



Estudio morfodinámico del complejo de Villarrube

Trabajo de Fin de Grado

Grado de Geografía y Ordenación del Territorio

Curso 2020/2021

Autor:

Vanessa Domínguez Vázquez

Tutores

Ramón Blanco Chao (tutor)

Jesus Horacio García García (co-tutor)

Departamento de Geografía Física.

Índice

1. Resumen y palabras clave	2
2. Introducción	4
3. Área de estudio	8
4. Material y métodos.....	15
5. Resultados	20
6. Discusión.....	39
7. Conclusiones	42
8. Bibliografía.....	43

1. Resumen y palabras clave

Abstract:

This work is focused on a morphodynamic study of the dune and intertidal complex of Villarrube beach, using sedimentological, mapping and aerial images and Geographic Information Systems procedures. The different sedimentary units of the estuary have been mapped and their evolution analyzed, as well as the evolution of the dune front, between 1956 and 2017. Both have been related with the fluvial dynamics and the Mestas river. A process of stabilization of the inner channel of the estuary was detected, and an increase of the marsh surfaces, while the external estuary remained with high mobility. We detected the progradation of the dune front half of the XXth century, followed by a period of erosion until the present.

Key words: Estuary, dune front, morphodynamics, flow, runoff coefficient.

Resumen:

Este trabajo se basa en un estudio morfodinámico del complejo dunar e intermareal de la playa de Villarrube, mediante análisis sedimentológico, cartografía, fotointerpretación y Sistemas de Información Geográfica. Se ha cartografiado y analizado la evolución de las diferentes unidades sedimentarias del estuario, así como de la evolución del frente dunar entre los años 1956 a 2017 en relación con la dinámica fluvial de la cuenca hidrográfica del río Mestas. Se ha verificado un proceso de fijación del canal interno del estuario, acompañado de una expansión de las zonas de marisma, mientras se mantiene la movilidad del canal del estuario externo. Se ha detectado un proceso de progradación dunar en la segunda mitad del S.XX seguido de un periodo de retroceso sostenido hasta la actualidad.

Palabras clave: Estuario, frente dunar, morfodinámica, caudal, coeficiente de escorrentía.

Resumo:

Este traballo baséase no estudo morfodinámico do complexo dunar e intermareal da Praia de Villarrube, mediante análise sedimentolóxico, cartografía, fotointerpretación

e Sistemas de Información Xeográfica. Cartografáronse e analizáronse a evolución das diferentes unidades sedimentarias do estuario, así como da evolución do fronte dunar entre os anos 1956 e 2017 en relación coa dinámica fluvial da conca hidrográfica do rego Mestas. Verificouse un proceso de fixación do canal interno do estuario, acompañado dunha expansión das zonas de marisma, mentres se mantén una mobilidade do canal do estuario externo. Detectouse un proceso de progradación dunar na segunda metade do S.XX seguido por un período de retroceso sostido ate a actualidade.

Palabras chave: estuario, fronte dunar, morfodinámica, caudal, coeficiente de escorrentía.

2. Introducción

Los estuarios son considerados ambientes sedimentarios costeros que se ven afectados por procesos dinámicos fluviales y sobre todo mareales (Flor, 2005). Es difícil establecer un límite entre lo que es un estuario y una laguna costera, dada la influencia que presentan las mareas en ambos complejos, por lo que se define como un ambiente costero semicerrado al agua donde tiene lugar la mezcla de aguas continentales y marinas (Pritchard, 1955).

Los estuarios han sido clasificados bajo diversos criterios, Pritchard (1955) empleaba las mezclas entre agua dulce y salada dentro de un intervalo temporal reducido, para establecer un límite de la marea química, lo que sirvió para definir tres tipos de estuarios: verticalmente homogéneo con mezcla total, mezcla parcial y estratificación total o cuña salina. Pritchard (1967) define estuario como valle fluvial inundado con forma de trompeta en planta, lo que lleva a tener en cuenta otros criterios como la litología o la distribución de materiales rocosos, por lo que se pasa a clasificar el estuario en 4 categorías.

- Estuarios de valles de ríos sumergidos
- Estuarios de fiordos
- Estuarios con barrera
- Estuarios generados por la actividad antrópica

Darlympe *etal* (1992) relaciona los estuarios con ambientes costeros más afines como playas extensas de acuerdo con los agentes energéticos como la influencia fluvial, mareal y del oleaje y también procesos a largo plazo como la subida del nivel del mar y aportes sedimentarios (transgresión y progradación) y define dos tipos de estuarios, aquellos dominados por el oleaje y aquellos dominados por las mareas. Además, considerando la morfología de la desembocadura, separa dos tipos mayores de estuarios:

Con desembocadura no confinada, que serían aquellos con condiciones macro mareales, donde predomina la influencia de las mareas que fomenta la formación de barras mareales que se alinean paralelamente a los flujos y/o reflujos.

Estuarios con desembocadura confinada, que sería el caso de este trabajo, donde habría condiciones micro y mesomareales, donde tenemos un sistema de playa-dunas eólicas con una barrera arenosa en la entrada del estuario, y donde las corrientes inciden en sentido transversal y longitudinal.

También se pueden encontrar otro tipo de clasificaciones como la de Fairbridge (1980) basado en procesos tectónicos, la de Hansen y Rattay (1966) que basándose en la clasificación de Pritchard de mezcla de aguas, tienen en cuenta el gradiente vertical de la salinidad y el flujo fluvial.

El principal agente dinámico de la circulación estuarina son las mareas, que actúa junto con las descargas fluviales determinando la mezcla de masas de agua y distribuyen el sedimento en el complejo. La acción fluvial también juega un papel importante, pues las descargas fluviales influyen los tipos de estuarios debido a la mezcla de aguas producidas por el caudal y el aporte de sólidos que transportan, y la acción combinada de estos agentes es lo que da al estuario, una gran complejidad dinámica (Flor, 2005). Además, la acción del oleaje puede favorecer la formación de barras arenosas que confinan el complejo (Pritchard 1967; Hayes 1975; Fairbridge 1980) como es el caso de este trabajo.

En cuanto a la circulación de las masas de agua en el estuario y su dinámica, lo importante son los valores de las corrientes en toda su superficie, pues no todos los estuarios presentan la misma dinámica, pero por lo general, las velocidades más intensas se presentan en las áreas de desembocaduras constantemente influenciado por el intercambio de masas de agua. Durante la pleamar, hay una gran diferencia en esta dinámica entre los estuarios dominados por el caudal, a aquellos dominados por las mareas, mientras que en la bajamar, el sistema está dominado por la dinámica fluvial, dado que el sistema se vacía y los canales drenan las llanuras interiores y se desarrollan formas como barras longitudinales o *ripples* de corriente (Flor, 2005).

Los sedimentos que podemos encontrar en un estuario son principalmente arenosos y fangosos debido a la aportación de los ríos y de los ambientes costeros (Schubel, 1974; García-Ordiales *et al*, 2018). Además, en los estuarios se encuentra un

contenido importante de materia orgánica y nutrientes, debido a la aportación procedente de la cuenca hidrológica (Belzer *et al*, 1987) y de la descomposición de la fauna y la flora.

Allen (1991) propone una zonación del estuario basada en los aspectos sedimentarios donde divide en tres unidades, el paso de desembocadura, el canal embudiforme donde se encuentran las barras mareales e islas vegetadas y el canal estuarino superior con barras de meandro arenosas y llanuras fangosas. Más tarde Dalrymple *et al* (1992) establece una zonación semejante en tres zonas, basado en el predominio de oleaje o mareas, y Flor (2005) una simplificada basada en criterios morfológicos, en los que distingue cuatro unidades. En primer lugar, el complejo de desembocadura, donde encontramos la barrera confinante y el sistema duna-playa, y donde las corrientes adquieren las intensidades más extremas (Figura 1). En segundo lugar, la bahía arenosa, donde el canal principal aún puede mantener un trazado sinuoso y su dinámica se puede activar durante mareas vivas y hacia la pleamar. En tercer lugar, las llanuras fangosas, con predominio de vegetación halofítica. En último lugar, el canal estuarino superior, donde se encuentra el canal principal conectado al fluvial, los cuales se inundan durante pleamares vivas.

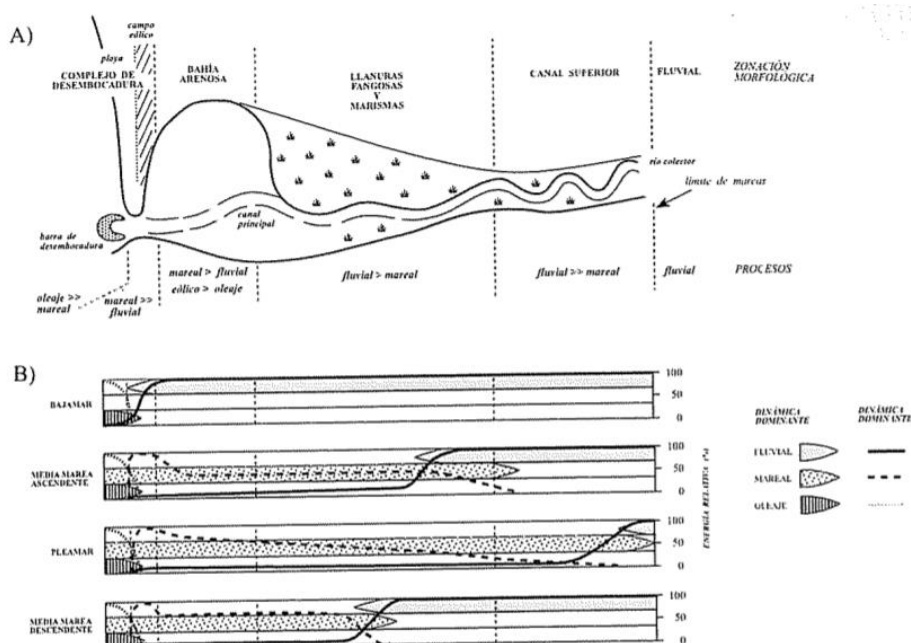


Figura 1 Zonación geomorfológica longitudinal a gran escala (A) en un estuario confinado por una barrera arenosa y agentes dinámicos característicos con su nivel energético relativo (B). Flor (2005).

El mayor número de estudios sobre estuarios en la Península Ibérica corresponde a los llevados a cabo por Germán Flor-Blanco y Germán Flor, quienes han estudiado sobre todo estuarios en la zona norte de España, por lo cual empleamos sus trabajos como base y referente a la hora de trabajar el complejo de Villarrube.

El objetivo de este trabajo es analizar la evolución que ha tenido el complejo estuarino de Villarrube entre 1956 y 2017, así como su morfodinámica y la interacción entre el sistema de flecha-dunas y el papel de la dinámica fluvial del canal del río Mestas, en el transporte de sedimentos y la formación de las unidades sedimentarias. Un aspecto destacable en este trabajo es el análisis de la fijación del canal interno del estuario a partir de los años 80, bajo la hipótesis de su relación con los cambios de usos del suelo en la cuenca hidrográfica, tal y como se ha estudiado en otros trabajos (García-Ruiz *et al*, 2000).

3. Área de estudio

El complejo dunar-intermareal de Villarrube se encuentra localizado al NW de la Península Ibérica, en el municipio de Valdoviño (A Coruña) (Figura 2). Se sitúa en el sector interno oriental de la Ensenada de Cedeira. Al oeste la ensenada cierra por la Pta.Chirlateira, desde donde la altitud asciende hasta los 213m del monte Burneira. El complejo de Villarrube queda limitado al este por la Pta Robaleira, situada mucho más al interior de la ensenada. Desde aquí el terreno asciende hasta los 141m del Mte da Croa.

