



SEDIMENTOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS ARENOSOS SUPERFICIALES DE LA PLAYA DE VEGA (CONCEJO DE RIBADESELLA, ASTURIAS)

G. Flor y G. Flor Blanco

Departamento de Geología. c/ Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo gflor@geol.uniovi.es gfb@geol.uniovi.es

Resumen: El sistema de la playa de Vega contiene un campo dunar reducido sobre el que se constata una recesión deducida del estudio de las morfologías (superficies y geometrías principales), obtenido de los juegos de fotografías aéreas verticales desde 1957 a 2006. La playa muestra, en los depósitos superficiales arenosos, las transiciones granulométricas y mineralógicas entre los principales subambientes de una forma muy marcada: playa (zonas inter y submareal) y dunas. Se han utilizado los mapas de tendencias de los parámetros estadísticos: C , Mz , σ_I , Sk_I , y K_G , así como del contenido carbonatado bioclástico. A partir de los mismos, se pueden establecer los procesos dinamo-sedimentarios más relevantes, especialmente en el ámbito playero, teniendo en cuenta los componentes dominantes de oleaje del NO. Estos oleajes inducen la dinámica principal por la cual se identifica una corriente de deriva persistente hacia el E y algunas corrientes de resaca.

Palabras clave: playa, arenas, parámetros granulométricos, corrientes, dunas, recesión histórica, Vega, Asturias.

Abstract: The Vega beach system contains a narrow aeolian dune field which feels a recession of the aeolian boundary recorded studying the morphology (surfaces and main geometrical parameters) of the dune field obtained in several sets of vertical aerial photographs spanning from 1957 to 2006. The Vega beach shows a distribution of the surficial sand deposits characterized by marked granulometric and mineralogical transitions between the main subenvironments: aeolian dune and beach (intertidal and subtidal areas). The data set used in this work includes tendency maps of both statistical parameters (C , Mz , σ_I , Sk_I , and K_G) and the bioclastic carbonate content. In the light of these data, it is possible to establish the most important dynamo-sedimentary processes, particularly on the beach where the main incoming waves are from the NW. Those waves induce the major current patterns: an eastward moving longshore current and a few transverse rip currents.

Key words: Beach, sands, granulometric parameters, currents, dunes, historical recession, Vega, Asturias.

Flor, G. y Flor Blanco, G. (2009): Sedimentología de los depósitos arenosos superficiales de la playa de Vega (Conejo de Ribadesella, Asturias). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 22 (1-2): 105-121

Edita: *Sociedad Geológica de España*
ISSN: 0214-2708



La playa de Vega está situada en el extremo occidental del Concejo de Ribadesella, en el tramo costero oriental de Asturias, donde el perfil se sucede de acuerdo con una dirección general O-E, entre el que se intercalan segmentos que se escalonan NO-SE (Fig. 1). Se trata de una adaptación morfológica a sendas fracturas alpidicas, lo mismo que la general cantábrica al pie del talud continental (Flor, 1987; Peón, 1992; Flor y Peón, 2004).

En la zona predominan los materiales rocosos sedimentarios mesozoicos, fundamentalmente jurásicos cuyas litologías son predominantemente siliciclásticas, entre las que se intercalan otras siliciclásticas de edad pérmica y carbonatadas carboníferas.

La costa es rocosa y acantilada abrupta en la que, desde el cabo de Lastres a la punta la Sierra, se intercalan numerosas playas arenosas entre promontorios, algunas de dimensiones importantes en longitud (La Griega: 0,88 km, La Isla: 0,76 km, Espasa+Beciella: 1,08 km, Los Romeros: 0,37 km, Morís: 0,77 km y la propia de Vega: 1,54 km). Algunas formaron parte de barreras estuarinas de sistemas que fueron colmatados durante el máximo flandriense (La Ñora y España, al O de este área, y Libardón, Espasa y Vega), compartiendo un prisma arenoso sumergido relativamente extenso (Fig. 2).

Los objetivos se han centrado en levantar una cartografía geomorfológica, especialmente sobre el campo dunar, a partir de diferentes fotografías aéreas desde mediados de 1957 hasta la actualidad (2007). Se trata de una herramienta muy útil para efectuar un seguimiento de la evolución de este espacio desarrollado en el área de la posplaya, dentro del que se identifican procesos de recesión muy acusados.

Por otra parte, establecer las características sedimentológicas de los ámbitos de playa y dunas que

forman parte de este conjunto sedimentario costero mediante los parámetros granulométricos característicos, así como del contenido carbonatado bioclástico, plasmados en mapas de isolíneas, que permitan deducir el comportamiento dinamo-sedimentario con las oportunas transferencias espaciales. En el caso de la playa, se parte de los oleajes dominantes del cuarto cuadrante.

Área de estudio

Esta playa, que se alinea casi de forma rectilínea con una dirección ENE-OSO a lo largo de 1,54 km, incluye la desembocadura del arroyo del Acebo en su costado oriental (Fig. 3). Asimismo, a través de un emisario emboquillado en la franja más profunda del submareal de la playa (batimétrica de 18,0 m) se aportan vertidos de sólidos finos de cuarzo y florita procedentes de un lavadero.

Este área está incluida y catalogada como «Monumento Natural de Entrepeños y playa de Vega», el primero representando un desfiladero, dentro del PORN de Asturias, declarado por Decreto 142/2001 y también como LIC de Importancia Comunitaria «Playa de Vega» por las Directrices Subregionales de Ordenación del Territorio para la Franja Costera de Asturias.

Esta playa de Vega, constituida mayoritariamente por sedimentos arenosos, se puede clasificar morfodinámicamente (Short, 1999) como de tipo *disipativo* en sentido amplio. En su zona intermareal se desarrolla un amplio sistema de bancal/canal o barra/surco (unas centenas de metros) con un talud intermareal estrecho (unas decenas de metros). En la actualidad, el conjunto de la playa y sus dunas asociadas puede dividirse geomorfológicamente en:

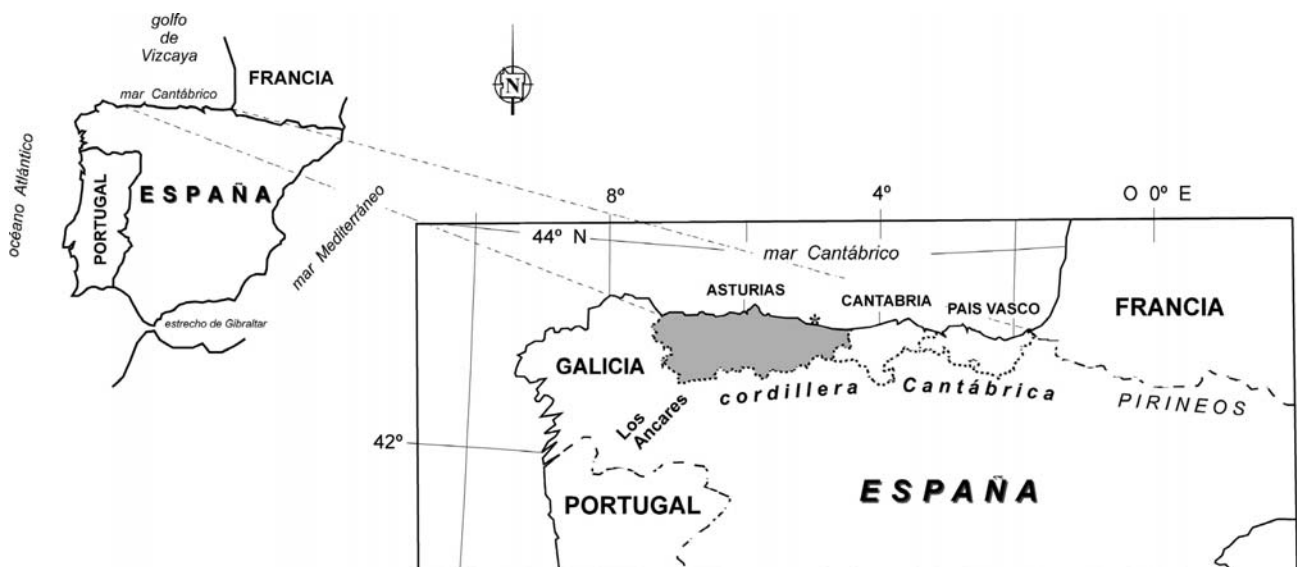


Figura 1.- Situación de la franja costera donde se inscribe el área donde se inserta la playa de Vega hasta cabo de Peñas, cuyo perfil se escalona en relación con la orientación general O-E.

