primavera desde hace más de 30 años con ocasión de las prácticas de campo de diferentes asignaturas.

Para la supervisión y cartografía dunar, se han utilizado estereoscopios de espejos de Carl Zeiss N2 117159 con binoculares adicionales ($\times 10$) y del modelo Condor T-22 de Ushikata para uso compartido. Posteriormente, se han georreferenciado dichas fotos y cargado las ortofotos mediante el Argis 9.2. Las cartografías obtenidas, conjuntamente con la supervisión de todos los juegos de fotografías, se han confrontado con los datos direccionales de viento suministrados por AEMET y Pinazo Ojer (2010), de modo que se pueden relacionar las morfologías dunares transversas y longitudinales con las componentes de viento.

3. Los sedimentos

El conjunto sedimentario costero es relativamente escaso en volumen, siendo aportado a la costa por los sistemas fluviales desde su encajamiento, reflejado en la plataforma continental interna del centro de Asturias, que se considera como desnutrada (Fernández-Valdés, 1997). Los pasados temporales del invierno de 2014 han descubierto rellenos arenosos que alcanzan solamente un espesor métrico en numerosas playas de la costa cantábrica, los cuales se apoyan sobre plataformas de abrasión rocosas o de limos y arcillas de alteración (sobre calizas), que afloran durante las bajamareas. Se acompaña de la construcción de una costa rocosa acantilada que se eleva lentamente con una tasa media desde el Mioceno Inferior de 0,026 mm/año (Flor y Peón, 2004; Flor y Flor-Blanco, 2014a).

Simplificadamente, las fracciones arenosas constan de dos componentes mineralógi-

cos principales, silíceos que son evacuados por los ríos, y fragmentos carbonatados biogénicos. Estos últimos proceden del propio ambiente costero, principalmente del frente rocoso mareal (Flor *et al.*, 1982), y con una menor aportación de los acantilados calcáreos de la costa oriental (Fig. 2).

Los elevados contenidos carbonatados biogénicos derivan de las extrusiones de nutrientes de los estuarios con mayor desarrollo de marismas (Eo y Villaviciosa). Un caso excepcional es el derivado de la formación de afloramientos locales (“upwellings”) por el choque de la corriente costera en el área occidental del cabo de Peñas y su acercamiento a tierra en el costado oriental (Flor, 1980). Otros que también contenían marismas relativamente extensas han jugado más un papel de grandes aportaciones siliciclásticas al borde costero, en cuyo caso este mecanismo no se detecta en la actualidad (Navia, Nalón, Avilés y Ribadesella).

Durante grandes avenidas, algunas desembocaduras construyen plumas extensas de agua dulce con material en suspensión que se desplazan paralelamente a la costa hacia el E desde las bocanas gracias a la deriva costera, por el efecto de Coriolis. Esta misma tendencia se manifiesta en los desplazamientos de la fracción arenosa desde los estuarios contribuyentes, para rellenar playas y promover la formación de campos dunares. No obstante, las variaciones del nivel del mar en el último ciclo eustático deben ser tenidas en consideración ante el gran volumen sedimentario que se desplaza en cada evento y que complica comprender la distribución sedimentaria actual en la franja de la plataforma continental interna (Fernández Valdés, 1997).

El contraste analítico simplificado $\text{SiO}_2/\text{CaCO}_3$, plasmado en el porcentaje del componente bioclástico, revela los procesos principales implicados en la distribución de las arenas derivadas de las aportaciones fluviales: incremento de la fracción silícea y la incorporación biogénica propia del borde costero: afloramientos locales y tramos costeros situados

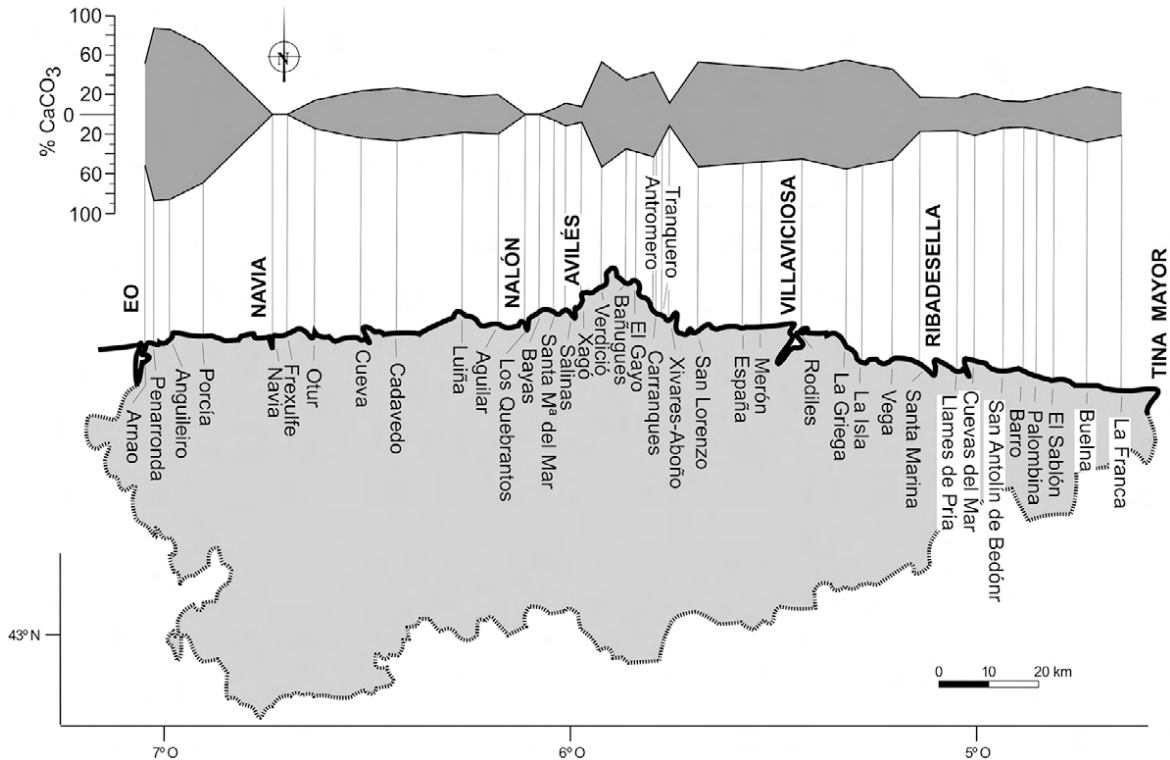


Figura 2. Mapa de las superficies emergidas de playas arenosas o mixtas sobre las que se ha calculado el porcentaje carbonatado biogénico (modificado de Flor, 1980). Se resaltan los contenidos dobles respecto al eje horizontal; en letras mayúsculas negritas, los estuarios mayores.

Figure 2. Map of the emerged surfaces of sand and mixed beaches on which the biogenic carbonate (%) was calculated (modified from Flor, 1980). Carbonate content is duplicated regarding the horizontal axis; the largest estuaries are included in bold capital letters.

al E de estuarios amplios con superficies marismas extensas (Flor, 1980). En las playas emergidas de Asturias, se escogieron una serie de muestras representativas (Fig. 2), para comprender la distribución mineralógica a lo largo de la costa, que tiene una transferencia directa a los campos dunares asociados. Los porcentajes biogénicos en las arenas eólicas son comparativamente menores al deflacionar el viento las poblaciones granulométricas menores que, a su vez, contienen menor proporción bioclástica (Flor *et al.*, 1982).

4. Los vientos

El clima de Asturias se desarrolla sobre la franja de circulación de las borrascas atlánticas, donde los vientos del O y NO llegan car-

gados de humedad, preferentemente en otoño e invierno. Consecuentemente, el clima es templado-húmedo con influencia atlántica, que modera las temperaturas a la largo de las estaciones. En la costa, son aún más templadas con una media anual entre 13°C y 14°C (Álvarez García *et al.*, 2009). Las temperaturas y precipitaciones medias anuales del aeropuerto de Asturias, situado sobre el playón de Bayas (Fig. 2) a una altitud de 126 m, que proporciona datos desde el año 1968 (Aemet LEAS, 1973-2013), revelan cifras de 13,38°C y 1.020,40 mm, respectivamente.

Las precipitaciones derivan del paso de frentes atlánticos y son relativamente abundantes, entre 1.000 y 2.000 mm/año, cuyas medias se sitúan entre los 1.000 y 1.500 mm/año, rebajándose en la costa a 1.000-1.300

mm/año, excepto en el área oriental por la presencia de las sierras litorales (Álvarez García *et al.*, 2009). Los máximos se alcanzan en otoño e incluso el invierno y primavera con mínimos en verano y las lluvias menores, cuyos valores medios son inferiores a lo largo del litoral, con mínimos entre los estuarios del Eo y Navia y punta del cabo de Peñas (inferior a 1.000 mm/año).

Los vientos se reparten con una gran variabilidad estacional (Fig. 3), partiendo del hecho de que los datos obtenidos en estaciones meteorológicas se refieren a 10 m de altura por encima del suelo y un intervalo de muestreo horario (Alcántara-Carrió *et al.*, 2011). Tanto los vientos dominantes como los reinantes proceden del tercer cuadrante con mayor frecuencia e intensidades, precediendo al paso de frentes de lluvia atlántica, preferentemente en otoño e invierno; cuando atraviesan la costa cantábrica se instalan los del NO, que soplan con gran intensidad (Fernández García y Rasilla, 1992). En primavera, desaparecen los vientos del tercer cuadrante y aumentan las brisas de mar que alcanzan su máximo en verano. En otoño, desaparecen las brisas y la velocidad de vientos del O se incrementa, siendo los más intensos. Y sobre todo por el funcionamiento de vientos del S y brisas terrales.

Según Felicísimo (1990), el régimen de vientos modera el régimen térmico regional, puesto

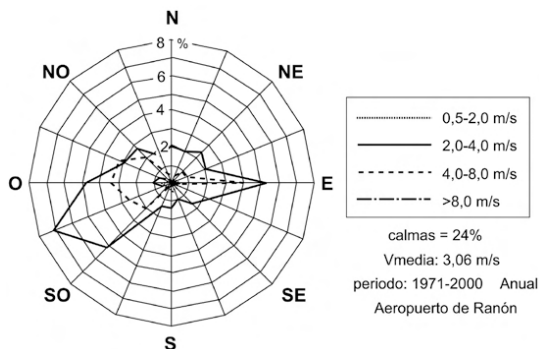


Figura 3. Régimen anual de vientos, registrados en el aeropuerto de Asturias que se sitúa en la costa centro-occidental (Pinazo Ojer, 2010).

Figure 3. Annual wind regime, recorded in the Asturian airport which is situated in the west-central coast (Pinazo Ojer, 2010).

que los del SO y S operan bajo condiciones templadas a cálidas y son más frecuentes en la estación fría, mientras que los del NE y N, variables de templados a fríos, se concentran durante el verano.

Aunque se tiende a despreciar el componente del tercer cuadrante en esta costa acantilada y de dirección general O-E, algunos autores (Lynch *et al.*, 2010) consideran necesaria la inclusión de los vientos de tierra hacia el mar en el balance sedimentario y cómo las variaciones de la forma de la duna afectan a la distribución de los patrones del flujo eólico.

