

CARACTERISTICAS MORFOLOGICAS Y SEDIMENTOLOGICAS DE LAS DUNAS EOLICAS DE SONABIA (ZONA ORIENTAL DE CANTABRIA, NO DE ESPAÑA)

G. Flor * y P. Martínez Cedrún **

RESUMEN

Se estudian los campos eólicos de la playa de Sonabia (E de Cantabria, Golfo de Vizcaya), desde el punto de vista de su clasificación y caracterización morfológica y sedimentología (textura y contenido carbonatado bioclástico como parámetro indicador de la edad relativa de las dunas), incluyendo la playa inter y supramareal. Se han diferenciado: cordones dunares, campo irregular de posplaya, duna transversal aislada, depresiones de deflación («blowouts») y campo de barjanes y longitudinales. La coexistencia de barjanes y dunas longitudinales interconectadas entre sí es un hecho singular, debido a la descomposición de la estructura de flujo del viento actuante. Las arenas eólicas tienen tamaños medios menores, clasificaciones mejores y asimetrías más negativas que la playa de la que proceden. Las asimetrías monótonamente negativas se deberían a la distribución de poblaciones multimodales en intervalos de tamaños muy estrechos. El campo de dunas barjánicas y longitudinales, así como la duna transversal aislada son claramente transgresivas, emplazándose más recientemente, mientras que las restantes corresponden a la fase de descenso del nivel del mar posterior a la transgresión flandriense; únicamente las depresiones erosivas se generan en el momento actual.

Palabras clave: *Playa, dunas, morfologías, granulometrías, bioclastos, evolución, Cantabria, NO de España.*

ABSTRACT

The eolian field complex and the emerged beach of Sonabia (Eastern of Cantabria, Bay of Biscay) are studied from the morphologic and sedimentological (texture and the bioclastic component) point of view. This carbonate fraction is an important index that allows to deduce the relative age of several eolian systems. The main eolian systems distinguished are: fore dune belt, irregular eolian complex, isolated transverse dune, blowouts and barjanic and longitudinal dune field. Coalescing barjanic and longitudinal dunes is due to the decomposition of wind structure. Eolian sands are finer, better sorted and more negative skewed than the adjoining beach sands. The general negative skewness is due to the multimodal populations concentrated in short size intervals. Barjanic and longitudinal dunes so as the isolated transverse one are transgressive dunes placed in the early present century and blowouts are activated recently, whereas the others are posterior to the flandrian transgression.

Key words: *Beach, eolian dunes, morphologies, granulometries, bioclasts, evolution, Cantabria, NW of Spain.*

* Area de Estratigrafía (Departamento de Geología). Universidad de Oviedo. Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo.

** Escuela Universitaria (Ingeniería Técnica Minera). DCITYM. Universidad de Cantabria. Avda. de Oviedo, 4-39300 Torrelavega.

Introducción

En ausencia de estructuras sedimentarias internas como evidencia primaria de los depósitos eólicos, los criterios morfológicos (tipo de dunas) y sedimentológicos (granulometrías y componente carbonato bioclástico) se hacen fundamentales en el estudio de campos dunares. No obstante, entre las investigaciones más extendidas para caracterizar sedimentológicamente los campos dunares y sus playas adyacentes, de las cuales proceden, caben destacarse las medidas gráficas de los parámetros texturales, como se detallará bibliográficamente más adelante, de los momentos (Tucker y Vacher, 1980), a partir de las curvas acumuladas (Spencer, 1963; Visher, 1971), análisis factoriales (Klovan, 1966), en forma de distribuciones log-hiperbólicas (Barndorff-Nielsen *et al.*, 1982), y a través de las morfoscopías de los granos de cuarzo (Cailleux, 1943), así como otras técnicas más sofisticadas, como las marcas de percusión (Campbell, 1963), la forma superficial de los granos de cuarzo al microscopio electrónico (Kuenen, 1960; Margolis y Krinsley, 1971), las distribuciones de las velocidades de caída del sedimento global (Reed *et al.*, 1975; Taira y Scholle, 1979) o los minerales pesados y ligeros y sus componentes de transporte (Friedman, 1961; Hand, 1967), sobre la redondez y esfericidad (Sahu, 1982; Patro y Sahu, 1977), la modalidad y composición mecánica de las arenas (Mason y Folk, 1958; Binda y Hildred, 1973), etc. El interés de estos estudios reside en la caracterización de estos ambientes sedimentarios arenosos y costeros y su aplicación directa a los depósitos cuaternarios no consolidados para la determinación de su origen, así como el establecimiento de los fenómenos eustáticos y epirogenéticos, ocurridos en el Pleistoceno Superior y Holoceno.

Desde la década de los años cincuenta se vienen aplicando diferentes metodologías al objeto de separar texturalmente diferentes ambientes actuales y de una manera particular playas y dunas y, dentro de éstas, las diferentes partes morfológicas.

La controversia se ha planteado entre los defensores de los parámetros texturales, de los que pueden citarse a Keller (1945), Folk (1954), Folk y Ward (1957), Mason y Folk (1958), Friedman (1961), Folk (1962), Mabesoone (1963), Duane (1964) y Visher (1971), que piensan que las dunas eólicas costeras tienen tamaños comparativamente menores, clasificaciones excelentes y asimetrías positivas en relación con los de playas adyacentes. Otros autores, como Udden (1914), Shepard y Young (1961), Schlee *et al.* (1964), Sevon (1966), Moiola y Weiser (1968), Bigarella (1972), Ahlbrandt (1974, 1979) y McLaren (1981) consideran a estos parámetros como escasamente fiables para su diferenciación.

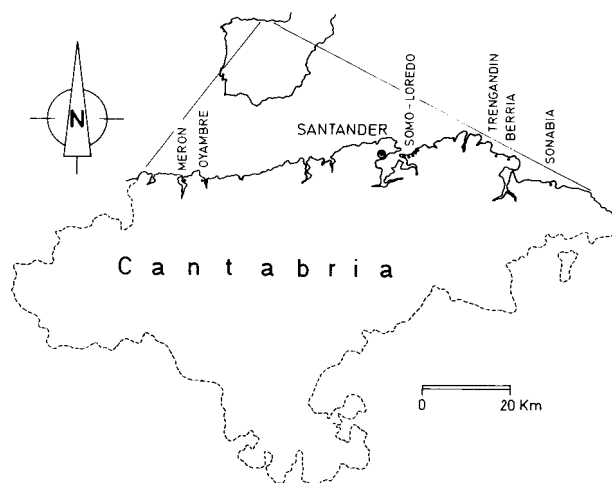


Fig. 1.—Esquema de situación de la playa y dunas de Sonabia (zona oriental de Cantabria).

También las distribuciones granulométricas sirven para reconocer los mecanismos del transporte y deposición de los sedimentos (Hjulström, 1939), Sahu (1964), Passega (1957 y 1977), Passega y Byramjee (1969), Sly *et al.* (1983), etc.

En este trabajo se pretenden aplicar los criterios texturales para definir los diferentes tipos de dunas y sus morfologías más representativas y del campo eólico con la playa adyacente de la que procede el sedimento y comprobar el grado de discriminación en este entorno sedimentario costero.

Situación y marco geológico

La playa de Sonabia se encuentra en la zona oriental de Cantabria (fig. 1), abriéndose entre las calizas fosilíferas de Rudistas y Orbitolinas (Aptense y Albense Inferior y Medio), perteneciente a la facies Urgoniana, y las calizas intrabiomicrocíticas y margas (Albense Medio-Superior) del Cretácico (IGME, 1977). Su excavación y evolución está en función de la diaclasación y en una fractura de dirección NO-SE sobre la que tiene lugar una erosión importante. También la distinta competencia de los materiales carbonatados cretácicos ha condicionado el relieve resultante; así, las calizas urgonianas son mucho más resistentes, evolucionando a un relieve montañoso (monte Candina), que forma parte del área occidental de la playa de Sonabia, generándose movimientos rocosos en su pie e incidiendo en el campo dunar; por su parte, el conjunto de calizas y margas supraurgoniano es mucho más fácilmente erosionable y la inclinación suave del conjunto hacia el mar permitirá la formación de los diferentes niveles de rasas.

En este segmento litoral de Sonabia, se puede considerar que comienza un relieve propio de la zona oriental de Cantabria, acantilado como el resto de la fachada cantábrica, donde al pie de una sierra litoral de dirección aproximada ONO-ESE, se conserva toda una serie de escalonamientos planos de rasas, únicamente interrumpidos por la desembocadura del Agüera, que forma el estuario de Oriñón. Se diferencian los niveles de rasas más inferiores, correspondientes a 2-7 m que tienen una extensión reducida y muy dispersa, el de 15-20 m de mayor amplitud en toda la zona (punta de Sonabia, Islares, etc.), el de 25-35 m en las localidades de Sonabia e Islares y restos del inmediatamente superior (40-75 m) en los alrededores de Sonabia, también identificable en las proximidades de Castro Urdiales.

Estas dunas de Sonabia ya fueron objeto de atención por Flor (1980), quien describió someramente el complejo eólico de acuerdo con los tipos morfológicos principales, haciendo énfasis en las barjánicas como ejemplos únicos en todo el litoral de Cantabria.

Esta zona ha sido sometida a sedimentación eólica desde al menos la formación de la última rasa (2-7 m), cuyo emplazamiento debió de realizarse con posterioridad a la glaciación más antigua, que tuvo una mayor extensión superficial e intensidad (Flor, en prensa, b). Esto se evidencia por el hecho de que afloran parches de arenas decalcificadas de forma dispersa en diferentes puntos situados entre el margen oriental y la punta de Sonabia o de La Ballena. En conjunto, este volumen sedimentario alcanza los 32.000 m³ de arenas silíceas, de tonos pardo-amari-

lentos y anaranjados y con abundante fracción limosa infiltrada posteriormente. Aunque el espesor sedimentario es muy variable, se le puede asignar una media de 4 m. Lechos de gravas y gravillas angulosas de espesor centimétrico con matriz limosa se interestratifican entre el manto arenoso. Se depositan por encima de unas gravas angulosas de sílex, procedente de las calizas urgonianas infrayacentes, englobadas en una matriz limoso-arcillosa; éstas se adaptan al relieve, pasando lateralmente a arcillas grises y amarillentas con agrietamientos y cuñas que sugieren una acción periglaciaria. El espesor medio es de alrededor de 1 m.

De las 4 muestras representativas recogidas (Flor, 1986 y 1990b), se ha procedido a una simulación para conseguir las características granulométricas de la muestra inicial, mediante el lavado de la fracción de infiltración. De esta manera, los parámetros resultantes se acercan mejor a los originales, aunque con toda clase de reservas (tabla 1).

Metodología

Se han cartografiado los campos dunares y, dentro de éstos, las diferentes formas de acuerdo con su morfología particular, destacando las alineaciones de las crestas; se separan las activas ligadas a la playa y las fosilizadas o inactivas.

Se han recogido muestras arenosas de la playa (64), siguiendo perfiles perpendiculares a la línea del agua y de las diferentes dunas: cordones dunares (17), dunas irregulares de posplaya (8), duna transversal aislada (21), depresiones de deflación (17) y del campo de barjanas (37) y dunas longitudinales (16), bien muestreando las diferentes zonas morfológicas de cada una de los tipos de dunas representadas o más o menos al azar.

Tabla 1.—Parámetros granulométricos de las dunas antiguas de los alrededores de Sonabia. Se separan los valores obtenidos directamente de la muestra original y de la muestra lavada posteriormente, eliminando exclusivamente la fracción limosa de infiltración atmosférica.

	Centil		Media		Clasificación ø	Asimetría ø	Angulosidad
	ø	mm	ø	mm			
ORIGINAL							
S-1	0,20	0,87	4,58	0,04	18,85	0,75	0,85
S-2	1,13	0,46	2,77	0,15	9,78	0,52	2,26
S-3	0,50	0,71	4,23	0,05	16,55	0,71	0,99
S-4	0,20	0,87	4,52	0,04	16,50	0,35	0,81
Promedio.....	-0,25	1,37	2,39	0,19	0,47	-0,30	0,82
CORREGIDA							
S-1	-1,20	2,30	2,42	0,19	0,40	-0,89	0,52
S-2	1,05	0,48	2,32	0,20	0,45	0,01	0,80
S-3	-0,20	1,15	2,46	0,18	0,47	-0,31	0,99
S-4	-0,65	1,57	2,37	0,19	0,58	0,00	0,99
Promedio.....	-0,25	1,37	2,39	0,19	0,47	-0,30	0,82

Una vez eliminadas las impurezas existentes y lavadas las muestras, se tamizaron mediante una vibradora convencional a intervalos de 0,50 ϕ . Se construyeron las curvas acumuladas en papel probabilístico y de éstas se calcularon los parámetros de rango y de relación (Folk y Ward, 1957).

