

geología 11

GALICIA-ASTURIAS

8 de mayo de 2011

LA INFLUENCIA HUMANA SOBRE LAS PLAYAS Y ESTUARIOS DE GALICIA ORIENTAL Y ASTURIAS OCCIDENTAL



ORGANIZADORES

Germán S. Flor Rodríguez. Profesor Titular de Universidad. gflor@geol.uniovi.es
Germán Flor Blanco. Doctor Investigador. gfb@geol.uniovi.es

Área de Estratigrafía. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.
C/ Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	1
ITINERARIO	2
GENERALIDADES	3
ESTUARIO DE FOZ	7
GENERALIDADES	7
ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS	10
CARACTERÍSTICAS AMBIENTALES	16
<i>ESTADO DE PROTECCIÓN</i>	17
<i>CAMBIOS GEOMORFOLÓGICOS</i>	17
PLAYA/DUNAS DE SAN MIGUEL DE REINANTE	25
PLAYA INTERMAREAL	26
EL CAMPO DUNAR	30
PLAYA DE LAS CATEDRALES	32
ESTUARIO DEL EO	34
GENERALIDADES	34
ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS	35
CARACTERÍSTICAS AMBIENTALES	38
<i>ESTADO DE PROTECCIÓN</i>	38
<i>CAMBIOS GEOMORFOLÓGICOS</i>	39
AGRADECIMIENTOS	43
BIBLIOGRAFÍA	44

INTRODUCCIÓN

Con motivo de la jornada de divulgación geológica *Geología 2011*, el día 8 de mayo, promovida por la Sociedad Geológica de España, se ha organizado un itinerario geológico en la costa oriental de Galicia y occidental de Asturias con el objeto de exponer a los interesados los diferentes ambientes costeros mejor representados en este sector litoral, como son las playas, campos dunares, estuarios y formas de los acantilados en retroceso.

Los estuarios de Foz y del Eo, en sus porciones externas, se abordan teniendo en cuenta su realidad natural, como son los rellenos sedimentarios y sus geometrías resultantes, y de sus respuestas al funcionamiento dinámico y sedimentario, así como las pautas derivadas con ocasión de alguna intervención indirecta por el hombre.

Las playas arenosas, como ambientes que tienen una división morfológica muy concreta en una costa de carácter mareal y las estructuras sedimentarias que desarrollan en su dinámica hacia las bajamares, unas figuras superficiales que pueden ser el objetivo de alguna actividad docente.

Los campos dunares completan las acumulaciones de sedimentos arenosos del litoral lucense, en este caso, generadas por el viento que deflaciona las arenas superficiales de la playa vecina y las deposita en su franja trasera según morfologías bien definidas. También se aborda la evolución reciente de la franja dunar que limita con la playa, que está experimentando una tendencia constante a la recesión.

Finalmente, los acantilados siguen esta misma evolución de retroceso, pero ofrecen una serie de formas y geometrías rocosas labradas por la acción mecánica del oleaje donde la resistencia que oponen los materiales rocosos y su fragmentación tectónica determina una serie de formas muy características.

En cualquier caso, dedicar unas horas a una actividad divulgativa cuyos contenidos geológicos deberían despertar el interés por esta rama de las Ciencias Naturales, en uno de los ámbitos donde se busca el entretenimiento y que supone uno de los sectores económicos más productivos de nuestro país. Que duda cabe que en ello subyace también la intencionalidad de proteger más y mejor estos espacios costeros naturales, a través de su investigación geológica y comprendiendo en toda su extensión la problemática derivada de la acción del hombre.

ITINERARIO

Se ha seleccionado el segmento costero comprendido entre los estuarios de Foz, por el O, y el del Eo, en el límite de las Comunidades Autónomas de Galicia y Asturias, pasando por las playas arenosas de Anguieiro y Altar, pertenecientes a la barrera confinante del estuario de Foz, Benquerencia y San Miguel de Reinante, con su campo de dunas traseras que atraviesan una fase natural de destrucción acusada, y las formas rocosas del acantilado de la playa de Las Catedrales, propias del proceso en curso de recesión (Figura 1).

De esta manera, se dispone de una visión particular y del conjunto costero del área oriental de Galicia y occidental de Asturias que, en un espacio relativamente reducido y fácilmente accesible por carretera, ofrece una gran variedad de motivos susceptibles de poner en valor las singularidades geológicas más representativas y los procesos intervinientes, tanto naturales como inducidos por el hombre. Ni que decir tiene que esta oferta didáctica puede servir a profesores y familias para su futura utilización en el ámbito de influencia geográfica.

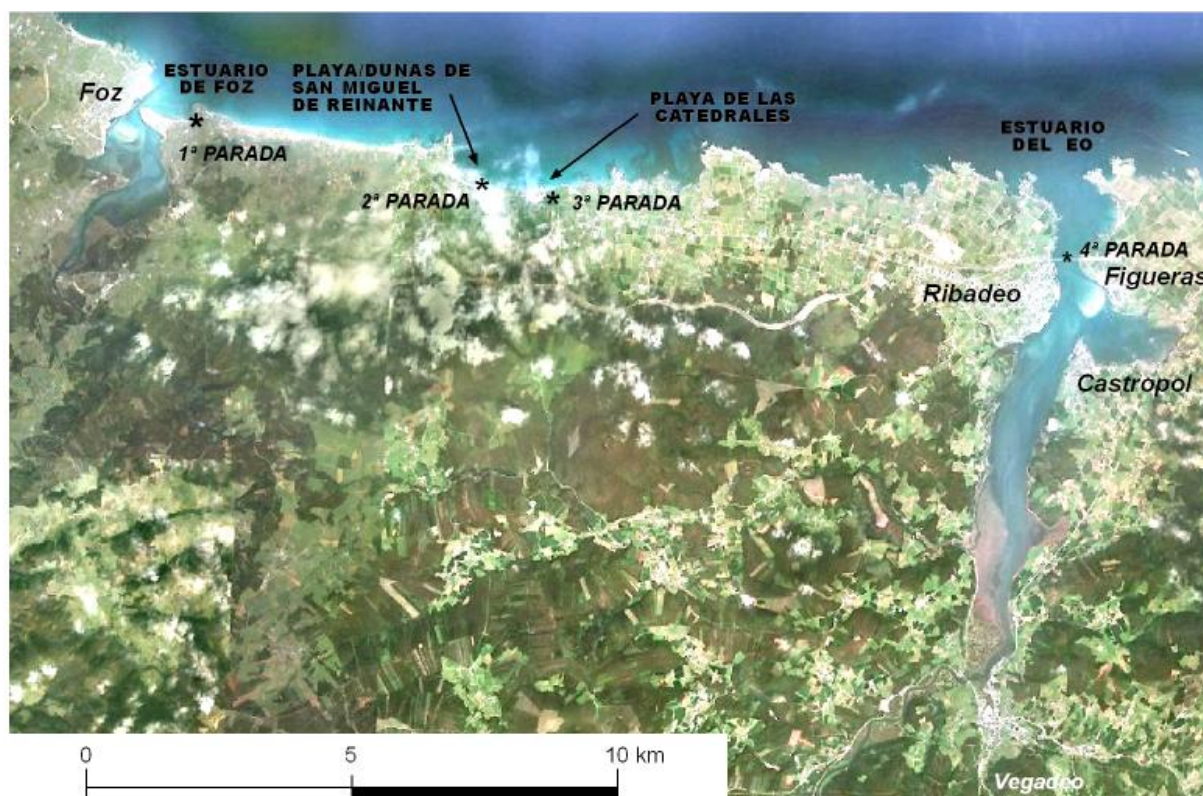


Figura 1. Lugares de observación desde el entorno del estuario de Foz (área oriental: parada 1), pasando por la playa de Benquerencia, playa y dunas de Reinante (parada 2), playa de Las Catedrales (parada 3) y bocana del estuario del Eo, sobre el puente de los Santos (parada 4).

GENERALIDADES

Geográficamente, recibe la denominación de la Mariña lucense; se trata de una zona en que se eleva una sierra litoral a cuyo pie se ha labrado un glacis suave que se interrumpe bruscamente con un desnivel acantilado, variable entre 10 y 15 m por término medio. Así se registran las divisorias hidrográficas de los arroyos costeros a alturas que nunca sobrepasan los 525 m. De E (alrededores de Ribadeo) a O (SE de Foz) se refieren las principales elevaciones (Tabla 1).

Desde la cota de 50 m hasta el borde costero correspondiente a la culminación del acantilado, las pendientes, que oscilan entre 1,07° y 1,94°, son muy tendidas, incluso más aún si se considera la franja más próxima al mar.

Se ha referido como una rasa costera, generada bien por una abrasión marina o bien de origen continental en un clima árido o subárido. Para Nonn (1966) el nivel de la única superficie de rasa diferenciable comenzaría en la cota de +40,0 m en Devesa y +60,0 m en Ribadeo. En cualquier caso, una vez labrada la superficie, se produjo una elevación cortical que abortó su desarrollo posterior. Está jalonada de recubrimientos superficiales de espesor métrico y distribución muy irregular, predominantemente de origen continental (abanicos torrenciales, depósitos de ladera), e, incluso, algunos de carácter periglacial, así como antiguos depósitos de playas, actualmente culminando las terrazas sedimentarias en las posplayas de algunas ensenadas, como la rocosa de Gallín.

HITO	elevación (m)	borde costero	distancia (m)
Santa Cruz (Ribadeo)	192	punta Gallín	3.264
Seixadelo	216	E aeródromo	3.480
Monte Coroa	365	cetánea O de Rinlo	3.896
Granda Rasa	312-313	punta de Cadramón	3.088
Pena Longa	516	playa de Reinante	3.584
O de Madanela	378	E de playa Benquerencia	5.265

Tabla 1. Parajes de referencia en alguna de las máximas elevaciones de la divisoria hidrográfica de la sierra litoral y distancias al borde costero en la perpendicular (siguiendo los meridianos).

En conjunto, es un tramo con perfil subrectilíneo y recortado, predominantemente rocoso propio de un acantilado bajo, que, en su mitad oriental está constituido por el sistema

de acantilado-plataforma de abrasión. La mitad occidental contiene playas arenosas cuyos materiales silíceos (cuarzo, fundamentalmente) proceden en su mayor parte de las descargas de las cuencas hidrográficas que dieron lugar a los estuarios de Fazouro y Foz a lo largo de su historia geológica de encajamiento; por su parte, el medio costero contribuye con los restos de los organismos que tienen sus hábitats en el costa bajo la forma de bioclastos carbonatados.

El perfil de los acantilados desarrollados sobre pizarras y/o esquistos, como los de este sector, adquieren desniveles subverticales (Pérez Alberti y Blanco Chao, 2005), si bien se reproducen otras modalidades.

Se extienden playas arenosas de gran extensión longitudinal, peor representadas en su franja supramareal, preferentemente al E del estuario de Foz. Cabe destacarse la de San Miguel de Reinante, que se abre entre sendos promontorios, y contiene un campo dunar en franca recesión.

Justo al E, se continúa por una playa que solamente descubre durante las bajamares cuyo borde superior es de carácter acantilado y ha sido erosionado por la acción mecánica del oleaje, originando formas excavadas en la roca, como cuevas y arcos que aparentan los arbotantes de una catedral gótica, de ahí el nombre de playa de las Catedrales (As Catedrais, cuyo nombre original es de playa de Augas Santas).

Los sedimentos arenosos de esta costa del oriente de Lugo están constituidos por mineralogías de cuarzo (sílice) y carbonato cálcico (bioclastos o fragmentos de organismos costeros). Los primeros fueron aportados por las descargas fluviales a medida que se encajaron y estabilizaron las redes de drenaje de los ríos desde que se construyó el relieve alpino, mientras que los segundos se incorporaron y deben seguir haciéndolo en la actualidad a partir de los organismos con caparazón u otro elemento rígido que colonizan los acantilados, fundamentalmente.

Las comunidades bentónicas se distribuyen según pisos, que son los espacios verticales del dominio biótico en que las condiciones ecológicas son constantes o cambian gradualmente. En cada piso, pueden aparecer varias comunidades que, desde la franja supramareal a la sumergida, se denominan: *supralitoral* (emergido solamente afectada por las salpicaduras), *mesolitoral* (entre las bajamares y pleamares vivas), *infralitoral* (permanentemente sumergido hasta donde las aguas son transparentes, pudiendo llegara hasta 60 m de profundidad) y *circalitoral* (por debajo de aquél).

(http://www.mma.es/secciones/el_ministerio/organismos/oapn/pdf/edit_libro_03_06.pdf)

Las especies más comunes en estos pisos rocosos propios del litoral cantábrico son: mejillones (*Mytilus edulis*), lapas (*Patella spp.*), peonzas plana (*Gibbula umbilicalis*) y dentada (*Monodonta lineata*), bígaros: (*Littorina littorea*, *L. saxatilis* y *L. nerotooides*), margarita reticulada (*Nassarius reticulatus*), cornetilla (*Ocenebra erinacea*), balanos o bellotas de mar (*Chtamalus chtamalus*), equinodermos: erizo de mar común (*Paracentrotus lividus*), algas calcáreas (*Lithophyllum incrustans*, *L. tortuosum*, *Mesophyllum lichenoides*, *Corallina officinalis*, etc).

Otras especies de bivalvos, propias de playas arenosas en la banda sumergida, pueden incorporarse para formar parte de los bioclastos, pero siempre de manera más testimonial en nuestra costa cantábrica: coquinas (*Tellina tenuis*, *Donax trunculus*, etc) y, en ocasiones, berberechos (*Cerastoderma edule*).

Desde algo al O de Rinlo, el frente costero intermareal y sumergido más somero es eminentemente rocoso por cuanto no llegan aportes arenosos desde el Oeste, motivo por el cual se trata de una franja de plataforma de abrasión activa.

Una manera de determinar su distribución y los factores principales que intervienen en la costa es a través de los análisis de las arenas en algunas playas representativas de las áreas inter y supramareal, que son las más accesibles durante las bajamareas. Tomando muestras representativas, al azar, siguiendo trazas en zig-zag, sobre las mismas se procedió a determinar estos dos componentes; al ser el cuarzo insoluble al clorhídrico, se ataca cada muestras con este reactivo hasta el total consumo del carbonato biogénico. Así, por diferencia de pesada y promediando todos los resultados se obtiene el valor medio. Se representan los correspondientes al contenido carbonatado de las playas situadas al O del estuario de Foz y al E del estuario del Eo (Figura 2).