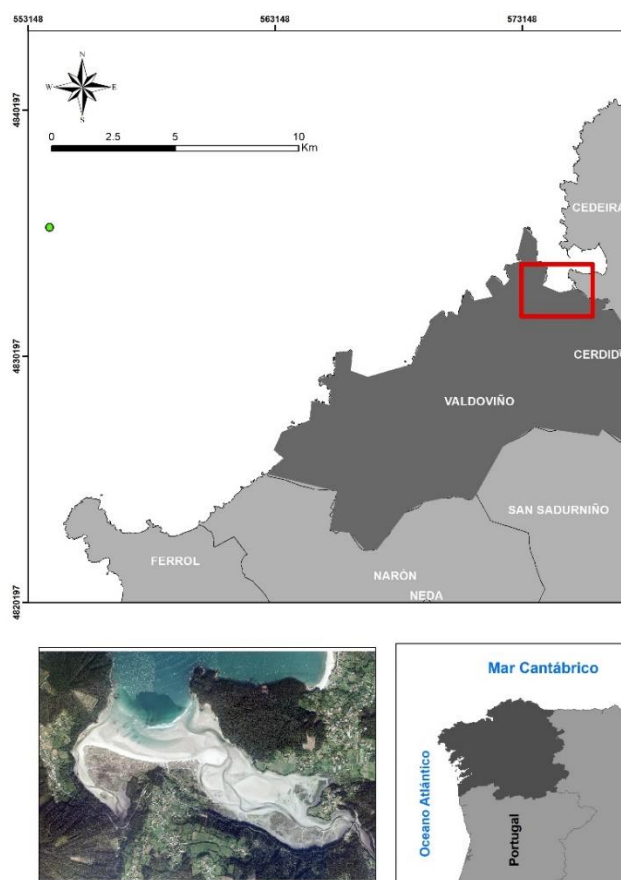


Figura 2 localización del área de estudio.

Para la caracterización del oleaje se empleó el punto SIMAR_3028040 (Puertos del Estado), localizado al NW de la Península Ibérica (Figura 2), con las coordenadas Longitud 8,33°O y Latitud 43.67°N. La componente de aproximación del oleaje es predominantemente del NW, desde donde llegan la mayoría de las borrascas que afectan a esta zona, con una mayor intensidad en invierno (meses de diciembre, enero y febrero),

con sus mínimos en verano (meses de junio, julio y agosto) y las medias en las estaciones de primavera (marzo, abril y mayo) y otoño (meses de septiembre, octubre y noviembre). (Figura 3).

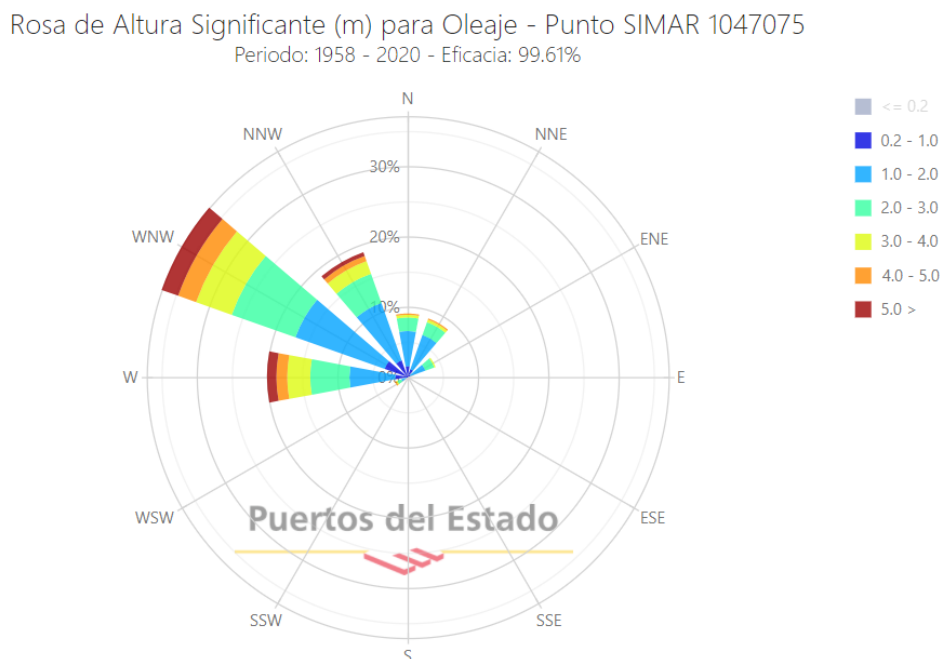


Figura 3 Rosa de oleaje 1958-2020. Fuente: Puertos del Estado.

La altura significativa (H_s) alcanza máximos de 12m, pero el oleaje más habitual es entre 1 y 3 metros (Figura 5), con periodos entre 8 y 10 segundos. El oleaje máximo se registra en los meses de otoño e invierno, superándose con frecuencia los 5m de H_s e incrementándose el periodo hasta los 14-16 segundos (Figura 5). La situación del sistema en la costa NE de A Coruña implica una alta exposición a un régimen de mar de fondo, especialmente en los meses de otoño e invierno. Sin embargo, la situación al fondo de la ensenada de Cedeira provoca una atenuación del oleaje de mar abierto, forzando una intensa difracción, acentuada al aproximarse a Villarrube entre Pta. Burneira y Pta. Robaleira.

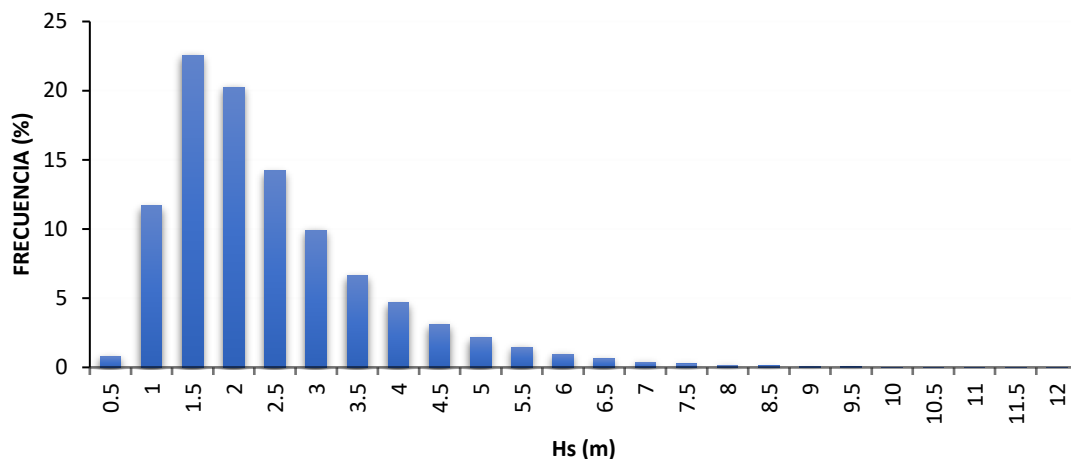


Figura 4 Frecuencia de la altura de oleaje anual.

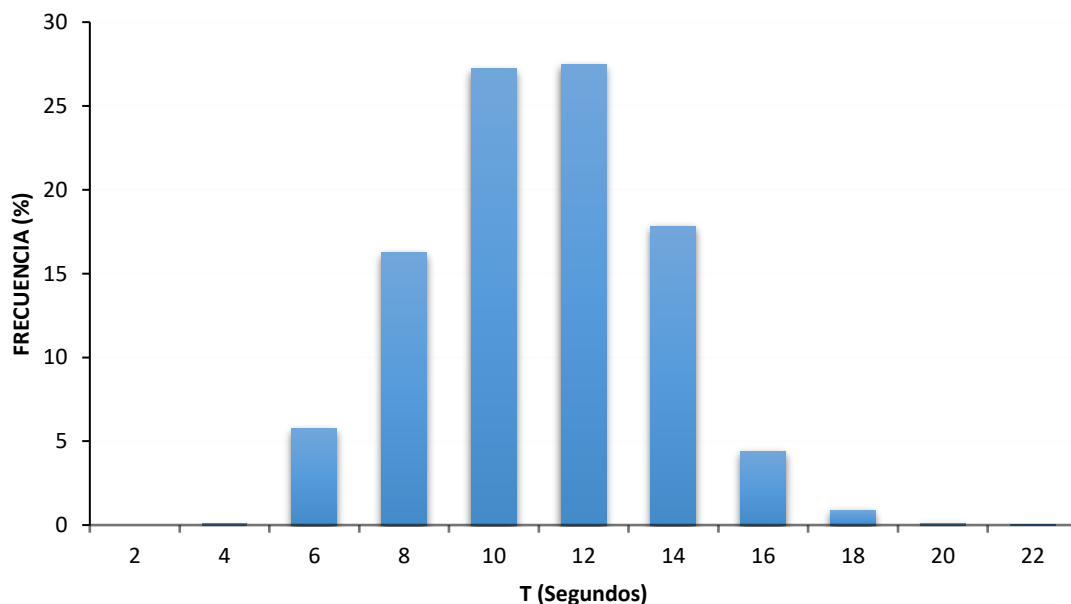


Figura 5 Frecuencia del periodo anual.

Se caracteriza por un clima oceánico Atlántico, con unas precipitaciones diarias que rondan unos máximos de 173,8mm, por lo que, en el Atlas Climático de Galicia, (Pérez-Alberti y Martínez-Cortizas, 1999) consideran que se trata de unos de los climas más lluviosos de Europa Occidental. La precipitación en Galicia tiene un reparto anual, es decir, no tiene meses de sequía y las lluvias no se concentran en solamente unos meses al año, sino que encontramos una repartición equilibrada de las mismas a lo largo del año

con un 13% de las precipitaciones en verano, un 24% en la estación de primavera, un 28% en invierno y por último un 35% correspondiente a la precipitación de otoño.

Las temperaturas se encuentran influenciadas por la localización espacial, dada la vinculación con los parámetros altitudinales. La media anual en la Comunidad Autónoma de Galicia se sitúa en torno a los 13,3°C, con medias estacionales sería de 8,5°C en invierno, 15°C en primavera, 19°C en el verano y 11°C en otoño. La zona del área de estudio se encuentra en la costa, por lo que las temperaturas tienden a ser más templadas por la influencia del mar, por lo que a lo largo de las estaciones el contraste térmico es menor y las medias térmicas son más elevadas (Pérez-Alberti y Martínez-Cortizas, 1999).

Litológicamente el sistema se emplaza en el Complejo de Cabo Ortegal sobre un substrato dominado por rocas metabásicas en facies granulíticas al este y neises de dos micas del Precámbrico y Cámbrico (IGME, 2002) (Figura 6).

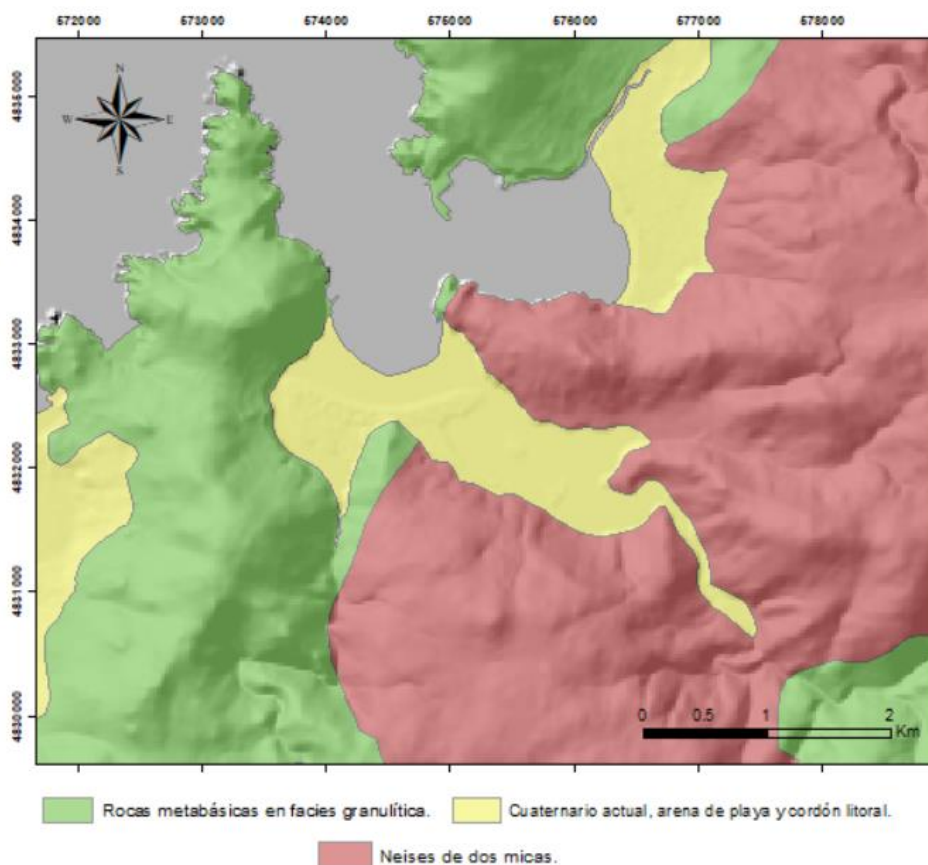


Figura 6 Mapa geológico. Fuente: Díaz, et al (2020).