Se determinaron los contenidos carbonatados bioclásticos mediante el método volumétrico (calcímetro de Bernard) en el global de cada una de las muestras. En una serie de ellas, escogidas en función de la variación del parámetro asimetría, se realizaron cálculos en todas las fracciones para deducir el comportamiento granulométrico de las poblaciones bioclásticas y terrígenas, separadamente.

Posteriormente, se relaciona la media con los restantes parámetros granulométricos: centil, calibrado o clasificación, asimetría y angulosidad, así como con el contenido bioclástico carbonatado total, al objeto de caracterizar texturalmente cada una de las dunas y la playa, y definir los diferentes tipos de transporte involucrados en la sedimentación arenosa.

Factores energéticos

Como es habitual en los ambientes dunares costeros, el viento es el agente energético único, que se encarga de deflacionar la superficie de la playa y áreas desprovistas de vegetación en el propio campo dunar y de transportar la fracción arenosa (mayoritaria) e inferiores para conformar tipos de dunas específicas o superficies irregulares. Existen otros factores diversos como el alto grado de humedad y la colonización vegetal, derivando ésta de la franja climática que ocupa la región y de la humedad producto de las precipitaciones, infiltración y evaporación, y de su proximidad al mar, que condicionan las formas de relieve dunar resultante y la fijación del sedimento.

Los vientos dominantes en Cantabria a lo largo del año proceden del NO, siendo también importantes los del O, NE y E (Flor, 1980; fig. 2). En el caso de la playa de Sonabia, dada su orientación general y el relieve contiguo, los componentes incidentes más importantes, responsables de la sedimentación eólica, son los del NO, que son los reinantes de carácter más húmedo, seguidos de los del NE y SO, de mayor intensidad y sequedad ambiental.

El oleaje, con sus distintos frentes dominantes y parámetros característicos, es el agente fundamental en la redistribución de los sedimentos, en este caso arenosos, por toda la superficie de la playa. Dominan los oleajes del NO, que en esta playa inciden casi frontalmente, siendo los del NE los que les siguen en importancia, ambos con una tendencia a construir el perfil de equilibrio, mientras que los de componente N se encargan de producir una erosión en intervalos muy cortos de tiempo. Los oleajes más frecuentes en el Cantábrico son del N-22°-O y N-50°-E (Flor, 1979), cuya altura media es de 1 m y de 4 m durante tormentas, con período más significativos entre 8 y 20 seg. (Losada *et al.*, 1989).

De acuerdo con los criterios de Davies (1964), las

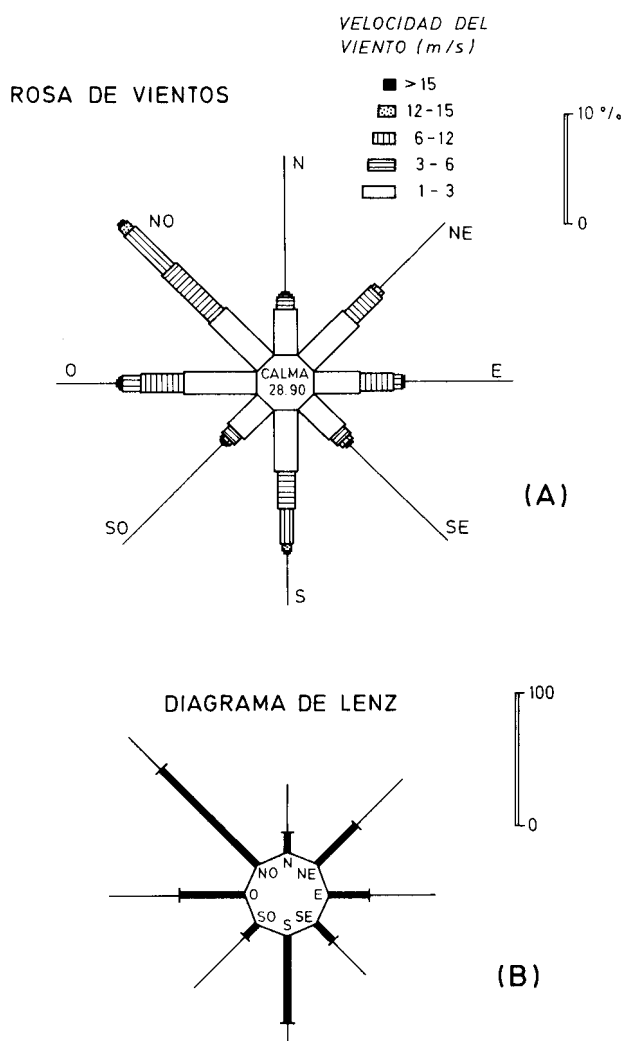


Fig. 2.—Distribución de frecuencias y porcentajes de vientos en Cantabria.

mareas en el Cantábrico son semidiurnas, predominando las de tipo mesomareal (alrededor del 73 %) sobre el micromareal. Las mareas tienen incidencia en el ambiente playero por cuanto permiten que la superficie intermareal se descubra periódicamente, durante las bajamares, y sea deflacionada por el viento, actuando más acentuadamente sobre la banda supramareal.

Playa

El contorno de la playa emergida tiene una forma más o menos subrectangular, alargada en planta y abierta hacia el mar, limitándose hacia la parte alta a través de las dunas activas, las cuales se instalan so-

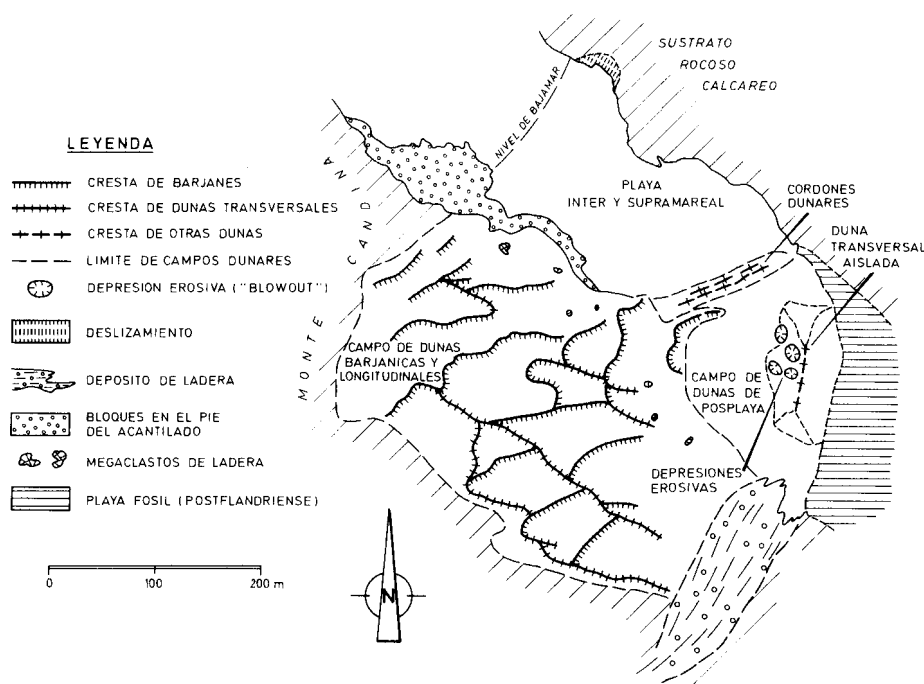


Fig. 3.—Repartición del conjunto de playa/dunas y campos eólicos más característicos.

bre la porción externa de una antigua superficie de playa de disposición subplana, que muy probablemente fue activa durante la transgresión flandriense e inmediatamente después, al descender el nivel marino (situada al E de la duna transversal aislada). Tiene una longitud total, en bajamares vivas y medida perpendicularmente a la línea del agua, de unos 250 m y una anchura de 135 m, lo que totaliza una superficie aproximada de 32.700 m². La zona intermareal queda subdividida por un talud estrecho de no más de 20 m de longitud con una pendiente media de 10° y una porción inferior hasta los 200 m de extensión, que no llega a constituirse en una típica terraza de bajamar, por la propia estrechez de la playa, cuya pendiente es inferior a los 2°. La zona supramareal es reducida, con una longitud de unos 30 m, sirviendo de transición a las áreas dunares (fig. 3).

Tipología de las dunas

El campo dunar está constituido por tipos de dunas muy variados, lo que le confiere el alto grado de interés. Se separan dos áreas de sedimentación eólica, una situada por detrás de la playa y ocupando parte de la playa antigua con una forma subtriangular, de 220 m de longitud y una anchura máxima similar a la de la playa (170 m), abarcando una superficie de

unos 25.876,5 m²; en su porción interna se ve afectado por un movimiento rocoso de ladera. La otra de mayor extensión sobre la ladera oriental del monte Candina (fig. 14), con pendientes de 20° a 25°, tiene forma de rectángulo en planta, con una extensión de 390 m y una anchura de 220 m, siendo la superficie de 85.610 m² (fig. 3).

De acuerdo con la predominancia de los procesos de sedimentación o erosión, se propone una clasificación morfodinámica, para este conjunto dunar eólico, en dos grandes tipos de dunas: de acumulación y de erosión.

Estas a su vez, se subdividen atendiendo a la resultante morfológica, que es función de las estructuras en que se descompone el viento: transversales y helicoidales, en transversas y longitudinales, respectivamente, de acuerdo con las propuestas de Tsoar (1974) para dunas desérticas:

A) Dunas de acumulación:

1. Dunas transversas:

- a) Dunas transversales.
- b) Cordones dunares.

2. Dunas longitudinales.

3. Dunas mixtas (barjánicas).

B) Dunas de erosión (depresiones de deflación o «blowouts»).

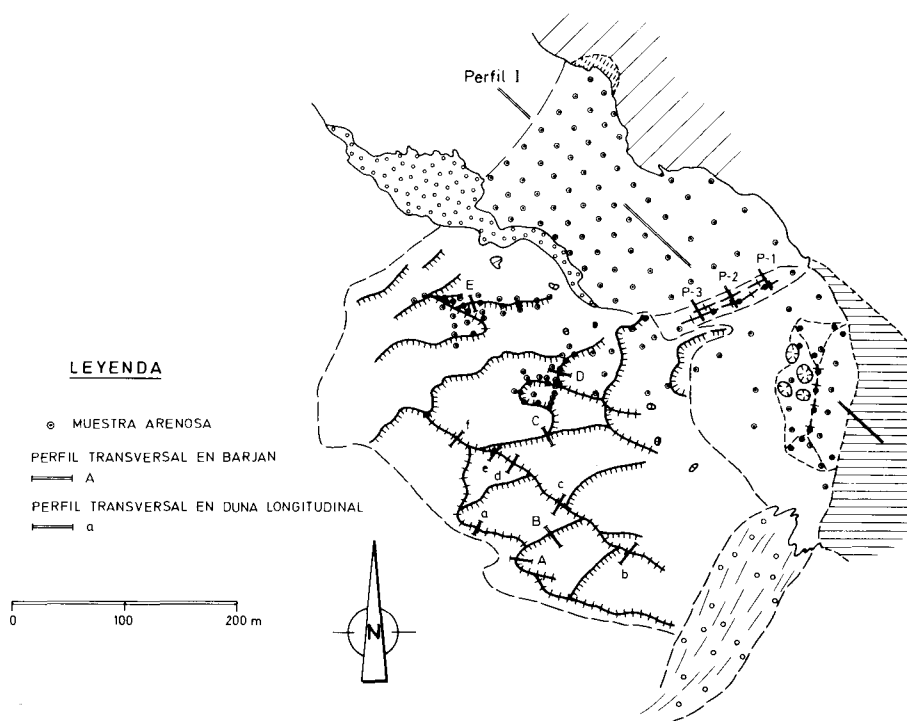


Fig. 4.—Situación de las muestras arenosas y perfiles en los diferentes campos y formas dunares.