Sobre unas pocas muestras de cada playa, se han diferenciado a la lupa, los grupos de organismos con una mejor representatividad, promediando también los resultados. Dominan los bioclastos de Lamelibranquios y Gasterópodos, Balanos y Equinodermos, propios de playas expuestas, y Esponjas, Foraminíferos, Briozoos y Ostrácodos representativos de playas protegidas.

La ría de Viveiro y más específicamente su tramo interior, desde la playa de Covas, el estuario del río Landro, que ha desarrollado amplias marismas, aporta gran cantidad de sustancias nutrientes a la costa, que son transportadas hacia el E, para que las comunidades

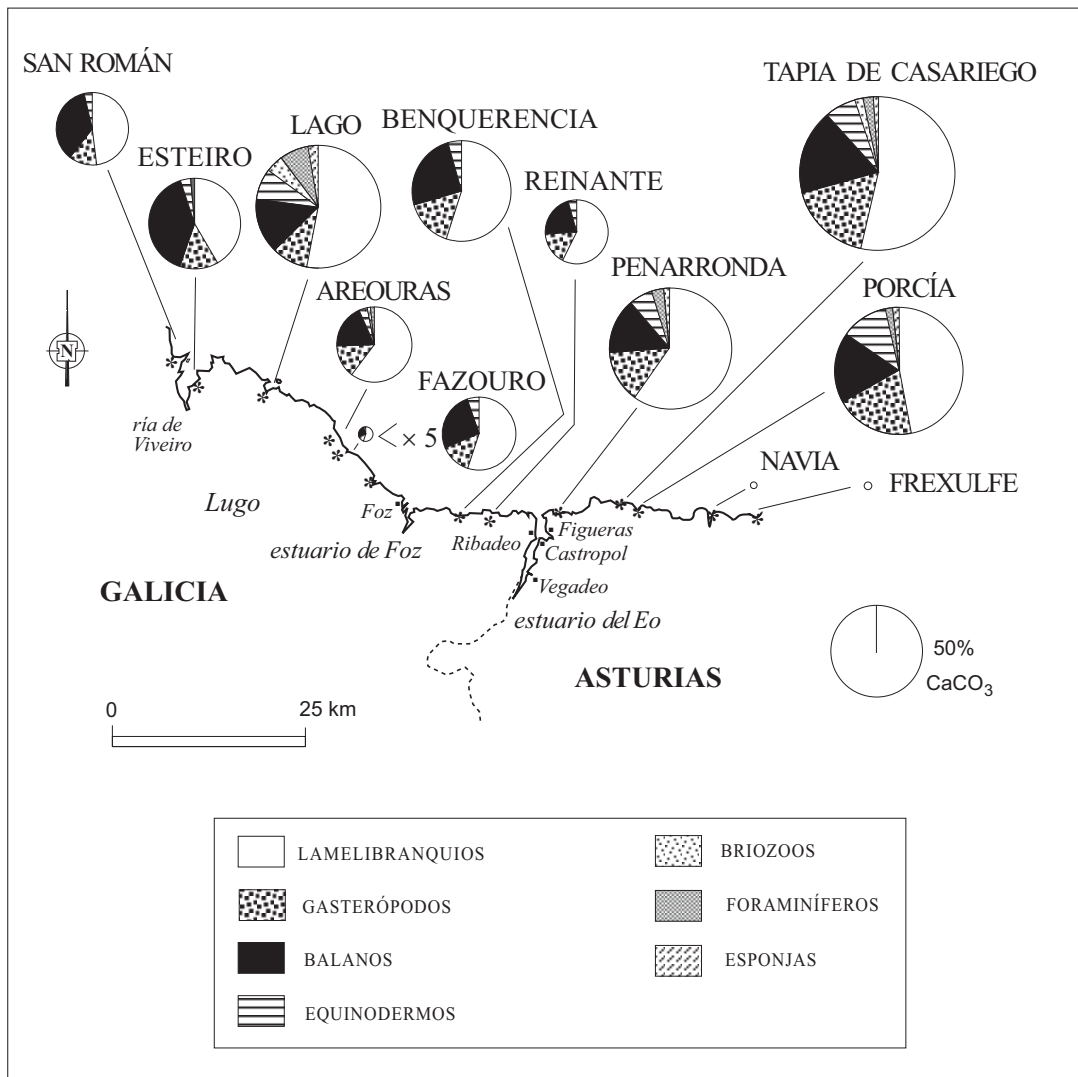


Figura 2. Distribución de los contenidos carbonatados biogénicos en las diferentes playas representativas de las áreas oriental de Lugo (Galicia) y occidental de Asturias y de los grupos de organismos más importantes en las fracciones arenosas (Flor, 1978 y Flor *et al.*, 2004).

biológicas, especialmente las del acantilado, proliferen más de lo habitual. Los fragmentos de estos organismos se transportan por la corriente de deriva, incorporando los bioclastos al cuarzo y homogeneizando las arenas. De este modo, en la playa de Lago, se registra un incremento de carbonato respecto de la de Esteiro. Hacia Fazouro se produce una disminución hasta alcanzar un mínimo. Desde el estuario de Foz, se produce un incremento sustancial hacia el E, con un máximo en la playa de Tapia de Casariego (Anguileiro), aprovechando parte de los nutrientes aportados por el estuario del Eo. Nuevamente, desde Tapia de Casariego hasta Navia, se produce una disminución de carbonato, de forma drástica en este último estuario ante la intensa aportación de materiales silíceos a la costa.

ESTUARIO DE FOZ

GENERALIDADES

Tanto el tramo litoral, desde las perspectivas geomorfológicas y de los procesos dinámicos, como las playas de cantos y arenas y el estuario de Foz, con una mayor dedicación a la caracterización y distribución de los sedimentos superficiales, fueron estudiados por Asensio Amor (1966 y 1975), Asensio Amor y Teves Rivas (1964, 1965 y 1966), Asensio Amor e Iglesias Vidal (1989), etc.

En relación con la sedimentología de los fondos representativos de los diferentes ámbitos estuarinos, toman una serie de muestras arenosas y arenoso-fangosas para determinar las características granulométricas, representadas por los parámetros estadísticos obtenidos desde las curvas acumuladas. Asimismo, analizan el componente carbonatado biogénico (“denominada como conchuela”), tanto en 3 fracciones de la distribución: $< 1,0$ mm; entre 1,0 y 0,06 mm e $> 0,06$ mm, como en la totalidad. En cuanto a la distribución por tamaños, existe una tendencia lineal por la cual al incrementarse el tamaño de las partículas, el porcentaje carbonatado biogénico es superior. La mayor proporción de fragmentos conchíferos se concentra en la porción exterior estuarina, disminuyendo hacia el interior, donde dominan los procesos fluviales, deduciéndose, en consecuencia, que las arenas biogénicas proceden del área costera.

Se trata de un estuario en sentido estricto, aun cuando se utilice como sinónimos el término de ría, por cuanto se ha rellenado por sedimentos que ocupan el vaso fluvial previamente excavado durante las etapas correspondientes al máximo glacial, y rellenado hace unos 4.500 años durante la transgresión Flandriense, cuyos fondos sedimentarios emergen durante las bajamares.

Tiene una planta sinuosa propia de la adaptación a un modelo fluvial de meandros encajado y en su costado occidental, recibe al arroyo tributario Centiño que se constituye en un espacio de marisma lateral. Está bien colmatado de sedimentos y contiene amplias marismas. Tiene una longitud de 6,99 km, medida sobre el canal principal, y una superficie original de 371,24 ha.

Está drenado por el río Masma cuya cuenca tiene una superficie de 291,34 km² y tiene una longitud de 46,20 km. Los caudales fluviales máximo, mínimo y medio son de 7,74 m³, 2,81 m³ y 4,62 m³, respectivamente, obtenidos a partir de los datos de la Red de Aforos de

Augas de Galicia (<http://augasdegalicia.xunta.es/es/7.2.htm>): río Masma (Código 431) con registros desde 1970-71 a 2007-08.

En su interior se mezclan las aguas marinas y fluviales, siguiendo el ciclo de las mareas semidiurnas (periodos de 12 horas y unos 20 minutos) y mesomareales (rango medio comprendido entre 2 y 4 m). Los procesos dinámicos que se desarrollan en su interior durante cada ciclo mareal de las llenantes y vaciantes a lo largo de cada periodo mencionado son particularmente interesantes. La existencia de la ensenada amplia que alberga los tesos arenosos, como ocurre de forma parecida en el Eo, obliga a que se desarrollen sistemas de corrientes muy relacionados con el efecto de Coriolis. Así durante las llenantes, el agua salada penetra en el estuario, primero por el paso estrecho y se distribuye por los diferentes canales externos; a medida que avanza la marea en su ascenso, se incrementa la velocidad de las corrientes de llenante, contribuyendo a activar una gran forma arenosa, como es el delta de flujo mareal equiparable al del Eo (denominado allí como la Berlinga N). Al disponer de una columna de agua importante, más aún durante mareas vivas, el efecto de Coriolis obliga a que estos flujos intensos de agua se ubiquen en el costado occidental del estuario, justo en el área donde se ubica el puerto de Foz. Como compensación, el agua fluvial que sigue intentando salir del estuario con mucha dificultad, genera un reflujos por el costado opuesto, es decir, por el oriental, barriendo el dique artificial que fija la playa y dunas de Angueiro y Altar. Es por ello que antes de que culmine la pleamar, estas dos componentes producen un giro en sentido contrario a las agujas del reloj (levógiro) en la capa superficial de agua.

Ya existen referencias documentales de carácter cartográfico de este estuario desde finales del siglo XVIII, dado el interés estratégico para la navegación hasta el puerto operativo en la villa de Foz (Figura 3). Fue levantado por D. Antonio Alcalá Casano, autor de otros mapas en la costa asturiana, como los de Villaviciosa (1785), Navia (1786), Nalón (1786), etc. Contiene datos detallados de carácter toponímico, batimétrico y las correspondientes recomendaciones para una navegación más segura. Esta misma carta náutica de Foz fue reproducida por D. Juan Patricio García (Primer Piloto de la Real Armada), fechada el mismo año de 1787.

La distribución de la bocana era muy similar al actual, como se detallará más adelante, salvo el hecho de que en aquel momento, en que no se habían construido todavía los diferentes diques, había una tendencia a que el canal de vaciante (paso de desembocadura) se ubicaba más tendido con una dirección general ENE-OSO y, por ello, buscaba la margen oriental de la playa de Angueira.

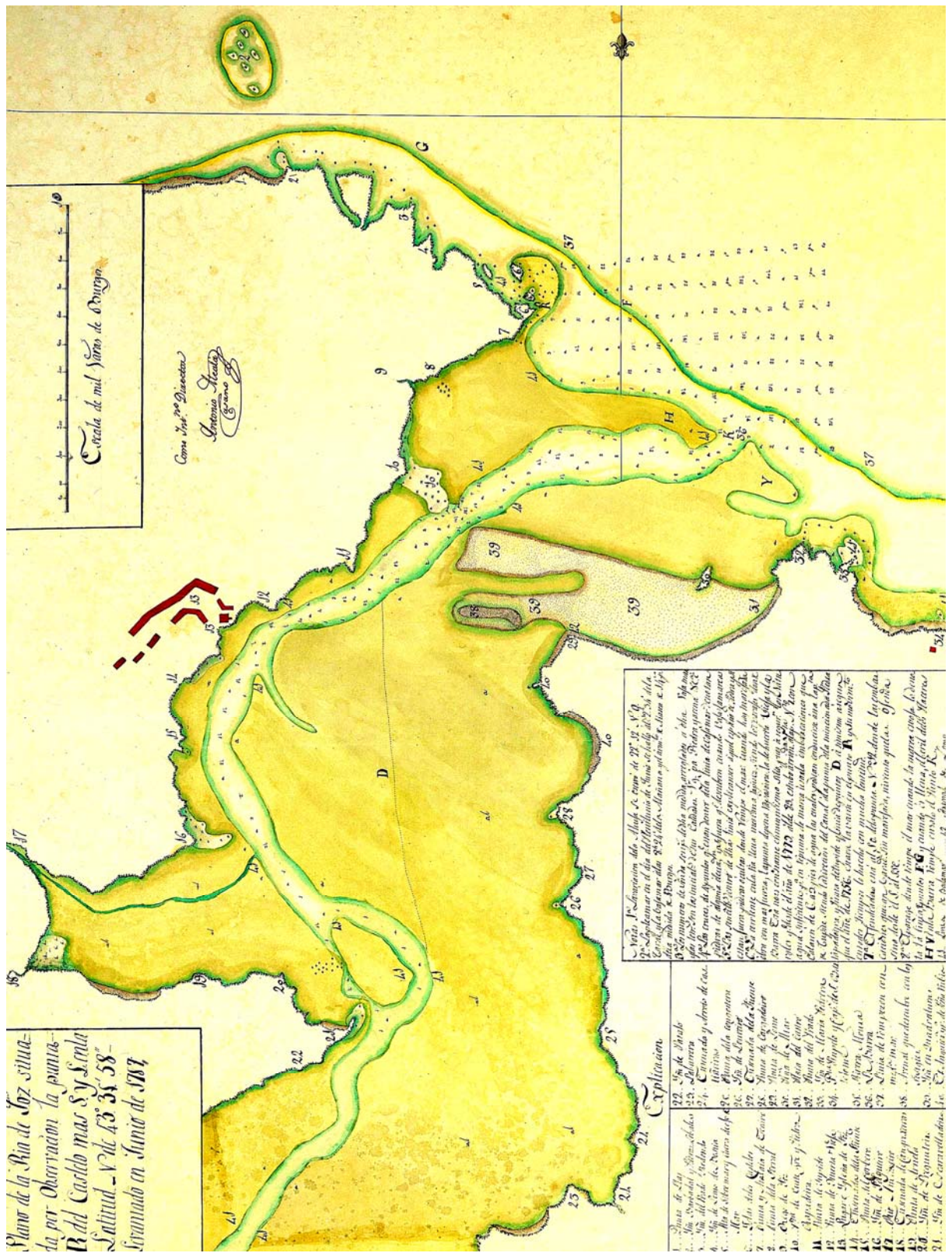


Figura 3. Plano histórico del estuario de Foz en 1787, realizado por D. Antonio Alcalá Casano.

ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

Desde el punto de vista geomorfológico, el estuario de Foz se puede subdividir en 4 zonas que, desde la bocana hasta la cola estuarina son: *Complejo de desembocadura*, *Bahía*, *Llanuras mareales* y *Canal superior*. Cada una de estas zonas contiene una serie de unidades morfo-sedimentarias y dinámicas, algunas comunes a todos los estuarios y otras específicas de éste y cada uno.

El *Complejo de desembocadura* está constituido por la barrera arenosa que confina el conjunto estuarino, dentro de la cual se desarrolla la playa expuesta (en este caso, las playas de Angueiro y Altar en total continuidad), junto con la culminación del campo de dunas desarrolladas en la postplaya de la citada en primer lugar, que ocupa una superficie de 5,65 ha.

La playa arenosa expuesta, desarrollada en una costa mesomareal, se zonifica de acuerdo con las tres divisiones características que, desde la parte alta a la inferior (Figura 4), son:

- Zona supramareal (“backshore”), una superficie subplana con tendencia a inclinarse suavemente hacia tierra, en lo que constituye una berma, que permanece emergida la mayor parte del año, pasando insensiblemente al campo de dunas. Solamente se activa con ocasión de olas de tormentas que llegan a laminar esta superficie y erosionar el frente y área exterior del campo dunar. En estas playas, la anchura es muy reducida, desde tramos en que la duna se sitúa justo sobre la zona inmediatamente inferior de la playa, en la mitad occidental, debido a una recesión por erosión, hasta máximos de 35 m en la playa de Altar. Suelen desarrollarse en la franja externa (hacia el mar) algunos escalones de tormenta o debidos a la estabilización de la pleamar viva o desde ésta a la marea muerta, constituyendo barras menores (hasta 12 m de extensión), que morfológicamente están representadas por una cresta y la berma, ésta de mayor longitud.
- Zona intermareal (“foreshore”), constituida por dos bandas paralelas cuyas alturas son muy desiguales. La superior de mayor pendiente y escasa anchura se denomina *talud intermareal* (35 a 40 m en ambas playas, pero que desaparece paulatinamente hacia el extremo oriental de Altar). Se trata del área donde la energía que se proyecta sobre la playa es la máxima posible.

Una peña que aflora en esta última playa, la *pedra Rubia*, desencadena la formación de un hemitómbolo característico, motivando que el talud sea algo más ancho y dibuje, en planta, una convexidad hacia dicha peña.

El resto de la franja intermareal está constituida por la terraza de bajamar, una superficie amplia y compleja que, en los casos más simples, consta de un conjunto de un surco o canaleta y un extenso bancal o barra laxa que se instala al pie del talud intermareal. Está bien representada en las playas situadas al E: Benquerencia, Pasada y San Miguel de Reinante.

En esta playa de Anguiero y Altar, se generan dos conjuntos sumamente irregulares (Figura 4), el interno alargándose hasta un total de 136 m de anchura (30 m para el surco y 106 m para la barra) y el externo hasta 150 m (25 m del surco y 125 del bancal), éste incluso subdividido hacia el área NO. Más probablemente debido a la dinámica de vaciantes del estuario, se desarrollan otros conjuntos oblicuos a la playa, con direcciones NO-SE en la margen oriental del paso de desembocadura. También hacia el área de influencia de la barra de desembocadura, son muy complejos.

Esta playa experimenta los mayores cambios morfológicos, dinámicos y relativos a la distribución sedimentaria ya que la actuación de los oleajes incidentes, además de los cambios inherentes al mismo, se encuentra con una franja muy cambiante en la vertical y la horizontal, en relación con los rangos mareales (desde 1,0 m a 4,5 m).

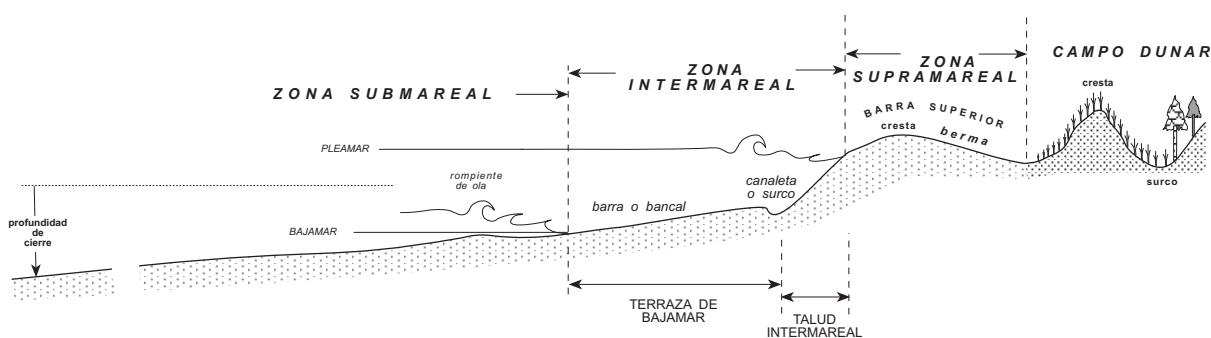


Figura 4. Zonación de playas arenosas mareales, de acuerdo con un perfil transversal (sin escala).

- Zona submareal (“offshore”), que corresponde a la playa permanentemente sumergida y es la más extensa en anchura, llegando hasta la denominada

profundidad de cierre, representativa del fondo hasta el cual se producen removilizaciones aparentes del sustrato arenoso, y que puede establecerse provisionalmente en la isobata de 18 m. Su pendiente es la más suave de toda la playa ya que las arenas son las más finas, incluso más hacia mar abierta. Aunque la mayor parte de la superficie sumergida es bastante plana y uniforme, también se construyen barras muy cambiantes en dimensiones y posición, en función de los parámetros del oleaje incidente. Estas barras se construyen en las bandas donde rompen las olas, y consecuentemente son muy cambiantes; están constituidas por una superficie de barlovento o barlomar más plana, ligeramente inclinada hacia el mar, y un surco o depresión más estrecho, que se continúa hacia tierra, por efecto de la removilización de la rotura de la ola.

En lo concerniente al ámbito estuarino, también se incluye el canal estrecho que sirve de intercambio de las aguas que penetran desde cada bajamar a la siguiente pleamar (llenante) des de mar abierta (aguas salinas) y de las que, una vez inundado el estuario hasta el máximo de la pleamar, junto con las que descarga el río Masma, deben ser evacuadas hasta la bajamar siguiente (vaciante). Se trata de un canal estrecho, denominado paso de desembocadura, que en este estuario es rectilíneo y se alarga en dirección NE-SO en una longitud de 700 m y anchuras de 70 m. En su margen occidental (izquierda) se apoya sobre el dique artificial construido y alargado en diferentes etapas de la playa de A Rapadoira (Figuras 5 y 6).

La unidad más externa corresponde a la barra de desembocadura, una construcción arenosa que emerge del fondo submareal en el extremo septentrional del paso de desembocadura. Tiene una geometría en U en planta, convexa hacia el NE, a lo largo de 275 m y una anchura de 60-80 m (Figuras 5 y 6), generándose por corrientes intensas de vaciante, que empujan el sedimento arenoso hacia mar abierta y la incidencia de los oleajes en sentido contrario. En algunos estuarios que contienen esta misma barra de desembocadura, en cuyo interior se construyeron puertos de cierta entidad, deben dragarla para facilitar la navegación (p.e. Navia y Nalón), mientras que en otros ha sido destruida definitivamente al profundizar los dragados hasta cotas de más de 10 m (Avilés, Santander, etc).

La *Bahía*, predominantemente arenosa, se abre una vez rebasado el paso de desembocadura hacia el interior, alargándose hasta donde alcanzan los fondos arenosos con una mayor extensión, aguas arriba. Totaliza una superficie de 172,96 ha (Figuras 5 y 6).

El canal principal se vincula directamente al paso, buscando la margen oriental hasta unos 2,0 km, cuya anchura varía de 55 a 105 m. A gran escala, toma una planta en L con escasa sinuosidad. Se forman barras laterales que, en algunos tramos, son lóbulos horquillados y, aguas arriba, barras fusiformes. Justo al S y SO del delta mareal de flujo, los fondos propios de una llanura arenosa se han colonizado por vegetación algas y zosteral (25,72 ha) para constituir una pradera drenada finamente por numerosos canales mareales.

La geometría activa más importante en este recinto de la Bahía es el delta mareal de flujo que parte del sector interno del paso de desembocadura, enlazando en total continuidad con la rampa de alto flujo (dirección SO-NE), desde la que se extiende en forma de abanico. Gira al S, para extenderse sobre una superficie de 20,89 ha. Anteriormente, ocupaba una mayor dimensión, incluso antes de los dragados, del orden de las 38,62 ha, de manera que en estos años, algo menos de la diferencia entre ambas cifras, abarcan las llanuras arenosas (76,20 ha).

Existen diferentes barras horquilladas, preferentemente de flujo, desarrolladas mejor sobre amplios bancales arenosos en la amplia franja de influencia del canal principal. Las playas estuarinas son arenosas y se desarrollan al pie de la franja acantilada del margen oriental, ocupando franjas estrechas discontinuas en la porción alta intermareal (0,41 ha).

La existencia del delta mareal de flujo permite inducir que las llenantes tienen lugar por el costado occidental (dársena portuaria) y, durante las pleamares vivas, tendrá lugar un giro de la columna superficial de agua en sentido contrario a las agujas del reloj.

Las *Llanuras mareales* son mayoritariamente fangosas con la excepción de las arenas que se vinculan al canal principal y a buena parte de los canales mareales. La superficie de las asociadas al Masma y al arroyo Centiño ascienden a 149,77 ha de las cuales solamente 5,83 ha de marismas han sido desnaturalizadas por antropización (Figuras 5 y 6).

El canal principal tiene una mayor longitud en esta zona: 2.455 m y sus anchuras varían desde un máximo de 95 m a un mínimo de 35 m, disminuyendo aguas arriba. Desarrolla barras laterales longitudinales, alguna de las cuales lo hacen como lóbulos horquillados menores.

El canal principal en su mitad meridional desarrolla una franja arenosa con una anchura que disminuye desde 215 m a 150 m, aguas arriba. Barras laterales y llanuras arenosas menores que pasan insensiblemente a llanuras fangosas colonizadas por *Zostera noltii* y *Enteromorpha* (39,98 ha), surcadas por una red fina de canales mareales muy sinuosos



Figura 5. Ortofo del estuario de Foz del año 2005 (IGN: Instituto Geográfico Nacional).

que, en la mitad septentrional, se articulan en canales arenosos de trazado muy sinuosos y mayor jerarquía.

En su tramo interno, comprendido entre el tendido del FEVE y la carretera nacional N-642, el canal principal secciona oblicuamente los afloramientos de marismas, lugar donde estas llanuras fangosas colonizadas por vegetación halofítica alcanzan su mayor desarrollo (10,07 ha).

La zona del *Canal superior* se considera en su límite más interno o cola estuarina al segmento hasta donde tienen efecto las pleamares vivas equinociales (onda mecánica o mareal hasta su total disipación), donde el rango mareal es nulo. Se trata del lugar que la Ley de Costas vigente considera como línea de Dominio Público Marítimo-terrestre o demanial. El canal principal sobre una longitud de hasta 1.740 m, con anchuras de 55 m en su sector N, disminuyendo paulatinamente hasta un mínimo de 25 m (Figuras 5 y 6), donde la influencia dinámica y sedimentaria es exclusivamente fluvial. Esta zona geomorfológica ocupa una superficie de 31,23 ha, que es la menor de todo el estuario.

El canal principal está ocupado por fondos arenosos groseros muy mal calibrados que son sustituidos paulatinamente, aguas arriba, por fracciones predominantes de gravas y gravillas siliciclásticas angulosas, típicamente generadas y depositadas por las descargas fluviales en condiciones de avenida o riada. Durante las bajamares vivas, afloran barras menores de las fracciones mencionadas, tanto sobre el propio lecho fluvio-mareal, como en las márgenes.

Las barras ligadas al canal principal son igualmente de gravas y gravillas angulosas, muy escasas y posicionadas lateralmente, así como muy estrechas y alargadas. Las mayores tienen 155 m y 175 m de longitud y 15 y 20 m de anchura y, generalmente, se encuentran vegetadas.

Deja en ambas márgenes sendas llanuras fluvio-mareales de anchuras reducidas y distribución muy irregular (11,50 ha), dado el mayor grado de meandrificación o sinuosidad. Una cifra superior (14,83 ha) corresponde a las superficies desnaturalizadas para pastizales, plantaciones arbóreas y fincas urbanas rurales. Los canales de drenaje de estas llanuras son cortos (hasta 75 m), estrechos y de baja sinuosidad, que prácticamente no se han desarrollado en el último kilómetro superior.