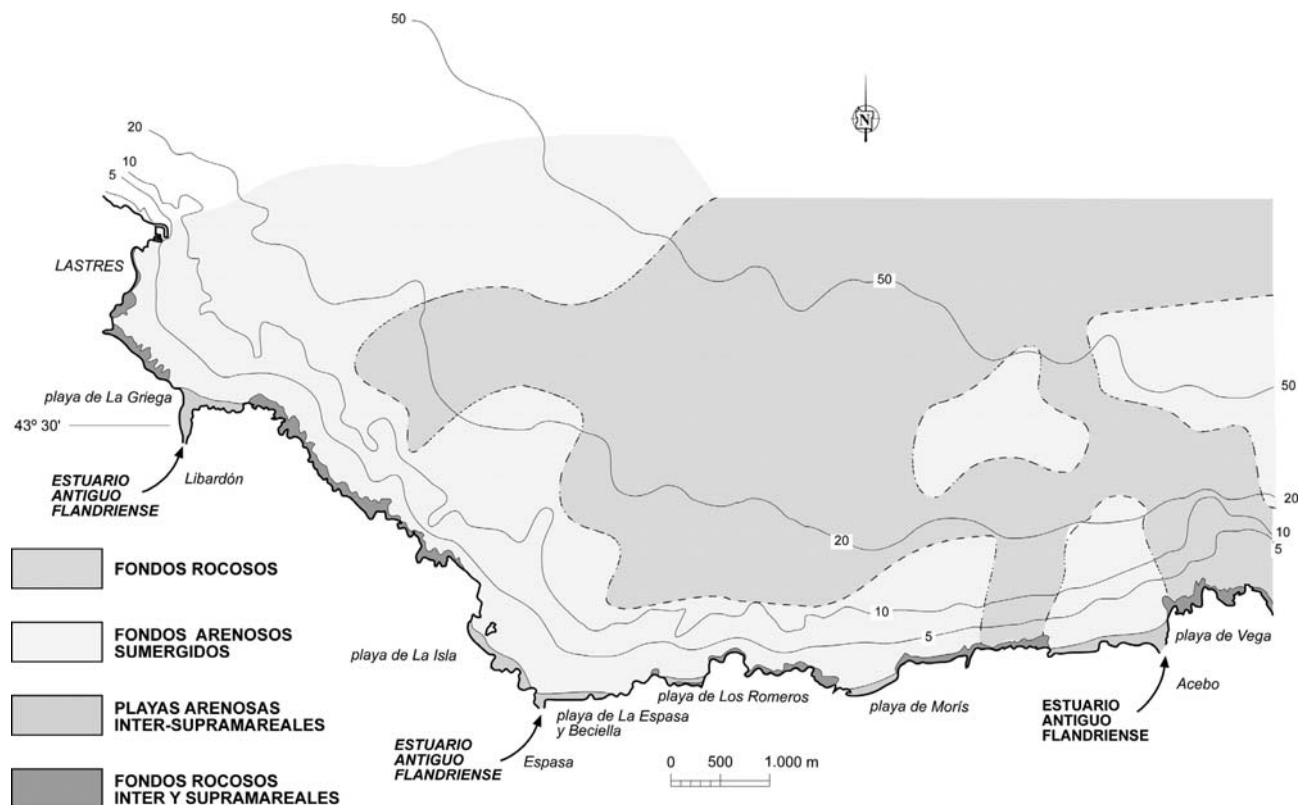


Figura 2.- Distribución superficial de los fondos arenosos y rocosos, obtenidos de las cartas náuticas del Instituto Hidrográfico de la Marina (nº 403 y 404, escala 1/50.000) y de datos propios.

Playa. Incluye las zonas supra e intermareal muy variables, con una longitud de 1,68 km y una anchura comprendida entre 295 m y 255 m, mayor hacia el E, debido al freno sedimentario que imponen los promontorios rocosos de edad jurásica. Se continúa por la franja sumergida dentro del prisma sedimentario que alcanza algo más de 20 m de profundidad en este sector costero, entre las playas de La Griega y Vega (Fig. 2). La profundidad de cierre en playas cantábricas está en torno a los 9 m (Medina *et al.*, 1995), como se pudo constatar también en las arenosas de la región de Peñas en el centro de Asturias (Flor, 1979). Quizás el aspecto más singular reside en el hecho de constituirse casi en una playa colgada caracterizada por un perfil activo que no alcanza la profundidad límite al aflorar el sustrato rocoso a una profundidad menor (Medina *et al.*, 1995) y por la cual apenas si se producen entradas y salidas de fracciones arenosas al constituir un conjunto playero aislado (Fig. 2).

En la franja situada inmediatamente sobre la desembocadura del arroyo Acebo, en el tercio oriental de la playa, se construye un lóbulo o abanico de avenida con ocasión de avenidas. Esta morfología suele conservarse como un manto sedimentario cuya planta adquiere una cierta convexidad hacia el mar, progradando hasta 50-55 m y una anchura de 320 m (Figs. 3 y 4). En diferentes etapas, se han identificado fracciones de gravas y gravillas que son acarreadas por las avenidas (Fig. 4), constituyendo una intercalación sobre el conjunto arenoso. Se han documentado morfológica y sedimentológicamente

(granulometrías y forma de las partículas) estos lóbulos en la playa de gravas y cantos en Aramar (S de Luanco, Asturias) por Martos de la Torre y Flor (2004).

Dunas activas. Son tabulares en el contacto con la playa hasta la base de las internas fijadas, presentando una distribución irregular. Sus anchuras varían entre 15 y 160 m y con espesores decimétricos, ligeramente inclinadas hacia el mar. Se trata de una sedimentación embrionaria, que ocupa la franja supramareal de la playa de manera discontinua, fijada con vegetación pionera de *Elymus farctus* y sometida a cambios



Figura 3.- Panorámica aérea vertical de la playa y dunas de Vega, cuyo arroyo del Acebo que desemboca en el costado oriental, construye un lóbulo de avenidas efímero con la convexidad apuntando mar afuera (Google Earth, 2008).





Figura 4.- Detalle de las facies de gravas y gravillas subangulosas y subredondeadas, ligadas al cauce del arroyo del Acebo sobre la playa de Vega, aportadas durante avenidas.

acusados con la posibilidad de llegar a desaparecer con ocasión de fuertes tormentas de oleaje (Fig. 5).

Dunas inactivas. Desarrollan dos cordones dunares vegetados, el exterior más amplio y el interno muy degradado, que han sido seccionados definitivamente por causas naturales relacionadas con oleajes de tormenta, particularmente el cordón externo en 1986. Se extienden por la mitad oriental de la playa paralelamente sobre una longitud de 650 m, mientras que las anchuras son sumamente variables con un máximo de 75 m.

Dunas antropizadas. En el costado occidental de las mismas se ubica un manto tabular remontante y, sobre el aluvial inferior del río Acebo, otro de difícil asignación morfológica al haber sido destruido para uso agrícola. Ocupan una longitud de 600 m y una anchura máxima de 102 m.

Metodología

Se ha elaborado un mapa geomorfológico, incluyendo las unidades ligadas al sistema fluvial que desemboca en la propia playa y las bandas playeras. Sobre el campo dunar, las labores cartográficas dieron mayor detalle a los recintos dunares y tipologías principales (cordones dunares y dunas remontantes tabulares), así como a los parámetros morfológicos más representativos (crestas y surcos de los cordones dunares y costados de barlovento y sotavento).

Con esta información, se ha llevado a cabo un seguimiento de la evolución del sistema playa/campo dunar con mayor énfasis en este último. Se han realizado a partir de juegos de fotografías aéreas, una vez georreferenciadas, la primera de 1957 (vuelo U.S.A.), seguidas de las de 1970, 1989, 1992, 1995, 2001, 2004 y la última ortofoto del Servicio de Cartografía del Principado de Asturias del 2006. Se comparan los recintos originales y los actuales con el objeto de determinar las pautas evolutivas de este sistema dunar con el programa informático ARCGis

9.2, obteniendo las superficies correspondientes. Para este trabajo, solamente se ilustran las cartografías correspondientes a los años 1989 y 2004, representativos de las etapas de estabilidad y de recesión, respectivamente.

Se caracterizan los sedimentos arenosos del sistema playa/dunas desde la perspectiva granulométrica y de la composición biogénica (carbonatos vs materiales siliciclásticos), separando los subambientes característicos: submareal (somero y profundo), inter y supramareal y el propiamente dunar.

Los muestreos sobre la playa se llevaron a cabo durante oleaje en calma precedido de una quincena en que se mantuvieron componentes de NO, representando condiciones de calma, que son las más habituales, en que el perfil de la playa adquirió su estado de equilibrio.

Se recogieron 33 muestras representativas en los primeros centímetros superficiales de arena (Fig. 6) de los ámbitos detallados (12 en la playa submareal, 13 en la intermareal y 8 en las dunas). Para la playa emergida, se aprovechó una bajamar viva durante el mes de marzo de 2007, accediendo a pie para la recogida a mano, lo mismo que para las situadas en el campo dunar, mientras que las sumergidas se tomaron en el día inmediatamente posterior al azar sobre una embarcación dotada de GPS y sonda batimétrica con una draga de gravedad tipo Petersen.

Las muestras arenosas representativas, una vez lavadas repetidamente y secadas, se sometieron al análisis granulométrico, de modo que los datos se obtuvieron mediante tamizado mecánico en vibradora estándar durante 15 minutos sobre una columna de tamices a intervalos de $0,50 \phi$, calculándose los parámetros de rango y relación, según Folk y Ward (1957), utilizando el programa estadístico GRADISTAT (Blott y Pye, 2000), y el carbonato cálcico (ataque con CIH y diferencia de pesada), representativo de la mineralogía general del sedimento arenoso (siliciclásticos vs. carbonatados).



Figura 5.- En primer término dunas tabulares embrionarias colonizadas por *Elymus farctus* y, al fondo, frente erosionado del cordón dunar en fase de rectificación por la sedimentación de dunas también tabulares desde su pie hasta la playa supramareal.

