



TRANSFERENCIAS ARENOSAS TRANSVERSALES Y LONGITUDINALES ENTRE PLAYAS APOYADAS Y DUNAS ASOCIADAS EN LA COSTA DE ASTURIAS (NO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA)

Longitudinal and transverse sand transfers between embayed beaches and associated dune fields along the Asturian coast (NW Iberian Peninsula)

Germán Flor, Germán Flor-Blanco y María Rey Ruanova

Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España.
gflor@uniovi.es, florgerman@uniovi.es, marinha@gmail.com

Abstract: *In the embayed sandy beaches of the cliff coast of NW Spain (Iberian Peninsula), the siliciclastic sands are mainly supplied by fluvial inputs, while carbonates sands (bioclasts) come from the organisms that colonize the peritidal rocky shore, some inherited. The sedimentological characteristics of these coastal deposits are studied over a wide segment of more than 387 km on the coast of Asturias. From the range (coarse centile) and the inclusive graphical granulometric parameters, as well as the composition of silica/biogenic carbonate rate, can be deduced the transverse transfers between the beach and the associated aeolian dune field, and the longitudinal distribution in accordance with several coastal sections. Generally, from the beach to the aeolian dune field the average mean grain size decreases, the sorting improves, and percentage of biogenic carbonate falls; and, from an embayed beach to the adjacent one, a W-E downcurrent can be inferred due to the sand coastal drift. Large rivers have high siliciclastic discharges that are homogenized with the carbonate bioclasts from the estuarine mouths, whereas maximum carbonates are related with regional and local upwellings. This happens when the coastal current hits against some large promontory or due to the input of nutrient substances from estuaries containing wide, well-developed tidal flats and marshes which increase the proportion of peritidal organisms.*

Keywords: *embayed beaches, dunes, sands, bioclasts, sedimentary transport.*

Resumen: *En las playas arenosas apoyadas de la costa acantilada de Asturias (NO de España, Península Ibérica), los componentes arenosos siliciclásticos derivan principalmente de aportaciones fluviales, mientras que los carbonatos (bioclastos) provienen de organismos de la franja rocosa perimareal, algunos heredados. Se estudian las características sedimentológicas de estas playas en un amplio segmento de 387 km de costa. A partir de los parámetros de rango (centil más grueso) y de relación, así como de la composición (tasa de sílice/carbonato biogénico), se deducen las transferencias transversales entre playa y dunas eólicas asociadas, y la distribución longitudinal, sectorizando diferentes tramos costeros. En general, desde la playa hasta el campo dunar eólico, el tamaño medio de grano disminuye, el calibrado mejora y el porcentaje de carbonato biogénico disminuye; y, desde una playa apoyada a la adyacente, lo que confirma una corriente de deriva costera O-E. Las descargas siliciclásticas fluviales se homogenizan con los carbonatos bioclastos desde los ámbitos estuarinos cuyos máximos se relacionan con afloramientos oceanográficos*



regionales y locales. Esto último ocurre al chocar la corriente costera contra algún gran promontorio o, más habitualmente, si los nutrientes procedentes de grandes estuarios con llanuras fangosas y marismas bien desarrollados incrementan la proporción de los organismos perimareales.

Palabras clave: *playas apoyadas, dunas, arenas, bioclastos, transporte sedimentario.*

Flor, G., Flor-Blanco, G., Rey Ruanova, M., 2022. Transferencias arenosas transversales y longitudinales entre playas apoyadas y dunas asociadas en la costa de Asturias (NO de la península Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 35 (1): 15-35

Introducción

Las investigaciones en playas arenosas entre promontorios o apoyadas (*embayed beaches*) han tenido menor atención que las grandes playas rectilíneas de costas bajas (Klein *et al.*, 2002). Sin embargo, se asocian en su mayor parte a costas rocosas, que conforman un 93% de los litorales del mundo (Young y Carilli, 2019). De este tipo de playas, se han estudiado, especialmente, las construidas artificialmente por su demanda social, en relación con la configuración de su equilibrio estático, y el mantenimiento de la estabilidad sedimentaria durante períodos prolongados (Daly *et al.*, 2015).

El intercambio sedimentario entre playas contiguas sólo es posible en grandes temporales (Tait, 1995), aunque no siempre. El patrón dinámico de estas playas apoyadas se caracteriza por una circulación circular del agua, como resultado de la presencia de promontorios (Short, 1996; Loureiro *et al.*, 2012), cuyos componentes de transporte varían de acuerdo con los diferentes oleajes incidentes. En cuanto al transporte significativo de sedimentos de una playa a la adyacente, el sedimento debe moverse primero transversalmente para atravesar la zona de oleaje y evitar la interposición del promontorio (Storlazzi y Field, 2000). Se debe tener en cuenta la transferencia longitudinal de arena para establecer las relaciones entre las principales áreas fuente y la dispersión de sedimentos, manteniendo el equilibrio dinámico-sedimentario a lo largo de una costa acantilada. En general, el transporte longitudinal de los sedimentos está restringido debido a la existencia de topografías rocosas sumergidas cuyo conocimiento es escaso (Tait y Revenagh, 1998).

Existen diferencias locales de las propiedades sedimentarias como resultado de las descargas variables de los ríos, por las litologías de los acantilados adyacentes o por las características geomorfológicas de la plataforma continental interna (Trindade y Ramos-Pereira, 2009). Es necesario conocer las relaciones entre la batimetría, la geología (estructura tectónica), la distribución sedimentaria de la plataforma continental interna y su conexión con la costa para establecer la distribución, interacción y el transporte sedimentario costero entre las playas apoyadas a lo largo de la costa (Storlazzi y Field, 2000).

Los requisitos básicos para la formación de dunas costeras dependen del suministro de arena desde la playa, que debe ser excedentaria, y la actuación de vientos desde el mar a tierra, capaces de transportar las arenas seleccionadas

a la posplaya para constituir el campo dunar (Pye, 1983). La transferencia transversal de arena por el viento desde la playa para construir la duna costera contribuye a mantener una reserva natural de sedimento (Psuty, 1988; Gómez-Pina *et al.*, 2002). Este depósito actúa como barrera y evita las inundaciones o reduce su intensidad (Pye *et al.*, 2007), ralentizando la evolución futura de la playa ante la subida del nivel del mar; esta realidad ha sido bien documentada en dunas asturianas en fase de retroceso (Flor y Flor-Blanco, 2009; Flor-Blanco y Flor, 2016; Flor-Blanco *et al.*, 2021).

Las playas arenosas asturianas constituyen unidades aisladas como compartimentos naturales, algunas artificiales, con plantas más o menos curvadas; otras incluyen prismas de arena sumergidos hasta la plataforma continental interna, e, incluso, varias playas pueden compartir un mismo prisma litoral (Flor y Flor-Blanco, 2009). Las de mayor dimensión corresponden a barreras confinantes de estuarios y adquieren plantas rectangulares, alargadas longitudinalmente, mientras que aquéllas en las que drena algún río costero o arroyo, relativamente numerosas en la costa asturiana, tienen plantas triangulares.

Las descargas fluviales siliciclásticas de origen continental y la incorporación de bioclastos carbonatados de procedencia costera, son fundamentales para construir los ambientes sedimentarios más significativos en la costa asturiana: estuarios, playas y campos de dunas eólicas. A partir de los datos sedimentológicos de playas arenosas se infieren aspectos sobre las áreas fuente y la dependencia con los grandes ríos, los estuarios con amplias marismas y otros procesos oceanográficos locales en la costa, como afloramientos (*upwelling*). En particular, la naturaleza y la textura de las arenas bioclásticas frente a las siliciclásticas, que predominan, son útiles para deducir las áreas fuentes continentales y marinas (Gómez-Pujol *et al.*, 2013).

Cuando la deriva litoral no dispone de fracción arenosa en su transporte longitudinal o existe un sistema fluvial suministrador muy energético, se generan playas de cantos y gravas. Estas fracciones también pueden provenir, frecuentemente, de los acantilados locales y en Asturias, en menor proporción, de los sedimentos que recubren las “rasas”, que son depósitos de carácter discontinuo con espesores de escala métrica.

Este artículo contiene numerosos datos recopilados desde la década de los años 70 y el objetivo se centra en el estudio de la distribución espacial de los principales parámetros granulométricos y el porcentaje carbonatado (bioclastos), ambos en la totalidad de las muestras, como

parte de la mineralogía constituyente de las playas arenosas situadas entre promontorios y de los campos de dunas eólicas asociadas, a lo largo de toda la costa asturiana. Se trata de deducir las transferencias cualitativas de arena desde la playa al campo dunar contiguo, así como confirmar la hipótesis de la existencia de un transporte longitudinal con una componente general hacia el E en esta costa rocosa de Asturias. Para conseguir este objetivo, se sectorizan algunos conjuntos de playas y sistemas de playas/dunas como células litorales, desde la desembocadura de un sistema fluvial (Eo, Navia, Nalón y Sella). Se identifica el río suministrador original, los afloramientos oceanográficos (*upwellings*) costeros, el aporte de nutrientes de los estuarios más importantes al borde costero, las arenas bioclás-

ticas heredadas pre-holocenas y, finalmente, la dispersión del sedimento arenoso.

Marco regional

La costa asturiana está situada en la zona occidental del mar Cantábrico (golfo de Vizcaya, NO de la Península Ibérica), entre 43°52' y 42°45'N de latitud y 4°21' y 7°24'O de longitud (Fig. 1), bajo un clima templado húmedo de influencia atlántica, *Cfb* según la clasificación climática de Köppen y Geiger (Atlas Climático Ibérico, 2011). Las temperaturas medias anuales son moderadas, entre 13°C y 14°C y las lluvias varían desde mínimos de 900 mm/año, entre los estuarios del Eo-Navia y el Cabo de Peñas, y

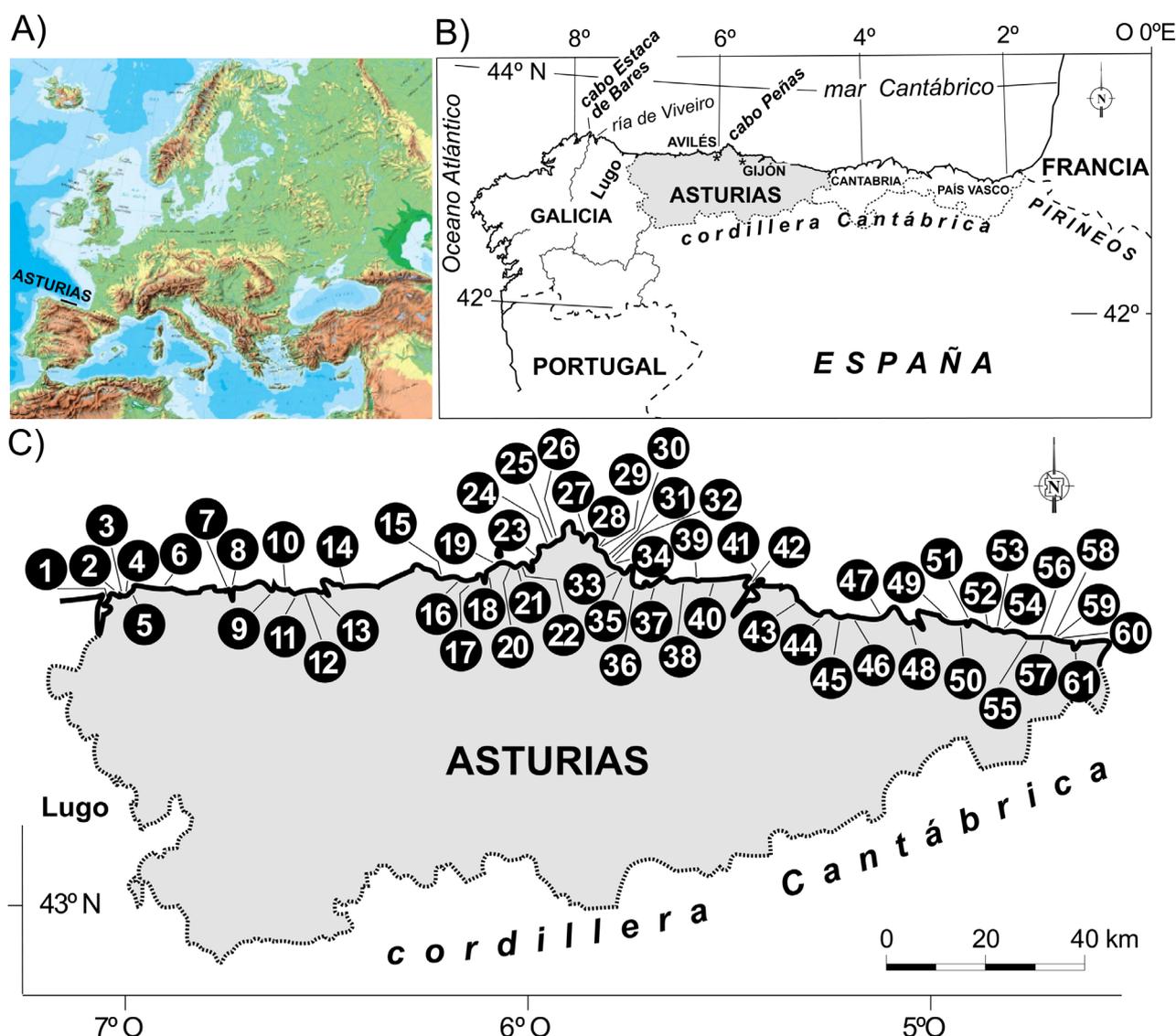


Fig. 1.- A) Situación de la costa de Asturias bañada por el mar Cantábrico (golfo de Vizcaya, NO de la península Ibérica). B) Playas, estuarios y localidades citadas en este estudio. C) Playas representativas y totalidad de campos dunares. De O a E son: Arnao (1), Peñarronda (2), Mexota (3), Sarello (4), Anguileiro (5), *Porcia* (6), Arnelles (7), Navia (8), Frejulfe (9), Barayo (10), Otur (11), *Salinas de Luarca* (12), *Cueva* (13), *Cadavedo* (14), Luiña (15), *Artedo* (16), *Aguilar* (17), Los Quebrantos (18), Bayas (19), *Bahinas* (20), *Santa María del Mar* (21), *Salinas-El Espartal* (22), Xagó (23), *Aguilera* (24), *Aguilera/Carniciega* (25), Tenrero (26), *Bañugues* (27), *El Gayo* (28), *La Ribera* (29), *Antromero* (30), *La Pregona* (31), *Carranques* (32), *Tranquero* (33), *Xivares* (34), *Aboño* (35), *El Arbeyal* (36), *San Lorenzo* (37), *La Nora* (38), España (39), Merón (40), *Tazonas* (41), Rodiles (42), *El Escanu* (43), *La Griega* (44), La Isla (45), Espasa (46), Vega (47), Santa Marina (48), *Pría* (49), *Cuevas de Mar* (50), *Gulpiyuri* (51), *Bedón* (52), *Toranza* (53), *Barro* (54), *Palombina* (55), *El Sablón* (56), *Toró* (57), *Buelna* (58), *Cobijero* (59), *La Silluca* (60) y La Franca (61). En cursiva, playas no contribuyentes a la formación de dunas.

máximos de 1.300 mm/año, a lo largo del oriente de Asturias (Álvarez García *et al.*, 2009).