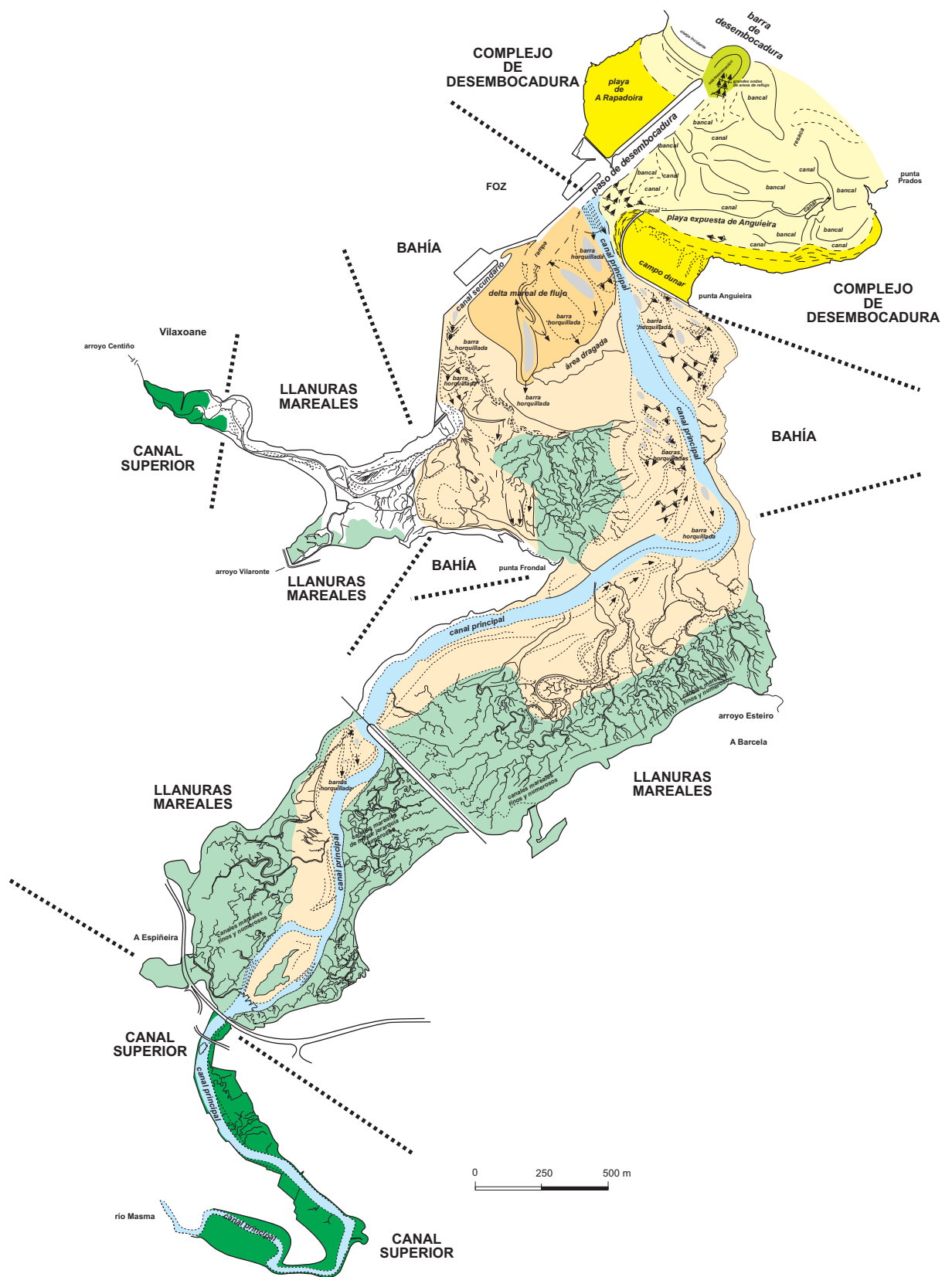


Figura 6. Zonación geomorfológica longitudinal del estuario de Foz y alguna de las unidades morfo-sedimentarias y dinámicas más importantes.

CARACTERÍSTICAS AMBIENTALES

Las áreas de marisma se colonizan con especies de plantas palustres que soportan las mezclas de aguas dulces y salinas. Numerosas especies conforman la infauna de anélidos, moluscos y pequeños crustáceos, las cuales sirven de alimentación para las aves limícolas junto con patos, gallinas de río y garzas, que buscan la tranquilidad para sus invernadas.

Se desarrollan comunidades pioneras con *Salicornia* y otras especies descubiertas de agua en bajamar. Los hábitats más destacados son los estuarios, pastizales salinos atlánticos (*Glaucopuccinellietalia maritima*), matorral halófilo mediterráneo y termoatlántico (*Sarcocornetea fruticosi*), dunas móviles embrionarias, lagunas eutróficas naturales con vegetación *Magnopotamion* o *Hydrocharition* y los bosques de la ripisilva de *Alnus glutinosa* y *Fraxinus excelsior* (*Alno-Padion*, *Alnion incanae* y *Salicion albae*).

El estuario acoge un gran número de especies de aves acuáticas y marinas, principalmente durante el invierno. Destacan por su gran número, anátidas y limícolas. Entre las primeras es el ánade azulón (*Anas platyrhynchos*) el que aporta más individuos (superior a los 200), seguido del silbón europeo (*Anas penelope*) con unas cuantas decenas.

Otras especies que se instalan regularmente son el avefría (*Vanellus vanellus*), el correlimos (*Calidris*), la aguja (*Limosa*), el zarapito real (*Numenius arquata*), la gaviota (*Larus*), el cormorán (*Phalacrocorax*) y el aguilucho lagunero occidental (*Circus aeruginosus*). Nidifican especies muy escasas en Galicia como el avetorillo común (*Ixobrychus minutus*). En invierno, esporádicamente, llegan especies como la espátula (*Platalea leucorodia*), la barnacla carinegra (*Branta bernicla*). Algunas aves nidifican en las orillas del río Masma, entre las que destacan el martín pescador (*Alcedo atthis*) y el mirlo acuático (*Cinclus cinclus*).

Entre los mamíferos es reseñable la nutria (*Lutra lutra*) y, entre los peces, la lamprea (*Petromyzon marinus*) y el salmón (*Salmo salar*).

ESTADO DE PROTECCIÓN

Este estuario se conserva en buen estado ambiental, quedando sometido a la figura de protección LIC Ría de Foz-Masma (ES1120011) con 575,17 ha de las cuales 343 son aguas marinas (Tablas 2 y 3). El río Masma es salmonero.

Características

Comunidades de fanerógamas marinas de *Zostera noltii* y *Ruppia maritima*. La *Spartina maritima* ocupa considerables extensiones en los dominios de sedimentación.

Thero-Salicornietea; Arthrocnemetea.

Calidad

Importantes formaciones de *Spartina* y *Juncus maritimus*, así como una buena representación de *Halimione portulacoides*. En la zona interna de la ría se desarrolla un importante carrizal de *Phragmites australis*. Es destacable la presencia del endemismo *Cochelaria aestuarica*.

La Ría de Foz presenta interés para la invernada de anátidas (>300) y para los estacionamientos durante los pasos migratorios de Espátula Comun (*Platalea leucorodia*) y de limícolas.

Hay que destacar la presencia de Salmón Atlántico (*Salmo salar*) en el río Masma.

Vulnerabilidad

La Ría de Foz se localiza en una zona turística de carácter estival.

Designación

Refugio de Fauna LU-8 (Ría de Foz).

Área Importante para las Aves (SEO/BirdLife): IBA 007 Ría del Eo-Playa de Barayo-Ría de Foz.

Tipos de Hábitat						
Código	Descripción	Cobertura	Represent.	Sup.Rel.	Conserv.	V.Global
1130	Estuarios	1,00	B	C	B	B
1140	Llanos fangosos o arenosos que no están cubiertos de agua cuando hay marea baja	8,00	A	B	A	A
1310	Vegetación anual pionera con <i>Salicornia</i> y otras de zonas fangosas o arenosas	3,00	A	B	A	A
1320	Pastizales de <i>Spartina</i> (<i>Spartinion</i>)	3,00	A	B	A	A
1330	Pastizales salinos atlánticos (<i>Glauco-puccinellietalia</i>)	17,00	A	B	A	A
1420	Matorrales halófilos mediterráneos y termoatlánticos (<i>Arthrocnemetalia fruticosae</i>)	3,00	A	C	A	A
2120	Dunas móviles de litoral con <i>Ammophila arenaria</i> (dunas blancas)	1,00	C	C	C	C
3150	Lagos eutróficos naturales con vegetación <i>Magnopotamion</i> o <i>Hydrocharition</i>	1,00	B	C	B	B
91E0	Bosques aluviales residuales (<i>Alnion glutinoso-incanae</i>)	1,00	C	C	C	C

Tabla 2. Tipos de hábitats del LIC Ría de Foz-Masma (ES1120011), referenciados con el código correspondiente y características para la conservación.

La vegetación de marisma más característica está constituido por *Salicornia* (*Salicornia ramosissima*), llantén de mar (*Plantago maritima*), junco de marisma (*Juncus maritimus*) *Carex extensa*, juncia (*Juncia marina*), verdolaga marítima (*Limonium vulgare*).

En sus llanuras mareales y marismas, nidifican los cormoranes grande y moñudo, el avetorillo común, ánade real, ánade rabudo, zarapito trinador, garza real o avoceta. Entre las especies invernantes se citan el correlimos común, somormujo, zampullín, archibebe, chorlito gris, avefría. Ocasionalmente se dejan ver desde la costa alcatraces, pardelas, paños y otras aves marinas en paso migratorio.

Aves											
An.II	Cod.Tax.	Código	Nombre	Residen.	Reproduc.	Invern.	Migrat.	Pob.	Cons.	Aislam.	V.Glob.
Y	A022		<i>Ixobrychus minutus</i>		=1p			B	B	C	B
Y	A026		<i>Egretta garzetta</i>			14i		C	B	C	B
	A028		<i>Ardea cinerea</i>			66i		B	B	C	B
Y	A034		<i>Platalea leucorodia</i>				=20i	C	B	C	B
	A050		<i>Anas penelope</i>			69i		C	B	C	B
	A052		<i>Anas crecca</i>			22i		C	B	C	B
	A053		<i>Anas platyrhynchos</i>			=25i		C	B	C	B
	A053		<i>Anas platyrhynchos</i>			243i		C	B	C	B
Y	A081		<i>Circus aeruginosus</i>				P	B	B	C	B
Y	A094		<i>Pendion halizetus</i>				R	D			
Y	A103		<i>Falco peregrinus</i>		=1p	P		C	B	C	B
	A130		<i>Haematopus ostralegus</i>			26i		B	B	C	B
	A137		<i>Charadrius hiaticula</i>			8i		C	B	C	B
	A141		<i>Pluvialis squatarola</i>			56i		C	B	C	B
	A142		<i>Vanellus vanellus</i>			263i		C	B	C	B
	A149		<i>Calidris alpina</i>			152i		C	B	C	B
Y	A151		<i>Philomachus pugnax</i>				=25i	C	B	C	B
Y	A157		<i>Limosa lapponica</i>			72i	=100i	B	B	C	B
	A160		<i>Numenius arquata</i>			89i		C	B	C	B
Y	A191		<i>Sterna sandvicensis</i>				=50i	C	B	C	B
Y	A193		<i>Sterna hirundo</i>				=25i	C	B	C	B
Y	A197		<i>Chlidonias niger</i>				=25i	C	B	C	B
Y	A229		<i>Alcedo atthis</i>	P				C	B	C	B
	A391		<i>Phalacrocorax carbo sinensis</i>			=5i		C	B	C	B

Mamíferos

An.II	Cod.Tax.	Código	Nombre	Residen.	Reproduc.	Invern.	Migrat.	Pob.	Cons.	Aislam.	V.Glob.
Y	1301		<i>Galemys pyrenaicus</i>	P				C	B	C	B
Y	1303		<i>Rhinolophus hipposideros</i>	P				C	B	C	B
Y	1304		<i>Rhinolophus ferrum-equinum</i>	P				C	B	C	B
Y	1324		<i>Myotis myotis</i>	P				C	B	C	B
Y	1355		<i>Lutra lutra</i>	C				C	B	C	B

Anfibios y Reptiles

An.II	Cod.Tax.	Código	Nombre	Residen.	Reproduc.	Invern.	Migrat.	Pob.	Cons.	Aislam.	V.Glob.
Y	1172		<i>Chioglossa lusitanica</i>	P				C	B	A	B
Y	1249		<i>Lacerta monticola</i>	P				C	B	A	B

Peces

An.II	Cod.Tax.	Código	Nombre	Residen.	Reproduc.	Invern.	Migrat.	Pob.	Cons.	Aislam.	V.Glob.
Y	1095		<i>Petromyzon marinus</i>		P			D			
Y	1106		<i>Salmo salar</i>		>50i			C	B	C	B

Tabla 3. Relación de especies incluidas en el LIC Ría de Foz-Masma (ES1120011).

CAMBIOS GEOMORFOLÓGICOS

Este estuario se ha conservado prácticamente inalterado hasta la década de los años sesenta del siglo XX, como se desprende de la comparación del mapa de D. Antonio Alcalá Casano y la fotografía aérea de finales de los cincuenta (Figura 7).

Los cambios en este estuario se sucedieron desde el momento en que se construyó el dique o espigón oriental, desde el faro, para delimitar la playa de A Rapadoira del paso de desembocadura del estuario, concretamente a partir de 1969 para continuarse en diferentes fases, consiguiendo que la playa pasara a comportarse como una playa encajada y se fijara el canal.



Figura 7. Fotografía aérea vertical para visión estereoscópica. Escala original aproximada 1/33.000 del 11 de julio de 1956 del vuelo americano (U.S. Air Forces).

Los oleajes incidentes del cuarto cuadrante generan corrientes oblicuas con trayectorias del O hacia el E, pero la presencia del promontorio occidental del Escairo (al N de la villa de Foz) induce corrientes de deriva de playa justamente contrarias sobre la franja expuesta de la barrera, lo que determina que el paso de desembocadura tienda a ubicarse en el costado occidental. Los sucesivos recrecimientos del espigón de A Rapadoira afectaron a los oleajes de modo que fueron refractados y difractados de manera adaptada a cada nueva posición rígida del espigón y, en consecuencia, el ataque de los componentes del NO, que son dominantes en esta costa cantábrica, obligó a que la barrera se reorientara hasta 1975 a una nueva dirección ONO-ESE (Figura 8A).

La canalización se materializó entre 1975 y 1977, siguiendo la prolongación del espigón hacia el NE, de manera que la barrera confinante con sus dunas culminantes casi desapareció en marzo de 1978 (menor superficie) e incrementándose la colmatación en el interior del estuario (Díez, 1980). Este proceso desencadenó una aceleración del relleno del estuario y una erosión de las playas expuestas de Anguieiro y Altar. Quedaron fuera de servicio los muelles nuevos del puerto de Foz, aun cuando se efectuaron dragados intensivos. En 1982, la barrera incrementó ligeramente sus dimensiones y giró a NE-SO (Figura 8A).

En 1983, gracias a la observación de la fotografía aérea del Ministerio de Hacienda (Figura 9), se comprueba que la barrera emergida con su campo dunar casi había desaparecido, siendo sustituida por otra sin dunas que se inundaba durante las pleamares. Esta distribución permitía una mejor transferencia de arena en ambos sentidos a lo largo de cada ciclo mareal y, consecuentemente, una mayor energía desarrollada, especialmente, sobre la amplia superficie de la Bahía. En efecto, los oleajes de tormenta, de manera especial durante las pleamares vivas, podían barrer la culminación de la barrera e incidir con mayor intensidad y aportar arenas hasta el interior de la Bahía mediante la construcción de sendos abanicos de tormentas, como era habitual en la barrera del estuario de Guernica (Flor y Flor Blanco, 2006) hasat que se procedió al dragado del canal y con los productos arenosos, la reconstrucción de la barrera. Es por esto que las grandes formas arenosas de lecho estaban en continua evolución, impidiendo que se colonizaran por la vegetación halófila propia de estos entornos. Asimismo, el canal principal seguía trazados algo más sinuosos que los observables en la fotografía de 1956.