Se trata de un sistema de doble flecha, que cierra dos complejos estuarinos. La playa presenta una planta cóncava con 1,5km de longitud. Tras la playa se localiza un sistema dunar que alcanza su mayor extensión en el sector occidental, donde abarca hasta 300m.

El estuario oriental corresponde a la desembocadura del río Mestas, cuya cuenca hidrográfica alcanza los 29,98 km (Figura 7) y por un curso fluvial de menor entidad al NE, el río de Guimil.

El estuario occidental, estrecho y de dimensiones mucho más reducidas se sitúa en la desembocadura del río Forcadas, cuya cuenca ocupa 59,4 km² y cuyo caudal se encuentra directamente influenciado por el embalse das Forcadas (Figura 7).

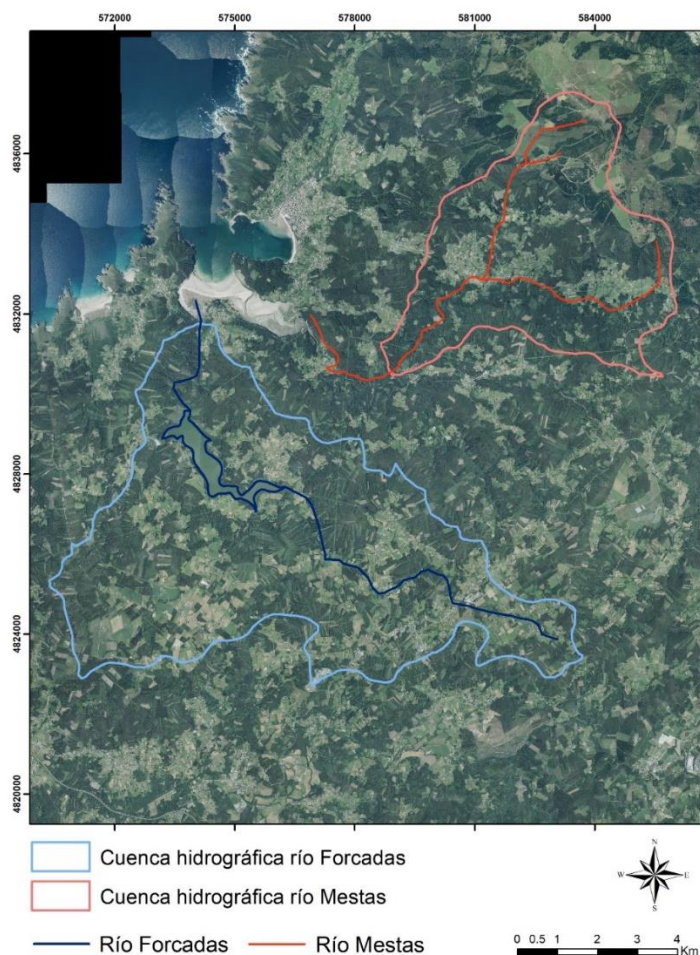


Figura 7 Cuencas hidrográficas que desembocan en el complejo de Villarrube.

Desde una perspectiva demográfica, el padrón municipal de habitantes del Instituto Nacional de Estadística señala que el municipio de Valdoviño, al que pertenece el área de estudio, ha mantenido una población más o menos estable en los últimos años (2000-2020). Actualmente tiene 6.542 habitantes, con un rango mayoritario de edad entre los 16 y 64 años, seguido por los mayores de 64 (INE). Las densidades de población se sitúan entre 77 y 74 habitantes por quilómetro cuadrado (IET).

Esta población ha dedicado diferentes usos al suelo a lo largo de los años, en 2005 según datos recogidos de la Consellería de Medio Ambiente. Territorio e infraestructuras del Instituto Geográfico Nacional, un 61,9% de la superficie del término municipal estaba dedicada a explotaciones agroforestales, y un 18,8% a la biogénesis, definida como “los usos del suelo de dinámica natural y se refiere, por ejemplo, a la vegetación costera, a los bosques autóctonos, de ribera, mixtos o de recolonización, a otras formaciones de carácter húmedo y a los matorrales”. Un 9,4% del suelo es dedicado a “construido”, es decir, de carácter antrópico (suelo urbanizado y edificado). Por último, en porcentajes más reducidos encontramos usos artificiales (tales como canteras o masas de agua artificiales), intermareal y geoformas (definido por el IGE como “Unidad simple y característica del terreno que forma parte de la superficie terrestre” (<https://www.ige.eu/>)).

En el año 2011, en el Plan de Ordenación del Litoral de Galicia (POL), se estimó que la superficie agroforestal se había reducido hasta el 59%, situándose en segundo lugar la biogénesis, que también se vio reducida, y en tercer lugar, un aumento significativo de las geoformas del 5 al 11,5%, a continuación, construido con un 10,9%, y por último intermareal, cultural y artificial con porcentajes muy reducidos.

En 2020 la distribución de usos y coberturas en Valdoviño según la Consellería de Medio Rural se divide en superficie forestal, que ocupa la mayor parte de la superficie con 5.556 hectáreas, seguido por la superficie de cultivo y prado, 1.921 hectáreas (que se ha ido reduciendo desde 2006 hasta la actualidad) y por último otras superficies, que han ido en aumento progresivo pero leve.

La superficie de explotaciones agrícolas ha ido en descenso progresivo, desde 1989 donde había 4.147 hectáreas, que se redujo hasta 2.572 en 1999 y por último 1.296

en 2009. En todos estos años la superficie que tuvo siempre más hectáreas ha sido la de especies arbóreas y forestales, seguido de cerca por las tierras para pastos permanentes. En tercer lugar otras tierras no forestales y por último tierras labradas.

4. Material y métodos

Para elaborar la cartografía empleada en este trabajo, se han utilizado distintas imágenes aéreas entre los años 1956 y 2017, así como las nubes de puntos LiDAR correspondientes a los años 2010 y 2015 (Tabla 1).

Tipo	Año	Resolución	Formato
PNOA vuelo Americano (serie B) ⁽¹⁾	1956/57	1 m	<i>Raster</i>
Fotograma vuelo interministerial ⁽¹⁾	1986	0,30 m	<i>Raster</i>
PNOA histórico ⁽²⁾	2005, 2008	0,25 m	<i>Raster</i>
PNOA actual ⁽²⁾	2010, 2014, 2017	0,25 m	<i>Raster</i>
LiDAR ⁽²⁾	2010, 2015	0,5 pulsos m ²	<i>LAS</i>

Tabla 1 Fuentes empleadas para la cartografía. (1) © Instituto Geográfico Nacional; (2) PNOA © Instituto Geográfico Nacional.

A fin de elaborar un Modelo Digital del Terreno (MDT) de alta resolución, se utilizó información LiDAR (Tabla 1) con una resolución nominal de 0,5 pulsos/m². Los archivos *.LAZ se descomprimieron mediante el software de *Lastools* y se procesaron en ArcMAP. Se creó un *dataset* y se filtró la nube de puntos utilizando solamente los puntos clasificados como *ground* (código 2). La nube de puntos se pasó directamente a un ráster con 0,5m de tamaño de píxel mediante la herramienta *LasDataset to raster*, estableciendo una interpolación del vecino más próximo para los espacios sin puntos.

En el MDT obtenido para el año 2015 se observó un problema de continuidad en el modelo, dado que las pasadas del vuelo fueron realizadas en diferentes fechas, por lo que hay un corte en el modelo sin solución posible y que dificulta la comparación y análisis en el sector interno del sector intermareal oriental.

El MDT del año 2010 con una resolución de 0,5m fue empleado para la realización de los modelos de inundación, para lo cuales se obtuvieron las cotas de pleamar del mareógrafo de A Coruña, que se encuentra a 2,405m por encima del NMMA (Nivel Medio del Mar en Alicante). Se recogieron los datos de la pleamar viva observada media y la pleamar muerta media observada, a los que se les restaron esos 2,405m de diferencia, con lo que quedó un nivel de 2,085m en la pleamar viva observada media y 0,965m en la pleamar muerta media observada. A continuación, mediante el programa ArcMAP se

reclasificó el MDE en dos clases, una inferior a la pleamar y otro superior. Este archivo se transformó a vectorial para a continuación obtener un polígono con el nivel de inundación del complejo con las mareas mencionadas anteriormente.

Para el análisis de la evolución del frente dunar y el canal intermareal, se analizaron y cartografiaron las unidades a partir de las ortofotografías PNOA (Tabla 1). Ésta cartografía se realizó mediante el software ArcMap. Para la cartografía del canal intermareal no pudo emplearse la ortofoto correspondiente al año 2017, dado que la marea alta impedía una correcta visualización de los canales de drenaje.

Para proporcionar una mayor resolución temporal, se georreferenciaron los fotogramas del vuelo interministerial (Tabla 1) correspondiente al año 1986 para el área de estudio. Para la georreferenciación se emplearon un mínimo de siete puntos de control con un error residual de un máximo de 2,78 metros, un mínimo de 0,95 metros y un error medio de aproximadamente 1,89 metros.

Para la realización de la cartografía correspondiente al canal intermareal del río Mestas, se empleó la clasificación de Flor (2005) con la cual, a partir de polígonos, se cartografiaron las diferentes unidades del estuario y los canales del sistema.

Esta cartografía a continuación fue empleada para calcular la superficie que ocupa en el estuario cada una de las formaciones y el porcentaje en relación al total. Se empleó el *software* ArcGIS para mediante la herramienta *dissolve* unificar los polígonos y calcular su área y porcentaje de superficie ocupada.

Tras cartografiar el frente dunar, se analizó su evolución mediante la extensión *Digital Shoreline Anayisis System (DSAS)* (Himmelstoss, *el al*, 2018; Thieler *et al*, 2005) en ArcMAP, mediante la cual se crearon transectos desde una línea base hasta las líneas del frente dunar cada 50 m. En este caso se analizó el avance y retroceso del frente dunar entre cada fecha disponible, es decir, los periodos 1956-1986, 1986-2005, 2005-2008, 2008-2010, 2010-2014, 2014-2017.

Con el objetivo de caracterizar sedimentológicamente el área de estudio, se llevaron a cabo dos muestreos en el complejo de la playa-duna en los meses de marzo y octubre del año 2020, durante la hora de bajamar. Se tomaron muestras a lo largo de 11

perfiles repartidos por el sistema de la playa y los canales intermareales. De cada uno de los perfiles se tomaron 4 muestras, exceptuando el perfil 11 del que se tomaron 5, obteniéndose un total de 45 muestras para analizar en el laboratorio (Figura 8). Para garantizar el reposicionamiento en cada muestreo las muestras se posicionaron mediante la aplicación QGis Field en un teléfono móvil.

