

El complejo de playa-lagoon de Corrubedo y los submedios característicos. Galicia, NW. España

F. VILAS⁽¹⁾, A. ARCHE⁽²⁾, A. RAMOS⁽³⁾, A. SOPEÑA⁽²⁾, L. REY⁽¹⁾, M.A. NOMBELA⁽¹⁾

(1) Col. Univ. Vigo, U. Santiago Aptdo. 874, 36200 Vigo.

(2) Inst. Geol. Económica, C.S.I.C., Fac. Geología, 28040 Madrid.

(3) Depto. Estratigrafía, Fac. Geología 28040 Madrid.

RESUMEN

El complejo costero de Corrubedo (Provincia de La Coruña) es un sistema playa-barrera-lagoon, en avanzado estado de evolución. En el presente trabajo se distinguen 8 subambientes de sedimentación y se describen los procesos actuantes y los sedimentos característicos de cada uno de ellos. Se distinguen también las etapas de evolución en época reciente del sistema, y se proponen los posibles mecanismos que la causaron.

Palabras clave: Playa-lagoon. Dunas eólicas. Marismas salobres. Variaciones del nivel del mar. Variaciones del rango mareal.

ABSTRACT

The Corrubedo coastal complex is a very mature beach-lagoon system. Eight different subenvironments have been characterized and their sedimentary processes and products are described. Several stages of evolution are described and possible responsible mechanisms are discussed.

Key words: Beach-lagoon. Eolian-dunes. Salt-marsh. Sea-level changes. Tidal-range changes.

INTRODUCCIÓN

El complejo playa-lagoon de Corrubedo está ubicado en la provincia de la Coruña (fig. 1). Constituye un amplio entrante costero rodeado por pequeños acantilados rocosos. El complejo está formado, desde el mar hacia tierra, por las siguientes unidades: Playa-barrera, complejos eólicos activos e inactivos, lagoon casi totalmente colmatado, canales mareales y marisma salobre (fig. 2).

El área forma parte de la costa SO de Galicia, conocida como las Rías Bajas. Estas presentan una morfología típica, compuestas por bahías en forma de embudo, con pequeños ríos en su cabecera y entrantes costeros con pequeñas playas. Las rías gallegas son el re-

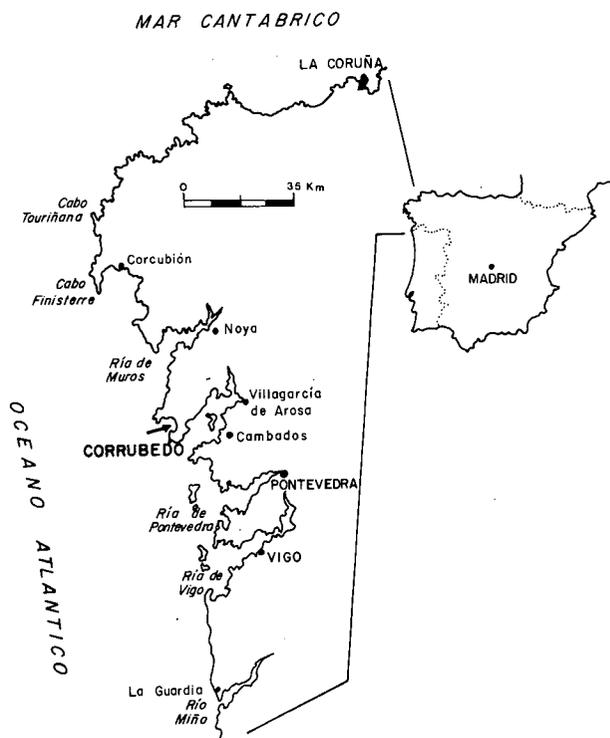


Figura 1.- Localización geográfica del área de estudio.

Figure 1.- Location of the study area.

