



**Interpretación de procesos y formas  
geomorfológicas en los mega-acantilados de la  
Serra de A Capelada (Cabo Ortegal, A Coruña)**

---

**Trabajo de fin de grado**

Curso 2020/2021

*Geografía y ordenación del territorio*

**Autor:**

Rubén Caaveiro Barro

---

**Tutores:**

Ramón Blanco Chao y J. Horacio García García

---

## CONTENIDOS

1. INTRODUCCIÓN
  - 1.1 Presentación y objetivos
  - 1.2 Patrimonio natural y Geoparque
  
2. ÁREA DE ESTUDIO
  - 2.1. Localización
  - 2.2. Descripción geológico-estructural
  - 2.3. Descripción geomorfológica general
  - 2.4. Caracterización climática
  
3. MÉTODOLÓGÍA
  - 3.1. Datos
  - 3.2. Procedimiento metodológico
  
4. RESULTADOS
  - 4.1 Estudio general
  - 4.2 Áreas de estudio a gran escala
    - 4.2.1 Teixidelo
    - 4.2.2 Cortés
  
5. DISCUSIÓN
  
6. CONCLUSIÓN
  
7. FUENTES DE INFORMACIÓN
  - 7.1 Referencias bibliográficas
  - 7.2 Webgrafía
  
8. ANEXOS
  - 8.1 Anexos I
  - 8.2 Anexos II
  - 8.3 Anexos III

## *Abstract*

*This research consists of identifying at various scales diverse active areas of large cliffs where debris or landslides are found, as well as identifying colluvial deposits and other forms and speculating on their genesis. Create geomorphological maps using available geological maps and related information. Observe if there are areas where there may be strong changes soon and see if they can be considered natural hazard. Finally, add relevance to the UNESCO Geopark designation proposed for this sector, based on the results obtained, qualifying the peculiarities of the environment.*

**Keywords:** Geomorphology, GIS/LiDAR/Dron, cartography, cliff coasts.

## *Resumo*

*Este traballo consiste en identificar a varias escalas diversas zonas activas de grandes cantís onde se atopan desprendementos, derrúbeos ou desligamentos, así como identificar depósitos coluviais e outras formas e especular sobre a súa xénese. Crear mapas xeomorfolóxicos utilizando cartografía xeolóxica dispoñible e información relacionada. Observar se hai áreas onde pode haber fortes cambios nun futuro próximo e ver se poden considerarse risco natural. Finalmente, engadir relevancia á denominación de xeoparque da UNESCO proposta para este sector, en función dos resultados obtidos, cualificando as peculiaridades do medio.*

**Palabras chave:** Xeomorfoloxía, SIX/LiDAR/Dron, cartografía, costas de cantís.

## *Resumen*

*Este trabajo consiste en identificar a varias escalas diversas áreas activas de grandes acantilados donde se encuentran derrubios, desprendimientos o deslizamientos de tierra, así como identificar depósitos coluviales y otras formas y especular sobre su génesis. Crear mapas geomorfológicos utilizando mapas geológicos disponibles e información relacionada. Observar si hay áreas donde puede haber cambios fuertes en el futuro cercano y ver si pueden considerarse de riesgo natural. Finalmente, agregar relevancia a la designación de Geoparque de la UNESCO propuesta para este sector, en función de los resultados obtenidos, calificando las peculiaridades del entorno.*

**Palabras clave:** Geomorfología, SIG/LiDAR/Dron, cartografía, costas de acantilados



---

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1. 1. Presentación y objetivos

Los enclaves costeros de la comunidad gallega son muy diversos y atienden a condiciones variables para generar las formas que presentan y su grado de actividad morfodinámica. Desde la tectónica, la litología, el clima y sus variaciones temporales, hasta los cambios del nivel del mar y las características de oleaje, son elementos que ayudan a modelar los espacios costeros de forma compleja y muy variada. En Galicia se pueden diferenciar dos grandes tipos de costa: zonas con rías y zonas sin rías. Las ensenadas marinas dominan en el primero, mientras que los tramos rectilíneos dominan en estos últimos donde solo se producen pequeñas calas o estuarios. Las megaformas del relieve costero en el NO de España están claramente determinadas por la estructura tectónica, considerando que la diferenciación litológica ha jugado un papel predominante en la génesis de meso y microformas (Pérez-Alberti y Blanco-Chao 2005).

El presente trabajo tiene como objetivo principal identificar en los acantilados de la costa de la sierra de A Capelada zonas activas geomorfológicamente a varias escalas espaciales. El sector de estudio cuenta con deslizamientos, derrubios o desprendimientos y otras formas de interés geomorfológico que, en general, presentan distintos grados de actividad. Un segundo objetivo aplicado se centró en la identificación de depósitos coluviales y el planteamiento de alguna hipótesis sobre su génesis, basado en un análisis cartográfico. Uno de los objetivos es la identificación de zonas donde pueden darse fuertes cambios en el futuro cercano y ver si pueden considerarse riesgo natural, pese a que al no tratarse de zonas de fácil acceso no debería de haber amenaza antrópica importante.

Además, se trató de argumentar la posible génesis de algunas de estas formas y ambientes utilizando información complementaria que nos puede ayudar a deducir una aproximación de los procesos que en estos lugares se han podido desencadenar, principalmente a lo largo del Cuaternario. Precisamente en la zona de estudio dominan

acantilados altamente dinámicos con tasas de erosión muy elevadas, aproximándose en ocasiones a las de ambientes arenosos (García et al., 2016) por lo que el desmantelamiento de formas antiguas o heredadas es un hecho en muchos de los espacios analizados, lo que complica aún más averiguar su génesis. La alta diversidad de ambientes hace que los objetivos, técnicas y procedimientos de estudio hayan variado sustancialmente (García et al., 2016) por eso hemos intentado mostrar cuales son algunas de esas técnicas y sus ventajas integrándolas en este trabajo.

## 1.2 Patrimonio natural y Geoparque

Desde hace ya unos años, se ha puesto en marcha un proyecto para declarar el complejo de Cabo Ortegal (NO Península Ibérica), un referente geológico en España y Europa, como geoparque. Esta fase inicial tiene el propósito de reflexionar y discutir los beneficios de crear un geoparque como herramienta para fomentar la educación en geodiversidad, el geoturismo y el debate científico. Definimos geo-singularidades como aquellos elementos de un geoparque que más atraen al turismo por sus procesos, formas, composiciones o mera presencia in situ, pudiendo apreciarse así de manera científica, espiritual o sensible, entre otras. Las geo-singularidades son, por tanto, de primer orden para el valor geoturístico (García et al., 2019b).

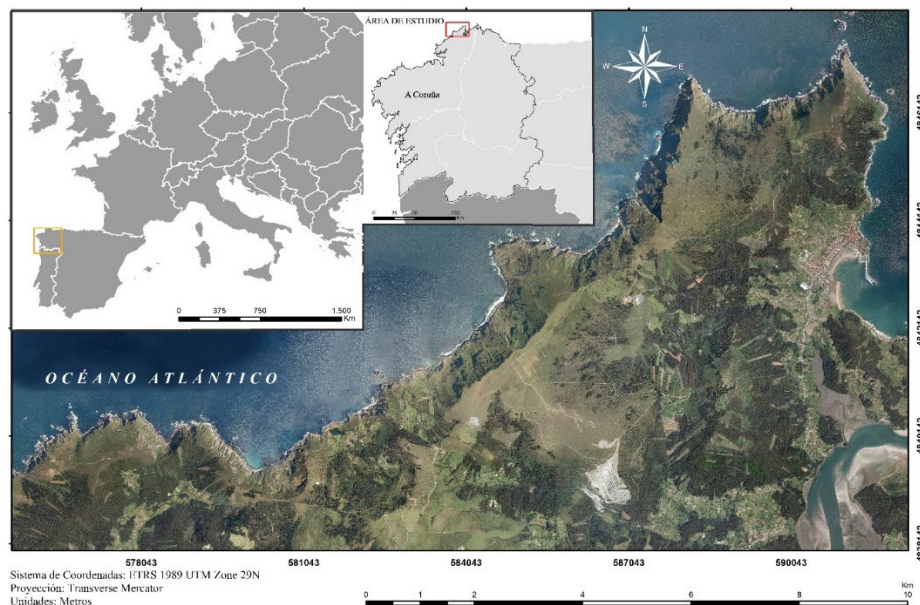
Teniendo en cuenta este hecho, cabe decir que nuestro interés a la hora de realizar este trabajo ha tenido un motivo de conocimiento científico-geográfico, enfocado en parte como material didáctico que ayude a estimular una protección ambiental, ordenación territorial y oportunidad turística óptimas. Estos tres últimos factores deben ir ligados de por sí, como se sabe, para obtener un eficiente resultado para un proyecto de estas características donde la afluencia descontrolada sería un problema ambiental y social si no se integra de la forma correcta. La situación actual del turismo, en un contexto global, se caracteriza por un aumento significativo de visitantes que han experimentado interés en enfocar sus destinos a enclaves de interés geológico. En muchos casos, se ha traducido en una masificación de lugares que no estaban preparados para recibir tantos turistas. Las geo-singularidades son una herramienta

estratégica que puede convertirse en una pieza de escaparate para un Geoparque. El tipo de estrategia de gestión aplicada determinará en gran medida la conservación geográfica futura de los valores geológicos del área de estudio. Para ello, se ha diseñado ya un primer plan de acción dirigido a gobiernos municipales y asociaciones locales (García et al., 2019b).

## 2. ÁREA DE ESTUDIO

### 2.1. Localización del área de estudio

Los municipios de Cedeira y Cariño comparten una extensión montañosa que topa SO. Se desarrolla entre las rías de Ortigueira al noreste y de Cedeira al suroeste, situándose el complejo entre las coordenadas ETRS 89 UTM Y 4847893; X 574816, e Y 4838049; X 592038, aproximadamente.



*Figura 1: Ortoimagen del área de estudio.*

Conocemos este territorio como Serra de A Capelada y desde la comunidad científica se ha denominado Complejo básico-ultrabásico de Capelada-Ortegal debido a la naturaleza geológica que lo compone. Su configuración paisajística derivada de su

excepcionalidad geológica y geomorfológica lo convierte en uno de los lugares más interesantes de Galicia y la Península Ibérica desde diferentes perspectivas (científica, turística o paisajística, entre otras).

## 2.2. Descripción geológico-estructural

El complejo Cabo Ortegal se sitúa, de acuerdo con la división de la gran cordillera Herciniana del macizo Ibérico definida por Julivert et al. en 1974, dentro de la Zona Centro-Ibérica, donde junto con los complejos de Órdenes, Morais y Bragança, constituye los restos de un ‘terreno exótico’ incorporado a la cordillera durante su evolución (Ries y Shackleton, 1971; citado en Marcos A., 1992). Debido a su carácter particular, estas unidades han sido llevadas por Farias et al. (1985) a agruparlas dentro de una nueva zona que se ha denominado ‘Galicia-Tras-os-Montes’ (Marcos A., 1992) (Fig. 2) .

En términos geológicos, el complejo de Cabo Ortegal se constituye por una secuencia de rocas ultramáficas, máficas y gneises, cuya evolución tectonometamórfica

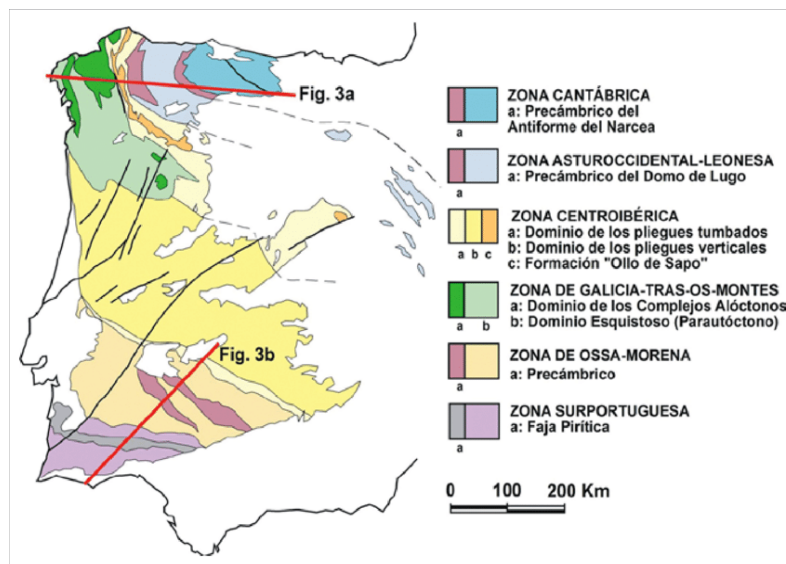


Figura 2: Subdivisión en zonas del macizo Ibérico. De acuerdo con Julivert et al. (1972), Farias et al. (1987) y Martínez Poyatos (2002). Extraído de: Geología del complejo de Cabo Ortegal y de las unidades relacionadas del basamento de Galicia. Guía de Campo.

la diferencia de las que la rodean. Las rocas del Complejo se encuentran en conjunto afectadas por un amplio pliegue sinformal tardío cuyo eje se levanta hacia el sur, de forma que definen un afloramiento semielíptico, truncado por la línea de costa. Los contactos del complejo están en realidad retocados por fallas directas principalmente, de edad terciaria (Marcos, 1992).

Se han diferenciado dos principales unidades geológicas; la “Unidad catazonal superior” y la “Unidad ofiolítica epi-mesozonal superior” (Arenas et al., 1982) (Fig. 10). Las unidades ofiolíticas son unidades geológicas entendidas como fragmentos litosféricos de afinidad oceánica que representan la sutura del océano Rheico.

Desde el punto de vista estructural, (Marcos et al. 1984, & Bastida et al. 1984) diferencian en el complejo dos grandes unidades superpuestas tectónicamente, las

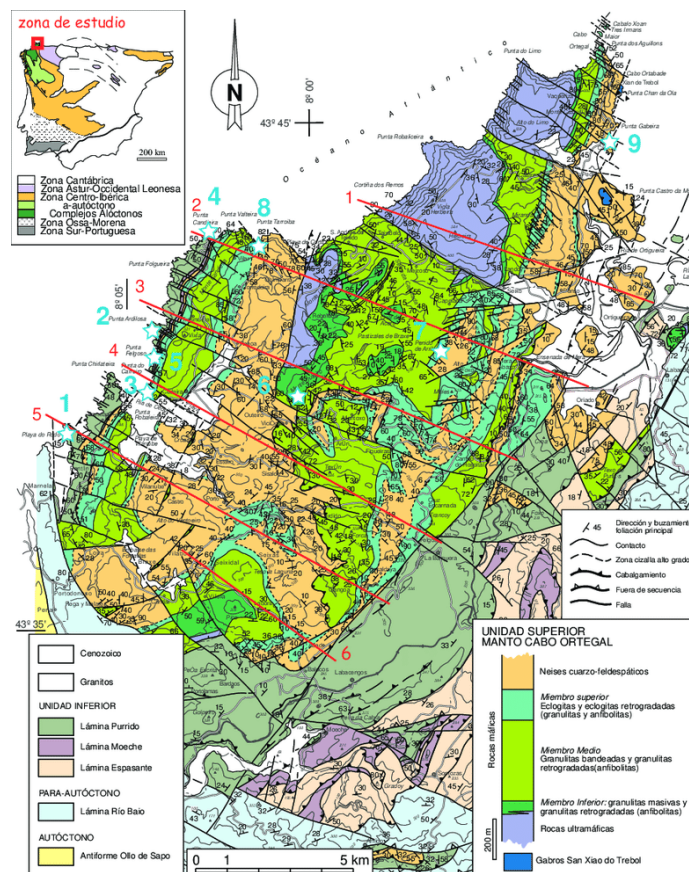


Figura 3: Mapa geológico detallado de la unidad superior-Manto Cabo Ortegal. [Fuente: R. Arenas, S. Martínez et al. (2009)].

unidades de Cedeira y Capelada. Se caracterizan por grandes pliegues isoclinales cortados por cabalgamientos. Un cabalgamiento basal coloca las rocas del complejo en contacto con las rocas paleozoicas subyacentes.

Se debe entender que la configuración estructural de Galicia en general, y de la costa en particular, es el resultado de un complejo proceso evolutivo caracterizado por la superposición de dos ciclos orogénicos: la orogenia Varisca y la alpina. La primera

dio lugar a un grupo de rocas paleozoicas que se originaron entre el Precámbrico y el Carbonífero Superior y cuya estructura está marcada por los efectos de la orogenia Varisca, aunque algunas estructuras se alteraron durante el ciclo alpino, dando lugar a la Cordillera Cantábrica (Alonso et al. 1996; citado por Pérez-Alberti & Gómez-Pazo, 2019).

En resumen, se trata de uno de los cinco complejos alóctonos existentes en el macizo ibérico. El alóctono representa los restos de un enorme y complejo (a nivel estructural) apilamiento de mantos. Consiste en diferentes terrenos exóticos que en general muestran una procedencia para-Gondwánica, pudiendo destacarse que algunos de ellos presentan evidencias de haber sido afectados por una subducción de edad paleozoica.

### 2.3. Descripción geomorfológica general

Desde una perspectiva más geomorfológica, se destaca que la sierra se articula en diversas superficies de aplanamiento que basculan hacia el este, a favor de un juego de discontinuidades de dirección oeste-este (Pérez-Alberti, 2014). La de Vixía Herbeira culmina el complejo con 613 msnm. Se debe recordar que se trata de los acantilados con mayor cota sobre el nivel del mar no solo de España sino también de la Europa continental.

Todo este entramado estructural se encuentra asociado a una reactivación tectónica que se dio durante el Neógeno período que comenzó hace aproximadamente

23 millones de años y en cuyo curso se desencadenó el deslizamiento de la vaguada que forma el valle de Teixidelo junto con otros sucesos importantes (Pérez-Alberti, 2014). Relacionado con ello, se han dado procesos de encajamiento de redes fluviales en la misma dirección de la basculación provocada, hacia el este, aunque varios ríos cuyo nacimiento surge en estos terrenos se dirigen hacia el suroeste, como ocurre con el río Condomiñas, de 8 km de longitud aproximada.

El tramo de costa analizado es de unos 17.5 Km aproximadamente en línea recta y de 40,5 km bordeando la costa. Se extiende desde la ría de Cedeira al O a la de Ortigueira al E, y cuyo límite más septentrional lo forma el Cabo Ortegal, donde culmina con dos puntas o agujones. Limo y Os Aguillóns.

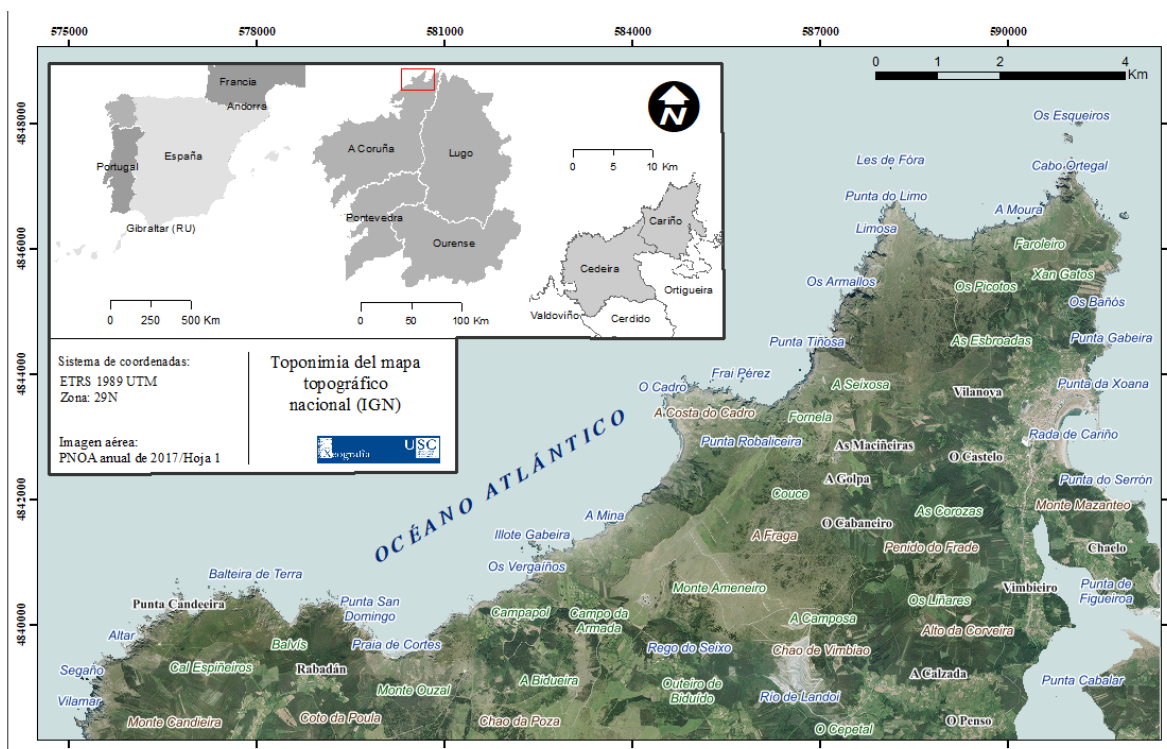


Figura 4: Mapa de localización con toponimia.

Desde este cabo se extiende unos 15 km tierra adentro, en dirección SSO, un promontorio de más de 500 metros sobre el nivel del mar y 4-5 km de anchura. Aquí

nos encontramos con las cotas más elevadas de la zona que son: Limo-558m; Vixía Herbeira-613m; Miranda-520m; Pozo de Agua-572m; Pena do Viño-570m; Couce do Penido-572m y Pico de Moles-574m (Marcos, 1992).

Describiendo el tramo costero de oeste a este comenzamos hablando del monte Candieira que se sitúa al norte de la ría de Cedeira. Es en esta zona donde se encuentra la conocida como formación de Candelaria, donde afloran anfibolitas en el sector más occidental dispuestas en bandas de dirección NNE-SSO, dando paso hacia el Este a los

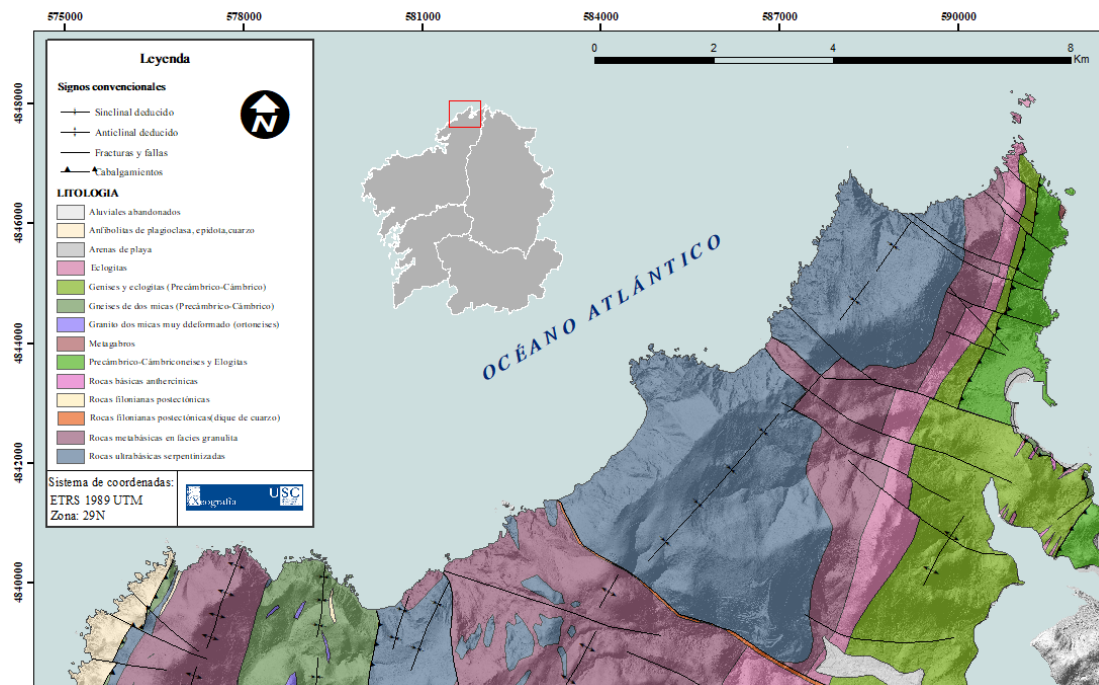


Figura 5: Mapa geológico de la Capelada adaptado para el estudio de la dinámica geomorfológica de la costa.

gneises de Chímparra. Es un espacio de relieve muy abrupto con una compleja estructura geológica ya que aquí nos encontramos con importantes sucesiones de cabalgamientos, pliegues y fracturas que principalmente se disponen en dirección aproximada N-S. Es una costa orientada al ONO, muy recortada con numerosos entrantes y salientes muy escarpados adaptados a los principales patrones de fractura y contactos litológicos.