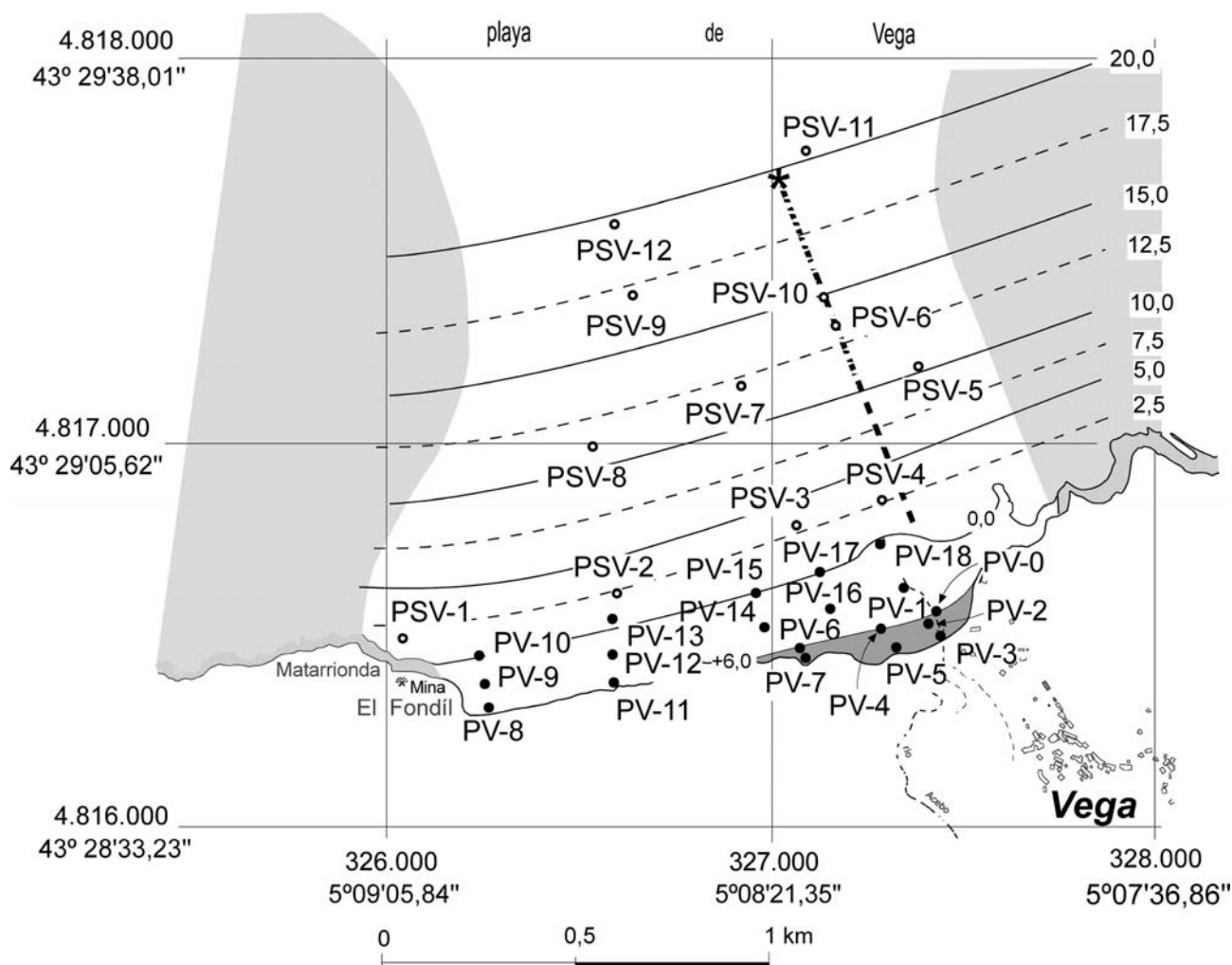


Figura 6.- Situación de las muestras arenosas superficiales recogidas en la playa de Vega para este estudio, incluyendo las isobatas a intervalos de 0,50 m; el emisario se marca en trazo grueso discontinuo.

Se han elaborado los mapas de tendencias de isolíneas, una práctica llevada a cabo en trabajos precedentes sobre playas (Flor, 1979), de los parámetros de rango (centil) y de relación (media, calibrado, asimetría y angulosidad), y el contenido carbonatado bioclástico (%), cuyas distribuciones permiten abordar la interpretación del comportamiento dinámico y sedimentario dentro del complejo sistema de playa y de la interacción con la duna asociada.

Las transferencias sedimentarias desde las playas a los campos dunares asociados se deducen aplicando criterios como los modelos texturales de tendencias del transporte sedimentario sobre la totalidad de los parámetros granulométricos de relación (media, calibrado, asimetría y angulosidad), de rango (centil) y el contenido carbonatado bioclástico, como los llevados a cabo en trabajos precedentes (Sánchez de la Torre y Flor, 1976; Flor, 1981; Flor y Martínez Cedrún, 1991; Flor *et al.*, 2006).

Otros autores se centran en la media, calibrado y asimetría, entre otros incluyendo a McLaren (1981), McLaren y Bowles (1985), Gao y Collins (1991 y 1992), Gao *et al.* (1994), Le Roux (1994), Pedreros *et al.* (1996), Komar (1998), Ribeiro *et al.* (2001). Cabe

señalar también una aplicación reciente con programas específicos, reconstruyendo los vectores de transporte en playas por Garrote y Garzón (2003) en Oyambre. Los métodos de McLaren-Bowles y Gao-Collins sólo tienen en cuenta las diferencias relativas entre los parámetros granulométricos, mientras que Asselman (1999) les otorga la misma importancia relativa. Los criterios aplicados se basan en que los procesos sedimentarios producen cambios en los parámetros granulométricos, en la composición (carbonatos bioclásticos), concentración de minerales pesados, etc, según la dirección del transporte. Se separan cuatro patrones (Tabla I), produciéndose un incremento en la selección del sedimento corriente abajo (Ribeiro *et al.*, 2001).

Recientemente, Le Roux y Rojas (2007) cuestionan las propuestas de McLaren-Bowles y Gao-Collins y las de Asselman (1999). Estos autores encuentran otras tendencias, incluso con mejores estadísticas de acuerdo con el test de Watson (1966); la tendencia dependería del proceso específico de transporte que mostrará, a su vez, unas características determinadas para cada ambiente particular. Una limitación estaría simplemente en la densidad o espaciamiento del



Patrón 1	<i>más finos, mejor calibrados y asimetría más negativa</i>
Patrón 2	<i>más gruesos, mejor calibrados y asimetría más positiva</i>
Patrón 3	<i>más gruesos, mejor calibrados y asimetría más negativa</i>
Patrón 4	<i>más finos, mejor calibrados y asimetría más positiva</i>

Tabla I.- Patrones en las transiciones del transporte sedimentario en función de los parámetros granulométricos de la media, calibrado y asimetría (Dupont *et al.*, 2000).

muestreo, que debe realizarse a 1 cm de la superficie, evitando las megaformas. Por otra parte, el tipo de metodología para determinar la distribución granulométrica no es relevante y son más importantes los valores relativos que los absolutos, descartándose el método de los momentos. En cualquier caso, faltan estudios comparativos entre metodologías diferentes en los que se involucren técnicas bidimensionales mejor que unidimensionales.

De una manera generalizada, las playas tienen tamaños más gruesos, calibrados peores y asimetrías negativas, mientras que las dunas son más finas, mejor clasificadas y asimetrías menos negativas (Giles y Pilkey, 1965; Stapor y Tanner, 1975; Greenwood, 1978; Friedman, 1979; Matias *et al.*, 2005). El contenido medio carbonatado de las dunas es menor que el de la playa asociada, pero también se puede dar el caso de ser similar o algo superior; también se ha citado que las dunas muestren tamaños más gruesos y peores clasificaciones que las playas asociadas (Giles y Pilkey, 1965), respondiendo a cambios regionales a lo largo del litoral.

También Shideler y Smith (1984) encuentran variaciones regionales y locales entre los parámetros texturales representativos de las playas y dunas adyacentes; en su área de estudio (Texas), caracterizada por una costa baja, las playas presentan tamaños variables de muy finos a medios y con clasificaciones de buenas a pobres. La presencia de fragmentos biogénicos ejerce una gran influencia en la textura resultante, con tamaños más groseros y peores calibrados. Los cordones dunares tienen una homogeneidad relativamente mayor, debido al factor selectivo del viento y a la menor presencia de bioclastos; los tamaños son finos y los calibrados de moderadamente buenos a buenos. Además para estos autores, los sedimentos dunares indican una tendencia regional donde la pérdida de energía se traduce en una reducción de los tamaños medios acompañada de una mejora de la clasificación y, parcialmente, por la proveniencia de los aportes sedimentarios.

Por otro lado, Williams *et al.* (1985), sobre diagramas binarios, encuentran una buena discriminación a partir de las asimetrías entre ambientes de playa y duna (base y cresta de cordones dunares), con curvas positivas en dunas y negativas en playas.

En dunas del tropical húmedo australiano, Pye (1982) concluye que los tamaños entre las playas y las dunas son muy similares. Las asimetrías negativas

serían un factor primario que refleja el calibrado de los sedimentos dunares por lavado de los finos en las crestas de las dunas y su emplazamiento por avalanchas en los costados. Existe una relación estrecha por la cual al disminuir el tamaño de grano, las asimetrías se hacen más negativas, de modo que los valores positivos de este parámetro no deberían usarse como diagnóstico característico de los sedimentos eólicos.

En otros trabajos, Flor *et al.* (1983) encuentran que los tamaños representados por el centil y la media y el contenido (%) carbonatado biogénico son los parámetros más útiles (cuanto más gruesos son los tamaños medios, mayor es el porcentaje carbonatado). Los tamaños son máximos en la playa, decreciendo hacia las dunas activas, subcrecientes, fósiles y remontantes en el sentido apuntado. Desde las playas a las dunas activas y, finalmente, a las remontantes, la clasificación mejora paulatinamente. En cuanto a las asimetrías, muestran una cierta tendencia desde cifras claramente negativas en la playa a algo menos positivas en las dunas activas y más positivas en las internas. Los carbonatos son máximos en la playa, decreciendo hasta las dunas internas, que son casi inexistentes en las fósiles por disolución del agua de lluvia.

El tamaño de grano más fino está asociado al factor selectivo del viento, pero cuando los tamaños son más gruesos pueden existir controles de mayores regímenes mareales, o del oleaje con el transporte longitudinal asociado. Así, las corrientes y derivas pueden concentrar arenas medias en la playa. También puede suceder que el viento seleccione los sedimentos más finos, quedando los más gruesos como residuales de los cuales buena parte sean fragmentos biogénicos (Komar, 1998).

Si el transporte por el viento ha sido muy corto, obviamente, el sedimento eólico conserva bastantes rasgos del sedimento playero. Así, serían sedimentos de moderados a pobremente clasificados (Blount y Lancaster, 1990). Si el transporte ha sido más prolongado, lo que permite una mayor y mejor homogeneización del sedimento, las clasificaciones serían mejores (Leeder, 1982). Por otra parte, si hay mezclas de sedimentos de distintas procedencias, especialmente derivados de corrientes de agua (oleajes y/o mareas) y de la actividad eólica, las arenas suelen presentar clasificaciones moderadas. Los valores de la asimetría reflejan la influencia de los procesos costeros en las distribuciones texturales, pero también las mezclas de sedimentos siliciclásticos y bioclásticos; en general, las curvas simétricas revelan muy netamente el carácter eólico del sedimento.

Otro aspecto a tener en cuenta es que los tamaños medios de las playas a lo largo del litoral dependen de las aportaciones recibidas y su emplazamiento. En numerosos registros, se han encontrado tamaños más finos y mejores clasificaciones desde la playa a las dunas.

En ciertos casos, existe una relación negativa entre el tamaño de grano y el grado de clasificación, por la

cual cuanto más finas son las arenas tanto mejor están clasificadas y más positivas son las asimetrías para un sistema de dunas costeras, como deducen Clemensen *et al.* (2001) en Jutlandia (Dinamarca).

Agentes dinámicos

Los vientos reinantes, que actúan de mar a tierra, son del NO y NE, inductores de la deflación arenosa y transporte al campo dunar, aunque los del SO también son importantes.