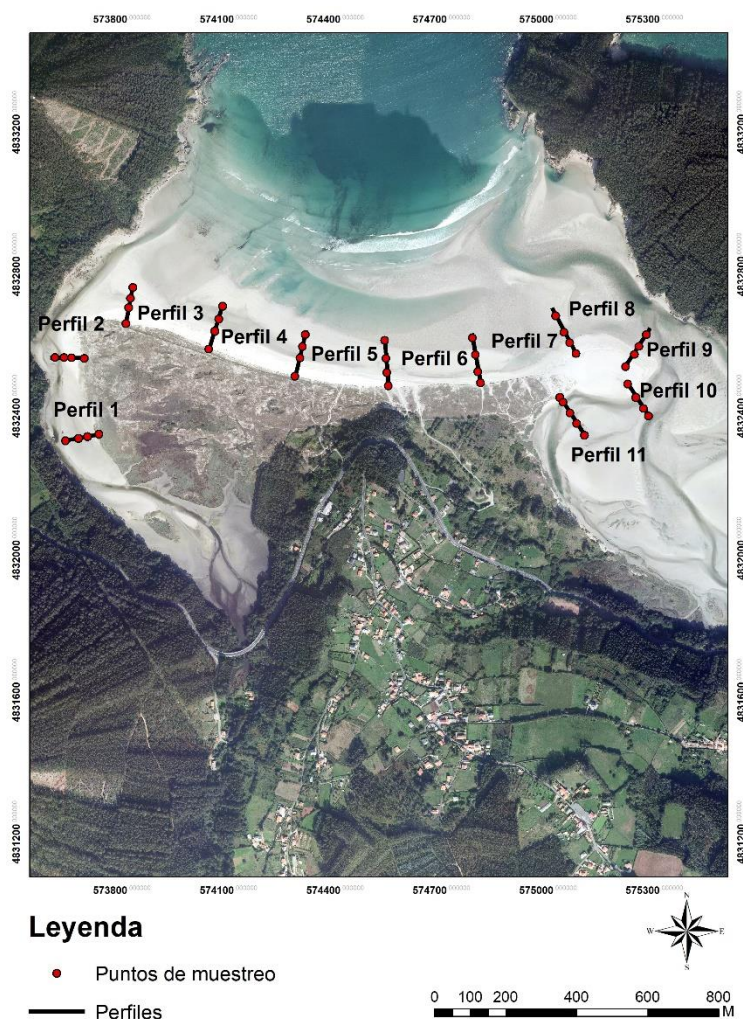


Figura 8 Perfiles y puntos de muestreo marzo 2020.

En primer lugar, las muestras fueron secadas al aire, tras lo cual se pesaron 80 gramos de cada una en una balanza analítica. Con esos 80 gramos, se realizó un tamizado en seco utilizando una columna de tamices con aperturas de 2 mm, 1 mm, 0.5 mm, 0.4 mm, 0.25 mm, 0.125 mm y 0,063 mm en una tamizadora.

Algunas de estas muestras recogidas en la parte oriental (P11-2) presentaban abundantes agregados, por lo que fueron extraídos 29,216 gramos, a los que se les añadió 30ml de dispersante Calgon y se dejó toda la noche en un agitador rotativo. A continuación, se lavó la muestra con un tamiz de 0,063mm, lo que eliminó la fracción inferior. La fracción arenas se secó en una estufa de aire forzado y se pesó para determinar la cantidad de material menor a 0,063mm que contenía la muestra. Por último, se tamiza como se indicó anteriormente.

El siguiente proceso se realizó para conocer el contenido en material biogénico de cada muestra a través de una determinación de carbonatos mediante disolución. Para ello se pesan 25 gramos de cada muestra que se colocan en capsulas de porcelana, a las cuales se les añade HCl (ácido clorhídrico) diluido al 10%. Con el fin de reducir la reacción y acelerar el proceso evitando la saturación del ácido, se extrajeron previamente las partículas de material biogénico de tamaño más grande. Una vez añadido el HCl, se produce una reacción de efervescencia, que nos indica que se está eliminando material biogénico. La elevada cantidad de material biogénico en buena parte de las muestras obligó a repetir el ataque al saturarse la disolución.

Una vez eliminado todo el material biogénico, se procede al lavado de la muestra, que se realiza con unos embudos, probetas graduadas, frascos lavadores con agua destilada y papel de filtro. La muestra se coloca sobre papel de filtro con tamaño de poro de 20-25 μ y se lava con agua destilada repetidas veces hasta que, con el papel de indicador de pH, se compruebe que ya no contiene ácido y poder proceder al secado de la muestra.

Para secar la muestra, la colocaremos de nuevo en una cápsula de porcelana tras sacarla del papel de filtro, y la meteremos en la estufa de aire forzado hasta que la muestra esté totalmente seca. Una vez seca, procedemos de nuevo a su pesado con la balanza analítica para determinar la cantidad de material biogénico que contenía la muestra.

Por último, la granulometría se realizó analizando 50 granos de cada muestra, y observándolos en una lupa binocular para determinar su forma, color el mineral del que

se trataba, para ello analizamos únicamente las muestras superiores, la 1 de todos los perfiles, y las inferiores, es decir, la 4 de todos los perfiles.

En cuanto a la hidrología, se realizó el cálculo del caudal mediante el método racional (Sánchez San Román, 2004), para el cual debemos tener en cuenta 4 variables. En primer lugar, el área de la cuenca del río Mestas. Para obtener este valor precisamos la cuenca hidrográfica, que conseguiremos a partir del MDT calculando la red de drenaje mediante la dirección de flujo y su acumulación, a continuación, se marca el punto donde finaliza la cuenca y se realiza un *watershed* para delimitar la cuenca de drenaje, una vez exportado a formato vectorial podemos obtener el área de la cuenca. En segundo lugar, la intensidad de las precipitaciones, que obtendremos con las medias diarias desde el año 1956 y el 30 de septiembre de 2020. Para obtener esta serie completa de años de precipitaciones, se utilizaron 4 estaciones meteorológicas, As Pontes desde el 13 de octubre de 1956 hasta el 31 de agosto de 1975, Cedeira desde el 1 de septiembre de 1975 hasta el 31 de octubre de 1984, Capelada desde el 1 de noviembre de 1984 hasta el 31 de diciembre de 2005 (García-García, J.H. *etal*, 2019) y por último Faladoira desde el 1 de enero de 2006 hasta el 30 de septiembre de 2020, de estos datos se extrajo el máximo de cada año y se realizó una media para obtener la media anual diaria. En tercer lugar, se precisa el coeficiente unificador y por último el coeficiente de escorrentía.

El cálculo del coeficiente de escorrentía se realizó a partir de 3 variables, el tipo de suelo, a través del trabajo de Ferrer (2004), las pendientes, calculadas en ArcMAP a partir del Modelo Digital del Terreno (MDT), y por último los usos del suelo, que se obtuvieron del *Corine Land Cover* proporcionado por el centro de descargar del IGN excepto los correspondientes al año 1956 que fue elaborado personalmente tomando como base el PNOA del vuelo americano de 1956, a una escala 1:10000.

5. Resultados

Los modelos de inundación mareal generados a partir del MDT creado con los datos LiDAR (Figura 9), permiten identificar las zonas inundadas durante las pleamares muertas y las pleamares vivas. Durante las pleamares vivas la marea llega a inundar casi todo el estuario en su totalidad, por lo que se generarán mayores velocidades al bajar la marea debido al mayor volumen de agua que debe evacuarse durante la vaciante. Podemos ver cómo en el modelo de pleamar viva, el agua llega a cubrir las zonas de llanuras fangosas y marismas del estuario interno, mientras que, en la pleamar muerta, las zonas a las que llega la inundación son en su mayor parte los canales, tanto el principal como los secundarios.

La energía de las corrientes de descarga mareal es máxima durante la vaciante, condicionada tanto por el volumen de agua como por la frecuencia de inundación. En pleamar viva el volumen de agua es máximo, lo que implica velocidades de descarga mareal muy altas que se aceleran hacia el estuario externo, donde se concentra la máxima energía. Por el contrario, en pleamar muerta la zona inundada se restringe prácticamente a los canales y sus flancos, y con un volumen de agua a evacuar mucho menor, reduciéndose las velocidades de corriente.

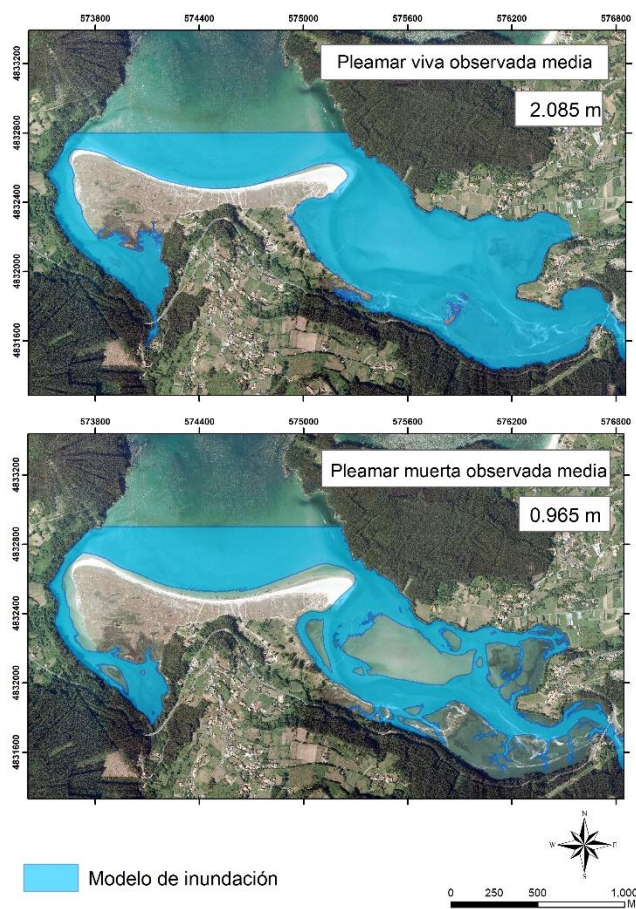


Figura 9 modelos de inundación creador a partir del MDE 2010.

La cartografía y cálculo de las unidades sedimentarias del estuario, permite analizar su evolución entre 1956 y 2014. La bahía arenosa aumenta su superficie entre los años 1956 y 2005 en casi un 10%, manteniéndose estable hasta 2010 cuando experimenta una regresión para aumentar nuevamente en 2014. La llanura fangosa se mantiene relativamente estable entre un 35 y un 40% de la superficie total del estuario, siendo los cambios más significativos el descenso de superficie de casi un 5% entre 1986 y 2005 y entre 2010 y 2014.

La superficie de la marisma registra una gran caída entre 1956 y 1986 de aproximadamente un 8%, y se mantiene estable hasta 2014, cuando experimenta un aumento muy significativo de casi un 5%, en el que casi alcanza el 15% de la superficie del estuario (Figura 10).

Los canales del estuario, tanto el principal como los secundarios, no presentan apenas variaciones en su superficie, pero si en su posición dentro del estuario. Entre 1956 y 1986 el canal principal del estuario interno se encontraba desplazado al norte con respecto a su posición actual. Pero hasta 2005 se desplaza progresivamente hacia el sur, reduciendo la superficie de marismas, manteniéndose prácticamente desde entonces e la misma posición. En el estuario externo, correspondiente a las bahías arenosas, el canal principal presenta una gran movilidad entre 1956 y 2005. Entre 2005 y 2014 el canal mantiene su movilidad, pero con una magnitud más limitada (Figura 11).

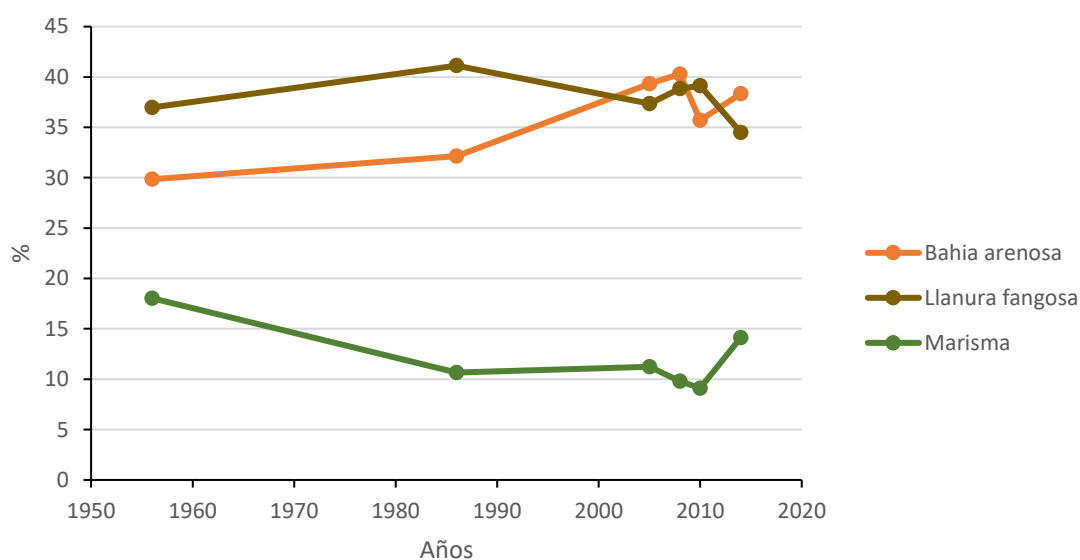


Figura 10 Evolución de la superficie ocupada por las unidades del estuario entre 1956-2014.