La Zona Asturoccidental-leonesa está constituida por rocas siliciclásticas (cuarcitas, areniscas, algunas feldespáticas, y pizarras) del Paleozoico Inferior y Medio, un complejo calcáreo delgado, la Formación Calizas de Vega de edad cámbrica, y las siliciclásticas (detrítica-pelítica-arenosa) y volcánicas (porfiroides) del Precámbrico del Antiforme del Narcea (Fig. 2). Estos materiales tienen una orientación NNE-SSO y los buzamientos son superiores a 45°. Desarrollaron una fuerte deformación dúctil debido a un metamorfismo regional, aumentando la intensidad de E a O. En esta zona hay escasos afloramientos de granitoides tardihercínicos, que solamente se reconocen en las playas occidentales (Fig. 1) de Represas (E de Anguileiro, nº 5), en la desembocadura del río Porcia (nº 6) y en la zona occidental (Salave), y en Frejulfe (nº 9).

En la costa central asturiana (área del cabo de Peñas y extremos), las calizas y las rocas siliciclásticas del Paleozoico se orientan NE-SO, aflorando microconglomerados, arenas, margas y calizas del Jurásico inferior y el Cretácico superior, y areniscas y brechas rojas del Permotriásico, distribuidas según una compartimentación alpídica (Llopis Lladó, 1962). Hasta la desembocadura del Sella, se suceden formaciones calcáreas y siliciclásticas del Jurásico (García-Ramos *et al.*, 2011).

La costa oriental está constituida, principalmente, por calizas carboníferas y cinturones estrechos de cuarcitas or-

dovícicas (Fig. 2). Las calizas desarrollan estructuras kársticas: karren, bufones, salas, conductos, sumideros, poljés, dolinas y uvalas (Romero, 1984), algunas invadidas por el mar, como cuevas, calas, estuarios reducidos, entre otras (Flor-Blanco *et al.*, 2015a).

La alineación general de la costa asturiana es O-E, con el avance hacia el N del cabo de Peñas, triangular en planta, en el segmento central. Desde Gijón hacia el E, se abre un tramo monoclinual O-E y una costa subrectilínea escalonada, como el tramo de Lastres-Colunga NO-SE (Figs. 1, 2), debido a la adaptación a fallas alpinas NO-SE (Gutiérrez-Claverol *et al.*, 1988); las dolomías y calizas jurásicas se sustituyen al E por facies siliciclásticas con icnitas de dinosaurios de la misma edad (García-Ramos *et al.*, 2011).

En su conjunto, es una costa rocosa generada por un levantamiento epirogenético en un margen pasivo del Atlántico, relacionado con la construcción del relieve montañoso gallego y las cordilleras cantábrica y pirenaica (Flor y Flor-Blanco, 2014a; López-Fernández *et al.*, 2020). La zona de estudio muestra ciertas analogías geomorfológicas con otras costas tectónicamente activas, como las californianas (Storlazzi y Field, 2000). Contiene 12 superficies escalonadas de erosión continental y marina ("rasas") con una continuidad lateral irregular (Flor y Flor-Blanco, 2014a); las superiores (más elevadas y antiguas) tienen origen continental y las inferiores (más estrechas) conservan depósitos de gravas y arenas de playa que, de forma localizada, culminan con dunas eólicas. En la costa occidental (Zona Asturocci-

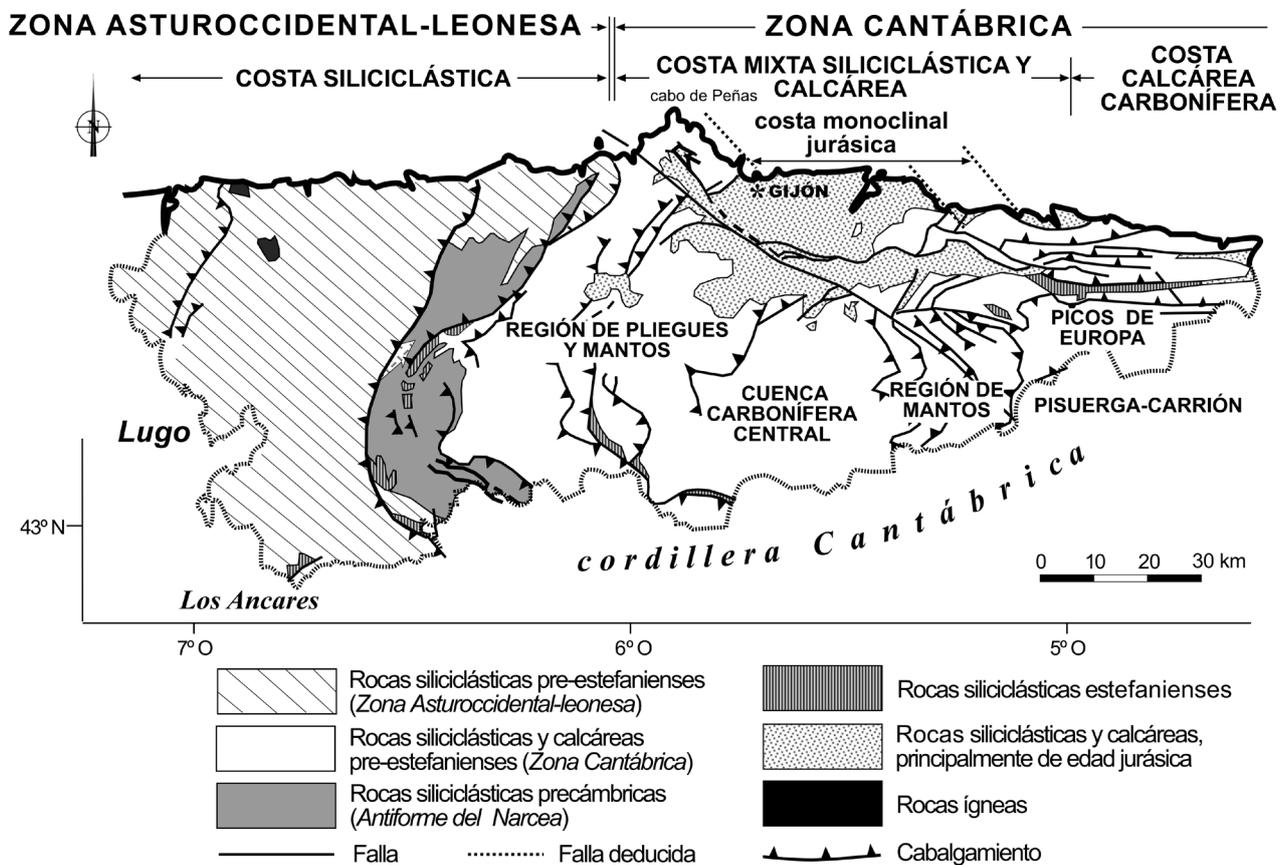


Fig. 2.- Mapa geológico simplificado de Asturias, basado en Pérez Estaún *et al.* (1988).

dental-leonesa), las superficies de erosión se reducen a una o dos unidades, que están cubiertas con depósitos continentales discontinuos (Flor y Flor-Blanco, 2014a).

Dentro de este ámbito litoral asturiano, las playas apoyadas (más de 400) se rellenaron, preferentemente, con arenas y algunas con gravas, siendo éstas más numerosas en todo el occidente y en el tramo oriental del cabo de Peñas. Los campos de dunas eólicas y los estuarios, que rellenan los valles fluviales en las desembocaduras, también caracterizan la sedimentación costera. La plataforma continental interna contiene una cubierta sedimentaria formada por un delgado y complejo mosaico de facies, que incluye depósitos relictos, bien estudiadas en la costa del cabo de Peñas. Además, afloran amplios fondos rocosos, tratándose de una plataforma subalimentada o desnuda (Fernández-Valdés *et al.*, 1994; Fernández-Valdés, 1997).

Agentes dinámicos

Los vientos dominantes en la costa asturiana (Fig. 3A) provienen del SO en otoño y verano, del O y el E a lo largo del invierno, y del NO y el NE en la primavera (Lavín *et al.*, 2007). Las mayores velocidades varían entre 1 y 5 nudos con frecuencias del 40%, y entre 6 y 10 nudos superior al 30% (Fig. 3A). Los principales vientos que generan dunas eólicas son del NO, seguidos del O y NE, aunque los del SO generaron las dunas de Arnao (Flor y Flor-Blanco, 2014b).

El afloramiento costero (*upwelling*), descrito por Figueiras *et al.* (2002), se dedujo en el lado occidental del cabo de Peñas, y en las playas de Carranques (nº 32) y San Lorenzo (nº 37) en el lado oriental (Flor, 1980), de modo que los movimientos ascendentes del agua incrementan los nutrientes y, en consecuencia, el porcentaje de carbonatos bioclásticos costeros. El transporte sedimentario de partículas finas en suspensión, cuando las crecidas de los ríos alcanzan las zonas de desembocaduras, se desvía hacia el E debido al efecto Coriolis.

Los oleajes más frecuentes proceden del NO (Fig. 3B) en casi el 70%. En la costa cantábrica, las alturas significantes de olas más frecuentes varían entre 1,0 y 1,5 m y los períodos de pico entre 6,0 y 14,0 segundos, siendo las alturas típicas de las tormentas de $H_s \approx 5,0$ m (Medellín *et al.*, 2008), y los períodos de pico entre 8,0 y 14,0 segundos (González *et al.*, 2008). La disipación de la ola en cada playa depende

de la batimetría, siendo la deriva sedimentaria arenosa más habitual hacia el E, aunque puede invertirse localmente, como ocurre en algunas barreras confinantes de estuarios, como los del Eo, Nalón, Villaviciosa, Bedón y otros ríos costeros y arroyos que drenan en las propias playas.

La orientación general O-E de la costa, sumada a los oleajes incidentes del NO, que rompen oblicuamente sobre la costa, y los vientos del NO y SO, desencadenan un flujo persistente de aguas superficiales hacia el E a lo largo de la franja costera, con una velocidad media de 1 cm/s (Treguer *et al.*, 1979).

Las mareas son semidiurnas y mesomareales con rangos mínimos de 1,00 m, máximos de 4,75 m y medios de 2,47 m (Flor-Blanco y Flor, 2019), aumentando algunos centímetros hacia el E. En este mismo sentido, la onda mareal se desfasa unos pocos minutos, culminando las mareas altas y bajas más tarde.

Los ríos se encajan en el relieve montañoso con desniveles importantes, destacando los enraizados en la cordillera Cantábrica y en los Montes Ancares de León y Galicia (cabeceras de los ríos Eo y Navia), que tienen mayores dimen-

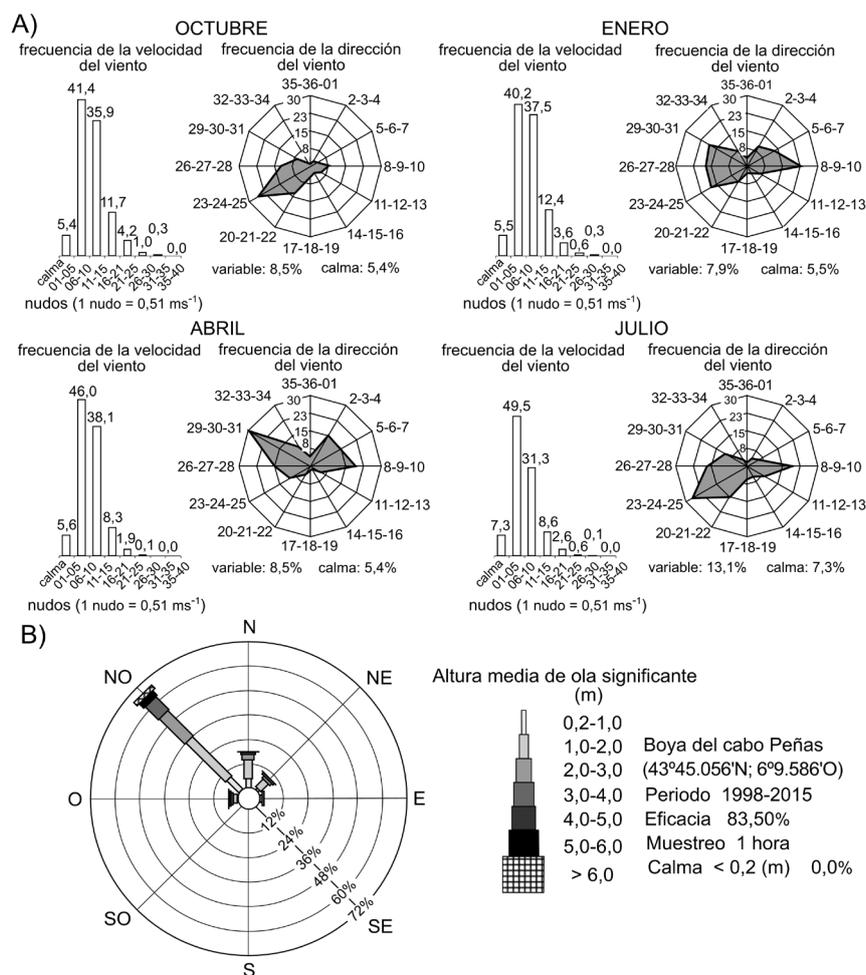


Fig. 3.- A) Distribución estacional de vientos en la costa asturiana, representada por el mes inicial de cada estación, con datos del aeropuerto de Asturias (43° 33' 49'' N; 61° 02' 05'' O), en Flor y Flor-Blanco (2014b). B) Frecuencias de los oleajes en la costa asturiana obtenidas de la Boya de Cabo Peñas (43,74° N y 6,17° O, a 382 m de profundidad) en el intervalo de 1998-2015 (Puertos del Estado <http://www.puertos.es/es-es/oceanografia/Paginas/portus.aspx>).

siones de cuenca (Fig. 4, Tabla 1) y cuyos caudales fluviales se registran en estaciones de aforo (Confederación Hidrográfica del Cantábrico). Estos ríos cordilleranos, junto con los intermedios y costeros, se caracterizan por el tipo de sustrato rocoso drenado, la superficie de cuenca y la longitud del cauce principal (Tabla 1). Los grandes ríos cordilleranos Nalón+Narcea, Sella y Cares+Deva, así como Eo y Navia (Fig. 4), son contribuyentes netos de grandes volúmenes de arena a la costa y, por consiguiente, responsables del relleno sedimentario de los estuarios (Tabla 1) e, indirectamente, de la formación de numerosas playas y campos de dunas eólicas asociadas. Las cabeceras de los ríos intermedios (Porcía, Negro, Esva, Bedón) alcanzan posiciones más meridionales, mientras que los ríos y arroyos costeros, de menor magnitud, juegan un papel menos importante.

Metodología

Para este trabajo se han analizado las características granulométricas y los componentes mineralógicos, simplificados en la relación bioclastos carbonatados/partículas siliciclásticas (cuarzo), de 61 playas y de 20 campos dunares de Asturias. La densidad de muestreo, programada en gabinete, se planificó en función de las dimensiones de las playas, de forma que cuanto mayores eran las playas menor fue el número de muestras, con el fin de reducir el número total. Se proyectaron perfiles transversales desde la parte alta de la playa hasta la bajamar viva y desde ésta a la superior. Para playas menores de 100.000 m², se tomó una muestra cada 650 m²; en playas de 100.000 a 500.000 m², una muestra entre 1.900 y 3.500 m², respectivamente; y playas mayores de 500.000 m², una muestra cada 3.000 a 4.000 m². Se recogieron 1.938 muestras superficiales, de las cuales 1.413 pertenecen a las playas emergidas durante bajamares vivas, permitiendo la correlación entre ellas, y 525 muestras corresponden a los campos dunares. Algunas playas fueron estudiadas para condiciones de calma y otras de tormenta, motivo por el cual hay un gran número de muestras. Los datos se han recopilado de diferentes trabajos científicos (Flor,

1979; Flor, 1978 y 1981; Flor y Flor-Blanco, 2009), informes para dragados y evaluaciones de impacto ambiental para el Servicio de Puertos del Principado de Asturias.