Si continuamos analizando el tramo de costa, nos encontramos con sector cuya cara oriental cae abruptamente al mar, con pendientes de hasta  $88^\circ$  formando parte de la ensenada de Tarroiba. Se trata del cabo Balteira de Terra que alcanza 380 msnm (Figs. 4, 6 y 7).

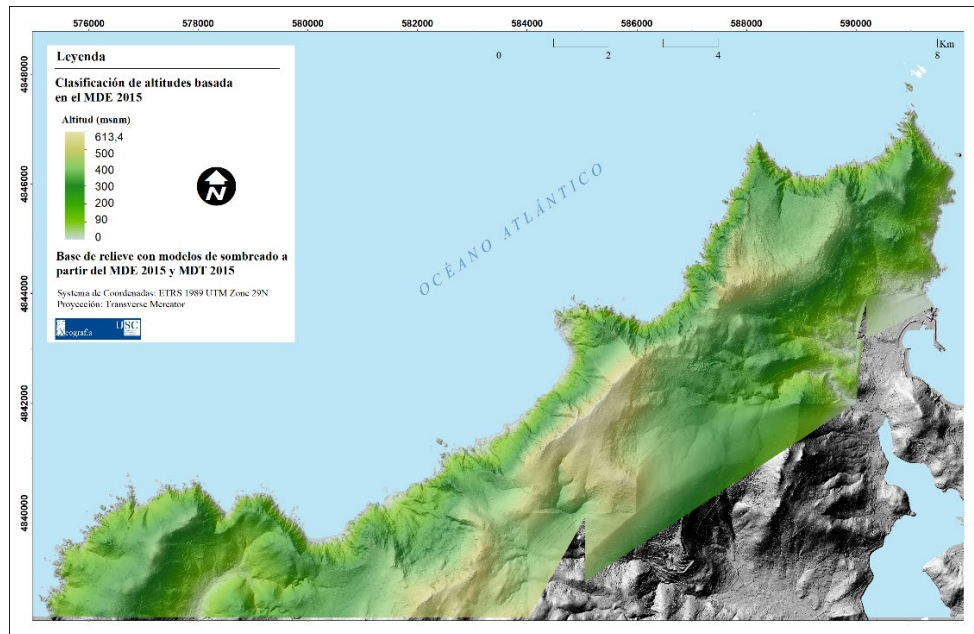


Figura 6: Mapa de altitudes

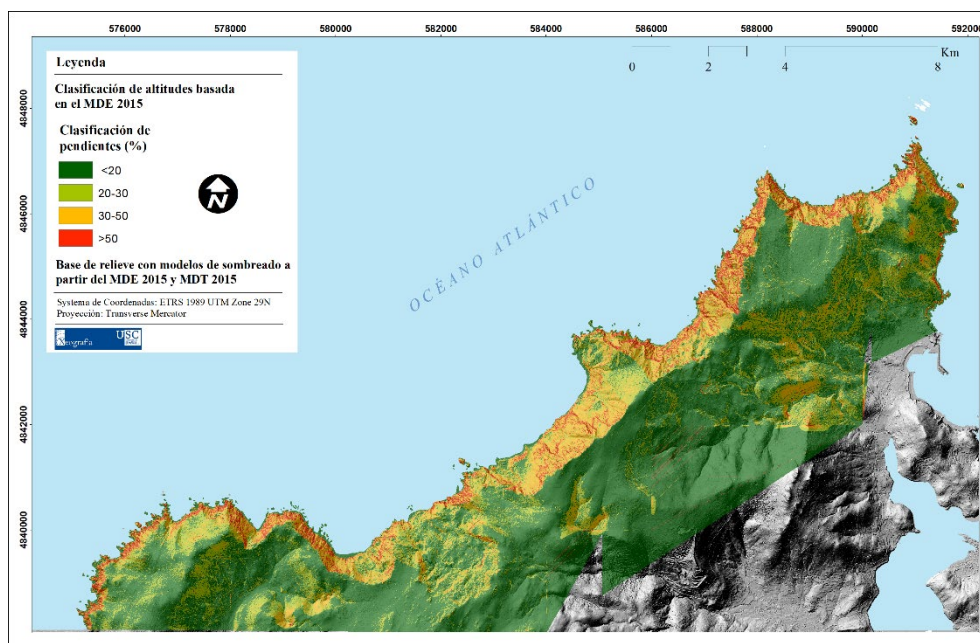


Figura 7: Mapa de pendientes

Entre el cabo Balteira de Terra y la Punta Sto. Domingo se abre la ensenada de Tarroiba a favor de un contacto litológico entre los gneises de dos micas (Precámbrico-Cámbrico) en el E y rocas metabásicas en facies granulíticas al O.

Al pie de los acantilados, en los que se alcanza pendientes de 88° se localiza una playa de gravas y cantos. Los acantilados constituyen la cabecera del río Condomiñas cuyo valle se abre igualmente a favor del contacto litológico hasta su desembocadura en la villa de Cedeira.

Si seguimos avanzando, nos encontramos con otra ensenada que sigue un patrón morfológico muy similar a la anterior, pero en unas dimensiones mayores. Se trata de la ensenada de Cortés, también conocida como ensenada de San Andrés aunque este no es su nombre original. Nos topamos con ella tras doblar el cabo de la Punta San Domingo. Aquí también se da un cambio de materiales geológicos cuyo contacto está marcado por un cabalgamiento en dirección E. Se divide en el centro de la vaguada el dominio de los Gneises de dos micas (Precámbrico-Cámbrico) o Gneis de Chímparra con las rocas ultrabásicas serpentinizadas. Este contacto es evidente al ver la diferencia en algunos aspectos del modelado de las laderas, con una mayor inestabilidad en los acantilados de los gneises.

Se forma en la parte oriental de la playa de Cortés una vaguada de potencial interés geomorfológico donde existen evidencias de macrodeslizamientos antiguos y procesos de rextasia sobre arcillas expansibles que promueven una actividad muy importante en esta zona, dando lugar a terrenos muy inestables y de grandes pendientes donde yacen enormes bloques y depósitos de material colúvico así como variados canchales. Se trata de una de las zonas que se analizarán en más profundidad a lo largo de este trabajo. La ensenada de San Andrés es la mayor de las tres principales vaguadas en medialuna que dominan el frente de acantilados del sector de estudio. El poblado de San Andrés se encuentra encajado a la mitad NE de esta mega formación, coincidiendo no por casualidad, con las partes más allanadas y estables de la misma. Existen diversos cursos de agua que fluyen aprovechando los canales encajados por las crestas que se han

ido labrando a consecuencia de los movimientos tectónicos y los procesos erosivos. El más representativo es el pequeño valle que discurre a lo largo de la gran falla de San Andrés de Teixido que atraviesa diagonalmente dicha vaguada.

A partir de este punto, nos encontramos con el valle más estudiado de este complejo. El valle de Teixidelo, presenta fuertes pendientes que superan los 75 ° en la cabecera disminuyendo a medida que se baja hacia el mar donde afloran materiales sedimentarios caracterizados por movimientos de deslizamiento de hasta 30 m últimos 70 años, con una media de desplazamiento de 0,50 m/año entre 1956 y 2016 (García et al., 2016). Cabe destacar que el avance de este manto de deslizamiento se ve erosionado fuertemente en el frente costero donde cada año la línea de escarpe cambia bastante.

Algunos investigadores (Blanco Chao & Pérez Alberti, 1998) han apuntado, además, que en este valle sucedieron diversos fenómenos de actividad periglacial que han ayudado a modelar el terreno tal y como hoy lo vemos dejando evidencias, un tanto subjetivas, de till glaciar y pequeñas morrenas. Es además un complejo de carácter ultramáfico (alto contenido en hierro y magnesio) cuyo origen geológico no es del todo claro, dando lugar a una singular playa de arenas negras.

El valle de Teixidelo se cierra hacia el NE por el frente acantilado de Vixía Herbeira, alcanzándose aquí las mayores elevaciones de todo el sector. Se dispone como una línea recta de laderas calzadas en una playa de arenas oscuras y cantos redondeados, cuyo frente o escarpe se erosiona continuamente por la abrasión marina, dando lugar a pequeños desprendimientos y procesos de sedimentación a medida que retrograda hacia el interior. Sigue hacia el E un saliente llamado Punta Robaliceira donde se encuentra el cabo do Cadro. Se trata de un saliente dividido por una cresta que diferencia en el mismo dos laderas disimétricas, una occidental de pendientes medias y con un relieve más suave y una ladera oriental con fuertes pendientes y una topografía muy escarpada, cerrándose al E por una ensenada al pie de un acantilado que va cediendo en altura pasando por punta Tiñosa hasta llegar a la Punta do Limo. Se trata esta última de un cabo muy afilado que culmina a una altitud de 300 msnm aproximadamente en el frente

costero. Está precedida por una superficie homogénea que desciende un par de km manteniendo unas pendientes de entre 25° y 45 ° (Fig. 7).

Desde aquí hasta Cabo Ortegal, se da una topografía escalonada con un control estructural donde la esquistosidad de los materiales rocosos es apreciable ya que estos se disponen desnudos en uno de los tramos de ladera más pendientes de todo el complejo, denotando a simple vista su patrón de buzamiento y esquistosidad.

Por último, se encuentra un arco costero configurado entre Punta Limo y Cabo Ortegal al E. Se trata de un enclave de acantilados que rondan los 350 msnm y que se componen de tres tipos diferentes de materiales geológicos ya que aquí se suceden rocas ultrabásicas serpentinizadas con rocas metabásicas en facies de Granulita y Eclogitas, dispuestas en dirección NNE-SSW y formando el conjunto de islotes de Os Aguillóns, modelados en las Eclogitas. El sector se ve afectado además por una serie de fallas y fracturas que las encajan de una forma muy peculiar pudiendo ayudar a dar lugar a formaciones geomorfológicas diversas (Anexo I.39).

Hacia el E, la topografía desciende hasta la ría de Ortigueira. Se trata de un terreno muy pendiente con un fuerte desnivel en muchos puntos desde el monte de Miranda. Además en su mitad se encaja el valle del río Landoi, que aprovecha la estructura de la falla de Teixidelo para trazar su curso hacia Cariño.

Concluimos este apartado apuntando que las aguas continentales han sido capaces de modelar amplios sectores de la sierra tanto en interior como en el frente de costa. Sobre todo, es destacable la acción de corrientes de agua episódicas o estacionales, como los cauces de agua que forman diversas cascadas que se ubican en muchas zonas de acantilado destacando la de Teixidelo o la que surge al margen occidental de la punta Robaliceira. Estos flujos de agua permiten movilizar grandes cantidades de sedimento en momentos de máximo caudal. Existen varias playas de cantos, bloques y gravas en la base de algunas zonas de los acantilados. Como se ha apuntado, ubicadas principalmente al interior de algunas ensenadas formadas por los

mismos. La más importante es la de Teixidelo, seguida por la de Cortés y ésta, a su vez, por la que se encuentra al pie de la vaguada formada por la punta Tarroiba y Chao do Monte. Se trata de zonas donde la componente mareal no suele entrar directamente permitiendo la formación de aparatos sedimentarios de difícil accesibilidad.

Como último apunte a modo de visión general de este apartado, se puede hacer referencia a que el interés de los acantilados reside, más que en su fuerte desnivel, en la variedad litológica (gneis, esquistos, serpentinas, anfíbolitas, etc.) y en la tectónica.

Siguiendo a Nonn (Nonn, 1966) la influencia de los materiales en la morfología costera se puede resumir en dos tipos de acantilados. El primero de ellos corresponde a rocas anfíbolíticas y eclogíticas, que se encuentran en la Punta de Aguillones. Es un acantilado de pendientes relacionado estrechamente con la inclinación de las capas y sus sistemas de diaclasas. Se incluye dentro de este tipo los cantiles sumergidos (la isobata de los 10 metros está situada a más de 100 metros de la línea de costa). El perfil es convexo y la pendiente media está próxima a los 25°.

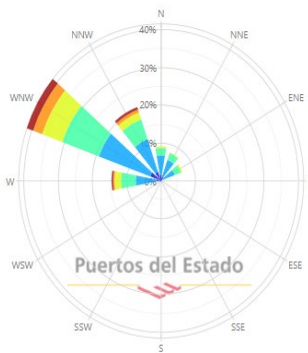
El segundo tipo de acantilados corresponde a las costas del resto de cabo Ortegal, un auténtico muro rocoso tallado en carnockitas débilmente plegadas y piroxenitas o serpentinas subhorizontales (Hernandez Borge & Romaní Barrientos, 1979).

### 2.3. Caracterización climática

Atendiendo a la zona de estudio en que se ha enmarcado este trabajo debemos comentar que, como en gran parte de Galicia, el clima de esta comarca está regido por los desplazamientos del frente polar y las perturbaciones que en él se originan.

Por tanto se trata de un lugar perteneciente a la región climática oceánica húmeda donde se da una abundante precipitación que llega a rondar los 2000mm anuales y donde las temperaturas medias suelen apuntar a unos 13,6 °C anuales. Puntualmente se dan espacios con microclimas que surgen por el efecto provocado de las fuertes pendientes y orientaciones del terreno así como la proximidad oceánica.

Rosa de Altura Significante (m) para Oleaje - Punto SIMAR 3038043  
 Período: 2000 - 2020 - Eficacia: 98,95%



Rosa de Velocidad Media (m/s) para Viento - Punto SIMAR 3038043  
 Período: 2000 - 2020 - Eficacia: 98,95%

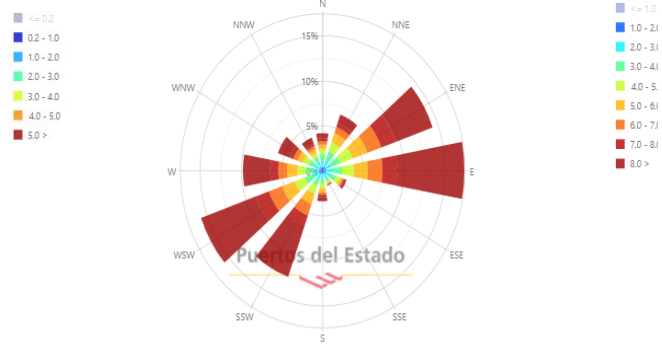


Figura 8: Rosas de los vientos (dcha.) y oleaje (izq.). Datos del punto SIMAR más representativo para el área de estudio: SIMAR 3038043. Los datos han sido obtenidos en los años comprendidos entre 2000 y 2020. Fuente: Puertos del Estado.

Gran parte del año, especialmente en invierno, el tiempo dominante en esta área es lo que popularmente se conoce como “revuelto”, tan característico en aquellas regiones sometidas a la trayectoria que siguen las corrientes perturbadas. En cambio, cuando el anticiclón subtropical atlántico de las Azores se desplaza hacia el N, lo que sucede frecuentemente en verano, la región conoce un tiempo más uniforme y menos inestable (Hernandez Borge & Romaní Barrientos, 1979).

**Estadística de oleaje en el punto SIMAR 3038043 en los años 2000-2020  
 (Puertos del Estado)**

Altura significativa (Hm0)		Período de pico (Tp)	
Hm0 MIN	0,22	Tp MIN	2,79
Hm0 MAX	11,63	Tp MAX	21,46
Hm0 Media	2,25	Tp Media	10,49

Tabla 1: Datos estadísticos de oleaje diario en el punto SIMAR 3038043 en los años 2000-2020 (Puertos del Estado).

En cuanto a lo que respecta al oleaje, se puede ver en los datos obtenidos (Fig. 8) que la componente predominante de nuestra área de estudio es la del ONO seguida de NNO. Tiende a ser esta la componente más energética que baña esta costa debido a los fuertes temporales producidos en invierno bajo la influencia de borrascas del NO que a su vez provocan mareas combinadas (mar de viento y de fondo). Suceden mareas de menor recurrencia con componentes O y NNE, aunque estas suelen venir acompañadas

de fuertes vientos *on shore* (hacia la costa) que producen un mayor impacto en el comportamiento del oleaje ayudando a aumentar la velocidad del mismo hacia tierra. Se denota así mayor agitación, oleaje cerrado y una generación de espuma más fuerte que también desencadena un mayor aporte de spray marino. Se debe tener en cuenta que

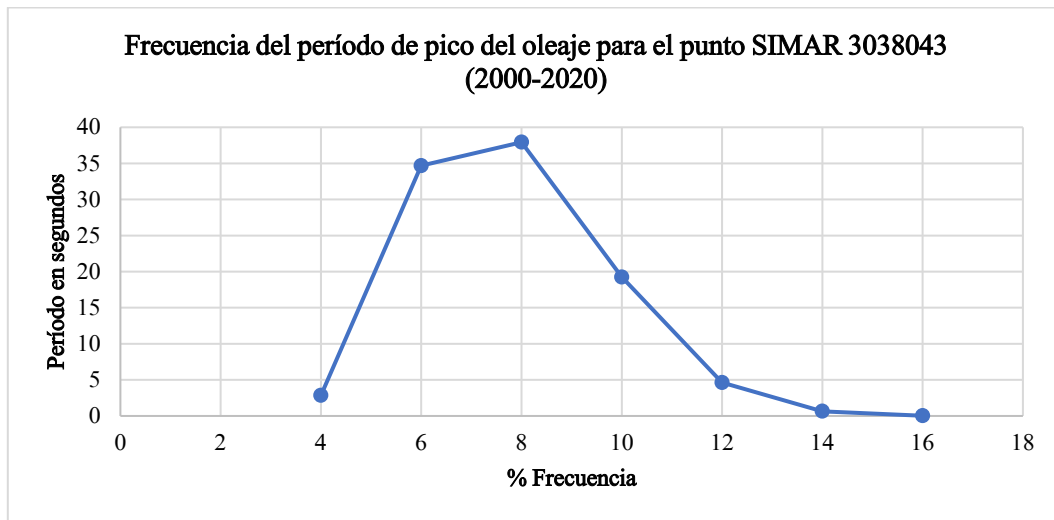


Figura 9: Frecuencia del período de pico del oleaje para el punto SIMAR 3038043 (2000-2020)

estamos ante una zona que presenta un amplio *fetch* que da holgura más que suficiente para generar oleajes con períodos de onda y de pico muy extensos. Rondando una media anual de 10,49 s. La altura de onda media anual suele ser de aproximadamente 2,25 m (Tab. 1). Para darnos una idea de cómo se comporta el oleaje en los momentos de máxima intensidad, que suelen corresponder a invierno y episodios de temporal, observamos los datos de media máxima de la serie (Tab. 1).

Vemos que la Hm máxima media ronda los 11,63 metros y Tp se prolonga a 21,46 segundos (Tab. 1). Al contrario, los datos extremos mínimos denotan oleajes de días en calma (*glassy sea*) con sólo 0,22 m de onda media y unos períodos de pico de sólo 2,79 s, aunque estas últimas cifras pueden ser bajas también en momentos con mar de viento. Los temporales de viento más potentes de la costa son aquellos de componente NE y ENE (Fig. 8) que se dan en momentos menos frecuentes pero con gran intensidad. Con algo menos de intensidad pero mayor recurrencia se dan los

vientos de componente WSW, seguidos de los de componente SW que suelen verse favorecidos en verano cuando se sitúan anticiclones sobre la península Ibérica.

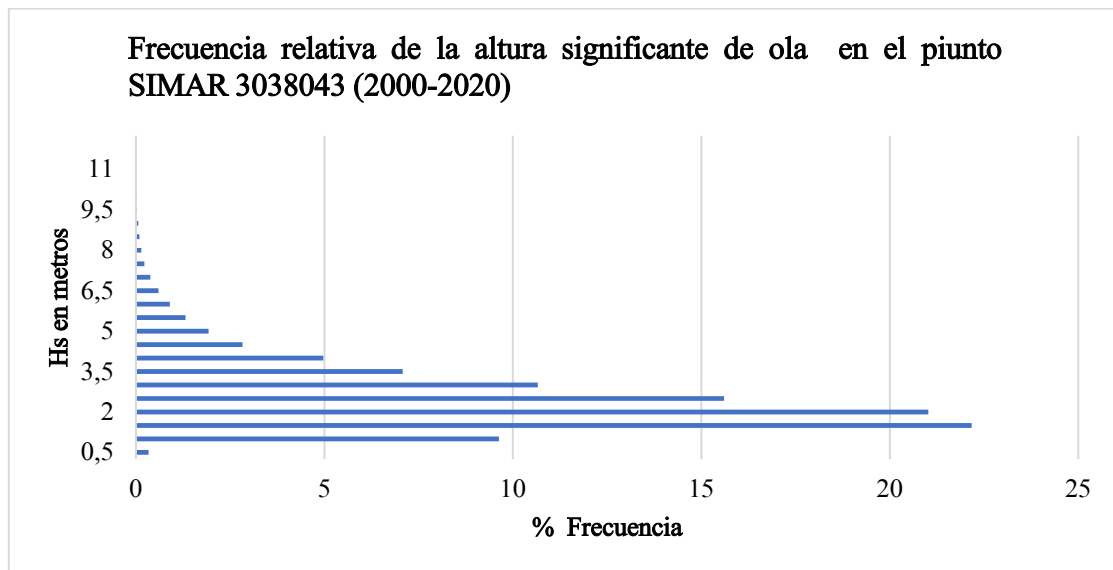


Figura 10: Frecuencia relativa de la altura significativa de ola en el punto SIMAR 3038043 (2000-2020)

**Estadísticas de los datos diarios meteorológicos recogidos en la estación de Punta Candieira. Años 2015-2020**

	PROMEDIO	MAX	MIN
Precipitación (mm/m <sup>2</sup> )	70,5	203	1,6
Temperatura °C a 1,5 msnm	13,6	19	7,9
Velocidad del viento a 10 msnm (Km/h)	28,6	44,7	17,9
Humedad relativa a 1,5 msnm	81,9	91	68

Tabla 2: Datos estadísticos meteorológicos mensuales en los últimos cinco años de la estación de Punta Candieira. (Fuente: Meteogalicia, 2021).