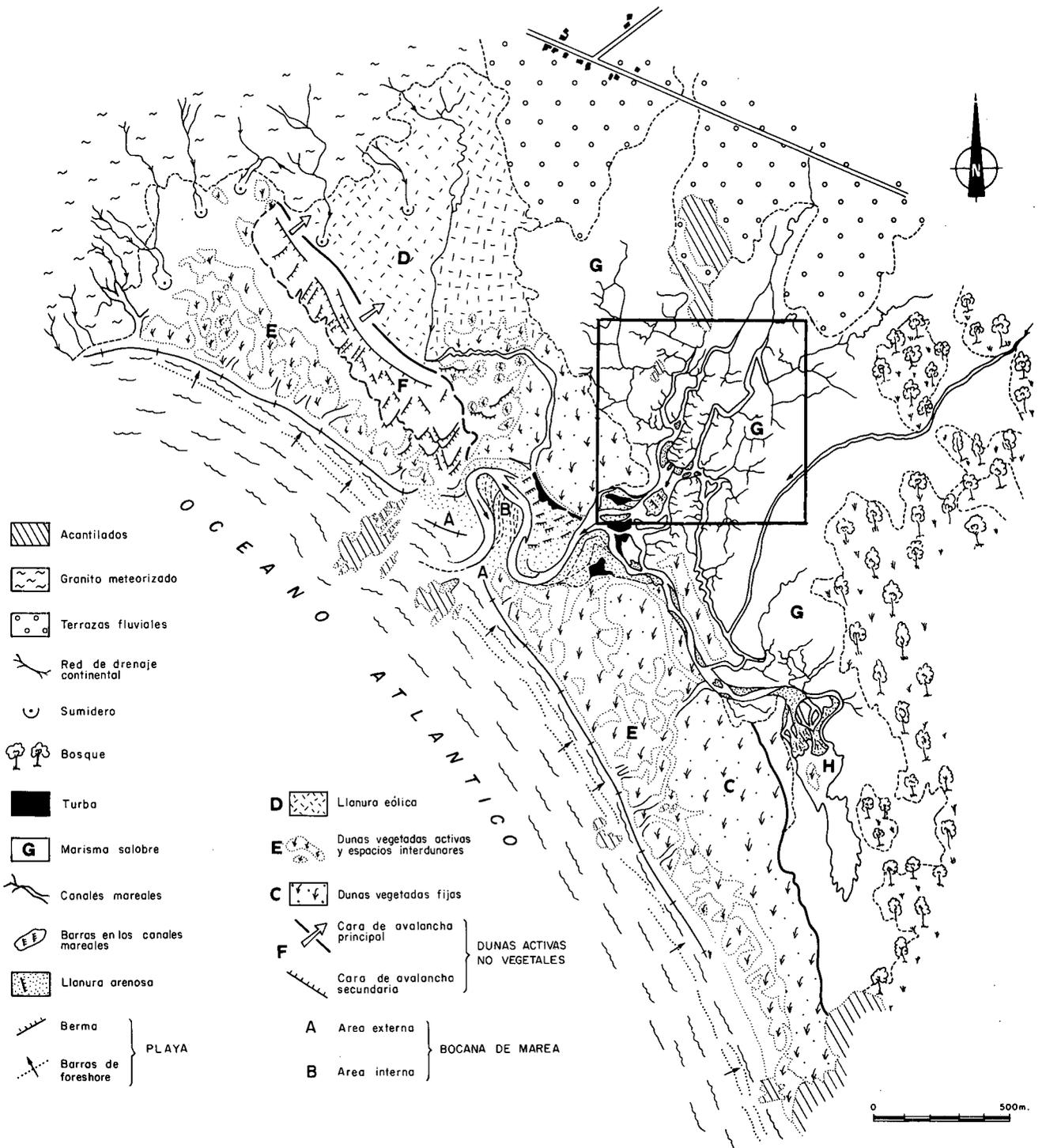


Figura 2.- Unidades fisiográficas del complejo de Corrubedo: A) Zona externa de la bocana. B) Zona interna de la bocana. C) Dunas vegetadas fijas. D) Mantos eólicos inactivos. E) Dunas vegetadas activas. F) Dunas activas no vegetadas. G) Marisma salobre. H) Lagoon actual.

Figure 2.- Corrubedo complex units: A) Tidal inlet outer zone. B) Tidal inlet inner zone. C) Fixed vegetated dunes. D) Eolian sand plain. E) Active vegetated dunes. F) Active unvegetated dunes. G) Salt marsh. H) Lagoon.

sultado de la interacción de dos procesos físicos: formación de un sistema de fracturas N-S y NE-SO en el Mioceno (Pannekoek 1966, 1970), y una profunda incisión de los valles fluviales durante el período bajo del nivel marino en el Cuaternario (Torre, 1958). Durante la transgresión holocena marina, estos valles fueron inundados. El complejo de Corrubedo se encuentra entre las rías de Muros y Arosa, y consiste en un amplio cordón de playa de 4 km de longitud, con dirección NNO-SSE y una marisma salobre (fig. 2), desarrollada sobre un lagoon casi totalmente colmatado, de forma aproximadamente triangular y que tiene 1,7 km en su parte más ancha. Difiere notablemente de los complejos de playa-barrera-lagoon desarrollados en las extensas planicies costeras de los litorales de Holanda y Alemania (Nummedal y Penland, 1981), así como de aquellos de la costa Este de los Estados Unidos (Kumar y Sanders, 1974; Moslow y Tye, 1985).

La única conexión entre la marisma salobre-lagoon y el mar lo constituye una bocana («tidal inlet»), morfológicamente compleja (Vilas *et al.*, 1988), constituida por un canal activo meandriforme, que representa una pequeña parte del complejo durante el momento de aguas bajas

La precipitación anual es del orden de 1200 mm y tiene lugar en 115-130 días. La temperatura media oscila entre 18,5° C en verano, y 9,5° C en invierno (Pérez Alberti, 1982). Hay dos vientos dominantes: del SO en invierno, asociado a temporales, y del N a NE en verano, más moderado

Las mareas son semidiurnas con una ligera asimetría diurna. El rango mareal es de 4,1 m en mareas vivas y 1,35 m en mareas muertas. Las principales características del flujo mareal son: existe un período de aguas muertas durante la pleamar, mientras que durante la bajamar el flujo se reduce al canal mareal, por donde circula el agua permanentemente

En el presente trabajo se describen los diferentes submedios desarrollados, los procesos que actúan, las formas resultantes y su dinámica, y se propone un esquema de la evolución del área.

METODOLOGÍA

Los trabajos de campo se llevaron a cabo durante los años 1983, a 86. Se realizaron campañas sistemáticas en momentos de mareas vivas y muertas, tanto en época de invierno como de verano. Durante estas campañas se realizó la cartografía detallada de áreas seleccionadas de aquellos subambientes que experimentan las variaciones más rápidas, estudiando la distribución

de estructuras sedimentarias, las relaciones laterales de unos ambientes y otros, así como las asociaciones verticales de facies existentes.

Paralelamente se realizó un muestreo en los sedimentos de los diferentes subambientes y de los organismos en ellos instalados. Estas muestras fueron posteriormente estudiadas en laboratorio, analizándose su mineralogía, distribución de tamaño de grano y fracción mineral y biogénica. También se realizaron réplicas («peels») de un tamaño de 0,68 x 0,34 m en zanjas verticales en los diferentes subambientes

Esta técnica ha permitido reconstruir en el laboratorio, con todo detalle, las asociaciones de facies, lo que hubiera sido imposible directamente en el terreno.

LOS SEDIMENTOS: MINERALOGÍA Y ORIGEN

Los sedimentos están compuestos fundamentalmente por arenas con pequeñas cantidades de limos, arcillas y materia orgánica. La mineralogía de las arenas está compuesta de dos fracciones: una carbonatada de origen bioclástico, que constituye entre el 29% y el 58%, y otra siliciclástica, que constituye el resto. La fracción bioclástica incluye restos de bivalvos, gasterópodos, equinoideos, algas calcareas, foraminíferos etc. La fracción siliciclástica contiene fragmentos de cuarzo y cantidades menores de mica, minerales pesados y fragmentos líticos. La fracción carbonatada es comparable a la asociación *foramol* (Lees, 1975), típica de plataformas y costas templadas, como el oeste de Irlanda (Bosence, 1976) y Bretaña (Boillot *et al.*, 1971).