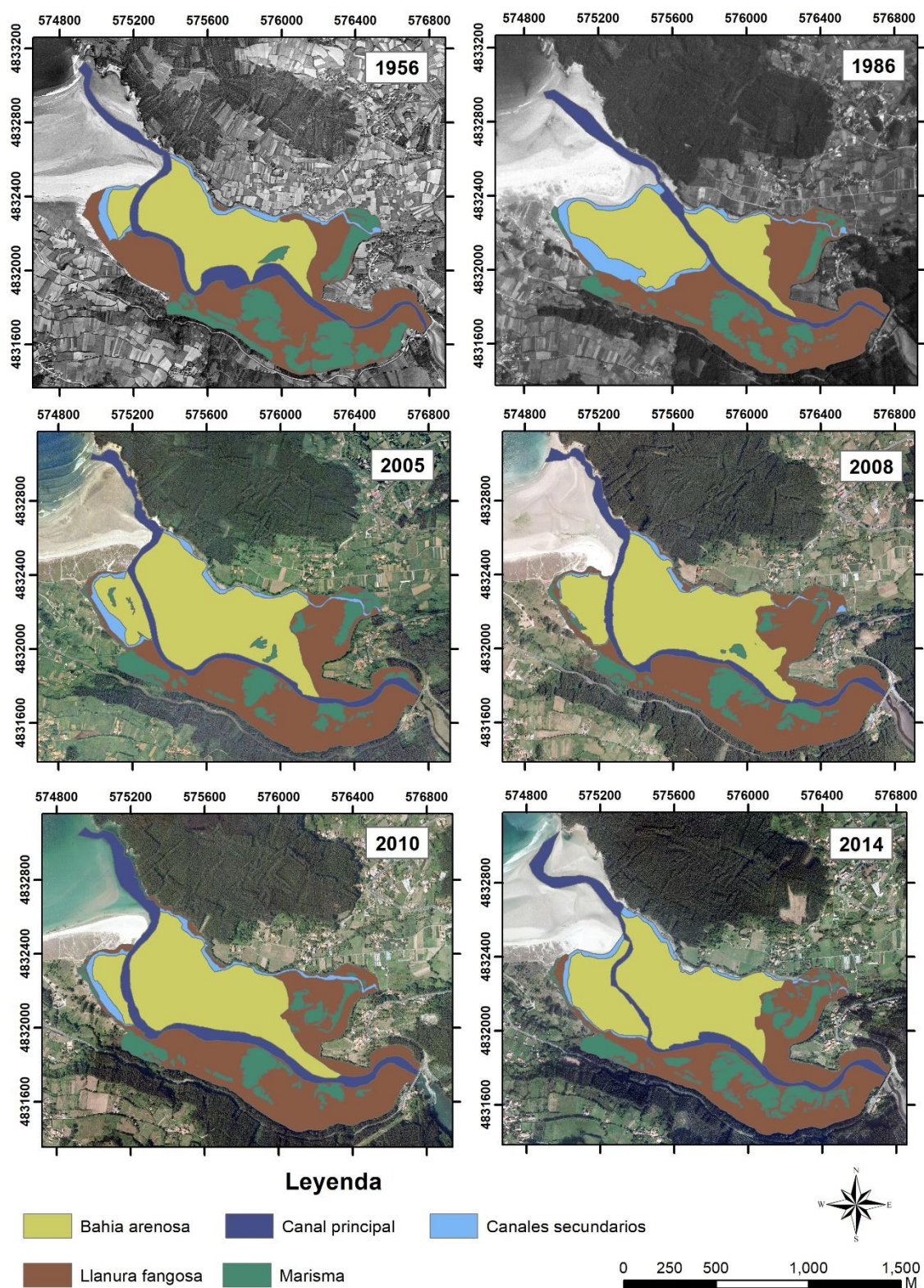


Figura 11 Cartografía estuario 1956-2014 (de izquierda a derecha 1956, 1986, 2005, 2008, 2010 y 2014).

Las variaciones de la superficie de las unidades sedimentarias pueden relacionarse entre sí, y con el comportamiento de los canales de desagüe mareal. El canal principal se estabiliza en torno al año 2005, en su parte interna, y solamente la zona exterior es la que sigue teniendo un elevado dinamismo manteniendo dos secciones en la bahía arenosa.

Si comparamos la evolución de las dos unidades del estuario interno, la superficie de marismas y llanuras fangosas, se puede observar una correlación muy clara, pues entre el año 2005 y 2010, se aprecia una reducción de la superficie de la marisma a favor de las llanuras fangosas, y cómo después en 2014 la situación se torna al contrario, aumentando la superficie la marisma (Figura 12).

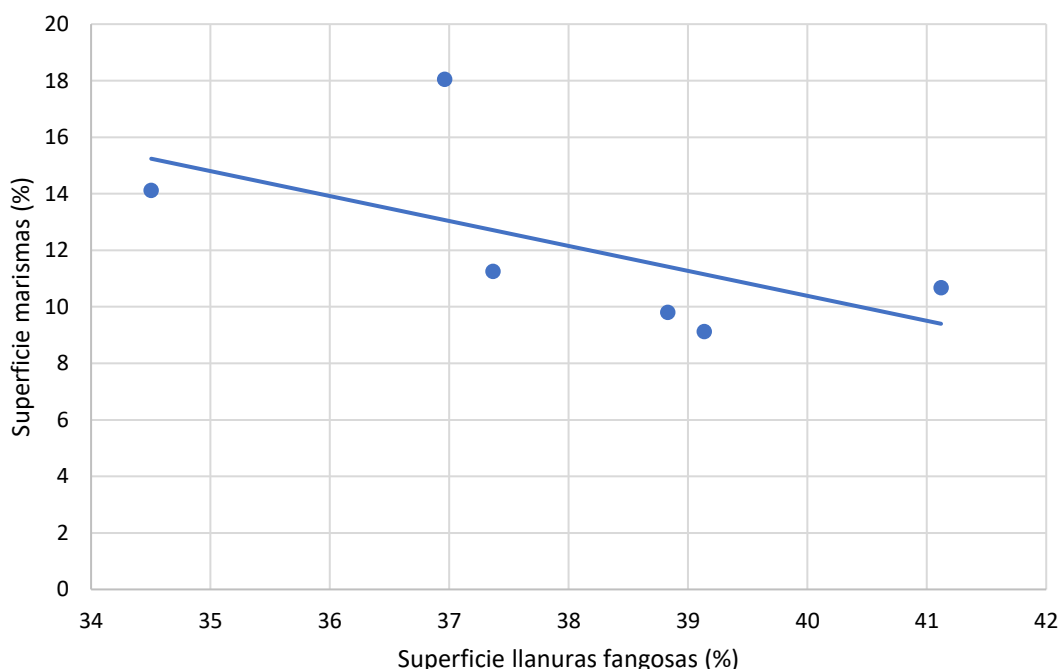


Figura 12 Correlación marisma/llanuras fangosas.

El análisis del sistema de doble flecha que constituye el cierre del estuario, en especial del frente dunar, ha permitido identificar las fases de progradación y retroceso entre 1956 y 2017. En 1956 el frente dunar se encontraba en una posición mucho más retrasada hacia tierra, con una superficie dunar mucho menor que la actual. Hasta 1986 se registra una gran progresión del perfil (Figuras 13 y 14), sobre todo en el sector oeste donde vemos una gran progresión de las dunas sobre la flecha, con tasas entre 4,63 y 10,06 m/año presentando además una importante fitoestabilización. También se puede

apreciar una evolución significativa de la flecha este en la que en el fotograma de 1956 no se identifican formas dunares, que sin embargo se pueden observar en la imagen de 1986. La zona con menor variación del sistema es la central, que solamente presenta una progresión media de 2,3 m/año y un máximo de 4,69 m/año.



Figura 13 Posición frente dunar en 1956.



Figura 14 Línea del frente dunar del año 1956 y fotografía de 1986.

Posteriormente, entre los años 1986 y 2005 (Figura 15), se mantiene la progradación del frente dunar, si bien con tasas mucho menores, entre 0,73 y 5,51 m/año. En el sector oeste esta progradación es menos pronunciada que en el sector central que es donde alcanza la máxima progradación con 5,51 m/año y la flecha este, donde la progradación es de hasta 4,25 m/año, observándose además una fitoestabilización muy clara de las dunas.



Figura 15 Línea del frente dunar de 1986 y fotografía de 2005.

Entre los años 2005 y 2008 (Figura 16) se registra un retroceso leve de todo el frente dunar, con un máximo de -15,92 m/año, pero más acusado en los extremos, donde la flecha oeste del Mestas sufre un notable descenso de la superficie vegetada, al igual que en menor medida la zona este donde las tasas de retroceso no superan los -5,4 m/año. La pérdida de superficie fitoestabilizada registrada en el flanco oeste, responde esencialmente a la erosión del frente dunar.



Figura 16 Línea del frente dunar de 2005 y fotografía de 2008.

Entre los años 2008 y 2010 (Figura 17) se mantiene el retroceso del frente dunar en todo el sector con tasas medias de -4,51 m/año y un máximo de -14,16 m/año. A diferencia del periodo anterior, el mayor retroceso se registra en la zona central de la playa, mientras que las flechas de los extremos del sistema son las que en estos años muestran una mayor estabilidad con una fitoestabilización permanente.



Figura 17 Línea del frente dunar del año 2008 y fotografía del 2010.

Entre 2010 y 2014 (Figura 18) volvemos a la tendencia anterior en la que el sector más estable es el central pero que aún así muestra un retroceso medio de $-4,8$ m/año aunque se alcanza un máximo de $-13,1$ m/año. Este retroceso máximo registrados en este periodo pueden tener causa en la apertura de senderos de acceso a la playa. En los extremos de la playa se registran retrocesos medios más elevados, superiores a los 7 m/año en ambas flechas. En la zona este prácticamente desaparece la cobertura vegetal de la flecha en la zona interna.



Figura 18 Línea del frente dunar de 2010 y fotografía 2014.

En 2017 podemos ver que respecto a 2014 (Figura 19) hay una estabilidad aparente del perfil dunar, pero sigue habiendo un retroceso casi general con unas tasas medias de -1,7 m/año y un máximo de -3,94 m/año.



Figura 19 Línea de frente dunar del año 2014 y fotografía 2017.