Los datos más representativos de los meses centrales de cada estación para el intervalo 1981-2004 (Fig. 4), teniendo en cuenta las frecuencias de las velocidades y de la dirección de viento, muestran velocidades comprendidas entre 0 y 5 nudos por encima del 40% ($2,55 \text{ ms}^{-1}$) y 6 y 10 nudos (entre $2,55 \text{ ms}^{-1}$ y $5,10 \text{ ms}^{-1}$) en todos los meses del año. Las brisas se generan por un viento de retorno hacia la mar que, en esta costa, es del segundo cuadrante. El componente medio dominante es del ESE en el estrato más bajo, alcanzando $3,9 \text{ ms}^{-1}$ ($2,76 \text{ ms}^{-1}$ es la brisa genuina). Los del SE llegan a velocidades de $3,32 \text{ ms}^{-1}$ al nivel del suelo, mientras que los del NO tienen una media de $1,44 \text{ ms}^{-1}$ (Arteche García *et al.*, 2004). Considerando que a partir de 5 ms^{-1} las arenas finas se ponen en suspensión en áreas áridas por encima de 1 m de la superficie del suelo de forma instantánea (Bagnold, 1941), serán necesarias velocidades superiores en un medio costero templado-húmedo, donde la humedad cohesionan las partículas arenosas, que operan alrededor del 10%. En costas templadas como la asturiana, la velocidad media mensual del viento supera la velocidad crítica de $4,5 \text{ ms}^{-1}$ necesaria para mover la arena (Mitasova *et al.*, 2005). La deflación es mucho más efectiva a lo largo de los meses de verano, dadas las mayores tasas de insolación y las medias de velocidad de vientos del SO (Fig. 4).

En general, el viento de mar a tierra constituye el agente dinámico exclusivo en la defla-

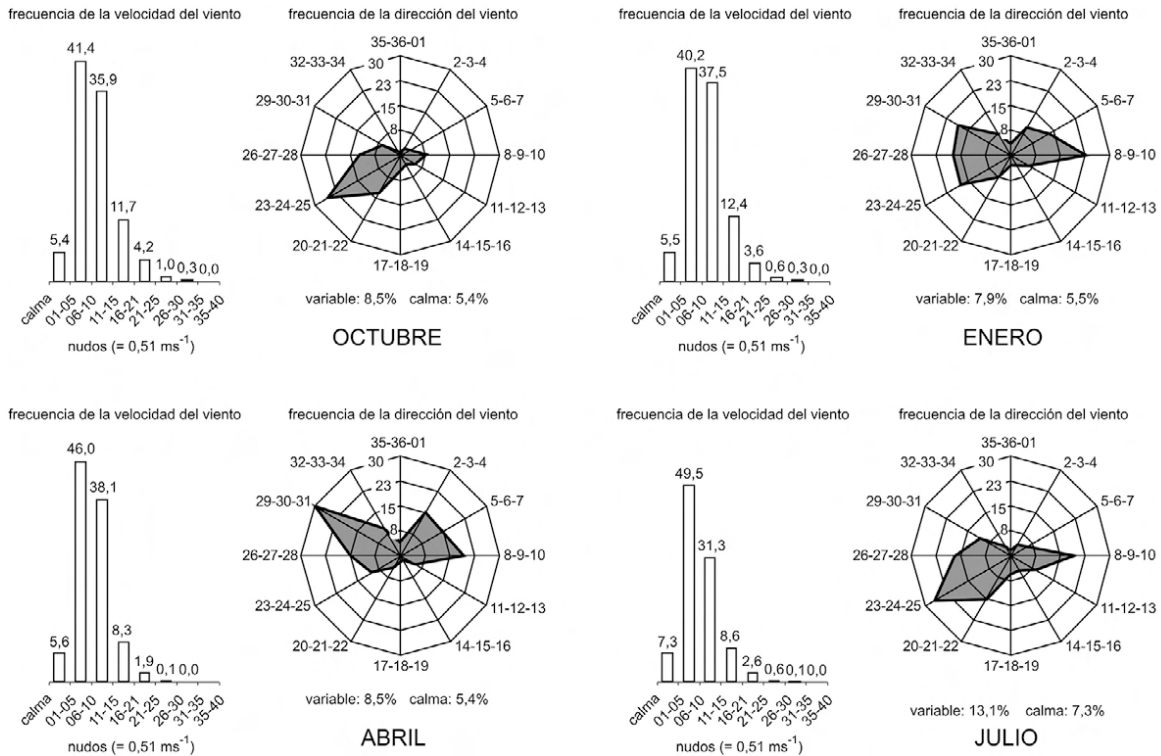


Figura 4. Régimen estacional de vientos, registrados en el aeropuerto de Asturias, representado por los meses centrales (Aemet, LEAS 2012).

Figure 4. Seasonal wind patterns recorded in the Asturian airport, represented by the central months (Aemet, LEAS 2012).

ción de la superficie de la playa seca, a partir de velocidades de 5 m/s en que el transporte arenoso se produce dentro de los 0,5 m del suelo con casi el 90% desarrollado en los 2,5 cm de la superficie de la playa (Bagnold, 1941) y a partir de 1,0 m según Sloss *et al.* (2012). Todo apunta a que el transporte eólico de arena se relaciona mejor con eventos moderados que con muy intensos (Arens, 1996), pero si los vientos alcanzan velocidades superiores a 10 ms^{-1} el transporte sería el más efectivo (Łabuz, 2013).

Los vientos perpendiculares a la costa son discontinuos, lo mismo que el transporte arenoso, mejor para vientos intensos, aproximadamente a unos 5 m del suelo para velocidades de 10 a 13 ms^{-1} en intervalos medios de 10 minutos (Arens, 1996). Para velocidades de cizalla de 0,50 ms^{-1} , las tasas del transporte arenoso tienen lugar en el 20% de playas re-

flexivas mientras que alrededor del 80%, los vientos con velocidad de 0,75 ms^{-1} remueven las fracciones arenosas en playas disipativas (Sherman y Lyons, 1994).

5. Campos dunares costeros de Asturias

5.1. Generalidades

Los campos dunares de Asturias se formaron en etapas muy diferentes, partiendo del hecho de que una duna puede construirse desde unas pocas horas hasta unas decenas de años, mientras que los campos dunares más antiguos pudieron ser el resultado de una larga historia que comenzó en algún momento posterior al máximo flandriense, hace unos 5.000 años en el Cantábrico (Valencia *et al.*, 2004). Las oscilaciones del nivel del mar posteriores pudieron quedar reflejadas en el

interior de alguno de ellos (Flor, 1995; Flor-Blanco *et al.*, 2012) y en las últimas décadas numerosos campos comenzaron a retroceder ante la subida del nivel del mar, si bien en años con tasas muy diferentes e irregulares sin seguir tendencias homogéneas extrapolables de unos a otros.

La transgresión flandriense no habría concluido en 5.810 ± 170 años B.P., mientras que la dunquerquiense se prolongaría hasta el 2.740 ± 100 B.P. y una última tendría una antigüedad de 1.420 ± 70 años B.P. (Edeso, 1990). Para Feal Pérez (2012) en la costa oriental de Galicia, se alcanzó el nivel marino de 2,90 m por encima de las mareas vivas actuales hacia 5.580-5.530 cal. BP., una altura similar a la que alcanzaron los depósitos de playas en las terrazas würmo-flandrienses de Portizuelo (Luarca), Bañugues, Espasa y Toró. Depósitos asignados provisionalmente a la fase positiva intraholocena (dunquerquiense) se conservan a una altura de 1,0-1,5 m por encima de las pleamares vivas en la explanada de la punta de Salías (La Linera, Castropol) en el estuario del Eo y en la playa de Aramar (S de Luanco).

Desde el cabo de Peñas hasta la desembocadura del Sella, los campos dunares son numerosos aunque muy reducidos, ya que dependen de las aportaciones menores de estos últimos ríos o arroyos costeros, que tuvieron poca capacidad suministradora de arenas siliciclásticas. Algunos funcionaron como estua-

rios hasta el máximo nivel del mar flandriense para, posteriormente, quedar colmatados y reducidos a un canal principal activo, afectado parcialmente por mareas: Negro, Esva, Esqueiro, Uncín y los orientales de La Ñora, España, Merón, Libardón, Espasa, Acebo y Bedón o bien fueron rellenados por la urbanización de la ciudad de Gijón (Piles).

En los últimos años, se asiste a un retroceso de numerosos campos dunares que, como consecuencia de los temporales del invierno de 2014, han experimentado una disminución notable. En el caso de Barayo (Fig. 5), desde finales del siglo XX, la tasa de retroceso es de 1,25 m/año.

5.2. Tipología de dunas

Los tipos geométricos simples de dunas responden a la descomposición de los flujos de aire cargados de sedimento sobre la superficie arenosa o la vegetación fijada con el consiguiente rozamiento sobre el suelo y pérdida de capacidad de transporte. Obviamente, la geometría de la duna influye en el campo de velocidad a su alrededor, pero el viento controla el flujo arenoso modificando la topografía de la duna (Andreotti, 2004).

Una vez iniciada la construcción de una duna costera, como embrionaria o protoduna, se encuentra con una limitación espacial y de-

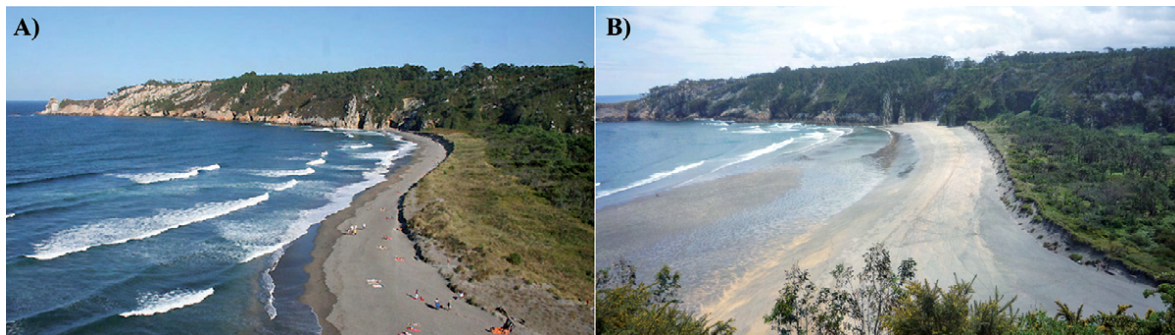


Figura 5. Conjunto de playa/dunas de Barayo, visto desde el costado occidental. A) En 1998, se identifica un cordón externo. B) En mayo de 2014, se evidencia la amplia franja erosionada hasta el pinar (referencia visual) del orden de los 20 m de anchura.