Las fuentes actuales de los sedimentos son: 1) Retrabajamiento de sedimentos costeros terciarios y cuaternarios, 2) Erosión de los acantilados, y 3) Restos esqueléticos de la fauna litoral.

AMBIENTES DE SEDIMENTACIÓN

Toda el área presenta dos ambientes característicos, atendiendo a las condiciones que la dominan: el frente del complejo, con condiciones de alta energía, olas y vientos y la parte interna parcialmente dominada por mareas, que a la vez alimentan el lagoon y las diferentes unidades de marismas asociadas (fig. 2).

El frente del complejo

Está constituido por una playa de 4 km de longitud en dirección NNO-SSE, cortada por una bocana a los 3 km de su extremo sur, que pone en comunicación el

mar con la parte interna, y un sistema eólico localizado al N y S de la bocana (fig. 2).

Playa

Sobre la *playa*, el proceso dominante es la acción de olas, siendo el transporte neto de sedimentos hacia tierra. Las condiciones de alta energía invernales, originan un perfil de playa que presenta un «foreshore» bien desarrollado y un «backshore» embrionario, mientras que el perfil de verano está formado por una rampa simple, a partir de barras de «foershore» de 70 m de longitud de onda, y 0,3 m de altura, que migran hacia arriba. El «nearshore» muestra sistemas de barras lineales o crecécnicas, según las condiciones del oleaje, separadas por estrechos canales de desagüe.

Bocana

La *bocana* («tidal inlet») está totalmente sumergida durante la pleamar, pero durante la bajamar el área ocupada por el agua queda reducida a un canal de alta si-

nuosidad (fig. 2). La bocana tiene una longitud de 450 m y una anchura de 610 m. Durante las mareas vivas equinociales llega a alcanzar una profundidad máxima de unos 4,80 m.

Dentro de la bocana se diferencian dos zonas (Vilas *et al.*, 1988): una externa de dominio mixto mareas-olas (fig. 2, A) y otra interna exclusivamente mareal (fig. 2 B).

Sistema eólico

El *sistema eólico* se encuentra al N y al S de la bocana, en posición paralela a la playa, originado por vientos dominantes del SO. y otros de componente N-NE. Las formas dominantes son dunas fijas por vegetación (fig. 2C) y mantos eólicos inactivos (fig. 2D), separados de la playa por una franja de 200-400 m de cordones de dunas activas vegetadas (fig. 2E) y no vegetadas (fig. 2F). Las dunas activas vegetadas son de forma piramidal y ocupan la franja más cercana a la pla-

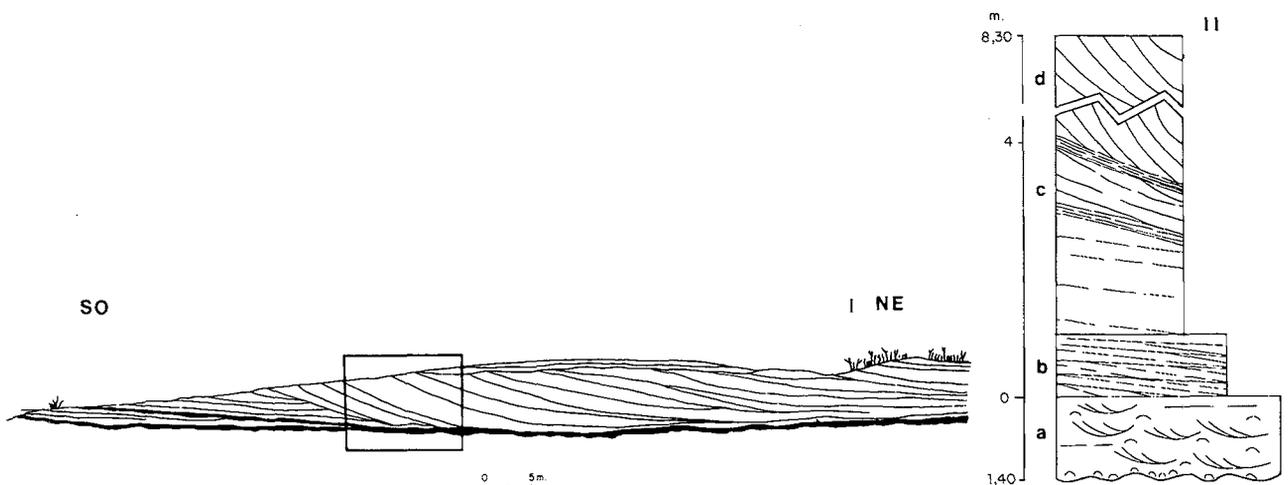


Figura 3. I) Sección vertical del complejo dunar activo no vegetado. Por erosión del canal mareal, en octubre de 1894, se apreció la siguiente sucesión de base a techo (véase II):

II) a) Nivel basal de arenas de grano grueso a medio, parcialmente consolidado, con valvas de moluscos, *Cerastoderma edule* fundamentalmente, enteras o fragmentadas. Este nivel también aflora al frente de la playa actual en la zona de batida del oleaje (swash). b) Arenas de grano medio con estratificación cruzada de bajo ángulo inclinada hacia tierra. c) Dos horizontes arenosos, sin estructura interna aparente, que presentan a techo, un alto contenido en materia orgánica. Ambos niveles se transforman en un único nivel, más rico en materia orgánica, hacia el NE, llegando a constituir un nivel de turba en la parte más interna del área. Contienen gasterópodos pulmonados, restos de raíces y tallos vegetales en posición de vida. d) Arenas eólicas de grano medio-fino, con grandes foresets de hasta 6 m de altura y con un buzamiento máximo de 30°.

Figure 3.- I) Vertical profile of the active, non-vegetated dune complex; after field sketches obtained on the walls of the tidal channel in October 1984. II) a) Basal coarse-grained sands, partially cemented, containing whole or broken *Cerastoderma edule* shells. These sands crop out also in the swash zone of the active beach. b) Medium-grained sands with landwards-dipping, low-angle planar cross-stratification. c) Two massive sand layers containing organic matter at the top. Both layers pass laterally to the NE into a single peat level, specially thick at the innermost part of the complex. The organic content consist of pulmonate gastropods, rootlets and plant remains in living position. d) Fine-grained aeolian sands with large foresets up to 6 m high, dipping 30°.