La barrera se regeneró entre 1987 y 1988, requiriendo un escollerado de protección. Durante los veranos de 1988 y 1989, se ejecutaron obras de regeneración y en el otoño de 1991 se dragaron los fondos del estuario para recuperar los calados de la dársena de Foz.

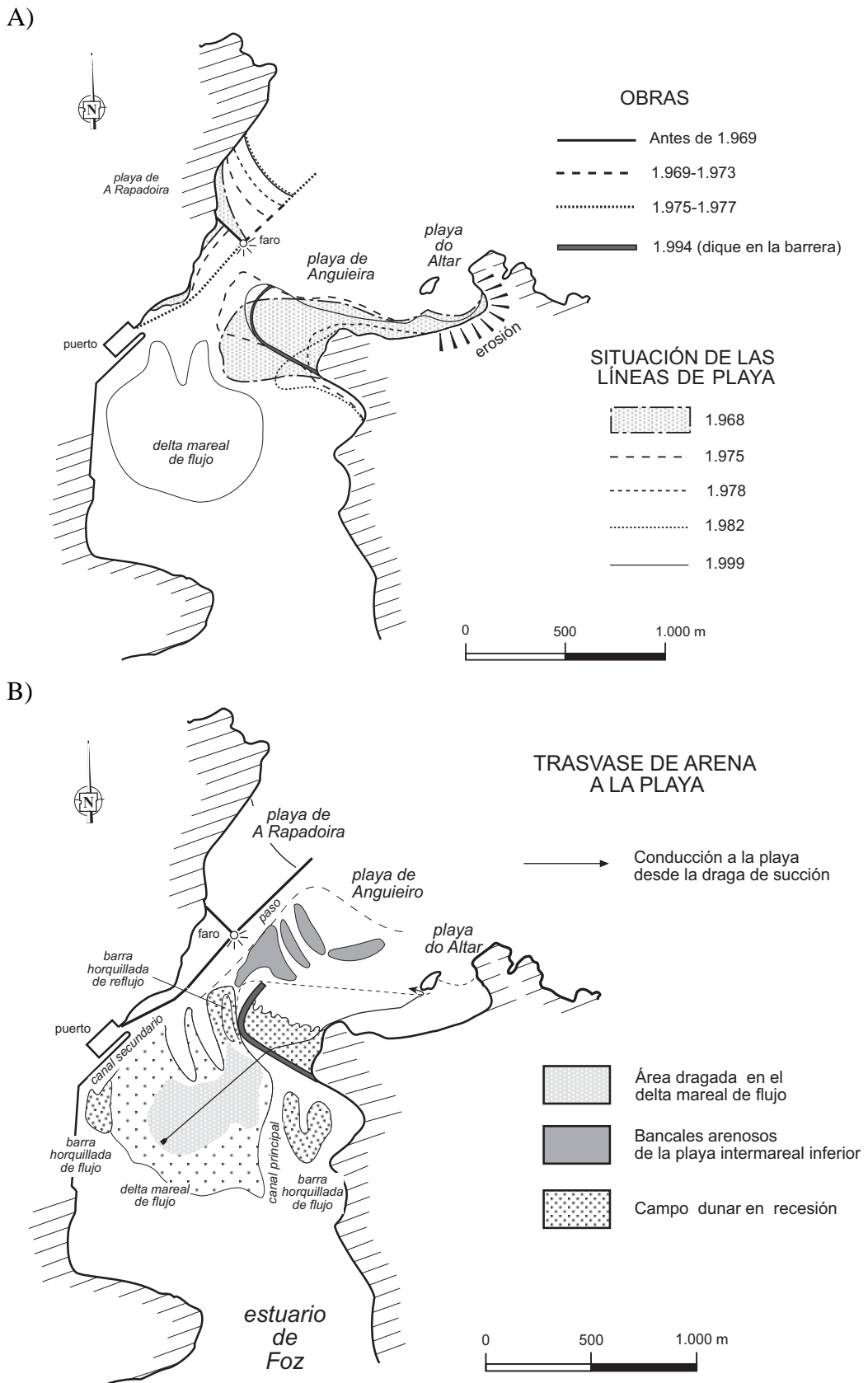


Figura 8. Evolución de la bocana del estuario de Foz como resultado de las obras realizadas a lo largo de las últimas décadas (desde 1968). A) Modificado de Díez (1986). B) Operaciones de dragado en el interior del estuario (sobre el delta mareal de flujo) para realimentar las playas expuestas de la barrera en 2003 (reconstruido a partir de Díez *et al.*, 2006).



Figura 9. Fotografía aérea vertical para visión estereoscópica de octubre de 1983 del vuelo encargado por el Ministerio de Hacienda. Escala original 1/18.000.

Con la construcción del espigón-playa en el año de 1994, anclado en la margen oriental, orientado NO-SE en la mayor parte de su recorrido para curvarse hacia la bocana a NE-SO, y la transferencia de arenas con un volumen de 350.000 m³, se consiguió la fijación de la arena para constituir la barrera de confinamiento. Una vez estabilizada esta amplia estructura arenosa, los componentes de viento, principalmente del NW y NE, construyeron paulatinamente el campo dunar (Figura 8A) de una manera totalmente natural. Se construyó un cordón dunar muy laxo en contacto con la playa, debido a la rapidez en que se materializó la sedimentación, del cual se extendieron otras tipologías de tipo longitudinal, que se alinean según direcciones NNE-SSW.

La erosión alarmante de la esquina NE de la playa de Altar entre 1998 y 2001, fue atajada con un dragado desde el tercio interno del delta mareal de flujo y su transferencia con tubería de impulsión hasta dicha playa en 2003, removilizándose un total de 400.000 m³ de arena (Figura 8B).

En el registro fotográfico de 2005 (Figura 5) y en la cartografía geomorfológica realizada sobre dicha ortofoto (Figura 6), se aprecia la rápida sedimentación que se ha producido al intentar que se rellene la depresión de dragado mediante el avance (progradación) del delta de flujo mareal aguas arriba del estuario. Obviamente, el caudal arenoso que se repone paulatinamente no puede provenir más que de la erosión del frente dunar de la playa de Angueira, como se desprende de la geometría en planta de los pasillos de erosión y de los 4.945 m² calculados de superficie removilizada.

Aproximadamente en el tercio oriental del campo dunar, se han originado 4 pasillos de erosión (Figura 5) en los cuales se ha producido el desmantelamiento de la cubierta vegetal desde la playa por intrusión del oleaje; se trata de pasillos estrechos y alargados con longitudes de más de 130 m y anchuras progresivamente menores desde 25 m, en el contacto con la playa supramareal, hasta 5 m en el interior. En parte, los pasillos de erosión por el oleaje se han ubicado en los pasillos interdunares de las mencionadas dunas longitudinales ya que conservan la misma dirección.

PLAYA/DUNAS DE SAN MIGUEL DE REINANTE

Al E de las playas de Angueiro y Altar, el borde costero se continúa por una playa arenosa muy extensa que recibe diferentes denominaciones, según la localidad; de O a E son: San Cosme, Remior, Benquerencia, Balea, Lángara y San Pedro. Se extiende siguiendo una orientación casi O-E, con un ángulo muy laxo ONO-ESE, totalizando una longitud de 4,0 km y las anchuras rondan los 200 m en bajamares vivas. Son playas disipativas, representadas por arenas medias y finas, en cuya franja intermareal inferior se construye la típica terraza de bajamar, constituida por un canal al pie del talud intermareal, y un extenso bancal, que es más estable y permanente bajo condiciones de calma, un conjunto propio de playas en equilibrio a las que se tiende durante la mayor parte del ciclo temporal y dinámico.

Al E del gran conjunto playero mencionado se continúa la playa de Pasada, una pequeña ensenada arenosa encajada entre promontorios (260 m de longitud y 180 m de anchura). Desde esta última a modo de un escalón, desplazada al SE unos 375 m, se abre la playa de San Miguel de Reinante con una longitud de justo 1,0 km y anchuras variables desde 250 m en el área occidental, debido a la sombra energética que ejerce el promontorio de Gabito, a 200 m en el oriental (Figura 10).



Figura 10. Fotografía aérea de la playa y campo de dunas de Reinante, éste entre la playa y la carretera comarcal. Se aprecia claramente la terraza de bajamar en la mitad inferior intermareal.

PLAYA INTERMAREAL

El arroyo costero de Barranca, que se alinea desde la sierra litoral con una dirección NE-SO, desemboca sobre la esquina occidental de la playa y ha sido el responsable en buena parte de la excavación de la ensenada playera, que se apoya en el promontorio de Gabito en el O, mucho más proyectado hacia el NE (unos 750 m) respecto a la playa interna, y la punta de La Malata, unos 250 m en el costado oriental. También el regato de Santiago, que desemboca en el costado oriental, da pie a una mayor anchura de la playa alta.

Esta playa disipativa tiene una zona supramareal estrecha, muy variable a lo largo de toda su extensión, mayor en las proximidades de la desembocadura del arroyo con unos 25 m de anchura. El talud intermareal es de 50 m y a su pie se construye una terraza de bajamar simple con una anchura de 140 m, algo más compleja en la franja occidental por el efecto de la desembocadura del arroyo (Figura 10).

Uno de los aspectos de interés se centra en las estructuras sedimentarias que se originan sobre la superficie y centímetros superiores de la capa arenosa, fácilmente visibles durante las bajamares. Son principalmente de origen físico, unas generadas *in situ* sobre el interior subsuperficial y otras, de forma mayoritaria, por corrientes de agua; las orgánicas, que también se desarrollan, quedan muy limitadas a la franja superior y a determinados ámbitos de la terraza de bajamar, ya que se trata de ambiente de gran nivel energético y algunas especies, que se restringen a estos hábitats, suelen tener una periodicidad, en particular restringidas a la época estival.

En la parte alta de la playa, la incidencia de determinados componentes de ola genera en la franja central unas estructuras de carácter decamétrico que adquieren en planta una forma arqueada con la convexidad hacia tierra. Se suceden de forma rítmica dentro de los que se distinguen las áreas de la bahía (zona amplia e inclinada hacia el mar) y los brazos laterales que la confinan, generalmente concentrando tamaños mayores de arena. Son los arcos de playa (“beach cusps”), que se originan por la interacción compleja de las olas, tanto bajo condiciones constructivas, que son las dominantes, como destructivas. La interferencia entre olas de traslación, mejor las incidentes de manera frontal, y estacionarias o de oscilación (olas laterales o “edge waves” lineales y sincrónicas), mejor durante las pleamares en que el nivel del mar se estaciona durante buena parte del ciclo mareal y actúa sobre la mayor pendiente de la playa (playa alta o superior), ocasiona una compartimentación ortogonal que favorece la creación de estas morfologías.

En la parte superior adonde llegan el nivel del agua durante las pleamares, en cada ciclo mareal, se conserva una banda principal (más interna) de unos pocos milímetros de anchura que contiene conchas enteras o fragmentos de conchas y otros restos flotantes o simplemente un cordón de arena (Lámina 1A). Si a la playa llegan fragmentos flotantes de mayor magnitud, como troncos, ramas, plásticos, etc, generalmente después de grandes lluvias, que son aportados por las avenidas fluviales, ocupan anchuras de escala métrica. Son las denominadas marcas de vaivén (“swash marks”) que adquieren en planta una forma arqueada con la convexidad hacia tierra. Inmediatamente por debajo, se suceden otros conjuntos de líneas arqueadas con restos más finos que se interrumpen unas a otras. Se producen por la llegada de la lámina de agua después del último rompiente que tiende a resolverse a modo de un barrido hacia el frente superior o lateralmente. A medida que desciende el nivel del mar hacia la bajamar, se generan los inferiores, cada vez con menor disponibilidad de materiales para incorporarlos en la banda.

Suelen aparecer parches o sábanas muy discontinuos de arenas oscuras en esta playa superior, preferentemente después de temporales, constituidos por minerales pesados, los cuales tienen diámetros de grano comparativamente menores a los dominantes de cuarzo y bioclastos, pero son más densos (peso específico superior a $2,85 \text{ g/cm}^3$) y representan porcentaje, generalmente, inferiores al 1%. Suelen ser utilizados para determinar el transporte arenoso longitudinal en playas ya que los cortejos de minerales pesados de cada segmento litoral representan a cada área fuente y su dispersión se produce aguas debajo de la corriente actuante.

En esta franja superior, la llegada del agua en régimen laminar durante la pleamar sobre la superficie seca provoca una salida forzada del aire alojado en los poros o intersticios de las partículas de arena (Lámina 1A y D). Consecuentemente, se originan campos de agujeros muy característicos, con diámetros no superiores a 5 mm y profundidades de unos pocos centímetros, que aparecen irregularmente distanciados entre sí.

Estos agujeros, propios de cualquier condición mareal y estacional, pueden asociarse a otros de origen orgánico, que se generan mejor durante el verano, construidos por la pulga de mar (*Talitrus saltator*) que es un crustáceo anfípodo (Lámina 1B y C). Mide de 8,0 mm a 16,5 mm y se introduce hasta profundidades de 10 y 30 cm, con un diámetro de 2-4 mm. Es una carnada excelente para aves costeras, como gaviotas, correlimos, ostreros, zarapitos, etc, siendo habitual la marca de las patas y de los picos de las mismas (Lámina 1B). Necesita arenas húmedas para garantizar su permanencia enterrado hasta salir para alimentarse de algas

y otros restos orgánicos, mejor durante la noche. Durante el invierno, los ejemplares adultos quedan en estado durmiente por encima del nivel de las pleamares vivas enterrados en el sustrato arenoso a más de 50 cm de profundidad.

En el talud intermareal, que tiene la mayor pendiente de toda la playa, se forman numerosos campos de ripples romboidales (Lámina 1E), a modo de líneas cruzadas a 30-35°, dado su escasísimo relieve. Se generan por interferencias de flujos, confirmándose que la dirección principal del flujo coincide con la dirección de la diagonal ancha de los romboides de estas ondas de sedimento (Roselló Coma y Colombo Piñol, 2009).

Otras estructuras más tenues son las *alineaciones paralelas* o alineaciones primarias de corriente (Lámina 1F), desarrolladas en ambientes fluviales y de playa, que, en series de rocas areniscas fósiles, dan lugar a lo que se conoce como estratificación “parting o current lineation”. Constituyen una serie de elevaciones y surcos de muy bajo relieve, espaciadas unos pocos milímetros entre sí. Estas geometrías son también muy tenues, propias de altos flujos, que pueden evolucionar a las anteriores romboidales. Los granos de arena se orientan preferentemente a la corriente, de manera que son indicativos de la dirección del flujo, pero no del sentido. Parece que se trata de estructuras producidas por la pérdida de granos de arena a medida que se produce el transporte.