Figure 5. The dune/beach system of Barayo, seen from the west side. A) In 1998, an external foredune can be identified. B) In May 2014, the eroded wide stripe about 20 m width to the pine wood (visual reference) is evidenced.

sarrollo morfológico, evolucionando y adaptándose a cambios del régimen de viento y de la cubierta vegetal (Niell y Baas, 2008). Se produce una interacción con el flujo eólico, jugando la vegetación un papel secundario como una rugosidad pasiva que ancla la cresta dunar y previene del movimiento posterior (Durán y Moore, 2013).

Las morfologías y tamaños de las dunas costeras dependen de la interacción de variables como los vientos, suministros sedimentarios y la geomorfología de la playa y la franja costera (Sloss *et al.*, 2012). Su forma es el resultado del promedio a largo plazo de las condiciones cambiantes del viento (Tsoar, 2001).

Se simplifican las geometrías básicas propias de este litoral de costas templadas y húmedas relacionadas con los mecanismos de transporte y sedimentación eólica (Flor, 1998): 1) tabulares con acreción vertical, 2) transversas: cordones dunares (“foredunes”), que orlan la playa, 3) lineales: dunas

lingüiformes (Flor, 1986) y longitudinales o elongadas con acreción vertical y prograda-ción corriente abajo y 4) mixtas: barjanes, linguoides, dunas parabólicas por cuanto reproducen formas transversas (segmento central) y longitudinales (brazos). Otras dunas menores se forman como resultado de los obstáculos que constituye la vegetación (colas de arenas o dunas piramidales o cónicas) o bien dunas eco al pie de escarpes de erosión y remontantes, después de recubrir el frente como un talud reglado.

En Asturias, los cordones dunares vegetados (Fig. 1; Tabla 1) son los más ampliamente representados, dentro de los denominados por Hesp (1984) como consolidados o bien desarrollados (“established”), caracterizados por orlar toda la playa con una vegetación relativamente densa sin que se generen casquetes o depresiones de deflación (“blowouts”). Son asimétricos con longitudes transversales de unos 65 m (sotavento de 40 m) y alturas de 5-6 m (Fig. 6A). Un ejemplo es el costado

	PLAYA, ORIENTACIÓN PLAYA ALTA, DIRECCIÓN VIENTOS DOMINANTES,	TIPOLOGÍA DUNAR PRINCIPAL,	MAYOR SUPERFICIE (> 2,5 ha) SUPERFICIE TESTIMONIAL
CONJUNTO DEL EOC	1.- Arnao, N-S, NE, <i>colgada tabular</i> (removida) y parches eolianíticos	19.- Bañugues, NO-SE, NE, <i>cordón dunar</i>	
	2.- Peñarronda, O-E, NO, <i>cordón dunar</i> (complejo, en recesión y removido)	20.- Xivares, ONO-ESE, NE, <i>remontantes</i> (en recesión)	
	3.- (ermitta) E de Peñarronda, O-E, SO, <i>colgada tabular</i>	21.- Aboño, SO-NE, NE, <i>cordones dunares</i> (destruidas)	
	4.- Mexota, NO-SO, NE, <i>remontante</i> y <i>colgada tabular</i> (en recesión y removida)	22.- Poniente o Natahoyo (artificial), O-E (arqueada), NO y NE, <i>remontantes</i>	
	5.- Sarello, OSO-ENE, NO, <i>cordón dunar</i> y <i>colgada</i> (?)	23.- San Lorenzo, ONO-ESE, NO y NE?, <i>cordones dunares?</i> (destruidas)	
	6.- Angulleiro, NO-SE, NE, <i>remontantes</i> (en recesión)	24.- España, OSO-ENE, NE, <i>remontantes</i>	
CONJUNTO DEL NAVIA	7.- Arnelles, NO-SE, NE, <i>tabular</i> (en recesión)	25.- Merón, ONO-ESE, NE, <i>remontantes</i>	
	8.- Navia, OSO-ENE, NO, <i>cordón dunar</i> (complejo y en recesión)	26.- Rodiles, O-E, NO, <i>cordones dunares</i> y <i>tabular</i> (complejo)	
	9.- Frejulfe, OSO-ENE, NO, <i>cordón dunar</i> (complejo y en recesión)	27.- La Griega, ONO-ESE, NO, <i>tabular</i> (en recesión)	
	10.- Barayo, ONO-ESE, NE, <i>cordones dunares</i> y <i>lingüiformes</i> (complejo y en recesión)	28.- La Isla, NNO-SSE, NE, <i>tabular</i>	
	11.- Otur, ONO-ESE, NE, <i>cordón dunar</i> y <i>tabular</i> (complejo y en recesión)	29.- La Espasa, O-E, NO, <i>tabular</i> (en recesión)	
CONJUNTO DEL MALÓN	12.- San Pedro (Luiña), NO-SE, NE, <i>cordón dunar</i> y <i>tabular</i> (complejo, removido y en recesión)	30.- Vega, OSO-ENE, NO, <i>cordones dunares</i> , <i>lingüiforme</i> y <i>tabular</i> (complejo y en recesión)	
	13.- Los Quebrantos, OSE-ENE, NO, <i>cordones dunares</i> (complejo y en recesión)	31.- Santa Marina, O-E (arqueada), NO, <i>cordones dunares</i> (destruidas)	
	14.- Bayas, SO-NE, NO, <i>cordones dunares</i> y O, <i>lingüiformes</i> (complejo y en recesión)		
	15.- Salinas-El Espartal, SO-NE, NO, <i>cordones dunares</i> y <i>lingüiformes</i> (complejo, removido y en recesión)		
	16.- Xagó, SO-NE, NO, <i>cordones dunares</i> y O, <i>lingüiformes</i> (complejo y removido)		
	17.- Carniciega, OSO-ENE, NO, <i>cordón dunar</i> y <i>tabular</i> (complejo y en recesión)		
	18.- Tenrero, SO-NE, NO, <i>lingüiformes</i> , <i>longitudinales semicementadas</i> (destruidas) y <i>remontantes</i> , <i>colgadas</i> y <i>descendientes</i> (complejo y removido)		

Tabla 1. Relación detallada de los campos dunares existentes en Asturias, seguida de la orientación de la playa/dunas, la dirección del componente de viento dominante y las tipologías dunares principales, detallando los grandes campos dunares y los que conservan una superficie testimonial.

Table 1. Detailed list of existing aeolian dune fields in Asturias, followed by the beach/dune orientation, the direction of the main wind component and the most important dune typologies, differentiating between large dune fields and aeolian testimonial deposit, and others.

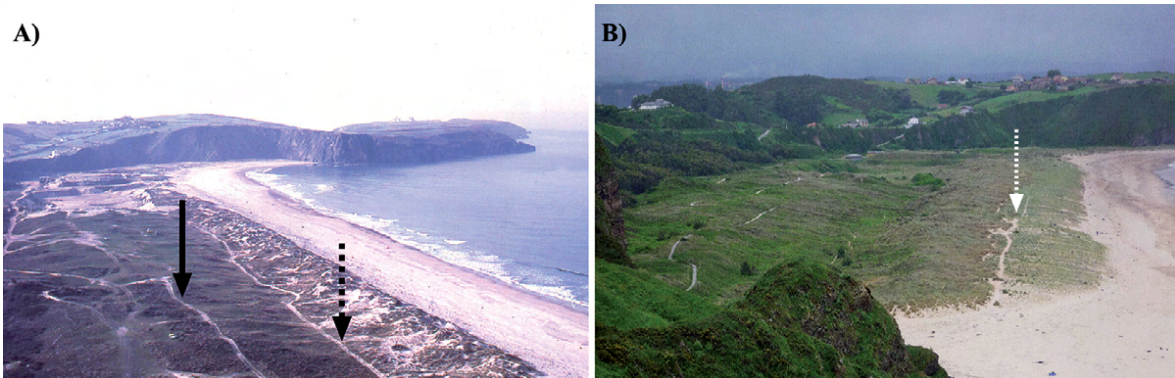


Figura 6. A) La playa de Xagó alberga un gran campo dunar en cuya franja externa se construyó un cordón dunar con un frente limitante con la playa de carácter erosivo (instantánea de 1983). Hacia el interior, se formó un gran cordón dunar en cuyo costado de barlovento se superponen dunas longitudinales menores (dunas gusano), identificables entre los dos senderos (flecha discontinua en el surco y continua en el costado superior de barlovento). B) Campo dunar de Xagó (foto de 2013) visto desde la esquina NE. Desde el límite superior de la playa hasta el primer sendero (flecha discontinua blanca), se extiende una duna tabular suavemente inclinada hacia el mar, colonizada principalmente por *Elymus farctus*. Desde aquél a la senda situada en el surco, se ha construido un cordón dunar asimétrico con su costado de barlovento más extenso y colonizado mayoritariamente por *Ammophila arenaria*.

Figure 6. A) The Xagó beach contains a large dune field where the outer belt is represented by a foredune with an erosive front in the upper beach (photo of 1983). Toward the inner area, a larger foredune exhibiting many small overlapping longitudinal dunes (worm dunes) was generated. These worm dunes can be identified between both paths (dashed arrow in the trough and solid arrow in the stoss side). B) The dune field of Xagó (photo of 2013) as seen from the NE corner. From the upper limit of the beach to the first path (white dashed arrow), a tabular dune gently sloping seaward is generated and colonized mainly by *Elymus farctus*. From that one to the trough has built an asymmetric foredune with a longer windward side mostly colonized by *Ammophila arenaria*.

de barlovento de Xagó, que adquirió una pendiente más suave (Foto 6B) al recibir arenas procedentes de los dragados del estuario de Avilés y produjo la formación de un nuevo cordón embrionario, asimilable a una duna tabular.

Éstas morfologías mayores de cordón dunar, a su vez, engloban dunas menores (Hesp, 2004) del tipo de montículos vegetados (“nebkhas”) con geometrías cónicas y montículos indefinidos, que pueden evolucionar a colas de arena (“sand shadows”) entre las que se abren pasillos y corredores de deflación, muchos producidos en la actualidad por pisoteo antrópico, así como los debidos a olas de tormenta.

En el campo dunar de Salinas, el mayor de la región, el campo externo (200 m) está constituido por sucesivos cordones, a modo de dunas paralelas en el sentido de Bird (1972) o de cordones bajos (Davies, 1977), generados por la progradación del sistema playa/dunas desde su origen.

En algunos enclaves, donde los campos dunares culminaron las barreras estuarinas y como resultado de la canalización con prolongación de diques en la primera mitad del siglo XX, como Navia, Nalón y Villaviciosa, se construyeron cordones dunares de gran anchura (45 a 70 m) y muy laxos (alturas de 0,75-1,25 m). El más externo de Rodiles (Villaviciosa) alcanza una altura superior, debido al estacionamiento del proceso, permitiendo una mayor aportación arenosa desde la playa y, en el costado oriental, un cordón dunar cerraba un valle ciego (un área de aparcamiento actual que lo ha seccionado) antes de la construcción de la escollera (Flor-Blanco y Flor, 2009). En el estuario de Navia, se conserva una barrera antigua despegada respecto a la actual, con una dirección SO-NE que culminó con un cordón de 34 m de anchura y una altura métrica que se encuentra actualmente en retroceso; en su porción más interna se formaron parches de dunas remontantes correspondiente a la primera etapa posterior a la máxima inundación (Flor-Blanco *et al.*, 2014).