Figura 4.- Detalle de la estratificación interna de la duna activa no vegetada (véase fig. 3-I). En los sets, hay láminas debidas a dos procesos diferentes: «grain-flow», con estructura masiva y base en forma de cuña y «grain fall» con estructura interna finamente laminada (Hunter, 1977).

Figure 4.- Close-up of the internal structure of an active, non-vegetated dune (see fig. 3-I). Laminae have two different origins and shapes: massive, wedge-shaped grainflow levels and evently laminated, tabular grain fall levels (Hunter, 1977).

ya. Estas formas no migran lateralmente, sino que crecen en la vertical, desarrollando ocasionalmente pequeñas caras de avalancha, con escaso potencial de preservación. Los temporales de invierno erosionan parcialmente estas dunas, desarrollando entre ellas corredores de temporal. Hacia la parte norte existe un amplio cordón dunar activo de 1,3 km de longitud y 180 m de ancho (fig. 2F), carente de vegetación, que llega a alcanzar 16 m sobre el nivel actual del mar, en su parte mas alta. Presenta una cara de avalancha principal, en dirección NE, de 31° de buzamiento, que avanza por acción de los vientos del SO, sobre depósitos muy evolucionados de marisma y mantos eólicos (fig. 3I). La sección vertical del conjunto, presenta cuatro niveles bien diferenciados (fig. 3II). La estructura interna de la parte alta de la duna activa no vegetada (fig. 3II d),

tiene grandes foresets, con un buzamiento de similar orden (fig. 4).

En el centro y sureste del complejo (fig. 2C) existen depósitos eólicos cubiertos por vegetación herbácea y localmente arbórea. Por su geometría parecen corresponder a antiguos cordones transversos, similares a los actualmente activos (F en fig. 2).

Parte interna del complejo

Esta zona comprende una marisma salobre, desarrollada sobre un lagoon casi relleno, de 1,7 km de longitud aproximadamente, y una llanura arenosa eólica. Es un área plana cubierta por mantos eólicos, en las proximidades del cordón dunar, sobre la que se insta-



Figura 5.- Vista aérea oblicua de los canales de la zona interna del complejo. (Ver figura 2).

Figure 5.- Aerial oblique view of the complex inner zone channels. (See figure 2).

lan comunidades típicas de marismas salobres, con *Spartina* sp., *Halmione* sp. y *Salicornia* sp.

Mantos eólicos

Ocupan la parte NO del complejo (fig. 2D). Son formas poco definidas topográficamente, que se originan por el aporte eólico ocasional de arena, procedente de los complejos activos cercanos a la playa. Se desarrollan sobre sedimentos antiguos de la marisma salobre. Su estructura interna muestra una alternancia de niveles predominantes, con laminación paralela y abundantes raíces, y ocasionalmente, otros niveles con ripples de adhesión, limos y arcillas, que posiblemente representan espacios interdunares. Este área recibe una serie de arroyos cuyo drenaje superficial se pierde por infiltración al pie de los relieves graníticos.

Marisma salobre

(fig. 2 G). Es una llanura colonizada por una vegetación halofítica característica, dominada por *Spartina* sp., cubierta completamente por agua marina sólo durante las mareas equinociales (fig. 2 G). Esta zona se encuentra atravesada por una serie de canales de lecho arenoso, y trama recta regular (fig. 6), modificados por acción humana, por los que ascienden y descienden las mareas. Solamente uno de estos canales corresponde al tramo final del río Arlés, único cauce fluvial permanente de todo el complejo.

Los canales principales tienen una profundidad media de 1,2 m y no superan los 50 m en su parte más ancha. Estos canales tienen ambos bordes marcadamente erosivos y en algunas secciones, al menos, se observa como migran lateralmente por socavación de la