Dentro del campo situado por detrás de la playa se diferencian varios tipos de dunas características (figs. 3 y 4):

En el contacto de la playa con la duna, se desarrolla un sistema de **cordones dunares**, fijado por vegetación de gramíneas, fundamentalmente *Ammophila arenaria*. Se diferencia una cresta suave en el límite con la playa, más marcada en el lado oriental, donde alcanza unos 0,50 m y disminuye hacia el occidental, donde apenas si se desarrolla. Un surco muy laxo de unos 5 m de anchura se llega a formar desde el centro, lugar donde es más neto, hacia el lado oriental; en el occidental, la pendiente de la duna se hace más acusada enlazando con una cresta muy neta que se mantiene en la zona central y se suaviza hacia la oriental, con una altura de alrededor de un metro por encima de la anterior. A pesar de la cartografía las crestas como alineaciones continuas, lo cierto es que su distribución es muy irregular como corresponde a un conjunto de dunas formadas por otras menores y donde la colonización vegetal es todavía incipiente e induce una sedimentación, consecuentemente, irregular. Todo este conjunto de cordones dunares tiene una extensión en el frente y en contacto con la playa de 140 m y apenas si rebasa los 17 m de anchura y un máximo de 4 m de altura. Son los vientos reinantes del cuarto cuadrante, con una mayor

carga de humedad, los responsables de su formación (figs. 3, 4, 5 A y B y 12).

Hacia el interior de este conjunto, se extiende un campo dunar muy irregular, que se ha denominado convencionalmente como **campo de dunas de posplaya**. En la esquina occidental más próxima a la playa, se ha formado un barján irregular de mayor altura, con perfil de tendencia sinuosa que ha penetrado en este campo de posplaya; a sotavento, se identifica un socavón pronunciado, producto, muy probablemente, de la saca de arenas. Todo hace pensar en la actuación de vientos del cuarto cuadrante (NO) sobre este área con aportes directos de la playa y del campo complejo de barjanes y longitudinales, así como posibles retoques de los del primer cuadrante (NE). En cualquier caso, la sedimentación eólica es escasa, constituyendo un área de «by-passing» de arena desde los cordones dunares hasta la duna transversal aislada, por lo que se hace difícil la aparición de formas dunares bien definidas (figs. 3, 4 y 5 A).

En la zona más interna, se ha generado una gran **duna transversal**, por vientos persistentes del NO, cuyo origen ha sido inducido inicialmente por los lugareños mediante empalizadas de carrasca (*Quercus ilex ssp. rotundifolia*) colocadas verticalmente, desde primeros de siglo, como defensas para la preservación del campo plano de cultivos. En los costados,

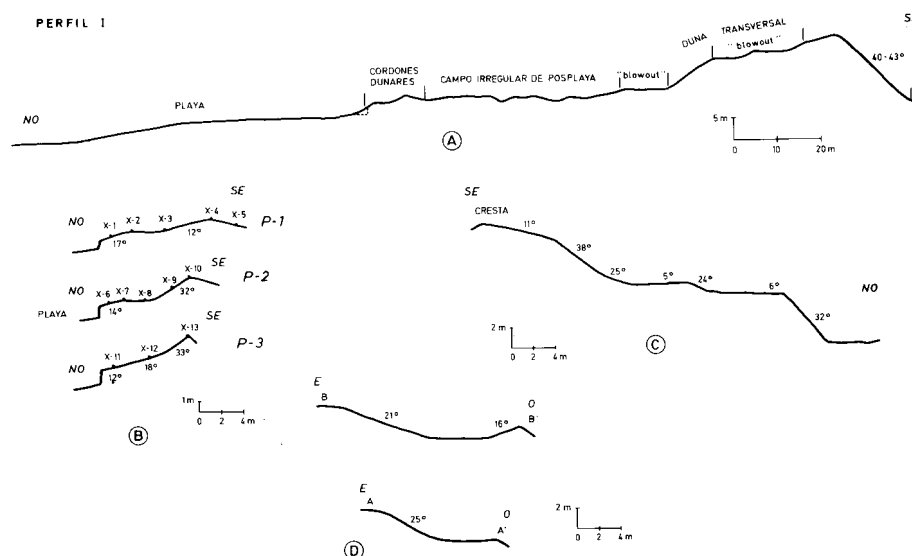


Fig. 5.—Perfiles de la playa y de las diferentes formas dunares. A: playa, cordones dunares, campo irregular de posplaya y la duna transversal con los «blowouts» desarrollados en su superficie. B, C y D: perfiles transversales en detalle del cordón dunar (tres), dunas transversal y del «blowout» (dos), respectivamente.

se practican sacas de arenas lo que impide su colonización vegetal y posibilita pendientes acusadas. El gran volumen sedimentario acumulado ha requerido una aportación más regular y constante, hecho que se produce por el transporte desde la playa a través del campo complejo dunar adyacente, el cual debe estar recubierto por una escasa colonización vegetal.

Tiene una forma general prismática de base rectangular y sección triangular, con una longitud de 130 m, una anchura de 53 m y una altura de 7-8 m. El costado de sotavento (SE) tiene una pendiente algo mayor (42°) y mucho más regular, mientras que el barlovento (NO) es más tendido, variando ampliamente desde las proximidades de la cresta (15°) hasta cifras cercanas a los 32° , y con una sedimentación más compleja, sometida a procesos de erosión eólica dominante (figs. 3, 4, 5 A y C y 13).

Estas dunas están ampliamente documentadas en ambientes desérticos, donde forman campos extensos y se presentan bajo formas diversas, desde las más asimilables a ésta con cresta recta, conocidas bajo la acepción de dunas transversas hasta aquéllas cuyas crestas pasan a sinuosas, en cuyo caso se denominan crestas barjanoideas, como tipos de dunas básicas o simples (McKee, 1979), con transiciones entre sí.

Sobre el costado de barlovento de esta duna transversal, se han formado cuatro **depresiones** o **cubetas de deflación** («blowout»), así como toda una serie de cicatrices menores irregulares de muy distinta enti-

dad producto de la erosión eólica. Las primeras tienen un contorno subcircular o elíptico con el eje mayor orientado paralela o perpendicularmente a la cresta de la gran duna. El mayor, situado topográficamente más alto, está constituido por otros dos escalonados, separados por un umbral, con una longitud de 21 m y una anchura de 16 m el superior y 12 m el inferior; los restantes, de planta elíptica, tienen longitudes de 12-13 m y anchuras de 9-10 m. En este caso, estas dunas son predominantemente erosivas, si bien en los costados se identifican crestas de altura decimétrica de origen sedimentario. En el interior de alguna de estas depresiones, las pendientes llegan a alcanzar puntualmente hasta 38° (figs. 3, 4, 5 C y D, 11 y 13).

Estas dunas estarían controladas mejor por la estabilización parcial de la vegetación o la humedad o ambas a la vez que por la fuerza y dirección del viento (McKee, 1979). De acuerdo con la posición de los rebordes erosivos (SE a NE) y del reducido ribete sedimentario (NE a SE) en la depresión mayor, cabe deducir que los vientos del SO son los responsables de su formación, mientras que en las restantes son los del NO (figs. 5 C y 11).

Es la primera cita para Cantabria y Asturias, mientras que en Galicia han sido ya estudiadas desde el punto de vista morfológico y sedimentológico (Flor, 1984), y se han descrito recientemente en varias localidades a lo largo de toda esa costa (Flor, en prensa, a), donde se aprecia frecuentemente su conexión

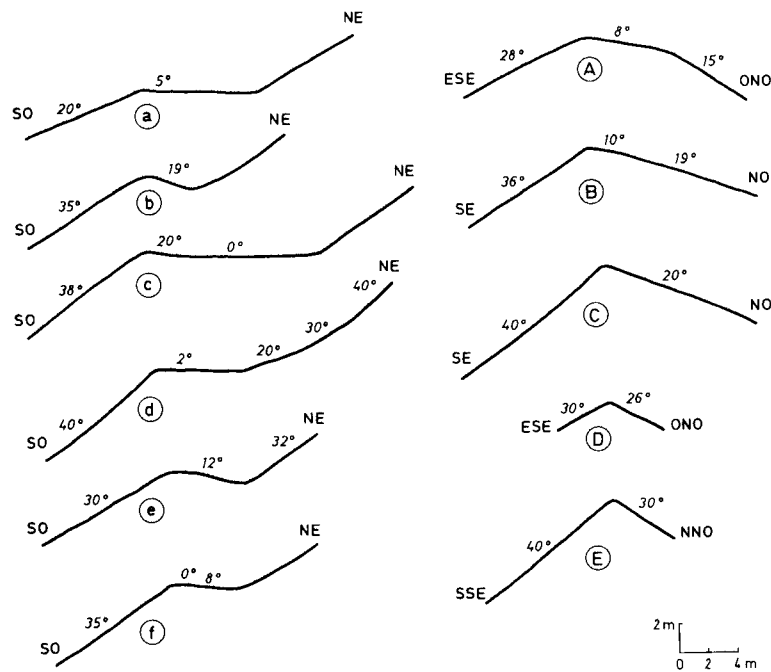


Fig. 6.—Perfiles transversales en los barjanes (a-f) y en las dunas longitudinales (A-E).

con dunas parabólicas que, como ya apuntara Landsberg (1956), constituyen un estadio más avanzado de su desarrollo. Si bien el control de la vegetación y la humedad es destacado en la forma final, siempre se ha encontrado una relación directa para su formación con los vientos intensos del NE en la costa septentrional española, del NE y NO entre Estaca de Bares y cabo Finisterre y del S en las Rías Bajas.

En el margen occidental de la playa, se diferencia el campo complejo de dunas barjánicas y longitudinales, que toman contacto con el campo irregular de posplaya, justo por detrás del borde occidental de los cordones dunares (figs. 3, 4, 6, 14 y 15).

El complejo en que coexisten **dunas barjánicas** y **longitudinales** ocupa una amplia extensión dentro de la zona occidental de la playa, adosada a la ladera oriental del monte Candina. Esta superficie tiene una cierta pendiente, variable entre 20° y 25°, por lo que las dunas en el momento de su deposición se adaptaron a este relieve inclinado. Se extiende a lo largo de cerca de 400 m de longitud y una anchura relativamente regular de 250 m, con lo que su superficie es de unos 98.250 m².

Estas dunas son prácticamente inactivas, salvo en ciertos puntos donde la pérdida de vegetación por pisoteo o acampada ha reactivado la erosión.

Se han cartografiado distinguiendo las crestas de

unas y otras al objeto de facilitar su reconocimiento en el plano. Las crestas de las dunas longitudinales se alinean preferentemente en direcciones ONO-ESE y NO-SE, mientras que las barjánicas lo hacen en OSO-ENE y NE-SO, incluso cambiando de una a otra dirección en determinados casos. Es obvio que las primeras como dunas longitudinales y las segundas como transversales con algo de componente longitudinal (las alas) que son, se originan por vientos dominantes del NO, si bien no es descartable la actuación de vientos del NE. En este caso singular, se combinan de una forma extraordinaria y simultáneamente las estructuras del flujo eólico en sus componentes helicoidales y transversales para producir un mosaico complejo resultante con ambos tipos de dunas coalescentes más o menos regularmente.

Estos barjanes se yuxtaponen según cordones más o menos continuos, paralelos entre sí, dibujando alas relativamente abiertas, aunque existen otras formas estrechas, menos frecuentemente. Las pendientes de barlovento y sotavento están condicionadas, en este campo, por las pendientes de la ladera sobre la que se asientan, de ahí que, en el primero, pueden llegar a los 30°; las de sotavento son comparativamente más inclinadas y algo superiores a los flancos de las longitudinales. Las pendientes son menores en barlovento que en sotavento, pero al aumentar la pendiente

del terreno infrayacente ambas se incrementan hasta llegar a cifras anormalmente altas, que superan los 40°. Las dimensiones de los costados de barlovento son mayores en los más elevados topográficamente, donde llegan a los 20 m, mientras que en los más bajos se reducen hasta solamente 2 m. La longitud en el sentido del viento es de unos 20 m y transversalmente a éste alcanzan dimensiones de 180 m como máximo, siendo la altura de 8 m por término medio. Tienden a espaciarse no muy regularmente, si bien se puede obtener una media de entre 35 y 70 m. En las proximidades del área de aporte arenoso toman una dirección de cresta SO-NE para girar ligeramente al NNE-SSE en la zona más septentrional del campo (figs. 6 A-E, 14 y 15).

Barjanas aislados o formando cordones barjanoides se han citado en numerosos desiertos y dunas costeras de todo el mundo. Se admite que los barjanas se forman en áreas con defecto de aportación arenosa, como final de una secuencia definida de los tres tipos de dunas básicas: transversas, cordones barjanoides y barjanas (McKee, 1979).