Numerosos cordones están en fase de retroceso natural, detectada en los últimos 20 años, como los de Peñarronda, Sarello, Barayo, Carniciega, Vega (Flor y Flor-Blanco, 2009), pero también algunos como consecuencia de los dragados efectuados en el estuario contiguo, como el campo dunar de Salinas por el estuario de Avilés desde 1980. Los temporales del invierno de 2014 han supuesto una incentivación del retroceso recesivo en cualquiera de los lugares citados.

Las dunas lingüiformes (Flor, 1986) o elongadas simples ocupan una planta alargada que termina en un frente arqueado, elevándose hasta culminar con una cresta relativamente aguda o bien suavizada convexa. En sus costados y frente de sotavento, se alcanzan las máximas pendientes de equilibrio (35° , aproximadamente). El segmento más interno, lugar donde se enraíza con el cordón dunar, es gradual, aprovechando una superficie relativamente amplia de deflación de la duna, generalmente deprimida. Pueden asimilarse a las denominadas como dunas transgresivas, si bien este término únicamente implica una progradación hacia tierra sin connotaciones geométricas.

En algunos campos dunares se generan estas últimas como respuesta a episodios de fuerte erosión de la franja externa de dichos

cordones, muy bien representadas en Bayas (Fig. 7A), Salinas (Fig. 7B) y Xagó. La gran duna lingüiforme de Bayas tiene la típica planta ovalada de 145 m de longitud y una anchura máxima de 50 m, culminando a una altura de 29 m. En el campo intermedio de Xagó, otra duna lingüiforme tiene 29 m de longitud, 18 de anchura máxima y 5 m de altura. En las de Tenrero, la oriental es de gran envergadura: 120 m de longitud y 60 m de anchura, que se erosiona por oleajes de tormenta en su costado occidental y por el desagüe en avenidas del arroyo Budores en el oriental (Fig. 8). En el caso de Salinas, se formaron por la deflación de áreas utilizadas como estancia por usuarios, progradando hacia el interior del campo dunar más próximo a la playa (Fig. 7B).

Dunas longitudinales solamente se generaron en la franja interna de Tenrero, evolucionadas a eolianitas por su alto contenido en bioclastos carbonatados, cuyas morfologías fueron arrasadas en 1968 para construir una urbanización de viviendas unifamiliares. Muestran una cierta similitud con las dunas lineales vegetadas en desiertos (Tsoar, 2001) por cuanto tienen trazas paralelas con una cierta continuidad, una tendencia a converger dos unidades (empalme en Y o en horca) y continuar como una única forma corriente abajo. Ocupaban una superficie cercana a las 9 ha, pudiéndose identificar fácilmente en las fotos

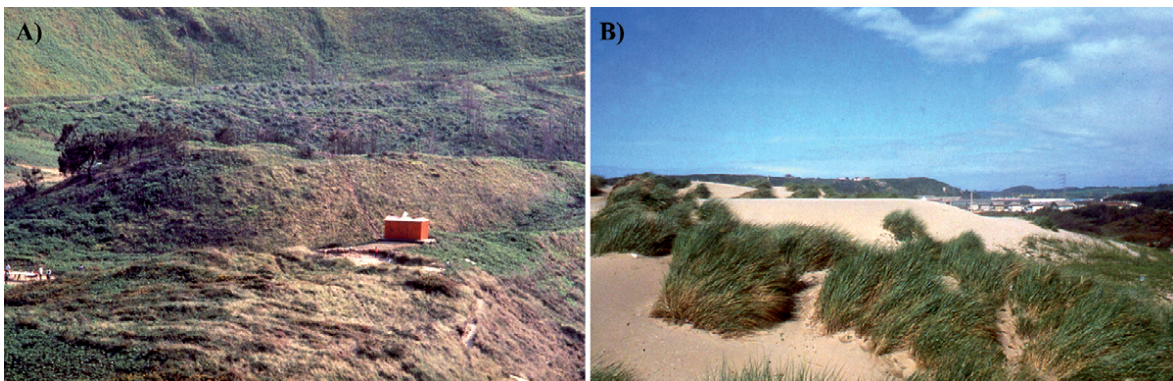


Figura 7. Dunas lingüiformes generadas por componentes de vientos del O. A) Gran duna lingüiforme colonizada por vegetación, situada por detrás de la caseta roja en el playón de Bayas, que avanzó desde la derecha a la izquierda. B) Activa creciendo hacia la derecha en el área oriental de la playa de Salinas.

Figure 7. Tongue-like dunes generated by western winds. A) The large tongue-like dune of Bayas is fixed by vegetation, located behind the red house, and migrated from right to left. B) Active dune growing to the right in the eastern area of the Salinas beach.

aéreas antiguas el conjunto de crestas y espacios deprimidos, que se alargan por vientos del NO (Fig. 8).

La presencia de laderas en costas rocosas acantiladas favorece las acumulaciones adaptadas al obstáculo, como mantos arenosos, las cuales reglan las pendientes, en lo que constituyen dunas remontantes, y recubrimientos de superficies planas en la culminación subhorizontal de acantilados como dunas colgadas tabulares. Menos frecuentes son las dunas descendentes que tienden a construir acumulaciones parecidas a abanicos, solamente identificadas en Tenrero (Fig. 8).

Dentro de las dunas remontantes se distinguen dos tipologías, la más común atiende a

una acumulación prismática adosada al acantilado que suaviza la superficie, rebajando la pendiente original: Mexota, las de la playa de Anguileiro en el área interna y del costado occidental desaparecida en 2014, interna de Navia y Frexulfe, Bayas oriental, las activas de Tenrero (Figs. 9A y B) y la eliminada de Rodiles, que fue utilizada como arido (E de la ermita de San Lorenzo). Excepcionalmente, se formó una única duna con geometría lobular achatada en el campo interno de Xagó, de dirección O-E, que ocupa una vaguada laxa y se estrecha paulatinamente hacia la cabecera (Fig. 9C). Otra singularidad es la duna remontante de bajo ángulo en sus inicios de la playa de Aguilera o Carniciega, que progradó paulatinamente como una duna tabular hasta culminar en un cordón dunar mal definido con

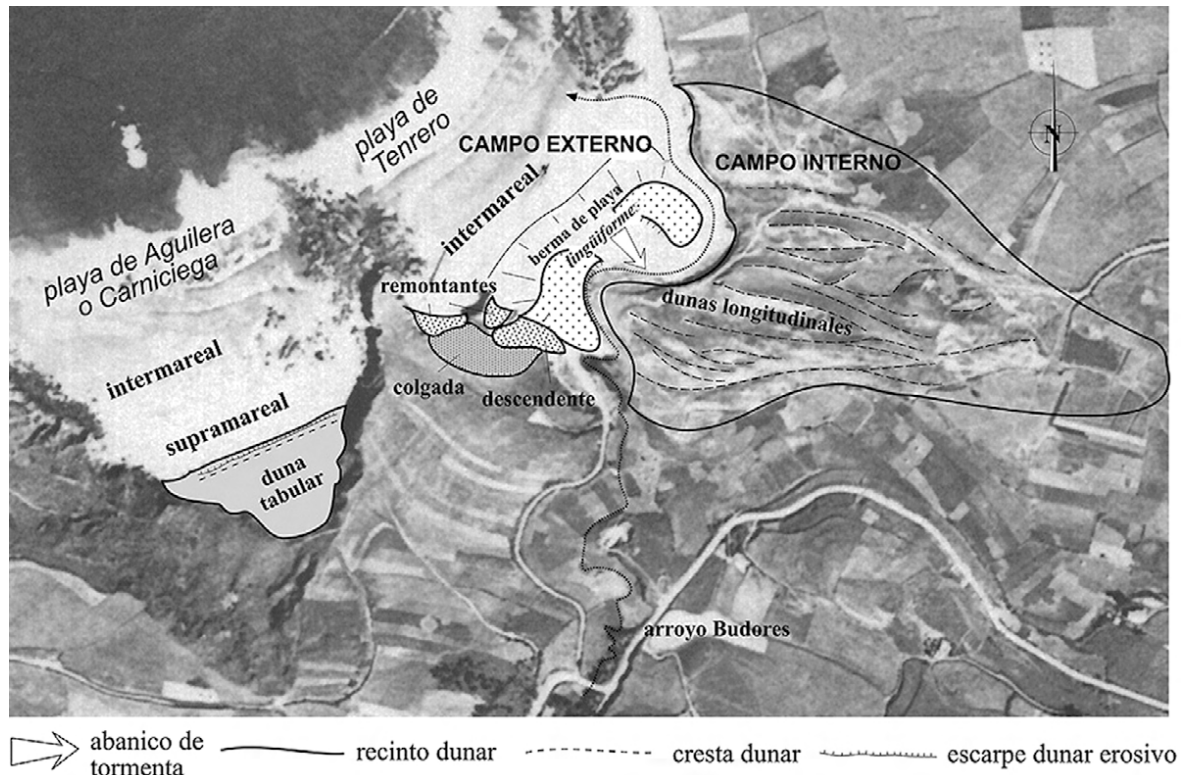


Figura 8. Cartografía morfológica del complejo dunar de las playas de Aguilera o Carniciega y Tenrero sobre la fotografía aérea de 1970 de la antigua Diputación de Oviedo. En este último, reseñando el campo interno donde se formaron dunas longitudinales marcadas por sus crestas, paralelas a vientos del NO (modificado de Flor, 2004b).

Figure 8. Morphological mapping of the dune complex of Aguilera or Carniciega and Tenrero beaches that was drawn on the aerial photograph dated 1970 (old Diputación of Oviedo). The last dune field is characterized by one inner area where longitudinal dunes generated; their crests are highlighted being aligned parallel to the NW winds (modified from Flor, 2004b).