En el laboratorio, se lavaron las muestras de sedimento repetidamente con agua desmineralizada y se secaron a

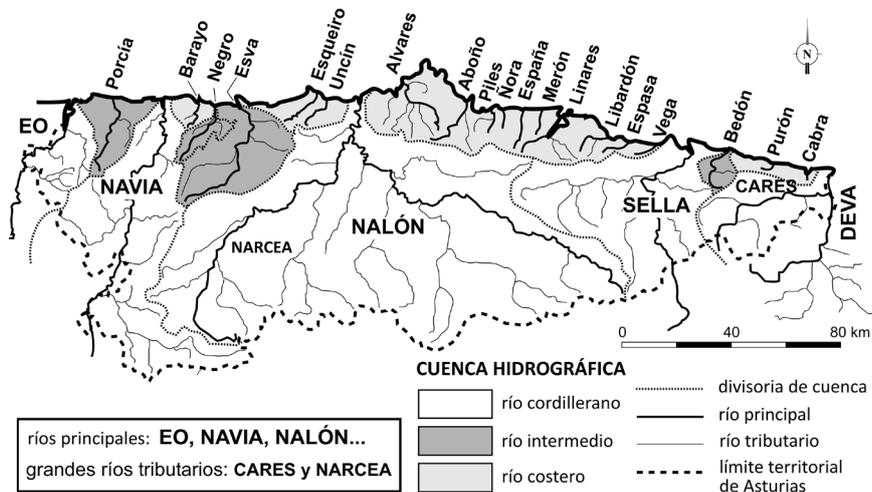


Fig. 4.- Red hidrográfica drenante en el territorio asturiano, dentro de la cual se diferencian los ríos principales de mayor extensión y caudal (cordilleranos), entre los que se intercalan numerosos ríos costeros limitados en cabecera por alguna sierra litoral y los escasos ríos intermedios.

ESTUARIO	NOMBRE	RÍO PRINCIPAL						
		sustrato rocoso drenado	tipo de entorno geográfico	superficie km ²	longitud km	caudal anual (m ³ /s)		
						medio	máximo	mínimo
EO	Eo	siliciclástico	río cordillerano	979,10	99,00	19,61	39,67	7,93
PORCIA	Porcía	siliciclástico	río intermedio	239,87	33,25	3,60	5,03	1,31
NAVIA	Navia	siliciclástico	río cordillerano	2.587,01	158,00	62,85	118,84	20,26
BARAYO	Barayo	siliciclástico	río costero	20,19	8,61	—	—	—
NEGRO	Negro	siliciclástico	río intermedio	82,00	28,85	2,10	3,81	0,93
ESVA	Esva	siliciclástico	río intermedio	757,00	41,00	10,40	19,21	4,50
LUIÑA	Esqueiro	siliciclástico	río costero	48,04	11,45	—	—	—
ARTEDO	Uncín	siliciclástico	río costero	42,90	12,75	—	—	—
NALÓN	Nalón (*) + Narcea	muy siliciclástico	ríos cordilleranos	3.692,00	140,80	55,18	84,50	31,24
		siliciclástico		1.135,00	110,90	15,77	28,47	3,87
AVILÉS	varios Alvares (*)	muy siliciclástico	ríos costeros	65,50	45,00	19,69	—	—
PILES	Piles	muy siliciclástico	río costero	72,56	15,00	0,54	12,20	0,03
LA ÑORA	La Ñora	muy siliciclástico	río costero	12,38	6,73	—	—	—
ESPAÑA	España	muy siliciclástico	río costero	43,00	13,10	1,53	20,96	0,11
MERÓN	Merón	muy siliciclástico	río costero	12,44	8,63	—	—	—
VILLAVICIOSA	varios Linares (*)	siliciclástico	río costero	99,21	31,40	3,71	57,64	0,16
LIBARDÓN	Libardón	muy siliciclástico	río costero	60,06	17,90	—	—	—
ESPASA	Espasa	muy siliciclástico	río costero	31,47	11,65	—	—	—
RIBADESELLA	Sella	siliciclástico y calcáreo	río cordillerano	1.284,00	66,00	18,07	36,62	9,15
BEDÓN	Bedón	siliciclástico y calcáreo	río intermedio	126,57	19,10	3,04	24,75	0,10
LA FRANCA	Cabra	siliciclástico y calcáreo	río costero	36,72	9,38	—	—	—
TINA MAYOR	Deva (*) + Cares	muy siliciclástico	ríos cordilleranos	716,38	72,50	20,73	29,30	6,87
		muy calcáreo		496,50	58,00	22,42	31,64	11,69

río con embalses
 estuario activo solo durante pleamares
 estuario inactivo por colmatación natural

Tabla 1.- Datos de los ríos en relación con la superficie de la cuenca: cordilleranos (>750 km²), intermedios (125-750 km²) y costeros (<125 km²) de Asturias, cuyos suministros siliciclásticos han contribuido a los rellenos sedimentarios de estuarios y playas, algunas de las cuales contienen campos de dunas eólicas. Datos de escorrentía, superficies y longitudes de las grandes cuencas fluviales de Asturias tomados de <https://www.chcantabrico.es/las-cuencas-cantabricas/marco-fisico/hidrologia/rios>.

70°C. Se tamizaron mecánicamente a partir de 100 g, a intervalos de 0,50 ϕ , durante 10 minutos. Los 14 tamices utilizados, según la Norma ISO-3310.1, fueron de 4.000 μm , 3.150 μm , 2.500 μm , 2.000 μm , 1.400 μm , 1.000 μm , 710 μm , 500 μm , 355 μm , 250 μm , 180 μm , 125 μm , 90 μm y 63 μm sobre una plataforma vibratoria, modelo *Ba 200n*, de CISA. Se pesó el contenido de cada intervalo de clase y se corrigieron los datos al 100%, representando los resultados en escala phi (ϕ). Con el programa GRADISTAT (Blott y Pye, 2001) se obtuvieron las curvas probabilísticas acumuladas y, de ellas, los percentiles granulométricos, incluido el centil (C, 1% más grueso) y los parámetros gráficos de Folk y Ward (1957): media (Mz), calibrado (σ_1), asimetría (Sk_1) y curtosis (K_G). El centil representa el tamaño máximo (1%) de la distribución (máxima energía cinética), la media atiende al tamaño medio (energía media), indicativo de las fluctuaciones en las condiciones de energía hidrodinámica del ambiente deposicional y el calibrado, como una expresión de la desviación estándar (dispersión de los tamaños respecto a la media), es una medida del grado de selección del agente deposicional, siendo mejores los ejercidos por oleajes y vientos. La asimetría informa de la dispersión hacia un extremo de la distribución respecto a la media, teniendo en cuenta, por tanto, las “colas” de la curva de frecuencia (siendo positiva cuando hay un exceso de finos y negativa cuando predominan los gruesos). La curtosis o angulosidad mide la agudeza de la curva de la frecuencia granulométrica, como expresión del grado de concentración de los granos, resultando curvas variables de achatadas a picudas.

Se determinó la mineralogía en la totalidad de las muestras de una forma simplificada, es decir, analizando el contenido en carbonato biogénico y los insolubles o siliciclásticos, reduciéndolas a polvo cuando eran gruesas. Para la mayoría de las muestras se aplicó el método volumétrico del calcímetro de Bernard, pero en las tomadas recientemente, el cálculo se llevó a cabo por diferencia de pesada, atacando el sedimento con ácido clorhídrico diluido al 30%. En algunas muestras seleccionadas de playa, se determinó el contenido de carbonato en las fracciones obtenidas de la columna de tamices, para establecer la variación de la relación carbonato/silíce en los diferentes tamaños de grano.

Los datos de los parámetros granulométricos y los porcentajes de bioclastos carbonatados se agruparon teniendo en cuenta el promedio de cada playa y campo dunar, para facilitar las correlaciones entre ellos, siguiendo la metodología propuesta por Martínez Cedrún *et al.* (2014) en la costa de Cantabria.

Resultados y discusión

En los sedimentos estudiados en las costas de Asturias, los componentes siliciclásticos y los bioclastos carbonatados de las fracciones arenosas están totalmente homogeneizados, y sus proporciones varían de unas playas a otras, a lo largo de la costa, y desde la playa hasta el campo de dunas eólicas. En algunas playas, los restos biogénicos se concentran en las marcas de vaivén (*swash marks*) como

fracciones gruesas superiores al tamaño arena (> 2 mm), motivo por el cual se han desechado para este análisis. No obstante, su identificación taxonómica permite asignarlos a las posibles áreas fuente, como en los casos de las playas de Aguilera (nº 24), Carniciega (nº 25) y Tenrero (nº 26), estudiadas por Flor *et al.* (1982).

Los datos promediados de los parámetros estadísticos y del contenido carbonatado biogénico asignados a playas arenosas y campos dunares asociados (Tabla 2, Fig. 5) muestran mejor los cambios transversales de la playa a la duna adyacente y, longitudinalmente, los que afectan a las playas arenosas a lo largo de la costa, lo que permite un primer acercamiento a las tendencias generales y particulares del transporte sedimentario desde las principales áreas fuente.

Las aportaciones sólidas fluviales se manifiestan sobre las playas situadas en la desembocadura donde se registran tamaños medios mayores, como es el caso del río Navia, seguido del Nalón y Sella. Además, en el primero, las pizarras de la Formación Luarca (Paleozoico Inferior) proporcionan arenas grises a las playas y dunas desde Navia hasta Otur (Fig. 5).

Parámetros granulométricos y composición siliciclástica carbonatada

Los análisis granulométricos proporcionan informaciones relevantes sobre la procedencia del sedimento, la historia de su transporte y las condiciones de sedimentación (Blott y Pye, 2001). Las fluctuaciones más extremas se detectan en el primer centil (Tabla 2, Fig. 5A) y la curtosis (Fig. 5E). El primero porque representa el 1% de la fracción gruesa, asignable a la máxima energía cinética del sedimento durante el depósito; aunque su valor estadístico es limitado, ayuda a la interpretación del tamaño medio. El segundo es un indicador secundario del calibrado; así, las curvas planas o platicúrticas (K_G entre 0,67 y 0,90) representan arenas mal calibradas o a frecuencias bimodales y las curvas muy agudas o leptocúrticas (K_G entre 1,11 y 1,50) tienen un calibrado bueno en la franja central de la distribución (Switzer y Pile, 2015). El tamaño medio de grano varía de arenas medias a finas (Tabla 2, Fig. 5B), lo cual es determinante para que las playas pertenezcan, en su mayor parte, a la categoría de disipativas, en sentido amplio. Son más gruesas en las playas vinculadas a las bocananas de los ríos Navia: playas de Arnelles y Navia (fracción de arena casi gruesa) y Nalón: playas de Quebrantos, Bayas, Salinas y Xagó (arena media). Si el carbonato cálcico es superior al 50% (Fig. 5F), las arenas son medias y gruesas (Mexota, Anguileiro, las tres playas de Podes-Verdicio, Merón y La Griega). La playa de España es una excepción, cuyas arenas gruesas proceden de un aporte local del acantilado, constituido por conglomerados y areniscas siliciclásticas del Jurásico. Las arenas más finas se concentran en las playas del NE del cabo de Peñas (Bañugues, El Gayo, La Ribera, Antromero y La Pregoná).

Los ríos mayores de Asturias, que suministran grandes volúmenes de sedimentos siliciclásticos y, en particular, fracciones de arena, son el Eo, Navia, el Nalón y el Se-

		LEYENDA															
		C	Mz	σ_1	Sk _q	K _G	CaCO ₃										
		n = número de muestras															
		C centil 1% más grueso (ϕ)															
		Mz tamaño medio de grano (ϕ)															
		σ_1 calibrado (ϕ)															
		CaCO ₃ (%)															
CAMPO DE PLAYA	1. Arnao	0,16	2,04	0,48	1,90	0,22	1,32	0,50	1,62	0,23	1,31	1,01	1,67	-1,61	0,40		
		0,47	-0,05	0,47	-0,08	0,39	0,03	0,52	0,00	0,52	0,03	0,63	-0,03	0,74	-0,04		
		0,93	51,92	0,93	47,83	1,01	86,23	1,04	79,71	1,10	88,40	1,10	68,18	1,11	1,25		
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	1. Arnao	-0,39	1,51	0,98	2,21	0,38	1,24	0,54	1,65	0,59	1,71			-1,10	0,47		
		0,61	-0,07	0,44	-0,24	0,40	-0,03	0,51	0,01	0,49	0,05			0,56	-0,01		
		1,30	63,39	0,90	35,99	1,04	65,05	1,28	77,90	1,03	75,99			1,14	0,85		
CAMPO DE PLAYA	8. Navia	-0,48	1,06	0,40	1,12	-0,05	1,11	0,82	1,77	0,15	1,78	0,66	2,35	0,45	2,08	0,21	2,05
		0,47	-0,09	0,30	-0,03	0,54	0,13	0,35	0,04	0,35	-0,12	0,66	2,35	0,68	-0,23	0,48	-0,04
		0,99	0,95	1,03	1,15	0,93	2,45	1,26	8,80	1,12	10,28	1,12	25,45	1,03	28,18	1,36	20,99
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	8. Navia	-0,37	1,01	0,52	1,21	-0,02	1,21	0,78	1,73					0,75	2,09		
		0,48	0,05	0,30	-0,01	0,59	0,14	0,34	0,05					0,40	0,01		
		1,12	0,63	0,97	0,57	0,99	1,25	1,29	5,77					1,07	19,86		
CAMPO DE PLAYA	17. Aguilar	0,79	2,11	0,61	1,64	0,76	1,60	-0,17	1,51	-0,03	1,86	0,90	1,87	0,85	2,12	0,29	1,57
		0,39	-0,14	0,43	0,01	0,40	0,10	0,52	-0,14	0,50	-0,21	0,36	-0,02	0,49	-0,04	0,53	0,05
		1,09	22,34	1,00	0,50	0,96	0,75	0,93	2,96	1,18	3,12	1,07	2,96	1,00	9,54	1,13	42,75
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	18. Los Quebrantos			1,04	2,17	1,10	1,88							1,43	2,25		
	19. Bayas			0,44	0,02	0,36	0,10							0,35	-0,16		
				0,85	0,35	1,05	0,15							0,91	2,65	0,99	3,90
CAMPO DE PLAYA	26. Tenrero	-0,17	1,04	0,15	2,68	0,96	2,54	1,08	2,68	0,85	2,88	0,35	2,62	0,15	1,65	0,15	2,00
		0,49	-0,01	0,60	-0,10	0,55	0,03	0,90	-0,15	0,54	0,03	0,42	-0,26	0,60	0,08	0,51	0,06
		1,11	52,39	1,26	27,26	1,28	26,03	1,58	16,27	1,13	18,19	1,60	31,95	1,06	56,16	1,13	45,80
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	26. Tenrero	0,49	1,44														
		0,46	0,04														
		1,10	49,45														
CAMPO DE PLAYA	35. Aboño	1,15	2,14	-0,45	2,71	-0,26	2,10	-0,39	0,92	0,40	1,41	0,22	1,07	0,66	2,19	0,46	1,61
		0,47	-0,14	0,59	-0,28	0,60	-0,17	0,55	-0,03	0,40	-0,02	0,33	-0,02	0,46	-0,06	0,42	-0,03
		0,99	40,87	1,55	—	1,00	62,12	1,15	18,17	1,10	53,19	1,29	72,70	0,96	85,52	0,95	53,32
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	39. España	0,52	1,53											1,09	1,99		
	40. Merón	0,37	-0,05											0,32	-0,03		
		0,97	46,10											1,15	26,07		
CAMPO DE PLAYA	44. La Griega	-0,17	1,14	0,31	1,82	0,36	1,76	1,03	1,91	0,46	2,01	1,24	1,77	1,05	2,23	0,07	1,68
		0,46	-0,01	0,47	-0,12	0,41	-0,06	0,36	0,11	0,40	0,00	0,37	-0,08	0,37	0,00	0,51	0,07
		1,18	62,08	1,27	40,86	1,18	46,61	1,08	51,11	1,16	18,16	0,88	13,18	0,82	22,27	1,21	19,71
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	44. La Griega	0,88	1,91	1,12	1,99	0,35	1,78	1,12	2,19	1,11	2,40						
		0,41	-0,02	0,32	0,00	0,35	-0,09	0,37	-0,10	0,40	-0,21						
		1,04	28,40	1,04	37,28	1,36	50,60	0,84	41,27	0,88	12,18						
CAMPO DE PLAYA	53. Toranza	1,29	2,14	1,27	2,07	1,59	2,33	1,12	2,16	1,01	2,13	0,72	1,56	1,09	2,11	1,15	2,31
		0,31	0,12	0,26	0,07	0,30	0,16	0,46	-0,12	0,37	-0,15	0,51	0,01	0,47	-0,20	0,41	-0,22
		0,98	12,21	0,99	10,91	0,94	15,45	0,78	24,13	1,03	24,90	1,07	24,64	0,82	18,74	0,83	20,06
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	61. La Franca																