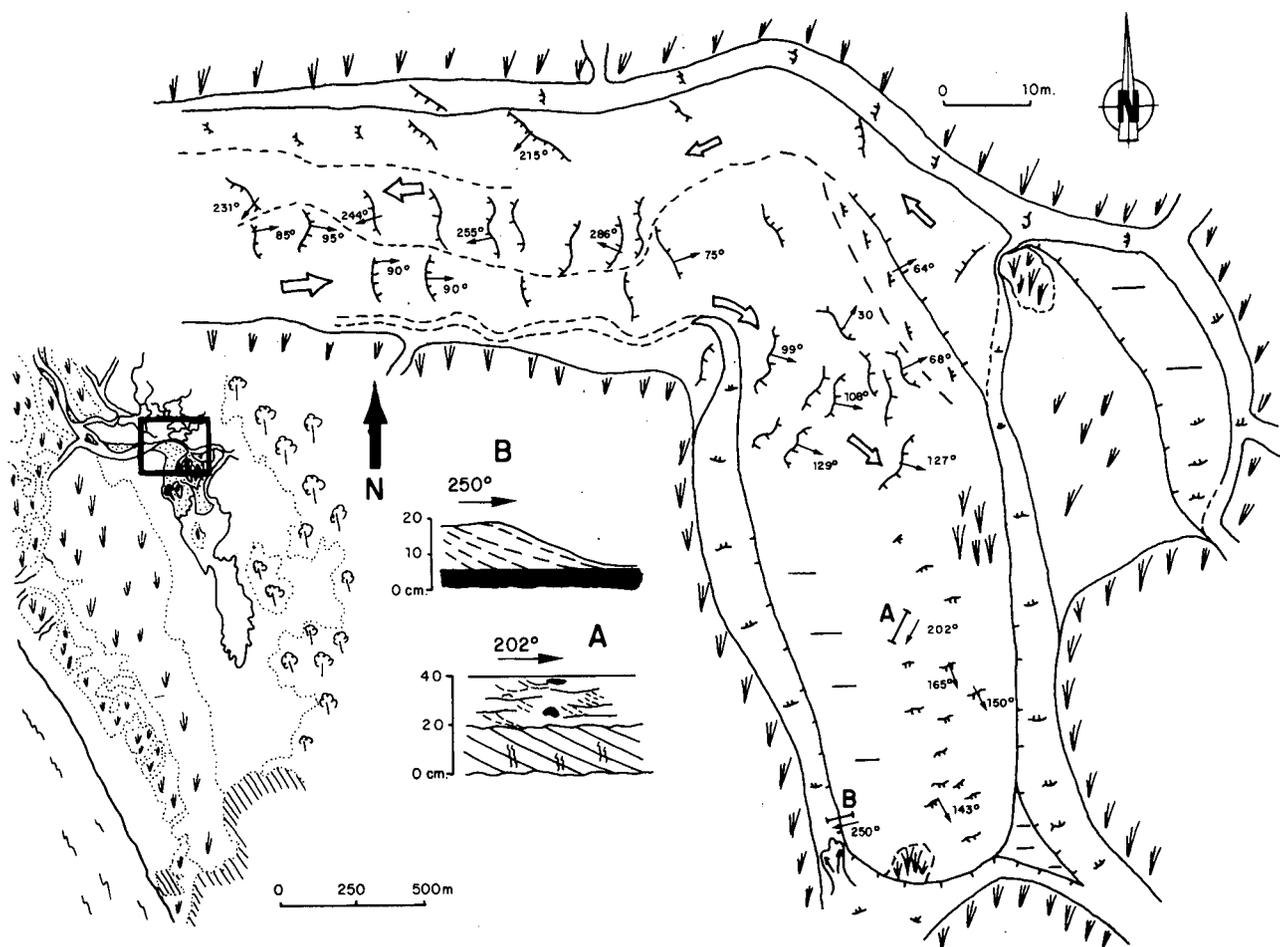


Figura 6.- Barra compleja dentro de un canal mareal próximo al lagoon, distribución en planta de las principales formas y estructura interna. La parte NO muestra formas de flujo y reflujos contiguas, pero nunca superpuestas. La parte central presenta un dominio de formas de flujo y megarripples dispuestos en abanico, y en la parte SE presenta grandes lóbulos con caras de avalancha bien desarrolladas. La estructura interna consiste en estratificación cruzada planar de alto ángulo dominada por flujo, y laminación de trenes de ripples (ver A en la figura). Los depósitos arenosos reposan sobre sedimentos ricos en materia orgánica característicos del lagoon, tal como se observa en el límite SE de esta barra arenosa compleja (ver B en la figura) y son similares a un delta mareal de flujo.

Figure 6.- Complex bar in a tidal channel close to the lagoon and distribution of bedforms and internal structures. The NW part shows ebb-dominated and flood-dominated bedforms adjacent one to each other, but never superimposed. The central part shows only flood-dominated, fan-shaped bedforms and the SE part shows large lobes with well-developed avalanche faces. Internal structures consist of flood-dominated planar cross-stratification and ripple drift lamination (see A in the figure). The bar sediments lie on lagoonal organic-rich muds, as seen in the SE limit of the deposit (see B in the figure) are similar to a flood-dominated tidal delta.

marisma y caída de grandes bloques de la misma, en el interior de los canales. La acción de nidificación de decápodos puede acelerar este proceso.

Los sedimentos de canal están constituidos por arenas de grano medio a grueso, cuya proporción de bioclastos descende agua arriba. Dentro de estos canales se generan grandes barras arenosas transversales (de escala decamétrica) cubiertas por formas menores de rip-

ples y megarripples (fig. 6). Estas formas se movilizan preferencialmente durante las etapas de mareas vivas, siendo retocadas y aplanadas en las etapas de mareas muertas.

Este tipo de barras han jugado un importante papel en el relleno de los canales y del lagoon. La cresta de la barra se encuentra topográficamente a la misma altura que la marisma salobre, habiendo comenzado la

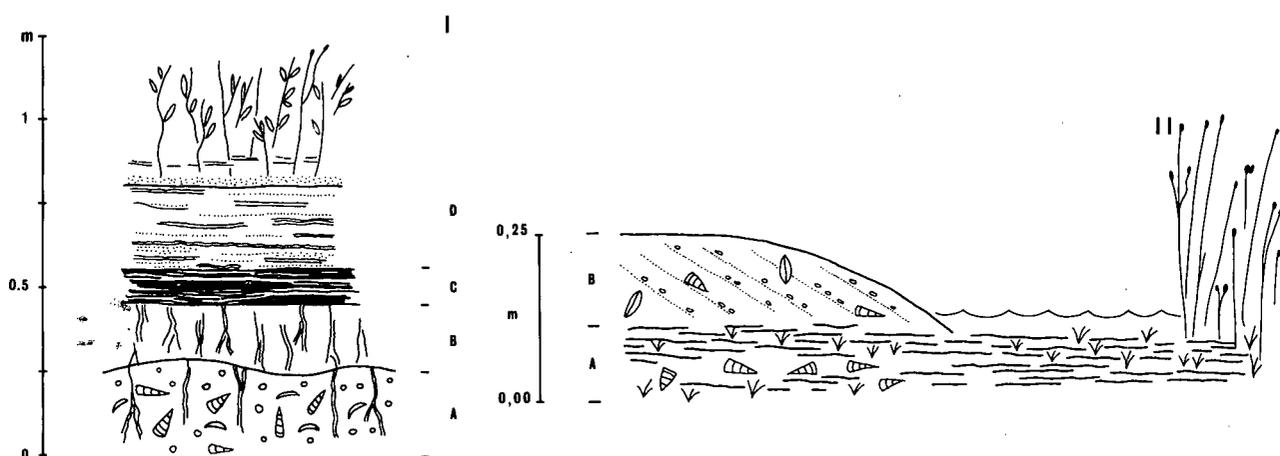


Figura 7.- I) Sedimentos de marisma salobre S.S. A) Arenas bioclásticas con abundantes *Hydrobia* sp. B) Arenas de grano medio-fino con abundantes raíces. C) Limos con abundantes restos vegetales y turba. D) Limos y arenas de aporte eólico con abundantes láminas de algas. En la parte superior se observa la vegetación actual de la marisma. II) Esquema del avance actual de un delta de flujo sobre los depósitos de lagoon. A) Sedimentos de lagoon: limos con abundantes algas y *Zostera* sp. Niveles de *Hydrobia* s.p. B) Sedimentos del delta de flujo: arenas bioclásticas de grano medio-grueso con estratificación cruzada, bioturbadas por *Scrobicularia* s.p.