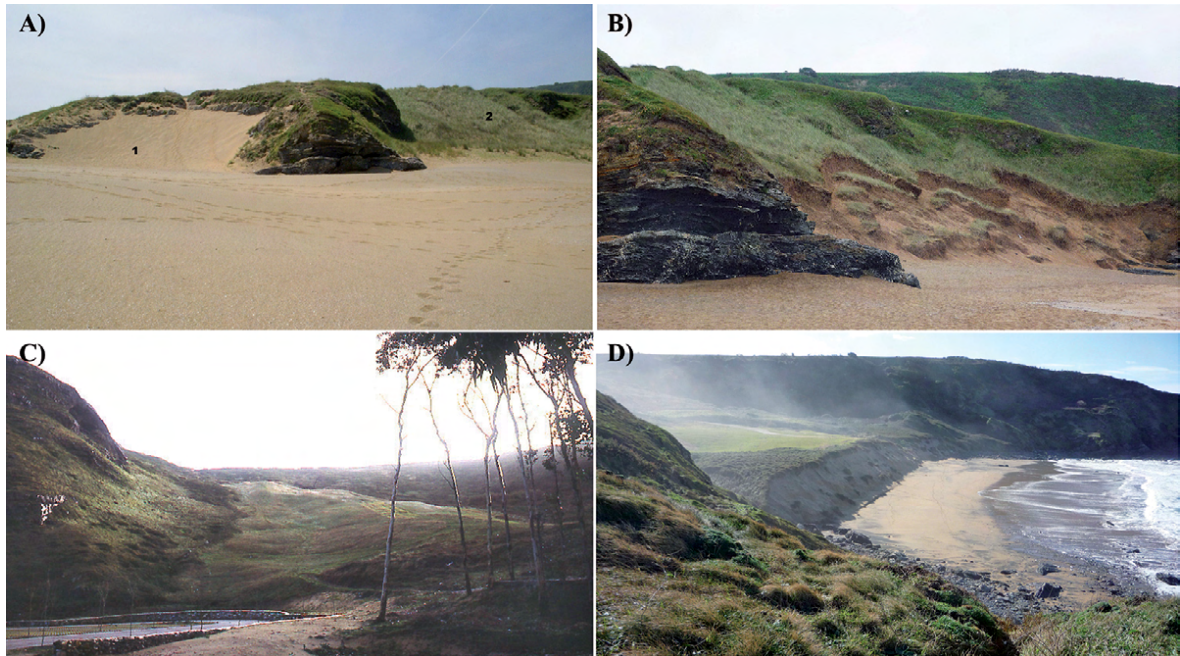


Figura 9. A) Dunas remontantes en el área occidental de la playa de Tenrero, (1) activada por vientos del NE y B) (2) por vientos del NO, vegetada ante la mayor humedad y sometida a tormentas que descalzan la base. C) Duna remontante en Xagó con una geometría lobular que culmina con una superficie alomada irregular por vientos de NO. D) Duna remontante singular en la playa de Aguilera o Carniciega, después del temporal de febrero de 2014.

Figure 9. Climbing dunes in the western area of the Tenrero beach, (1) activated by NE winds and B) (2) due to NW winds, where humidity is higher allowing to be vegetated and subjected to wave storms eroding their lower limit. C) The climbing dune of Xagó has a lobular geometry that culminates with an hummocky surface by NW winds. D) Singular climbing dune of the Carniciega or Aguilera beach, after the great storm of February 2014.

una cresta poco marcada (inferior a 1 m); este conjunto muestra un retroceso desde finales de los años 60 del siglo pasado, desarrollando un frente erosivo de gran pendiente con desniveles locales de hasta 8 m (Fig. 9D). Quedan láminas de arenas cementadas, a modo de eolianitas, sobre superficies rocosas de la posplaya de Arnao (occidente de Asturias), que formarían parte de un manto remontante conectado a las colgadas tabulares (Flor y Flor-Blanco, 2014b), identificable en la Fig. 10A.

Las dunas colgadas adquieren una geometría planar y tienen espesores variables de decimétrico a métrico. Se limitan a las playas de Arnao (Fig. 10A), Peñarronda y Mexota (Fig. 10B) en el occidente de Asturias y Tenrero (costa central) de las cuales son las primeras las que ocupan mayor superficie (11 ha) y se resuelven, corriente abajo, en formas longitudinales (Fig. 10A).

Dunas tabulares (“sand sheets”) pueden ser citadas como acumulaciones arenosas eólicas subhorizontales, que son pioneras cuando tienen espesores decimétricos en altura (Rodiles, Isla, Espasa, Vega) y enlazan insensiblemente con la playa supramareal (Fig. 11A). También constituyen espesores métricos (Fig. 11B), que a veces pueden llegar a dar cordones embrionarios superpuestos (Bayas y Xagó). Se tiene constancia de esta tipología cuando son colonizadas por especies vegetales pioneras, como *Elymus farctus*, independientemente de la mayor o menor densidad conseguida. Cuando las tormentas erosionan la franja limitante con la playa, se generan escalones con desniveles decimétricos a métricos, que evidencian mucho mejor la geometría de estas dunas. En este caso, los vientos deben ser deducidos simplemente actuando desde la playa asociada, al desarrollar superficies culminantes planas.

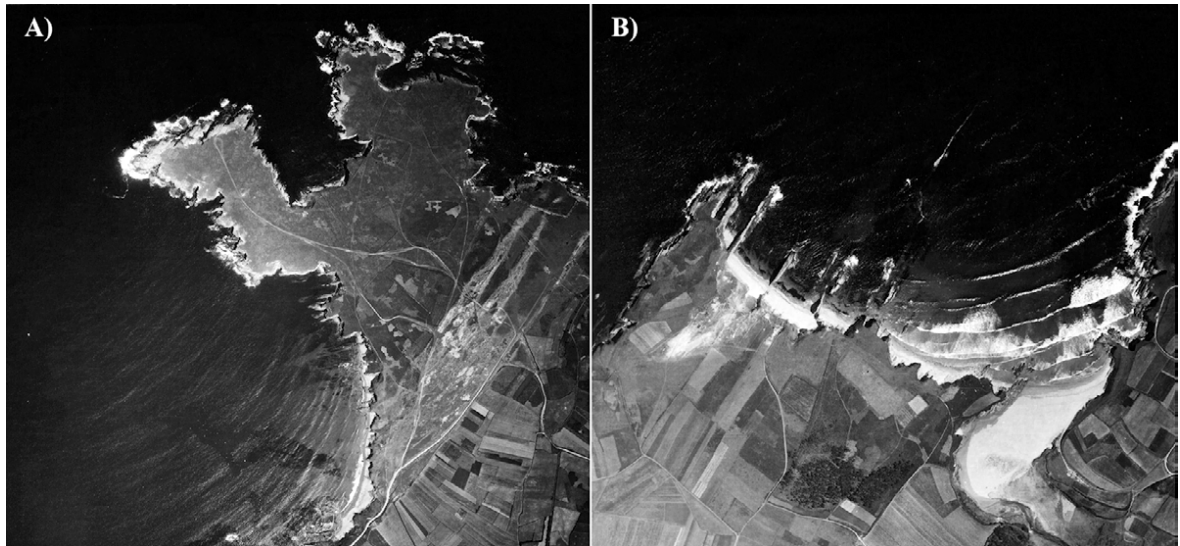


Figura 10. A) Playa de Arnao, orientada N-S, a partir de la cual se generó el conjunto de dunas colgadas por vientos del SO. B) Playa de Mexota (izquierda), donde se generó una duna remontante, que se continúa por otra colgada por vientos del NE (planta triangular). La playa de Sarello (derecha), que está conectada a un estuario reducido, contiene un cordón dunar generado por vientos de NE poco desarrollado. Fotos aéreas verticales de la Serie H (1957), sin escala. El N se encuentra hacia la parte superior de las imágenes.

Figure 10. The beach of Arnao, oriented N-S, from which generated the cliff-top dunes by SW winds. B) The Mexota beach (left), where a climbing dune and another cliff-top dune (triangular surface) were built by NE winds. The Sarello beach (right), connected to a small estuary, contains one underdeveloped foredune by NE winds. Aerial vertical photographs of the H Series (1957), out of scale. The N is located towards the top of the images.

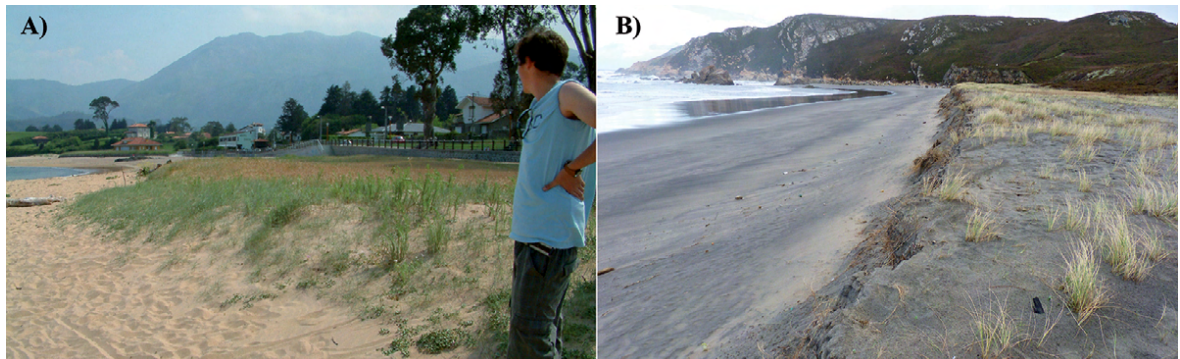


Figura 11. Dunas tabulares. A) Duna de la playa de La Isla con relieve decimétrico en fase de sedimentación activa. B) El frente dunar del playón de Bayas que exhibe un perfil erosivo con un desnivel de escala métrica.

Figure 11. Tabular dunes. A) The dune of the beach of La Isla has a decimetric relief in an active sedimentation process. B) The dune front of the beach of Bayas exhibiting an erosive slope (metric scale).

El costado de barlovento de una duna transversa, como es el caso de un cordón dunar, favorece el flujo de viento, pero también puede modificarlo forzando una compresión, causando una aceleración y un incremento correlativo hacia la cresta (Frank y Kocurek, 1996). En Xagó, se detecta un conjunto de dunas lineales con longitudes métricas y anchu-

ras y alturas de unos pocos decímetros (Fig. 6A), totalmente colonizadas por vegetación, que se generaron en el costado de barlovento en una etapa inmediatamente posterior a la configuración del gran cordón dunar (Flor-Blanco *et al.*, 2012). Estas geometrías muestran un cierto parecido con las dunas oblicuas o de proyección (“lee-projection dunes”) se-

gún Cooper (1958) y con las denominadas dunas gusano en el Parque Nacional de Doñana (García Novo *et al.*, 1976), que son actualmente funcionales en la franja más interna; en todos los casos, las crestas siguen una dirección perpendicular sobre el costado de barlovento del gran cordón transversal, que tendrían un cierto carácter residual como resultado de una deflación selectiva (Vallejo Villalta, 2007). Lo mismo que los trenes de ripples se superponen a formas de lecho de mayor escala (ondas de arenas y megaripples), estas dunas se desarrollan independientemente, a escalas diferentes, como respuesta a variables distintas (Thomas, 2011).

El proceso antrópico también ha jugado un papel destacado ya que diques alargados en desembocaduras de estuarios han promovido la formación de extensos campos dunares de escaso contraste morfológico, en que dominan los cordones dunares muy laxos, caso de Navia, Nalón y Villaviciosa (Flor-Blanco *et al.*, 2014). Un ejemplo muy significativo es el del estuario de Avilés (Asturias), cuyos sedimentos dragados, principalmente en la boca, son basculados sobre los fondos someros de la playa de Xagó, situada inmediatamente hacia el E de la desembocadura de Avilés, incrementando su campo dunar de Xagó (Flor-Blanco *et al.*, 2013). Esta acción ha favorecido la formación de una duna tabular o cordón dunar incipiente, que ha regularizado también el costado de barlovento del cordón dunar en recesión hasta los años 80 del siglo XX. Esos mismos dragados están ocasionando retrocesos en los últimos 35 años de más de 40 m de anchura en el frente dunar de Salinas, que corresponde al sistema playa-duna de la barrera de cierre del estuario de Avilés, así como el vaciamiento arenoso de la propia playa, al eliminar volumen del prisma estuarino de Avilés.