Cuando sobre la superficie de la arena un flujo de agua encuentra algún obstáculo, como una grava o gravilla, concha o rama se generan estructuras de erosión dominantes-sedimentación del tipo de marcas horquilladas (“current crescent”), indicativas del sentido de flujo (Lámina 1D). El obstáculo provoca la erosión alrededor de todo el contorno al interponerse al flujo y, aguas abajo, provoca dos incisiones del fondo arenoso en las bandas laterales paralelamente a la corriente, dejando en la franja intermedia una elevación igualmente alargada. La anchura es algo superior a la del obstáculo, corriente abajo, y la longitud de varios decímetros.

En el pie del talud intermareal con el límite interno de la terraza de bajamar, desagua buena parte del volumen introducido por la marea en el conjunto arenoso hasta la pleamar. Al cambiar la pendiente entre dicho talud y el canal o la banda intermareal inferior con una menor pendiente cuando éste no se desarrolla, el afloramiento de agua produce una banda erosiva en la que se generan diferentes tipos de marcas de arroyada. Su geometría depende de la granulometría de la arena, pero tienen en común que son canales dendríticos a pequeña escala (Lámina 1G).

A)



B)



C)



D)



E)



F)



G)



H)



Lámina 1. Diferentes estructuras sedimentarias superficiales en playas arenosas. A) Marca de vaivén y domos y agujeros de escape de aire. B) Agujeros de *Talitrus saltator* con pisadas y picadas de correlimos. C) Un ejemplar de *Talitrus saltator*. D) Agujeros de escape de aire y una marca horquillada de erosión en un canto. E) Ripples romboidales. F) Alineaciones paralelas. G) Marca de desagüe o de arroyada. H) Ripples de corriente.

Sobre la terraza de bajamar se desarrolla una gama variada de estructuras de corrientes, de manera particular en la canaleta. Éste se comporta como una depresión activada durante el rompiente de la ola sobre todo el conjunto, que tiene lugar desde una hora después de la bajamar hasta la media marea ascendente y desde 3 horas después de la pleamar hasta una hora antes de la bajamar siguiente. En estas etapas del ciclo mareal, la rotura de la ola puede provocar un socavamiento de la arena y la consiguiente formación de ripples de corriente cuya trayectoria se dirige hacia tierra; pueden ser de cresta recta (Lámina 1H), linguoides o crecscénticos. Pero también durante la bajamar puede funcionar como desagüe de las aguas que drenan desde el pie del talud intermareal.

El amplio bancal, que se extiende desde la canaleta hasta el nivel de la bajamar, desarrolla estructuras de alto flujo de los tipos ya citados: romboidales y alineaciones paralelas.

También se pueden desarrollar otras estructuras de corriente de alto flujo, como son las ondas de arena, bien de crestas rectilíneas o como romboides con longitudes de escala métrica. Generalmente, se generan sobre el conjunto de la terraza de bajamar en posiciones laterales a la canaleta como consecuencia de las corrientes de deriva de la playa (corrientes longitudinales). En ese caso, se activan cuando la capa de agua desde la bajamar a la pleamar tiene como mínimo 50 cm de espesor.

EL CAMPO DUNAR

El material arenoso que la cuenca hidrográfica del río Masma ha sido capaz de generar por la erosión y transportar hasta la desembocadura en su dilatada historia de encajamiento ha sido la causa de que se construyeran, hacia el E, playas arenosas hasta las ensenadas de Cegoñas y Cabalar un poco al O de la localidad de Rinlo.

En este sector costero, desde la barrera confinante de Angueiro a Reinante, se han generado acumulaciones arenosas por el viento, como consecuencia del volumen excedentario transportado, una vez construidas las playas cuya distribución llega más hacia el E.

La excavación fluvial en esta ensenada, unido a la existencia de materiales rocosos más blandos ha permitido que se desarrolle un área de posplaya más amplio donde ubicarse el campo dunar de Reinante, desde hace varios años en fase erosión, y parcialmente degradado por ocupaciones antrópicas; por ello, el frente dunar tiene taludes de gran pendiente, que impiden la regeneración natural de la duna. Las dimensiones originales ocupaban 5,36 ha de

las cuales han sido degradados unos 12.160 m². Hasta 120 m de anchura es el máximo detectado justo al E de la desembocadura del Barranca.

Así como las dunas de Anguiero, construidas desde la ubicación del dique artificial, tienden a geometrías longitudinales, las de Benquerencia suelen ser de tipología tabular. Por su parte, las de Reinante tenían una franja interna tabular y un cordón dunar algo más elevado, que se ha desarrollado en el límite con la playa.

Actualmente, está en fase alarmante de recesión como lo demuestra el perfil vertical de los diferentes sectores, entre los que se observa la cresta residual del cordón (Lámina 2A). Solamente, se producen recuperaciones locales y temporales de pequeñas dunas eco y remontantes al pie de taludes subverticales (Lámina 2B).

A)



B)



Lámina 2. Campo dunar de Reinante. A) Frente de erosión sobre el cordón dunar del que todavía se puede identificar la cresta por su mayor elevación. B) Detalle de un talud subvertical en cuyo pie se ha generado una duna eco de escala métrica, en algunos tramos de carácter remontante.

PLAYA DE LAS CATEDRALES

Lo característico de esta playa son los arcos y las cuevas, sólo apreciables cuando la playa se descubre durante las bajamareas, mejor si son vivas o equinociales. El mar ha esculpido en las rocas de los acantilados toda una gama variada de formas de erosión, parangonable a geometrías arquitectónicas de arcos, columnas y bóvedas que llevaron a bautizar el espacio entre los arenales de Augasantas y Carricelas, con la denominación como se conoce actualmente: playa de las Catedrales. Durante las pleamareas, la franja de la playa intermareal es de unas decenas de metros.

Recibe la denominación de Monumento Natural, que ocupa 28,94 ha, de las cuales 20 ha son aguas marinas. LIC: 304,36 ha. Además, el espacio protegido dentro de la Red Natura 2000 alcanza un tramo costero de unos quince kilómetros de largo donde se encuentran otros arenales como el de Os Castros y el puerto de Rinlo.

La geología de esta costa oriental de Galicia pertenece al Macizo Hercínico o Varisco dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa, donde están bien desarrolladas las rocas predominantemente siliciclásticas del Paleozoico Inferior. Han estado sometidas a un metamorfismo regional cuya intensidad se incrementó hacia el Oeste y a una deformación polifásica con desarrollo generalizado de la esquistosidad (Bastida y Pulgar, 1978).

El sector costero pertenece al Dominio del manto de Mondoñedo (Marcos, 1973; Pérez Estáun, 1978) consistente en un apilamiento de pliegues acostados de gran magnitud, como estructura más importante, deformados por pliegues suaves de eje subvertical, el cual presenta en su base un cabalgamiento. Se trata de un gran pliegue acostado (el de Mondoñedo propiamente dicho) y un apilamiento de pliegues de flancos largos y paralelos que, en conjunto, dibujan dos grandes anticlinales acostados y opuestos entre sí (Figura 11A y B).

De acuerdo con Bastida y Pulgar (1978), el sector de la playa de As Catedrais se desarrolla sobre las rocas silíceas pertenecientes a las *capas de Bres*, un miembro de la Serie de los Cabos, las cuales están constituidas por areniscas cuarzosas y cuarcitas de tonos claros gris o verde, grano fino y finamente tableadas (10 a 40 cm), entre las que se intercalan limolitas y pizarras oscuras, grises o verdes, también de naturaleza silícea.

Desde el punto de vista morfológico, el conjunto erosivo de esta playa ha evolucionado, debido a diferentes causas o controles pasivos, como son la propia constitución de las rocas que lo constituyen finamente tableada, como se ha mencionado, la disposición es-

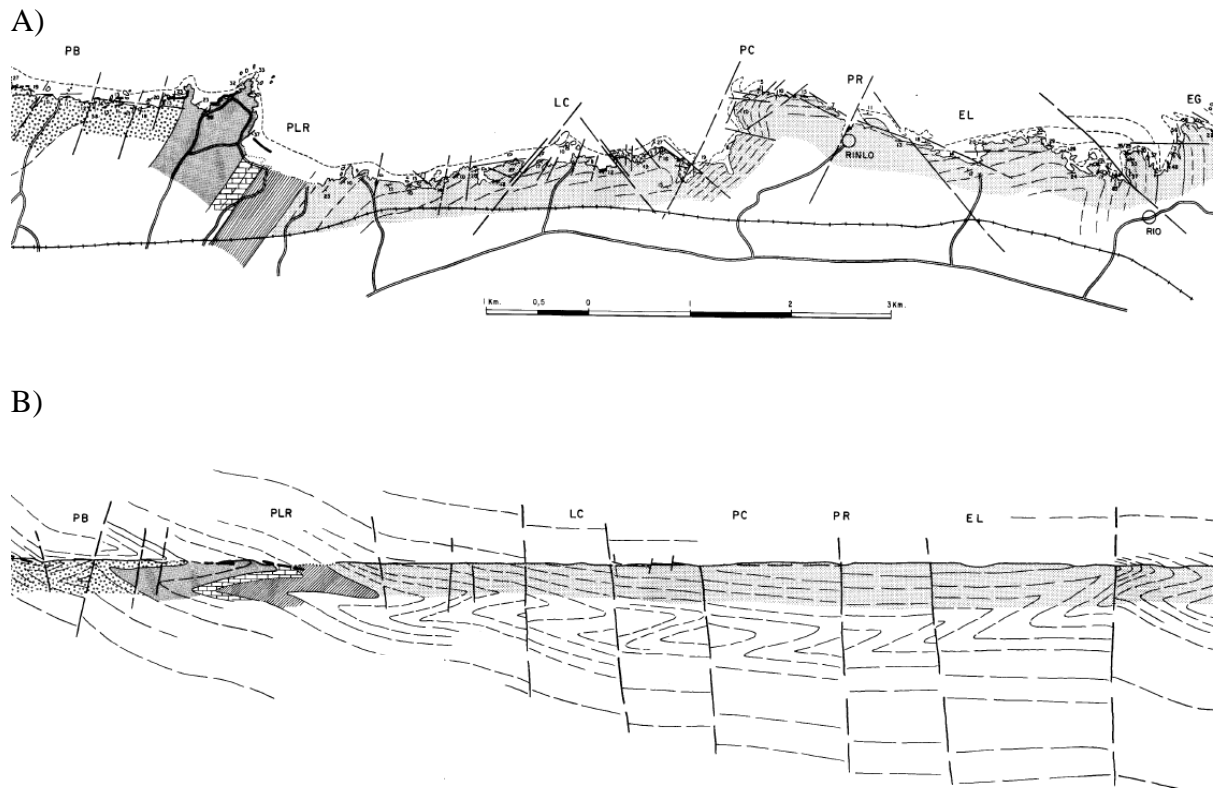


Figura 11. A) Cartografía geológica de la franja costera entre la playa de Benquerencia (PB), que incluye las playas de San Miguel de Reinante (PLR) y justo al E, la de As Catedraias, y la ensenada de la Gabieira (GB), situada al O de Rinlo. B) Reconstrucción en sección de la estructura del manto de Mondoñedo (reproducción parcial de Bastida y Pulgar, 1978).

tructural general de los materiales rocosos, que buzcan con una inclinación suave (Lámina 2), y la red de fracturas conjugadas NO-SE y NE-SO.

En una costa en recesión como la representada en este segmento lucense, muy detalladamente documentada por López Bedoya y Pérez Alberti (2007), los arcos o “sea arch” (Lámina 3A, B y C) y túneles son las formas costeras más numerosas, pero también se conservan los vestigios de islotes aislados o “stacks” (Lámina 3D) y las cuevas o furnas (Lámina 3E).

Ni que decir tiene que su existencia sobre una playa arenosa facilita la erosión mecánica del oleaje, el cual aprovecha el propio sedimento para ejecutar con mayor agresividad el proceso de desgaste de las rocas.

Las pleamares inundan buena parte de los acantilados, motivo por el cual estas estructuras geomorfológicas quedan descubiertas solamente durante las bajamares y con mayor amplitud en las vivas.

A)



B)



C)



D)



E)



Lámina 3. Detalles de las formas erosivas del acantilado en la playa de As Catedrais, fundamentalmente arcos (A, B y C), pero también islotes degradados (D) y cuevas o furnas (E).

ESTUARIO DEL EO

GENERALIDADES

Durante la etapa glaciaria (hace unos 18.000 años), se excavaron los valles del río Eo y su tributario el arroyo Berbesa, en la ensenada de la Linera, junto con los tributarios internos de Reme y Suarón y Monjardín (Vegadeo); buena parte de los sedimentos que se desmantelaron entonces se desplazaron al retirarse el mar hacia la plataforma e, incluso, hacia el talud continental. Posteriormente, se rellenaron con sedimentos procedentes de los sistemas fluviales y los que la última pulsación transgresiva en el Holoceno (hace unos 4.500 millones de años) fueron migrando con el nivel del mar desde la plataforma continental. Con motivo de la construcción del puente de los Santos en 1987, se atravesaron 63 m de arenas, una cifra que permite aventurar la excavación del valle y su posterior colmatación hasta el punto de que durante las bajamares actuales quedan al descubierto buena parte de los fondos.

No obstante, a diferencia del estuario de Foz y la mayoría de los cantábricos, el prisma sedimentario rebasa un poco la alineación del puente para apoyarse sobre fondos rocosos en la mayor parte de la ensenada de Arnao, conjunto de playas sobre la margen oriental asturiana.

Tiene una cuenca de 1.023,0 km² de los cuales solamente 287 km² corresponden a Asturias. El caudal medio anual es de 20,58 m³/s, con máximos y mínimos diarios de 425 y 0,60 m³/s, respectivamente (Fernández Martínez, 1981). El caudal medio específico es de 26,40 l/s/ km². La longitud del cauce principal es de 91,5 km y de 75 km para sus afluentes.

ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

Este estuario puede subdividirse geomorfológica y dinámicamente en dos grandes estuarios (Figura 12) en sentido longitudinal, existiendo una total continuidad sedimentaria y dinámica entre ambos. El Eo *externo*, conectado con mar abierta, semiconfinado por un estrechamiento rocoso (Los Santos), y una barrera incipiente permanentemente sumergida que se ancla en la margen asturiana, con una amplia bahía arenosa donde se sitúan las poblaciones principales: Ribadeo, Figueras y Castropol. El Eo *interno*, que reproduce el modelo de un estuario macromareal, constituido por barras arenosas de flujo y reflujo, numerosas del tipo horquillado en sus extremos (Flor, 1995), que se extiende desde Castropol a la punta Veloso

(S de la ensenada de El Barco del Cura) en unos 3,275 km. La ensenada exterior puede asimilarse a un ámbito de ría, por cuanto su relleno sedimentario es deficitario y pertenece al antiguo valle excavado.

Dentro de cada zona, se diferencia una serie de unidades morfosedimentarias y dinámicas, que permiten caracterizarlos detalladamente. El estuario externo incluye:

- 1) **Complejo de desembocadura**, representado por un delta o barra de reflujo sumergido al N del puente de Los Santos, conectado al paso de desembocadura (“*inlet*”) y la barrera arenosa semiconfinante anclada en la margen oriental (Asturias), que queda parcialmente sumergida durante las bajamares (denominada barra de El Boy). Es arenosa en conjunto.
- 2) **Bahía** de carácter arenoso está constituida por el canal principal, adosado a la margen occidental siempre sumergido (que barre la localidad de Ribadeo); preside esta zona un *delta mareal de flujo mareal* (Berlinga N) cuya rampa de alto flujo proviene del estrechamiento de Los Santos. Una gran barra horquillada (Berlinga S) se activa hacia Castropol y existen otras menores (“*spill-over lobes*”) de las cuales la más externa está conectada directamente al canal secundario de Figueras.

Como ocurre con el delta mareal de flujo del estuario de Foz, también este delta arenoso del Eo externo, se activa principalmente durante las llenantes hasta algo después de la media marea ascendente, periodo en que la marea adquiere la mayor intensidad de flujo (máximo a mita de la marea, es decir, después de 3 horas de la bajamar). La mayor intensidad de corriente se canaliza por la rampa y se disipa de manera centrífuga con una concentración algo superior hacia el segmento SE del frente deltaico. En pleamares vivas, el agua superficial (1,0-1,5 m) tiene un giro levógiro (contrario a las agujas del reloj) de cierta intensidad, pero la capa inferior experimenta corrientes intensas según dos componentes; una hacia La Linera y otra hacia el SSE, buscando la margen de Castropol.

- 3) **Llanuras mareales**, de naturaleza arenoso-fangosa, están parcialmente colonizadas por *Zostera* spp. y drenadas por una red deficiente de canales mareales. Ocupan la totalidad de la ensenada de la Linera. Se desarrollan numerosas *playas estuarinas* en las márgenes, predominando las de arenas sobre las de gravillas, gravas, y cantos.
- 4) **Canal superior**, constituido por fondos de gravas y gravillas angulosas conectando su desembocadura con las llanuras de la ensenada de la Linera. Se trata del curso del arroyo costero de Berbesa y, por tanto, de escasos recorrido y caudal.

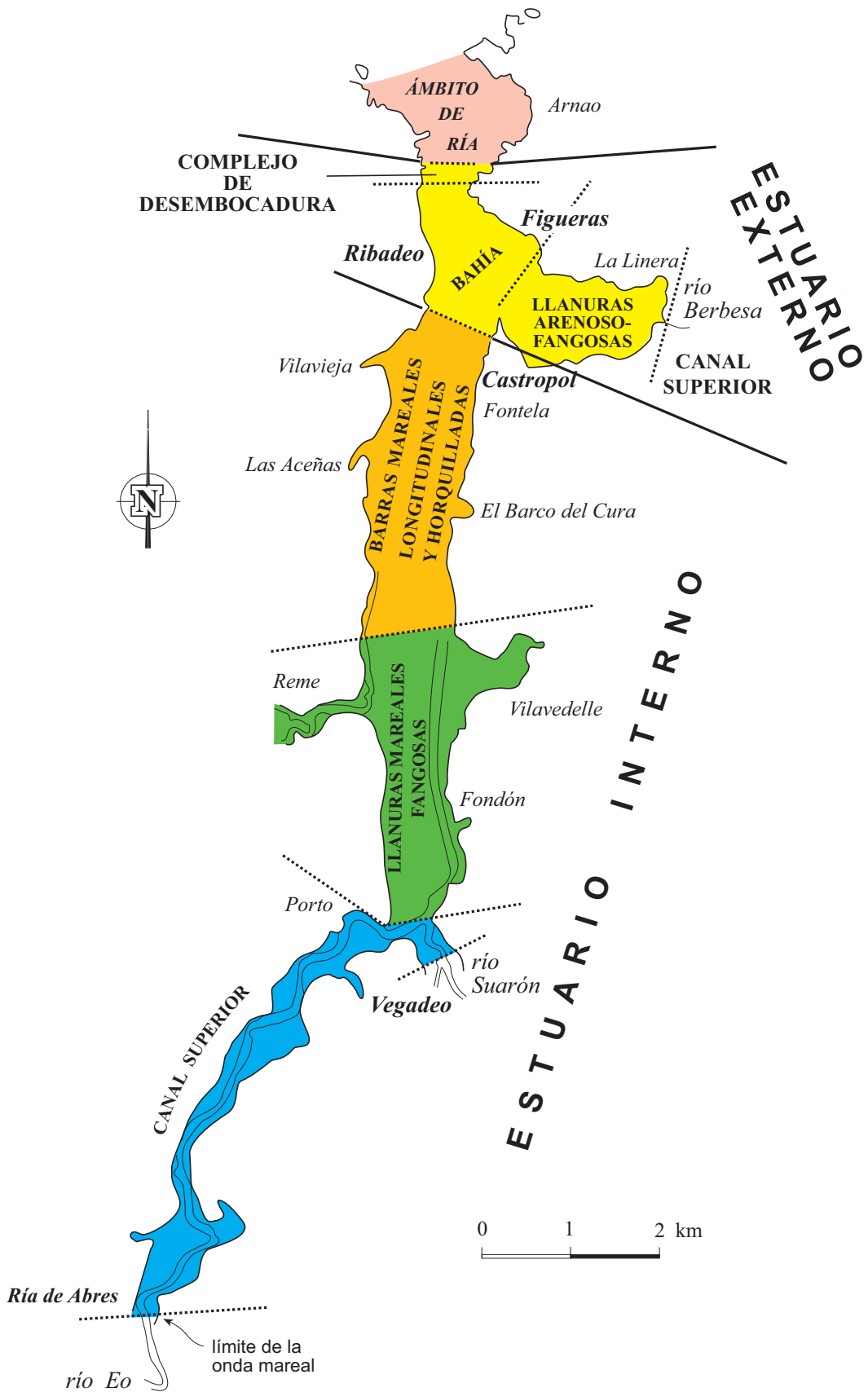


Figura 12. Esquema de la zonación geomorfológica longitudinal a gran escala de los dos estuarios del Eo (externo e interno). En el área costera se abre la ensenada de Arnao dentro de lo que cabe denominarse como *Ámbito de ría* al tratarse del antiguo tramo fluvial externo y estar rellenado muy deficitariamente por sedimentos, predominando los fondos rocosos.

Por su parte, en el estuario interno, las zonas morfológicas se reducen a tres, con sus correspondientes unidades morfosedimentarias y dinámicas:

- 1) **Barras mareales**, constituidas por cordones arenosos con forma alargada de varias centenas de metros en la misma dirección del eje del estuario y canales de alto flujo que, en sus extremos, terminan con barras horquilladas, tanto de flujo como de reflujos. El canal principal pierde su forma bien definida, en este segmento con menores calados, así como su dinámica característica que es menos energética. Ocupa el segmento amplio comprendido entre Castropol y la punta Veloso (N de la ensenada de Vilavedelle), lo que supone una longitud de 3.250 m y anchuras variables de 825 a 875 m. Se trata de una zona que desarrolla niveles energéticos muy altos, equiparables a los del delta mareal de flujo (Berlinga N).
- 2) **Llanuras mareales**, en las que predominan los sedimentos fangosos con extensas áreas sin vegetación, y otras parcialmente colonizadas por *Zostera noltii*, en las posiciones más próximas a la bajamar. Se sustituyen por plantas halofíticas hacia el interior y hacia posiciones más elevadas hasta las más dulceacuícolas. Están drenadas por una red densa de canales mareales muy sinuosos. Se instalan preferentemente en la margen gallega desde la punta Veloso hasta, aproximadamente el área donde desemboca el río Suarón. El canal principal vuelve a tener una morfología (mayor calado) y un funcionamiento más fluvial, cuyos fondos son arenosos, pero puede desarrollar también barras laterales de arenas y fangos, ubicándose en posición oriental.

Entre O Puntal (SE de Graña) y el N de la estación de Vegadeo, se extienden unas amplias llanuras fangosas (126,60 ha) con buena colonización de *Zostera noltii*. Justo hacia el S con el límite en la carretera nacional (N-640) desde Vegadeo a Ribadeo, la marisma está muy bien desarrollada incluyendo canales mareales de drenaje, después de haberse destinado a cultivos de lino en siglos pasados. La superficie asciende a 61,15 ha.

- 3) **Canal superior**. Tiene una tendencia a adquirir un trazado meandriforme en cuyas márgenes se extienden llanuras fluvio-mareales reclamadas. Los fondos son arenosos y, aguas arriba, predominan las gravas y gravillas siliciclásticas, dada la casi funcionalidad fluvial a medida que se pasa a la cola estuarina. Comprende el tramo comprendido desde las marismas de Porto hasta el recodo N de la localidad de Ría de Abres y desde las marismas de Vegadeo hasta la influencia mareal sobre el río Suarón y arroyo Monjardín, en el área occidental del casco urbano.

CARACTERÍSTICAS AMBIENTALES

ESTADO DE PROTECCIÓN

Dentro del Plan de Ordenación de los Recursos Naturales de Asturias (PORN), el estuario del Eo fue declarado *Reserva Natural Parcial*, dado el alto interés para su protección, permitiéndose la explotación de ciertos recursos que sean compatibles con la conservación.

La Comunidad gallega la incluye como *Espacio Natural en Régimen de Protección Especial*. También es un *Espacio Natural en Régimen de Protección General* como *Zona de Especial Protección de Aves (ZEPA)* y disfruta del *Convenio RAMSAR* desde 1971 para zonas húmedas de importancia internacional, que abarca una superficie de 1915 hectáreas. Tanto el estuario como el río Eo están incluidos en la *Red Natura 2000*, como un Lugar de Importancia Comunitaria (LIC), con 1.003 hectáreas protegidas.

Los elementos de mayor interés en todos los estuarios son las comunidades vegetales exclusivas de estas zonas costeras de transición. En el estuario del Eo existen amplias praderas de *Zostera noltii* (seda de mar estrecha) y unos reductos de *Zostera marina* (seda de mar ancha), una especie necesitada para su supervivencia de permanecer sumergida, ocupando, preferentemente, los canales con mayor calado del la Bahía del estuario externo.

Los juncales y cañaverales se sitúan donde la influencia de las pleamares es menor, siempre hacia el interior. Los juncales (*Juncus maritimus*) y cañaverales (*Phragmites australis*) se reparten ampliamente hacia la cola estuarina, tanto hacia la ensenada de Reme, El Tarrón, la gran extensión de la Xunquiera y Fondón, como aguas arriba de Porto.

El estuario sirve de área de invernada y reposo migratorio de poblaciones europeas de aves acuáticas, hasta 4.000 ejemplares, pero también migrantes de primavera y otoño y otras permanentes, habiéndose censado 49 especies de limícolas, anátidas, láridos, etc. La importancia internacional se centra en 3 especies de anátidas; el ánade silbón, el ánade rabudo y el porrón moñudo. También hay importantes poblaciones de cormorán (*Phalacrocorax aristotelis*), garza real (*Ardea cinerea*), ostrero (*Haematopus ostralegus*), chorlito gris (*Pluvialis squatarola*), correlimos común (*Calidris alpina*), andarríos chico (*Actitis hypoleucos*), zarapito trinador (*Numenius phaeopus*) y aguja colipinta (*Limosa lapponica*).

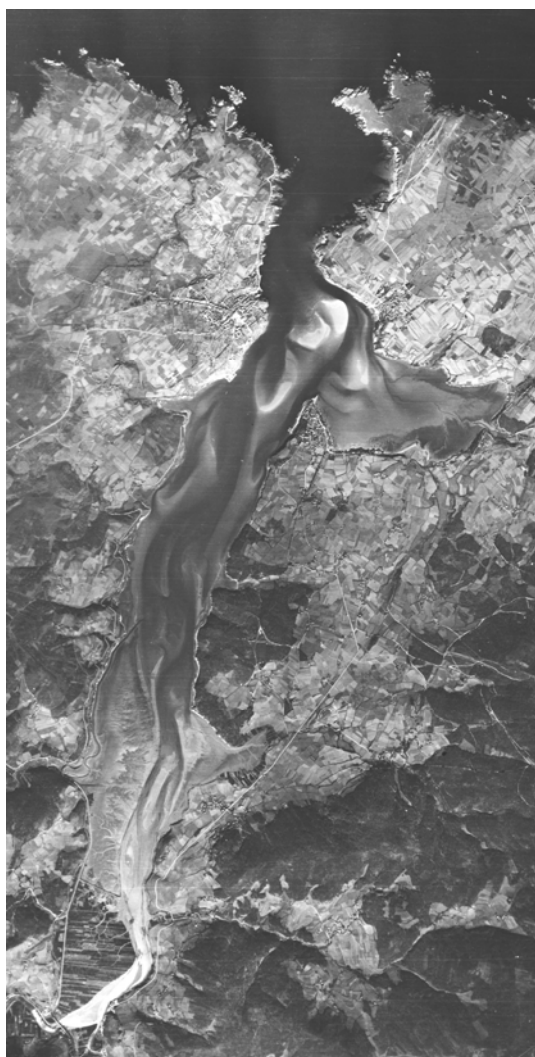
Recientemente en 2007, los territorios correspondientes a la ría del Eo, los Oscos y Tierras de Burón se han englobado para constituir la Reserva de la Biosfera.

CAMBIOS GEOMORFOLÓGICOS

Este estuario ha evolucionado sustancialmente en los últimos 65 años, tanto bajo condiciones naturales como inducidas por el hombre (ampliaciones de puertos, dragados, instalación de cultivos marinos, etc), mucho más intensamente en la Bahía que sirve de recinto a las principales poblaciones gallegas y asturianas: Ribadeo, Castropol y Figueras.