En cuanto a los datos pluviométricos, según la estación meteorológica más próxima (Punta Candieira), la pluviosidad media mensual en los cinco últimos años ha sido de 70,5 mm/m<sup>2</sup>. En momentos de invierno con gran cantidad de precipitación pudo llegar a ser de 203 mm/m<sup>2</sup> (Tab. 2) de media mientras que en verano pudo ser casi ínfima, con solo 1,6 mm/m<sup>2</sup>. En cuanto a la temperatura, las medias estivales rondan los 19°C y las invernales los 7,9°C. La humedad relativa del ambiente es de 81,9%. En cuanto a la velocidad del viento, nos encontramos ante un espacio con potente

ventosidad registrando medias máximas de 44,7 Km/h mensuales (Tab. 2) y medias anuales de casi 29 km/h. Las rachas máximas pueden llegar a superar de forma relativamente frecuente los 100 km/h en momentos de invierno con componentes del NE (Meteogalicia, 2021).

### 3. METODOLOGÍA

#### 3.1 Datos

Para este análisis geomorfológico se comenzó tratando la totalidad del área de estudio mediante la composición de dos modelos digitales del terreno elaborados a partir de los vuelos LiDAR de los años 2010 y 2015. Fueron extraídos de un total de veinte archivos de nubes de puntos LiDAR proporcionadas por el Instituto Geográfico Nacional. La densidad de puntos media para ambos vuelos es de 0.5 pulsos por m<sup>2</sup>. El error máximo en la vertical es de 0.40 m para 2010 y 0.20 m para 2015.

Estos archivos fueron procesados en el software ArcGis Desktop versión 10.7.1 uniéndolos en un solo modelo y utilizando sólo los puntos clasificados como *ground* de las nubes LiDAR para poder obtener un Modelo Digital de Elevaciones (MDE). El MDE se obtuvo mediante la transformación a raster del conjunto de la nube de puntos (*LAS Dataset* en ArcGis) utilizando el último retorno como criterio de asignación de valor de píxel, y el método de interpolación Vecino Natural (*Natural Neighbour*) para las zonas sin puntos, estableciéndose un tamaño de píxel de 1,0 m. Tras obtener los archivos raster se recortaron los mismos con una capa poligonal para adaptarlos a la zona de estudio resultando así dos modelos raster de grandes dimensiones y con una resolución espacial de 1 metro por píxel.

Se obtuvieron los modelos de pendientes y sombras correspondientes a cada año. También se analizaron un total de siete imágenes aéreas. Se trata de las ortofotografías del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) del IGN de los años 2005, 2008, 2010, 2014, 2017, y 2020; además de la ortofotografía correspondiente al vuelo Americano de 1956-57 de la Xunta de Galicia. El manejo de dron fue introducido en el

trabajo, por lo que se obtuvieron datos UAV a una escala aproximada 1/100 que se calcula a partir de la división entre la media altitudinal del vuelo y la distancia focal de la cámara. Se obtuvo una resolución de 0.01 metros para el modelo del terreno y la imagen georreferenciadas. Los datos se procesaron mediante el software Agisoft PhotoScan Pro 1.2.6.

Toda la información mencionada se georreferencia al sistema de coordenadas UTM ETRS89 huso 29N.

A mayores, se obtuvo la información meteorológica y oceanográfica referente al área de estudio tomando mano de los datos históricos proporcionados por dos plataformas. La web oficial de Puertos de Estado de España, de donde se obtuvieron datos de oleaje y componente de vientos del punto SIMAR 303804 (años 2000-2020) y la web de Meteogalicia oficial de la Xunta de Galicia donde nos proporcionan la serie histórica de datos meteorológicos pertenecientes a la estación de Punta Candieira (años 2015-2020).

### 3.2. Procedimiento metodológico

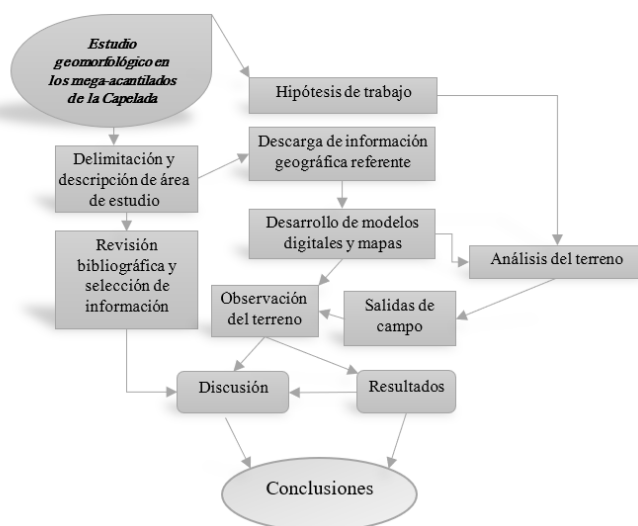


Figura 11: Esquema de flujo de trabajo.

Para llevar a cabo una adecuada identificación de formas, se observaron y compararon los modelos de elevaciones y las fotografías aéreas de los años citados con el fin de identificar el nivel de actividad que se da en cada uno, viendo si han cambiado en este corto período de tiempo o si se mantienen estables. Una vez detectadas, una a una se

fueron cartografiando en el SIG mediante una capa de polígonos en que cada uno de

ellos delimitan una forma a la que se atribuye un nombre y un identificador. Tras esto, se creó una tabla donde se clasifican dichas formas según tipo, litología en que se encuentran, factores desencadenantes, estructuras geológicas que puedan intervenir en su génesis y evolución, así como una escala espacial y temporal seguida de una síntesis sobre el grado de actividad que presentan.

Para comenzar a estudiar estas formaciones más en profundidad, se optó por focalizar la atención en sectores de mayor excepcionalidad y actividad. Se elaboraron mapas de localización para varias escenas en 3D de los acantilados obtenidas en Google Earth. Así se pueden ver los fenómenos más relevantes y el aspecto que presentaban en diferentes años (2005, 2008, 2010, 2014, 2017 y 2020). Además, en estas plantillas se han representado otros datos como perfiles topográficos.

También hay que mencionar el uso del dron que se voló en una sola sesión en Mayo de 2021. Con ello se obtuvo un MDE y una ortoimagen de gran resolución en la playa de Cortés y sus inmediaciones por lo que se pudo utilizar como método de análisis exhaustivo de la zona. Además, se ha visto una comparación de modelos del terreno y elevaciones junto con el obtenido mediante dron para ver sus características y ventajas a la hora de realizar un análisis de este tipo.

Lo siguiente que se hizo fue desarrollar los mapas de pendientes. La pendiente es una derivada de la función que denota la tasa máxima de cambio entre cada píxel y sus vecinos (Wilson et al., 2007). Se tomó como referente el modelo digital de elevaciones del año 2015 por ser el más reciente.

Mediante el SIG se pudo obtener un mapa de pendientes en porcentajes que fue reclasificado de dos formas distintas. Primero se reclasificó en cuatro tipos de pendientes en base a los siguientes rangos: <20; 20-30; 30-50; >50% (la máxima pendiente existente es de 89,4%). Por otra parte, se reclasificaron los valores del modelo de pendientes inicial en solo dos clases, estableciendo un intervalo de menos de 45% y otro de más de 45%. Igualmente se obtuvo un mapa de orientaciones también en base al MDE de 2015, reclasificándolo en ocho direcciones.

Los parámetros derivados del MDE se relacionaron con otras variables, esencialmente las componentes del viento y el oleaje. Estos datos fueron obtenidos mediante la base de datos web de Puertos del Estado del ministerio de Transportes, Movilidad y Agenda urbana de España referentes al punto de modelado SIMAR 303804 entre los años 2000-2020 La caracterización del régimen de oleaje se realizó a partir del análisis estadístico de los parámetros de altura significativa (Hs) y periodo de Pico (Tp), así como las componentes de aproximación y el régimen de vientos. Todos estos cálculos fueron efectuados mediante el software Microsoft® Excel®.

Los datos de pluviosidad no fueron dejados de lado ya que también se tuvo en cuenta como factor importante a la hora de desencadenar procesos y crear formas en la dinámica geomorfológica. Se tomo como referente la estación más próxima que es la de Punta Candieira, cuyos datos se obtienen a través de la web oficial de Meteogalicia.

Para ver las principales diferencias relacionadas con posibles movimientos del terreno entre los años 2010 y 2015, se realizó un cálculo de diferencias entre los dos MDE correspondientes mediante álgebra de mapas de forma que obtenemos un modelo nuevo donde los diferentes valores muestran cambios entre ambas fechas. Pero en este caso, el DoD (*Difference of DEM's*) resultante no nos aportaba la precisión esperada. Además de presentar bastantes errores de interpolación que aportaban valores irreales de acumulación y pérdida de material en ciertos puntos concretos. Por ello fue preciso reservar este modelo como un apoyo secundario para una vista general de los espacios estudiados sin poder tener en cuenta sus datos de una forma cien por cien fiable.

Lo último que se realizó fue un cálculo de parámetros topográficos realizado desde el SIG para todas las formas de interés identificadas. Se obtuvo de estos cálculos, para cada tipología de forma (abanicos coluviales, depresiones, deslizamientos, desprendimientos y otras) las medias máximas y mínimas de cotas altitudinales, así como el rango, las pendientes, longitudes y anchuras en línea recta y el área. Luego se hizo un análisis comparativo entre estos datos y otros factores como la litoestructura.

#### 4. RESULTADOS

En términos generales, los resultados han sido extraídos de la observación del terreno y el contraste con la información bibliográfica consultada. Se ha tratado de entender cuáles son los procesos generales que han podido generar los fenómenos geomorfológicos observados, planteando hipótesis en cuanto a su génesis basándose en los principales factores desencadenantes y la situación de cada zona estudiada. Se ha tenido en cuenta que estamos ante un espacio de costa acantilada donde predominan acantilados de perfil en remate plano, tipología que en nuestra área de estudio denota las mayores elevaciones. Pero en diversas áreas se dan acantilados que poseen un perfil compuesto. Se ha dividido dicho perfil en dos segmentos (Blanco Chao & Pérez Alberti, 1996): un escarpe basal o acantilado marino propiamente dicho, y una vertiente superior con tendencia a la forma cóncava, dependiendo la altura y pendiente de cada uno de los segmentos de diversos factores.

##### 4.1 Caracterización topográfica de las unidades geomorfológicas

Se han observado los principales tipos de formas en los acantilados y se han clasificado posteriormente 40 de ellos distribuidos por toda la franja costera (Fig. 12) como muestra de las diferencias geomorfológicas que nos encontramos a lo largo del tramo. Se recopiló mediante una tabla (Anexo I.1) en que se especifica un nombre y un número identificador a cada forma. Así como la naturaleza litológica, la presencia de fallas, fracturas o cabalgamientos, la escala temporal y espacial asociada a cada forma dividida en tres escalas de tiempo (anual, décadas y milenios) y tres escalas de magnitud (macroformas, mesoformas y microformas).

Los tipos de formas que se identificaron se pueden clasificar en:

- Desprendimientos con depósitos coluviales en forma cónica la mayoría de las ocasiones. Otras veces se han visto como generadores de playas de cantos, normalmente de grandes bloques.

Total identificados: 17 [(Anexo tabla) Id: 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 17, 20, 26, 27, 34, 40].

- Deslizamientos de ladera y Vaguadas; Los protagonistas a mayor escala son los que han determinado los valles de San Andrés de Teixido, Cortés y Teixidelo, del cual existen varios estudios.

Total identificados: 7 [(Anexo tabla) Id: 2, 4, 15, 16, 19, 29, 39].

- Depresiones

Total identificados: 6 [(Anexo tabla) Id: 1, 18, 21, 22, 25, 32].

- Abanicos coluviales con playas de cantos

Total identificados: 5 [(Anexo tabla) Id: 23, 24, 28, 30, 31].

- Otras formas

Total identificados: 5 [(Anexo tabla) Id: 33, 35, 36, 37, 38].

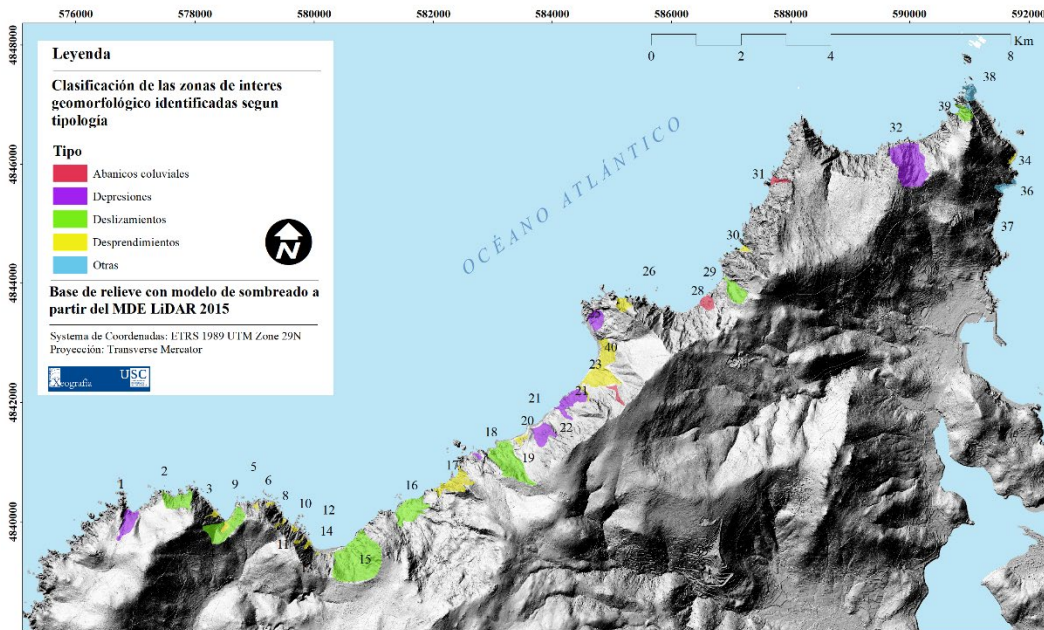


Figura 12: Mapa de localización de las 40 unidades geomorfológicas cartografiadas en la línea de costa de A Capelada.

Algunas de las formas más interesantes son las grandes vaguadas que resultan en parte de la acción de deslizamientos de gran magnitud sobre cuyas formas resultantes han influido procesos erosivos a lo largo de milenios. Estos macro deslizamientos forman valles con cabecera en forma de vaguada y acogen muchas otras formas de menor escala que presentan gran actividad mostrando cambios en períodos de tiempo cortos. Se trata de grandes cantidades de material que se desplaza muy lentamente y que tienden a presentar mayor inestabilidad en momentos de invierno cuando la influencia de los elevados niveles de precipitación generando sobrecargas hidrostáticas y procesos de escorrentía superficial en las laderas, lo que ayuda a inestabilizar estos terrenos.



Figura 13: Ejemplo de quarrying en Teixidelo. Los patrones de fractura determinan arranques de bloques angulosos.

La meteorización química debido a la salinidad del mar y los procesos de humectación desecación junto a la abrasión por continuos golpes del oleaje

Tipo	Número	Pendiente mínima (%)	Pendiente máxima (%)	Pendiente media (%)
Abanicos coluviales	3	79,9	112,4	91,7
Depresiones	6	24,8	79,7	48,6
Deslizamientos	7	24,4	73,5	47,7
Desprendimientos	19	20,6	129,9	78,9
Otras	5	23,6	100,1	44,9

Tabla 3: Parámetros topográficos de las formas analizadas.: pendientes.

han dado lugar a una continua y potente erosión capaz de modelar el frente rocoso, principalmente mediante lo que se conoce como arranques o *quarrying* (Fig. 13), que en alguna ocasión puede llegar a producir desprendimientos de gran magnitud. Estos fenómenos erosivos son los principales agentes que esculpen el modelado rocoso de la parte basal de los acantilados analizados, desencadenando o favoreciendo la puesta en marcha de otros procesos de inestabilidad en las laderas superiores.

Pero es muy importante comprender que no son solo esos factores erosivos los que modelan esta costa rocosa, ya que se ha deducido que la mayoría de formas y procesos identificados guardan una estrecha relación con los factores litológicos. La litoestructura del área de estudio es compleja, siendo las propiedades de los distintos tipos de roca y el patrón de fracturación los factores que principalmente determinan el modelado analizado.

<b>Tipo</b>	<b>Media del Rango/Desnivel</b>	<b>Cota máxima</b>	<b>Cota mínima</b>
Abanicos coluviales	321,3	399,2	77,9
Depresiones	226,9	231,9	5,1
Deslizamientos	299,7	301,9	2,2
Desprendimientos	154,1	159,0	4,8
Otras	72,9	79,1	6,1

Tabla 4: Parámetros topográficos de las formas analizadas: cotas altitudinales.

<b>Tipo</b>	<b>Número</b>	<b>Longitud media (m)</b>	<b>Anchura media (m)</b>	<b>Área media (m<sup>2</sup>)</b>
Abanicos coluviales	3	352,2	180,6	28919,3
Depresiones	6	468,3	308,1	114260,2
Deslizamientos	7	665,9	400,0	185376,7
Desprendimientos	19	231,4	130,7	25881,2
Otras	5	177,2	115,2	15525,6

Tabla 5: Parámetros morfológicos de las formas analizadas

Rangos de superficie (m <sup>2</sup> )	Cantidad	Formas dominantes	Litología predominante	Pendiente máxima (%)	Identificador
< 5.000	7	Desprendimientos	Gneises de dos micas	129,9	6, 7, 11, 13, 14, 27, 37
5.000-10.000	10	Desprendimientos /otras formas	Gneises de dos micas	100,0	3, 5, 8,10, 12, 18, 23, 33, 34, 35
10.000-50.000	10	Abanicos coluviales con playas de cantos	Rocas ultrabásicas serpentinizadas/gneises y eclogitas	112,4	9, 26, 24, 20, 28, 30, 31, 36, 39, 38
50.000-100.000	4	Depresiones y deslizamiento	Rocas metabásicas en facies de granulita/gneises de dos micas y anfibolitas/ rocas ultrabásicas serpentinizadas	73,4	1, 22, 25, 29
100.000-150.000	3	Depresiones y vaguadas	Rocas metabásicas en facies de granulita/ rocas ultrabásicas serpentinizadas	79,7	2, 7, 21
> 150.000	6	Vaguadas y macrodeslizamientos	Contactos múltiples predominando rocas metabásicas en facies de granulita/gneises de dos micas/ rocas ultrabásicas serpentinizadas	77,2	4, 15, 40, 19, 32, 16

*Tabla 6: Clasificación de las formas y sus características según su superficie, litología y pendiente.*

A partir de los MDT obtenidos y de la cartografía geológica, se han obtenido los principales parámetros morfológicos, topográficos y litológicos para cada forma analizada (Tablas 3, 4 y 5).

Se calcularon las pendientes medias, máximas y mínimas que presenta cada tipología de formas (Tabla 3) así como las cotas altitudinales en que se encuentran las formas junto a sus valores de desnivel (Tabla 4). Se ha visto que los abanicos coluviales identificados mantienen las mayores pendientes medias seguidos de los desprendimientos que al contrario, presentan las mayores pendientes máximas pero en ellos que encuentran pendientes mínimas mucho menores que las mínimas de los abanicos coluviales. En cambio, son las depresiones y los deslizamientos las que registran menores pendientes medias y máximas, si bien tienen los mayores desniveles debido a su mayor extensión, teniendo en cuenta que presentan las cotas mínimas más bajas. Cabe destacar que la mayoría de las formas identificadas corresponden a desprendimientos, por lo que también existe un rango de valores mayor y una mayor variabilidad dentro de la tipología.

Para obtener las dimensiones de los ejes mayores y menores de cada forma cartografiada se recurrió a inscribir cada polígono en un rectángulo, obteniéndose así los parámetros de longitud y anchura. A partir de ambos ejes se puede caracterizar el alargamiento de cada polígono, resultando que las formas con un largo y ancho semejante son predominantes en las depresiones y los deslizamientos, mientras que los abanicos coluviales y los desprendimientos, presentan formas alargadas. Tanto los abanicos coluviales como los desprendimientos presentan fuertes desniveles y alcanzan cotas altitudinales elevadas. Hay que tener en cuenta que en el caso de los abanicos coluviales, no todos los identificados son generadores de playas de cantos. Existe alguno como el que se encuentra en Vixía Herbeira (Anexo I.24) donde no solo hay ausencia de playas de cantos sino que se sitúa abarcando las altitudes de entre aproximadamente 230 y 590 msnm. Pero generalmente los abanicos identificados son los que presentan cotas mínimas más bajas.

Atendiendo a su superficie (Tabla 6), las tipologías con menor extensión ( $< 10000 \text{ m}^2$ ) son mayoritariamente los desprendimientos y prácticamente la totalidad de los desprendimientos se sitúan en los Gneises de dos micas. Se trata de rocas metamórficas que presentan grados de alteración importantes, lo que propicia una mayor inestabilidad especialmente al producirse sobre frentes acantilados con elevadas pendientes.

Sobre los gneises se desarrollan también algunos de los abanicos, pero en la mayoría de los casos en que estos ayudan a desarrollar playas de cantos, se ubican sobre rocas ultrabásicas serpentinizadas, y en menor medida eclogíticas. En ambos casos, se localizan preferentemente en zonas de contacto y fracturas. Cuando atendemos a las zonas de mayores dimensiones ( $>50.000 \text{ m}^2$ ) corresponden a los deslizamientos y a las formas más estructurales como vaguadas y depresiones. Litológicamente se emplazan sobre diversos tipos de substrato rocoso (granulitas, gneises y anfibolitas), y dadas sus mayores dimensiones a menudo se emplazan sobre dos o más tipos de roca, especialmente en el caso de las vaguadas y grandes deslizamientos. En correspondencia

con su mayor superficie y naturaleza las vaguadas y macrodeslizamientos, registran los valores de pendientes menos acentuados, siendo inferiores a 77,2 %.

#### 4.2 Áreas de especial interés

Por sus dimensiones y complejidad, centraremos el análisis en dos de las grandes vaguadas, la de Teixidelo y la de Cortés. Se tratan de las zonas más peculiares que podemos encontrar en las costas acantiladas gallegas, debido a su antigüedad, actividad y naturaleza. Se dan en ellas dinámicas que no suelen apreciarse en la mayoría de los acantilados de perfil compuesto, teniendo en cuenta además, que estamos ante un acantilado de enormes dimensiones, lo cual no repite en muchas zonas de costa.

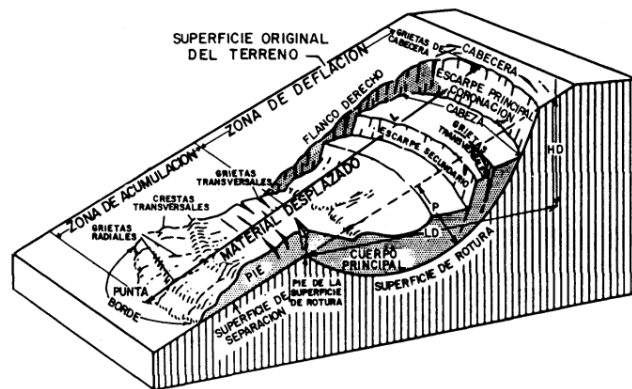


Figura 14: Esquema ilustrativo de un deslizamiento rotacional complejo. (Modificado de Cruden y Varnes, 1996). Extraído de: Geotecniafacil.com.