5.3. Vientos y dunas en la costa de Asturias

Las variables fundamentales que mejor representan la incidencia de los componentes de viento son la frecuencia direccional y la velocidad media que desarrollan. El transpor-

te de arena queda marcado por la dirección del viento, de modo que la sedimentación tiene lugar cuando disminuye la velocidad del viento ante la rugosidad del terreno con o sin vegetación. Se consideran los registros del viento para plasmarlos en valores diarios, mensuales, estacionales y anuales, si bien las metodologías aplicadas para la obtención de la dinámica *in situ*, mediante captadores y anemómetros a diferentes alturas (Alcántara-Carrió *et al.*, 2011), constituyen el primer eslabón para conocer la física del transporte arenoso y la acumulación resultante.

Las condiciones del viento y el flujo de arenas transportadas con una granulometría determinada juegan un papel esencial en la forma de la duna resultante (Diniaga, 2010). Se ha relacionado la mayor anchura de la playa intermareal y escasa pendiente, especialmente en playas disipativas de diámetros de arena más finos, con una resistencia menor al flujo del viento (Short y Hesp, 1982), transportándose mayor cantidad de arena hacia la duna activa.

La serie histórica de vientos del aeropuerto de Asturias, desde junio de 1968, permite correlacionar los componentes direccionales más frecuentes (Aemet LEAS, 2012) con las geometrías dunares resultantes, bien referenciadas en esta costa (Fig. 4, Tabla 1).

Vientos del NO son los más efectivos en el desarrollo de cordones dunares en Asturias, que orlan la posplaya y están expuestos a la influencia de los vientos de mar a tierra, intercambiando la arena con la playa (Tsoar, 2001). En la costa cantábrica, son frecuentes desde mayo, con mayor incidencia en el verano, formándose en los campos de Peñarronda, Sarello, Navia, Frejulfe, Quebrantos, Bayas, Salinas, Xagó, Rodiles, Espasa y Vega. Con la orientación de la playa/campo dunar, fundamentalmente SO-NE: Bayas, Salinas y Xagó (Figs. 6A y B), se construyen los cordones con relieves más contrastados y de una magnitud algo mayor, pero también en las orientadas O-E, que son mayoritarias, se forman unidades bien estructuradas.

Vientos intensos del NO, que se canalizan gracias a la estrechez de la playa de Tenrero, generaron las antiguas dunas longitudinales internas, singulares en esta costa, donde se ubicó una urbanización veraniega a finales de los años 60, responsable de la destrucción total de las geometrías, si no fuera porque se identifican en las fotos aéreas verticales hasta esa fecha (Fig. 8). El campo externo, por este mismo motivo, es susceptible de dar lugar a dunas lingüiformes de cierta entidad cuya cresta y eje mayor se orienta igualmente NO-SE, donde las tormentas de ola rectifican los costados.

Le siguen en importancia los componentes del primer cuadrante, que deflacionan las playas para generar algunos cordones dunares: Barayo (Fig. 5A y B), Otur y Luiña y pequeños reductos remontantes de Mexota y su duna colgada (Fig. 10B), Merón, etc. La remontante centro-oriental de Tenrero se mantiene activa, probablemente como consecuencia de la orientación al NE con una menor humedad ambiental (Fig. 9A-1) y cierta intensidad del componente de viento NE, que es más seco, mientras que la contigua lo hace por vientos del NO más húmedos (Figs. 9A-2 y 9B).

Los más intensos y persistentes del tercer cuadrante (mejor en otoño) no intervienen sobre las dunas, salvo la duna colgada y fijada de Arnao, de gran extensión, que se resolvieron, viento abajo, en cordones longitudinales (Fig. 10A). Las remontantes de esta misma playa solamente se han evidenciado por los restos eolianíticos vinculados a la formación de travertinos reducidos por afloramientos de las Calizas de Vegadeo en los acantilados de la posplaya.

Los componentes O son intensos también (21 a 30 nudos) durante varios meses del otoño e invierno. Fueron responsables de la duna colgada de Peñarronda (ermita de San Lorenzo) y de las numerosas lingüiformes de Xagó, Tenrero y el mayor conjunto de Bayas, donde se formó la de mayor magnitud (Fig. 7A), así como las inducidas por pisoteo en Salinas (Fig. 7B).

6. Discusión

Es reconocido que las dunas costeras constituyen depósitos de reserva que pueden suministrar sedimento a las playas adyacentes (Sherman y Bauer, 1993), así como retrasar la recesión costera y proteger áreas bajas de posplaya contra la subida del nivel del mar. Además, al tratarse de espacios de especial interés geomorfológico y ecológico, requieren un status de conservación y defensa de la playa, entre otros (Martínez *et al.*, 2004). Obviamente, numerosos retazos de dunas colgadas y algunos conjuntos remontantes presentes en el litoral asturiano, se han incorporado definitivamente al sistema continental: campos internos de Tenrero (Fig. 8) y Xagó (Fig. 9A), dunas colgadas de Arnao (Fig. 10A) y Mexota (Fig. 10B), etc.

Numerosos estudios correlacionan los depósitos arenosos eólicos con paleovientos, de modo que, a partir del análisis de las estratificaciones internas en rocas sedimentarias, es posible deducir la dirección de la migración (Ross, 1983; Peterson, 1988; Chrintz y Clemmensen, 1993) o la reconstrucción morfológica de las dunas (Crabough y Kocurek, 1993). Las referencias a eolianitas costeras, bien representadas en el Plioceno y Pleistoceno, son amplias, destacando los trabajos más recientes en la península Ibérica y archipiélagos (Pereira y Angelucci, 2004; Rodríguez-Vidal *et al.*, 2010; Fornós *et al.*, 2012). La relación existente entre el viento y la formación de dunas eólicas es muy compleja (Sanjaume *et al.*, 2011), a pesar de la evidente dependencia a medida que se continúa la sedimentación arenosa.

La forma de las dunas eólicas puede determinarse por la direccionalidad del viento y de la disponibilidad de sedimento (Cooke *et al.*, 1993), más netamente en ámbitos áridos. Se han propuesto algunos modelos para dunas costeras (Van Dijk *et al.*, 1999) con énfasis en el transporte sedimentario, más complejo que en desiertos (Psuty, 1990), incluyendo los cambios de la topografía y la altura de la vegetación.

En la costa asturiana, es posible correlacionar con precisión los componentes de viento principales, bien representados estadísticamente, y las tipologías dunares existentes, a sabiendas del problema que se plantea para conectar las escalas espacial y temporal en el desarrollo de las formas dunares costeras (Sherman, 1994). Las dunas de Asturias han sido objeto de numerosos estudios morfológicos y sedimentológicos, incluyendo una clasificación para costas acantiladas templado-húmedas (Flor, 1998 y 2004a) y un primer registro de georradar en Xagó (Flor-Blanco *et al.*, 2012), que ha permitido deducir una pulsación positiva intraholocena (pico transgresivo). A pesar de la edad en que se originaron algunos de los campos dunares más antiguos de Asturias, las geometrías son similares, si bien se evidencian construcciones de mayor volumen y envergadura en algunos campos dunares. También se identifican algunas tipologías propias de una elevación rápida del nivel del mar (repunte ascendente) dentro de un proceso generalizado progradante, como son dunas lingüiformes, que son muy voluminosas en Bayas (Fig. 7A) y hacia el interior del campo intermedio de Xagó.

Los cordones dunares, como formas transversas que son, se desarrollan mejor con vientos del NO sobre playas orientadas NE-SO, generalmente coincidiendo con grandes campos dunares (Los Quebrantos, Bayas, Salinas, Xagó, Rodiles y Vega). Otros de menor envergadura lo hacen con vientos del NE (Barayo y Otur).

En el caso de las dunas lingüiformes, se consideran subordinadas a la cresta y parte alta de sotavento de cordones dunares y se construyen con vientos exclusivamente del O (Bayas, Xagó y Tenrero). En Salinas, el pisoteo antrópico ha permitido la deflación de amplias superficies arenosas para generar algunas unidades todavía activas cuyos componentes direccionales son O-E.

El campo de dunas longitudinales de Tenrero constituye una singularidad, generado por vientos del NO en la primera etapa de forma-

ción del conjunto dunar, con el nivel del mar algo más elevado, además de representar una eolianita incipiente.

Las dunas longitudinales menores (gusano), generadas por vientos del NO, suponen una singularidad como dunas sobreimpuestas sobre el costado de barlovento del gran cordón dunar del campo intermedio de Xagó, formado en condiciones muy complejas.

Las dunas remontantes alcanzan mayor magnitud en las áreas orientales internas de las playas de Xagó y Bayas, como parte de la primera etapa de construcción del campo de dunar. Los parches cementados de Arnao (Castropol) cabe asimilarlos a una antigua duna remontante formada por vientos del SO y desmantelada posteriormente con el nivel del mar más alto. Aún siendo esta componente del tercer cuadrante la más frecuente, sólo se formó el manto dunar tabular colgado de Arnao (Castropol), vinculado a la desaparecida remontante, y el de Mexota, menos extenso, por vientos del NE.

Nuevos campos dunares de gran amplitud se generaron por construcciones de diques y su prolongación mar afuera en algunos estuarios (Navia, Nalón y Villaviciosa) a primeros del siglo XX (Flor-Blanco *et al.*, 2014) con geometrías de cordones dunares muy extensos y laxos. Asimismo, vertidos de dragados intensivos desde los años 80 del pasado siglo propiciaron progradaciones de campos dunares para conformar dunas tabulares (Xagó), un proceso similar en el playón de Bayas, pero en este caso como resultado del cese de los dragados en el vecino estuario del Nalón.

6. Conclusiones

Desde la perspectiva geomorfológica, las geometrías de las dunas eólicas en la costa asturiana constituyen buenos ejemplos como respuesta directa a componentes de vientos dominantes. Incluso en sectores de campos dunares más antiguos (internos) se deducen las mismas direcciones de paleovientos, den-

tro de lo que cabría considerar como regímenes persistentes en la misma franja geográfica y variables climáticas.

Los grandes campos dunares asturianos se desarrollaron por procesos de progradación como consecuencia del descenso del nivel del mar. La llegada de aportes arenosos desde las desembocaduras fluviales en combinación con los componentes principales de vientos de mar a tierra (NO-SE y NE-SO) y los del O, permitió la construcción de geometrías dunares adaptadas.

Los cordones dunares, que son los más ampliamente representados, se generan con vientos del NO sobre playas orientadas NE-SO. En campos dunares menores, los vientos generadores son del NE. Las dunas lingüiformes se construyen sólo con componentes del O, mientras que las gusano, singulares en esta costa, sobrepuestas al gran cordón de Xagó se deben a vientos del NO.

Aquellas dunas formadas por la adaptación a un obstáculo de ladera, como el caso de las remontantes, destacan en las áreas orientales internas de las playas de Xagó y Bayas y en la costa occidental (Mexota), incluyendo los parches arenosos cementados en Arnao (Castropol). Las formas tabulares colgadas, sólo se registran en Arnao y Mexota y un manto menor en Tenrero.