Tabla 2.- Valores promediados de los diferentes parámetros granulométricos (C: centil, Mz: media, σ_1 : calibrado, Sk_q: asimetría, y K_G: angulosidad o curtosis) y del contenido carbonatado biogénico (%) de las playas arenosas en su porción emergida y de los campos dunares de Asturias.

lla, y el río Deva que influye, principalmente, en la costa occidental de la vecina Cantabria (Martínez Cedrún *et al.*, 2014). En el caso del río Navia, la playa de Otur es la más alejada, donde se produce el agotamiento corriente abajo del flujo sedimentario litoral, de modo que, más hacia el E, la costa es exclusivamente rocosa. Así, los tamaños medios de grano disminuyen de O a E (Tabla 2, Fig. 5B), desde la playa de Arnelles (0,40 ϕ = 0,76 mm), Navia (1,06 ϕ = 0,48 mm), Frejulfre (1,12 ϕ = 0,46 mm), Barayo (1,11 ϕ = 0,46 mm) y Otur (1,77 ϕ = 0,29 mm); también se detecta esta transición desde el río Nalón hasta el lado occidental del cabo de Peñas (Tabla 2, Fig. 5B). Estas áreas y la costa oriental desarrollan una compleja distribución sedimenta-

ria, de modo que la mayor parte de la arena siliciclástica es transportada por la deriva litoral hacia el E y, a medida que se aleja del área de origen, incorpora gradualmente más fracciones carbonatadas biogénicas (Tabla 2, Fig. 5F). Otros contribuyentes menores de arena son los ríos intermedios de Porcía, Esva y Bedón, pero otros ríos costeros (como Barayo) y arroyos (Pría) podrían desempeñar un papel local importante.

Las playas desde Carranques a Aboño (SE del cabo de Peñas y costado NO del cabo de Torres) muestran una distribución de arenas más finas, mejor calibradas, más leptocúrticas y los carbonatos biogénicos disminuyen hacia el SE (Tabla 2, Fig. 5F). Las playas del oriente asturiano evi-

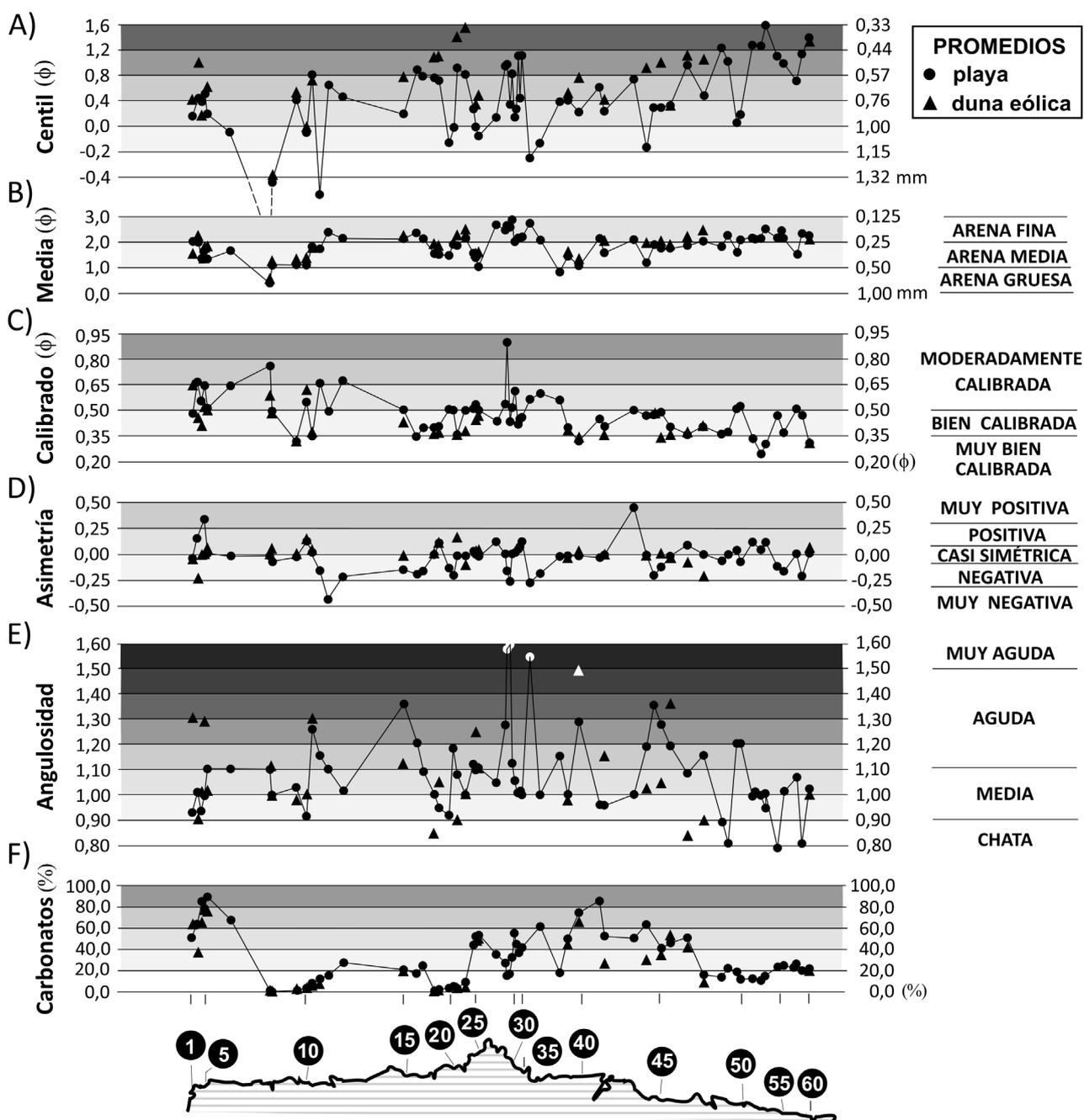


Fig. 5.- Distribución de los parámetros granulométricos promediados (A-E) y de los porcentajes de carbonato biogénico (F) de las playas arenosas y de los campos de dunas eólicas asociados (1-61), transversal y longitudinalmente a lo largo de la costa asturiana. El eje X representa la distribución de las playas y dunas de O a E, y las líneas sólidas se refieren a las playas.

dencian su dependencia del río Sella, manteniendo esencialmente los tamaños medios en la categoría de arena fina, próxima a arena media, en este tramo costero (Tabla 2, Fig. 5B). El calibrado empeora desde la playa de Arnao hasta la desembocadura del río Navia (playa de Arnelles) y, hacia el E, cambia irregularmente, siendo mejor en las playas de Frejulfe y Otur. En la playa de Cadavedo, las arenas están moderadamente calibradas, tendiendo a buen calibrado en las playas de Artedo y Aguilar. Las arenas con calibrados moderados se distribuyen hasta la punta del cabo de Peñas, empeorando en su lado nororiental, pero los valores mejoran desde la playa de San Lorenzo hacia el oriente, aunque con variaciones netas (Tabla 2, Fig. 5C). La asimetría media tiende a valores negativos y en la costa occidental son ligeramente positivos (Tabla 2, Fig. 5D).

Los máximos porcentajes de carbonatos aparecen en las playas de Mexota y Anguileiro (86,23 y 88,40% CaCO_3 , respectivamente), son importantes en las playas de Merón (72,70%), Tazonés (85,52%), La Griega (71,20%) y Vega (51,12%) y superan el 50% en las de Aguilera/Carniciega y Tenrero (Podes-Verdicio), Carranques y San Lorenzo. Los porcentajes de carbonato en las dunas son casi siempre inferiores a los de las playas originales, ya que el viento selecciona mejor las fracciones más finas de la distribución granulométrica. Las diferencias son sutiles, con la excepción de la playa de Arnao cuyas arenas se depositaron en condiciones de alta energía como una duna colgada (Tabla 2, Fig. 5F), seleccionando las fracciones más groseras y, consecuentemente, con un mayor porcentaje de bioclastos.

En muchos casos, las altas concentraciones bioclasticas provendrían de la plataforma continental durante la recuperación eustática holocena, como encuentra Fernández-Valdés (1997) entre Avilés y Gijón, siendo por tanto heredados y, probablemente, generados en una costa de bajo nivel del mar. Durante estas etapas, con una franja costera menos recortada, los bioclastos estarían afectados por una deriva litoral más eficiente hacia el E, hasta que se alcanzó el nivel del mar actual. En esta etapa quedaron individualizados los sedimentos dentro de playas apoyadas donde las transferencias de material arenoso entre ellas son siempre escasas. También se deduce que estos altos porcentajes de carbonatos biogénicos heredados pudieron generarse anteriormente, a partir de otros procesos de afloramiento (*upwelling*), así como de una contribución importante de materia orgánica y nutrientes a la costa desde los estuarios con extensas llanuras mareales y marismas.

Los bajos porcentajes de carbonatos aparecen en las playas de Navia-Otur, incluyendo las de Salinas/Luarca (<10,28%) y Quebrantos-Xagó (<9,54%), debido al importante suministro fluvial siliciclástico (Tabla 2) por los grandes ríos Navia y Nalón, respectivamente. La playa de Vega contiene un 51,11% de carbonato, pero hacia el E (unos 5,5 km), el río Sella lo rebaja drásticamente, siendo en la playa de Santa Marina (barrera confinante del estuario) del 18,16%. El promedio de carbonatos en la costa oriental hasta la playa de La Franca es reducido, variando irregularmente entre 10,91% (playa de Barro) y un máximo de 24,90% en la playa de Toró (Fig. 5F), atribuible a controles locales.

Los parámetros granulométricos medios de los campos de dunas asociadas tienen tendencias generalizadas muy similares, de modo que el centil y la media son más finos (Fig. 5A y B, respectivamente) y el calibrado es mejor (Fig. 5C), excepto la asimetría (Fig. 5D) y la curtosis (Fig. 5E), que muestran una mayor disparidad.

La composición mineralógica de las arenas de playas y dunas está relacionada con la litología, la tectónica, la meteorología, el transporte y los entornos de depósito (Johnson, 1993). En el caso de la litología, las áreas fuente pueden tener poca o ninguna similitud con la del litoral donde se encuentran los productos sedimentarios. Así pues, los carbonatos biogénicos son totalmente independientes del tipo de rocas siliciclásticas, calcáreas o mixtas, que afloran en la franja litoral. Así, en la costa oriental de Asturias prevalecen los sustratos de calizas carboníferas a lo largo de unos 45 km (Flor *et al.*, 1982) e incluso alargándose otros 10 km hacia el O de Cantabria, y 5 km más al E de calizas mesozoicas; las arenas carbonatadas son mínimas al depender de los aportes arenosos siliciclásticos de los ríos Sella y su transporte hacia el E y, en menor medida, con la adición siliciclástica local de los ríos Bedón y Cabra en Asturias y de los cordilleranos Deva y Nansa en Cantabria (Martínez Cedrún *et al.*, 2014).

Análisis bivariantes

Se han discriminado diferentes ambientes sedimentarios, aplicando gráficos bivariantes o diagramas texturales (Folk y Ward, 1957; Syvitsky, 1991), basados en el supuesto de que los parámetros estadísticos reflejan con precisión los mecanismos de transporte y depósito de las partículas (Van der Wal, 2000). El reconocimiento de los ambientes sedimentarios se ha centrado, principalmente, en distinguir sedimentos fluviales, de playa y de dunas eólicas (Mason y Folk, 1958; Martins, 2003).

Los parámetros estadísticos del tamaño medio de grano, calibrado, asimetría y curtosis reflejan las diferencias hidrodinámicas del transporte y la sedimentación (Sutherland y Lee, 1994). Los más utilizados desde Folk y Ward (1957) enfrentan el tamaño medio de grano a los demás parámetros de relación, especialmente el calibrado y la asimetría, que identifican nubes sinuosas de puntos con geometrías en V normales e invertidas (Darryl y Textoris, 1972). También se incluye el primer centil (Passega y Byramjee, 1969) y los carbonatos biogénicos (Flor y Flor-Blanco, 2009; Martínez Cedrún *et al.*, 2014) (Fig. 6).

En teoría, se producen varios modos de transporte relacionados con las poblaciones de tamaño de grano de los sedimentos arenosos en los fluidos aire y agua (TOUCT, 1999): 1) movimiento por rodamiento y deslizamiento o ambos, 2) saltación y 3) movimiento en suspensión (van Rijn, 1984); en las dunas, las arenas se mueven principalmente por saltación y reptación (Anderson *et al.*, 1991). Las proporciones relativas de estas modalidades de transporte permiten reconocer las características de las curvas pertenecientes a entornos sedimentarios específicos (Hudson *et al.*, 1981).