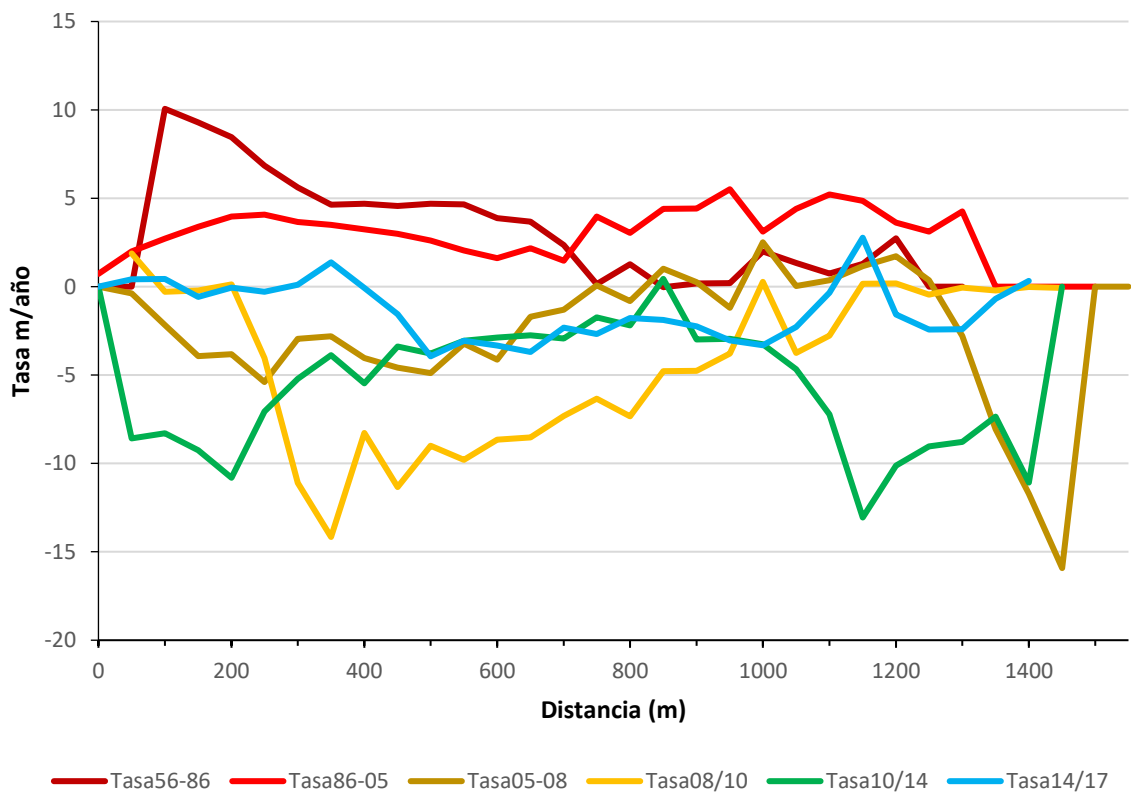


Figura 20 Evolución frente dunar 1956-2017.

El sistema dunar tiene una evolución muy progresiva en los primeros años, sobre todo entre el año 1956 y el 2005 en los que se pasa de no tener apenas una formación dunar fitoestabilizada a la conformación de todo el complejo dunar que a partir de entonces presenta una notable estabilidad. Sin embargo, es también a partir de 2005 cuando se registra un proceso más lento pero continuo de retroceso del frente dunar, mucho más severo en los extremos, mientras que el sector central cuenta con una mayor estabilidad. En las flechas se puede apreciar dos tendencias, en primer lugar la oriental, vinculada al complejo de desembocadura del estuario, en donde el grado de cobertura vegetal registra una gran variabilidad, llegando a desaparecer casi por completo, mientras que en el sector oeste el complejo dunar presenta una mayor estabilidad, en especial en el grado de cobertura vegetal, si bien se registran procesos de retroceso del frente dunar (Figura 20).

El análisis sedimentológico de las muestras de la playa permite clasificarlas como arenas finas bien clasificadas.

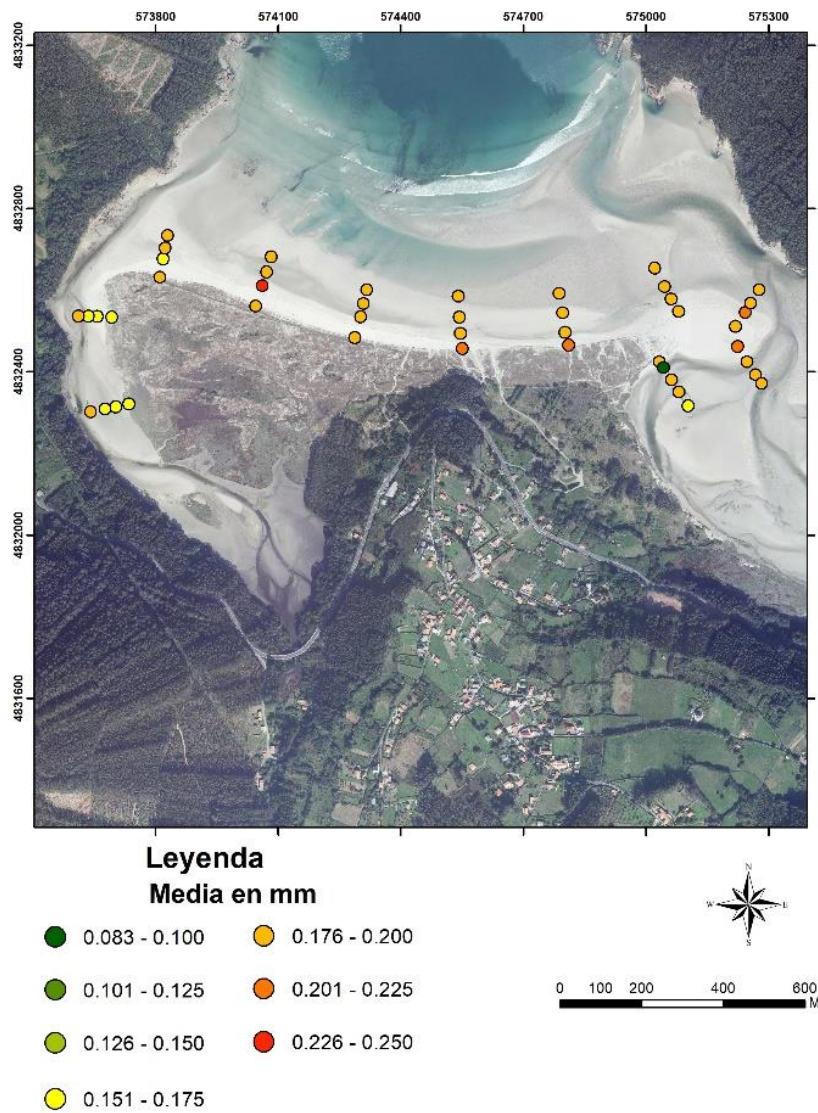


Figura 21 Media en mm del sedimento muestreado en marzo de 2020.

En cuanto al tamaño medio del sedimento analizado (Figura 21), el rango se encuentra entre un tamaño de 0,083 y 0,250mm, en el que la mayoría de las muestras corresponden a tamaños medios de 0,15 y 0,2mm. Se puede observar cómo el complejo presenta un tamaño medio muy uniforme a lo largo y ancho de la playa, pero podemos observar algunas tendencias sutiles. En primer lugar, el tamaño de partícula se reduce a medida que nos acercamos al interior de los canales de desagüe de ambos extremos, siendo ligeramente inferior el tamaño medio del sedimento en el estuario del Forcadas

que en el de Mestas. En segundo lugar, observamos una ligera diferencia de tamaño entre el oeste de la playa, perfiles 3 y 4 y el lado este, perfiles 7 y 8, que se puede deber a la presencia de una barra de arena, que produce una refracción del oleaje dando lugar a una rompiente más retrasada en el lado este de la playa, lo que produce una deposición de sedimentos de menor tamaño. En tercer lugar, se registra una clara línea con partículas de mayor tamaño en las muestras situadas a cotas más elevadas, sobre todo en el punto de muestreo P4-2, que es donde encontramos el tamaño medio más elevado, y esto puede deberse a la presencia de una acumulación de material biogénico en la cota de *run-up*.



Figura 22 Clasificación en mm de las muestras del muestreo de marzo 2020.

De manera similar al tamaño medio, el sedimento de la playa presenta una clasificación muy buena en todas las muestras (Figura 22), con una variación muy pequeña entre 1,3 y 2,5mm. A pesar de esta homogeneidad, el sedimento se encuentra peor clasificado entre los perfiles P3-P5, perfiles en los que además se comprueba una tendencia a una peor clasificación transversal desde el frente dunar hacia el mar.

Las muestras se encuentran mejor clasificadas en el sector este de la playa, donde, como se ha mencionado, el oleaje incide con menor energía por la presencia de la barra de arena. Respecto a las muestras del interior de los estuarios, la clasificación es ligeramente mejor en el de Forcadas, debido a que en el estuario del Mestas el complejo de desembocadura es mucho más energético y activo.

Si observamos a continuación el material biogénico (Figura 23), podemos ver cómo hay una relación muy estrecha con el parámetro de clasificación, dado que, por lo general, las muestras con una peor clasificación son aquellas donde se obtuvo mayor porcentaje de material biogénico. Tras la realización de la eliminación de carbonatos con HCL, el porcentaje encontrado de material biogénico en cada muestra se encuentra entre el 30 y el 60%.

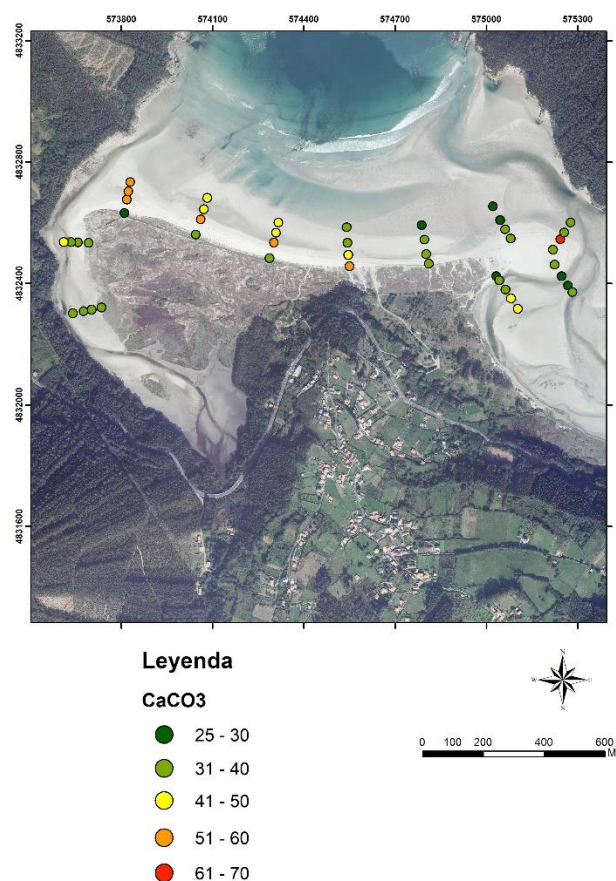


Figura 23 Porcentaje de material biogénico en las muestras recogidas en marzo de 2020.

Encontramos un mayor porcentaje de material biogénico donde las muestras estaban peor clasificadas, principalmente en el sector oeste de la playa, descendiendo el contenido en biogénicos hacia el este. Igualmente, se observa ver muy claramente la línea de conchas que deja la marea entre los perfiles 3 al 6, donde aparece un mayor porcentaje de material biogénico en las muestras 3-2, 4-2, 5-2 y 6-1.

Respecto a la naturaleza del sedimento, siendo mayoritario el cuarzo (entre el 50 y el 70% de las partículas) se puede identificar una ligera tendencia longitudinal, coincidente con los parámetros granulométricos comentados. El contenido en cuarzo y minerales opacos, más densos, disminuye ligeramente hacia el este, aumentando por el contrario el porcentaje de micas (Figura 24). Esta tendencia es mucho más acusada en las muestras situadas en las cotas mareales más bajas, donde sin embargo también encontramos una mayor variabilidad longitudinal (Figura 25).

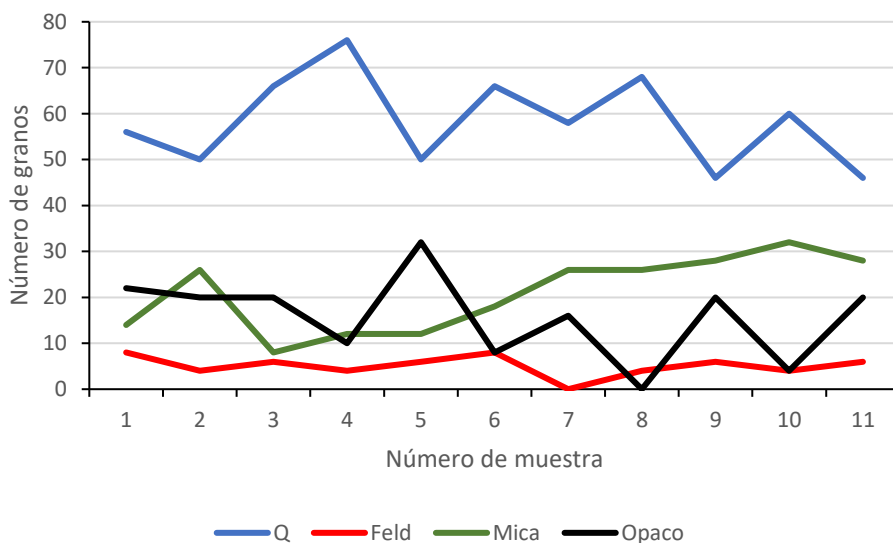


Figura 24 Evolución minerales muestras superiores P1-1 a P11-1.