En cuanto a los oleajes dominantes, en el Cantábrico proceden del NO, debido a que se generan en mar abierta en el Atlántico N por los vientos de poniente, siempre con ocasión de grandes tormentas. Le siguen los del N y del NE, asociados a condiciones de anticiclón.

La altura de ola media significativa es de 1,0 m siendo las típicas de tormenta del orden de 4,0 m. Las alturas de ola significativa (H_s, T) máximas, extrapolables a la mayor parte de la costa asturiana, que superan los 3 m, pueden ser consideradas como propias de temporal; es por ello que esta cifra representa el umbral de cambio desde condiciones de oleaje de calma a tormenta. La cifra de 4 m de altura significativa representa la típica tormenta media anual. Se ha deducido, a partir de observaciones visuales, la altura de ola significativa para un periodo de retorno de 100 años, que toma un valor entre 11,2 m y 11,8 m [*altura de ola significativa*: se trata de un parámetro estadístico representativo de la media aritmética de las alturas de ola del tercio más altas registradas]. Por lo que respecta al periodo medio significativo, varía de 8 a 20 segundos, siendo el típico de tormenta de 17 segundos (Losada *et al.*, 1989).

Atendiendo a la reconstrucción estadística en términos de probabilidad acumulada y reuniendo los oleajes de tormenta y de deriva, como representativos del estado real del mar, en relación con las alturas de la ola visual, se establece el porcentaje de cada componente de oleaje en relación con la procedencia (Tabla II).

A medida que se someriza el fondo hacia el límite con el continente, el oleaje se acerca desde la plataforma continental interna produciéndose una refracción por la cual los frentes incidentes se adaptan a la batimetría de los fondos (Fig. 2). Los oleajes y corrientes inducidas son los responsables del transporte

sedimentario, tanto longitudinal como transversalmente a la línea del agua. Los de tormenta tienen una repercusión particular sobre la franja dunar externa, limitante con la banda supramareal, que se encuentra en fase claramente recesiva. El hecho de tratarse de una playa abierta con una orientación ligeramente basculada al NO-SE determina que los oleajes dominantes del NO incidan casi frontalmente sobre todo su ámbito sedimentario.

La removilización del material del fondo se inicia desde la zona de rompiente de las olas, representando la zona de máxima energía, desde donde se produce la distribución de las corrientes y su disipación sobre el fondo de acuerdo con los modelos simplificados transversales y longitudinales (Komar, 1998). Es evidente que la persistencia de los componentes de oleaje es la misma que la de la corriente costera y de los componentes de vientos atlánticos del cuarto cuadrante, lo cual contribuye al transporte neto de arena a lo largo de la costa en sentido hacia el E (Flor, 1979).

Las mareas en el Cantábrico son semidiurnas o semidiarias (períodos de 12 horas y 20 minutos, aproximadamente) y con rangos o amplitudes muy variables, desde 1 m hasta algo más de 4,5 m, por lo que se asignan a la categoría de mesomareales (entre 2 y 4 m).

En esta playa, las descargas fluviales de avenida promueven la formación del abanico vinculado a la desembocadura del arroyo del Acebo, ya mencionado anteriormente.

La evolución del nivel del mar, aunque supone una actuación a largo plazo, tiene una gran importancia a la hora de explicar el retroceso de la línea de playa con la consiguiente erosión de los frentes dunares y, en algunos casos, como los detectados en las dunas del Puntal de Laredo (Flor *et al.* 2004; Martínez Cedrún, 2009) la formación de dunas transgresivas activas bajo la geometría de dunas lingüiformes.

Para poder explicar algunos procesos de avance y retroceso más recientes del nivel del mar cabe referirse más concretamente a las series temporales obtenidas en los registros mareográficos, como las aportadas por Marcos *et al.* (2004). Precisamente, para el caso más concreto que afecta a la costa cantábrica, estos autores ponen en correlación las tendencias decadales con la evolución del índice NAO de invierno, muy negativa en la última década, razón por la cual no debería recurrirse a una explicación por aceleración del ascenso del nivel del mar.

Las predicciones del IPCC para el año 2100 refuerzan la convicción de un ascenso global del nivel del mar subida generalizada. Un estudio reciente (Church y White, 2006) especifica que desde enero de 1870 hasta diciembre de 2004, el ascenso ha sido de 19,5 cm, acelerándose muy ligeramente siguiendo una tasa 0,013 mm/año-2,0 mm/año, por lo que de continuar esta tendencia el incremento previsible para dicho horizonte de 2100 con respecto al nivel presente sería de 28 cm a 34 cm.

sector	probabilidad	altura de ola (m)
NO	0,1419	1,15
NNO	0,1170	0,85
N	0,0604	0,52
NNE	0,0346	0,48
NE	0,0402	0,60

Tabla II.- Probabilidades de ocurrencia de alguno de los componentes de oleajes principales con las alturas de ola correspondientes, deducido de la boya de Gijón (Puertos del Estado. Autoridad Portuaria de El Musel, Gijón).



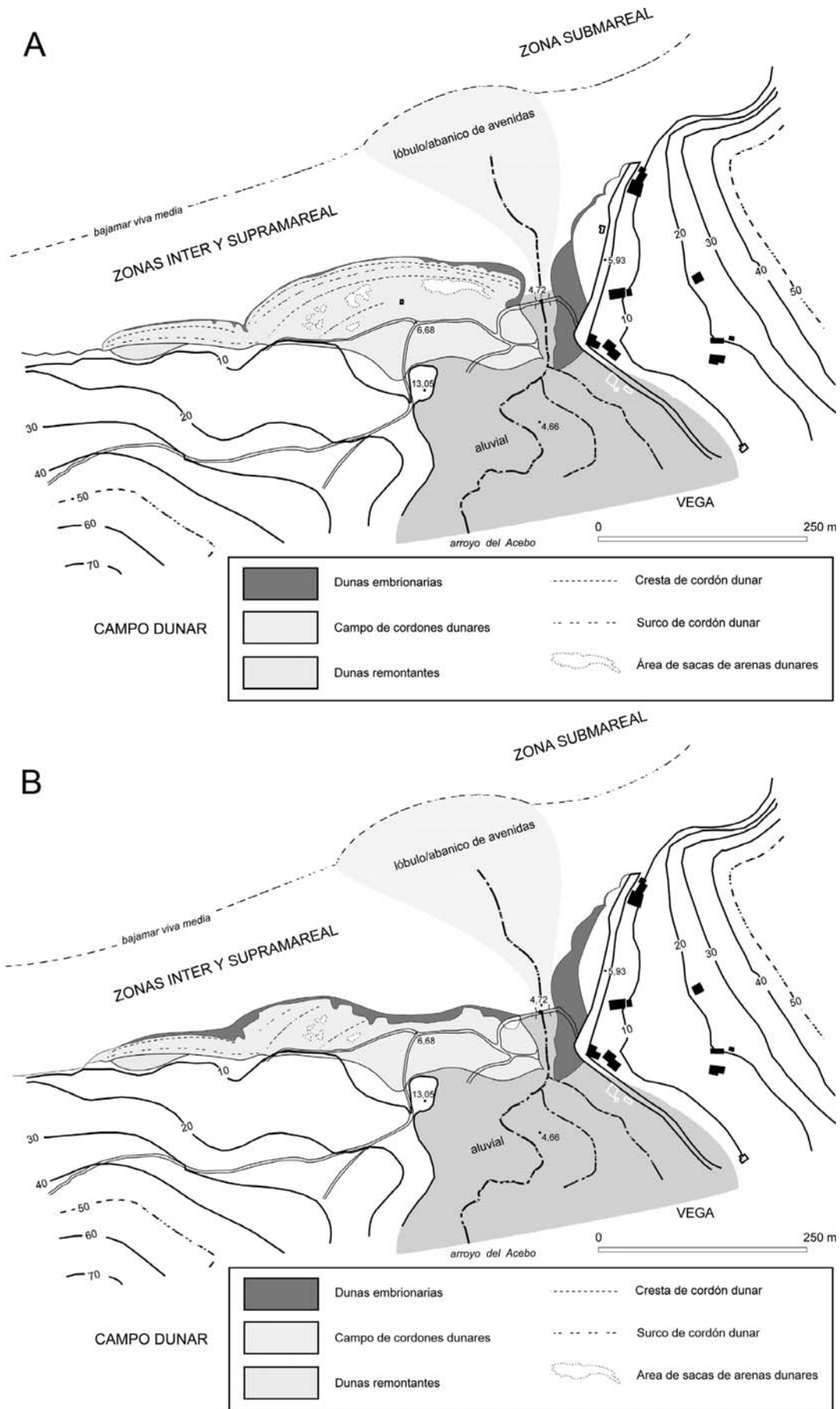


Figura 7.- Cartografías geomorfológicas de la playa y campo dunar de Vega, (A) representativa hasta el año 1989 y (B) la correspondiente al año 2004 en que se evidencia el proceso erosivo y la ampliación de las superficies de las dunas embrionarias.

La recesión dunar

La distribución morfológica de este conjunto de playa/dunas muestra su mayor interés en el campo dunar por cuanto se distinguen dos cuerpos principales. El occidental contiene el mayor volumen arenoso dentro del cual se han generado hasta tres cordones dunares paralelos, con sus correspondientes crestas y surcos, cuya traza en planta toma una convexidad laxa hacia el N (Fig. 7). El oriental solamente desarrolló un sistema de cordón, probablemente por tratarse de un conjunto más joven, como puede deducirse del registro de las fotografías aéreas; así, en la de 1957, no existía y en 1970 se detectan las acumulaciones con una baja densidad de colonización vegetal.

Los cálculos para cada uno de los fotogramas (Tabla III) se han obtenido distinguiendo tres unidades de dunas que se han denominado: *activas* o embrionarias, que se sitúan en contacto con la playa; *vegetadas*, que constituyen la mayor parte del conjunto dunar con morfologías bien definidas de cordones dunares y relieves de cierta envergadura métrica; y, finalmente, *dunas antropizadas*, que se encuentran vinculadas a la llanura de inundación del río Acebo (Fig. 8).