Los primeros registros fotográficos de calidad se remontan a los años 1945 y 1957 (Lámina 4A y B, respectivamente), que muestran un estuario muy natural, pero dentro de cuya Bahía se han producido cambios naturales muy reseñables en lo referente a los grandes bancos arenosos (formas de lecho), que han experimentado cambios de su geometría.

A)



B)



Lámina 4. Fotos aéreas verticales americanas (USA) de 1945 (A), cedida por el Dr. D. Felipe Fernández del Departamento de Geografía (Análisis Geográfico Regional) de la Universidad de Oviedo y 1957 (B).

Deducidas de las numerosas colecciones de fotografías aéreas (años 1970, 1978, 1983, 1984, 1992, 1994-96, 2001, 2004 y 2006, se han reconstruido con todo detalle las morfologías de dichas formas arenosas (Flor y Fernández Pérez, 1999; Flor y Flor-Blanco, 2010), poniéndolas en relación con los procesos naturales y artificiales.



Figura 13. Fotografía aérea oblicua del delta mareal de flujo (denominado Berlinga N) en 2005. En la esquina inferior derecha, se aprecian las áreas dedicadas a cultivos marinos.

Entre las obras de mayor envergadura, caben citarse la ampliación del puerto de Ribadeo en 1994 y los dragados en el canal principal y, sistemática y periódicamente, en el canal secundario de Figueras, incluida la apertura de un canal artificial para uso de los astilleros Gondán. También, la implantación de cultivos marinos (Figura 13) ha generado una somerización de los fondos, tanto debido al anclaje del sedimento como a la elevación del fondo por introducción de sedimentos alóctonos.

Los procesos naturales incluyen el proceso en curso de elevación del nivel del mar que se traduce una migración de los fondos arenosos hacia el interior de ambos estuarios (sobre la ensenada de La Linera en el Eo externo) y en la franja septentrional de la zona de barras mareales. Consecuentemente, se produce una mayor colmatación de los fondos,

desencadenando una migración rápida del delta mareal de flujo (Figura 12) hacia la ensenada de la Linera. Esta tendencia fue puntualmente registrada desde 1945 a 2006 a partir de los juegos de fotografías aéreas verticales que fueron georreferenciadas para este cometido, así como de las ortofotos del presente siglo (Figura 14).

En la Berlinga N, las tendencias de la migración de la gran forma arenosa se realiza persistentemente hacia el E, aunque de forma diferente en cuanto a su magnitud en sentido N-S. Las tasas de desplazamiento en los 12 años del 1994 al 2006 llegan a multiplicar desde casi el doble a algo más del triple.

El amplio lóbulo horquillado, denominado La Berlinga S, ha mostrado un comportamiento algo más irregular con tendencias de migración general hacia el E, mejor manifestadas en el perfil 4, pero con procesos de alargamiento y acortamiento (tasa negativa) en sentido N-S.

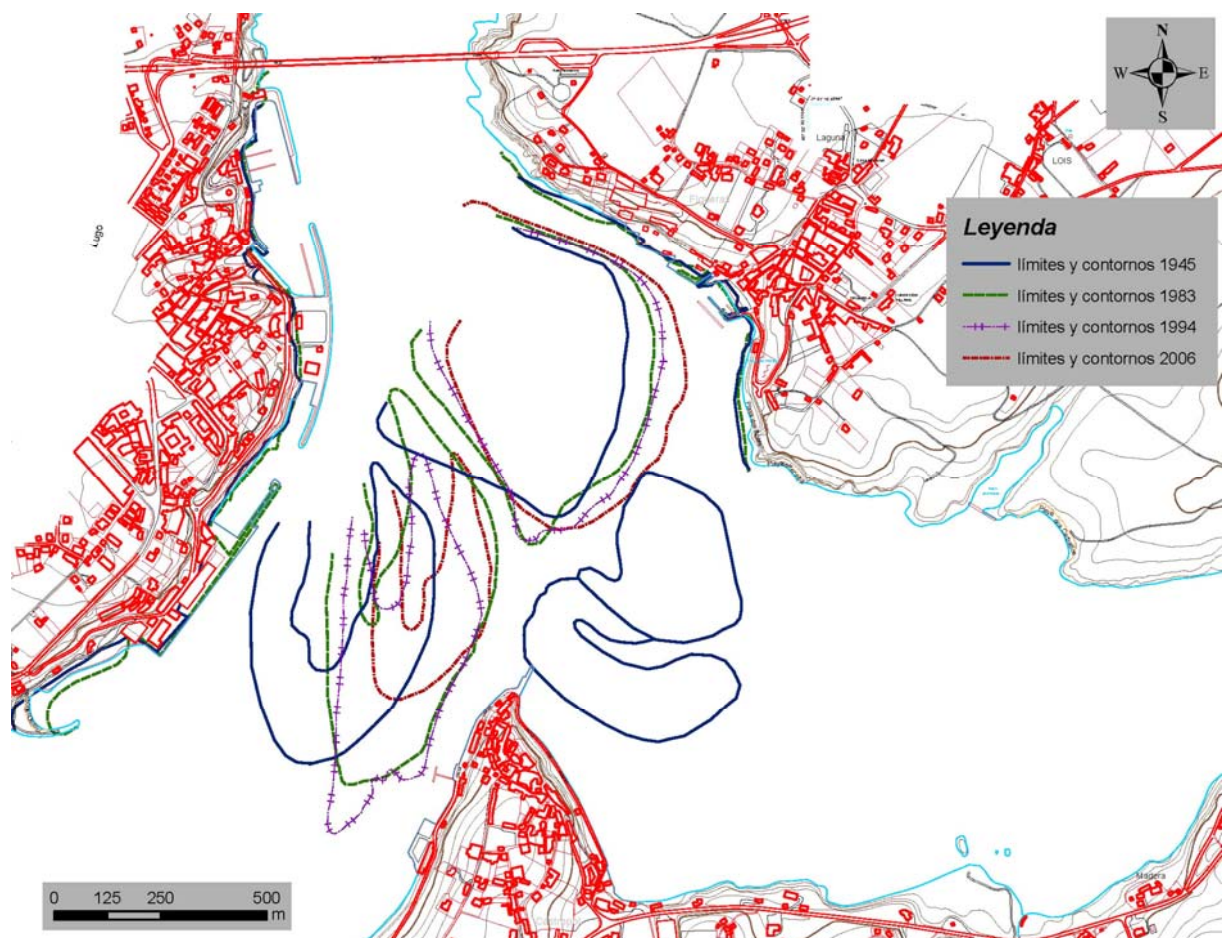
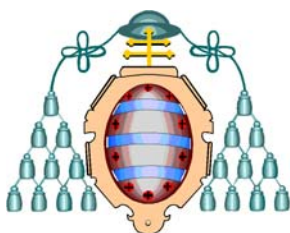


Figura 14. Contornos simplificados de las grandes formas arenosas (Berlingas N y S), desde el año 1945 al 2006, que se superponen para evaluar el proceso migratorio del delta mareal de flujo (Berlinga N) y de la gran barra horquillada de flujo (Berlinga S) en la que se incluye también la traza de la rampa o canal de alto flujo.

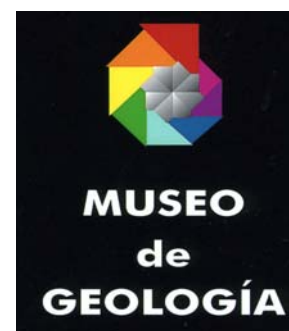
AGRADECIMIENTOS

Numerosas instituciones públicas y privadas han participado y apoyado decididamente esta iniciativa desarrollada desde el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo a propuesta de la dirección de la Sociedad Geológica de España, entre las que es obligado reconocer a Seijo, Empresa Constructora, S.A. de Vegadeo, así como al propio Departamento de Geología y su Museo y a Geólogos del Mundo.

Agradecer la colaboración y disposición por parte de los profesores D. Augusto Pérez Alberti y D. Felipe Fernández García de los Departamentos de Xeografía de la Universidade de Santiago de Compostela y de Geografía de la Universidad de Oviedo, respectivamente, así como a D. Juan López Bedoya por su inestimable información gráfica.



UNIVERSIDAD DE OVIEDO
Departamento de Geología
c/ Arias de Velasco, s/n
33005-Oviedo



BIBLIOGRAFÍA

- Asensio Amor, I. (1966). Sedimentología litoral: los cordones playeros del golfo de La Masma. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 64, 89-112.
- Asensio Amor, I. (1975). Morfología del frente costero en el límite galaico-astur. *Bol. Instituto de Estudios Asturianos (IDEA)*, 84-85, 347-357.
- Asensio Amor, I. y Teves Rivas, N. (1964). Proceso erosivo-marino y formación de canturrales en la ría de Foz. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geol.)*, 62, 347-359.
- Asensio Amor, I. y Teves Rivas, N. (1965). El proceso de relleno con materiales arenosos y fongoso-arenoso en la ría de Foz. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geol.)*, 63, 35-48.
- Asensio Amor, I. y Teves Rivas, N. (1966). Estudio fisiográfico-sedimentológico de las rías altas del Norte de Lugo. *Acta Geologica Hispanica*, 1, 5-10.
- Asensio Amor, I. e Iglesias Vidal, J.C. (1989). Procesos litorales: las corrientes superficiales en la costa oriental de Lugo (España). *Cuaderno Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 14, 55-66.
- Bastida, y Pulgar, J. (1978). La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (costa cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, 10, Univ. de Oviedo, 75-124.
- Díez, J.J. (1980). Introducción al estudio geomorfológico y de los procesos litorales en la Ría de Foz. *Revista de Obras Públicas*, 3187, 941-952.
- Díez, J.J. (1986). Costa cantábrica: la ría de Foz. En: E. Martínez de Pisón y B. Tello, Coor. *Atlas de Geomorfología*, I, 327-342. Alianza Editorial. Madrid.
- Díez, J.J., Negro, V. y Fernández, P. (2006). Further studies for stabilizing the entry channel to Foz fishing port, Lugo. *Journal of Coastal Research*, 22, 710-719.
- Fernández Martínez, M^a V. (1981). Hidrografía de Asturias (IV). In: *Enciclopedia Temática de Asturias*, 10, 125-178. Ed. Silverio Cañada. Gijón.
- Flor, G., Obeso, S. y Flor Blanco, G. (2004). El componente bioclástico de playas arenosas de Galicia (NO de España). *Geogaceta*, 36, 143-146.
- Flor, G. (1995). Clasificación y caracterización de los estuarios asturianos. *Actas del IV Coloquio Internacional sobre Oceanografía del Golfo de Vizcaya*, 133-141. O. Cendrero e I. Olaso, eds. Santander.
- Flor, G. y Fernández Pérez, L.A. (1999). Manejos y evolución en el estuario del Eo (Galicia-Asturias, NO de España). In: L. Pallí Buxó y C. Roqué Pau, Eds. *Avances en el estudio del Cuaternario español. Aportaciones a la X Reunión Nacional del Cuaternario*, 37-42. Girona.
- Flor, G. (1978). Relación entre la circulación costera y la distribución de sedimentos en la región de Cabo Peñas. *Trabajos de Geología*, 10, Univ. de Oviedo, 183-194.

Flor, G. y Flor-Blanco, G. (2006). Morphodynamic Processes in the Estuarine Barrier of Guernica (Northern of Spain): Problems and Solutions for their Management. *Journal of Coastal Research*, SI 48, 41-48.

Flor, G. y Flor-Blanco, G. (2010). Estudio Geológico para la Gestión de la ría del Eo. In: *Estudios Geológico y Biológico para La Gestión de la ría del Eo*, 5-156 y 257-286. Informe Interno (Servicios de Medio Natural y Puertos del Principado de Asturias).

López Bedoya, J. y Pérez Alberti, A. (2007). La costa de Ribadeo. In: A. Pérez Alberti, R. Blanco Chao, P. Carrera Gómez, M. Costa Casais, J. López Bedoya, I. Peter Martini y M. Valcárcel Díaz, eds. *Itinerarios geomorfológicos por Galicia*. IX Reunión Nacional de Geomorfología. Guía de Campo, 11-62. Pub. GIXA (Grupo de Investigaciones Xeomorfolóxicas e Ambientais), nº 1. Ed. Universidade de Santiago de Compostela.

Marcos, A. (1973). Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, 6, Univ. de Oviedo, 1-113.

Nonn, H. (1966). *Les régions côtières de la Galice (Espagne). Étude géomorphologique*. Pub. Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg. 591 pp.

Pérez Alberti, A. y Blanco Chao, R. (2005). Controles y balances geomorfológicos en costas rocosas de macizo antiguos. El ejemplo de Galicia (Noroste de la península Ibérica). In: E. Sanjaume y J. F. Mateu, eds. *Geomorfología litoral i cuaternari: homenatge al Professor Vicenç M. Roselló i Verger*, 333-349. PUV.

Pérez Estaún, A. (1978). La estratigrafía y la estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-leonesa. *Memoria del Instituto Geológico y Minero de España*, 92, 1-149.

Roselló Coma, O. y Colombo Piñol, F. (2009). Generación de formas de fondo en el canal hidráulico ASSUT-1: Experiencia inicial. *Geogaceta*, 46, 171-174.

VISOR DE IMÁGENES (Instituto Geográfico Nacional).

<http://www.ign.es/iberpix/visoriberpix/visorign.html>

(D. Antonio Alcalá Casano). TÍTULO: *Plano de la Ría de Foz situada por Observación la punta R. del Castelo mas S. y L. en la Latitud N. 43° 35' 58"*. Levantado en Junio de 1787 (Biblioteca Digital Hispánica).

http://bibliotecadigitalhispanica.bne.es/view/action/singleViewer.do?dvs=1297591932447~405&locale=es&VIEWER_URL=/view/action/singleViewer.do?&DELIVERY_RULE_ID=10&frameId=1&usePid1=true&usePid2=true

(D. Juan Patricio García). TÍTULO: *Plano de la Ría de Foz situada por Observación la punta R. del Castelo mas S. y L. en la Latitud N. 43° 35' 58"*. Foz (Lugo). Cartas náuticas 1787. (Biblioteca Digital Hispánica).

http://bibliotecadigitalhispanica.bne.es/view/action/singleViewer.do?dvs=1297592596992~243&locale=es&VIEWER_URL=/view/action/singleViewer.do?&DELIVERY_RULE_ID=10&application=DIGITOOL-3&frameId=1&usePid1=true&usePid2=true