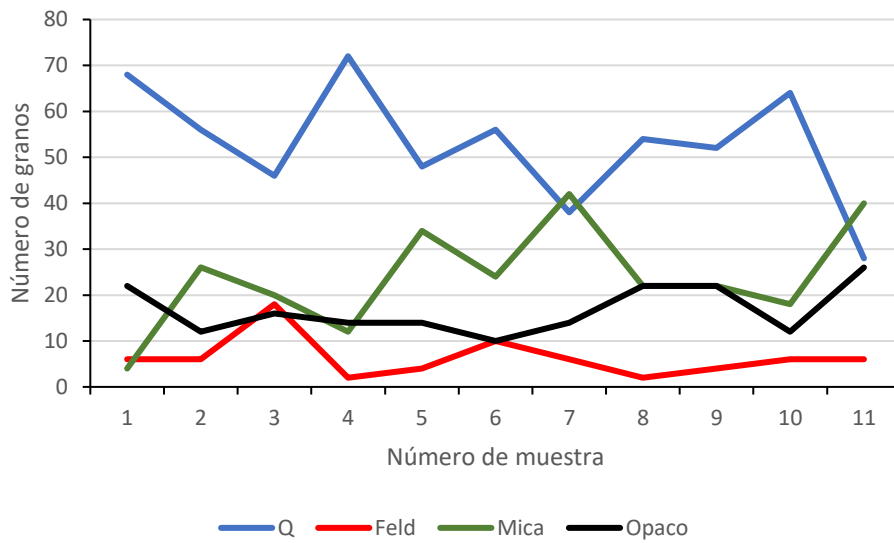


Figura 25 Evolución minerales en las muestras inferiores de P1-4 a P11-4.

Texturalmente, en el sedimento predominan las partículas con formas angulosas (Figura 26), sobre todo en las muestras inferiores (Figura 27), seguido de las partículas redondeadas y siendo las más escasas las esféricas.

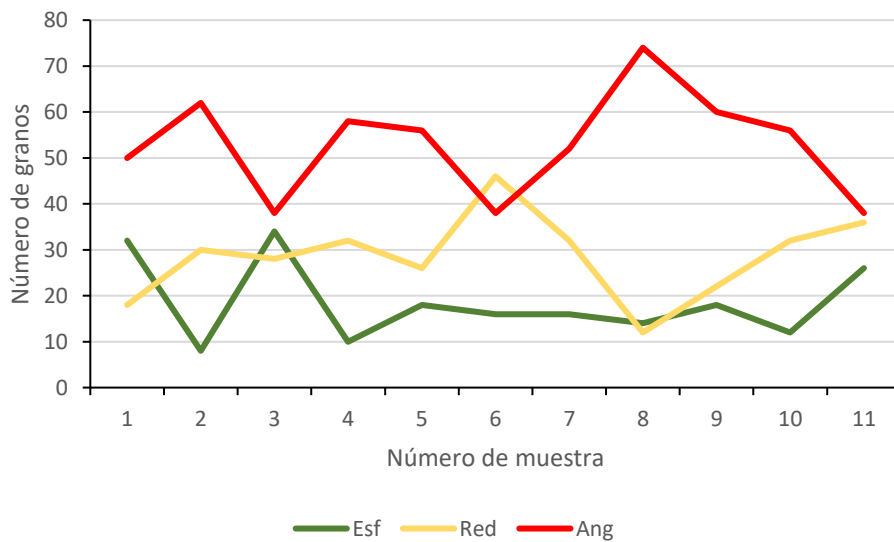


Figura 26 Evolución alteración de los sedimentos muestras superiores de P1-1 a P11-1.

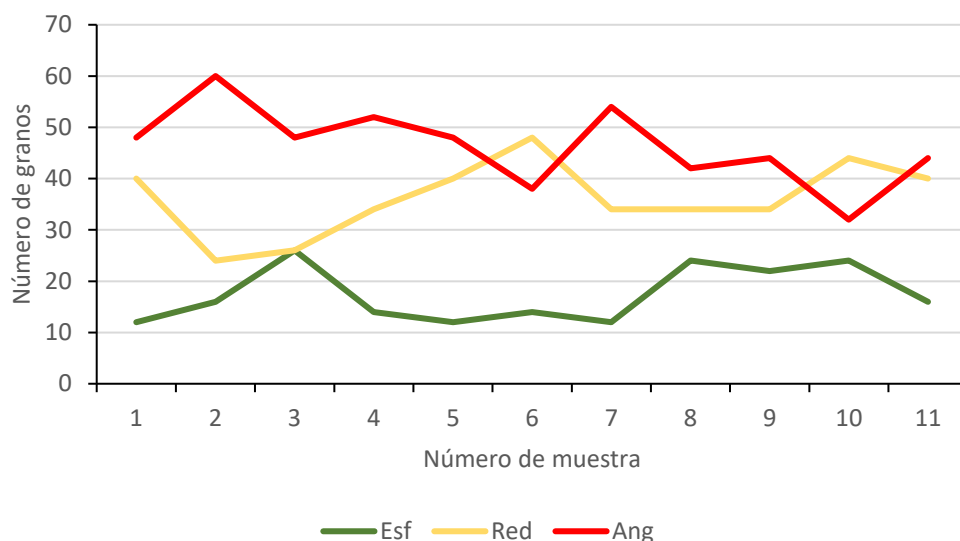


Figura 27 Evolución alteración de los sedimentos muestras superiores de P1-4 a P11-4.

Tras la realización de la cartografía de los usos del suelo del año 1956 y el cálculo del caudal por el método racional, observamos que se produce un descenso importante del caudal entre el año 1956 y los siguientes (Figura 28). Se puede observar un descenso de la escorrentía superficial entre 1956 y el 2018, pues en 1956 nos encontramos una un coeficiente de escorrentía de 0,58, mientras que en el 2018 es de 0,497, lo que implica una mayor retención del agua en el terreno y por lo tanto, una reducción del caudal que llega al río.

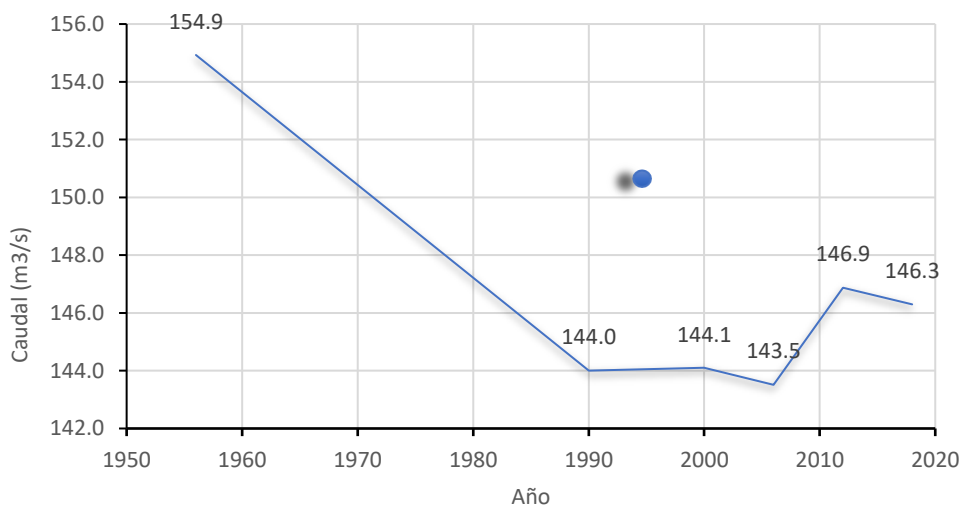


Figura 28 Evolución del caudal entre los años 1956 y 2018.

6. Discusión

A partir de los modelos de inundación mareal (Figura 9), se verifica el gradiente energético en el interior del estuario, siendo las zonas más energéticas las que corresponden a las unidades de los canales y la parte más externa del estuario. Este gradiente energético se traduce en la zonación de las unidades sedimentarias cartografiadas en el estuario, en el que se ha observado una progresiva estabilidad de la zona interna del canal principal mientras que la externa es la que mantiene una mayor movilidad.

La fijación del canal interno del estuario de Mestas a partir del siglo XXI se puede relacionar con el cambio de los usos del suelo en la zona, lo que afecta directamente al caudal del río, que como se ha explicado ha sufrido una reducción sobre todo entre el año 1956 y los años 90. Esta disminución implica una menor velocidad y energía fluvial en el canal interno del estuario lo que favorecería su fijación.

La reducción del caudal del río tiene una relación directa con el coeficiente de escorrentía, lo que implica una mayor retención de las precipitaciones, íntimamente relacionada con los usos del suelo en la zona. Esta relación ya fue comprobada por Regüés *etal* (2017) en su estudio sobre cuál sería el factor más importante para explicar la variabilidad en la infiltración de las cuencas. A partir del análisis de cuatro cuencas en diferentes puntos de España, concluyen que la variante más determinante era los usos del suelo en cualquiera de las cuencas estudiadas, seguido por el tipo de cubierta vegetal, que se demostró que también está muy relacionada con la infiltración, dado que se probó que los valores más bajos de infiltración eran aquellos con cubierta vegetal poco desarrollada, y los valores intermedios aquellos con poblaciones arbóreas y bosques

En la zona de estudio se observa un cambio progresivo en los usos del suelo en los que se produce un incremento en las explotaciones forestales, una de las causas que favorecen la reducción del coeficiente de escorrentía. Esta misma correlación se ha visto en otros trabajos, por ejemplo Belmonte Serrano *et al.* (1999) señalan cómo a medida que los suelos cultivados se abandonan, aumenta el coeficiente de escorrentía y la pérdida de suelo por erosión. Por el contrario, en áreas con importante cobertura vegetal, el coeficiente y tasas de erosión disminuyen. En el trabajo de Lasanta *etal* (2010) sobre la

escorrentía y erosión tras el abandono de tierras de cultivo en el valle de Aísa, se observa cómo en las parcelas con una mayor cobertura vegetal el coeficiente de escorrentía es menor a aquel que se presenta en suelos abandonados, en los que además, la variabilidad de respuesta a la precipitación es más dispersa que en suelos con vegetación. Los suelos con vegetación presentan un porcentaje de escorrentía del 12% en contraste con las otras parcelas abandonadas, que llegaban a alcanzar el 25%. Un razonamiento similar sigue García Ruiz *etal* (2000) en el que compara una cuenca con campos abandonados y presencia de formaciones de matorral con una mayor tendencia a las crecidas que otra cuenca con cubierta forestal, debido a que el coeficiente de escorrentía es superior y que por lo tanto, también tiene un mayor volumen de sedimento en suspensión transportado.

El sistema de doble flecha que cierra el estuario también ha experimentado cambios significativos. Se registra un periodo de progradación del frente dunar en el primer periodo estudiado (1956-1986), con valores máximos de 10,06 m/año, que se mantiene hasta 2005. La tendencia se invierte desde entonces, registrándose una regresión del perfil dunar más acusado en los extremos de las flechas (tasas de hasta -15,92 m/año) y más estable en la parte central de la playa (tasas entre valores positivos de 2,51 y negativos de hasta -11,33 m/año). Un proceso semejante de progradación en la segunda mitad del S.XX se ha registrado en otros sistemas de la costa del NO peninsular (Gomez Rey y Blanco-Chao, 2019; Blanco-Chao y Gomez Rey, 2018), acompañado de una progresiva fitoestabilización del sistema dunar, otro proceso observado en buena parte de las costas europeas (Bailey y Bristow, 2004; Costas y Alejo, 2007; González-Villanueva *etal*, 2013; Provoost *etal*, 2011; Jackson y Cooper, 2011).