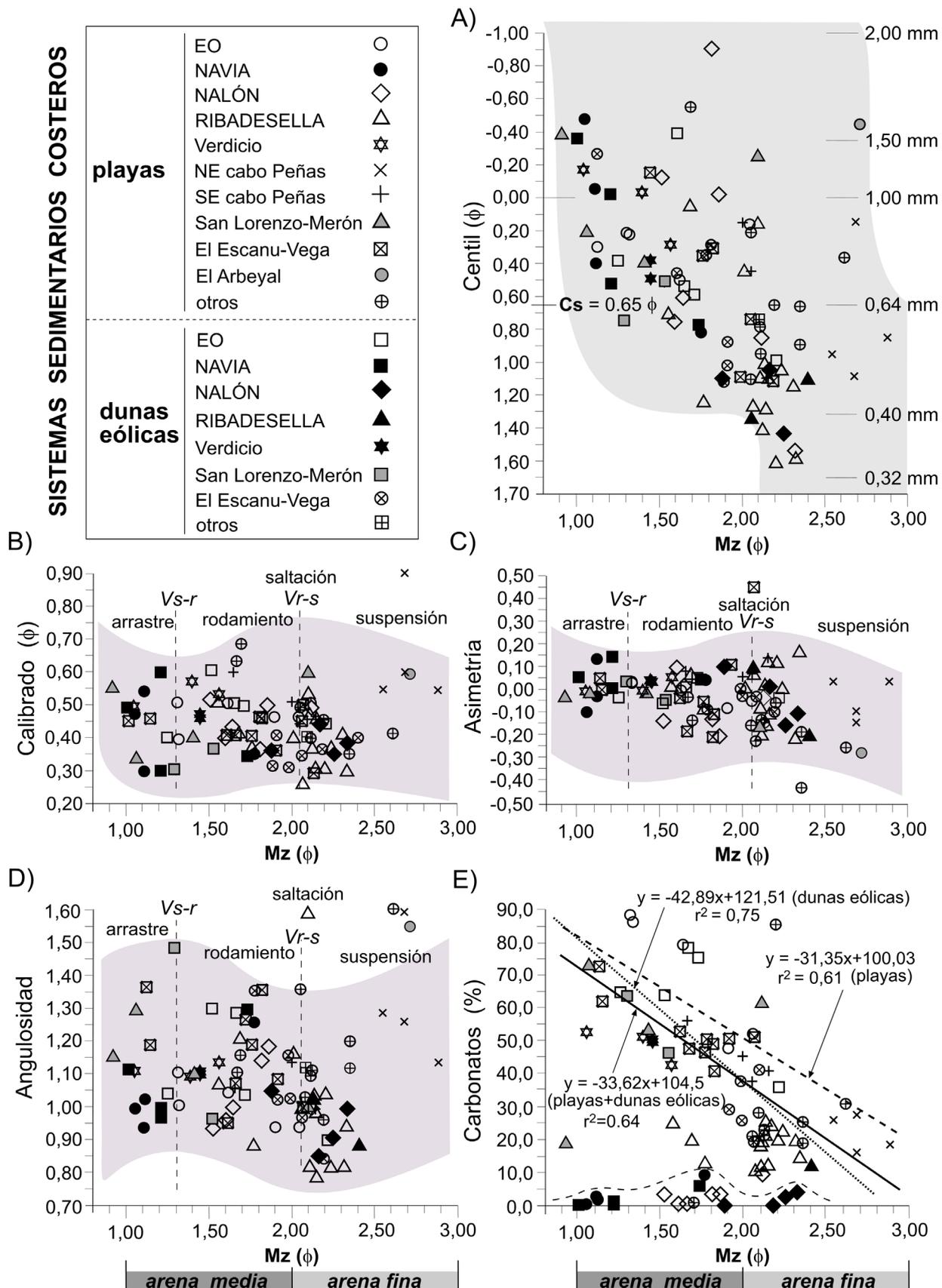


Fig. 6.- Gráficos bivariantes del tamaño medio de grano (Mz) enfrentado al centil (A), calibrado (B), asimetría (C), curtosis (D) y al porcentaje carbonatado biogénico (E). Se deducen los cuatro mecanismos de transporte mencionados en el texto en los casos de B, C y D, y la correlación lineal de Mz frente a los porcentajes de carbonato, así como el índice de correlación (r^2), incluyendo playas, dunas eólicas y playas+dunas eólicas. Cs representa el tamaño de las partículas más gruesas transportadas por suspensión gradada; $Vs-r$ y $Vr-s$ indican la velocidad crítica entre los modos de transporte en arrastre-rodamiento y rodamiento-suspensión, respectivamente.

En este estudio, se han diferenciado subpoblaciones log-normales que representan un transporte específico (tracción, suspensión intermitente y suspensión) en condiciones de energía media (sin tener en cuenta las posibles anomalías debidas a temporales), y las concentraciones relativas de cada uno sugieren su pertenencia a ambientes deposicionales concretos (McLaren y Bowles, 1985). Han sido relacionados también con diferentes tipos de depósito o facies (Mycielska-Dowgiallo y Ludwikowska-Kędzia, 2011), obviamente como resultado de los mecanismos de transporte, como se infiere en este trabajo (ver Fig. 6) y en otros anteriores (Flor, 1981; Flor, 2004; Martínez Cedrún *et al.*, 2014).

En la relación Mz-C (Fig. 6A), la mediana utilizada por Passega y Byramjee (1969) es sustituida por el parámetro Mz, por ser más representativo estadísticamente, aunque ambos están muy próximos y se relacionan estrechamente con los mecanismos de transporte y sedimentación. El Cs, que representa el tamaño de las partículas más gruesas transportadas por suspensión gradada, es de $0,65 \phi$ (0,64 mm), similar al deducido en Cantabria (Martínez Cedrún *et al.*, 2014), mientras que los intervalos entre 1,00 y 0,64 mm lo hacen por suspensión gradada y algo de rodamiento. Los tamaños medios más finos de 0,64 mm se transportarían por suspensión intermitente o suspensión gradada.

Las muestras de playas y dunas eólicas se consideran

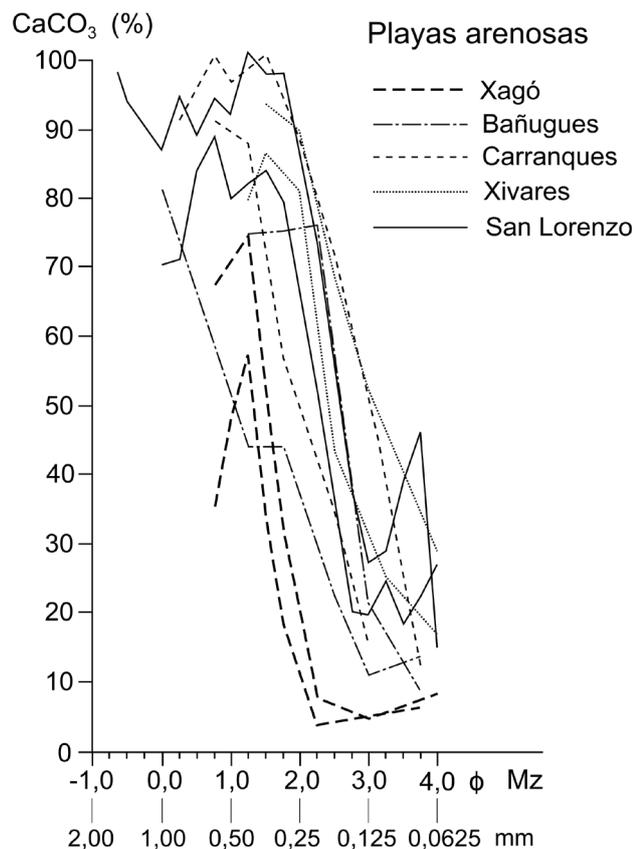


Fig. 7.- Porcentajes de carbonato biogénico en la franja intermareal de algunas playas arenosas seleccionadas a ambos lados del cabo de Peñas. Los tamaños disminuyen desde gruesos a finos, en correspondencia con el porcentaje carbonatado (menor hacia los más finos).

conjuntamente, por lo que los contrastes de las tendencias en las playas y dunas eólicas asturianas son similares en los casos de los tamaños medios enfrentados al calibrado y la asimetría, mientras que con la curtosis es inversa (Fig. 6).

Los resultados de los análisis bivariantes del tamaño medio frente al calibrado, la asimetría y la curtosis ofrecen un enfoque más preciso. Así, los modos de transporte de las fracciones gruesas a las más finas son: 1) deslizamiento o arrastre sobre el fondo de las arenas medias, relativamente más gruesas, con un tamaño medio inferior a $1,30 \phi$ (0,41 mm), que representa el tamaño medio de la velocidad crítica entre los modos de transporte por arrastre y rodamiento ($Vs-r$); 2) rodamiento en el intervalo de arenas medias-finas, que es el modo de transporte más común, hasta el límite medio de $2,05 \phi$ (0,24 mm) ($Vr-s$, velocidad crítica de rodamiento a saltación); 3) saltación o suspensión intermitente (Middleton, 1976); es un transporte mal definido que afecta a la fracción superior de arenas medias y a las finas, debido a la gran irregularidad y a la estrechez de la banda de puntos; es considerado el mecanismo más importante en los ambientes eólicos por Bagnold (1941); y 4) suspensión uniforme para las partículas más finas de la distribución con tamaños medios de grano inferiores a $2,05 \phi$ (Fig. 6B-D).

Al contrastar el tamaño medio de grano con los porcentajes carbonatados medios (Fig. 6E) se deducen dos tendencias distintas. En la mayoría de los casos, al aumentar el tamaño de grano se incrementa el porcentaje de carbonato (Pilkey *et al.*, 1967), muy evidente en las fracciones de algunas playas estudiadas (Fig. 7); la recta de regresión lineal se ajusta mejor y el índice de regresión es bueno (Fig. 6E) tanto en playas ($r^2=0,61$) como en dunas ($r^2=0,75$). Otra tendencia lineal, pero inversa, aparece en tramos costeros donde las arenas exclusivamente siliciclásticas (estuarios de los ríos Navia y Nalón), aumentan gradualmente los carbonatos desde la desembocadura a lo largo de las playas hacia el E a medida que se incorporan fragmentos biogénicos desde la costa rocosa (Fig. 5F).

Los segmentos sinuosos de los diagramas bivariantes representados (Fig. 6, indicados en gris) contienen diferentes poblaciones granulométricas que han sido suministradas directamente por los sistemas fluviales y como elementos heredados de carácter bioclástico durante la transgresión holocena. En las distribuciones de poblaciones granulométricas gruesas, los valores irregulares de carbonato (playas de Carranques y San Lorenzo) corresponden a fragmentos biogénicos que no se homogeneizaron ni regularizaron con los componentes silíceos, más finos. Concretamente, en la playa de San Lorenzo, además, son mayores los porcentajes carbonatados en fracciones finas (Fig. 7).

Distribución costera

Los sedimentos costeros se removilizaron hacia el mar durante la última regresión pleistocena, y se produjo el vaciado de los estuarios. La inundación subsiguiente de la plataforma continental durante la transgresión holocena (Holoceno: MIS 1), se articuló en sucesivas líneas de costa, migrando hacia tierra, para construir nuevos prismas cos-

teros arenosos más amplios en los ambientes estuarinos. El nivel del mar subió hasta unos 3 m de altura con respecto a las mareas vivas medias y otra transgresión marina tuvo lugar durante los primeros años de la era cristiana (Cendrero *et al.*, 2005).

Los rellenos sedimentarios, que constituyen los ambientes costeros activos, se han estabilizado relativamente, pero desde 1943 a 2004 la tasa de subida del nivel del mar en el Cantábrico es de $2,08 \pm 0,33$ mm/año (Chust *et al.*, 2009) y $2,67 \pm 3,24$ mm/año desde 1993 a 2004, referidas al mareógrafo de Santander (Chust *et al.*, 2010). Por su parte, García *et al.* (2012) estiman una media de 2,38 mm/año los 67 años consecutivos desde 1943 a 2010. Un ascenso que está desencadenando y lo hará, en un futuro, el retroceso de playas y campos dunares en esta costa (Flor-Blanco *et al.*, 2016).

Algunas intervenciones antrópicas han modificado intensamente algunas playas y dunas, como alargamientos de diques en las desembocaduras estuarinas (Flor-Blanco y Flor, 2009; Flor-Blanco *et al.*, 2015b), recuperación de marismas, dragado de puertos (Flor-Blanco *et al.*, 2013) y descargas en el submareal somero de playa (Flor-Blanco *et al.*, 2013), la destrucción y la alimentación y la creación de nuevas playas (Flor y Flor-Blanco, 2005).

Las playas apoyadas no suelen tener conexiones laterales, porque los promontorios regulan el almacenamiento y la transferencia de arena a lo largo de la costa. Incluso, siendo un tipo de playa representativa de costas rocosas, los estudios sobre hidrodinámica y los procesos de transporte sedimentario son limitados (Dehouck *et al.*, 2009).

Alrededor del 90% de los sedimentos costeros proceden de sistemas fluviales (Woodroffe, 2002) y, en Asturias, algunos forman parte de pequeños estuarios (p.ej., Sarello, Anguileiro, Sta. M^a del Mar, Bañugues) o se colmatan e inactivan (p.ej., Artedo, La Ñora, Espasa, Vega), o transfieren cargas sedimentarias a la franja costera (Anthony, 2015). El río Nalón introduce arenas carbonosas procedentes de la Cuenca Carbonífera Central (Flor *et al.*, 1990; García-Ordiales *et al.*, 2020), transportándolas como arenas finas hasta el costado oriental del Cabo de Peñas (Figs. 1B, 2), un tramo costero de sombra, que permite su estabilización entre las playas de Bañugues y Antromero.

En la costa asturiana, los afloramientos locales producidos por el choque de la corriente costera contra los acantilados (playas de Podes-Verdicio, Carranques y San Lorenzo) o los nutrientes y la materia orgánica extruidos de estuarios, se manifiestan en altos porcentajes de carbonatos en las arenas playeras, más aún en las franjas emergidas (p.ej., playas de Mexota, Sarello, Anguileiro, Merón, La Griega). Además, los sedimentos heredados, caracterizados por altos contenidos carbonatados, forman parte del relleno sedimentario de algunos de los grandes estuarios (p.ej., Eo y Villaviciosa), y de los sistemas de dunas de playa/eólicas relacionados. Este motivo ha sido evidenciado por la presencia de arenas carbonatadas bioclásticas en la plataforma continental del centro de Asturias (Fernández-Valdés *et al.*, 1994; Fernández-Valdés, 1997).

Los campos dunares asturianos se han construido a partir de las playas arenosas cuyas dimensiones tienden

a reducirse al E, corriente abajo de la deriva litoral (Flor *et al.*, 2011), excepto cuando el tramo costero se interrumpe por un aporte fluvial, incrementándose entonces la superficie (dunas de Barayo). Además, si un cabo o punta se interpone ante el transporte de arena, se genera un amplio campo dunar, como los de Aboño (por el cabo Torres) y Vega (por la punta de los Carreros). En las playas del oriente de Asturias, dependientes de los aportes del río Sella, sólo se ha formado un campo de dunas eólicas en su barrera estuarina (playa de Santa Marina). Por otro lado, el parche de dunas embrionarias de La Franca tiene un origen antrópico al construirse un rompeolas en la desembocadura del río Cabra, que provocó una progradación de la playa y la formación inducida de las dunas.

Discriminación de playas/dunas eólicas

Cada uno de los parámetros granulométricos aporta una información individualizada, siendo utilizados para discriminar playas y dunas (Pye y Tsoar, 1990; Van der Wal, 2000) y también ríos (Martins, 2003). En este estudio se ofrecen los resultados que apoyan la discriminación a partir del tamaño medio de grano, el calibrado y la asimetría (Martins, 2003), además del contenido de carbonato biogénico (Giles y Pilkey, 1965; Flor, 1981), cuyas connotaciones más importantes deberían restringirse a las áreas de desembocadura. Sin embargo, otros autores no consideran los parámetros granulométricos como herramientas fiables (Shepard y Young, 1961; Solohub y Klován, 1970).