Las embrionarias fueron más importantes a lo largo de más de la mitad de los años de registro para decrecer súbitamente entre 1970 y 1992, calculándose una progradación neta en ambos sectores respecto al año 1957 de 586,30 m². Esta tendencia recesiva de las dunas activas continuó hasta 2001, con pérdidas paulatinas, debido a que acabaron transformándose en dunas vegetadas, detectándose un incremento de su superficie en el intervalo de 1970-1980. En los últimos veinte años, especialmente desde 1992, se asiste a una cierta recuperación, pero muy ligera, de tales dunas activas hasta 2006, mientras que las dunas vegetadas experimentaron incrementos desde 1970 a 1992, con una disminución que se hizo máxima en 2001 para, nuevamente, experimentar una cierta recuperación duradera hasta el 2006. Las dunas antropizadas abarcaban superficies reseñables ya desde el primer registro para aumentar su superficie más o menos paulatinamente y más del doble en 2004. Cabe destacar la evolución de las dunas vegetadas más orientales, que, entre 2001 y 2004, perdieron gran parte de su superficie

por efecto de la erosión natural, y, posteriormente, ser ocupadas en gran parte por la instalación de un parking «ecológico» en su seno. En definitiva, las dunas orientales han quedado reducidas a 5.349 m² de los 11.325 m² de superficie máxima alcanzada en 2001 y, en la actualidad, tienen una tendencia erosiva de forma paulatina.

Por el contrario, las dunas occidentales han tenido una evolución variable que fluctúa desde su mayor ocupación, observada en el fotograma de 1989, hasta el año 2006 en que perdieron gran cantidad de volumen sedimentario en las dunas activas y ligero incremento de las vegetadas en ciertos periodos durante los últimos 50 años, para terminar con la alarmante recesión detectada en 2009.

Para comprender mejor y más detalladamente la evolución de este campo dunar, se ha separado en dos conjuntos, uno oriental y otro occidental, de acuerdo con los dos procesos fundamentales que pueden operar entre dos registros sucesivos: retroceso y progradación (Tabla IV). Los cálculos de las superficies efectuados durante este periodo marcan una tendencia recesiva de la duna desde el año 1956 hasta la actualidad. La paradoja de que en ciertos momentos coexistan periodos de recesión con otros de progradación, éstos últimos menos importantes, se debe a la diferente evolución entre los campos occidental y oriental y a que, en ciertos sectores de la duna, es coetánea la ocupación antrópica con el depósito en el frente dunar bajo la forma de dunas tabulares de espesor decimétrico. En términos globales, las dunas activas han perdido superficie, mientras que las vegetadas y antropizadas han ganado ligeramente.

Los frentes de estos conjuntos dunares, que suponen la transición a la zona supramareal de la playa, exhiben una franja de anchura métrica de dunas embrionarias bajo la forma tabular y espesores decimétricos, que se incrementan hacia el arroyo del Acebo y máximas anchuras (hasta 35 m) y desniveles métricos en la margen oriental. Se completan con un retazo de dunas remontantes en el extremo occidental bajo una geometría tabular y un espesor inferior a 1 m.

Las avenidas del arroyo construyen un abanico de arenas y gravillas (Fig. 4), cuya geometría distal, que

DUNAS	Superficies (m ²)			TOTAL
	Activas	Vegetadas	Antropizadas	
1957	28.471,86	19.528,00	36.678,19	84.678,05
1970	18.188,48	28.394,58	36.677,93	83.260,99
1989	6.751,88	36.677,93	43.048,53	86.478,34
1992	3.343,05	38.339,06	43.048,53	84.730,64
1995	3.458,82	33.780,12	43.048,68	80.287,62
2001	4.486,62	27.830,73	44.943,60	77.260,95
2004	4.938,42	30.207,21	48.362,83	83.508,46
2006	753,00	32.221,40	48.362,83	81.337,23

Tabla III.- Superficies calculadas (m²) para cada una de las tres clases de dunas: activas, vegetadas y antropizadas, así como de la totalidad, a lo largo de 50 años de registro en cuyas fotografías aéreas representativas se han analizado.



Figura 8.- Instantánea tomada el año 1985 desde el extremo oriental que muestra la desembocadura del arroyo del Acebo sobre la playa de Vega, construyendo el lóbulo/abanico de avenidas, así como la totalidad del campo dunar antes de la erosión de buena parte del frente en el que se generaron los cordones dunares vegetados.



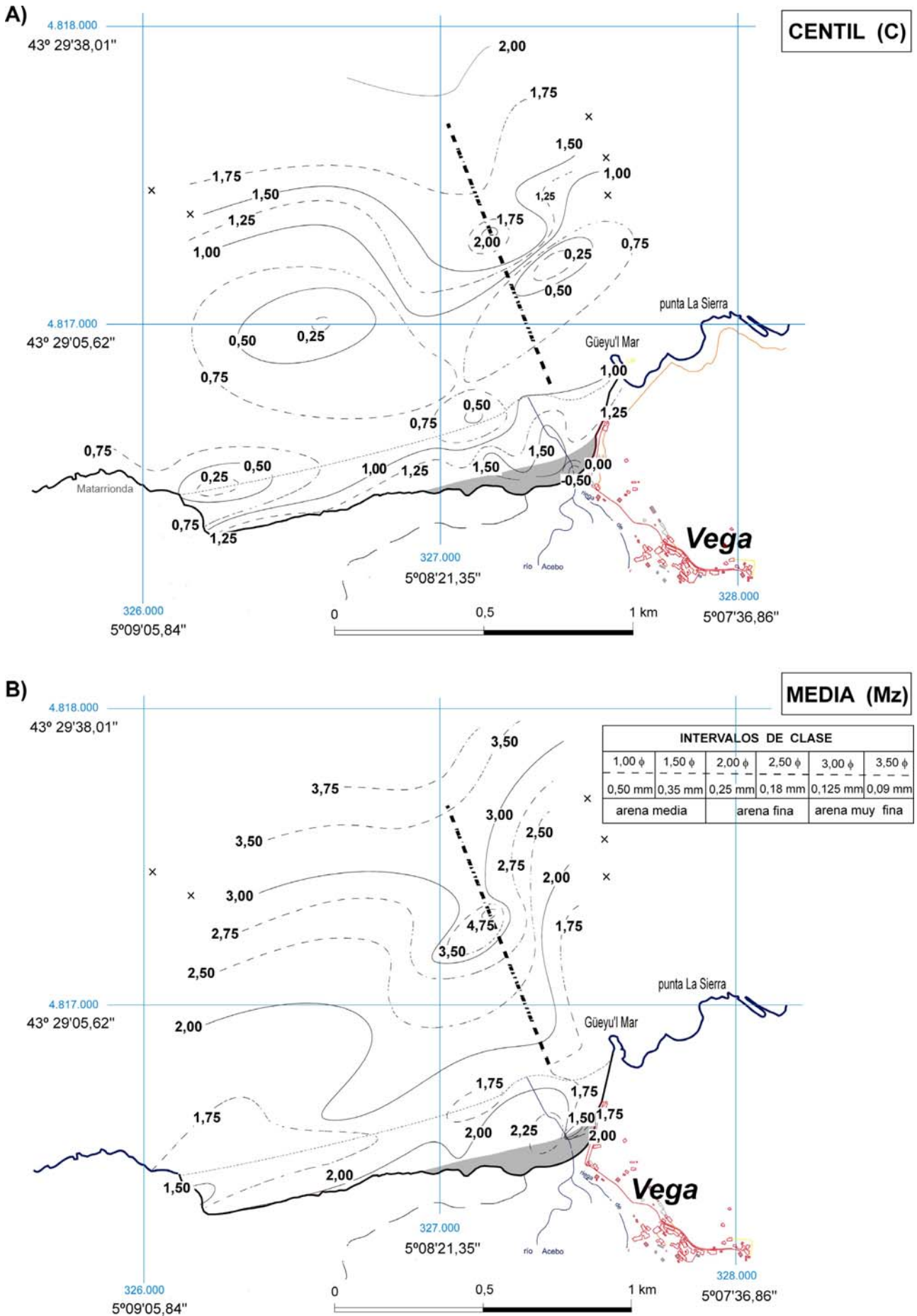


Figura 9.- Mapas de tendencias de las isólinas de los parámetros de rango y relación, del centil y la media, en unidades φ.

	DUNAS OCCIDENTALES		DUNAS ORIENTALES	
	<i>Retroceso</i>	<i>Progradación</i>	<i>Retroceso</i>	<i>Progradación</i>
	Superficies (m ²)			
1956-1970	1.416,80			2.003,11
1970-1989	1.631,83		1.521,42	
1989-1992	732,17		1.015,53	
1992-1995	4.866,86		576,31	5.818,91
1995-2001	10.038,93		155,65	
2001-2004	1.771,07	8.524,99	5.818,91	
2004-2006	448,83		2.620,06	

Tabla IV.- Superficies de retroceso y/o antropización y progradación natural (m²) en intervalos comprendidos entre los fotogramas consecutivos sobre los que se han realizado los cálculos.

llega a ocupar una franja submareal muy somera, se mantiene durante intervalos prolongados a pesar de tratarse de una estructura potencialmente efímera. Todavía se trata de una morfología funcional que se activa cuando las avenidas del arroyo son de cierta entidad.

La llanura aluvial ocupa una cierta extensión (Fig. 7), probablemente por haber sido inundada para generar un estuario reducido durante el Flandriense, como tuvo lugar de forma generalizada con la totalidad de los estuarios cantábricos, que se colmataron hasta la cota de +3,0 m (Rivas Mantecón, 1991), respecto a las pleamares vivas medias, así como más específicamente los situados al O del Libardón y Espasa (Fig. 2).

Los cálculos de las superficies de la totalidad del campo dunar correspondientes a la fase de estabilidad hasta el año 1989 (Fig. 7A) y del registro último de 2006 (Fig. 5B) ascienden a 86.478,34 m² y 81.337,23 m², respectivamente (Tablas III y IV).

Caracterización sedimentológica

En este trabajo, los sedimentos son mayoritariamente arenosos, tanto para las diferentes zonas playeras como para el campo dunar. No obstante, la introducción de fracciones más finas (limos) a través del emisario del lavadero de fluorita de la Mina Ana rebaja ligeramente la media granulométrica en las áreas próximas a la boca, en las áreas más profundas y alejadas de la playa.