Las tasas de erosión y progradación son mucho más elevadas en las flechas, en especial en la oriental. La movilidad de las flechas responde, sobre todo en la oriental, a localizarse en el sector más energético del estuario externo, mientras que, en la occidental, en la que la energía del sistema estuarino es mucho menor, el proceso podría estar más relacionado con otros parámetros como la subida del nivel del mar, el igual que en el sector central.

El tamaño de sedimento es sumamente uniforme en todo el sistema de playa, con muestras que se clasifican como arena fina y bien clasificadas con tamaños entre 0,083 y

0,250 mm, pero la muestra tiende a tener un mayor contenido en carbonatos biogénicos y a una peor clasificación hacia el sector oeste del sistema, siendo ambos parámetros los que evidencian la existencia de un gradiente energético en la playa. Este gradiente puede explicarse por la presencia de una barra y bajos arenosos situados en la zona este, que se forman por la energía de desagüe del canal del estuario del río Mestas.

Si vemos la distribución en la naturaleza del sedimento, de oeste a este se aprecia una disminución de las partículas de cuarzo a la vez que aumentan las micas, lo cual tiene una relación directa con la clasificación. Esto puede deberse a los aportes procedentes del estuario, pues los más finos son evacuados por el canal de desembocadura en el momento del desagüe, donde se alcanzan las velocidades más altas, y aporta las micas al sector oriental del complejo.

7. Conclusiones

Se registra una clara fijación del canal interno del estuario a partir del siglo XXI dada la reducción del caudal del río Mestas en esos años. Al mismo tiempo, esta fijación del canal permite una mayor fijación de la vegetación en el estuario interno, por lo que se puede apreciar un aumento significativo de la superficie ocupada por marismas a costa de las llanuras fangosas, mientras que la zona más externa se ve afectada por la movilidad del canal al continuar siendo la zona más energética debido a las altas velocidades de desagüe cuando se producen mareas vivas.

Esta reducción del caudal que se puede observar a partir de los años 90 se debe al cambio en los usos del suelo en la cuenca del río Mestas, pues esto afecta directamente reduciendo el coeficiente de escorrentía entre 1956 y 2018, favoreciendo una mayor retención de las precipitaciones en el terreno y por lo tanto, reduciendo el caudal del río.

Por otro lado, nos encontramos con un progresivo avance del frente dunar desde 1956 hasta el 2010, pero a partir de este año comenzamos a percibir un retroceso del mismo debido posiblemente al aumento del nivel del mar, que afecta sobre todo a las flechas occidental y oriental del sistema, dado que la zona interna, a pesar de tener también un leve retroceso, éste es mucho menos acusado que en los extremos. Estas flechas a su vez presentan comportamientos diferentes. En la flecha oriental el movimiento está más vinculado al descargue energético producido por el canal del estuario, más que al oleaje, pues cerca de la orilla hay una barra arenosa que atenúa la incidencia del oleaje mientras que en la occidental la propagación del oleaje implica una mayor energía en la rompiente. Mientras que en la flecha occidental se registra un retroceso sostenido, la flecha oriental mantiene una alta movilidad influenciada esencialmente por la dinámica del canal de desagüe del estuario, incluyendo la desaparición de la cobertura vegetal en las dunas.

8. Bibliografía

- Allen, G. P. (1991). Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems. En: D.G Smith, G.E Reinson, B.A. Zaitlin y R.A. Rahmani, Eds *Clastic Tidal Sedimentology*. Can. Soc. Petrol Geol Mem, 15: 29-40.
- Antonio Martínez Cortizas, Augusto Pérez Alberti (coord.). (1999). *Atlas climático de Galicia*. Xunta de Galicia. Santiago. 207 p.
- Bailey, S. D y Bristow, C.S. (2004) Migration of parabolic dunes at Aberffraw, Anglesey, North Wales. *Geomorphology*, 59: 165-174.
- Belmonte Serrato, Francisco; Romero Díaz, María Asunción; López Bermúdez, Francisco. (1999) Efectos sobre la cubierta vegetal, la escorrentía y la erosión del suelo, de la alternancia cultivo-abandono en parcelas experimentales” *Investigaciones Geográficas*, 22: 95-107
- Belzer, W. Erlenkeuser, H. Hartman, M. Müller, P. J y Pullehne, F. (1987). Diagenesis and exchange process at the benthic boundary. En: J. Rumohr. E. Walger y B. Zeitzschel. Eds *Seawater-Sediment Interactions in Coastal Waters Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*, 13: 111-161.
- Blanco Chao, R., y Gómez Rey, G. (2018). Progradacion y rotación de un Sistema playa-duna: playa de río Sieira, ría de Muros, Galicia. En R. Blanco Chao; F. Castillo Rodriguez, M. Costa Casais, J.H. Garcia-Garcia y M. Valcarcel Diaz (Eds) *Xeomorfoloxía e paisaxes xeográficas, catro décadas de investigación e ensino: homenaxe a Augusto Pérez Alberti*. Universidade de Santiago de Compostela. Santiago. 570 p.
- Blott, S J, Pye, K, (2001) GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26: 1237-1248.
- Costas, S. Alejo, I. (2007). Local and global influences on the evolution of a transgressive sand barrier: Cies Barrier, Northwest Spain. *Journal of Coastal Research*, 50: 1121-1125.
- Dalrymple, R.W. Zaitlin, B.A. y Boyd, R. (1992) Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sed. Petrol*, 62: 1130-1146.

Del Rio, L, García FJ, Benavente J (2013) Shoreline change patterns in sandy coasts. A case study in SW Spain. *Geomorphology* 196: 252-266.

Díez Montes, A., González Menéndez, L., Martínez Catalán, J.R. y Gallastegui, G. (año 2020) Mapa Geológico Digital continuo E. 1:50.000, Zona Galicia Trás-os-Montes (Zona -1200). in *GEODE*. Mapa Geológico Digital continuo de España. Disponible en: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?Id=Z1200>.

E.A., Henderson, R.E., Kratzmann, M.G., and Farris, A.S., 2018, Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 5.0 user guide: U.S. *Geological survey Open-File Report* 2018-1179: 110 p.

Fairbridge, R. H. (1980). The estuary: its definition and geodynamic cycle. En: E. Olausson e I Cato. *Eds Chemistry and Biochemistry of Estuaries*. Pp. 1-6.

Ferrer-Julà, M. (2004). Análisis de nuevas fuentes de datos para la estimación del parámetro número de curva: perfiles de suelos y teledetección. Editado por el *CEDEX* 2003, 346 p.

Flor Rodríguez, G.S. (2005) *Geología marina*. Universidad de Oviedo. 561 p.

Folk, R.L. and Ward, W.C. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.

García-García, J.H., Muños-Narciso, E., Trenhaile, A.S., Pérez-Alberti, A. (2019). Remote sensing monitoring of a coastal-valley earthflow in northwestern Galicia, Spain. *Catena*, 178: 276-287.

García-Ordiales, E. Stefano Covelli. Manuel Rico, J. Nieves Roqueñí. Giorgio Fontolan. Flor-Blanco, G. Pablo Cienfuegos and Jorge Loredó. (2018). Occurrence and speciation of arsenic and mercury in estuarine sediments affected by mining activities (Asturias, northern Spain) *Chemosphere*, 198: 281-289.

García Ruiz, J.M. Martí Bono, C. Arnáez Vadillo, J. Beguería Portugués, S. Lorente Grima, A. y Seeger, M. (2000) Las cuencas experimentales de Arnás y San Salvador en el pirineo central español: Escorrentía y transporte de sedimento. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 26: 23-40.

- González-Villanueva, R., Costas, S., Pérez-Arlucea, M., Jerez, S., Trigo, R.M. (2013) Impacto f atmospheric circulation petterns on coastal dune dynamics, NW Spain. *Geomorphology*, 185: 96-109.
- Gómez-Rey, G. y Blanco Chao, R. (2019) Progradación de sistemas dunares de la costa Atlántica de la Península Ibérica. En R. Durán, L. Guillén y G. Simarro (Eds) X Jornadas de Geomorfología Litoral. Libro de ponencias. *Castelldefels*, 4- 6 septiembre 2019. 292 p.
- Hansen. D.V y Rattay, M. (1966). New dimensión in estuary classification. *Limnol. oceanog.*, 11: 319-326.
- Hayes, M. O. (1975). Morphology of sand accumulation in estuaries: An introduction tosymposium. In L. E. Cronin (Ed.), Estuarine Research, II, *Geology and Engineering*,3–22 (Academic Press, Inc.).
- Himmelstoss, E.A., Henderson, R.E., Kratzmann, M.G. y Farris, A.S. 2018. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 5.0 user guide: U.S. *Geological Survey Open-File Report* 2018–1179, 110 p.
- IGME (2002) Mapa Geológico y Memoria de la Hoja nº180 (Banasque). Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª Serie). Madrid. *IGME*, 78pp.
- Jackson, D.W.T., Cooper, J.A.G. (2011) Coastal dune fields in Ireland: rapid regional response to climatic change. *Journal of Coastal Research*, 64: 293-297.
- Lasanta, T. Nadal-Romero, E. Serrano-Muela, P. Vicente-Serrano, S.M. y García-Ruiz J.M (2010) Escorrentía y erosión tras el abandono de tierras de cultivo en montaña: resultados de la estación experimental “Valle de Aísa” Pirineos. *Revista de Ecología de Montaña*. Vol. 165, 115-133.
- Pagán JI, López I, Aragonés L, García-Barba J (2017) The effects of the anthropic actions on the sandy beaches of Guardamar del Segura, Spain. *Sci. Total Environ.* 601-602:1364-1377.

Provoost, S., Jones, M.L.M and Edmondson, S.E. (2011) Changes in landscape and vegetation of coastal dunes in northwest Europe: a review. *Journal of Coastal Conservation*, 15: 207-226.

Pritchard, D.W. (1955) Estuarine circulation patters. *Proc. Am. Soc. Civil Eng.*, 81. 717/1-717/11.

Pritchard, D.W. (1967) What is an estuary? Physical point of view. En: *Estuaries* G H Lauff. Ed. *Am. Assoc. Adv. Sci. Pub.*, 83: 3-5.

Regüles, D. Badía, D. Echevarría, M.T. Gispert, M. Lana-Renault, N. León, J. Nadal-Romero, E. Pardini, G. Serrano-Muela, P. (2017) Analysing the effect of land use and vegetation cover on soil infiltration in three constrasting environments in northeast Spain. *Geographical Research Letters*, 43 (1): 141-169.

SÁNCHEZ SAN ROMÁN, F. (2004): *Hidrología Superficial (III): Relación PrecipitaciónEscorrentía*. Universidad de Salamanca, España, 17 pp.

Schubelt, J. R. (1974) Effects of tropical storm Agnes on the suspended solids of the northern Chesapeake Bay. En: R.J Gibbs, Ed *Suspended Solid in Water Plenum. Mar. Sci.* 4: 113-132.

Schubel. J. R. (1972). The estuarine environment, part 1. *J Geol. Educ.*, 20. Pp 60-68.

Sytnik O, Del Rio L, Greggio N, Bonetti J (2018) Historical shoreline trend analysis and drivers of coastal change along the Ravenna coast, NE Adriatic. *Environ Earth Sci.* 77:779.

Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., Miller, T.L., 2005. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 3.0: An ArcGIS extension for calculating shoreline change. U.S. *Geological Survey Open-File Report* 2005-1304.

Páginas Web:

Consellería de Medio Ambiente, Territorio y Vivienda (<https://www.xunta.gal/cmatv>)
Consultado: 25/05/2021

CMAOT, Instituto de Estudios del Territorio
(https://cmav.xunta.gal/organizacion/c/CMAOT_Instituto_Estudios_Territorio)

Consultado: 25/05/2021

Instituto Gallego de Estadística (<https://www.ige.eu/web/index.jsp?idioma=es>)

Consultado: 30/04/2021

Instituto Geográfico Nacional (<https://www.ign.es/web/ign/portal>) Consultado:

30/04/2021

Instituto Nacional de Estadística (<https://www.ine.es/>) Consultado: 2/06/2021

Plan de Ordenación del Litoral de Galicia (<http://www.xunta.es/litoral/>) Consultado:

2/06/2021

Puertos del Estado (<http://www.puertos.es/es-es>) Consultado: 14/11/2020