Las **dunas longitudinales** son formas alargadas prismáticas con sección transversal triangular que tienen dimensiones muy variables, así en las partes más elevadas de la ladera son más extensos: 250 m y 150 m, mientras que en la parte inferior se reducen hasta 45 m, siendo las anchuras en cierto modo más constantes, con una media de 15 m, aunque oscilan entre 20 y 12 m. Las alturas son variables, pero como en el caso de los barjanas, su media es similar a aquéllos: 8 m, disminuyendo paulatinamente desde unos decímetros a algo más de un metro hacia el barján contiguo de sotavento. El espaciado entre éstas es más amplio, y algo más regular, entre 50 y 80 m. Las pendientes son muy variables; el costado derecho (corriente abajo, o hacia el S), al apoyarse sobre la ladera inclinada (22° a 25°), suele adquirir pendientes de suaves a moderadas, mientras que el izquierdo oscila desde 20° a 40°, registrándose, en algunos casos, cifras de hasta 56° (figs. 6 a-f, 14 y 15).

Son poco frecuentes en el litoral cantábrico y gallego, formando campos excepcionales en Verdicio (Asturias), desgraciadamente irre recuperables por la ubicación de una urbanización turística, y morfologías más o menos aisladas en algunas playas gallegas entre las que destaca la gran duna de Corrubedo (Flor, en prensa, a). En el SO de Portugal, destacan grandes dunas longitudinales desarrolladas sobre las superficies de rasas o pedimentos en el borde costero (N de cabo San Vicente), alrededores de Amoreira, cabo Sines, etc.). Aun cuando se han invocado diferentes orígenes (McKee, 1982), para estas dunas longitudinales de Sonabia todo apunta a pensar en estructuras de flujos helicoidales.

Antecedentes y resultados granulométricos

Bigarella *et al.* (1969) encuentran que cuando el área fuente de la playa es arena fina no se puede distinguir bien entre playas y dunas, utilizando la media y la clasificación como parámetros indicadores.

Para Folk (1971), las dunas desérticas tienen clasificaciones peores que las de costeras debido al calibrado inicial de las arenas de playa por el oleaje.

Las dunas costeras presentan tamaños muy variables, desde bien a muy bien clasificadas, siendo variables asimetrías y angulosidades por lo que no deben ser considerados como parámetros diagnóstico para caracterizar tales depósitos dunares (Ahlbrandt, 1979).

Flor (1981a) encuentra en playas y dunas asociadas de arenas finas (Xagó) y de grano medio y grueso (Verdicio) que las dunas tienen tamaños ligeramente menores, mejores clasificaciones, asimetrías algo más positivas y bioclastos carbonatados más bajos. En las dunas de Verdicio, son muy poco más positivas y la agudeza de las curvas en nada se diferencia de la playa.

Pye (1982) deduce que los cordones dunares tienen tamaños más finos, clasificaciones algo mejores que la playa, las asimetrías son variables pero con valores medios tendentes a positivos y las angulosidades muy irregulares. En los gráficos de contraste de la media con los restantes parámetros, los valores de playa y dunas se solapan, pero deduce un menor tamaño para las dunas, de las cuales las parabólicas dan asimetrías negativas predominantemente.

Flor *et al.* (1983), comparando la playa y los sistemas dunares de Frouxeira (La Coruña), encuentran que las dunas, globalmente, tienen mejores clasificaciones y asimetrías ligeramente más positivas. La reducción de los carbonatos bioclásticos desde la playa a las dunas de forma paulatina y de forma drástica en las dunas fósiles es el resultado del envejecimiento del sedimento; al disolverse el carbonato por el agua de lluvia, cuanto menor sea el contenido carbonatado mayor será la edad del depósito eólico.

Los cordones dunares tienen tamaños menores, tanto máximos como medios, y clasificaciones mejores que las playas adyacentes (Shideler y Smith, 1984).

Para Illenberger y Rust (1988) el campo de dunas transversas costeras con alimentación desde la playa adyacente de Alexandria (Africa del Sur) tiene tamaños finos (0,20 ϕ), clasificaciones buenas (0,35 ϕ) y curvas ligeramente negativas.

Por lo que respecta a las variaciones granulométricas entre las diferentes partes de determinadas dunas, los trabajos son menos numerosos. En dunas longitudinales desérticas, se ha prestado mucha mayor atención, observando la diferencia entre flancos

y crestas (Alimen, 1953; Folk, 1971; Tsoar, 1978; Lancaster, 1981 y 1989). Las crestas están mejor clasificadas que los flancos y dentro de éstos, los de sotavento mejor que los de barlovento. Bagnold (1941) encuentra, en los «seif» de Libia, que los tamaños son más finos en las crestas, mientras que para Folk (1971) son más gruesos en los del desierto Simpson de Australia.

Las dunas longitudinales se forman por movimientos helicoidales con vientos fuertes de dirección uniforme (Glennie, 1970) que tienden a dejar los granos más finos en las crestas.

Flor (1981b), distinguiendo dunas lingüiformes de cordones dunares con tendencia longitudinal y transversal, respectivamente a los vientos que las originan, separa textualmente varias partes de las dunas y de estos conjuntos eólicos con la playa adyacente. En las lingüiformes, las crestas tienen tamaños más finos, clasificaciones mejores y carbonatos bioclásticos menos abundantes que en los cordones. La playa tiene granulometrías más gruesas, buenas clasificaciones, asimetrías negativas y contenidos carbonatados bioclásticos máximos, mientras que las dunas, en su conjunto, adquieren tamaños menores, mejores clasificaciones, asimetrías positivas y contenidos bioclásticos más bajos.

En dunas longitudinales desérticas de Namibia, los tamaños son más finos y mejor clasificadas, mientras que en creoscenticas y barjanas son más gruesos y peor clasificadas (Lancaster, 1989).

En el caso de dunas barjanoideas, hay datos a veces contradictorios, así, en la base de los frentes de avalancha o sotavento, los tamaños son más gruesos que en las crestas (Finkel, 1959; Warren, 1976); en algunas dunas, los brazos de los barjanas tenían tamaños mayores que las crestas (Lindsay, 1973; Warren, 1976), y en otros casos similares (Finkel, 1959). Según Watson (1986), sería debido a la naturaleza del área fuente sedimentaria y a consideraciones morfológicas, particularmente en lo que se refiere a las dimensiones de las dunas y las variaciones del perfil de los taludes.

Chaudhri y Khan (1981) deducen que, tanto para barjanas como para dunas «seif» (longitudinales), las arenas de las crestas son más gruesas que las de los flancos, debido a que los espectros de tamaños (2 a 3 ϕ) son selectivos para ser removidos por saltación desde las mismas, y la angulosidad muestra fuertes variaciones. En los primeros, los tamaños son más gruesos a sotavento que a barlovento, mientras que para Wait (1969) son más finos. Las clasificaciones serían muy sensibles y tienden a hacerse buenas y muy buenas, mientras que las asimetrías tienden a positivas, si bien en las crestas aparecen valores negativos en aproximadamente el 15 % de los casos.

Sneh y Weissbrod (1983) estudian las distribuciones de frecuencias de tamaños en los flancos pendientes de dunas longitudinales y en los frentes de avalancha, también de gran inclinación, de barjanas, dunas transversas y en ciertos puntos a lo largo de crestas de dunas longitudinales en el Sinaí, algunas derivando de las áreas costeras. Tienen tamaños finos a medios. Los flancos de las longitudinales están siempre mejor clasificados en la porción superior, mientras que las restantes dunas lo están en la parte inferior. Los restantes parámetros son muy variables, si bien las asimetrías son siempre positivas y las curvas chatas.

Tsoar (1983) relaciona muy estrechamente las dunas «seif» con dunas transversas y barjónicas, de forma que las primeras se originarían a partir de barjanas expuestas a un régimen de vientos bidireccional (Bagnold, 1941; Lancaster, 1980). Una duna transversa o un barján sujeto a un régimen eólico de ese tipo desarrollará un brazo alargado en el lado opuesto a la dirección secundaria de viento.

Para Watson (1986), hacia la cresta de dunas longitudinales, el tamaño medio disminuye, la clasificación mejora y las curvas se hacen más simétricas y más normales, mientras que en los barjanas, el tamaño disminuye cerca de la cresta y la clasificación se hace peor.

Folk y Ward (1957) interpretaron el significado del parámetro asimetría en función de la mezcla de poblaciones; es geoméricamente independiente de la clasificación, de forma que los valores positivos indican que las muestras tienen una cola de arenas finas, mientras que negativos indican una cola de gruesos; la agudeza de la curva, al ser la medida de la clasificación de los extremos de la distribución con la parte central, se relaciona con la asimetría. Friedman (1961, 1962 y 1967) explicó las variaciones del signo del Sk_1 debido a condiciones variables de energía de los ambientes sedimentarios; en el caso de negativos, era debido a la amputación de la cola de finos por lavado. Duane (1964) es de esta misma opinión. Sahu (1964) describió el Sk_1 negativo en términos de intensidad y duración de un agente deposicional de los sedimentos, de manera que los sedimentos con Sk_1 negativos fueron afectados por una energía muy alta del agente deposicional, con un transporte de larga duración o fluctuaciones de velocidad con valores muy altos que tuvieron lugar con una frecuencia mayor de lo normal. Para Martins (1965) el valor negativo puede ser debido a la adición de material a las fracciones gruesas, por ejemplo, restos bioclásticos. Lo mismo fue deducido por Awasthi (1970) y Cronan (1972) quienes consideraron a los sedimentos polimodales. El Sk_1 es generalmente positivo (Folk, 1971), más en las crestas que en los flancos y en los

Tabla 2.—Valores promedio de los diferentes parámetros granulométricos y del contenido carbonatado en la playa y el total de las dunas.

	PLAYA (n=64)		DUNAS (n=116)	
	ø	mm	ø	mm
C	1,25	0,42	1,61	0,33
Mz	2,23	0,21	2,32	0,20
σ ₁	0,37		0,32	
Sk ₁	-0,13		-0,16	
K _G		0,85		0,84
CO ₃ Ca (%)		73,50		73,22

flancos de barlovento más positivos que los de sotavento. Bigarella (1972) cuestiona la asimetría positiva como indicador de dunas puesto que las dunas costeras brasileñas presentan valores negativos.

Para Ahlbrandt (1979), la asimetría depende del tamaño medio de grano. Parece que los últimos trabajos sugieren que las asimetrías dependen parcialmente del tamaño de grano, de forma que al disminuir el tamaño se hacen más negativas (Pye, 1982). En dunas desérticas, también parece confirmarse el hecho, con algunas reservas, de que las asimetrías positivas son características de arenas eólicas (Binda, 1983). Khalaf (1989) encuentra para el desierto de

Kuwait que en el campo dunar los tamaños son finos y las curvas mayoritariamente positivas, algunas de las cuales llegan a valores extremos, explicándolo por la polimodalidad de la distribución granulométrica.

Las muestras recogidas en este sistema de playa dunas de Sonabia se reflejan en las figuras 4 y 5 y del «blowout» en particular en la figura 11.

Las curvas muestran mayoritariamente una distribución unimodal (87,5 %), con modas en 3 ø, algo más frecuente, y en 2,5 ø. Los parámetros granulométricos de la playa y las dunas (tablas 2 y 3) permiten deducir que los tamaños medios entran dentro de la categoría de arena fina, las clasificaciones variables de buenas a muy buenas, curvas ligeramente asimétricas desplazadas hacia los valores negativos y curvas platicurtósicas.

Las curvas acumuladas en papel probabilístico en playas y dunas (fig. 7) están muy verticalizadas, resultado de clasificaciones buenas, y se componen de varios segmentos poco contrastados entre sí con una ligera tendencia a una distribución de cola gruesa en las muestras de playas como cabe esperar de un ambiente con un espectro de tamaños algo más amplio y clasificaciones ligeramente peores que las de las dunas. Las modalidades de transporte (Visher, 1969) para la mayor parte de las poblaciones granulométricas, en consecuencia, muestran una gran uniformidad (saltación o suspensión intermitente dominante).

Tabla 3.—Relación detallada de los promedios de los parámetros granulométricos y contenido carbonatado en las diferentes partes morfológicas representativas de cada uno de los tipos dunares.