##### 4.2.1 Teixidelo

El valle de Teixidelo se ha considerado uno de los lugares de mayor interés geomorfológico y geológico de toda la costa de la Capelada. Se trata de una de las mayores vaguadas de acantilado con remate plano que se han descrito en este trabajo y la que presenta las pendientes más elevadas y abruptas. Se encaja por una falla que ha determinado parte de su estructura (García et al., 2014; 2016; 2019) en el deslizamiento de ladera (Figs. 14 y 15) que se produjo posiblemente en diversos episodios geológicos, desplazando parte de la cabecera del acantilado al fondo del valle. El valle de Teixidelo se ha considerado uno de los lugares de mayor interés geomorfológico y geológico de

toda la costa de A Capelada. Se trata de una de las mayores vaguadas de acantilado con remate casi plano que se han descrito en este trabajo, y la que presenta las pendientes más suaves.

Esta vaguada condiciona el flujo de tierra presente en sector del valle insertado en los acantilados (García et al., 2016, 2019<sup>a</sup>) (Figs. 14 y 15) compuesto por un gran deslizamiento que se produjo posiblemente a lo largo de diversos episodios geológicos, transportando parte de la cabecera del acantilado al fondo del valle.

El deslizamiento registró una tasa de movimiento medio desde 1956 de  $0,48 \text{ m} \cdot \text{año}^{-1}$ , lo que ha resultado en un desplazamiento de aproximadamente 30 m valle abajo hasta 2018. Las tasas medias aumentaron de solo  $0,14 \text{ m} \cdot \text{año}^{-1}$  desde 1956 hasta 1983, hasta entre  $0,50$  y  $0,87 \text{ m} \cdot \text{año}^{-1}$  desde 1983 a 2018. Los autores cotejaron las tasas de deslizamiento con la ocurrencia de temporales costeros y episodios de elevadas

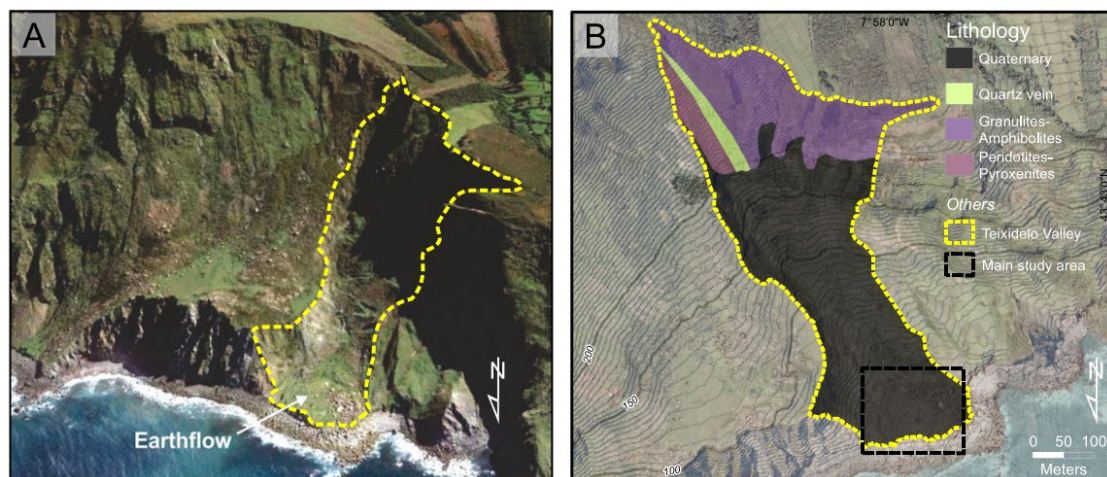


Figura 15: (A) Imagen oblicua (Google Earth) del valle de Teixidelo. (B) Detalle geológico. Fuente: García et al. (2019a)

precipitaciones, basándose en el número de días anuales en que había  $>70 \text{ mm}$ , lo cual se produjo durante varios períodos entre 1991 a 2018, y particularmente de 1983 a 1991 cuando el área experimentó la influencia de los huracanes Klaus y Hortensia en 1984, y una intensa tormenta del NO en febrero de 1989. La desviación acumulada de la precipitación media diaria fue generalmente inferior a la media de 1957 a 1985. Dicha media alcanzó un máximo alrededor de 2004, en el período comprendido entre 1986 a

2018. Los eventos de alta precipitación más frecuentes resultaron ser de entre 5 y 10 días entre 1983 y 1990 y desde 2014 hasta 2016 (García et al., 2019a).

Por tanto, la génesis de este movimiento se atribuyó a la erosión del frente costero con fuertes temporales y la inestabilidad asociada que provoca la distensión basal. La influencia de la precipitación, tanto en eventos extremos como en eventos más frecuentes de lluvias débiles, tienen efecto sobre las arcillas presentes en el valle, favoreciendo el deslizamiento de este. En este trabajo se han identificado cambios importantes en el valle, siendo el más significativo un imponente desprendimiento en la ladera de la antigua cabecera del acantilado (Fig. 16).

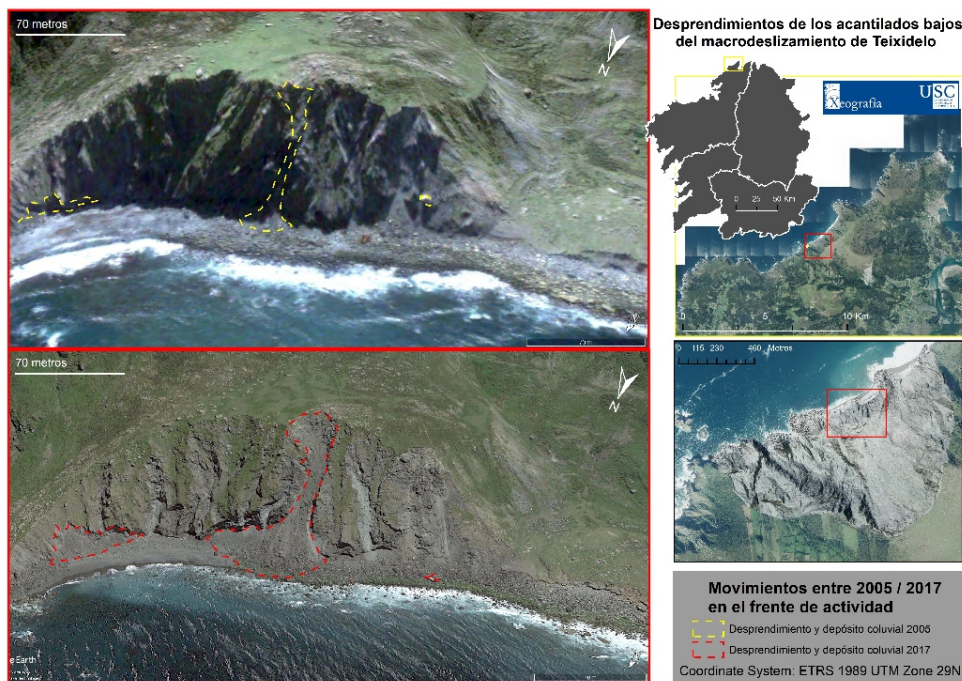


Figura 16: Movimientos de ladera en el valle de Teixidelo entre 2005-2017.

Entre los años 2005 y 2017 se han producido movimientos importantes en esta zona. Las dos imágenes muestran el cambio que se aprecia fácilmente. Aunque no puede descartarse actividad previa a 2005, la resolución de las imágenes anteriores a esta fecha no permite una interpretación fiable. Se trata de un desprendimiento de unos 80 m de altura que acumula a su pie un gran depósito coluvial de materiales ultramáficos formando una especie de dique en la playa de arenas negras. Se han

detectado además (en este mismo período) movimientos de grandes bloques, con desplazamiento de hasta 20 m, muy posiblemente a causa de la existencia de un substrato rocoso profundamente alterado, que se satura fácilmente en agua. A la izquierda de este gran desprendimiento (Fig. 16) se aprecia también otro desprendimiento que parece erosionar la ladera generando un abanico coluvial.

En la imagen (Fig. 17, B) se aprecia un depósito con cuatro niveles distinguibles a simple vista, compuestos mayoritariamente de gravas y clastos, angulosos y ordenados, con un engrosamiento del tamaño de clastos hacia el techo. Esto podría estar indicando períodos erosivos de mayor actividad relativamente donde se pudieron experimentar ciertos procesos que se traducen mediante deposiciones de material coluvial o incluso coladas de barro tipo *debris flow* sobre los cuales se produce un consecutivo proceso de edafización dando lugar a suelos con horizontes de transición y de mezcla.

Además, hay evidencias de grandes clastos incrustados como el que se aprecia en la imagen (A) (Fig. 17) cuyo movimiento o arrastre necesita de una fuerza mayor para moverse al mismo tiempo que otros clastos de menor tamaño, entre otros factores.

En ocasiones este tipo de evidencias pueden ser indicativas de procesos periglaciares que en este tipo de entorno pudieron tener lugar según algunas investigaciones (Blanco Chao & Pérez Alberti, 1998; Pérez Alberti, 2014).

En la (Fig. 17; C) se aprecia una acumulación de rocas sobre la lengua de valle en la línea de costa actual-. Se trata de un deslizamiento antiguo en el que podemos observar curiosas formaciones lingüiformes separadas por crestas lineales que cruzan el valle longitudinalmente. Se conocen como crestas transversales o radiales (Fig. 14) dependiendo de su disposición, que en ocasiones pueden ir acompañadas de grietas. Por último (Fig. 17; D) se aporta un ejemplo de procesos de fracturación de los suelos del valle, cuyo estudio se podría enfocar desde la ecogeomorfología. El pisoteo constante de la fauna (caprina y equina) que frecuenta estos espacios hace que el terreno tienda a ceder formando brechas arqueadas debido a su inestabilidad y sensibilidad.

Normalmente dejando expuestos escarpes de arcillas que se erosionan y se agotan. Se encuentran muchos sobre formas lobulares de tipo *hummocky lobes*.

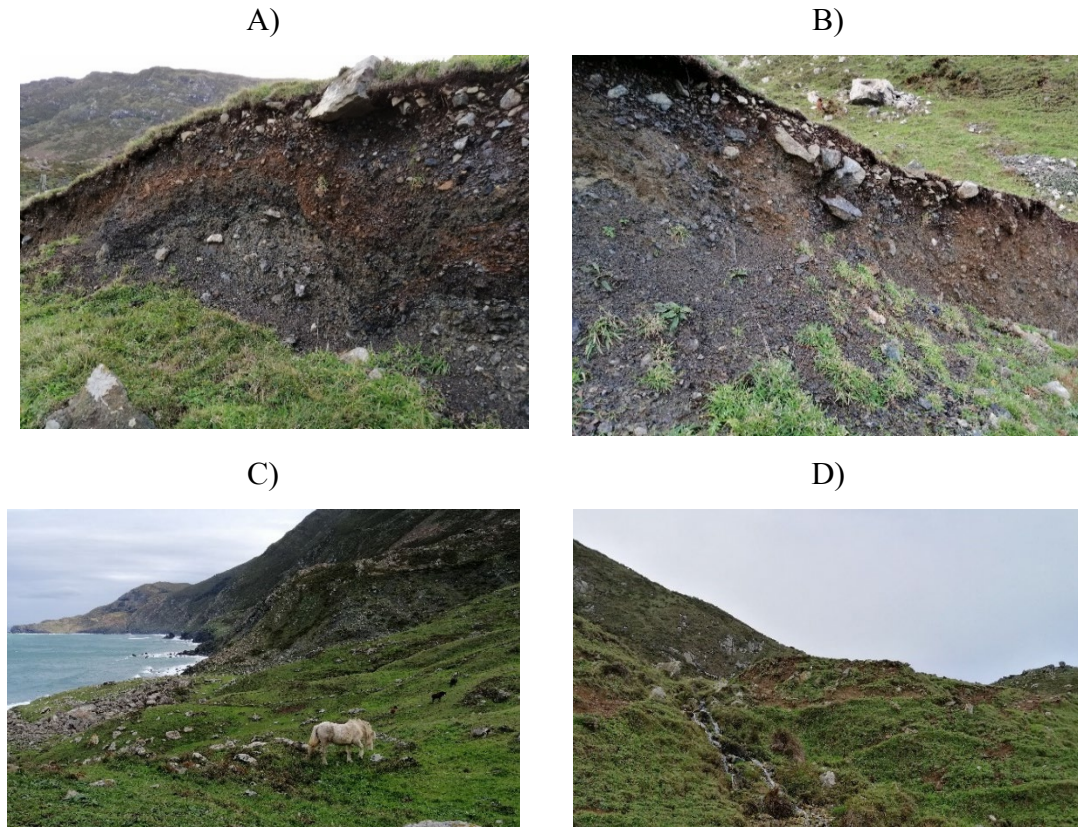


Figura 17: Detalles de Teixidelo; A) y B) Horizontes edáficos en un escarpe del fondo de valle; C) Panorámica de Teixidelo desde el fondo del valle; D) Superficies onduladas (*hummocky*) y cursos fluviales distorsionados.

Por otra parte, una vez comprendida la dinámica del valle, se realizó un análisis del terreno en busca de patrones geomorfológicos como la fracturación de las paredes rocosas y otros factores que favorezcan procesos de erosión. Es el caso del encaje de la cascada que cae directa al mar en el flanco occidental del valle. Como vemos en el mapa del Anexo II.1, existe un patrón de fracturas horizontal/vertical que en muchas ocasiones presentan intrusiones de cuarzo y otros materiales. Algunas pueden ser erosionados con mayor facilidad provocando líneas de debilidad que promueven la aparición de formas óptimas para la canalización de aguas como es el caso de la

cascada. El perfil topográfico sigue un ligero patrón escalonado de gran pendiente. En parte pudo verse generado por la ruptura de bloques a favor de fracturas horizontales.

En conclusión, el valle de Teixidelo representa un ejemplo de dinámica costera en el que interactúan muchos factores (tipo de roca, alteración, movimiento en masa, agua, erosión costera). Resulta difícil deslindar causa y efecto, con un funcionamiento con cierta carga aleatoria, aunque más dominado por momentos de alta intensidad y baja frecuencia (García, 2016).

#### 4.2.2 Ensenada de Cortés

El valle-vaguada de Cortés forma el codo de la ensenada homónima y ha sido interpretado como otro de los grandes acantilados con remate plano en forma de vaguada que se ha podido ver dominado por movimientos de ladera importantes. Se trataría pues de una estructura de fondo compuesta de material sedimentario procedente de otro macro deslizamiento similar al de Teixidelo. Nos encontramos con fuertes pendientes y diversos canchales dispuestos a diversas alturas de la ladera formando manchas estrechas y alargadas. Se trata de una vaguada más aplanada hacia el margen occidental donde predominan gneises de dos micas (Fig. 19).

Este sector parece ser el más activo, con un fondo de valle que mantiene un escarpe basal con un acantilado activo formando depósitos sedimentarios por su desmantelamiento. Estamos hablando de parte de la playa de Cortés, compuesta predominantemente por cantos y bloques muy redondeados al pie de depósitos con una matriz arcillosa de tonalidades azul claro/verdosas que amalgaman en su interior bloques y cantos heterométricos subangulosos y subredondeados (Fig. 18; F). Si bien de forma aventurada, puede plantearse que la génesis de dichos depósitos se vincula a procesos en condiciones climáticas frías y de regresión marina, como se han identificado con frecuencia en otros puntos de la costa gallega (Trenhaile et al., 1999; Costa Casais et al., 1994, Blanco Chao et al., 2002, 2003) aunque en las imágenes no se percibe nada que realmente pueda indicar a simple vista pruebas de que esta playa tenga

A)



B)



E)



C)



D)



F)



G)



H)



Figura 18: Imágenes del entorno de la Vaguada de Cortés; A) Panorámica de Cortés con la playa donde se hallan los depósitos mostrados en la figura; B) Canchales en la vaguada de Cortés; C) Deposito cementado con extrusiones de arcilla húmeda; D) Corredor E de la vaguada donde se produce el contacto litológico; E) Depósito poco consolidado con grandes bloques en una matriz de arcillas expansibles azules muy húmedas y gravas; F) Depósito consolidado cementado de composición similar al mostrado en E); G) Flujo de deslizamientos por erosión de los depósitos arcillosos del escarpe de playa; H) Escarpe costero sobre depósitos de arcillas con grandes bloques angulosos fracturado por degradación hidromórfica.

origen en períodos fríos. Esos depósitos de playa bajo sedimentos periglaciares tienen unas características muy definidas, las cementaciones son por acción del hierro y desde

los cantos hasta las arenas, están redondeados. Y aunque las cotas altitudinales son coherentes ya que se ubican entre 2 y 4 metros por encima del nivel del mar actual (en marea alta) su posible vinculación a procesos fríos es probable mientras que aceptarlos como depósitos costeros es más complejo.

En Galicia, este tipo de depósitos se encuentran a menudo formando la base de los depósitos continentales generados durante la regresión glaciár, bajo niveles que han proporcionado fechas por  $C^{14}$  cercanas al 40.000BP (Costa Casais et al., 1994; Blanco Chao et al., 2003; Cano et al., 1997, citado en Bedoya et al., 2003). Caracterizados por presentar una granulometría gruesa, con abundantes cantos y bloques rodados, se ven

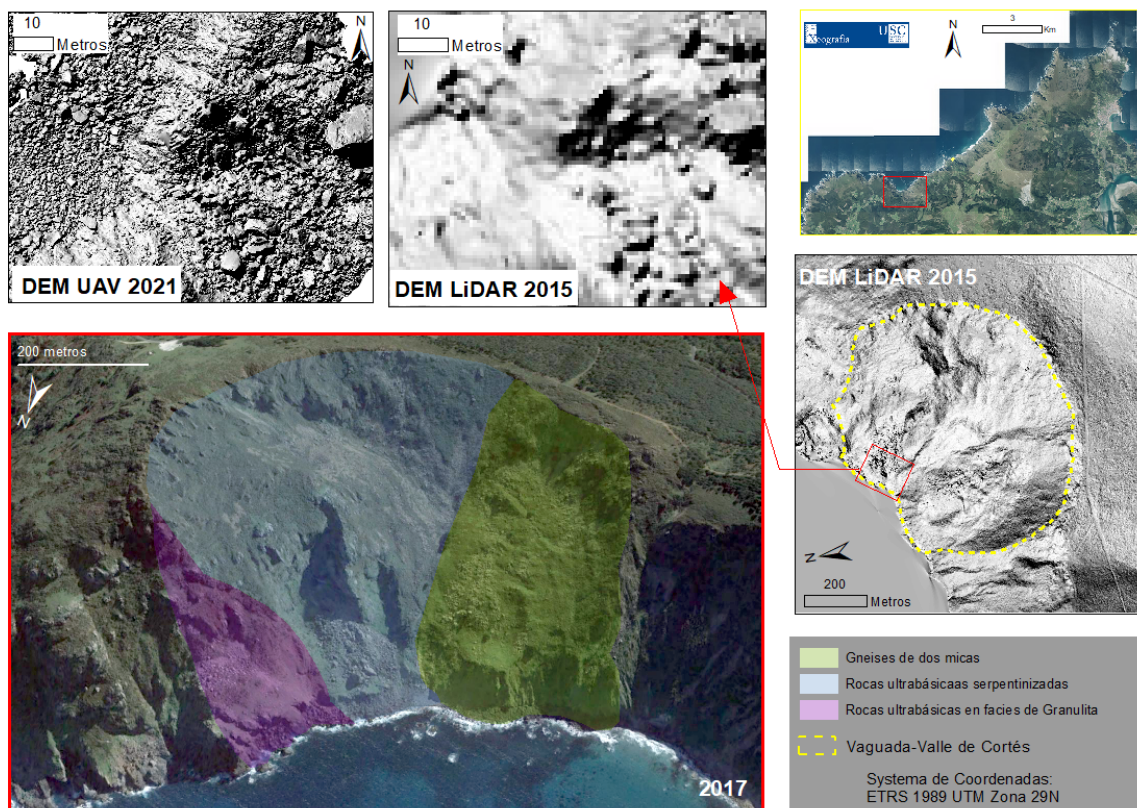


Figura 19: Imagen oblicua de la vaguada de Cortés con su geología simplificada y detalle del escarpe de playa en modelo PNOA MDE Y UAV MDE

embutidos en gravas y cantos algo más angulosos generalmente formando un conjunto muy cementado (Bedoya et al., 2003). Se ha visto pues una cierta dominancia de

formas heredadas que se van modificando por efectos de cambios ambientales y procesos de baja frecuencia pero alta intensidad.

La evolución reciente del escarpe de playa en el sector central de la base de la vaguada se analizó en detalle por medio de las imágenes aéreas y la obtención de imágenes mediante un UAV. Se trazó el remate superior del escarpe sobre la imagen obtenida en la primavera de 2021 y se compararon con las ortofotos disponibles de fechas anteriores (Fig. 20). Como resultado se detectó una ligera tendencia a progradar hacia el mar, al menos en su sector NE. Esta observación recurre a pensar que se puede estar dando una dinámica parecida a la que veíamos en el valle de Teixidelo, pero de forma menos intensa. En esta playa se detectaron además indicios de inestabilidad, como algunas grietas en el terreno superior al escarpe como la que se aprecia en la imagen de 2021 (Anexo III.2).

En la figura 21 vemos un mapa en que se aprecia la diferencia entre los MDE de 2015 y 2010 con resultados claros que sirven como estimación aproximada de la cantidad de material que se ganó y se perdió en el acantilado del flanco O de Cortés. Aquí nos encontramos con diversos depósitos de origen coluvial causados por desprendimientos de material muy alterado formando abanicos posteriormente fuertemente disecados en formas acarcavadas. Los principales agentes erosivos aquí son la precipitación y la gravedad en los sectores elevados, seguido de la acción del oleaje en los escarpes basales, que se encuentran cubiertos por playas de cantos en casi toda la extensión.

Como vemos, ocho de las principales formas de desprendimientos que fueron identificadas se disponen en esta zona. La base del acantilado (Fig. 21) muestra colores de tonos amarillos más oscuros que indican movimientos o pérdidas de material en contraste con las zonas superiores donde el color torna claro marcando evidencias de poca actividad y azulado donde se dio aumento de material entre estos cinco años. Del mismo modo, se aplicó este método en el conjunto de la vaguada de Cortés a una escala menor (Anexo III.2) y se detectaron pérdidas generalizadas en la parte basal, donde el

escarpe de playa muestra considerables diferencias como vimos así como en los depósitos de arcillas y clastos situados tras ella.