Los parámetros granulométricos y los porcentajes de carbonatos biogénicos (composición) incluyen la totalidad de las muestras entre las que figuran las de procedencia minera, más finas y siliciclásticas. Las tendencias del centil (Fig. 9A) están marcadas por la presencia de materiales más groseros (0,00 ϕ) en las dunas vegetadas internas y algo más finos en el frente expuesto. En las zonas central y oriental intermareales los valores son medios, mientras que en la occidental son más groseros. Dentro de la franja submareal somera, hay una tendencia similar a la intermareal, con centiles propios de fracciones mayores; se observa un cambio brusco a partir de la salida del colector de los lavaderos de la mina de fluorita, donde el centil pasa a valores mucho más finos (> 1,50 ϕ).

La media representa mejor la distribución de tamaños, así, en las dunas destacan los tamaños finos, que pasan a medios en la playa (Fig. 9B). La transición de la zona intermareal a la submareal somera es gradual, lo mismo que hacia la más profunda, donde los sedimentos varían de finos a muy finos (>3,00 ϕ).

Por otro lado, las arenas están bien calibradas en dunas y playa intermareal (0,30-0,40 ϕ), empeorando paulatinamente hacia el extremo del colector (Fig. 10A). Este hecho se relaciona, en buena medida, con la incorporación de fracciones limosas en el entorno del emisario.

Las asimetrías muestran tendencias poco netas, casi simétricas en la banda somera sumergida y positivas en la exterior e intermareal occidental (Fig. 10B). En cuanto a la angulosidad, las curvas son chatas en las dunas y en la franja submareal somera occidental y hacia la esquina NE más profunda, tendiendo a medias y agudas en la margen centro-occidental sumergida (Fig. 11A). Los carbonatos presentan valores máximos en el intermareal occidental (65%) con una tendencia decreciente en las dunas (37,5%) y más marcadamente mar afuera a la altura de la salida del emisario, donde el aporte es prácticamente siliciclástico (Fig. 11B).

Se han sintetizado, como valores promediados, todos los datos granulométricos (incluyendo los equivalentes en mm) y de composición para cada la totalidad de la playa y las dunas, así como las diferentes franjas de la zona submareal en relación con la batimetría: somera y profunda (Tabla V).

Discusión dinámico-sedimentaria

Con los datos granulométricos y de composición, así como los contenidos sintéticos de la tabla V, se deducen las transiciones sedimentarias más generales dentro de la propia playa y desde ésta hacia la duna. La energía decrece gradualmente hacia la submareal profunda, como lo demuestran, fundamentalmente, la disminución del tamaño medio, el empeoramiento del calibrado y el menor porcentaje carbonatado. Los aportes a la duna provienen de la deflación de la playa intermareal, asociada con la zona submareal somera.



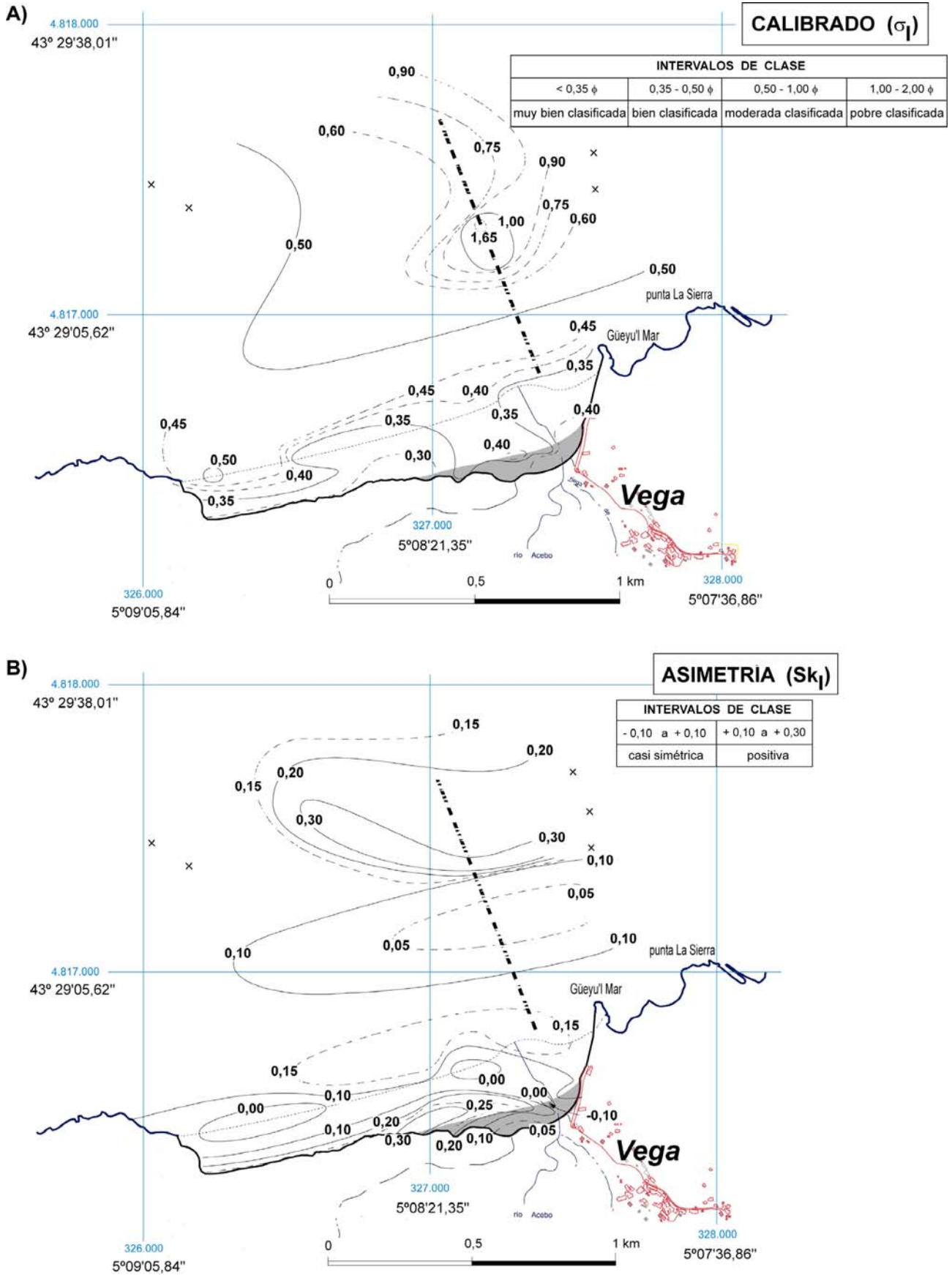


Figura 10.- Mapas de tendencias de las isólinas de los parámetros de relación del calibrado en unidades ϕ y de la asimetría (adimensional).

A escala de detalle, la adición de partículas de fluorita, como sedimento insoluble, distorsiona, en parte, las distribuciones de los mapas de tendencias,

particularmente en la banda de influencia del emisario, como se refleja en las distribuciones del centil, media, calibrado y carbonatos. Filtrando

estos resultados se llega a apreciaciones más coherentes.

Las tendencias más generales se manifiestan de una forma más neta como se detalla seguidamente. No obstante, es necesario matizar que no todas las distribuciones muestran las ideales, sino que cada una aporta su grado de información y, en muchas ocasiones, parcialmente.

Desde la playa intermareal inferior hacia las porciones más profundas de la playa sumergida: los centiles y medias, propios de fracciones comparativamente mayores, afinan paulatinamente, adaptándose fielmente a las isobatas; asimismo, los calibrados pasan de buenos a peores, las curvas de simétricas a asimétricas positivas y de agudas a chatas y, finalmente, se observa una transición desde máximos contenidos carbonatados a mínimos. En la distribución de isolíneas de carbonatos, se aprecia mejor la tendencia del transporte hacia el NE en el extremo oriental.

Desde el intermareal inferior hacia el superior e, incluso, el campo dunar, las transiciones son casi constantes; así, disminuyen los tamaños de grano, mejoran los calibrados, aunque irregularmente, las curvas se hacen más asimétricas positivas y más chatas; los carbonatos también se hacen progresivamente menores.

En las áreas más internas del campo dunar, donde la influencia de las avenidas se deja notar, las tendencias generales se alejan notablemente: Así, aparecen tamaños mayores, curvas algo negativas (-0,10) y muy chatas (0,67) y mínimos carbonatos (37,5%).

En definitiva, la banda de la bajamar se constituye en un elemento dinamo-sedimentario donde, en esta playa para este muestreo, se concentra el mayor nivel energético del conjunto, a partir del cual se produce una disminución paulatina, tanto hacia las dunas como hacia la porción más profunda submareal de la playa.

Por lo que respecta a los sistemas de corrientes, las áreas de actuación de las resacas en esta playa se deducen por la existencia de centiles mínimos (0,25 f) desde la línea de la bajamar hasta la isobata de 4-5 m. La distribución de las isolíneas también ayuda a la interpretación por cuanto reflejan las direcciones de cambio en la tendencia de algunos parámetros, como el centil (en los costados occidental y oriental) y la media (solamente en el occidental), y la angulosidad y carbonatos (en el lado oriental), que disminuyen hacia el NE.

La deriva de playa se deduce parcialmente de la consideración de la distribución del centil y la media en el extremo occidental (máximo a mínimos hacia el E); también de curvas simétricas a algo asimétricas positivas y de máximos carbonatados a mínimos en ese mismo sentido.

Se debe tener en cuenta, asimismo, el papel del arroyo durante las avenidas en las que removiliza fracciones groseras y construye el abanico sobre la banda intermareal de la playa. Dicha morfología perdura notablemente como se pone de manifiesto en el análisis de las numerosas fotografías aéreas consultadas.

Como playa colgada, una más de las numerosas existentes en el litoral cantábrico, y ante la persistencia de los oleajes del NO, cabe esperar que, aun cuando los movimientos longitudinales del sedimento arenoso tengan una componente neta hacia el E, la presencia de fondos rocosos en el extremo oriental obliguen a la extrusión de la arena hacia el NE. Pero para mantener el equilibrio dinamo-sedimentario, es imprescindible que se produzca un proceso de rotación («*beach rotation*»), propio de playas entre promontorios, como documentaron Bird (1993) y Short *et al.* (1995), entre otros; necesariamente serán los componentes de ola del NE los que completen el circuito.