Otros campos dunares recientes se formaron por la migración hacia el mar como consecuencia de la canalización y alargamiento de diques en los estuarios de Navia, Nalón y Villaviciosa a primeros del siglo XX. Están representados por cordones dunares con geometrías muy laxas y extensas. En algunos casos los aportes son debidos a vertidos de dragados o excedente sedimentario a través de estuarios.

Las dunas costeras han sido consideradas como lugares de importancia geomorfológica y ecológica de modo que del mejor establecimiento de las relaciones entre geometrías y componentes de viento se podrán buscar

soluciones regeneradoras para estos espacios dunares en retroceso.

Agradecimientos

Los autores quieren agradecer al editor y a los revisores anónimos sus sugerencias y recomendaciones, que han contribuido significativamente a la mejora del trabajo.

Referencias Bibliográficas

- Aemet LEAS 2012. *Climatología Aeronáutica*. Aeropuerto de Asturias. Guía resumida del clima (1998-2011). AEMET. 112 pp.
- Aemet LEAS 80110 (1973 a 2013): http://www.tutiempo.net/en/Climate/Asturias_Aviles/80110.htm
- Alcántara-Carrió, J.; Fontán, A.; Sánchez, M.J.; Corbí, A. (2011). Métodos de campo y laboratorio para el estudio de los procesos eólicos. En: *Las dunas en España* (E. Sanjaume; F.J. Gracia, eds.). Sociedad Española de Geomorfología, 67-85.
- Álvarez García, M.A.; de Castro, M.; Cruz Guerrero, R.; Gómez Borrego, Á.; Pérez Muñuzuri, V.; Stöll, H. (2009). Clima. En: *Evidencias y efectos potenciales del cambio climático en Asturias*, 30-65. Consejería de Medio Ambiente, Ordenación del Territorio e Infraestructuras. Gobierno del Principado de Asturias.
- Andreotti, B. (2004). A two-species model of aeolian sand transport. *Journal of Fluid Mechanics*, 510, 47-70.
- Anthony, E.J.; Vanhee, S.; Ruz, M-H. (2006). Short-term beach-dune sand budgets on the north sea coast of France: Sand supply from shoreface to dunes, and the role of wind and fetch. *Geomorphology*, 81, 316-329.
- Arens, S.M. (1994). *Aeolian processes in the Dutch foredunes*. Landscape and Environmental Research Group. University of Amsterdam, Koninklijke, 150 pp.
- Arens, S.M. (1996). Rates of aeolian transport on a beach in a temperate humid climate. *Geomorphology*, 17, 3-18.
- Arteche García, J.L.; Sanz Moral, M^a P.; Ortiz Berenguer, F.J. (2004). Caracterización de la brisa cantábrica. En: *El Clima entre el mar y la montaña*. Asociación Española de Climatología y Universidad de Cantabria (J.C. Gar-

- cía Codrón; C. Diego Liaño; P. Fernández de Arróyabe Hernández; C. Garmendia Pedraja; D. Rasilla Álvarez, eds.). Serie A, nº 4, 195-204. Santander. <http://www.divulgameteo.es/uploads/Caracterizaci%C3%B3n-brisacant%C3%A1brica.pdf>.
- Bagnold, R. A. (1941). *The physics of blown sand and desert dunes*. Ed. Chapman and Hall, London, 265 pp.
- Bauer, B.O.; Sherman, D.J.; Nordstrom, K.F.; Gares, P.A. (1990). Aeolian transport measurements and prediction across a beach and dune at Castroville, California. En: *Coastal dunes, form and process* (K.F. Nordstrom, N.P. Psuty y B. Carter, eds.). John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, 39-55.
- Beveridge, C.; Kocurek, G.; Ewing, R.C. (2006). Development of spacially diverse and complex dune-field patterns: Gran Desierto Dune Field, Sonora, Mexico. *Sedimentology*, 53, 1391-1409.
- Bird, E.C.F. (1972). *Coasts*. Australian National University Press, Canberra, 246 pp.
- Bourke, M.C.; Edgerr, K.S.; Cantor, B.A. (2008). Recent aeolian dune change on Mars. *Geomorphology*, 94, 247-255.
- Carter, R.W.G. (1988). *Coastal Environments*. Academic Press, London, 617 pp.
- Caruso, L. (2006-2007). *Coastal foredunes as a resilient factor. The case of the Bevano River mouth natural reserve, Ravenna (Italia)*. Univ. Bologna, Italia, 140 pp.
http://amsdottorato.unibo.it/1197/1/Laura_Caruso_Tesi_Dottorato.pdf
- Chrintz, T.; Clemmensen, L.B. (1993). Draa reconstruction, the Permian Yellow Sands, northeast England. En: *Aeolian sediments ancient and modern* (K. Pye y N. Lancaster, eds.). *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 16, 151-161.
- Cooke, R.; Warren, A.; Goudie, A. (1993). *Desert geomorphology*. UCL Press, Londron, 534 pp.
- Cooper, W.S. (1958). Coastal sand dunes of Oregon and Washington. *Geological Society of America*. Memoir 72. 169 pp.
- Crabaugh, M.; Kocurek, G. (1993). Entrada Sandstone: an example of a wet aeolian system. *London Geological Society, Special Publication* (K. Pye, ed.), 72, 103-126.
- Davidson-Arnott, R. G. (2010). *Introduction to coastal processes and geomorphology*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 456 pp.
- Davies, J.L. (1977). *Geographical variation in coastal development*. Longman, London, 204 pp.
- Dinieaga, S. (2010). *Modeling aeolian dune and dune field evolution*. Tesis Doctoral. Univ. Arizona.
http://math.arizona.edu/~serina/Dinieaga_Dissertation_Final_shortformat.pdf
- Durán, O.; Moore, L.J. (2013). Vegetation controls on the maximum size of coastal dunes. *Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Ecology*, 110, 17217-17222.
- Edeso, J.M. (1990). *Geomorfología fluvial y litoral del extremo oriental de Guipúzcoa (País Vasco)*. Tesis Doctoral (inérita). Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza. 666 pp.
- Feal Pérez, A.Mª. (2012). *Evolución, morfodinámica y procesos actuales en costas rocosas*. Tesis Doctoral. Departamento de Geografía. Universidad de Santiago de Compostela, 294 pp.
http://www.google.es/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=20&ved=0CFsQFjAJAO&url=http%3A%2F%2Fdspace.usc.es%2Fbitstream%2F10347%2F4046%2F1%2Frep_179.pdf&ei=y6mqU9mrOOen0wXJqYH4DQ&usg=AFQjCNGhIzFokF5H8JGESNapuOx7PdRdQ
- Felícísimo Pérez, A.M. (1990). El clima de Asturias. *Enciclopedia Temática de Asturias*. Ed. Silverio Cañada, Gijón (Asturias), 10, 179-208.
- Fernández García, F.; Rasilla, D. (1992). El viento en la cornisa cantábrica: avance de un estudio sobre los temporales del S. *Cuadernos de Sección. Historia*, 20, 271-295.
- Fernández-Valdés JM (1997). *Morfología y Sedimentación de la Plataforma Continental Interna del Área Central de Asturias*. Tesis Doctoral (inérita). Escuela Superior de la Marina Civil. Universidad de Oviedo. 232 pp.
- Flor, G. (1980). Los carbonatos biogénicos del área intermareal de playa en relación con la geografía y dinámica costeras. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 78, 275-289.
- Flor, G. (1981a). Las dunas eólicas costeras de la playa de Xagó (Asturias). *Trabajos de Geología*, 11, Universidad de Oviedo, 61-71.
- Flor, G. (1981b). Los parámetros texturales en las playas y dunas arenosas del borde occidental del Cabo Peñas (Xagó y Verdicio, Asturias). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 79, 89-102.
- Flor, G. (1983). Las formaciones dunares eólicas del litoral asturiano. *Ástura*, 1, 9-19.
- Flor, G. (1986). Sedimentología de una duna lingüiforme en la playa de Xagó (Asturias). *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología*. Universidad de Salamanca, I, 317-328.

- Flor, G. (1998). Classification and characterization of eolian dunes in temperate rocky coasts. The Spanish Peninsular eolian fields. En: *Dunas da Zona Costeira de Portugal* (G. Soares de Carvalho; F. Veloso Gomes; F. Taveira Pinto, eds.). Associação Eurocoast-Portugal, 29-42.
- Flor, G. (1995). Evolución post-flandriense e histórica en el complejo estuarino de Avilés. *Reunión Monográfica sobre El Cambio de la Costa: los Sistemas de Rías. Resumen de Comunicaciones*, Universidad de Vigo, 15-18.
- Flor, G. (2004a). *Geología Marina*. Servitec. ISBN: 84-688-4664-3. Oviedo, 576 pp.
- Flor, G. (2004b). Modelos evolutivos de los grandes campos dunares de Asturias. El factor antrópico. En: *Procesos geomorfológicos y evolución costera* (R. Blanco Chao; J. López Beldoya; A. Pérez Alberti, eds.). *Actas de la II Reunión de Geomorfología Litoral*, Universidad de Santiago de Compostela, 167-181.
- Flor, G.; Flor-Blanco, G. (2009). Sedimentología de los depósitos arenosos superficiales de playa de Vega (Concejo de Ribadesella, Asturias). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 22, 105-121.
- Flor, G.; Flor-Blanco, G. (2014a). Raised beaches in the Cantabrian coast. En: *Landscapes and Landforms of Spain* (F. Gutierrez; M. Gutierrez, eds.). Springer, 239-248.
- Flor, G.; Flor-Blanco, G. (2014b). *Guía de Campo. Asignatura: Dinámica y sedimentación aplicadas a la gestión costera. Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica* Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo. ISBN 978-84-16046-22-5. Depósito Legal: AS 828-2014, 152 pp.
- Flor, G.; Peón, A. (2004). Rasas y superficies de erosión continental en el relieve alpídico del noroeste peninsular y los depósitos terciarios. En: *Geomorfología do NW da Península Ibérica* (M.A. Araujo; A. Gomes, eds.). Universidad de Oporto, 13-31.
- Flor-Blanco, G.; Flor, G. (2009). Aspectos geomorfológicos del tramo inferior del estuario de Villaviciosa (Asturias) en relación con su evolución histórica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 22, 123-136.
- Flor, G.; Llera, E.M^ª; Ortea, J. A. (1982). Los carbonatos biogénicos de los sedimentos de las playas arenosas de Asturias y Cantabria: su origen y significado dinámico. *Cuadernos del CRINAS*, 2. 77 pp.
- Flor, G.; Martínez Cedrún, P.; Flor-Blanco, G. (2011). Campos dunares de Asturias, Cantabria y País Vasco. En: *Las dunas en España* (E. Sanjaume y F.J. Gracia, eds.). *Sociedad Española de Geomorfología*, ISBN: 978-84-615-3780-8, 127-159.
- Flor-Blanco, G.; Rubio Melendi, D.; Flor, G.; Fernández Álvarez, J.P. (2012). Estructura interna e interpretación de la evolución del campo dunar eólico de Xagó (costa central de Asturias, NO de España). *Proceedings 7º Simpósio sobre a Margem Ibérica Atlântica MIA 2012*, Lisboa, 71-76.
- Flor-Blanco, G.; Flor, G.; Pando, L. (2013). Evolution of the Salinas-El Espartal and Xagó beach/dune systems in north-western Spain over recent decades: evidence for responses to natural processes and anthropogenic interventions. *Geo-Marine Letters*, 33(2-3), 143-157.
- Flor-Blanco, G.; Pando, L.; Morales, J. A.; Flor, G. (2014). Evolution of beach-dune fields systems following the construction of jetties in estuarine mouths (Cantabrian coast, NW Spain). *Environmental Earth Sciences*, 1-14.
- Fornós, J.J.; Clemensen, L.B.; Gómez-Pujol, L.; Ginés, A.; Ginés, J. (2012). Pleistocene eolianites and low sea levels. En: *Mallorca: A Mediterranean benchmark for Quaternary studies* (A. Ginés; J. Ginés; L. Gómez-Pujol; B.P. Onac; J.J. Fornós, eds.). *Monografies de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 18, 85-110. http://www.shnb.org/monografies/monografia18/Mon_Soc_Hist_Nat_Balears_18_2012.pdf
- García-Novo, F.; Ramírez-Díaz, L.; Torres-Martínez, A. (1976). El sistema de dunas de Doñana. *Naturalia Hispanica*, 5. ICONA, Madrid, 52 pp.
- Giannini, P.C.F.; Santos, E.R. (1994). Padrões de variação espacial e temporal na morfologia de dunas de orla costeira no centro-sul catarinense. *Boletim Paranaense de Geociências*, 42, 73-96.
- Goldsmith, V. (1978). Coastal dunes. En: *Coastal sedimentary environments* (R.A. Davis, jr, ed.). Springer-Verlag, 171-235.
- Gomez Pina, G.; Muñoz-Pérez, J.J.; Ramírez, J.L.; Ley, C. (2002). Sand dune management problems and techniques, Spain. *Journal of Coastal Research*, 36, 325-332.
- Hesp, P. A. (1983). Morphodynamics of incipient foredunes in New South Wales, Australia. En: *Eolian Sediments and Processes* (M.E. Brookfield; T.S. Ahlbrandt, eds.). Elsevier, Amsterdam, 325-342.
- Hesp, P.A. (1984). Fore-dune formation in southeast Australia. En: *Coastal Geomorphology in Australia* (B.G. Thom, ed.). Academic Press, London, 69-97.