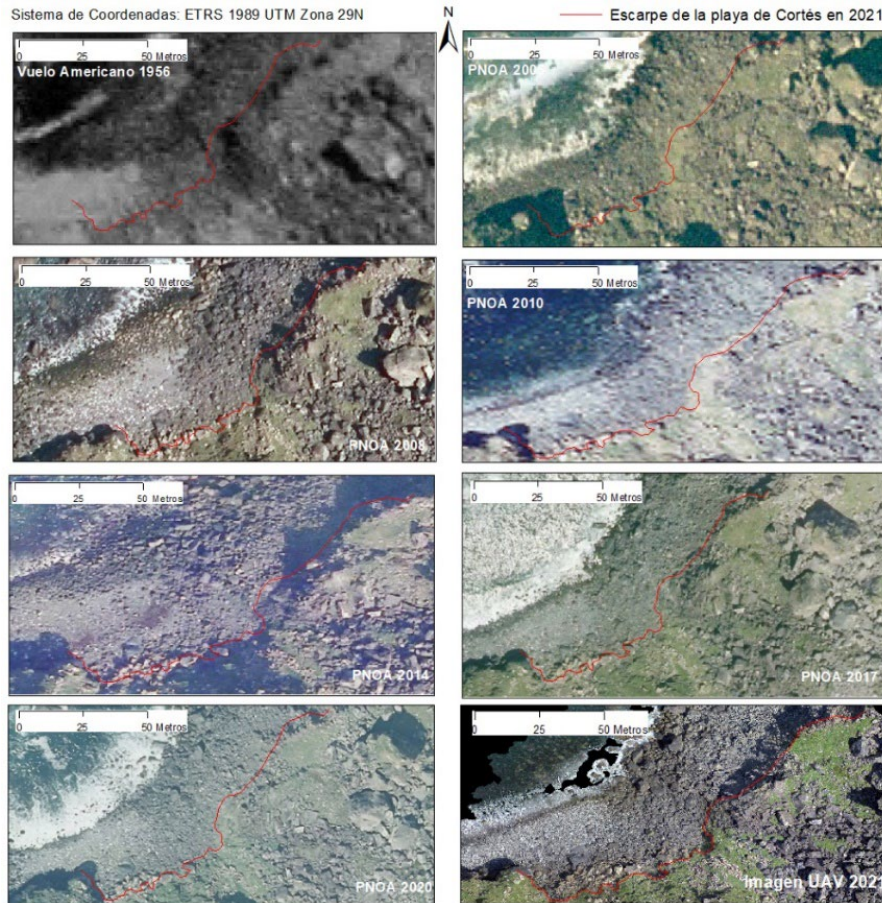


Figura 20: Evolución del escarpe de playa de Cortés.

Ahora bien, debe tenerse en cuenta que estos datos de elevación pueden depender de efectos de la vegetación y otros factores que alteren el relieve como sombras en el ángulo del escaneo de las nubes LiDAR. En la (Fig. 22) se muestra, por último, una de las formas más cambiantes recientemente. Se trata de la punta San Domingo que culmina el cabo que divide la ensenada de Cortés y la de Tarroiba al O. La imagen que se aprecia muestra el fuerte cambio de un desprendimiento fresco en forma triangular que se ha debido de activar hace no más de seis años.

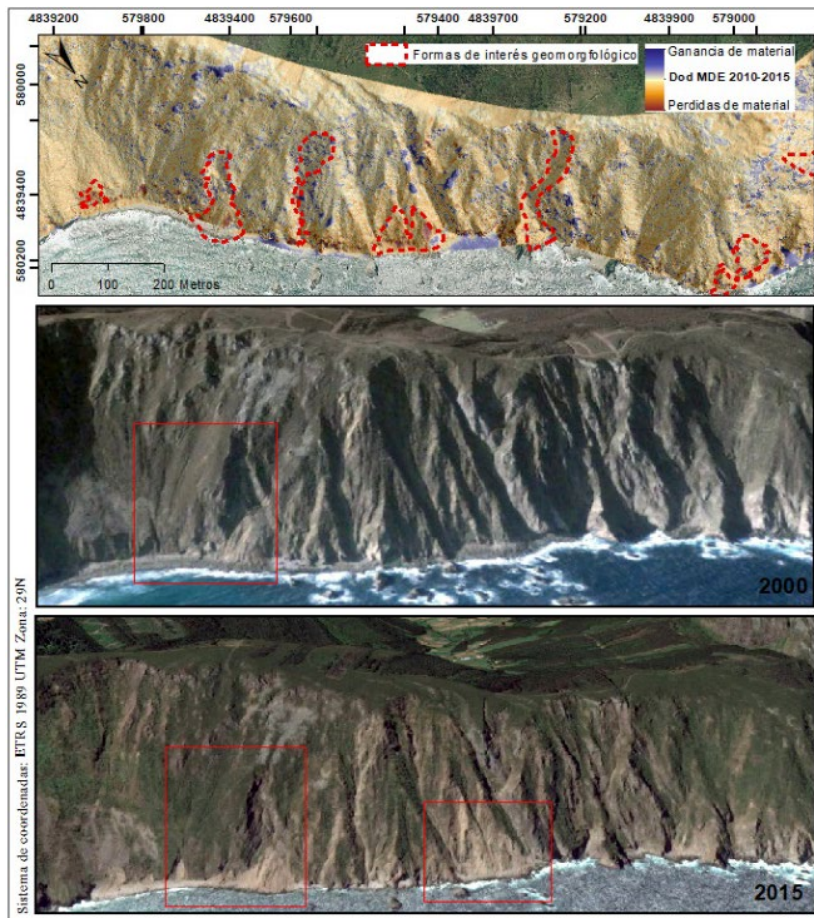


Figura 21: Depósitos del acantilado de Cortés.

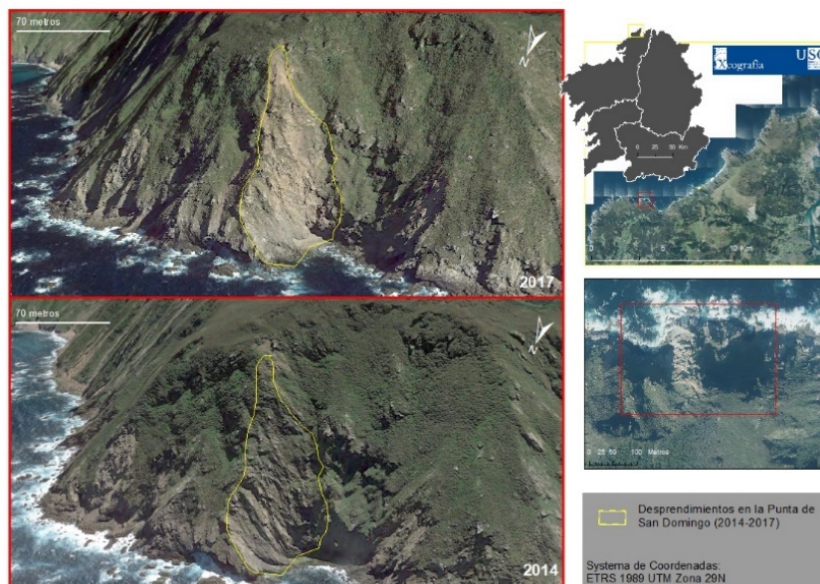


Figura 22: Desprendimiento en la punta San Domingo (ensenada de Cortés).

## 5. DISCUSIÓN

En este estudio se ha desarrollado una hipótesis básica para poder clasificar de cierto modo cómo se desencadena y de qué depende la potencia erosiva que da lugar a los diversos fenómenos geomorfológicos. Nos hemos centrado en las diferencias existentes entre las formas identificadas según altitud y pendiente de ladera. Principalmente, se ha dividido la cota altitudinal por debajo y por encima de 200 msnm (Fig. 23, Izq.).

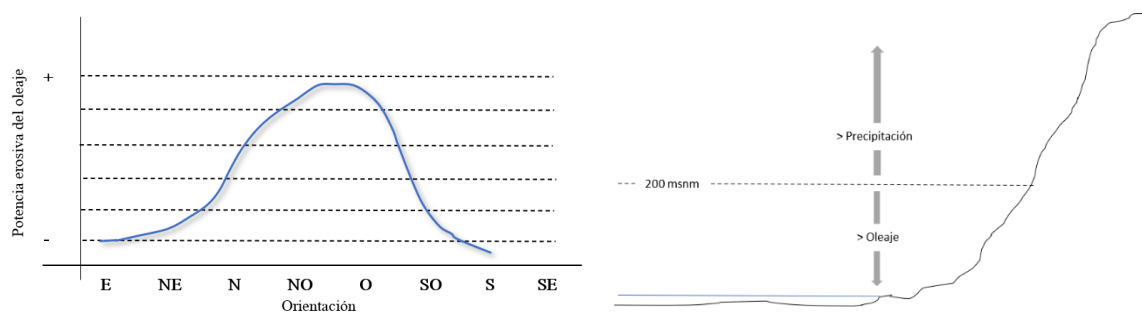


Figura 23: Potencial erosivo estimado del oleaje en las zonas de cota menor a 200 msnm. A la izquierda, un gráfico de potencial erosivo del oleaje según orientación de la costa. En la figura de la derecha se representa un esquema de acantilado. Se estima bajo 200 msnm una erosión de mayor potencial derivada del oleaje, mientras que en la parte superior, la lluvia sería un desencadenante protagonista. Los dos agentes erosivos irán naturalmente acompañados del factor gravedad.

Como se observa en la (Fig. 23) la mayoría de las formas identificadas se sitúan por debajo de la línea de cota 200 o superándola un poco. Sí existen algunas que la superan con creces, pero se trata de aquellos grandes deslizamientos y algunos abanicos de derrubios que se producen en las cabeceras de los acantilados más pronunciados, como ocurre en Herbeira (Anexo I.25). O los localizados en la ensenada de Cortés, donde existen diversos flujos de derrubios y depósitos coluviales y sedimentarios posiblemente de antigüedad Pleistocena-Holocena (Fig. 24; (A-A')).

La exposición al oleaje incidente, cuya componente predominante es del NO se interpreta como uno de los factores importantes en el modelado analizado. Las zonas más expuestas corresponden a las formas de mayor magnitud, como las vaguadas y grandes desprendimientos que superan incluso la línea de los 200 metros de cota, pero a su vez, estas laderas más expuestas al NO y O tienden a ser las más elevadas y de

pendientes menos exageradas por lo que presentan mayores procesos de estabilización por la cubierta vegetal, especialmente en las zonas más elevadas.

Esta hipótesis sobre el espacio de actuación de los agentes erosivos se esquematiza en la (Fig. 23.) Se entiende pues, que en los sectores superiores de acantilado la precipitación sería el agente erosivo principal, sobre todo a la hora de desestabilizar las laderas. Mientras el potencial erosivo en las zonas inferiores sería esencialmente la erosión marina. Este último agente, variará su potencial erosivo dependiendo de la exposición de la costa con relación al oleaje dominante. Haciendo alusión a las conclusiones obtenidas en otros estudios sobre la zona, sabemos que se postuló que el factor determinante para el movimiento de las laderas son los oleajes derivados de los temporales de mar y, en segundo lugar, la presencia de las recurrentes

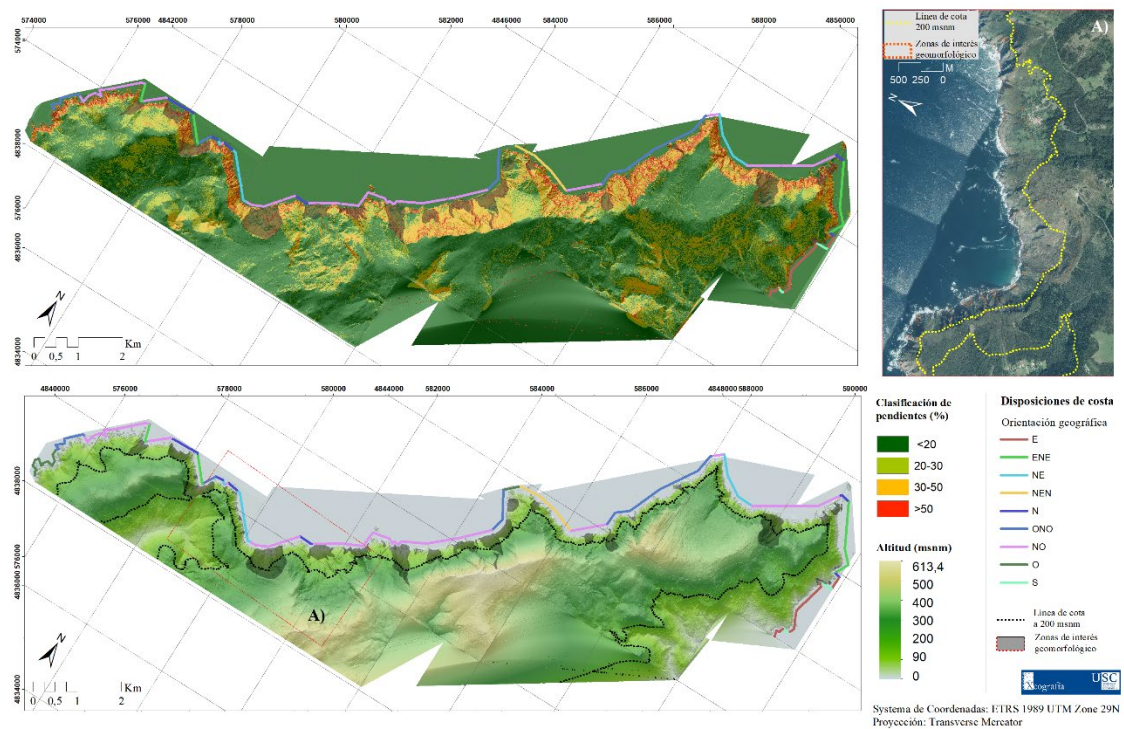


Figura 24: Patrón de orientaciones y pendientes de ladera en la línea de costa. Se dividen mediante una línea de cota a 200 msnm las formas de interés geomorfológico identificadas. Mediante una línea de orientaciones situada al pie de los acantilados se muestra la disposición de los mismos frente al oleaje y el viento.

precipitaciones, que influyen en la dinámica constantemente, tanto cuando se trata de episodios de lluvias intensas como la humectación derivada de la llovizna u ‘orballo’ que sucede con gran frecuencia.

No obstante, también hay que considerar que cada nuevo corrimiento impone nuevas condiciones previas (pendiente y disposición ante la erosión costera) para el próximo movimiento, lo que supone que no se pueda imponer una explicación de relación directa y proporcional (García et al., 2016).

Según las estadísticas de inventarios recopilados en algunos trabajos, los movimientos en masa en laderas continentales pueden proporcionar un enfoque razonable. Hay una considerable variedad de tipos de movimientos en masa de laderas (Varnes, 1978; Ayala-Carcedo, 2002; citado en Teixeira, 2006) pero los inventarios disponibles tienden a considerar dos tipos principales: (1) el deslizamiento de tierra, asociado con la pendiente del suelo y, (2) la caída de rocas, asociada con áreas rocosas empinadas (Malamud et al., 2004; citado en Teixeira, 2006). Esta distinción presenta afinidades claras con los tipos de acantilados marinos, respectivamente, los acantilados terrestres más suaves, y los acantilados oceánicos rocosos (Teixeira, 2006).

En Teixidelo, el volumen del depósito móvil en el fondo del valle mide aproximadamente  $11 \times 10^6 \text{ m}^3$ , en comparación con el  $48 \times 10^6 \text{ m}^3$  de volumen del valle y los  $172 \times 10^6 \text{ m}^3$  de la cicatriz mucho mayor que encierra el valle y el gran depósito en su lado este. Estas estimaciones sugieren que, asumiendo que el fondo de valle fue la fuente del material en el flujo de tierra, aproximadamente el 94% del material erosionado y transportado desde el valle, por movimientos masivos o por mecanismos fluviales o incluso glaciares (Pérez-Alberti, 2014), ya habría sido removido por el mar. Por el contrario, si el depósito móvil se entiende como el conjunto del valle de Teixidelo, luego alrededor del 77% del material habría sido eliminado (García et al., 2019a). Tales cifras denotan que se está ante un acantilado donde no solo predomina la dinámica rocosa, sino también la misma que podría afectar a terrenos de montaña y valle. Es pues una zona de grandes contrastes geomorfológicos uniendo diversos tipos de procesos que no siempre se toman como referencia al hablar de lo que sucede en un acantilado costero.

Por otro lado, a la hora de regresar a una síntesis deductiva en torno a la génesis de las diferentes formas, que principalmente se tratan de herencias o formas que surgen sobre estas, hay que atender a la dinámica de los ambientes cuaternarios.

La dinámica paraglacial implica el surgimiento de diversos fenómenos: la exhumación de formas terrestres litorales que fueron fosilizadas durante etapas frías anteriores; la activación de procesos erosivos debido a la eliminación de grandes volúmenes de material grueso y la formación de playas de cantos rodados y guijarros. Dependiendo del grosor, extensión y ubicación de los depósitos, la exhumación de formas costeras Eemienses ocurrieron durante diferentes eventos desde el interglaciar hasta la actualidad (Blanco Chao et al., 2002).

En entornos de valles periglaciares, el espesor de los depósitos explica por qué en muchos casos ha sido completamente evacuado el material sedimentario solo en las áreas más expuestas, mientras que en los sitios más protegidos, todavía forman activos acantilados que cubren las formas litorales generadas en el último interglaciar. En algunos casos, los acantilados se estabilizan por la vegetación terrestre, mostrando una etapa sin regresión. Este último el caso que se puede aplicar a nuestra área de estudio ya que en la mayoría de cabeceras de acantilado, la vegetación ha estabilizado la ladera de forma genérica, obstaculizando el desencadenamiento de procesos de desestabilización y desmantelamiento.

La transgresión postglaciar se produjo a lo largo de parte del litoral gallego, explotando en el territorio continental depósitos que fosilizaron la costa del último período interglaciar. La extensión, el espesor y las facies de los depósitos varían dependiendo de su ubicación, y la retirada de sedimento se produce en varias fases controladas por variaciones en el nivel del mar, así como por el volumen y la naturaleza de los sedimentos que ingresan a la costa.

Parece que el aumento del nivel del mar fue muy rápido hasta 6000 / 5000 BP que representa una fase inicial de retiro rápido de depósitos y la incorporación de grandes volúmenes de sedimento al sistema costero. Desde que la transgresión comenzó hacia 15000 o 14000 a. C. (Rey Salgado, 1993; Dias Alveirinho et al., 2000; Blanco Chao et al., 2002) la erosión de los depósitos más extensos debió haber comenzado antes de la estabilización del nivel del mar Holoceno, pero hay evidencias que indican el mantenimiento de la sedimentación continental durante esta primera etapa transgresora (Blanco Chao et al., 2002). Es por ello por lo que la dificultad de comprender la génesis

de las formas de este entorno es evidente, sobre todo si no se tienen dataciones científicas para demostrarlo. Las evidencias comparativas nos permiten obtener argumentos para defender ciertos procesos que dan lugar a lo que hoy apreciamos en nuestra área de estudio, pero son simples aproximaciones a la realidad que no se pueden demostrar fácilmente.

De todos modos sí podemos afirmar que los procesos periglaciares pudieron tener un papel determinante en al menos algunos de los espacios analizados como el valle de Teixidelo y de Cortés, combinado con el papel del ascenso del nivel del mar Holoceno.

## 6. CONCLUSIONES

La sierra de A Capelada ha sido un lugar de fuerte interés geológico desde antaño pero su geodinámica y propiedades geomorfológicas y mineralógicas. Mediante este trabajo se ha intentado aportar un nuevo enfoque de conocimiento, reconociendo las formas más destacadas presentes en las laderas de este tramo de costa. Se ha visto una relación existente entre la litoestructura y las características de las formas existentes, a la vez que se calcularon sus valores topográficos para establecer tipos.

Como principal conclusión se desprende que las zonas donde existe más actividad de desmantelamiento de ladera coinciden con los lugares donde dominan gneises de dos micas y rocas eclogíticas, produciendo formas de menor magnitud, en relación con el total analizado, pero de mayor frecuencia activa. Sobre estos materiales desarrollan también algunos abanicos coluviales, pero en la mayoría de los casos en que estos ayudan a desarrollar playas de cantos, se ubican sobre rocas ultrabásicas serpentinizadas.

Zonas de mayores dimensiones ( $> 50.000 \text{ m}^2$ ) corresponden a los grandes deslizamientos y a las formas cuya génesis depende más de la tectónica, como vaguadas y depresiones. Hemos visto que se pueden entender las vaguadas de Teixidelo y Cortés

como libros abiertos a la hora de poder examinar y analizar la evolución paleoambiental del entorno, así como entender procesos geomorfológicos de mayor escala en costas elevadas del Atlántico norte. Siempre que hubiese la posibilidad de realizar estudios de mayor especificación científica, sería de gran utilidad la puesta en marcha de proyectos mediante sistemas tecnológicos como UAVs (Unmanned Aerial Vehicle) y técnicas de fotogrametría digital automatizada, entre otras.

Por supuesto un buen reconocimiento paleoambiental necesitaría de la ejecución de muestreos cuyas dataciones pudiesen aportar la información necesaria para conocer la antigüedad de estos entornos y, en definitiva, fortalecer lo ya iniciado por este trabajo. Y no se debe olvidar que estamos ante un área con un gran potencial turístico que necesita ser fomentado en base a una gestión protectora basada en información científica, que debe ser lo más respetuosa posible con el entorno.

## 7. FUENTES DE INFORMACIÓN

### 7.1 Referencias bibliográficas

ALBERTO MARCOS, (1992). Geología del complejo de Cabo Ortegal. Edición de Castro. Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo.

BLANCO CHAO, R., COSTA CASAS, M., MARTÍNEZ CORTIZAS, A., PÉREZ ALBERTI, A., & VÁZQUEZ PAZ, M., (2002). Holocene evolution on Galician coast (NW Spain): an example of paraglacial dynamics. *Quaternary International*, 93-94, 149–159.

GÓMEZ-PUJOL, L., PÉREZ-ALBERTI, A., BLANCO-CHAO, R., COSTA, S., NEVES, M., & DEL RÍO, L., (2014). Chapter 6 The rock coast of continental Europe in the Atlantic. *Geological Society, London, Memoirs*, 40 (1).

GARCÍA, J., MUÑOZ-NARCISO, E., PÉREZ-ALBERTI, A. et al., (2019 a). Remote sensing monitoring of a coastal-valley earthflow in northwestern Galicia, Spain. *Catena* 178 [Pp, 276-287].

GARCÍA, J., MUÑOZ-NARCISO, E., SIERRA-PERNAS, J.M. et al., (2019 b). Geo-Singularity of the Valley-Fault of Teixidelo and Candidacy to Geopark of Cape Ortegal (NW Iberian Peninsula): Preliminary Assessment of Challenges and Perspectives. *Geoheritage*.

HERNÁNDEZ BORGE, J., ROMANÍ BARRIENTOS, R., (1979). La comarca de Teixido y Sierra de la Capelada. Estudio geográfico. Servicio de mecanización de la universidad de Santiago de Compostela. Santiago.

J. GARCÍA GARCÍA, ALFREDO OLLERO, ASKOA IBISATE, et al., (2021). Promoting fluvial geomorphology to “live with rivers” in the Anthropocene Era. *Geomorphology*; Volumen 380.

J. LÓPEZ BEDOYA, R. BLANCO CHAO, A. PÉREZ ALBERTI, (2003). Geomorfología de la costa de Ferrol. Caracterización de las tipologías de acantilados. Dpto. de Xeografía, Universidade de Santiago de Compostela. Praza da Universidade,

Santiago. Procesos geomorfológicos y evolución costera. Actas de la II reunión de geomorfología litoral [Pp. 241-254]. Edit. USC campus sur, Santiago de Compostela.

JOSÉ RAMÓN MARTÍNEZ CATALÁN, RICARDO ARENAS et al., (2010). Geología del complejo de Cabo Ortegal y de las unidades relacionadas del basamento de Galicia. Guía de Campo. Concello de Cariño, Xunta de Galicia. Publicado en Noviembre de 2010. [Pp, 14-17].