		Centil		Media		Clasificación ø	Asimetría ø	Angulosidad	Carbonatos %
		ø	mm	ø	mm				
CORDONES DUNARES	Cresta (n=8)	1,62	0,32	2,39	0,19	0,32	-0,27	0,89	67,09
	Surco (n=2)	1,60	0,33	2,40	0,19	0,30	-0,40	0,87	68,10
	Barlovento (n=5)	1,61	0,33	2,35	0,20	0,30	-0,19	0,91	63,51
	Sotavento (n=2)	1,59	0,33	2,35	0,20	0,33	-0,16	0,84	65,23
CAMPO IRREGULAR	(n=8)	1,57	0,34	2,35	0,20	0,35	-0,30	0,92	71,54
TRANSVERSAL	Cresta (n=4)	1,68	0,31	2,38	0,19	0,29	-0,27	0,89	74,72
	Barlovento (n=5)	1,66	0,32	2,29	0,20	0,26	-0,24	0,90	72,44
	Sotavento (n=6)	1,66	0,32	2,43	0,19	0,30	-0,34	0,93	77,02
BLOWOUT	Cresta (n=7)	1,60	0,33	2,37	0,19	0,32	-0,30	0,73	70,60
	Barlovento (n=4)	1,62	0,32	2,34	0,20	0,33	-0,19	0,85	71,14
	Depresión (n=2)	1,54	0,34	2,30	0,20	0,35	-0,15	0,80	72,76
	Escalón (n=2)	1,56	0,34	2,41	0,19	0,33	-0,25	0,97	69,17
BARJANES	Cresta (n=19)	1,58	0,33	2,31	0,20	0,31	-0,12	0,80	75,14
	Barlovento (n=10)	1,58	0,33	2,35	0,20	0,32	-0,17	0,79	73,41
	Sotavento (n=8)	1,62	0,32	2,33	0,20	0,32	-0,15	0,82	75,46
LONGITUDINALES	Cresta (n=7)	1,56	0,34	2,25	0,21	0,33	-0,10	0,79	75,39
	Costado dcho. (n=3)	1,62	0,32	2,35	0,20	0,32	-0,11	0,82	77,01
	Costado izdo. (n=6)	1,58	0,33	2,37	0,19	0,33	-0,19	0,81	73,92

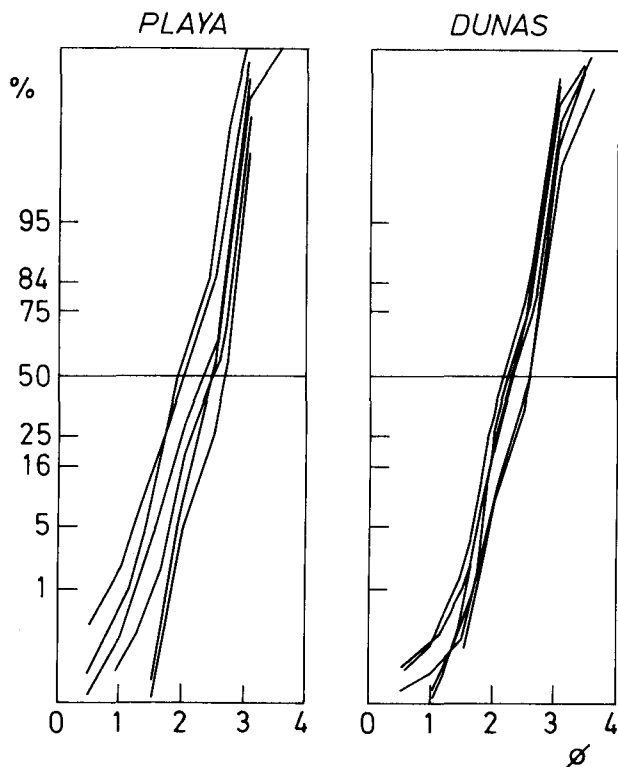


Fig. 7.—Curvas acumuladas en papel probabilístico de muestras arenosas representativas de la playa y dunas.

Las diferencias entre la playa y las dunas son realmente pequeñas. Tamaños máximos y medios ligeramente mayores en la playa que en las dunas y clasificaciones algo mejores en estas últimas, hechos totalmente esperables. Las curvas son ligeramente más negativas en dunas y chatas con escasas diferencias en ambos casos. Los carbonatos bioclásticos son prácticamente idénticos (73,0 y 73,5 %, respectivamente). Esto viene a confirmar la alta evolución textural de ambos conjuntos y la estrecha dependencia que las dunas tienen con relación al área fuente playera, en que el viento, como agente selectivo, apenas si le queda papel por jugar.

La playa de Sonabia, a pesar de no mostrar una tendencia determinada en cuanto a la repartición superficial de los parámetros granulométricos debido a su forma alargada y dimensiones reducidas, sí manifiesta alguna de las generalidades apuntadas para otras playas (Flor, 1979) en relación con los campos dunares asociados. Así, los tamaños son ligeramente superiores, las clasificaciones peores, las curvas más negativas y algo más agudas en la mitad superior de la playa. La disposición de los parámetros superficiales revela una entrada ligeramente oblicua de los planos de oleaje al eje longitudinal de la playa, hacién-

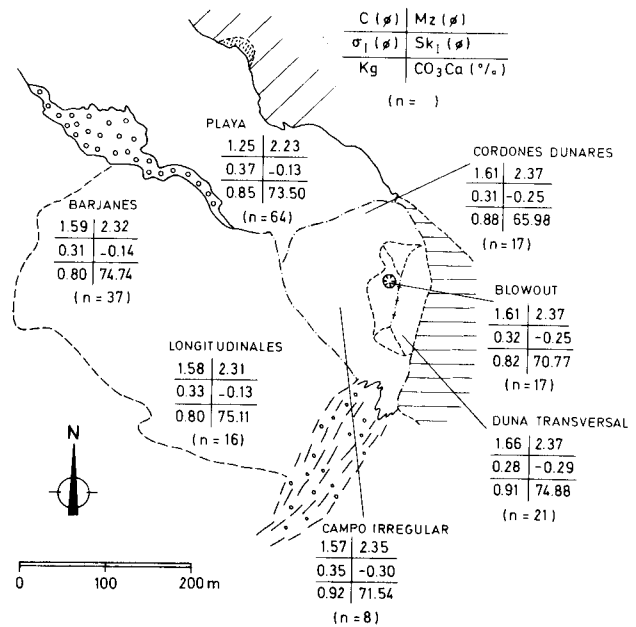


Fig. 8.—Promedios de los parámetros granulométricos y contenido carbonatado en la playa y en cada uno de los campos dunares diferenciados.

dolo coincidir justamente con el frente de avance de las olas (N-45°-O).

Por lo que respecta a los promedios de los parámetros granulométricos y el contenido carbonatado en la playa y en cada uno de los campos dunares considerados (fig. 8), así como en las diferentes zonas de las formas dunares, recogidos en la tabla 3, los contrastes entre los valores son poco acusados como para sacar conclusiones categóricas. Los tamaños máximos quedan reflejados en la playa, siendo ligeramente menores en el campo de barjanes y de dunas longitudinales y en el campo irregular de posplaya; son claramente más gruesos en la depresión del «blowout» y en las crestas de barjanes y longitudinales. Los tamaños medios globales son también mayores en la playa que en el resto, suavizándose en las diferentes dunas; en las crestas son intermedios entre los correspondientes a las áreas de surcos y flancos en cordones dunares, duna transversal y «blowout», y ligeramente mayores en las crestas de barjanes y más marcadamente en las longitudinales. Las clasificaciones son extraordinariamente buenas en la duna transversal, siendo las peores (siempre dentro de categorías muy buenas) en playa y campo irregular; son particularmente mejores en los costados de barlovento (la mejor) y la cresta de la duna transversal con relación al resto y algo peores en la depresión del «blowout». Las asimetrías medias son más negativas en los cordones dunares, campo irregular,

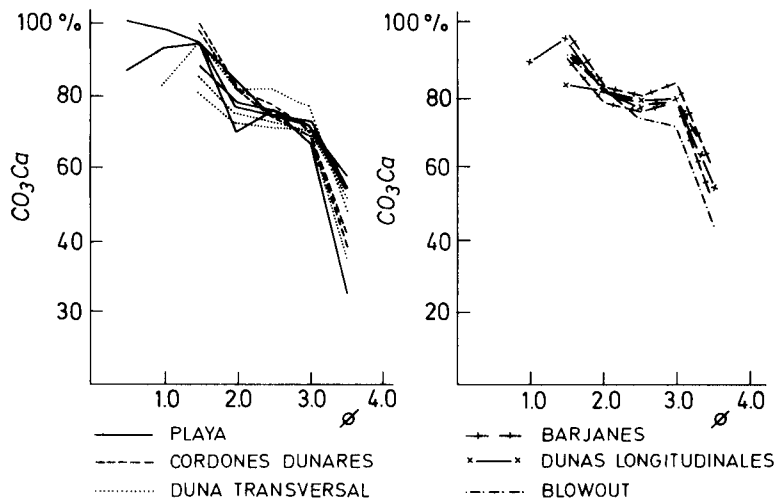


Fig. 9.—Repartición de los contenidos carbonatados bioclásticos en muestras representativas de playa y tipos de dunas a través de las fracciones granulométricas.

duna transversal y «blowout», pareciéndose la playa a los barjanes y dunas longitudinales; son más negativas en el surco del cordón dunar, seguido del lado de sotavento de la duna transversal y del campo irregular; son mínimos en las crestas de los barjanes y dunas longitudinales. Las curvas más picudas se reparten por los cordones dunares, campo irregular y duna transversal; las crestas de prácticamente todas las dunas muestran una tendencia a angulosidades ligeramente menores (más chatas) que el resto, siendo las curvas más agudas las del escalón del «blowout». El contenido carbonatado es menor en los cordones dunares (contacto con la playa) y en todas sus subzonas morfológicas, seguido del escalón del «blowout», así como en el campo irregular, mientras que los mayores se reparten por el campo de barjanes y dunas longitudinales.

Para abordar el problema de la negatividad de las asimetrías en prácticamente todas las muestras arenosas, se han intentado examinar diferentes aspectos en alguna de las muestras representativas de las diferentes morfologías y tipologías dunares, así como de la playa (un total de 17 muestras). Por una parte, se han pretendido establecer las diferencias existentes entre los valores de las relaciones de los percentiles ϕ_{16} y ϕ_{84} , y del ϕ_5 y ϕ_{95} con relación a la mediana (ϕ_{50}): $[\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}/2(\phi_{84} - \phi_{16})]$ y $[\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}/2(\phi_{95} - \phi_5)]$, respectivamente, en cuanto a su contribución al valor absoluto de la asimetría. Por otra parte, conocer la distribución del componente bioclástico a lo largo de toda la distribución granulométrica para evaluar su influencia en las diferentes poblaciones granulométricas y en el va-

lor de la asimetría. Por último, determinar las diferencias en los parámetros granulométricos del componente bioclástico carbonatado (soluble) y del silíceo (insoluble) al objeto de calibrar el comportamiento y contribución de cada uno de ellos al valor absoluto.

Apenas si existen diferencias entre los valores de una y otra relación como partes del cálculo para el valor total de la asimetría. En el caso de los carbonatos (fig. 9), se comprueba un equilibrio en la composición de este componente y el silíceo restante, de modo que a medida que disminuye el tamaño aumenta el contenido en insolubles; no obstante, se constatan bimodalidades que no influyen en la distribución granulométrica. Así, los parámetros de rango y de relación de los componentes solubles e insolubles son relativamente similares, cifrándose las diferencias en algunas décimas e incluso centésimas; los carbonatos aportan una granulometría ligeramente más gruesa al conjunto, representada por el centil y la media, una clasificación ligeramente peor y curvas algo más chatas, pero en la asimetría se muestran muy variables.

Las asimetrías negativas en playas y dunas responden a poblaciones granulométricas con clasificaciones muy buenas en prácticamente todos los casos y curvas chatas. Esto permite la distribución de poblaciones multimodales (angulosidad baja), con transiciones imperceptibles entre ellas, en un intervalo de tamaños muy estrecho (clasificación muy buena) de modo que cualquier variación sutil en alguna de las modas se manifieste en un desplazamiento de las curvas hacia los gruesos o los finos. En este caso, las cur-

vas se mueven ligeramente hacia los gruesos con lo que las asimetrías se manifiestan como valores negativos.

El contraste entre la media y los parámetros granulométricos, incluyendo el contenido carbonatado, permite conocer la actividad energética del ambiente deposicional. Se correlaciona la energía cinética media (Mz) con las condiciones energéticas máximas (C), con las oscilaciones de la energía media respecto al valor medio (σ_1), las variaciones de la energía cinética media en relación con los extremos o lo que es lo mismo si la velocidad del agente deposicional sobrepasó la velocidad media y si existieron fluctuaciones de la misma (Sk_1). En definitiva, la distribución de las nubes de puntos responde a las diferentes modalidades de transporte (Flor, 1981a y b), diferenciándose, de más finos a más gruesos, procesos de decantación, suspensión intermitente, rodamiento y arrastre sobre el fondo; entre la nube de puntos, se registra la velocidad crítica, a partir de un tamaño determinado de la media granulométrica (punto de inflexión o codo), que sirve de límite a cada uno de los transportes que entran en juego.