La erosión de una fracción importante del campo dunar externo a partir de 1989 debe achacarse al factor de elevación del nivel del mar en curso que, si bien no afecta de igual manera a todos los campos dunares conocidos en la costa cantábrica, se deja notar en éste y otros no muy numerosos de Asturias, atribuibles a causas naturales (Penarronda, Mexota, y Aguilera o Carniciega), pero más acusadamente en terrazas würmo-flandrienses (Portizuelo, Bañugues, Espasa y Beciella). Este avance del nivel del mar permite que se mantengan las dimensiones de la playa en la mayor parte de su franja trasera a costa de la destrucción de las dunas asociadas.

Durante etapas prolongadas de calma, se produce una cierta recuperación del frente dunar a través de la formación de bandas de dunas embrionarias, a modo de prismas de espesor decimétrico, que pueden llegar a colonizarse con vegetación pionera de *Elymus farctus*, como se ha reproducido en la figura 7B, correspondiente al registro fotográfico de 2004. No obstante, a pesar de las aportaciones adicionales de sedimento del lavadero, a veces con alguna fracción

Tabla V.- Promedios de los parámetros de rango y relación de la playa de Vega, sin tener en cuenta las muestras de limos derivados de los vertidos mineros (n=número de muestras representativas).

	CENTIL		MEDIA		CALIBRADO	ASIMETRÍA	ANGULOSIDAD	CARBONATOS
	ϕ	mm	ϕ	mm				
PLAYA								
intermareal n=14	1,03	0,52	1,91	0,27	0,36	0,11	1,08	51,11
submareal somera (n=5)	0,65	0,64	1,89	0,27	0,49	0,12	1,05	51,76
profunda (n=5)	1,26	0,42	2,80	0,14	0,57	0,18	1,17	35,20
TOTAL n=10	1,13	0,46	2,35	0,20	0,53	0,16	1,19	45,74
DUNAS n=6	1,12	0,53	2,19	0,22	0,37	0,10	0,84	41,27



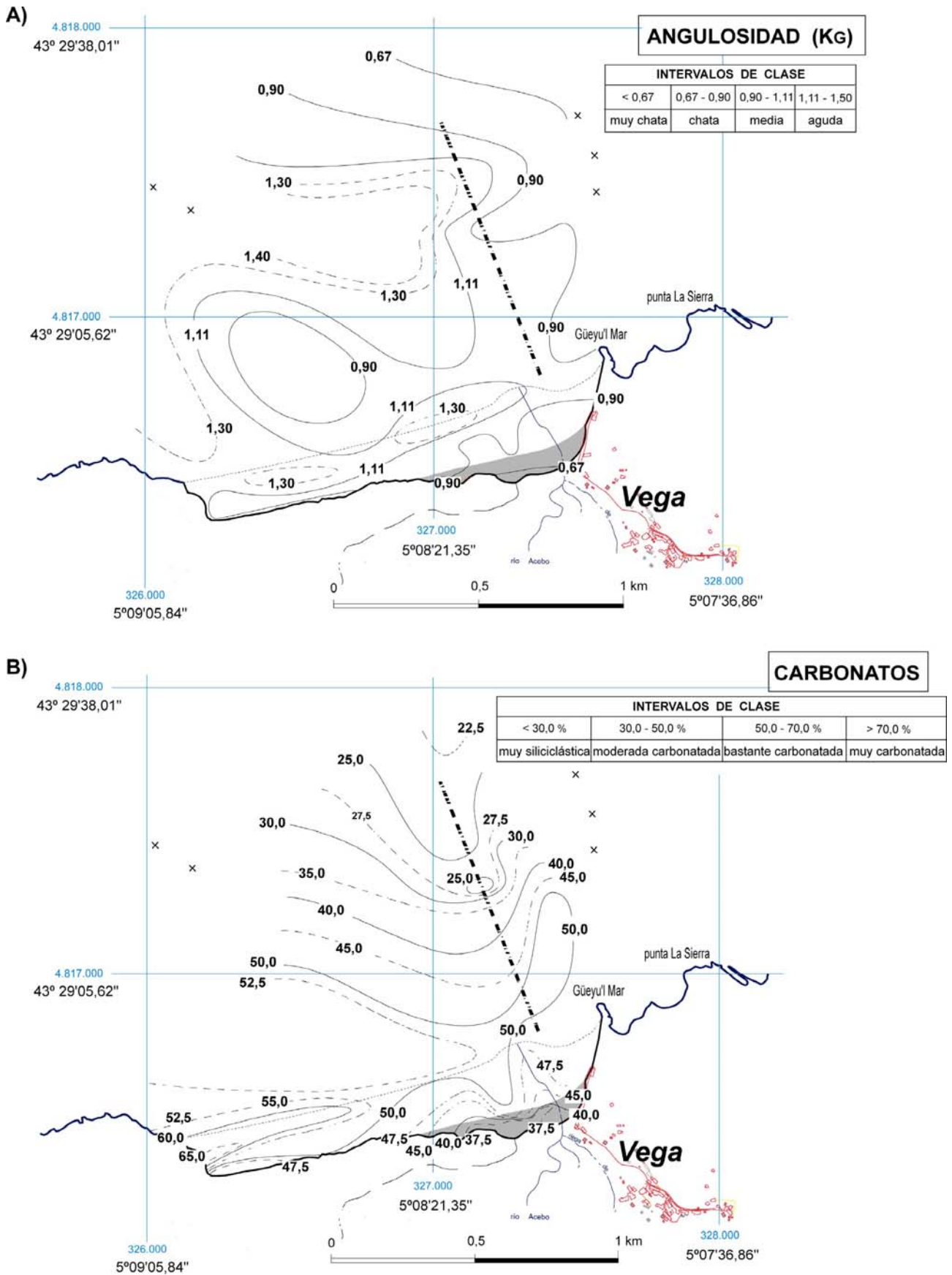


Figura 11.- Mapas de tendencias de las isólinas del parámetro de relación de la angulosidad (adimensional) y del contenido carbonatado biogénico (%).

arenosa, la evolución futura apunta a una recesión de las dunas en buena medida propiciada por la propia características de esta playa como colgada que no recibe apenas aportación sedimentaria, quizá sólo de carácter biogénico desde los promontorios confinantes y muy escasa en cualquier caso.

En definitiva, el esquema dinamo-sedimentario de la playa para oleajes dominantes de NO y dunas asociadas (Fig. 12) muestra una deriva playera hacia el E y dos corrientes de resacas con una trayectoria de extrusión SO-NE.

Conclusiones

El campo dunar, representado mayoritariamente por cordones dunares, mantos tabulares y una duna remontante fosilizada, ocupa una superficie reducida que alcanzó su máxima extensión en 1989 (86.478,34 m²), decreciendo progresivamente hasta alcanzar un mínimo en 2001 (77.260,95 m²) y una cierta recuperación en esta década del siglo XXI.

Una parte importante de las dunas vegetadas occidentales se erosionó definitivamente en 1995, afectando a alguno de los cordones bien conformados. Aun cuando el factor de cambio directo en el frente dunar se debe a los ciclos estacionales del clima de oleaje, se atisba una recesión atribuible al ascenso relativo del nivel del mar en las últimas décadas.

La playa de Vega está encajada entre promontorios (apoyada) y colgada que pasa por una fase evolutiva en equilibrio dinamo-sedimentario precario ante la

apuntada recesión dunar. Desde la perspectiva morfológica, dinámica y sedimentaria atiende a una playa disipativa.

Con la elaboración de mapas de tendencias de los parámetros de rango (centil) y relación (media, calibrado, asimetría y angulosidad), así como del contenido carbonatado biogénico se deduce un modelo dinamo-sedimentario de la playa. La banda inferior de la zona intermareal representa, en esta playa, el lugar donde los parámetros aludidos sirven de referencia como nivel energético a partir del cual se deducen las corrientes principales y las transferencias hacia las zonas inter y supramareal, incluyendo el campo dunar, por un lado, y hacia los fondos más profundos de la playa sumergida. Las tendencias se articulan desde aquella hacia ambos extremos, desde tamaños (centil y media) máximos a mínimos, calibrados menos contrastados en la parte emergida de la playa y dunas, pero empeorando hacia mayores profundidades y con porcentajes carbonatados variando de máximos a mínimos.

Las corrientes de deriva (persistente hacia el E) y de resaca se deducen especialmente a partir de la media, asimetría y carbonatos biogénicos: tamaños comparativamente mayores a menores, curvas simétricas a algo asimétricas positivas y porcentajes máximo a mínimos, siempre corriente abajo.

Referencias

Asselman, N.E.M. (1999). Grain size trends used to assess the effective discharge for foodplain sedimentation, River Waal,