El tamaño medio de grano es afectado por factores como la distancia a la costa y el material del área fuente, el sistema fluvial, la morfología, los mecanismos de transporte y los procesos selectivos y destructivos, y las propiedades hidrodinámicas del sedimento (Hill *et al.*, 2008; Ferre *et al.*, 2010). La presencia de arenas gruesas sugiere que el área fuente sedimentaria está próxima y el transporte es reducido (Albino y Suguio, 2011).

Globalmente, las playas tienen mayor tamaño medio de grano, un calibrado peor y una asimetría negativa (Giles y Pilkey, 1965; Matias *et al.*, 2005), aunque para Tucker (1988), las arenas playeras están bien clasificadas y tienen una asimetría negativa. Las asimetrías negativas aumentan cuando el tamaño medio disminuye paulatinamente hacia los campos dunares (Pye, 1982), mientras que para Martins (1965), si son negativas, se debería a la incorporación de material grueso, como fragmentos conchíferos. Si las arenas playeras son gruesas y mal clasificadas, las dunas eólicas asociadas son más finas y mejor clasificadas (Arens *et al.*, 2002), como consecuencia del papel selectivo del viento que marca contrastes mayores. En este estudio se han deducido aspectos como el hecho de que los tamaños de grano de las playas son mayores que los del campo dunar asociado, los calibrados son mejores en éstas y los porcentajes de carbonato biogénico menores en las dunas (Shepard y Young, 1961; Flor, 1981; Flor y Flor-Blanco, 2009).

Transferencias longitudinales

Las tendencias del transporte sedimentario en sentido longitudinal se obtienen de los parámetros granulométricos con resultados satisfactorios (Pedreros *et al.*, 1996), destacando las variaciones espaciales del tamaño medio, el calibrado y la asimetría, aunque otros autores han aplicado modelos empíricos (Sunamura y Horikawa, 1974; McLaren y Bowles, 1985; Poizot *et al.*, 2008). Se estudiaron en playas de costas bajas, donde el tamaño de grano disminuye en la dirección del transporte longitudinal o deriva costera (Sunamura y Horikawa, 1974), así como hacia los campos de dunas, tierra adentro (Arens *et al.*, 2002).

En el litoral asturiano, la tendencia general de las playas arenosas, agrupadas en conjuntos con afinidades comunes, se caracteriza por una disminución del tamaño medio hacia el E, debido a la deriva costera desde las áreas suministradoras, destacando los sistemas fluviales como contribuyentes netos de arenas siliciclásticas (Fig. 5), desde los cuales se produce el transporte arenoso para alimentar playas y dunas.

Desde un afloramiento (*upwelling*) costero local, los contenidos carbonatados disminuyen en la misma dirección del transporte, pero los máximos contenidos en carbonatos se concentran en la misma playa estuarina o algo más al E. Así, por ejemplo, la influencia de los nutrientes generados en el estuario del Eo, rellenado con arenas mix-

tas, se manifiesta con máximos carbonatos, no en la desembocadura, sino en la playa de Anguileiro, situada a 7 km al E (Tabla 2, Fig. 5F).

Sectorización litoral

La costa asturiana puede sectorizarse en células según las características morfológicas y rellenos sedimentarios de playas, con o sin dunas asociadas, que se consideran como elementos fisiográficos cuando el transporte longitudinal es unidireccional a largo plazo (Barsanti *et al.*, 2011). En esta costa rocosa, las playas se consideran cerradas o colgadas, es decir, sin conexiones laterales o frontales. Sin embargo, pueden experimentar una cierta transferencia sedimentaria alrededor de promontorios o estructuras artificiales (Short y Masselink, 1999). En general, se trata de playas disipativas en sentido amplio, dominadas por arenas finas a medias, aunque no se ha realizado una caracterización exhaustiva para este estudio.

Un sector ideal incluye i) una fuente sedimentaria, siendo un río el suministrador más importante, ii) un tramo continuo bien definido, afectado por el transporte longitudinal de sedimentos por una corriente constante inducida por oleajes oblicuos (Rosati *et al.*, 2015), y iii) otra zona, corriente abajo, donde se produce o se pierde la sedimentación (Davidson-Arnot, 2010). El paulatino agotamiento del volumen arenoso determina su sustitución por acantilados



Fig. 8.- Modelo conceptual en el que las transferencias de arena se constatan desde la desembocadura fluvial hacia el E, a lo largo de la costa asturiana. Se deducen los diferentes suministros de arena por parte de cada sistema fluvial hasta la colmatación de los estuarios en el Holoceno. Los aportes de nutrientes de los estuarios son máximos (N) en los grandes sistemas o reducidos (n) en los estuarios pequeños; también se indican aquéllos producidos por *upwelling* costero (N).

y playas de gravas y cantos. Si el nivel del mar continúa elevándose, los sistemas dunares retrocederán y los estuarios experimentarán invasiones arenosas hacia el interior (Flor y Flor-Blanco, 2013; Aranda *et al.*, 2020).

Esta costa rocosa muestra ciertas analogías geomorfológicas con otras tectónicamente activas, aunque muy diferentes, como las californianas (Storlazzi y Field, 2000), sobre la que se puede aplicar el concepto de células costeras (van Rijn, 2010).

En Asturias, cada tramo costero se caracteriza por 1) un área fuente fluvial de arena siliciclástica, donde se abre un estuario; 2) playas entre promontorios, con arenas siliciclásticas y/o mixtas biogénicas; 3) dunas asociadas, cuando las playas son excedentarias. Se diferencian 13 segmentos costeros de O a E (Fig. 8):

Sector EO-Anguileiro. Incluye las playas de Arnao, Peñarronda, Mexota, Sarello y Anguileiro, la mayoría con altos porcentajes de CaCO_3 biogénico, producto de la mayor presencia de nutrientes y materia orgánica aportados por el estuario del Eo. El máximo porcentaje aparece en la playa de Anguileiro, pero disminuye hacia el E en las playas del río Porcía (Tabla 1), debido a un mayor aporte de arenas siliciclásticas. La contribución de nutrientes desde las rías orientales (Viveiro) y estuarios de los ríos Covo, Ouro, Foz, de la provincia de Lugo (Galicia) debe sumarse a los aportados por el estuario del Eo (Fig. 1). Se desarrollan algunos campos reducidos de dunas eólicas, disminuyendo su extensión gradualmente hacia el E (Tabla 2). El último campo dunar de la playa de Anguileiro desapareció en 2014 (Flor-Blanco *et al.*, 2015b), probablemente relacionado con un efecto local ante la subida del nivel del mar.

El tramo costero oriental hasta la playa de Arnelles (Tabla 2, Figs. 5 y 8) es acantilado y desarrollado sobre cuarcitas paleozoicas, que se alternan con pizarras, siguiendo una dirección NE-SO, dentro del cual se generan numerosas playas de gravas cuarcíticas.

Sector NAVIA-Otur. La playa de Arnelles (O del río Navia) forma parte del prisma arenoso sumergido del estuario del Navia. Esta amplia zona incluye las playas de Arnelles, Navia, Frejulfe, Barayo y Otur, de arenas de cuarzo y esquistos grises, lo que mineralógicamente constituye una singularidad en toda la costa cantábrica. El tamaño medio arenoso disminuye desde la playa de Arnelles hacia el E, incrementándose los carbonatos en ese mismo sentido. En la desembocadura del río Navia, la construcción de dos diques laterales en el canal principal indujo la progradación de la playa barrera/dunas y la formación de un amplio campo de dunas bajo condiciones progradantes (Flor-Blanco *et al.*, 2015b). Al E, se han formado campos de dunas relativamente extensas: Frejulfe y Barayo, disminuyendo sustancialmente en Otur, que es el sistema de playas y dunas más reducido y alejado.

El tramo costero desde la playa de Otur a la de Cueva corresponde a un acantilado interrumpido por el río Negro, que suministró arenas grises y gravas para generar las pla-

yas situadas justo al oeste: Primera o Marchica, Segunda y Salinas de Luarca (Figs. 1 y 5).

Sector Esva-Cadavedo. La playa de Cueva pertenece a la barrera confinante del estuario del Esva (Tabla 1, Figs. 5 y 8). Su influencia se extiende hasta Cadavedo y a otras playas mixtas como Tablizo y Ballota, situadas al E. Desde la playa de Cueva hasta Cadavedo, los acantilados son escarpados, permitiendo la existencia de un gran número de playas de cantos y gravas y bloques, debido a la carga relativamente reducida de arena que se transporta desde el río Esva.

Sector Esqueiro-Uncín. Incluye las playas de Luiña y Artedo, antiguos estuarios (Tabla 1), cuya influencia se siente hasta el E de la playa de Aguilar y las orientales de Xilo y Las Llanas (Fig. 1). En Luiña, se destruyó parcialmente un campo dunar (Tabla 2) a finales del siglo XX, generado por un aporte local de la cuenca del río Esqueiro (Tabla 1).

Sector NALÓN-Xagó. Incluye las playas de Los Quebrantos (barrera estuarina del Nalón), Bayas, Bahínas, Santa María del Mar, Salinas y Xagó (Tabla 2, Figs. 5 y 8), siendo algunas de ellas las mayores de Asturias. Sobre tramos acantilados, se instalan playas mixtas de grava y arena, como las de Bahínas (Fig. 4) y de Munielles, situada al NO, que están separadas por un promontorio. Este tramo contiene los campos dunares más extensos de Asturias: Los Quebrantos, Bayas, Salinas y Xagó (Tabla 2), así como los amplios estuarios del Nalón y Avilés, este último totalmente relleno por sedimentos procedentes del río Nalón (Flor-Blanco *et al.*, 2015b). Desde la perspectiva sedimentaria, los transportes arenosos desde el río Nalón llegan hasta las playas del lado nororiental del cabo de Peñas, como se infiere de la presencia de carbón arenoso desde la playa de Bañugues hasta la de Antromero e, incluso, La Pregona, que por su menor densidad podrían superar la punta del cabo en su transporte hacia el SE. La construcción de diques a ambos costados del canal principal desencadenó la progradación del estuario hacia el mar, con la formación del campo dunar externo de la playa de Los Quebrantos (Flor-Blanco y Flor, 2019). Los dragados intensivos en el estuario de Avilés para el desarrollo portuario han causado una erosión irreversible de gran entidad en la barrera playa/dunas de Salinas (Flor-Blanco y Flor, 2019).

Tramo de las playas de Podes-Verdicio. La colisión de la corriente costera contra el O del cabo de Peñas y el aporte de nutrientes del estuario de Avilés, indujeron altos porcentajes carbonatados y un mayor tamaño medio de grano en este tramo costero. Las playas de Aguilera o Carniciega y Tenrero (Fig. 5), incluida la playa de Aguilera, que comparten el mismo prisma arenoso sumergido, aumentan el volumen arenoso y las superficies emergidas de O a E (Tabla 2), desarrollando campos de dunas eólicas. El cambio de orientación de las tres playas respecto a los oleajes dominantes del NO determina que los tamaños medios de grano y los porcentajes carbonatados aumenten de O a E (Flor, 1978).

Sector NE del cabo de Peñas. Está resguardado por el cabo a los componentes de ola del NO. Incluye las playas de Bañugues, El Gayo y La Ribera (Luanco) y Antromero. Los prismas arenosos son delgados y las arenas varían de finas a muy finas con bajos porcentajes de carbonato biogénico, disminuyendo de NO a SE (Tabla 2, Fig. 5).

Tramo SE del cabo de Peñas. Incluye las playas de Carranques, Tranquero, Xivares y la destruida de Aboño. La corriente costera se acerca a tierra por oleajes del NE hacia la primera de las citadas playas, provocando el choque y la formación de un afloramiento oceanográfico en el que aumentan el tamaño medio de grano y los porcentajes carbonatados, con máximos en la playa de Carranques (Tabla 2, Figs. 1 y 5). Hacia el SE, disminuye el tamaño medio de grano desde la playa de el Tranquero y Xivares a Aboño, por la deriva costera. La interposición del cuarcítico cabo de Torres (Fig. 8) favoreció una mayor sedimentación de la playa de Aboño y la formación de su amplio campo de dunas, que fue destruido en la década de los 70 (Tabla 2), y también el desarrollo de manchas testimoniales de dunas eólicas remontantes en Xivares. La zona de sombra al E del cabo de Torres permitió el desarrollo de playas de arena fina, representadas por El Arbeyal y la antigua de Pando (Gijón), donde se construyeron los puertos de Fomento a finales del siglo XIX y El Musel a principios del XX.

Sector San Lorenzo-Merón. Las playas tienen arenas medias y altos porcentajes carbonatados. La de San Lorenzo es el resultado de un afloramiento (*upwelling*) local que acerca la corriente costera a Gijón con oleajes del NO y construyó un amplio campo dunar eólico, hoy conocido como barrio de La Arena (Tabla 2). Las playas orientales debieron constituir barreras confinantes de antiguos estuarios muy reducidos (La Ñora y España) con marismas.

Sector Villaviciosa-Vega. Comprende la playa de Tazones situada al NO de la playa de Rodiles (barrera estuarina de Villaviciosa), como la playa citada de Arnelles respecto a la de Navia. El estuario de Villaviciosa contiene amplias llanuras mareales y marismas, generadoras de nutrientes y, además, en los últimos años se están recuperando amplios espacios mareales desnaturalizados. Otros pequeños estuarios, vinculados a ríos costeros (Tabla 1), también aportaron nutrientes (río Libardón/playa de La Griega y Espasa), contribuyendo a los altos porcentajes bioclásticos de estas playas arenosas. Los diques del estuario de Villaviciosa sobre el canal principal promovieron la progradación del sistema de playas y dunas, generando un nuevo y amplio campo de dunas en Rodiles (Flor-Blanco y Flor, 2009), como el caso de Navia (Tabla 2), ambos adosados a la playa activa. La deriva costera contribuyó a la formación de las playas orientales de La Griega, La Isla y Espasa y la de Vega, ésta con un amplio campo dunar, donde la extensa Punta de los Carreros (Fig. 8) retiene la arena de la deriva. Esto permitiría la acumulación de un volumen arenoso excedentario, que favoreció la formación del mayor complejo eólico de este tramo, equiparable a la antigua playa/dunas de Aboño, formadas por el efecto del cabo Torres.

Sector SELLA-La Franca. El río Sella suministró grandes aportes siliciclásticos y, en menor cantidad, el río Bedón y, probablemente, un mínimo por el río Cabra (Tabla 1, Fig. 8). Estas arenas transportadas hacia el E, rellenaron un gran número de ensenadas, formando playas de granulometría fina (Tabla 2). El tipo de costa calcárea ha permitido que las playas sean reducidas, algunas cerradas (Gulpiyuri y Cobijero), por disolución kárstica y la apertura de valles muy estrechos por arroyos costeros, donde se formaron playas de planta muy alargada (Pría). Los acantilados subverticales en calizas homogéneas impiden el desarrollo de otros depósitos, donde las playas de cantos y gravas, muy escasas, se localizan en Bedón, La Huelga (O de Gulpiyuri), Cobijero y El Castillo (O de la playa de Buelna).

Los estuarios del Eo y de Villaviciosa son considerados como sumideros netos de arenas mixtas, mientras que el de Avilés, con el mismo comportamiento, se rellena de arenas exclusivamente siliciclásticas (Fig. 8). Este último estuario de Avilés y su amplia barrera progradada contiene uno de los mayores rellenos sedimentarios, destacando el extenso campo dunar (Flor *et al.*, 2019), a pesar de su reducida cuenca fluvial (López Peláez, 2017).