JUAN ANTONIO MAYOR RODRÍGUEZ, (2011). Tesis doctoral: “Génesis de cavidades graníticas en ambientes endógenos y exógenos”. Instituto universitario de xeoloxía “Isidro Parga Pondal”. Dirigida por: JUAN RAMÓN VIDAL ROMANÍ. A Coruña, noviembre de 2011. [Pp: 20-25].

NONN, HENRY, (1966). Les régions cotieres de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique. Paris, Ed. Les Belles Lettres, págs. 393 Y ss. [(Citado en: La comarca de Teixido y sierra de la Capelada. Estudio geográfico (1979)].

PÉREZ-ALBERTI, A., (2014). Geomorfología en Complejo Básico-Ultrabásico de Capelada-Cabo Ortegal: FERREIRO, D.A., MACÍAS, F., Calvo de ANTA, R., PÉREZ-ALBERTI, A., OTERO-PÉREZ, X.L., VERDE-VILANOVA, J.R., PÉREZ-LLAGUNO, C., SAIZRUBIO, R., DÍEZ, E., BOLAÑOS-GUERRÓN, D., (Eds.). Andavira Editorial, Santiago de Compostela. [Pp, 7-30].

PÉREZ-ALBERTI, A., GÓMEZ-PAZO, A. (2019). The Rocky Coasts of Northwest Spain. The Spanish Coastal Systems, Dynamic Processes, Sediments and Management. Chapter 2. 27-47.

RAMÓN BLANCO CHAO Y AUGUSTO PÉREZ ALBERTI (1996). Formas litorales en la costa noroccidental gallega: los sectores acantilados entre cabo Prioriño (Ferrol) y pta. Frouxeira (Valdoviño). Departamento de Xeografía. Facultade de Xeografía e Historia. Universidade de Santiago.

TEIXEIRA, S. B. (2006). Slope mass movements on rocky sea-cliffs: A power-law distributed natural hazard on the Barlavento Coast, Algarve, Portugal. *Continental Shelf Research*, 26(9), 1077–1091.

TRENHAILE, A. S., PÉREZ ALBERTI, A., MARTÍNEZ CORTIZAS, A., COSTA CASAIS, M., & BLANCO CHAO, R. (1999). Rock coast inheritance: an example from Galicia, northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24(7), 605–621.

## 7.2 Webgrafía

CONSELLERÍA DE MEDIO AMBIENTE TERRITORIO Y VIVIENDA. Xunta de Galicia. Meteogalicia; Disponible en: [https://www.meteogalicia.gal/observacion/estacions/estacions.action?request\\_locale=gl](https://www.meteogalicia.gal/observacion/estacions/estacions.action?request_locale=gl) [Consulta: 5/6/2021].

GEOTECNIAFACIL (2020). *Tipos y clasificación de movimientos de ladera*. 20 de Enero de 2020. Disponible en: <https://geotecniafacil.com/tipos-y-clasificacion-de-movimientos-de-ladera/> [Consulta: 26/4/2021]

MINISTERIO DE TRANSPORTES, MOVILIDAD Y AGENDA URBANA. Puertos del Estado; Oceanografía, Previsión, tiempo real y clima. (2021). Disponible en: <http://www.puertos.es/es-es/oceanografia/Paginas/portus.aspx> [Consulta 22/5/2021]

R. ARENAS, S. MARTÍNEZ ET AL., (2009). The basal tectonic mélangé of the Cabo Ortegal Complex (NW Iberian Massif): a key unit in the suture of Pangea. *Journal of Iberian Geology*. Disponible en: [https://www.semanticscholar.org/paper/The-basal-tectonic-m%C3%A9lange-of-the-Cabo-Ortegal-\(NW-Arenas-Mart%C3%ADnez/93c4f8b6578aa665c6cd248b8795c2fbf0e711cb](https://www.semanticscholar.org/paper/The-basal-tectonic-m%C3%A9lange-of-the-Cabo-Ortegal-(NW-Arenas-Mart%C3%ADnez/93c4f8b6578aa665c6cd248b8795c2fbf0e711cb) [Consulta: 22/5/2021]

## 8. ANEXOS

### 8.1 Anexos I

*Anexo 1.1: Tabla de fenómenos geomorfológicos.*  
*(ver siguientes cuatro páginas)*

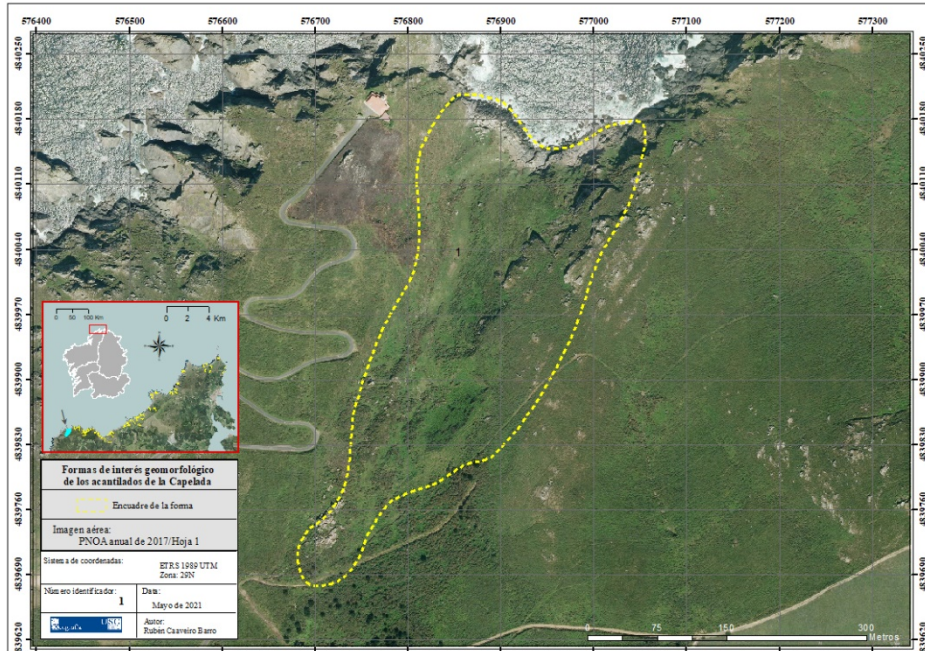
Clasificación de las Zonas de interés geomorfológico identificadas en los acantilados de A Capelada.

Id	Forma (F) / Nombre	Procesos (Factores desencadenantes)				Estructura			Escala						
		G	O	P	A	Falla/fractura	Cabalgamiento	Litología	Espacial		Temporal (Actividad)				
									MC	Ms	Mc	<D	>D	M	
		Frecuencia de Actividad						H	Md	L					
1	Depresión con playa de cantos en los cabalgamientos de Candieira	X	X (frente playa)	X		X	X	Gneises de dos micas (Precámbrico-Cámbrico)/Rocas metabásicas en facies granulita/Anfibolitas de plagioclasa, epidota, cuarzo		X		X			X
2	Vaguada de Balteira de Terra	X		X			X (Sinclinal)	Rocas metabásicas en facies granulita	X			X			X
3	Derribio encajado de Tarroiba	X		X		X	X	Rocas metabásicas en facies granulita		X				X	
4	Vaguada con contacto doble en Tarroiba	X		X		X (Contacto doble y falla)	X	Gneises de dos micas (Precámbrico-Cámbrico)/Rocas ultrabásicas serpentinizadas / Rocas metabásicas en facies granulita			X		X		X
5	1º Desprendimiento reciente con playa de gravas Punta Tarroiba	X	X	X			X (Pliegue sinclinal)	Gneises de dos micas (Precámbrico-Cámbrico)		X				X	
6	2º Desprendimiento en Cortés	X	X	X			X (Pliegue sinclinal)	Gneises de dos micas (Precámbrico-Cámbrico)		X		X			X
7	3º Desprendimiento en Cortés	X	X	X			X (Pliegue sinclinal)	Gneises de dos micas (Precámbrico-Cámbrico)		X		X			X
8	4º Desprendimiento con canal coluvial y playa de gravas Cortés	X		X (parte baja)	X			Gneises de dos micas (Precámbrico-Cámbrico) / Rocas filonianas posttectónicas		X		X			
9	5º Desprendimiento y canchales de playa Tarroiba	X	X	X		X (Intrusión de rocas ultrabásicas)		Gneises de dos micas (Precámbrico-Cámbrico)		X		X			X
10	6º Desprendimiento Cortés	X	X	X				Gneises de dos micas (Precámbrico-Cámbrico)		X		X			X