Como se desprende de los datos granulométricos (tablas 2 y 3 y fig. 10), los puntos representativos de la playa abarcan el abanico más amplio de tamaños medios, desde 1,90 ϕ (0,27 mm) a 2,50 ϕ (0,18 mm), aproximadamente. Los mayores: 2,20 ϕ (0,22 mm) son casi exclusivamente playeros, mientras que los de dunas se colocan por debajo de estas cifras, lo mismo que los restantes de playa como queda dicho. Este hecho informa de que la playa es el área fuente de las dunas eólicas, y la acción selectiva del viento sobre aquélla produce una concentración de los tamaños más finos, por debajo de 2,20 ϕ de media.

El conjunto de valores de las dunas, que no se pueden separar en las morfologías ni en las partes morfodinámicas diferenciadas por la escasa variación de los parámetros granulométricos representativos, se agrupan muy estrechamente. Tanto es así que, al efectuar las correlaciones lineales (tabla 4), los índices de regresión son más bajos que los de la playa, a pesar de deducirse tendencias prácticamente idénticas.

En la relación Mz-C, el índice de regresión es bueno en playas y medio-bueno en las dunas. La distribución de las nubes de puntos parece subdividirse en dos tramos, separados por el valor del Cs igual a 1,25 ϕ (0,42 mm). Los inferiores a éste sufren un transporte por suspensión gradada o suspensión intermitente (Middleton, 1976) con algo de rodamiento, y los mayores por rodamiento con algo de suspensión gradada (Passega, 1957; Passega y Byramjee, 1969). El primer tipo de transporte queda en la práctica restringido a las dunas, mientras que la playa experimenta ambas modalidades (tabla 4).

Tabla 4.—Índices de regresión lineal y ecuaciones de la recta de regresión en los contrastes entre la media (Mz) y los restantes parámetros de rango (C) y de relación (σ_1 , Sk_1 y K_G), así como el contenido carbonatado.

Relación media-variables	Índice de regresión lineal/ecuación de la recta	
	Playa (n=64)	Dunas (n=85)
Mz-C.....	0,84/y = 1,89x - 2,96	0,68/y = 0,85x - 0,39
Mz- σ_1	0,82/y = -0,29x + 1,01	0,35/y = -0,12x + 0,59
Mz- Sk_1	0,84/y = -0,87x + 1,79	0,40/y = -1,24x + 2,75
Mz- K_G	0,14/y = 0,09x + 0,64	0,17/y = 0,15x + 0,49
Mz-CO ₃ Ca.....	0,20/y = -5,37x + 86,40	0,17/y = -10,09x + 97,14

De la consideración de los contrastes Mz- σ_1 y Mz- Sk_1 , se puede deducir que, a partir de aproximadamente 2,0 ϕ de Mz, las nubes de puntos representativas de playa y dunas evidencian un transporte por suspensión intermitente, en las que a medida que aumenta el tamaño de grano las clasificaciones se hacen peores (pasan de muy buenas a buenas) y las curvas de negativas tienden a positivas. Precisamente, dicho valor de 2,0 ϕ marca la velocidad crítica del transporte sedimentario a partir de la cual los tamaños más gruesos se moverían por rodamiento sobre el fondo y, seguirían, consecuentemente, la tendencia contraria a la apuntada anteriormente. Para Folk y Ward (1957), el máximo con peor clasificación corresponde a los tamaños medios equidistante de los diámetros modales (tabla 4).

Los ajustes del contraste de la media con la angulosidad son francamente bajos; ello se debe a que este parámetro es poco significativo desde el punto de vista dinámico (McLaren, 1981; McLaren y Bowles, 1985). Independientemente de si los tamaños medios aumentan o disminuyen, la angulosidad se comporta irregularmente con curvas muy chatas o agudas, indistintamente (tabla 4).

Desde la perspectiva de la composición mineralógica, separando los solubles (bioclastos carbonatados) de los insolubles (cuarzo, principalmente), Sonabia representa la playa inmediatamente al E de la de San Julián, registrando esta última el máximo de bioclastos carbonatados (96 % de CO₃Ca) de las playas intermareales de Cantabria, debido a la influencia de los nutrientes procedentes del estuario del Asón sobre las comunidades de organismos litorales (Flor *et al.*, 1982).

La concentración de puntos en las dunas enmascaran la verdadera tendencia por la cual se incrementa el contenido carbonatado al aumentar el tamaño grano, hecho más claro en la playa (fig. 10 y tabla 3).

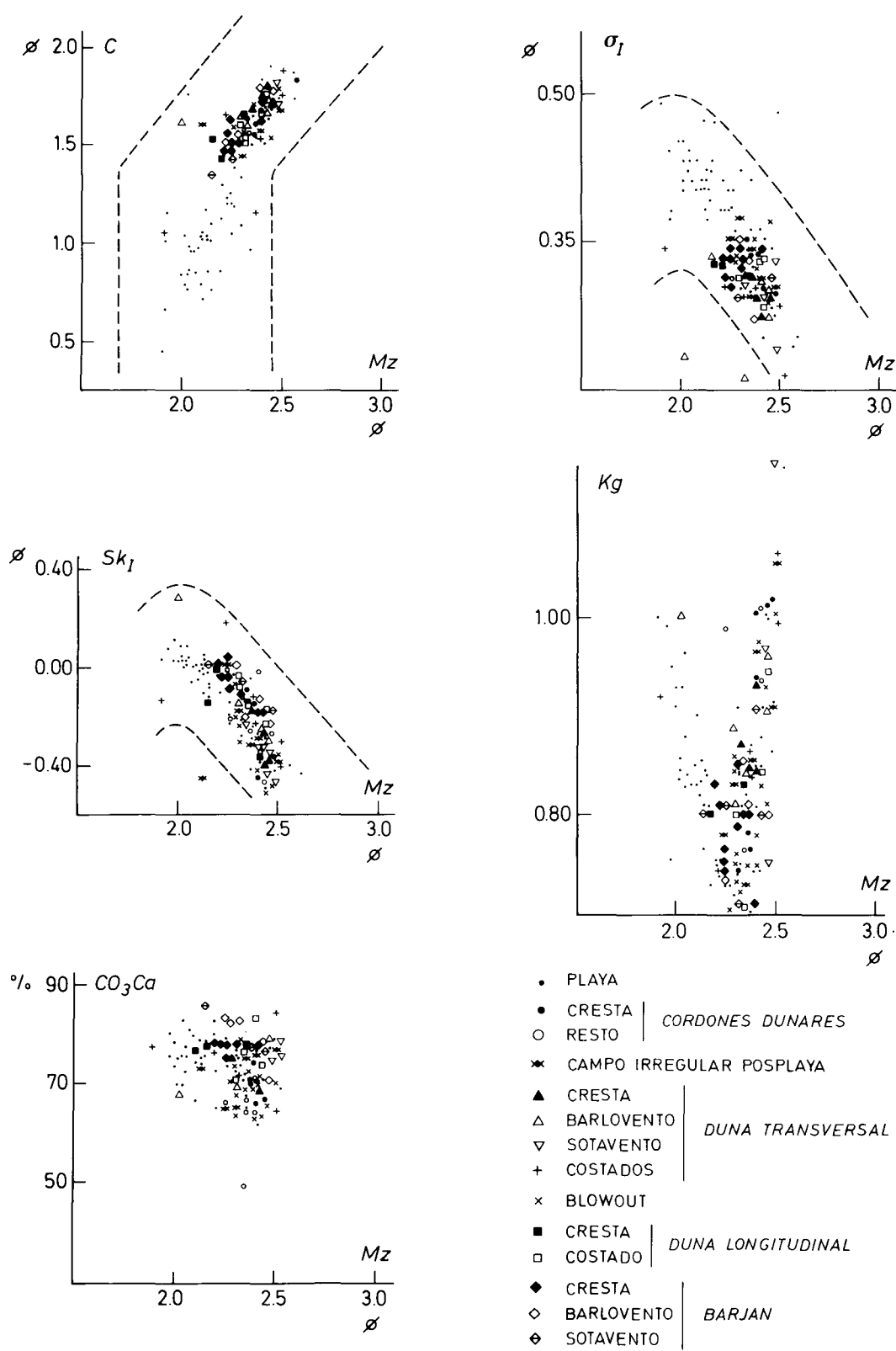


Fig. 10.—Contraste de la media (Mz) con los parámetros granulométricos: C, σ_1 , Sk_1 y K_g , y el contenido carbonatado bioclástico (%). Se separan la playa y los tipos de dunas con sus partes morfológicas más características.

El caso del «blowout»

Para analizar los procesos de sedimentación y erosión en una cubeta de erosión, se ha llevado a cabo un estudio detallado en el de mayores dimensiones, situado en la porción más elevada de la duna transversal (figs. 11 y 13).

Tiene forma subelíptica, orientándose según una dirección NO-SE. Está subdividido en dos depresiones, escalonadas entre sí, de forma que la inferior es más reducida. Ambas presentan una zona más deprimida (unos pocos decímetros) que, en la inferior es subcircular y en la superior elíptica, con una tendencia a que el eje mayor se alinee perpendicularmente al eje mayor del conjunto del «blowout».

Flor (1984), en un «blowout», revela que las arenas son de grano fino, clasificaciones excelentes, asimetrías muy positivas y curvas tendentes a picudas. Los tamaños son más gruesos en la depresión y las asimetrías siempre negativas, mientras que en la cresta son más finos y las clasificaciones buenas pero variables.

En este caso, las isolíneas de los parámetros granulométricos y del contenido carbonatado bioclástico se orientan según direcciones NE-SO. Las zonas de menor energía, deducida de los menores tamaños máximos (C) y medios (Mz) y en parte de los porcentajes carbonatados más bajos, se encuentran en el borde oriental, mientras que las de mayor energía cinética se circunscriben a las dos depresiones. También en estas últimas, las clasificaciones son ligeramente peores, las curvas son más chatas y los contenidos carbonatados máximos. La morfología de esta cubeta de erosión eólica, y las distribuciones de isolíneas hacen pensar en la actuación de vientos del SO, que erosiona el borde suroccidental y sedimenta en el nororiental.

Emplazamiento de las dunas

Durante la transgresión flandriense, como quiera que el nivel del mar en la costa Cantábrica alcanzó cotas del nivel del mar más altas (+2 a +3 m, por encima de las pleamares medias) que en la actualidad (Rodríguez Asensio y Flor, 1979), la playa llegaba hasta las áreas más internas, no existiendo aún el campo dunar. Por tanto, a partir de entonces y como consecuencia del descenso del nivel del mar, se puede deducir con claridad la formación del campo complejo de posplaya y los cordones dunares. La antigua superficie plana submareal, situada actualmente al SE de los campos dunares, se conserva como un resto de la migración de la playa mar afuera en dicha regresión. Al avanzar los sistemas de barjanes-dunas longitudinales sobre el campo irregular de pos-

playa, éstos deben ser considerados como posteriores a los cordones dunares y al campo irregular.

Obviamente, es más que probable que en el límite con la playa se estabilizaran cordones dunares. En una fase posterior, el nivel del mar asciende produciéndose una erosión del campo irregular y la migración de los cordones dunares hasta la posición actual. Es indudable que el ascenso del nivel del mar se está dejando sentir en estas formas de erosión, mientras que las de sedimentación, hasta los datos más recientes de Vilas y Nombela (1986) y Flor (en prensa, a), quedaban más enmascaradas.

La morfología de las dunas eólicas se debe a las estructuras de flujo del viento: longitudinal y transversal; incluso buena parte de las formas dunares responden a estructuras compuestas. En la playa de Sonabia, los cordones dunares y la duna transversal aislada se forman por estructuras de flujos transversales, las dunas longitudinales por estructuras igualmente longitudinales y los barjanes por combinación de ambas, aunque predomine la transversal.

El caso del campo dunar eólico de Sonabia, en que conviven dunas longitudinales con barjanes, es realmente excepcional ya que los vientos actuantes se descomponen en sus diferentes estructuras de flujo transversal y longitudinal creando una red sedimentaria de crestas y surcos muy en consonancia con su actuación. El por qué de esta circunstancia quizá deba buscarse en la incidencia del viento sobre un acantilado vertical como el que representa la pared oriental del monte Candina y la pendiente morfológica acusada (nunca inferior a 10° y superior a 12°) sobre la que tiene lugar primariamente la sedimentación eólica.

Los vientos del NO, que barrieron la superficie intermareal, provocaron el ascenso de la arena a través de la ladera del margen occidental de la playa. Los cordones dunares adosados a la playa son activos bajo vientos actuales también del NO, pero representan una proporción muy reducida del conjunto.