- Hesp, P.A., (1989). A review of biological and geomorphological processes involved in the initiation and development of incipient foredunes. En: *Coastal Sand Dunes* (C.H. Gimingham; W. Ritchie; B.B. Willetts; A.J. Willis, eds.). *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh. Section B (Biological Sciences)*, 96, 181-202.
- Hesp, P. A. (1999). The beach backshore and beyond. En: *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamic*, (A. D. Short, ed.). John Wiley and Son. Brisbane, Australia, 145-170.
- Hesp, P. A. (2002). Foredunes and blowouts: Initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48, 245-268.
- Hesp, P.A. (2004). Coastal dunes in the tropical and temperate regions: location, Formation, morphology and vegetation Processes. En: *Coastal Dunes, Ecology and Conservation. Ecological Studies* (M.L. Martínez; N.P. Psuty, eds.). Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 171, 29-49.
- Hesp, P.A.; Martínez, M.L. (2008). Transverse dune training ridges and vegetation succession. *Geomorphology*, 99, 245-268.
- Hobbs, S.W.; Paull, D.J.; Bourke, M.C. (2010). Aeolian processes and dune morphology in Gale Crater. *Icarus*, 210, 102-115.
- Łabuz, T.A. (2013). Polish coastal dunes - affecting factors and morphology. *Landform Analysis*, 22, 33-59.
- Lancaster, N. (1983). Controls of dune morphology in the Namib sand sea. En: *Eolian Sediments and Processes* (M.E. Brookfield; T.S. Ahlbrandt, eds.). *Development in Sedimentology*, 38, 261-289.
- Lancaster, N. (2009). Aeolian features and processes. En: *Geological Monitoring* (R. Young; L. Norby, eds.). *Geological Society of America*, Boulder, Colorado, 1-25.
- Lorenz, R.D. et al. (2006). The sand seas of Titan: Cassini RADAR observations of longitudinal dunes. *Science*, 312, 724-727.
- Lynch, K.; Jackson, D. W. T.; Cooper, J.A.G. (2010). Coastal foredune topography as a control on secondary airflow regimes under offshore winds. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 344-353.
- Mainguet, M.M.; El-Baz, F. (1986). Deciphering wind directions from dune orientation in space images of deserts and semiarid lands. *Proceedings 20th International Symposium on Remote Sensing of Environment*. Nairobi, Kenya, 1-11.
- Martínez, M.L.; Psuty, N.P.; Lubke, R.A. (2004). A perspective on coastal dunes. En: *Coastal Dunes, Ecology and Conservation* (M.L. Martínez; N.P. Psuty, eds.). Springer-Verlag, Ecological Studies, 171, 1-7.
- Maun, M.A. (2009). *The biology of coastal sand dunes*. Oxford University Press, 288 pp.
- Mitasova, H.; Overton, M.; Harmon, R.S. (2005). Geospatial analysis of a coastal sand dune field evolution: Jockey's Ridge, North Carolina. *Geomorphology*, 72, 204-221.
- Mountney, N.P.; Russell, A.J. (2006). Coastal aeolian dune development, Solheimasandur, southern Iceland. *Sedimentary Geology*, 192, 167-181.
- Nield, J.M.; Baas, A.C.W. (2008). The influence of different environmental and climatic conditions on vegetated aeolian dune landscape development and response. *Global and Planetary Change*, 64, 76-92.
- Orford, J.D. (2005). The control on late-Holocene coastal dune formation on leeside coasts of the British Isles. *Zeitschrift für Geomorphologische Supplementband NF*, 141, 135-152.
- Pereira A.R.; Angelucci, D.E. (2004). Formações dunares no litoral português, do final do Plistocénico e inícios do Holocénico, como indicadores paleoclimáticos e paleogeográficos. En: *Evolução geohistórica do litoral português e fenómenos correlativos* (A.A. Tavares; M.J.F. Tavares; J.L. Cardoso, eds.). Geologia, História, Arqueologia e Climatologia, Lisbon: Universidade Aberta, Lisboa, 220-256.
- Peterson, F. (1988). Pennsylvanian to Jurassic eolian transportation systems in the western United States. *Sedimentary Geology*, 56, 207-260.
- Pinazo Ojer, J. M. (2010). *Condiciones climáticas exteriores de proyecto. Guía técnica. Ahorro y eficiencia energética en climatización 12*. IDAE. http://asesoramentotecnico.coag.es/wp-content/uploads/2010/02/guia_12_condiciones_climaticas_v05.pdf
- Psuty, N.P. (1990). Foredune mobility and stability, Fire Island, New York. En: *Coastal Dunes, form and process* (K.F. Nordstrom; N.P. Psuty; B. Carter, eds.). Wiley, Chichester, 159-176.
- Pye, K. (1983). Coastal dunes. *Progress in Physical Geography*, 7, 531-557.
- Pye, K.; Bowman, G.M. (1984). The Holocene marine transgression as a forcing function on episodic dune activity on the eastern Australian coast. En: *Coastal Geomorphology in Australia* (B.G. Thom, ed.). Academic Press, Sidney, 115-127.
- Rodríguez-Vidal, J.; Cáceres, L.M.; Ruiz, F.; Abad, M.; Finlayson, C.; Finlayson, G.; Fa, D.; Martínez-Aguirre, A. (2010). Las arenas eólicas del Pleistoceno Superior en Gibraltar. *Geogaceta*, 48, 27-30.

- Ross, G.M. (1983). Bigbear Erg: a Proterozoic intermontane eolian sand sea in the Hornby Bay Group, Northwest Territories, Canada. En: *Eolian sediments and processes* (M.E. Brookfield; T.S. Ahlbrandt, eds.). *Development in Sedimentology*, 38, 483-519.
- Sanjaume, E.; Gracia, F. J.; Flor, G. (2011). Introducción a la geomorfología de los sistemas dunares. En: *Las dunas en España* (E. Sanjaume; F.J. Gracia, eds.). *Sociedad Española de Geomorfología*, 13-63.
- Sherman, D.J.; Bauer, B.O. (1993). Dynamics of beach-dune systems. *Progress in Physical Geography*, 17, 339-349.
- Sherman, D.J.; Lyons, W. (1994). Beach-state controls on aeolian sand delivery to coastal dunes. En: *Coastal Dunes. Physical Geography*, 15, Special Issue, 381-395.
- Short, A. D.; Hesp, P. A. (1982). Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. *Marine Geology*, 48, 259-284.
- Silvestro, S.; Fenton, L.K.; Vaz, D.A.; Bridges, N.T.; Ori, G.G. (2010). Ripple migration and dune activity on Mars: Evidence for dynamic wind process. *Geophysical Research Letters*, 37, L20203, doi: 10.1029/2010GL044743.
- Sloss, C.R.; Shepherd, M.; Hesp, P. (2012). Coastal dunes: Geomorphology. *Nature Education Knowledge*, 3 (10): 2.
<http://www.nature.com/scitable/knowledge/library/coastal-dunes-geomorphology-25822000>
- Thomas, D.S.G. (2011). Aeolian landscape and bedforms. En: *Arid zone geomorphology: process, form and changes in drylands* (D.S.G. Thomas, ed.), 17, 427-453.
- Tsoar, H. (2001). Types of aeolian sand dunes and their formation. En: *Geomorphological Fluid Mechanics* (N.J. Balmforth; A. Provenzale, eds.). *Lecture Notes in Physical Series*. Springer-Verlag, Berlin, 582, 423-429.
- Valencia, V.; Franco, J.; Borja, Á; Fontán, A. (2004). Hydrography of the southeastern Bay of Biscay. En: *Oceanography and Marine Environment of the Basque Country* (Á. Borja y M. Collins, eds.). Elsevier B.V., 159-194.
- Vallejo Villalta, I. (2007). *Caracterización geomorfológica y análisis de la evolución reciente de sistema de dunas activas del Parque nacional de Doñana (1956-2001)*. Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Sevilla, 468 pp.
- Van Dijk, P. M.; Arens, S. M.; van Boxel, J. H. (1999). Aeolian processes across transverse dunes. II. Modelling the sediment transport and profile development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 319-333.
- Ward, W. T. (1985). Correlation of East Australia Pleistocene shorelines with deep sea core stages: A basis for coastal chronology. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 1156-1166.
- Wiggs, G.F.S.; Baird, A.J.; Atherton, R.J. (2004). The dynamic effect of moisture on the entrainment and transport of sand by winds. *Geomorphology*, 59, 13-30.
- Wright, H. E. (1963). Late Pleistocene geology of coastal Lebanon. *Quaternaria*, 6, 525-539.