Figure 7.- I) Salt marsh deposits. A) Bioclastic sands with *Hydrobia* sp. B) Medium-fine grained sands with roots. C) Silts with plant remains and peat. D) Wind-blown sands and silts and algal laminae. Modern salt marsh vegetation is shown in the upper part. II) Flood-delta front advance over lagoon deposits. A) Lagoon deposits: silts with algae and *Zostera* sp. Thin beds with *Hydrobia* sp. B) Flood-delta deposits: cross-bedded, medium-coarse grained, bioclastic sands with some *Scrobicularia* s.p. burrows.

colonización por vegetación en algunos puntos. En un estadio posterior toda la forma quedará fijada y unida a la marisma.

Los sedimentos de marisma salobre están formados por alternancia de limos-arcillas, y arenas de grano fino (fig. 7I), con abundantes raíces. Los sedimentos llegan a las zonas superiores de la marisma por el desbordamiento de los canales, en los momentos de mareas más vivas, actuando la vegetación como trampa para los tamaños más finos

En algunas partes no vegetadas, se establecen charcas semipermanentes colonizadas por *Hydrobia* sp. y mallas de algas verdes. Ocasionalmente se depositan en la marisma salobre arenas de grano fino de origen eólico.

Lagoon

En el borde SE del complejo, existe un lagoon (fig. 2 H) en su estadio final de relleno, que en la actualidad tiene 700 m de largo por 150 m en su parte más ancha. El lagoon está conectado con el mar mediante un canal mareal. El relleno del lagoon se debe a tres procesos dominantes: decantación de limos y ar-

cillas, aportes eólicos y avance de los deltas de flujo, desde la desembocadura de los canales mareales, sobre los sedimentos de grano fino del lagoon (fig. 7II). El fondo del lagoon está recubierto por *Zostera* sp. y mallas de algas verdes que ayudan a fijar el sedimento, y que tras morir, quedan incorporadas al mismo, dándole a los materiales un alto contenido en materia orgánica.

EVOLUCIÓN DEL COMPLEJO

A partir de las observaciones de detalle llevadas a cabo, y de las correlaciones establecidas, se han podido deducir importantes variaciones en este complejo en periodos recientes. También es posible deducir la tendencia actual de evolución del complejo (fig. 8 I y II).

Las variaciones que experimenta este complejo pueden ser estacionales, reflejadas en la zona de la boca y del frente de la playa (fig. 2 A y B, Vilas *et al.*, 1988), y existiendo otras evoluciones ocurridas en un lapso de tiempo mucho mayor, como respuesta a fenómenos de escala regional o global.

Un hecho importante para deducir la evolución del complejo, lo constituye la existencia de horizontes ricos en materia vegetal, intercalados a lo largo de todo el complejo, tanto dentro de la duna activa actual, como en la marisma salobre (fig. 8 I).

A lo largo de los bordes de los canales mareales, en donde las condiciones de afloramiento son óptimas, tanto en la vertical como en la horizontal, se ha observado la relación entre estos horizontes. En todo el complejo se observan los 3 ciclos A, B y C, (fig. 8 II), de espesor variable, siendo el techo del nivel B el más fá-

cil de identificar y seguir lateralmente, ya que está formado por turba, en algunos casos con un espesor de hasta 15-20 cm. El techo de cada uno de los ciclos supone un momento de estabilización del complejo y colonización por vegetación. Si bien su comprobación es ligeramente variable, es muy posible que representen el mismo subambiente, que sería el techo de la marisma salobre en tres momentos diferentes. El espesor de estos tres ciclos disminuye hacia el interior del complejo, y la turba pasa lateralmente a unas arcillas y limos negros, muy ricos en materia orgánica. Hacia la parte externa el nivel de turba cambia lateralmente a dos ni-