Hasta que se alcanzó el máximo nivel del mar holoceno, tuvieron lugar transferencias de sedimentos desde la plataforma a los estuarios (Carter, 1988) para su relleno, junto con las descargas de arenas siliciclásticas de cada sistema fluvial en episodios regresivos. Desde las desembocaduras estuarinas, los aportes arenosos quedaron sometidos al transporte longitudinal persistentemente hacia el E, contribuyendo al relleno de las ensenadas, para formar playas arenosas (y mixtas) y, cuando existían excedentes de arena, se construyeron los campos dunares (Flor, 1990), muchos experimentando progradaciones desde el máximo eustático, como los de Los Quebrantos, Salinas y Xagó (Flor-Blanco *et al.*, 2016; Flor *et al.*, 2019).

Conclusiones

La costa rocosa asturiana contiene una mayoría de playas arenosas apoyadas y campos de dunas eólicas asociadas, cuya caracterización se ha llevado a cabo a través de los promedios de una serie de parámetros granulométricos y del porcentaje en carbonato biogénico (o relación carbonatos-siliciclastos), cuyas diferencias han sido, generalmente, muy sutiles. Los tamaños promediados dominantes corresponden a las fracciones de arenas finas, seguidas de las medias.

La composición carbonatada bioclástica/siliciclástica se traduce en mezclas homogéneas deducida de la buena correlación lineal entre el tamaño medio de grano y el porcentaje de carbonato, mejor representado en las dunas eólicas ($r^2=0,75$). Se constata la disminución del porcentaje carbonatado a medida que disminuye el tamaño de grano, debido al proceso selectivo del agente deposicional.

Las transiciones transversales entre la playa y el campo dunar asociado siguen tendencias en que las playas tienen tamaños de grano mayores, los calibrados son peores y las asimetrías negativas, conteniendo un porcentaje

en CaCO_3 (carbonato biogénico) más alto. Las arenas de las dunas tienen tamaños de grano más finos, están mejor calibradas y las asimetrías son positivas, debido a la removilización selectiva del viento como agente dinámico exclusivo, y los contenidos en carbonatos son también menores.

Las transiciones longitudinales pueden simplificarse como un transporte regular, de modo que desde la desembocadura de los grandes ríos (Eo, Navia, Nalón y Sella), que suministran los mayores volúmenes de arenas siliciclásticas, se incorporan al flujo arenoso por la deriva costera hacia el E. El tamaño medio de grano disminuye, el calibrado mejora y los carbonatos disminuyen más o menos regularmente, mientras que el centil, la asimetría y la curtosis no muestran tendencias reseñables.

Los segmentos costeros de Navia, Nalón y Sella, caracterizados por un mayor contenido de arenas siliciclásticas, incorporan componentes carbonatados biogénicos, paulatinamente corriente abajo (hacia el E). Los sedimentos heredados de etapas previas, procedentes de la plataforma continental interna, están caracterizados por un alto contenido en carbonato biogénico en el extremo occidental (zona de influencia del estuario del Eo) y centro oriental (Villaviciosa hacia el E). Desde los estuarios rellenos con estos sedimentos, las arenas tienden a disminuir los tamaños medios y los porcentajes carbonatados en la misma dirección, de O a E.

A partir de los diagramas bivariantes, se diferencian varias modalidades de transporte: deslizamiento o arrastre por el fondo, rodamiento, saltación o suspensión intermitente y suspensión. Teniendo en cuenta unas condiciones de energía media, el tamaño principal promedio de la velocidad crítica entre el arrastre y el rodamiento es de $1,30 \phi$ (0,41 mm), mientras que entre el rodamiento y la suspensión es de $2,05 \phi$ (0,24 mm), valor que representa, en este caso, la saltación o la suspensión intermitente. En playas y dunas, cualquier tipo de transporte puede llevarse a efecto durante el proceso deposicional, ya que dependen del tamaño medio de grano.

De acuerdo con la distribución de los parámetros granulométricos medios y el porcentaje carbonatado biogénico, la costa asturiana se puede sectorizar en 13 tramos. Los más netos están vinculados a los grandes ríos cordilleranos y sus estuarios: Eo, Navia, Nalón y Sella, caracterizados por la formación de amplios campos dunares. Generalizadamente, las arenas son siliciclásticas excepto las del Eo y Villaviciosa, disminuyen el tamaño de grano, mejora el calibrado y hay un ligero aumento del contenido bioclástico hacia el E. El tramo costero del Nalón presenta esta tendencia, pero de forma más irregular, y los campos de dunas eólicas son los mayores de Asturias. Estas tendencias se invierten cuando, hacia el E, el carbonato aumenta y, en consecuencia, el tamaño medio de grano también se incrementa (Navia y Nalón), constituyendo el proceso normal hasta que se adquiere la distribución regular.

El estuario del Eo se rellenó de arenas bioclásticas carbonatadas, que se generaron por aportaciones de nutrientes desde la ría de Viveiro y varios estuarios lucenses: Covo,

Ouro y Foz. El propio estuario genera grandes volúmenes de nutrientes que, hacia el E de su desembocadura, son responsables de los valores máximos de porcentaje en CaCO_3 en la playa de Anguileiro.

Otros tramos costeros más cortos se diferencian como respuesta a afloramientos oceanográficos (*upwelling*) locales, como el cabo de Peñas, cuya morfología protuberante permite una colisión de la corriente costera en el lado occidental (playas de Podes-Verdicio) y el consiguiente incremento del porcentaje carbonatado. Corriente abajo, superada la punta del cabo, se suceden dos posibilidades de choque de la corriente: 1) aproximándose la corriente a tierra en Carranques (en la mitad del tramo oriental), cuando los oleajes incidentes son del NE, y 2) en San Lorenzo (Gijón) con oleajes del NO, que son los más frecuentes. En ambos casos, se produce la aparición de máximos de carbonato biogénico en las localidades mencionadas, que decrecen hacia las playas situadas al SE y E, respectivamente.

Al E de San Lorenzo, los efectos de los afloramientos se detectan por el alto contenido de carbonatos observado en las playas arenosas, excepto en La Ñora que tiene un aporte local de arenas gruesas cuarzosas suministradas por el acantilado jurásico adyacente. Como en el tramo del Eo, el de Villaviciosa (Rodiles)-Vega contiene una alta proporción de carbonatos, donde el aporte de nutrientes del estuario de Villaviciosa es el principal alimentador, con valores máximos en las playas de Tazones y La Griega. Los campos de dunas eólicas están presentes ocupando áreas relativamente amplias en Rodiles y Vega.

El tramo comprendido entre los ríos Sella y Deva, cuyas aportaciones netas derivan del primero y son fundamentales para la formación del campo de dunas destruidas de Santa Marina, contiene arenas finas y medias muy siliciclásticas, generalmente bien clasificadas. Probablemente, representa la estabilización de la proporción siliciclástica/carbonatada en la composición de las arenas (<25% de carbonato biogénico).

Agradecimientos y financiación

Los autores quieren agradecer a un revisor anónimo y a Javier Elorza las correcciones y sugerencias realizadas del manuscrito, que han contribuido a la mejora del trabajo. Asimismo, agradecer especialmente a la editora de la revista, la Dra. Nieves López-González por su trabajo de coordinación y las correcciones oportunas. La presente investigación no ha recibido ayudas específicas provenientes de agencias del sector público, sector comercial o entidades sin ánimo de lucro.

Contribución de autores/as

Elaboración del trabajo: G.F., G.F.B. y M.R.R.; metodología y obtención de datos: G.F., G.F.B. y M.R.R.; figuras y tablas: G.F.; investigación/análisis: G.F., G.F.B. y M.R.R.; revisión del manuscrito, coordinación y supervisión: G.F.

Referencias

- Albino, J., Suguio, K., 2011. The influence of sediment grain size and composition on the morphodynamic state of mixed siliciclastic and bioclastic sand beaches in Espírito Santo State, Brazil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 12: 81-92. <https://doi.org/10.20502/rbg.v12i2.237>
- Álvarez García, M.A., de Castro, M., Cruz Guerrero, R., Gómez Borrego, Á., Pérez Muñuzuri, V. Stöll, H., 2009. Clima. Evidencias y efectos potenciales del cambio climático en Asturias. Consejería de Medio Ambiente, Ordenación del Territorio e Infraestructuras. Gobierno del Principado de Asturias, 30-65.
- Anderson, R.S., Sørensen, M., Willetts, B.B., 1991. A review of recent progress in our understanding of aeolian sediment transport. *Acta Mechanica (Suppl)*, 1: 1-19. https://doi.org/10.1007/978-3-7091-6706-9_1
- Anthony, E.J., 2015. Environmental Control: Geology and Sediments. En: G. Masselink, R. Gehrels (Eds). *Coastal Environments & Global Change*, J. Wiley & Sons, 52-78. <https://doi.org/10.1002/9781119117261.ch3>
- Aranda, M., Gracia, J., Peralta, G., Flor-Blanco, G. 2020. The application of high-resolution mapping for the analysis of recent eco-geomorphological changes in the saltmarshes of San Vicente de la Barquera estuary (North Spain). *Journal of Coastal Research*, SI, 95: 341-345. <https://doi.org/10.2112/SI95-066.1>
- Arens, S.M., van Boxel, J.H., Abuodha, J.O.Z., 2002. Changes in grain size of sand transport over a foredune. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27: 1163-1175. <https://doi.org/10.1002/esp.418>
- Atlas Climático Ibérico, 2011. Temperatura del aire y precipitación (1971-2000). Agencia Estatal de Meteorología. 79 p.
- Bagnold, R.A., 1941. The physics of blown sand and desert dunes. Methuen, London. 265 p.
- Barsanti, M., Calda, N., Valloni, R., 2011. The Italian coasts: a natural laboratory for the quality evaluation of beach replenishments. *Journal of Coastal Research*, SI, 61: 1-7. <https://doi.org/10.2112/SI61-001.1>
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26: 1237-1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Carter, R.W.G., 1988. Coastal environments: An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines. Academic Press Ltd. London. 617 p.
- Cendrero, A., Sánchez-Arcilla, A., Zazo, C., 2005. Impacts on coastal areas. En: J.M. Moreno (Ed). *Impacts of the climatic change in Spain*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, 451-504.
- Chust, G., Borja, Á., Liria, P., Galparsoro, I., Marcos, M., Caballero, A., Castro, R., 2009. Human impacts overwhelm the effects of sea-level rise on Basque coastal habitats (N Spain) between 1954 and 2004. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 84: 453-462. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.07.010>
- Chust, G., Caballero, A., Marcos, M., Liria, P., Hernández, C., Borja, Á., 2010. Regional scenarios of sea level rise and impacts on Basque (Bay of Biscay) coastal habitats, throughout the 21st century. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 87: 113-124. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.12.021>
- Daly, C.J., Winter, C., Bryant, K.R., 2015. On the morphological development of embayed beaches. *Geomorphology*, 248: 252-263. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.040>
- Darryl, L.F., Textoris, D.A., 1972. Size, grain type and mineralogical relationships in recent marine calcareous beach sands. *Sedimentary Geology*, 7: 89-102. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(72\)90030-9](https://doi.org/10.1016/0037-0738(72)90030-9)
- Davidson-Arnot, R., 2010. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Cambridge University Press. 442 p.
- Dehouck, A., Dupuis, H., Sénéchal, N., 2009. Pocket beach hydrodynamics: The example of four macrotidal beaches, Brittany, France. *Marine Geology*, 266: 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.07.008>
- Fernández-Valdés, J.M., 1997. *Morfología y sedimentación de la plataforma continental interna del área central de Asturias*. Tesis Doctoral (inérita). Departamento de Construcción e Ingeniería de la Fabricación. Universidad de Oviedo. 322 p.
- Fernández-Valdés, J.M., Flor, G., Viña, C., 1994. The bioclastic component of the inner shelf surficial sediments in the Asturian central area (NW Spain, Bay of Biscay). *Gaia, Revista de Geociencias*, 8: 135-141.
- Ferre, B., Sherwood, C.R., Wiber, P., 2010. Sediment transport on the Palos Verdes shelf, California. *Continental Shelf Research*, 30: 761-780. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.01.011>
- Figueiras, F.G., Labarta, U., Fernández Reiriz, M.J., 2002. Coastal upwelling, primary production and mussel growth in the Rías Baixas of Galicia. *Hydrobiologia*, 484: 121-131. https://doi.org/10.1007/978-94-017-3190-4_11
- Flor, G., 1978. Relación entre la distribución de sedimentos y la circulación costera en la región del Cabo Peñas. *Trabajos de Geología*, 10: 183-194.
- Flor, G., 1979. Depósitos arenosos de las playas de la región de Cabo Peñas: sedimentología y dinámica. Tesis Doctoral (inérita). Departamento de Estratigrafía. Universidad de Oviedo. 514 p.
- Flor, G., 1980. Los carbonatos biogénicos del área intermareal de playa en relación con la geografía y dinámica costeras. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 78: 275-289.
- 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., 1990. Tipología de dunas eólicas. Procesos de erosión-sedimentación costera y evolución litoral de la provincia de Huelva (Golfo de Cádiz occidental, Sur de España). *Estudios Geológicos*, 46: 99-109. <https://doi.org/10.3989/egool.90461-2442>
- Flor, G., 2004. *Geología Marina*. Servitec. Oviedo. 654 p.
- Flor, G., Flor-Blanco, G., 2005. An introduction to the erosion and sedimentation problems in the coastal regions of Asturias and Cantabria (NW Spain) and its implications on environmental management. *Journal of Coastal Research*, SI 49: 58-63.
- Flor, G., Flor Blanco, G., 2009. Sedimentología de los depósitos arenosos superficiales de la playa de Vega (Concejo de Ribadesella, Asturias). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 22 (1-2): 105-121.
- Flor, G., Flor-Blanco, G., 2013. Geomorfología del litoral oriental de Asturias. VII Jornadas de Geomorfología Litoral. Guía de Campo. 40 p. Oviedo.
- Flor, G., Flor-Blanco, G., 2014a. Raised beaches in the Cantabrian Coast. En: F. Gutiérrez, M. Gutiérrez Elorza (Eds). *Landscapes and Landforms in Spain*. World Geomorphological Landscapes, 239-248. Springer Science+Business Media Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7_20
- Flor, G., Flor-Blanco, G., 2014b. Componentes de viento generadores de morfologías y campos de dunas costeras en Asturias (NO de España). *Cuaternario y Geomorfología*, 28