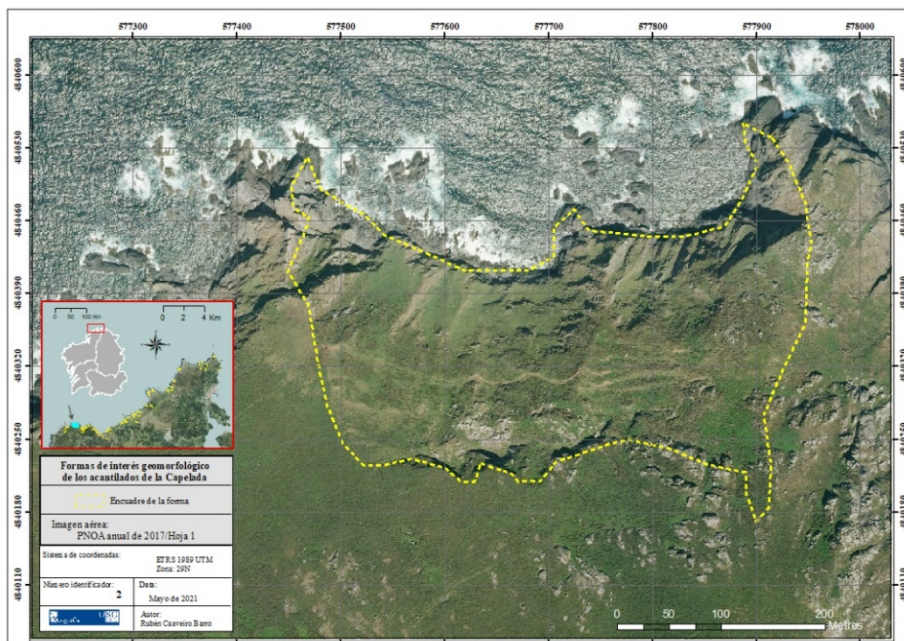




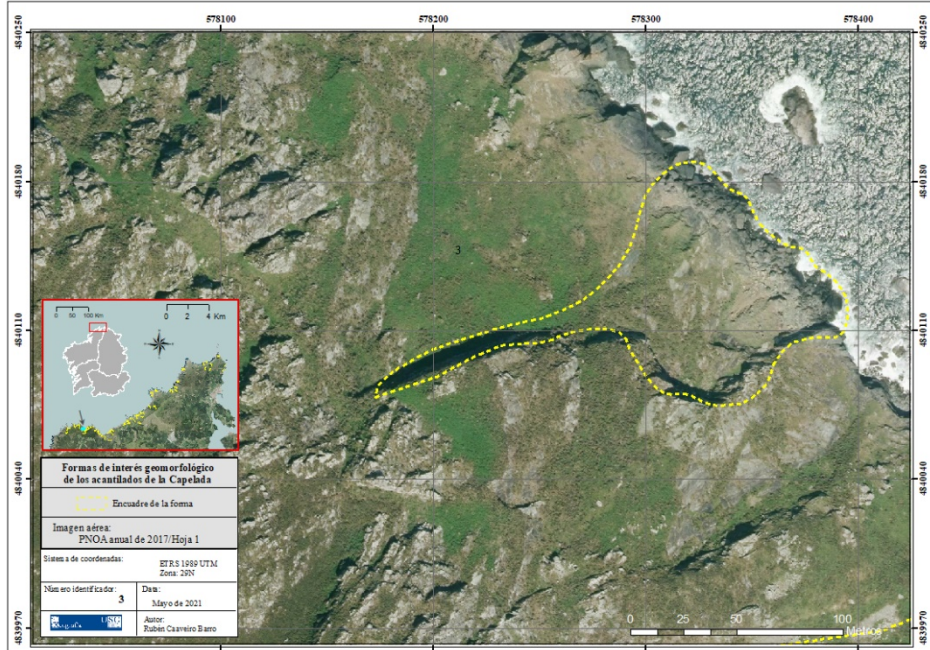




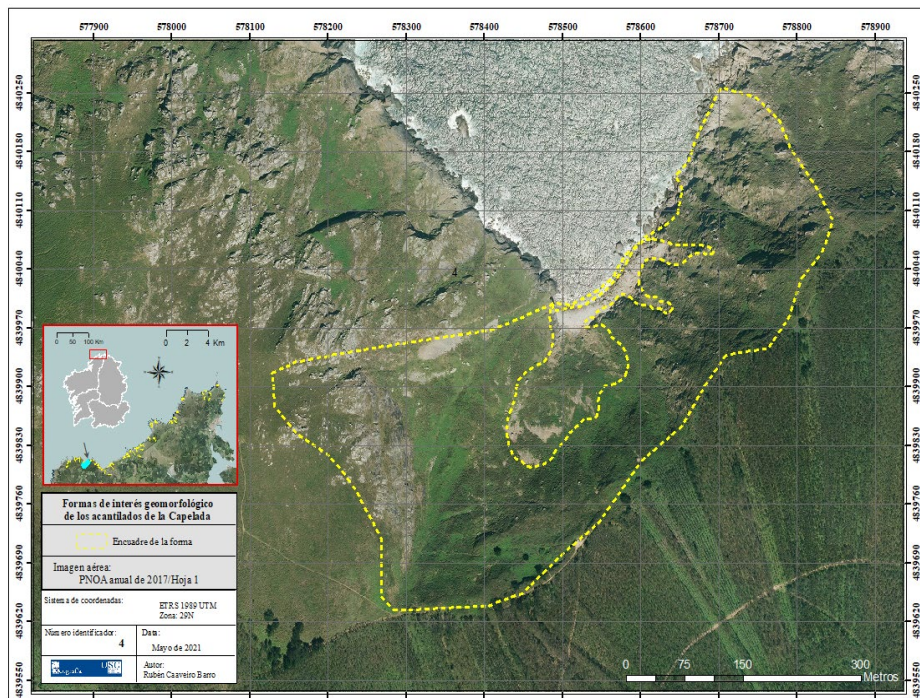
Anexo I.2



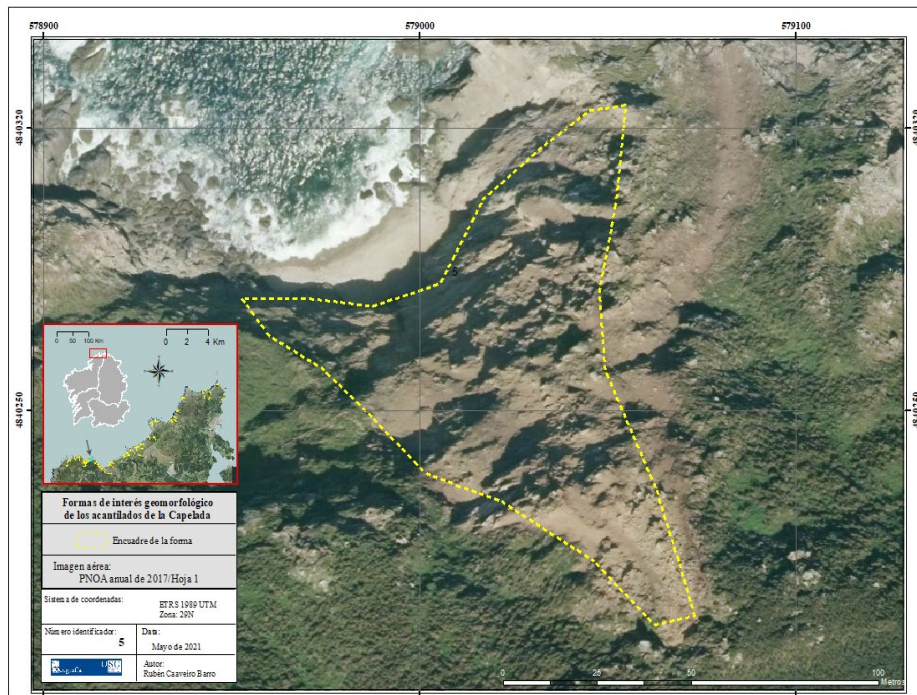
Anexo I.3



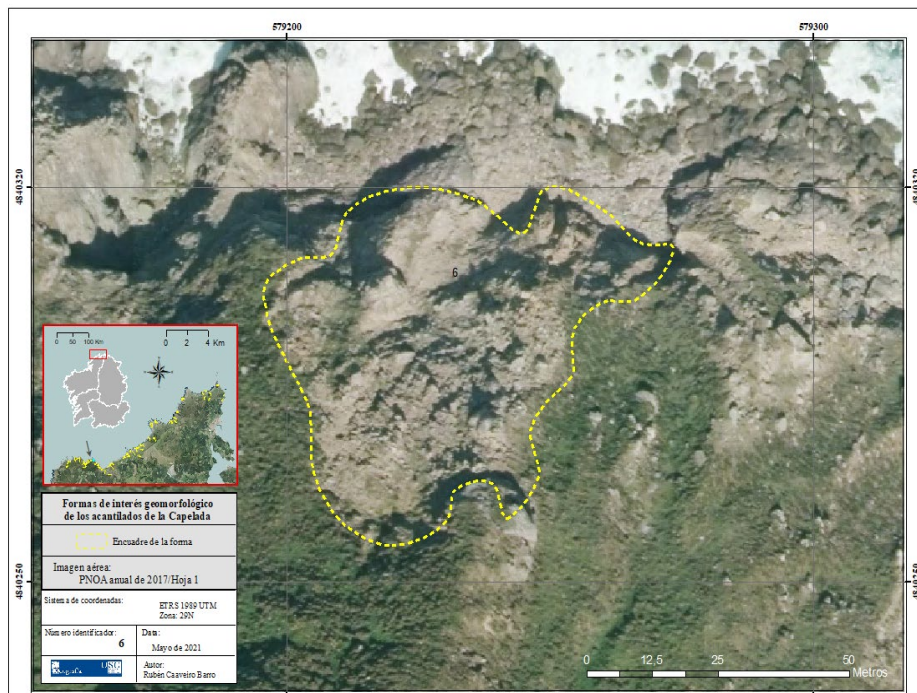
Anexo I.4



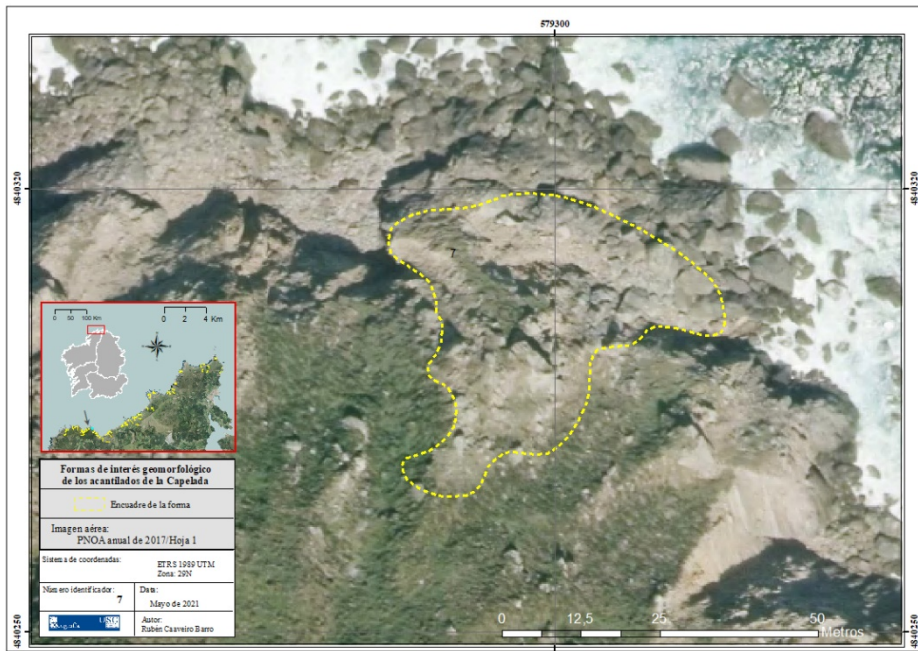
Anexo I.5



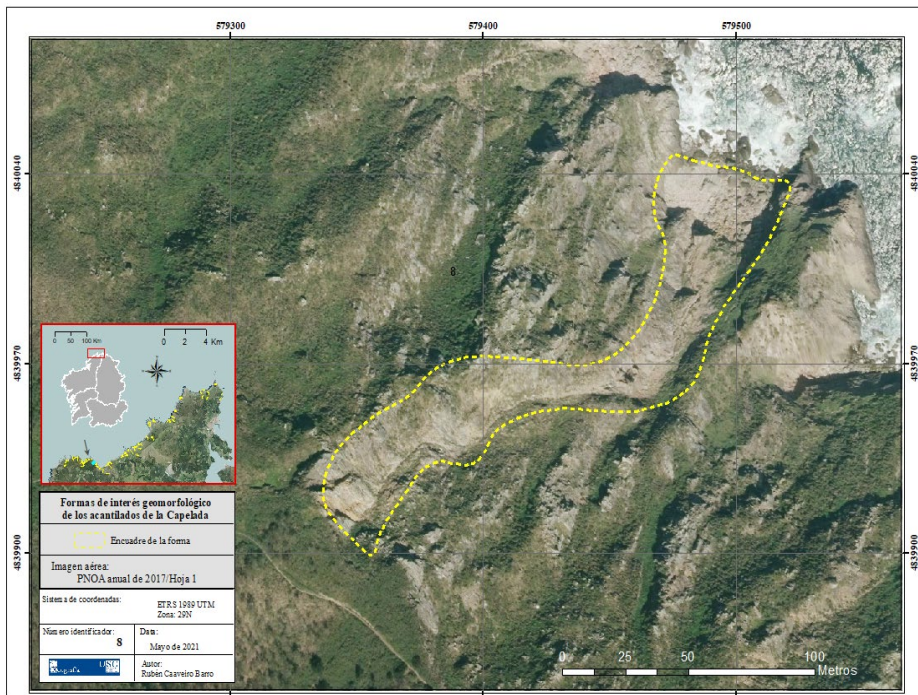
Anexo I.6



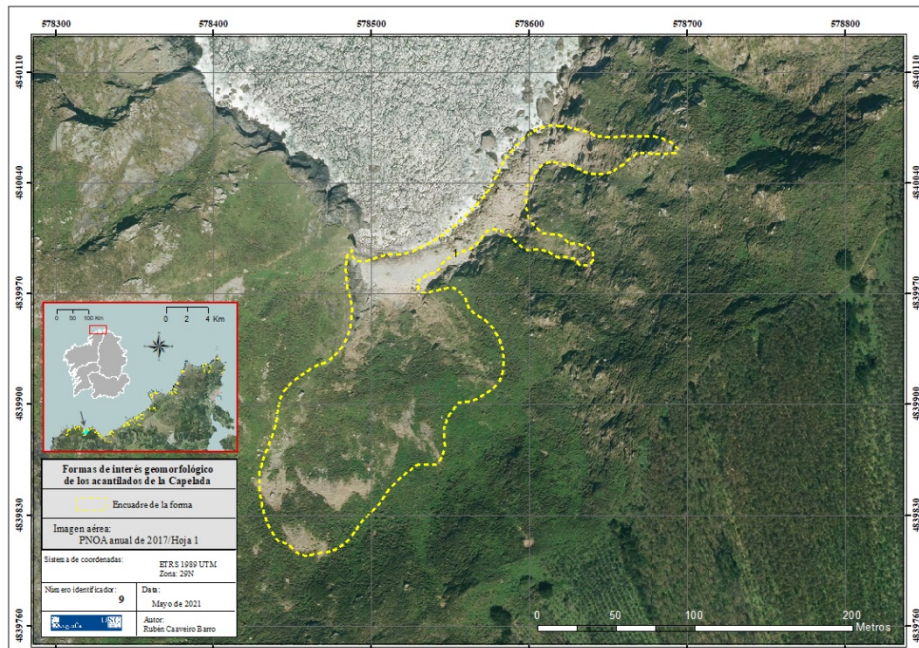
Anexo I.7



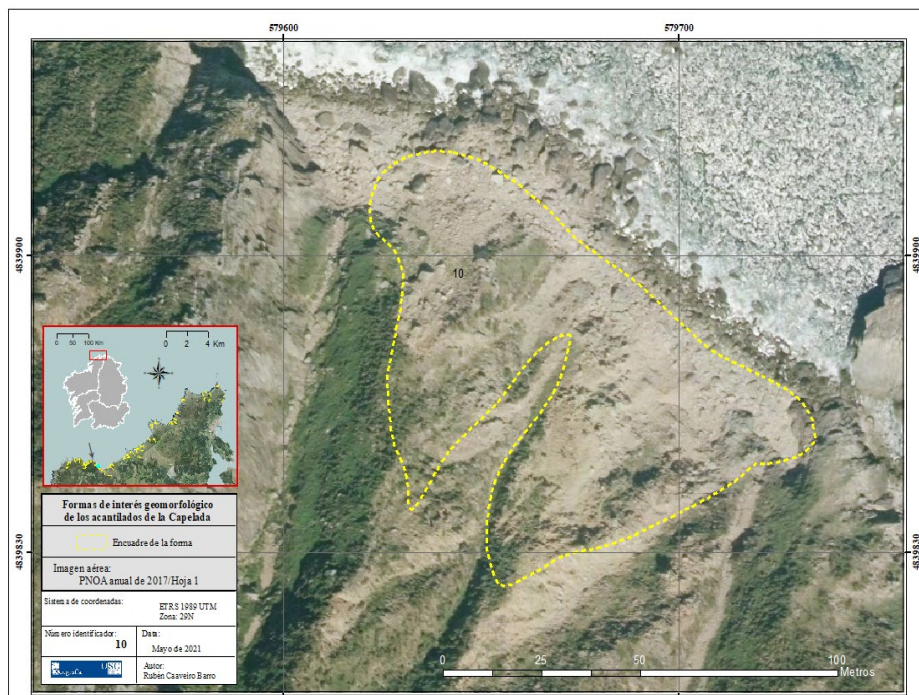
Anexo I.8



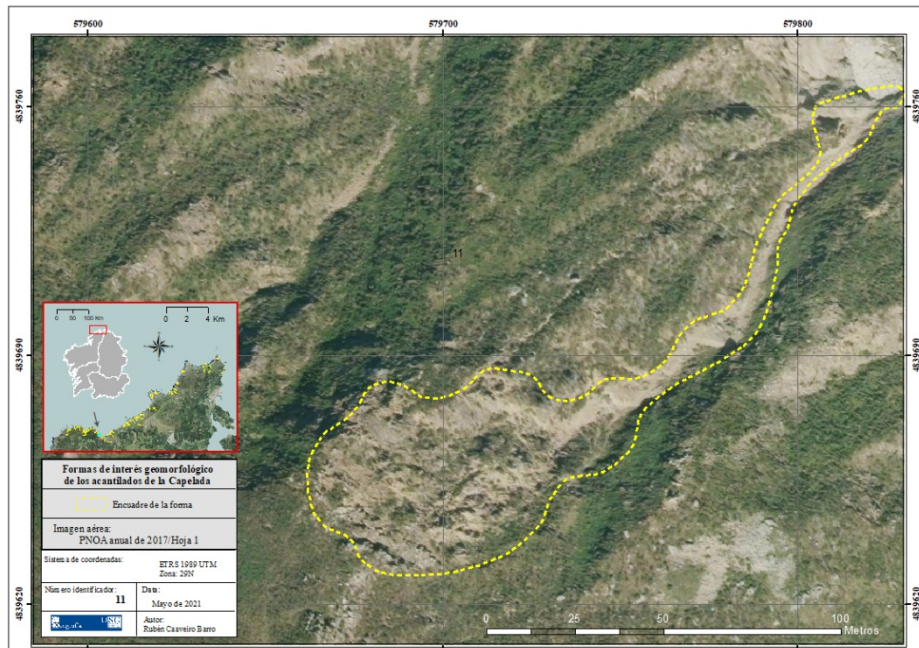
Anexo I.9



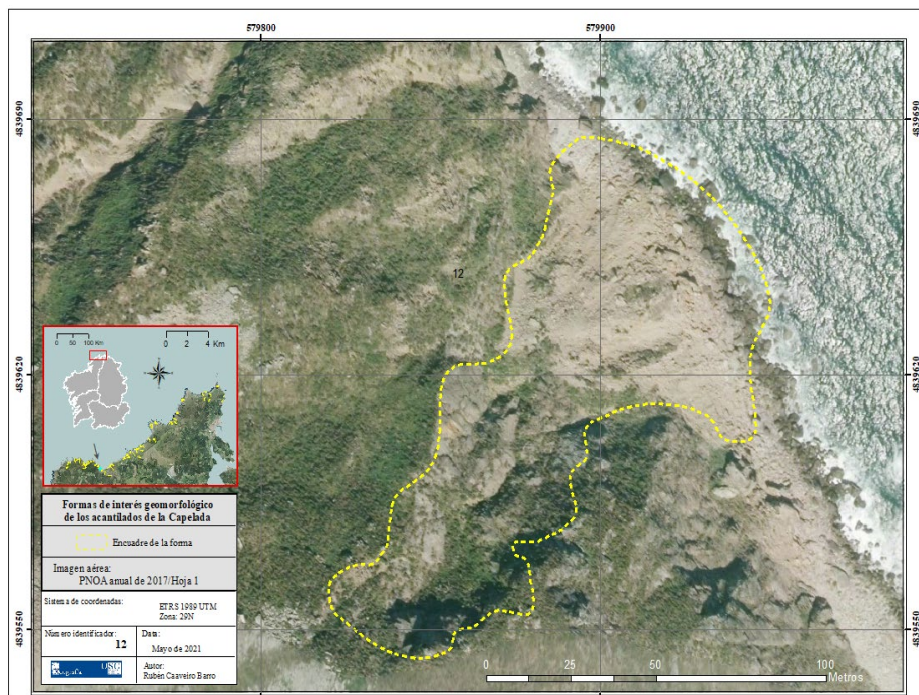
Anexo I.10



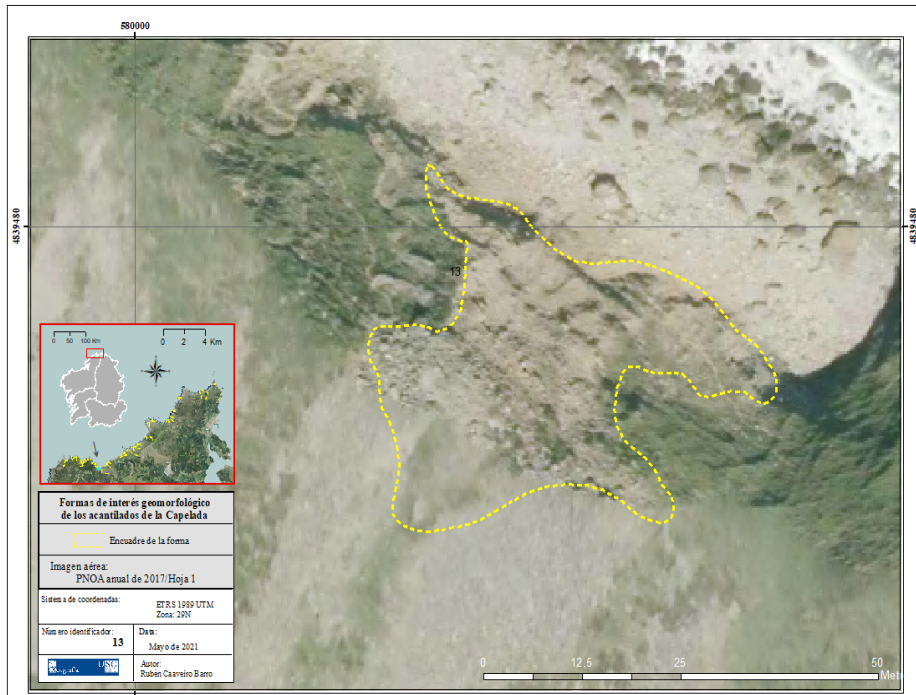
Anexo I.11



Anexo I.12



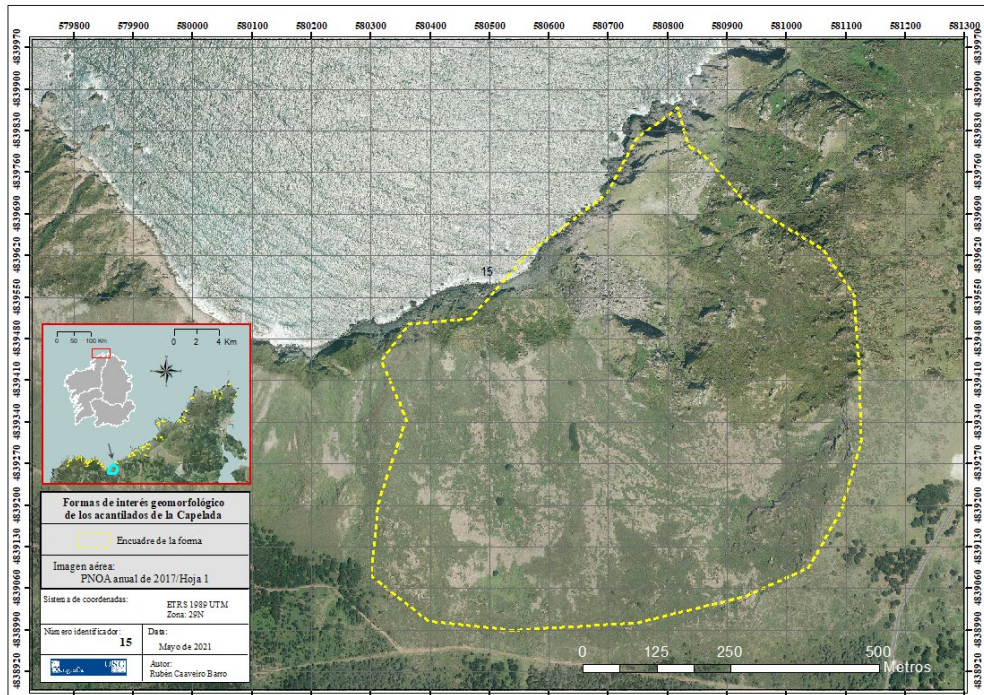
Anexo I.13



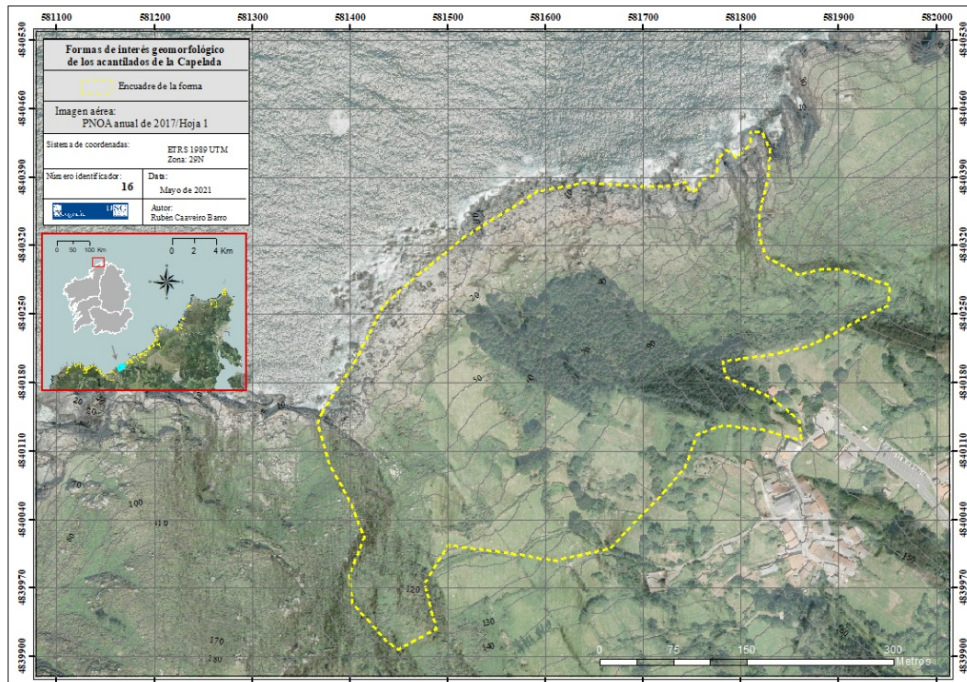
*Anexo I.14*



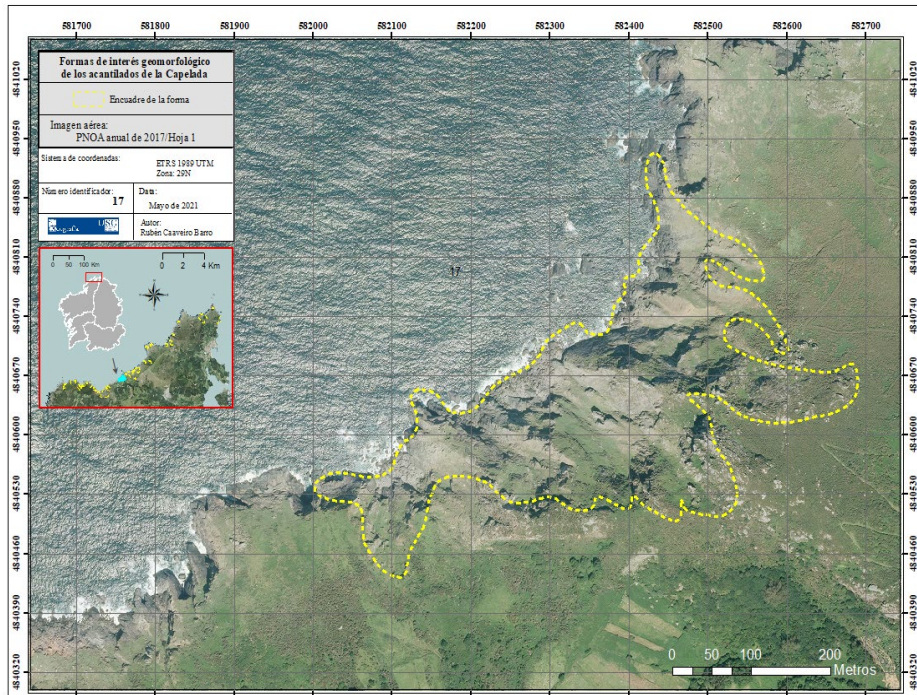
*Anexo I.15*



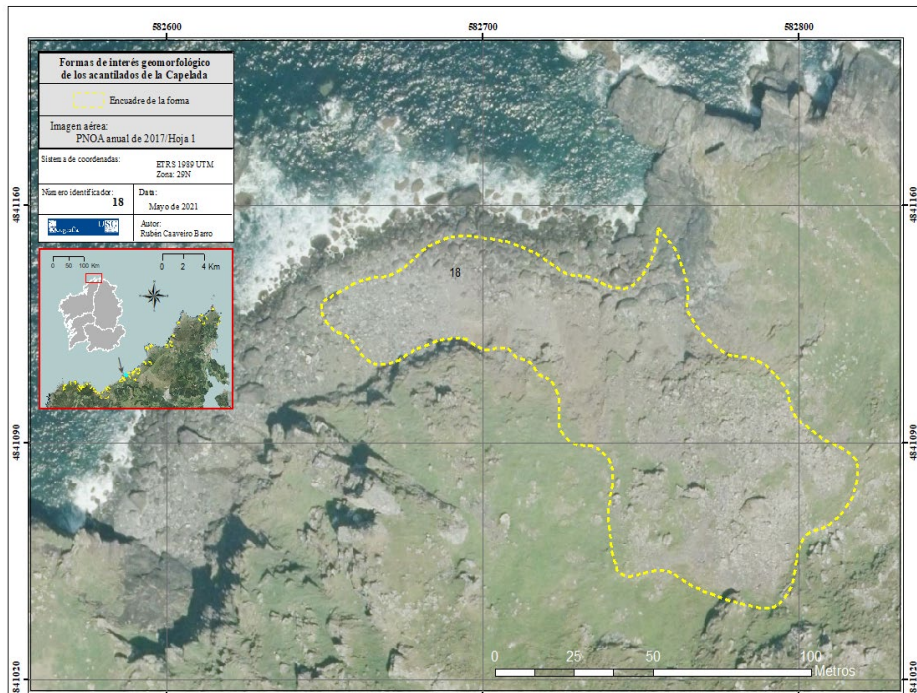