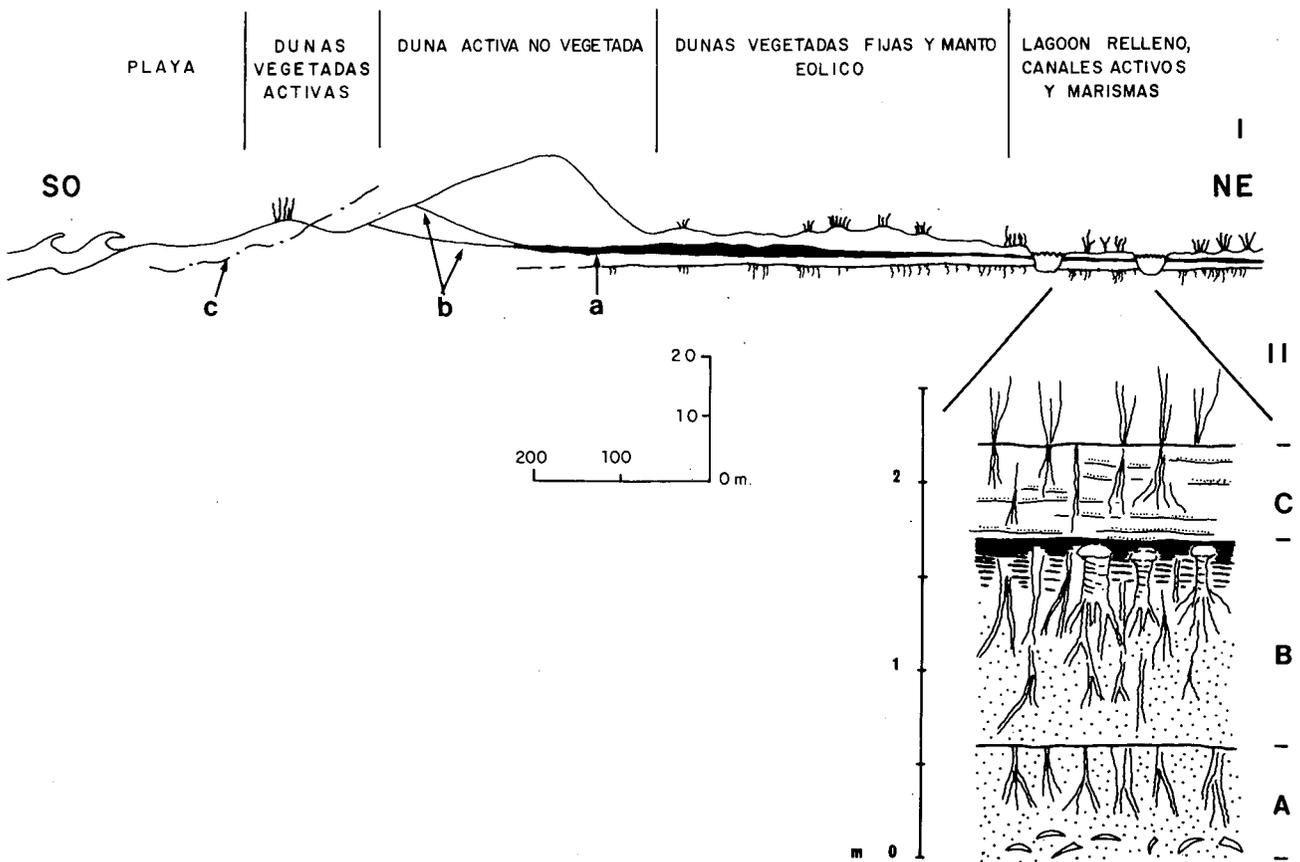


Figura 8.- Relaciones laterales entre los diferentes subambientes del complejo. a) Turba. b) Niveles de suelos. c) Superficie erosiva. II) Relación vertical entre los horizontes ricos en materia orgánica vegetal observados en el complejo. A) Arenas bioclásticas de grano medio, de color gris, con restos de *Cerastoderma edule*. Abundantes raíces a techo. B) Arenas bioclásticas de color marrón, con raíces muy abundantes. Nivel de turba a techo con troncos en posición de vida. C) Marisma actual con niveles edólicos intercalados.

Figure 8.- I) Lateral relationships between the different subenvironments. a) Peat. b) Soil horizons. c) Erosive surface. II) Vertical relationships between the organic matter-rich levels of the complex. A) Gray-coloured, medium-grained, bioclastic sands with *Cerastoderma edule*. Frequent roots in the upper part. B) Brown-coloured bioclastic sands with roots. Peat at the top with trunks in living position. C) Modern salt marsh deposits with interbedded wind-blown sands.

veles de suelos asociados a un complejo de dunas (fig. 8 Ib), anterior al actual, y del que sólo se conserva una parte de su frente de avance. En el frente de la playa actual existe una superficie de erosión, inclinada hacia el mar (fig. 8 Ic), que representa una etapa muy reciente de erosión de todo el frente del complejo. Sobre ella ha crecido la actual playa. Esta superficie de erosión está recubierta de restos antrópicos, tales como cuerdas de nylon, botellas de plástico y cajetillas de tabaco. Sobre esta superficie se han depositado hasta más de 3 m de sedimentos eólicos y de playa, asociados a un crecimiento lateral de la playa de, al menos 200 m. Este hecho demuestra una importante etapa reciente de sedimentación neta para este complejo, que comenzó hace menos de 30 años.

Otros datos importantes sobre la evolución del complejo, se refieren a las variaciones experimentadas por los canales mareales y el lagoon. Este último tenía, de acuerdo con mapas topográficos y fotografías aéreas realizados a partir de los años 40, una extensión mu-

cho mayor que la actual. Asimismo, hace unos 50 años los canales mareales principales eran navegables por pequeñas barcas de pesca y el lagoon tenía una profundidad de pocos metros. El río Arlés desembocaba directamente en el lagoon, hasta una desviación artificial reciente. Además, durante los temporales, el oleaje superaba el cordón eólico y alcanzaba el lagoon, hecho prácticamente imposible en la actualidad, dada la extensión del complejo dunar y de la playa.

Aunque difíciles de cuantificar, todos estos datos corroboran el relleno a que esta siendo sometida la parte interna del complejo.

La evolución a medio plazo, ha atravesado por al menos tres etapas en las que se observa un retroceso generalizado del complejo playa-duna, desde una posición mucho más externa a la actual (fig. 9).

Este proceso puede ser explicado por varios mecanismos:

- ascenso relativo del nivel del mar.