A pesar de no tener la posibilidad de datar las diferentes dunas, se puede establecer una cronología relativa de los procesos a partir de la cartografía detallada de los diferentes complejos, de las relaciones de los contactos o forma de yuxtaponerse unos a otros y, de una forma cualitativa, utilizar el contenido carbonatado bioclástico como indicador de la edad relativa de las dunas (Flor *et al.*, 1983).

Ante el alto contenido carbonatado bioclástico del sedimento, muy similar al de la playa, cabe concluir que el emplazamiento es relativamente reciente. De las consultas con algunos vecinos de mayor edad de la localidad próxima de Sonabia, se pudo confirmar esta sospecha y recabar algún dato adicional. Así, pa-

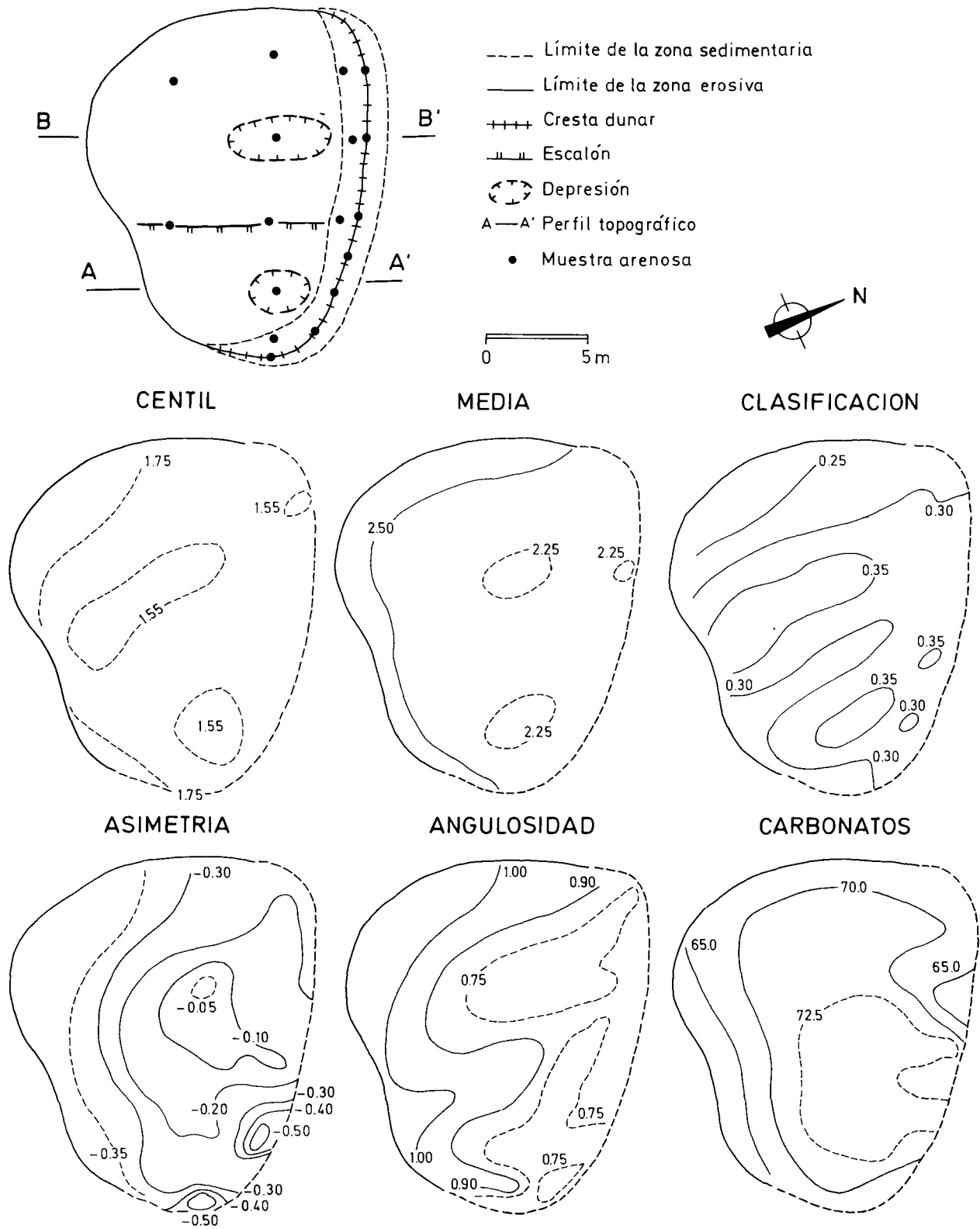


Fig. 11.—Morfología, situación de las muestras superficiales y distribución superficial de los parámetros granulométricos y contenido carbonatado bioclástico en la depresión de deflación cólica superior. Se consignan los perfiles AA' y BB', reflejados en la figura 5 D.



Fig. 12.—Límite playa-campo eólico a través de un cordón dunar activo, cuyo frente de barlovento sufre procesos de erosión por el oleaje de tormentas y determina un perfil más pendiente que el de sotavento.



Fig. 13.—Costado de barlovento de la duna transversal donde se evidencian diferentes cubetas de deflación. El costado meridional está sometido a frecuentes sacas de arena por los lugareños.

rece ser que a primeros del presente siglo comenzó la sedimentación eólica en la ladera del monte Candina y casi todo el campo dunar, procediendo el vecindario a colocar empalizadas, ante las recomendaciones de un ingeniero, para evitar el aterramiento de los cultivos situados en la parte posterior de la playa. Se fue conformando, así, la duna transversal, realizando el vecindario sacas periódicas de los costados. Obviamente, las cubetas de deflación eólica se originan con posterioridad a la conformación de la gran duna, más probablemente en las últimas décadas. El hecho de que en un momento determinado se deflacionara la playa para producirse la sedimentación dunar en el espacio relativamente corto de unas pocas décadas, apunta a que la procedencia de las arenas derivarían directamente del transporte litoral desde la playa de Salvé y estuario del Asón, con alguna participación de los aportes vertidos que se dragaron en la ría del Asón. Así, de acuerdo con los datos recabados al Servicio de Puertos de la Diputación Regional de Cantabria, existe la evidencia de que en el año 1920 se extrajeron del puerto de Santoña 124.519,655 m³ y en 1932 de 293.340,376 m³; en Laredo, en 1902, 46.477,06 m³ y, en 1942, de 13.739,038 m³; por último, en Colindres, en 1929, se dragaron 13.739,038 m³. Aun cuando no se tiene una constancia segura del lugar exacto de su vertido, sí se tienen referencias verbales de que algunos se bascularon hacia el borde oriental del estuario, en las proximidades de la playa de La Soledad o del túnel (E de Laredo) y, por tanto, en las proximidades de Sonabia. Cubicando con cierta aproximación el campo eólico de esta playa, se estima que contiene un volumen arenoso de aproximadamente 500.000 m³, lo que representa una cantidad muy superior al total

dragado; teniendo en cuenta que sólo una parte sin cuantificar se incorporaría a la deriva litoral, estas aportaciones artificiales no justifican la sedimentación eólica tan intensa.

Si atendemos a las ideas de Paskoff y Kelletat (1991) para quienes las elevaciones del nivel del mar inducen a una erosión costera, destruyéndose los cordones dunares vegetados («foredunes») y formándose «blowouts» y dunas transgresivas, aun cuando buena parte del transporte arenoso resultante se mueva hacia el mar, una cantidad considerable se transporta hacia tierra. En Sonabia, son muy evidentes los procesos de erosión de los cordones dunares, independientemente de los ciclos estacionales de la playa y la formación de depresiones de deflación, representando sin lugar a dudas el campo de dunas longitudinales y barjánicas dunas transgresivas, por cuanto se apoyan en ciertos puntos sobre las dunas internas del cordón.

Conclusiones

1. En las áreas de posplaya de Sonabia se diferencian dunas eólicas de diferentes tipologías morfológicas: cordones dunares, duna transversal, depresiones de deflación eólica («blowouts») y un campo mixto de barjanes y dunas longitudinales yuxtapuestos.

2. Se han formado simultáneamente dentro de un campo eólico, dunas barjánicas y longitudinales como resultado de la actuación de estructuras de flujo transversales y longitudinales, respectivamente, de vientos del cuarto cuadrante. La fuerte pendiente morfológica (ladera oriental del monte Candina) so-



Fig. 14.—Panorámica de la porción más interna del campo de dunas barjánicas y longitudinales en que se muestra, por una parte, la fuerte pendiente deposicional del conjunto y, por otra, los frentes de sotavento (sin vegetación), de mayor pendiente, de los barjanes. Las laderas subverticales del monte Candina se observan al fondo de la fotografía.



Fig. 15.—Vista desde el NE del campo de dunas barjánicas y longitudinales, donde se evidencian netamente las dunas longitudinales conectando en muchos casos las crestas de los barjanes y en algunas ocasiones perdiendo altura desde una cresta del barján más externo al interno contiguo. Asimismo, sobre el borde occidental externo del campo irregular complejo se ha introducido una gran duna barjánica (flecha) en la que se observa el frente de sotavento con una pendiente fuerte y desprovisto de vegetación.

bre la que incide frontalmente el viento representaría la causa primera de la formación de las diferentes estructuras del viento.

3. Los tamaños medios de las arenas de playa y dunas entran dentro de las categorías de finos. Las arenas eólicas tienen tamaños máximos y medios menores, clasificaciones mejores y asimetrías más negativas, siempre con variaciones muy escasas con relación a las de la playa adyacente. Los carbonatos de

origen exclusivo bioclástico se mantienen en valores altos (74 % de CO_3Ca).

4. Las distribuciones granulométricas en las diferentes zonas morfológicas de los tipos principales de dunas muestran variaciones muy sutiles que impiden una caracterización fiable, en buena parte por el tamaño fino de la arena y el espectro estrecho de tamaños involucrados.

5. De la relación entre la media de tamaños y los restantes parámetros granulométricos, excluyendo la angulosidad, se separan las diferentes modalidades de transporte según el tamaño de las poblaciones granulométricas. Se distinguen de mayor a menor tamaño medio para el conjunto de la playa y las dunas de Sonabia dos mecanismos fundamentales: suspensión intermitente y rodamiento.

6. Los valores negativos de la asimetría se interpretan por la presencia de poblaciones polimodales, con transiciones imperceptibles entre ellas, en un intervalo de tamaños muy estrecho (clasificación muy buena) de modo que una pequeña variación con incremento de los gruesos se manifiesta en cifras negativas. El hecho de que las dunas posean cifras ligeramente más negativas de la asimetría se debe a la disminución del tamaño medio y la mejora de la clasificación, en ellas.

7. El campo de dunas constituidas por los cordones dunares y las dunas de posplaya, que configuran un campo irregular, se emplazaron con posterioridad a la última transgresión flandriense, a medida que el nivel del mar descendía.

8. El conjunto de dunas barjánicas y longitudinales y la duna transversal parecen representar dunas transgresivas, formadas tardíamente, que se apoyan sobre dunas anteriores representadas por los cordones dunares y el campo de dunas de posplaya con una morfología irregular. Representan el movimiento de ascenso del nivel del mar en fechas del presente siglo; parte de la aportación arenosa de estas últimas puede provenir de los vertidos dejados en el borde occidental de la playa procedente de los dragados de Laredo y Santoña. Las cubetas de deflación se generaron en las últimas décadas.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Dabrio por su minucioso trabajo de corrección del original sobre el que ha realizado numerosas sugerencias y aportaciones que han permitido mejorar notablemente la calidad final.

Referencias

- Alimen, H. (1953). Variations granulométriques et morphoscopiques du sable le long de profils dunaires au Sahara occidental. *Coll. Int. CNRS*, 35, 219-235.