- (3-4): 47-68.
- Flor, G., Llera, E.M., Ortea, J.Á., 1982. Los carbonatos biogénicos de los sedimentos de las playas arenosas de Asturias y Cantabria: su origen y significado dinámico. Cuadernos del CRINAS, 2, 77 p.
- Flor, G., Martínez Cedrún, P., Flor-Blanco, G., 2011. Campos dunares de Asturias, Cantabria y País Vasco. En: E. Sanjaume, F.J. Gracia (Eds). Las dunas en España, 127-159. Sociedad Española de Geomorfología.
- Flor, G., Cabrera Ceñal, R., Suárez González, M.A., Iglesias Ortega, P. J., 1990. Contaminación sólida en el estuario del Nalón (Asturias). IV Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio, Comunicaciones, 165-180. Universidad de Oviedo. Gijón.
- Flor, G., Flor-Blanco, G., Cedrún, P. M., Flores-Soriano, C., Borghero, C. 2019. Aeolian dune fields in the coasts of Asturias and Cantabria (Spain, NW Iberian Peninsula). En: The Spanish Coastal Systems. Springer, Cham, 585-609. https://doi.org/10.1007/978-3-319-93169-2_25
- Flor-Blanco, G., Flor, G., 2009. Aspectos geomorfológicos del tramo inferior del estuario de Villaviciosa (Asturias) en relación con su evolución histórica. Revista de la Sociedad Geológica de España, 22: 123-136.
- Flor-Blanco, G., Flor, G., 2016. Management of dune fields on the coasts of Asturias, Cantabria and the Basque Country (Cantabrian Sea, NW Iberian Peninsula). En: F.X. Roig-Munar (Ed). Restoration and management of dune systems. Case studies, 35-70. Edition: Càtedra d'Ecosistemes Litorals Mediterranis, Parc Natural del Montgrí, les Illes Medes i el Baix Ter, Museu de la Mediterrània, Publisher: project "Life Pletera" (LIFE13 NAT/ES/001001).
- Flor-Blanco, G., Flor, G., 2019. Cantabrian estuaries. En: The Spanish Coastal Systems. Springer, Cham, 415-436. https://doi.org/10.1007/978-3-319-93169-2_18
- Flor-Blanco, G., Flor, G., Pando, L., 2013. Evolution of the Salinas-El Espartal and Xagó beach/dune systems in north-western Spain over recent decades: evidence for responses to natural processes and anthropogenic interventions. Geo-Marine Letters, 33: 143-157. <https://doi.org/10.1007/s00367-012-0301-3>
- Flor-Blanco, G., Bruschi, V., Adrados, L., Flor, G., Trenhaile, A.S., Domínguez, M.J., Cendrero, A., Remondo, J., 2015a. Propuesta de un modelo de evolución de costas acantiladas calcáreas: Asturias y Cantabria (N de España). En: G. Malvárez, F., Navas, E. Guisado (Eds). VIII Jornadas de Geomorfología Litoral 2015. Marbella. Geo-Temas, 15: 13-16.
- Flor-Blanco, G., Pando, L., Morales, J.A., Flor, G., 2015b. Evolution of beach-dune fields systems following the construction of jetties in estuarine mouths (Cantabrian coast, NW Spain). Environmental Earth Sciences, 73 (3): 1317-1330. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3485-1>
- Flor-Blanco, G., Rubio-Melendi, D., Flor, G., Fernández-Álvarez, J.P., Jackson, D.W.P., 2016. Holocene evolution of the Xagó dune field (Asturias, NW Spain) reconstructed by means of morphological mapping and ground penetrating radar surveys. Geo-Marine Letters, 36: 35-50. <https://doi.org/10.1007/s00367-015-0427-1>
- Flor-Blanco, G., Alcántara-Carrió, J., Jackson, D., Flor, G., Flores-Soriano, C., 2021. Coastal erosion in NW Spain: Recent patterns under extreme storm wave events. Geomorphology, 387: 107767. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107767>
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal Sedimentary Petrology, 27: 3-26. <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- García, M.J., Tel, E., Molinero, J., 2012. Sea-level variations on the north and northwest coasts of Spain. ICES Journal Marine Science, 69 (5): 720-727. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fss058>
- García-Ordiales, E., Flor-Blanco, G., Roqueñí, N., Covelli, D., Cienfuegos, P., Álvarez, R., Fontolan, G., Loredó, J., 2020. Anthropocene footprint in the Nalón estuarine sediments (northern Spain). Marine Geology, 424: 106167. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106167>
- García-Ramos, J.C., Piñuela, L., Lires, J., 2011. Atlas del Jurásico de Asturias. (2ª Ed). Ed. Nobel, Oviedo. 225 p.
- Giles, R.T., Pilkey, O.H., 1965. Atlantic beach and dune sediments of the southern United States. Journal Sedimentary Petrology, 35: 900-910. <https://doi.org/10.1306/74D7139D-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Gómez-Pina, G., Muñoz-Pérez, J., Ramírez, J.L., Ley de Vega-Seoane, C., 2002. Sand dune management problems and techniques, Spain. Journal of Coastal Research, SI 36: 325-32. <https://doi.org/10.2112/1551-5036-36.sp1.325>
- Gómez-Pujol, Ll., Roig-Munar, F.X., Fornós, J.J., Balaguer, P., Mateu, J., 2013. Provenance-related characteristics of beach sediments around the island of Menorca, Balearic Islands (western Mediterranean). Geo-Marine Letters, 33: 195-208. <https://doi.org/10.1007/s00367-012-0314-y>
- González, M., Ferrer, M., Uriarte, A., Urtizberea, A., Caballero, A., 2008. Operational oceanography system applied to the Prestige oil-spillage event. Journal Marine Systems, 72: 178-188. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.07.005>
- Gutiérrez-Claverol, M., Luque, C., Martínez-García, E., Riuz, F., Suárez, V., 1988. Los lineamientos deducidos de imágenes de satélite de las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa (NW de España). Estudios Geológicos, 44: 263-270. <https://doi.org/10.3989/egeol.88443-4544>
- Hill, P.R., Conway, K., Lintern, D.G., Meulé, S., Picard, K., Barrie, J.V., 2008. Sedimentary processes and sediment dispersal in the southern Strait of Georgia, BC, Canada. Marine Environmental Research, 66: S39-S48. <https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2008.09.003>
- Hudson, J., Collinson, J., Leeder, M., 1981. Comparison of methods of size analysis for sand of the Amazon-Solimões Rivers, Brasil and Peru. Sedimentology, 28 (1): 123-128. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1981.tb01669.x>
- Johnson, M.J., 1993. The system controlling the composition of clastic sediments. En: M.J. Johnson, A. Basu (Eds). Processes controlling the composition of clastic sediments. Geological Society American, Special Paper, 284: 1-19. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p1>
- Klein, A.H.F., Benedet Filho, L, Schumacher, D.H., 2002. Short-term beach rotation processes in distinct headland bay beach systems. Journal of Coastal Research, 18 (3): 442-458.
- Lavín, A., Moreno-Ventas, X., Ortiz de Zárate, V., Abaunza, P., Cabanas, J. M., 2007. Environmental variability in the North Atlantic and Iberian waters and its influence on horse mackerel (*Trachurus trachurus*) and albacore (*Thunnus alalunga*) dynamics. ICES Journal of Marine Science, 64: 425-438. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsl042>
- Llopis Lladó, N., 1962. Estudio geológico de la región de Cabo Peñas (Asturias). Mapa Geológico de Asturias, Hojas nº 1 y 2. Escala 1/25.000. Real Instituto de Estudios Asturianos RIDEA. Oviedo.
- López-Fernández, C., Llana-Funez, S., Fernández-Viejo, G., Domínguez-Cuesta, M.J., Díaz-Díaz, L.M., 2020. Comprehensive characterization of elevated coastal platforms in the

- north Iberian margin: A new template to quantify uplift rates and tectonic patterns. *Geomorphology*, 364: 107242. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107242>
- López Peláez, J., 2017. El estuario de Avilés, 1833/2016. Nieva Ediciones. 157 p.
- Loureiro, C., Ferreira, Ó., Cooper, J.A.G., 2012. Geologically constrained morphological variability and boundary effects on embayed beaches. *Marine Geology*, 329: 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.09.010>
- Martins, L.R., 1965. Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35 (3): 768-770. <https://doi.org/10.1306/74D7135C-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Martins, L.R., 2003. Recent sediments and grain-size analysis. *Gravel*, 1: 90-105.
- Martínez Cedrún, P., Flor, G., Flor-Blanco, G., Maroto González, G., 2014. Relaciones texturales y composición mineralógica de los sistemas de playa/dunas en una costa rocosa: caso de Cantabria (NO de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(2): 13-27.
- Mason, C.L., Folk, R.L., 1958. Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. *Sedimentary Geology*, 56: 167-192.
- Matias, A., Ferreira, Ó., Mendes, I., Dias, J.A., Vila-Concejo, A., 2005. Artificial construction of dunes in the South of Portugal. *Journal of Coastal Research*, 21 (3): 472-481. <https://doi.org/10.2112/03-0047.1>
- McLaren, P., Bowles, D., 1985. The effects of sediment transport on grain size distributions. *Journal Sedimentary Petrology*, 55: 457-470. <https://doi.org/10.1306/212F86FC-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Medellín, G., Medina, R., Falqués, A., González, M., 2008. Coastline sand waves on a low-energy beach at "El Puntal" spit, Spain. *Marine Geology*, 250: 143-156. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.11.011>
- Middleton, G.V., 1976. Hydraulic interpretation of sand size distributions. *Journal Geology*, 84: 405-426. <https://doi.org/10.1086/628208>
- Mycielska-Dowgiallo, E., Ludwikowska-Kędzia, M., 2011. Alternative interpretations of grain-size data from Quaternary deposits. *Geologos*, 17: 189-203. <https://doi.org/10.2478/v10118-011-0010-9>
- Passega, R., Byramjee, R., 1969. Grain size image of clastic deposits. *Sedimentology*, 13: 233-252. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1969.tb00171.x>
- Pederos, R., Howa, H.L., Michel, D., 1996. Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Marine Geology*, 135: 35-49. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(96\)00042-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(96)00042-4)
- Pérez Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquínez, J., Aller, J., Álvarez Marrón, J., Marcos, A., Pulgar, J.A., 1988. A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone. *Tectonics*, 7: 517-538. <https://doi.org/10.1029/TC007i003p00517>
- Pilkey, O. H., Morton, R. W., Luternauer, J., 1967. The carbonate fraction of beach and dune sands. *Sedimentology*, 8: 311-327. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1967.tb01330.x>
- Poizot, E., Méar, Y., Biscara, L., 2008. Sediment Trend Analysis through the variation of granulometric parameters: A review of theories and applications. *Earth-Science Reviews*, 86 (1-4): 15-41. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.07.004>
- Psuty, N.P., 1988. Sediment budget and dune/beach interaction. *Journal Coastal Research* SI, 3: 1-4.
- Pye, K., 1982. Negatively skewed aeolian sands from a humid tropical coastal dunefield, northern Australia. *Sedimentary Geology*, 31: 249-266. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(82\)90060-4](https://doi.org/10.1016/0037-0738(82)90060-4)
- Pye, K., 1983. Coastal dunes. *Progress in Physical Geography*, 7: 531-557. <https://doi.org/10.1177/030913338300700403>
- Pye, K., Tsoar, H., 1990. *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Unwin Hyman, London. 396 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-5986-9>
- Pye, K., Saye, S., Blott, S., 2007. Sand dune processes and management for flood and coastal defence: Part 4: Techniques for sand dune management. R & D Technical Report FD1302/TR/4. Department for Environment Food and Rural Affairs, London. 49 p.
- Romero, D., 1984. Tipología de formas kársticas y relaciones morfoestructurales en la marina oriental asturiana. *Ería*, 7: 119-133.
- Shepard, F.F., Young, R., 1961. Distinguishing between beach and dune sands. *Journal Sedimentary Petrology*, 3(12): 196-214.
- Short, A.D., 1996. The role of wave height, period, slope, tide range and embaymentisation in beach classifications: A review. *Revista Chilena de Historia Natural*, 69: 589-604.
- Short, A.D., Masselink, G., 1999. Embayed and structurally controlled beaches. En: *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. John Wiley and Sons, New York, 230-249.
- Solohub, J.T., Klován, J.E., 1970. Evaluation of grain-size parameters on lacustrine environments. *Journal Sedimentary Petrology*, 40 (1): 81-101. <https://doi.org/10.1306/74D71EFB-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Storlazzi, C.D., Field, M.E., 2000. Sediment distribution and transport along a rocky, embayed coast: Monterey Peninsula and Carmel Bay, California. *Marine Geology*, 170 (3-4): 289-316. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00100-6](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00100-6)
- Sunamura, T., Horikawa, K., 1974. Two-dimensional beach transformation due to waves. 14th ICCE, Coastal Engineering Comunicaciones, Copenhagen, 53, 920-938. <https://doi.org/10.9753/icce.v14.53>
- Sutherland, R.A., Lee, C.T., 1994. Discrimination between coastal subenvironments using textural characteristics. *Sedimentology*, 41: 113-1145. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb01445.x>
- Switzer, A.D., Pile, J., 2015. Grain size analysis. En: I. Shennan, A.J. Long, B.P. Horton (Eds). *Handbook of sea-level research*, AGU & Wiley, 331-348. <https://doi.org/10.1002/9781118452547.ch22>
- Syvitsky, J.P.M., 1991. Principles, methods, and application of particle size analysis. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 368 p.
- Tait, J.F., 1995. Rocky coasts and inverse methods: sediment transport and sedimentation patterns of Monterey Bay National Marine Sanctuary. Tesis Doctoral, University of California at Santa Cruz, California. 138 p.
- Tait, J.F., Revenaugh, J., 1998. Source-transport inversion: An application of geophysical inverse theory to sediment transport in Monterey Bay, California. *Journal Geophysical Research*, 103, NO. C1: 1275-1283. <https://doi.org/10.1029/97JC01909>
- TOUCT: The Open University Course Team, 1999. *Waves, Tides and Shallow-Water Processes* (2^a Ed). Chapter 4. Principles and Processes of Sediment Transport, Butterworth-Heinemann, Oxford, 96-124. <https://doi.org/10.1016/B978-008036372-1/50005-2>
- Treguer, P., Lecorre, P., Grall, J.R., 1979. The seasonal variations of nutrients in the upper waters of the Bay of Biscay region and their relation to phytoplankton growth. *Deep Sea Research*, 26A: 1121-1152. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(79\)90060-8](https://doi.org/10.1016/0198-0149(79)90060-8)

- Trindade, J., Ramos-Pereira, A., 2009. Sedimente textural distribution on beach profiles in a rocky coast (Estremadura-Portugal). *Journal of Coastal Research*, SI 56: 138-142.
- Rosati, J.D., Frey, A.E., Grzegorzewski, A.S., Maglio, C.K., Morang, A., Thomas, R.C., 2015. Conceptual Regional Sediment Budget for USACE North Atlantic Division. U.S. Army Corps of Engineering. Los Angeles, California. 46 p. <https://doi.org/10.21236/ADA614647>
- Tucker, M. (Ed), 1988. *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, 63-86.
- Van der Wal, D., 2000. Grain-size-selective aeolian sand transport on a nourished beach. *Journal of Coastal Research*, 16: 896-908.
- Van Rijn, L.C., 1984. Sediment transport. Part I: Bed load transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110 (10): 1431-1456. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1984\)110:10\(1431\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:10(1431))
- Van Rijn, L.C., 2010. Coastal erosion control based on the concept of sediment cells. Report EU Project Concepts and Science for Coastal erosion. Conscience: Deltares, The Netherlands, 80 p.
- Woodroffe, C.D., 2002. *Coasts: form, process and evolution*. Cambridge University Press. 623 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9781316036518>
- Young, A.P., Carilli, J.E., 2019. Global distribution of coastal cliffs. *Earth Surface Processes and Landforms*. 44 (6): 1309-1316. <https://doi.org/10.1002/esp.4574>
- MANUSCRITO RECIBIDO EL: 03-11-2021
RECIBIDA LA REVISIÓN EL: 19-04-2022
ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL: 31-05-2022