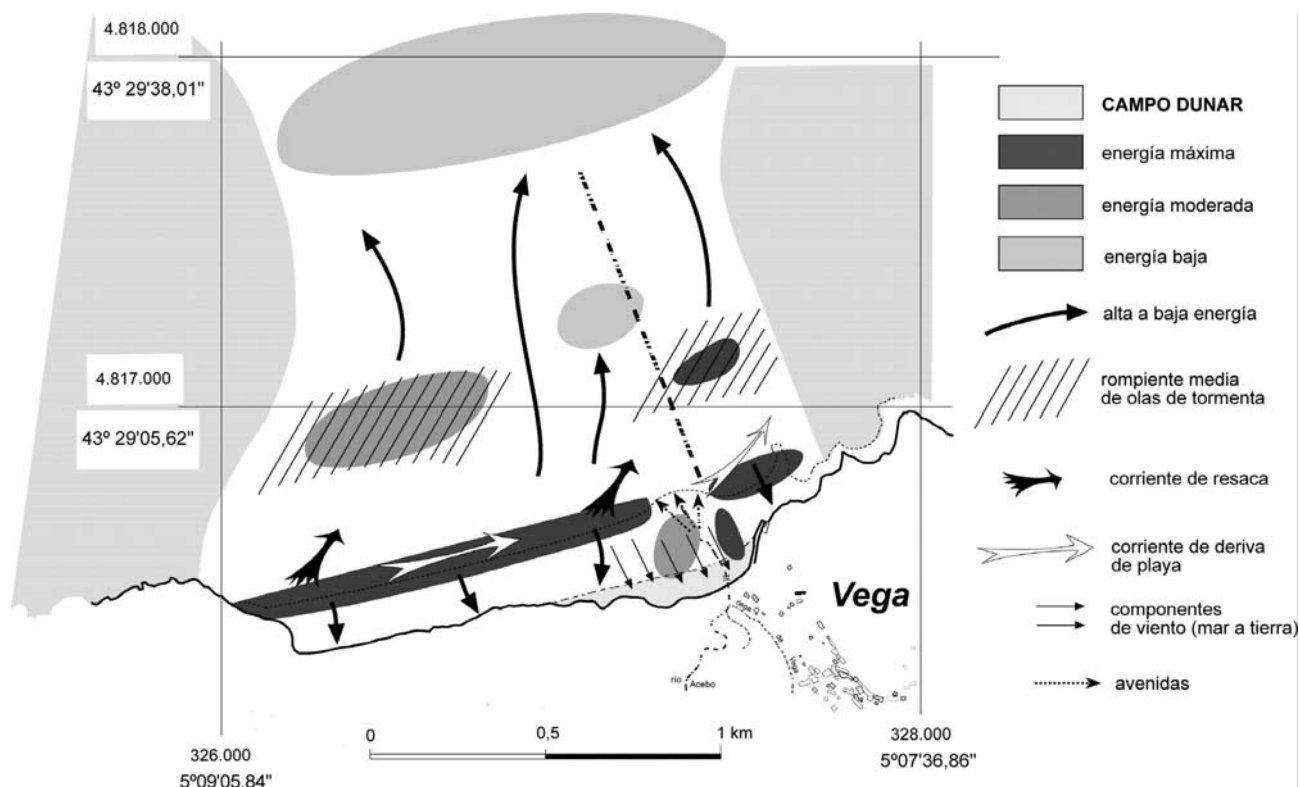


Figura 12.- Modelo dinamo-sedimentario de la playa de Vega para condiciones de oleaje dominante del NO.



- the Netherlands. *Journal Sedimentary Research*, 69, 51-61.
- Bird, E.C.F. (1993). *The Coast of Victoria*. Melbourne Univ. Press. 324 pp.
- Blott, S.J. y Pye, K. (2000). A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediment's. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 1473-1477.
- Blount, G y Lancaster, N. (1990). Development of the Gran Desierto sand sea. *Geology*, 18, 724-728.
- Clemmensen, L.B., Pye, K., Murray, A. y Heinemiers, J. (2001). Sedimentology, stratigraphy and landscape evolution of a Holocene coastal dune system, Lodbjerg, NW Jutland, Denmark. *Sedimentology*, 48, 3-27.
- Church J. y White, N. (2006). A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 33, L01602. doi:10.1029/2005GL024826.
- DuPont, H., Ribeiro, L.V., Lúcio, P.S. y Bodevan, E.C. (2000). Sediment transport trend at the Itanhém Estuary, Alcobaça, South Bahia, Brazil. En: A.H.F. Klein, ed. *Anáís Simpósio sobre Praias Arenosas*, 107-109.
- Flor, G. (1979). *Depósitos Arenosos de las Playas de la Región de Cabo Peñas (Asturias): Sedimentología y Dinámica*. Tesis Doctoral (no publicada). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.
- Flor, G. (1981). 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. (1987). Evolución del borde costero del noroeste peninsular: un modelo de costa acantilada progradante. *Actas de la VII Reunión sobre el Cuaternario. A.E.Q.U.A.*, 215-218. Santander.
- Flor, G., Marquinez, J. y O'Neill, A. (1983). El complejo de dunas eólicas de la playa de Frouxeira (Meirás-Valdoviño, La Coruña). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 6, 155-187.
- Flor, G. y Martínez Cedrún, P. (1991). Características morfológicas y sedimentológicas de las dunas eólicas de Sonabia (zona oriental de Cantabria, NO de España). *Estudios Geológicos*, 47, 317-337.
- Flor, G. y Peón, A. (2004). Rasas y superficies de erosión continental en el relieve alpídico del noroeste peninsular y los depósitos terciarios. *Geomorfología do NW da Península Ibérica* (M.A. Araújo A. Gomes, eds). Porto, 13-31.
- Flor, G., Flor Blanco, G. y Martínez, J.F. (2004). Evolución del campo dunar de El Puntal (Laredo). *Actas de la II Reunión de Geomorfología Litoral* (R. Blanco Chao, J. López Bedoya y A. Pérez Alberti, eds.). Publicación de la Universidad de Santiago de Compostela, 155-166.
- Flor, G., Carriedo Veci, J. y Martínez Cedrún, P. (2006). Aspectos morfológicos y sedimentarios de los campos dunares de la costa de Noja (Cantabria). *Actas de la IX Reunión de Geomorfología* (A. Pérez Alberti y J. López Bedoya, eds.). Publicación de la Universidad de Santiago de Compostela, 361-373.
- Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.
- Friedman, G.M. (1979). Differences in size distribution of populations of particles among sands of various origin. *Sedimentology*, 26, 859-862.
- Gao, S. y Collins, M. (1991). A critique of the «McLaren method» for defining sediment transport paths- Discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61, 143-146.
- Gao, S. y Collins, M. (1992). Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of «transport vectors». *Sedimentary Geology*, 80, 47-60.
- Gao, S., Collins, M., Lanckneus, J., De Moor, G. y Van Lancker, V. (1994). Grain-size trends associated with net sediment transport patterns: An example from the Belgian continental shelf. *Marine Geology*, 121, 171-185.
- Garrote, J. y Garzón, G. (2003). Modelo textural de tendencia de transporte del sedimento para la playa de Oyambre (Cantabria). *Actas de la XI Reunión Nacional de Cuaternario*, 45-52. Oviedo.
- Giles, R.T. y Pilkey, O.H. (1965). Atlantic beach and dune sediments of the southern United States. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35, 900-910.
- Greenwood, B. (1978). Spatial variability of texture over a beach-dune complex, North Devon, England. *Sedimentary Geology*, 21, 27-44.
- Komar, P.D. (1998). *Beach Processes and Sedimentation* (2ª ed.). Prentice-Hall. 544 pp.
- Leeder, M.R. (1982). *Sedimentology, Processes and Products*. Allen and Unwin, London. 344 pp.
- Le Roux, J.P. (1994). An alternative approach to the identification of net sediment transport paths based upon grain-size trends. *Sedimentary Geology*, 94, 97-107.
- Le Roux, J.P. y Rojas, E.M. (2007). Sediment transport patterns determined from grain size parameters: Overview and state of the art. *Sedimentary Geology*, 202, 473-488.
- Losada, M. A., Medina, R. y Desiré, J.M. (1989). The Orio inlet: A case study from the north coast of Spain. *Journal of Coastal Research*, 5, 137-145.
- Marcos, M., Gomis, D., Montserrat, S., Álvarez, E., Pérez, B. y García-Lafuente, G. (2004). Consistency of long sea-level time series in the Northern coast of Spain. *Journal of Geophysical Research*, 119 (C.9).
- Martínez Cedrún, P. (2009). *Caracterización Morfológica y Sedimentológica de los Campos Dunares de Cantabria*. Evolución Ambiental. Tesis Doctoral (no publicada). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.
- Martos de la Torre, E. y Flor, G. (2004). Controles morfológicos y sedimentarios en relación con los ciclos estacionales en la playa de cantos de Aramar (Luanco, Asturias). *Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología* (G. Benito y A. Díez Herrero, eds.). Sociedad Española de Geomorfología. Toledo, Vol. I, 273-281.
- Matias, A., Ferreira, Ó., Mendes, I., Dias, J.A. y Vila-Concejo, A. (2005). Artificial construction of dunes in the south of Portugal. *Journal of Coastal Research*, 21, 472-481.
- McLaren, P. (1981). An interpretation of trends in grain size measures. *Journal Sedimentary Petrology*, 51, 611-624.
- McLaren, P. y Bowles, D. (1985). The effects of sediment transport on grain-size distributions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 457-470.
- Medina, R., Losada, I., Losada, M.Á y Vidal, C. (1995). Variabilidad de los perfiles de playa: forma y distribución granulométrica. *Ingeniería del Agua*, 2, 133-142.
- Pedrerros, R., Howa, H.L. y Michel, D. (1996). Application of grain-size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Marine Geology*, 135, 35-49.
- Peón, A. (1992). *Evolución Morfogenética del Relieve de Asturias*. Tesis Doctoral (no publicada). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.
- Pye, K. (1982). Negatively skewed aeolian sands from a humid tropical coastal dunefield. northern Australia. *Sedimentary*

- Geology*, 31, 249-266
- Ribeiro, L.V., Dupont, H., Bodevan, E.C. y Lúcio, P.S. (2001). Direção de transporte sedimentário na desembocadura do rio Itanhém, extremo sul da Bahia. Aplicação do método de Gao & Collins e krigagem vetorial. *Geonomos*, 8 (2), 9-18. www.igc.ufmg.br/geonomos/PDFs/8_2_09_18_Ribeiro.pdf
- Rivas Mantecón, V. (1991). *Evolución Reciente y Estado Actual del Litoral Cantábrico Oriental. Tesis Doctoral* (no publicada). Departamento de Geografía. Universidad de Murcia.
- Sánchez de la Torre, L.M. y Flor, G. (1976). Sedimentación en el litoral del Cabo Peñas (Verdicio). *Trabajos de Geología*, 8, Univ. de Oviedo, 311-316.
- Shideler, G.L. y Smith, K.P. (1984). Regional variability of beach and foredune characteristics along the Texas Gulf Coast barrier system. *Journal Sedimentary Petrology*, 54, 507-526.
- Short, A.D. Ed. (1999). *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Wiley & Sons, Ltd. 379 pp.
- Short, A.D., Cowell, P.J., Cadee, H., Hall, W. y van Dijk, B. (1995). Beach rotation and possible relation to the Southern Oscillation. En: *Ocean Atmosphere Pacific Conference* (T.H. Aung, ed.). National Tidal Facility, Adelaida, Australia, 329-334.
- Stapor, F. y Tanner, W.F. (1975). Hydrodynamic implications of beach, beach-ridge and dune grain-size studies. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45, 926-931.
- Watson, G.S. (1966). The statistics of orientation data. *Journal of Geology*, 74, 786-797.
- Williams, A.T., Evans, N.H. y Leatherman, S.P. (1985). Genesis of Fire Island foredunes, New York. *Sedimentary Geology*, 201-216.

Manuscrito recibido el 14 de julio de 2009
Aceptado el manuscrito revisado el 20 de enero de 2010