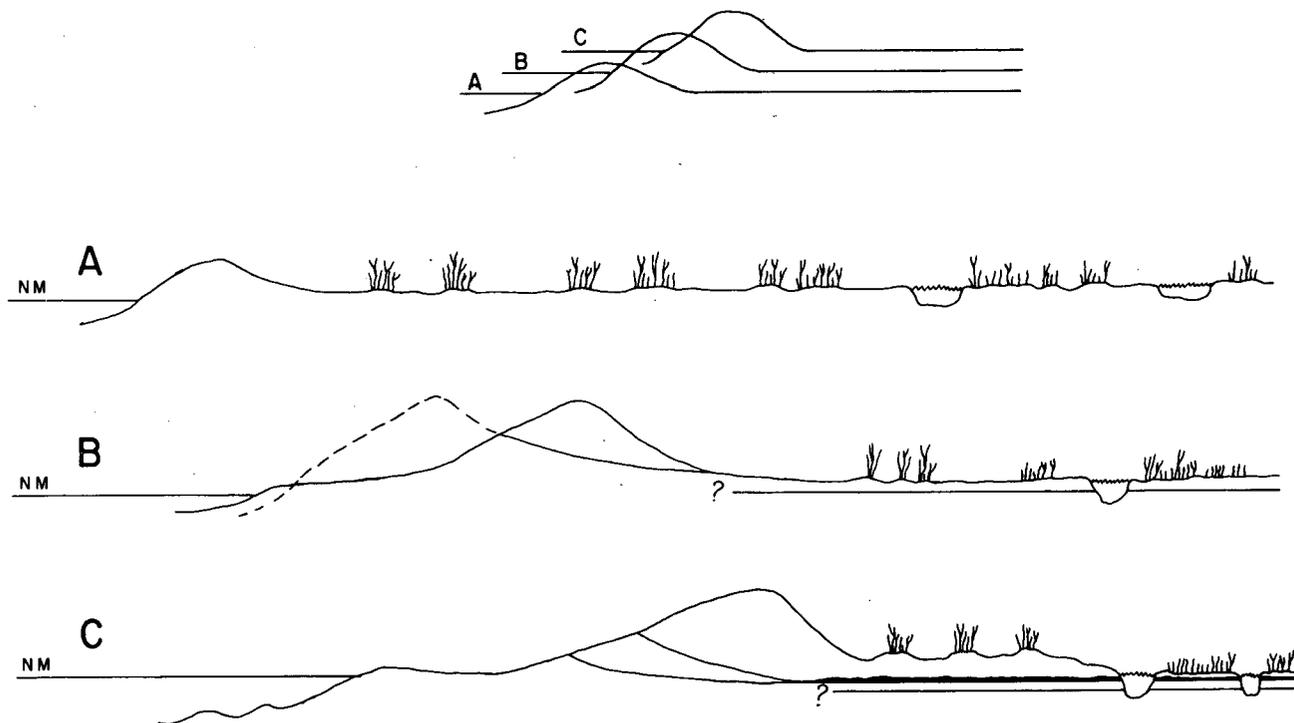


Figura 9.- Etapas en la evolución reciente del complejo de Corrubedo para los tres niveles de vegetación representados en la figura 8-II, donde se observa el retroceso progresivo del complejo hasta su posición actual.

Figure 9.- Last stages in the evolution of the Corrubedo complex, for the time of the three organic rich levels represented in figure 8-II, the landward migration of the complex to its present position is shown.

— aumento del rango mareal en el área.

Ambos mecanismos producirían un efecto similar con respecto a la evolución observada en los depósitos de la marisma.

En el actual estado de conocimientos, no resulta posible decidir cuál de los dos actuó, o si existió una combinación de ambos, ya que sólo las facies inter y submareales, no aflorantes en la actualidad, presentarían características diferentes para cada uno de los mecanismos.

CONCLUSIONES

El complejo playa-lagoon de Corrubedo permite estudiar, en muy buenas condiciones, las características del estadio maduro de este tipo de complejos en la costa gallega.

El sistema presenta dos zonas bien diferenciadas: su frente, constituido por la playa y complejos eólicos, y su parte interna, constituida por canales mareales, marisma salobre y lagoon. Una bocana conecta la parte interna con el mar abierto.

Se han distinguido ocho subambientes y las características de los sedimentos de cada uno de ellos.

Se ha identificado un retroceso generalizado del frente del complejo y un crecimiento en la vertical de la marisma salobre, acompañado de un cambio substancial en la posición de los diferentes subambientes. Este proceso es atribuido, o bien a un ascenso en el nivel del mar, o a un aumento en el rango mareal. Se identifica el proceso actual del relleno de la parte interna y del avance del frente de playa, a partir de un episodio de erosión importante, ocurrido en un período reciente, inferior a 30 años.

Los canales mareales presentan una clara segregación horizontal de las corrientes, localizándose preferentemente el flujo por una de las márgenes, y el reflujo por la contraria. En este complejo la corriente dominante es la del flujo.

La existencia de niveles de turba antiguos y plataformas de abrasión sumergidas, detectadas en otros puntos, tales como en el estuario del Miño y la Ría de Vigo, hace pensar en la posibilidad de que estos procesos sean generalizables al resto de la costa gallega oc-

cidental, aunque para ello, sería necesario contar con dataciones absolutas de los sedimentos y plataformas en toda el área.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido llevado a cabo en el marco del proyecto nº 1.378/82 de la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica (C.A.I.C.Y.T.).

BIBLIOGRAFÍA

- BOILLOT, G., BOYSSE, P. y LAMBOY, M., 1971: Morphology, sediments and Quaternary history of the continental shelf between the straits of Dover and Cape Finisterre. In F.M. Delany ed. *The Geology of the East Atlantic Continental Margin 3, Europe*, pp. 79-90, Rept. nº 70/15, London, Inst. Geol. Sci.
- BOSENCE, D.W.J., 1976: Ecological studies on two unattached coralline algae from Western Ireland. *Paleontology*, 365-395.
- HUNTER, R.E., 1977: Basic type of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24: 361-387.
- KUMAR, N. y SANDERS, J.E., 1974: Inlet sequence: A vertical succession of sedimentary structures and textures created by lateral migration of tidal inlets. *Sedimentology*, 21: 491-532.
- LEES, A., 1975: Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Mar. Geol.*, 19: 159-198.
- MOSLOW, T.F. y TYE, R.S., 1985: Recognition and characterization of Holocene Tidal Inlet sequences. *Mar. Geol.*, 63: 129-198.
- NUMMEDAL, D. y PENLAND, S., 1981: Sediment dispersal in Norderneyer Seegat, West Germany. *Spec. Publs. Inte. Ass. Sediment* 5: 187-210.
- PANNEKOEK, A.J., 1966: The geomorphology of the surrounding of the Ría de Arousa (Galicia NW Spain). *Leid. Geol. Meded.*, 37: 7-32.
- PANNEKOEK, A.J. 1970: Additional geomorphological data on the Ría de Arousa area of western Galicia (Spain). *Leid. Geol. Meded.*, 37: 185-194.
- PÉREZ ALBERTI, A., 1982: Climatología. In A. Pérez Alberti, ed. *Xeografía de Galicia*. Sada (La Coruña), Ed. Sálvora.
- TORRE, E., 1958: Estado actual del conocimiento de las Rías Gallegas. In *Homenaje a Otero Pedrayo*, pp. 237-250. Vigo, Ed. Galaxia.
- VILAS, F., SOPEÑA, A., REY, L., RAMOS, A., NOMBELA, M.A. y ARCHE, A., 1988: The Corrubedo tidal inlet, Galicia NW Spain: Sedimentary processes and facies. In P.L. de Boer, A. van Gelder and S.D. Nio, eds. *Tide-influenced sedimentary Environments and Facies*, p. 83-200. Proceedings of the symposium on Modern and Ancient Clastics Tidal deposits, Utrecht, August 1985.