- Ahlbrandt, T. S. (1974). The source of sand for the Killpecker sand-dune, field, sothwestern Wyoming. *Sediment. Geology*, 11, 39-57.
- (1979). Textural parameters of eolian deposits. In: A Study of Global Sand Seas. Ed. E. D. McKee. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 1052, 21-51.
- Awasthi, A. K. (1970). Skewness as an environmental indicator in the Solani River system, Roorkee, India. *Sediment. Geology*, 4, 177-183.
- Bagnold, R. A. (1941). *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Chapman and Hall, 265 págs.
- Barndorff-Nielsen, O.; Dalsgaard, K.; Halgreenm, C.; Kuhlman, H.; Möller, J. T. y Schou, G. (1982). Variation in particle size distribution over a small dune. *Sedimentology*, 29, 53-65.
- Bigarella, J. J. (1972). Eolian environments, *their characteristics, recognition, and importance*. Eds In: J. K. Rigby y W. K. Hamblin. *Recognition of ancient sedimentary environments. Soc. Econ. Paleon. Min. Spec. Pub.*, 16, 12-62, 340 págs.
- Bigarella, J. J.; Becker, R. D. y Duarte, G. M. (1969). Coastal dune structures from Paraná (Brasil). *Marine Geology*, 7, 5-55.
- Binda, P. L. (1983). On the skewness of some eolian sands from Saudi Arabia. In: Eolian Sediments and Processes. Eds. M. E. Brookfield y T. S. Ahlbrandt. *Developments in Sedimentology*, 38, 27-39.
- Binda, P. L. y Hildred, P. R. (1973). Bimodal grain-size distribution of some Kalahari type sands from Zambia. *Sediment. Geology*, 10, 233-237.
- Cailleux, A. (1943). Distinction des sables marins et fluviatiles. *Bull. Soc. Geol. France*, 13, 125-138.
- Campbell, D. H. (1963). Percussion marks on quartz grains. *J. Sed. Petrol.*, 33, 855-859.
- Cronan, D. S. (1972). Skewness and kurtosis in polymodal sediments from the Irish Sea. *J. Sed. Petrol.*, 42, 102-106.
- Chaudhri, R. S. y Khan, H. M. M. (1981). Textural parameters of desert sediments - Thar Desert (India). *Sediment. Geology*, 28, 43-62.
- Davies, J. L. (1964). A morphogenetic approach to world shorelines. *Z. Geomorphol.*, 8, 27-42.
- Duane, D. B. (1964). Significance of skewness in recent sediments, Western Pamlico Sound, North Carolina. *J. Sed. Petrol.*, 34, 864-874.
- Finkel, H. J. (1959). The barchans of southern Peru. *J. Geol.*, 67, 614-647.
- Flor, G. (1979). *Depósitos de las playas del litoral de la región de cabo Peñas (Asturias): sedimentología y dinámica*. Tesis Doctoral (inérita). Univ. de Oviedo, 514 págs.
- (1980). Las dunas costeras de Cantabria: valores singulares geológicos. *Comunicaciones a la I Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*, 22 págs. 2 fig. 2 lám.
- (1981a). Los parámetros texturales en las playas y dunas arenosas del borde occidental del Cabo Peñas (Xagó y Verdicio, Asturias), *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 79, 89-102.
- (1981b). Las dunas eólicas costeras de la playa de Xagó (Asturias). *Trab. Geología*, 11, 61-71.
- (1984). Estudio sedimentológico y morfológico de una duna costera «blowout» (Cabo Frouxeira, La Coruña). *Trab. Geología*, 14, 161-174.
- (1986). *Estudio de localización de arenas para la alimentación de una playa artificial en la ensenada de Urdiales (Cantabria)*. Informe Interno. Area de Estratigrafía. Departamento de Geología. Univ. de Oviedo, 104 págs.
- (1990b). Alimentación arenosa a la ensenada de Urdiales (Cantabria). *Comunicaciones a la IV Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*, 143-149. Gijón.
- (en prensa, a). Tipología, catalogación, procesos erosión/sedimentación de los campos dunares eólicos y evolución del litoral de Galicia (NO de España). *Thalassas*.
- (en prensa, b). *El glaciario en el Parque Nacional de la Montaña de Covadonga (Asturias-León, Picos de Europa, N de España)*. Monografía del ICONA.
- Flor, G.; Llera, E. M.^a y Ortea, J. A. (1982). Los carbonatos biogénicos de los sedimentos de las playas arenosas de Asturias y Cantabria: su origen y significado dinámico. *Cuaderno del CRINAS*, 2, 77 págs.
- Flor, G.; Marquínez, J. y O'Neill, A. C. (1983). El complejo de dunas eólicas de la playa de Frouxeira (Meirás-Valdoviño, La Coruña). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 6, 155-187.
- Folk, R. L. (1954). The distinction between grain-size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *J. Geol.*, 62, 344-359.
- (1962). On skewness and sands. *J. Sed. Petrol.*, 32, 145-314.
- (1971). Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson desert, Northern Territory, Australia, 1. Geomorphology and grain size relationships. *Sedimentology*, 16, 5-54.
- Folk, R. L. y Ward, W. C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size image. *J. Sed. Petrol.*, 27, 3-27.
- Friedman, G. M. (1961). Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *J. Sed. Petrol.*, 31, 514-529.
- (1962). On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of the grain-size distributions of sandstones. *J. Geol.*, 70, 737-753.
- (1967). Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *J. Sed. Petrol.*, 37, 327-354.
- Glennie, K. W. (1970). Desert sedimentary environments. *Developments in Sedimentology*, 14. Elsevier, 222 págs.
- Hand, B. M. (1967). Differentiation of beach and dune sand, using settling velocities of light and heavy minerals. *J. Sed. Petrol.*, 37, 514-520.
- Hjulström, F. (1939). Transportation of detritus by moving water. In: *Recent Marine Sediments*. Ed. P. D. Trask. *Symp. Am. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa, 5-31.
- IGME (1977). Hoja Geológica de Castro Urdiales (n.º 36). Escala 1/50.000. Varios autores.
- Illenberger, W. K. y Rust, I. C. (1988). A sand budget for the Alexandria coastal dunefield, South Africa. *Sedimentology*, 35, 513-521.
- Keller, W. D. (1954). Size distribution of sand in some dunes, beaches and sandstones. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 29, 215-221.
- Khalaf, F. (1989). Textural characteristics and genesis of the aeolian sediments in the Kuwaiti desert. *Sedimentology*, 36, 253-271.
- Klován, J. E. (1966). The use for factor analysis in determining depositional environments from grain-size distributions. *J. Sed. Petrol.*, 36, 115-125.

- Kuenen, P. H. (1960). Experimental abrasion; [pt.] 4, Eolian action. *J. Geol.*, 68, 427-449.
- Lancaster, N. (1980). The formation of seif dunes from barchans-supporting evidence for Bagnold's model from the Namib Desert. *Z. Geomorph.*, 24, 160-167.
- (1981). Grain size characteristics of Namib Desert linear dunes. *Sedimentology*, 28, 115-122.
- (1989). *The Namib Sand Sea, dune forms, processes and sediments*. A. A. Balkema, 180 págs.
- Landsberg, S. Y. (1956). The orientation of dunes in Britain and Denmark in relation to the wind. *Geogr. J.*, 122, 176-189.
- Lindsay, J. F. (1973). Reversing barchans in lower Victoria Vallery, Antarctica. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84, 1799-1806.
- Losada, M.; Medina, R. y Desiré, J. M. (1989). The Orio Inlet: A case study from the North coast of Spain. *J. Coast. Res.*, 5, 137-145.
- Mabesoone, J. M. (1963). Coastal sediments and coastal development near Cádiz (Spain). *Geol. en Mijnbouw*, 2, 29-43.
- Margolis, S. V. y Krinsley, D. H. (1971). Submicroscopic frosting on eolian and subaqueous quartz sand grains. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 82, 3395-3406.
- Martins, L. R. (1965). Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretations. *J. Sed. Petrol.*, 35, 768-770.
- Mason, C. C. y Folk, R. L. (1958). Differentiation of beach, dune and eolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. *J. Sed. Petrol.*, 28, 211-226.
- McKee, E. D. (1979). Introduction to a study of global sand seas. In: *A Study of Global Sand Seas*. Ed. E. D. McKee. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 1052, 1-19, 429 págs.
- (1982). Sedimentary structures in dunes of the Namib Desert, South West Africa. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 188, 64 págs.
- McLaren, P. (1981). An interpretation of trends in grain size measures. *J. Sed. Petrol.*, 51, 611-624.
- McLaren, P. y Bowles, D. (1985). The effects of sediment transport on grain size distributions. *J. Sed. Petrol.*, 55, 457-470.
- Middleton, G. V. (1976). Hydraulic interpretation of sand size distributions. *J. Geol.*, 84, 405-426.
- Moiola, R. J. y Weiser, D. (1986). Textural parameters: an evaluation. *J. Sed. Petrol.*, 38, 45-53.
- Paskoff, R. y Kelleat, D. (1991). Introduction: Review of coastal problems. *Z. Geomorph. Suppl.-Bd.*, 81, 1-13.
- Passega, R. (1957). Texture and characteristics of clastic deposition. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 41, 1952-1984.
- (1977). Significance of CM diagrams of sediments deposited by suspensions. *Sedimentology*, 24, 723-733.
- Passega, R. y Byramjee (1969). Grain-size image of clastic deposits. *Sedimentology*, 13, 233-252.
- Patro, B. C. y Sahu, B. K. (1977). Discriminant analysis of sphericity and roundness data of clastic quartz grains in rivers, beaches and dunes. *Sediment. Geol.*, 19, 301-311.
- Pye, K. (1982). Negative skewed aeolian sands from a humid tropical coastal dunefield, Northern Australia. *Sediment. Geol.*, 31, 249-266.
- Reed, W. E.; Le Fever, R. y Moir, G. J. (1975). Depositional environment interpretation from settling velocity (psi) distributions. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 86, 1305-1315.
- Rodríguez Asensio, J. A. y Flor, G. (1979). Estudio del yacimiento prehistórico de Bañugues y su medio de depósito (Gozón, Asturias). *Zephyrus*, XXIX, 205-222.
- Sahu, B. K. (1964). Depositional mechanism from the size analysis of clastic sediments. *J. Sed. Petrol.*, 34, 73-83.
- (1982). Multigroup discrimination of river, beach, and dune sands using roundness statistics. *J. Sed. Petrol.*, 52, 779-784.
- Schelee, J.; Uchupi, E. y Trumbull, J. V. A. (1964). Statistical parameters of Cape Cod beach and eolian sands. In: *Geological Survey Research 1964. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 501-D, D118-D122.
- Sevon, W. D. (1966). Distinction of New Zealand beach, dune and river sands by thin grain size distribution characteristics. *J. Geol. Geophys.*, 9, 212-223.
- Shepard, F. P. y Young, R. (1961). Distinguishing between beach and dune sands. *J. Sed. Petrol.*, 31, 196-214.
- Shideler, G. L. y Smith, K. P. (1984). Regional variability of beach and foredune characteristics along the Texas Gulf coast barrier system. *J. Sed. Petrol.*, 54, 507-526.
- Sly, P. G.; Thomas, R. L. y Pelletier, B. R. (1983). Interpretation of moment measures derived from waterlain sediments. *J. Sed. Petrol.*, 30, 219-233.
- Sneh, A. y Weissbrod, T. (1983). Size-frequency distribution of longitudinal dune rippled flank sands compared to that of slipface sands of various dune types. *Sedimentology*, 30, 717-725.
- Spencer, D. W. (1963). The interpretation of grain-size distribution curves of clastic sediments. *J. Sed. Petrol.*, 33, 180-190.
- Taira, A. y Scholle, P. A. (1979). Origin of bimodal sands in some modern environments. *J. Sed. Petrol.*, 49, 777-786.
- Tsoar, H. (1974). Desert dune morphology and dynamics El Arish (northern Sinai). *Z. Geomorph. Sup.-Bd.*, 20, 41-61.
- (1978). *The Dynamics of Longitudinal Dunes*. Beer Sheva, Ben-Gurion Univ., 171 págs.
- (1983). Dynamic processes acting on a longitudinal (seif) sand dune. *Sedimentology*, 30, 567-578.
- Tucker, R. W. y Vacher, H. L. (1980). Effectiveness of discriminating beach, dune, and river sands by moments and the cumulative weight percentages. *J. Sed. Petrol.*, 50, 165-172.
- Udden, J. A. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 25, 655-744.
- Vilas, F. y Nombela, M. A. (1986). The evolution of Corrubedo beach-lagoon complex and evidence of human occupation (1.045-695 BP), Galicia, NW Spain. *Thalassas*, 4, 29-35.
- Visher, G. S. (1969). Grain size distributions and depositional processes. *J. Sed. Petrol.*, 39, 1074-1106.
- (1971). Depositional processes and the Navajo Sandstone. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 82, 1421-1423.
- Waitt, M. B. C. (1969). *Desert Dunes of the Kermit Sandhills, Winkler County, Texas*. Thesis Univ. Texas 90 págs. (unpublished). En: Folk (1971), *op. cit.*
- Warren, A. (1976). Morphology and sediments of the Nebraska Sandhills in relation to Pleistocene winds and the development of aeolian bedforms. *J. Geol.*, 84, 685-700.
- Watson, A. (1986). Grain-size variations on a longitudinal dune and a barchan dune. *Sediment. Geol.*, 46, 49-66.