Anexo I.16



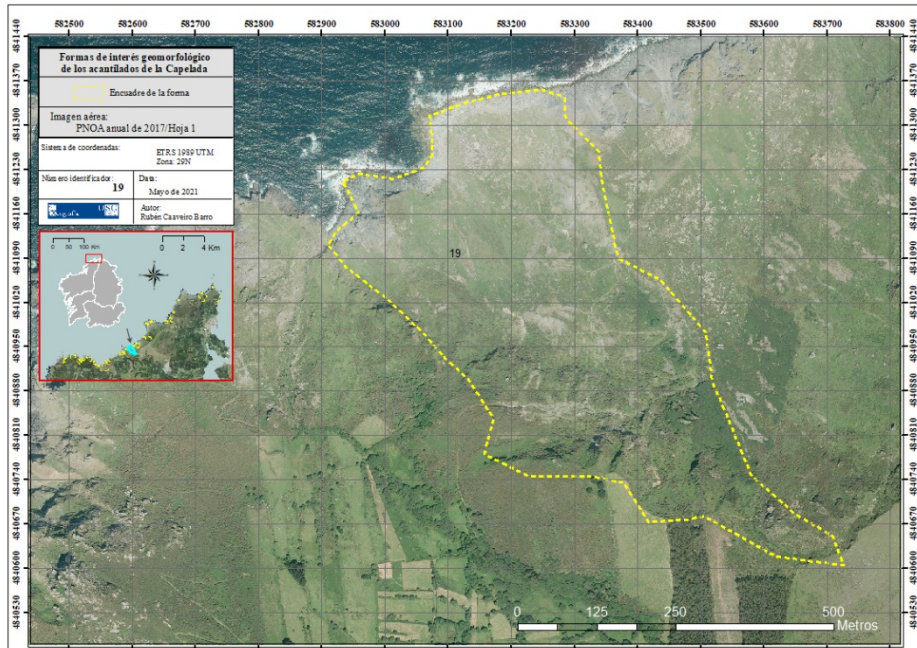
Anexo I.17



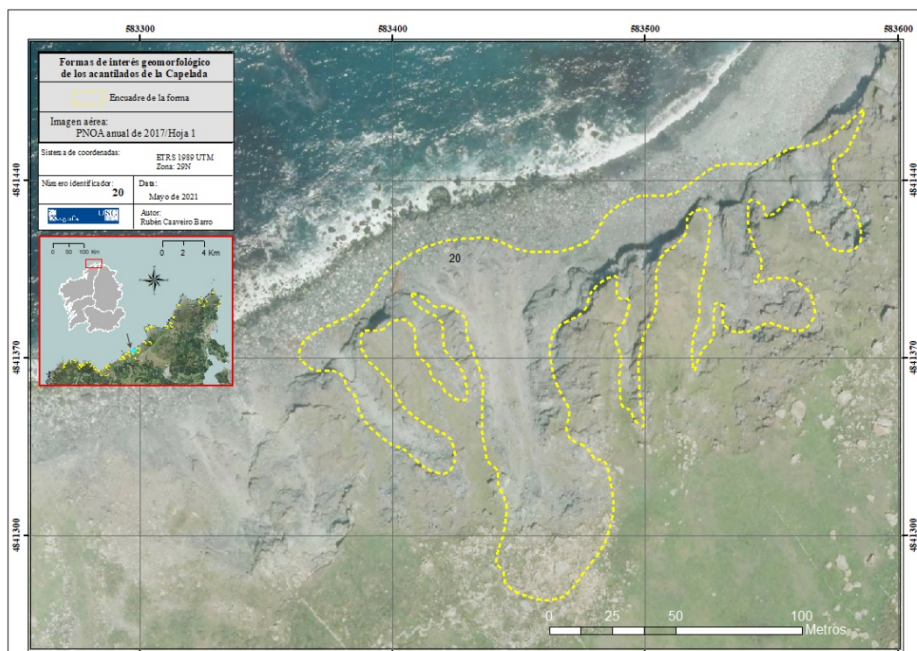
Anexo I.18



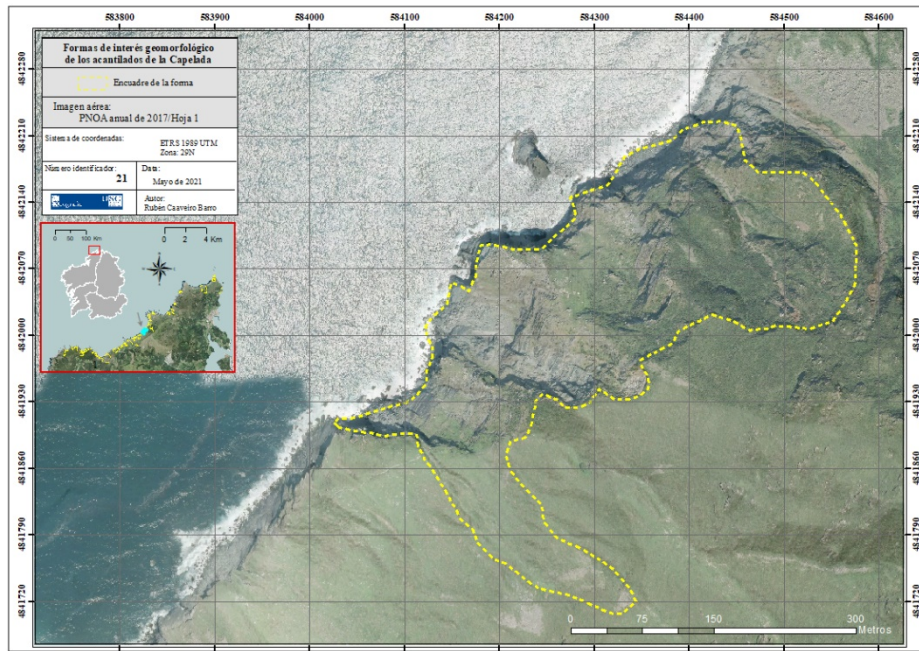
Anexo I.19



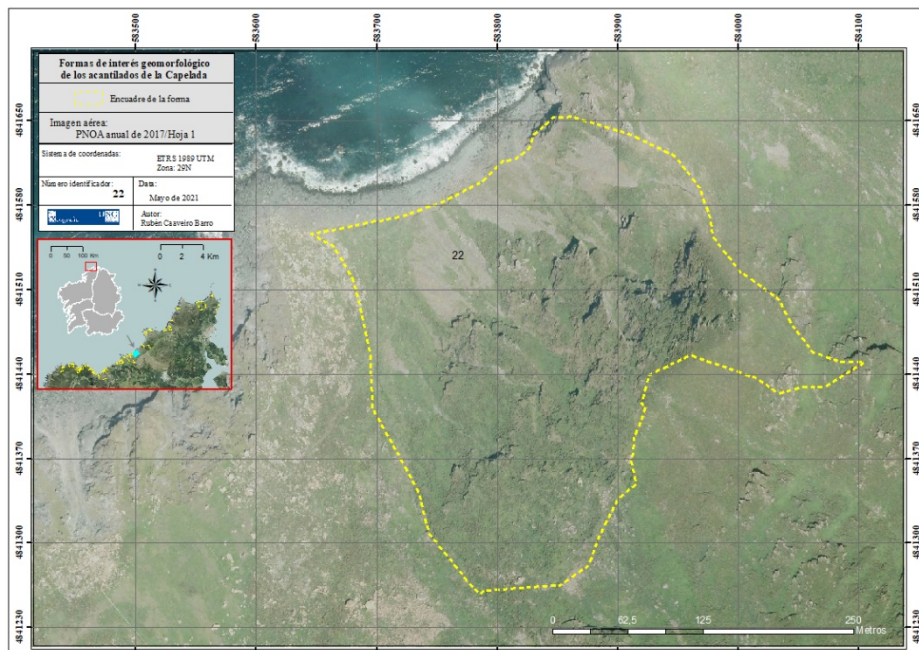
Anexo I.20



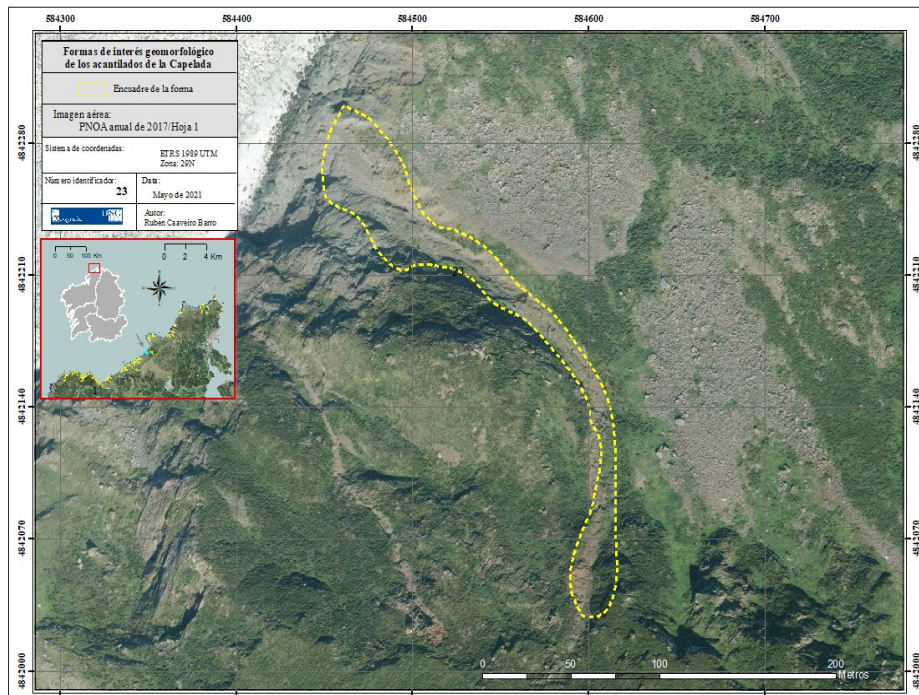
Anexo I.21



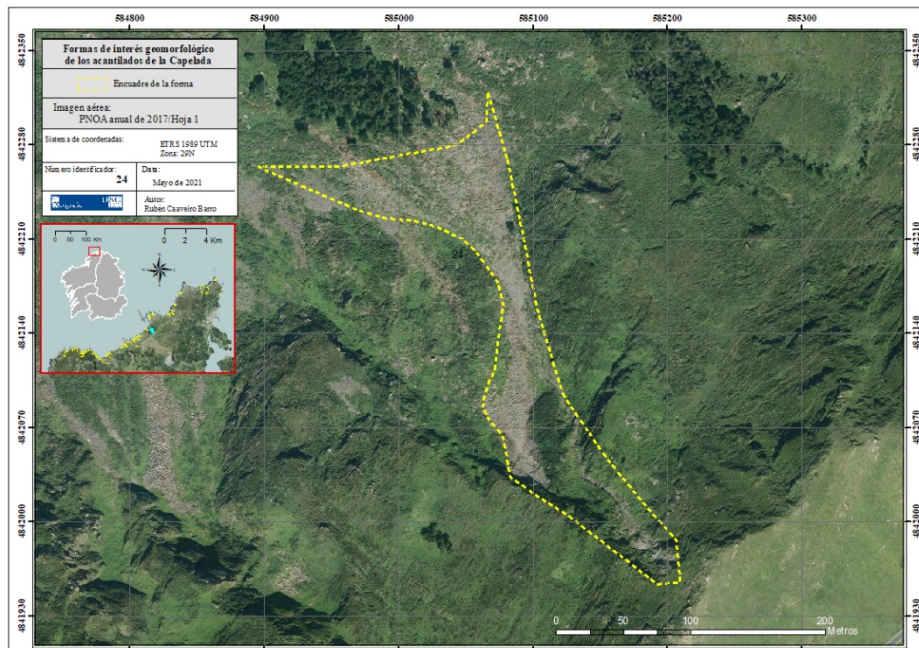
Anexo I.22



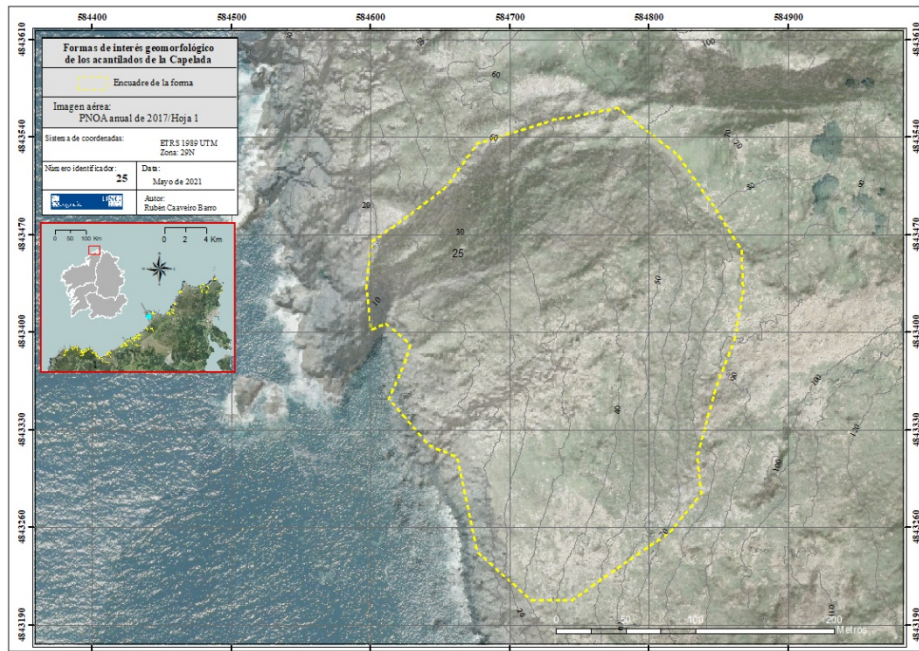
Anexo I.23



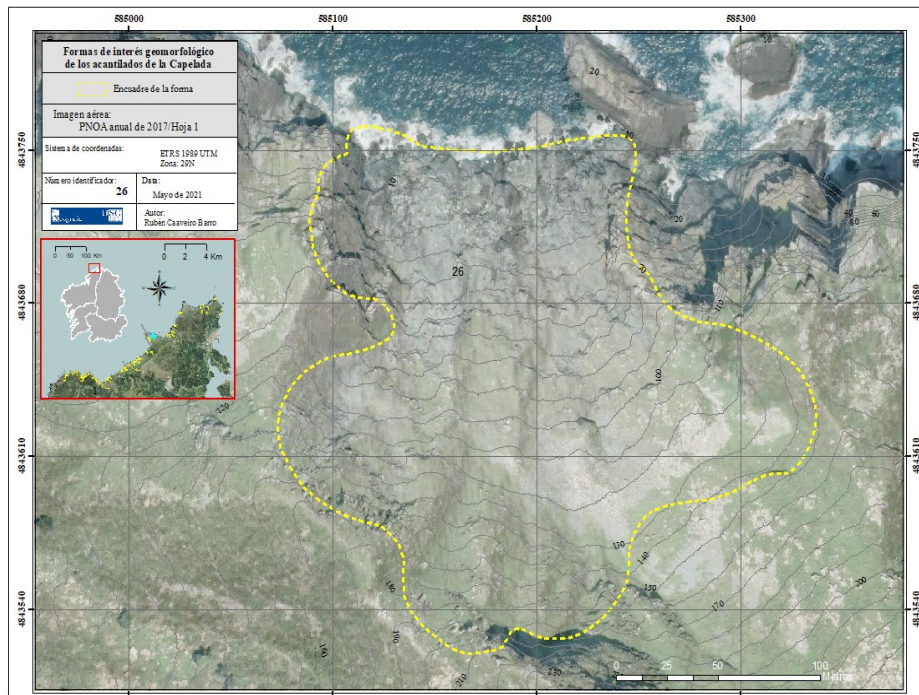
Anexo I.24



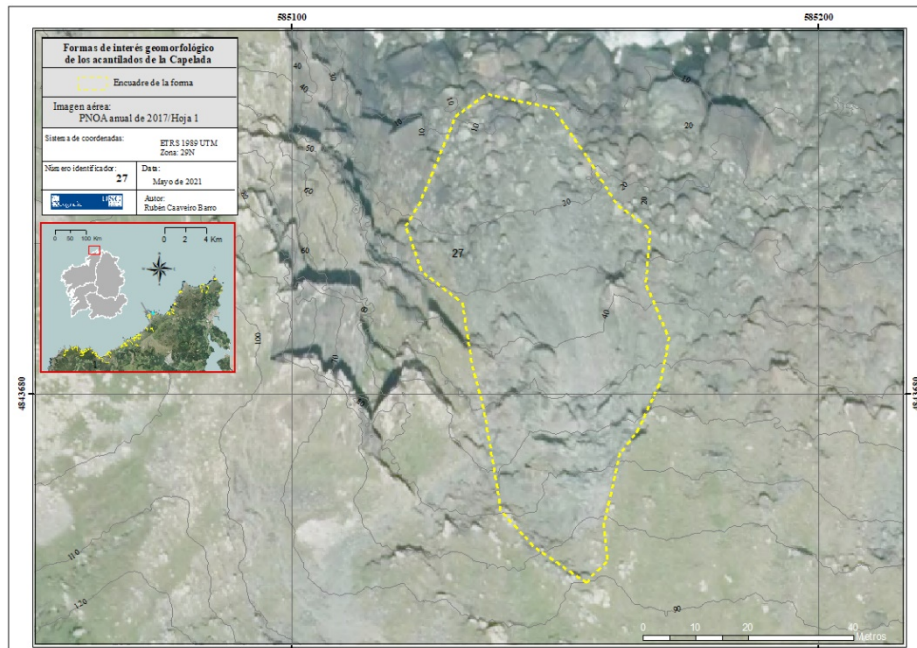
Anexo I.25



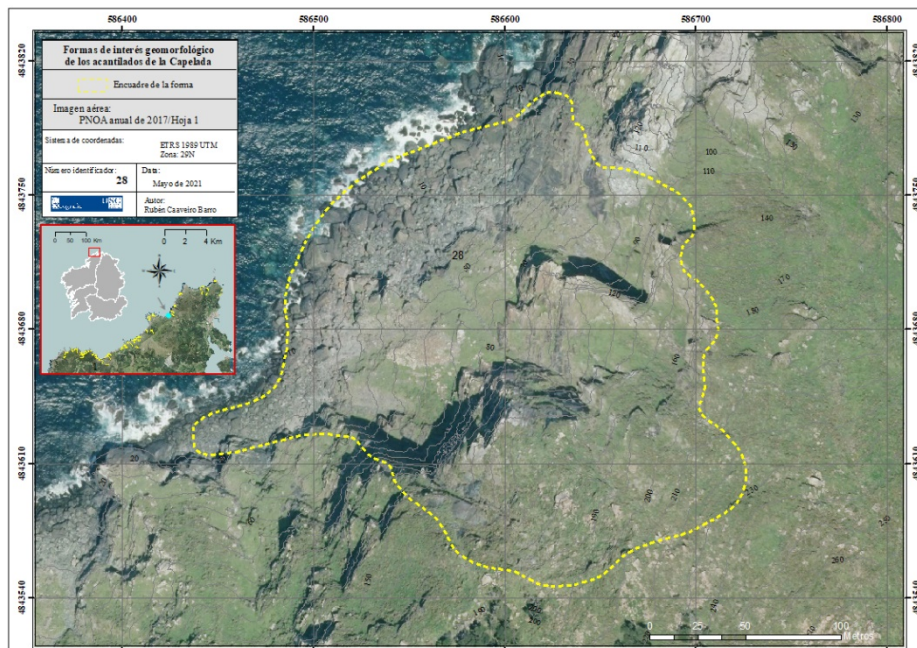
Anexo I.26



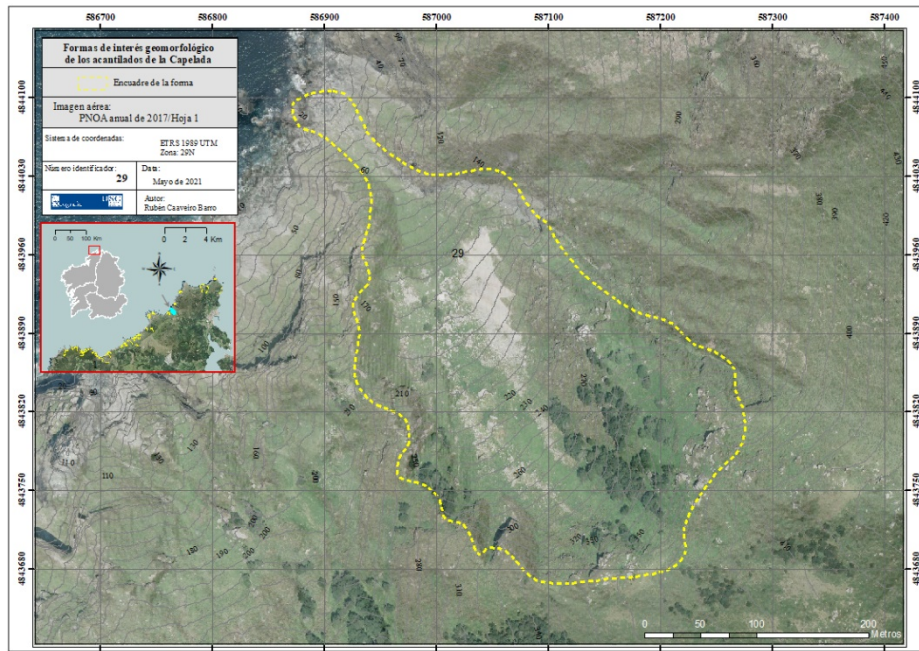
Anexo I.27



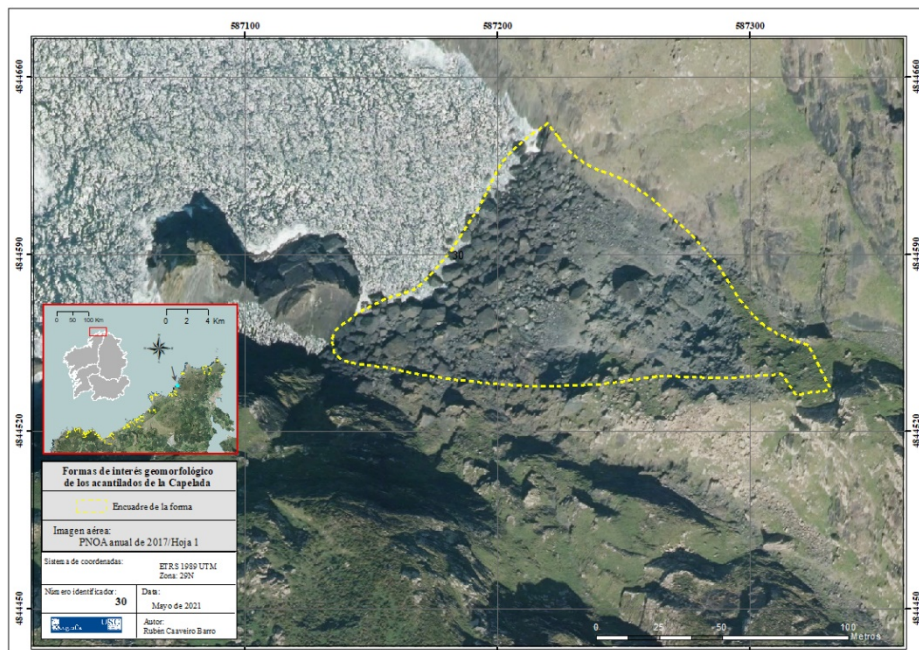
*Anexo I.28*



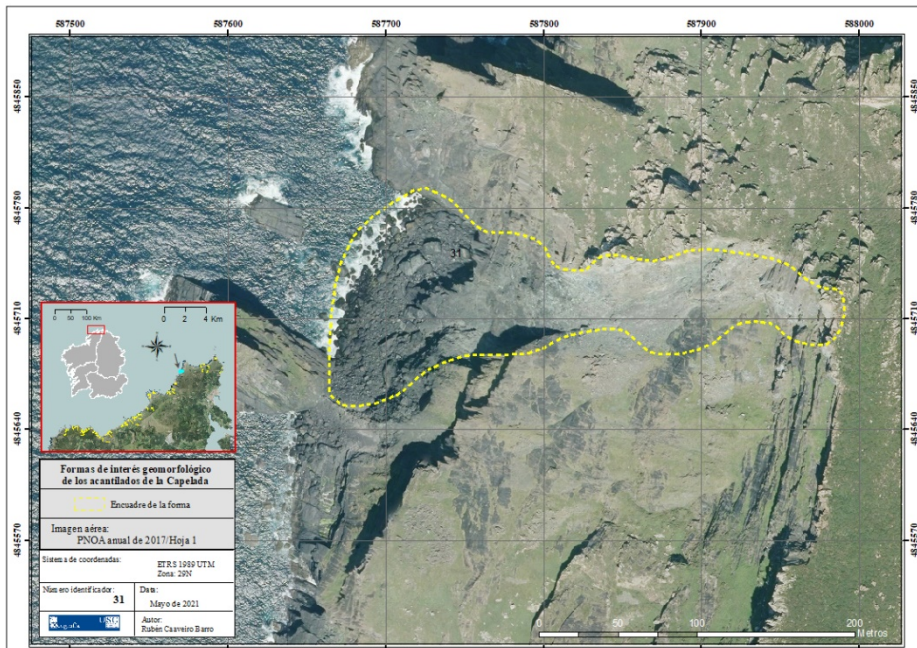
*Anexo I.29*



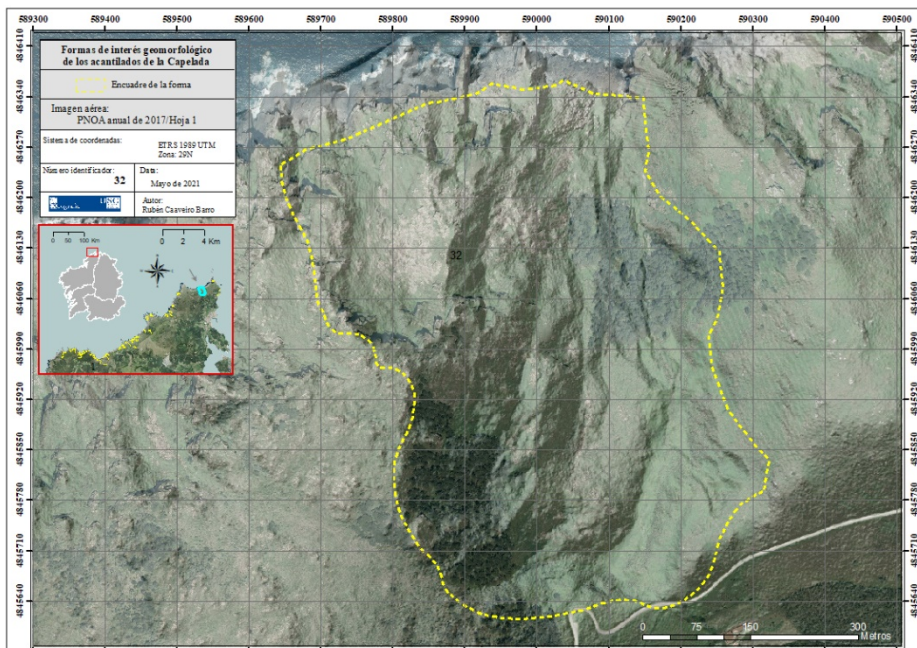
Anexo I.30



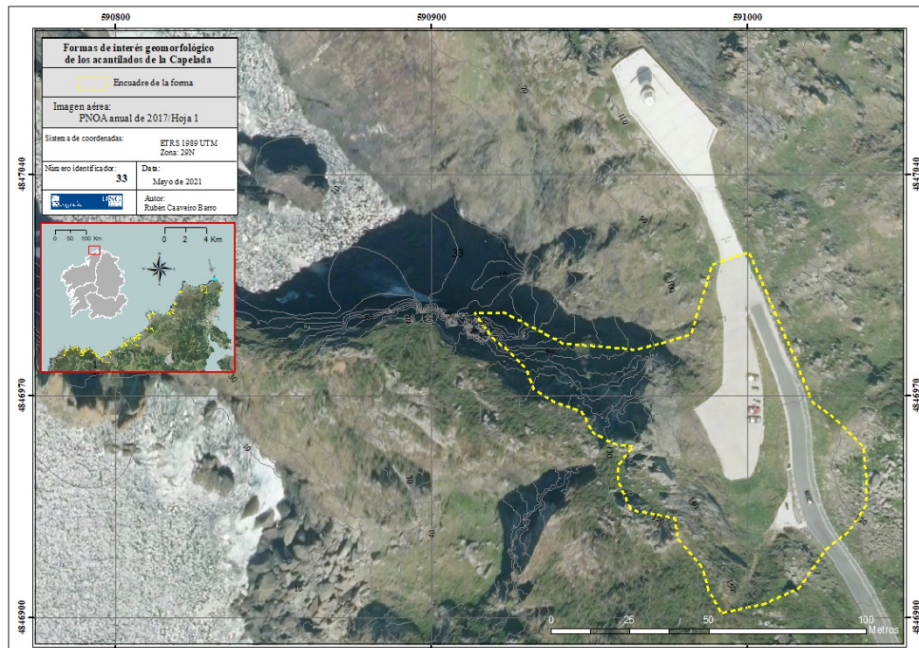
Anexo I.31



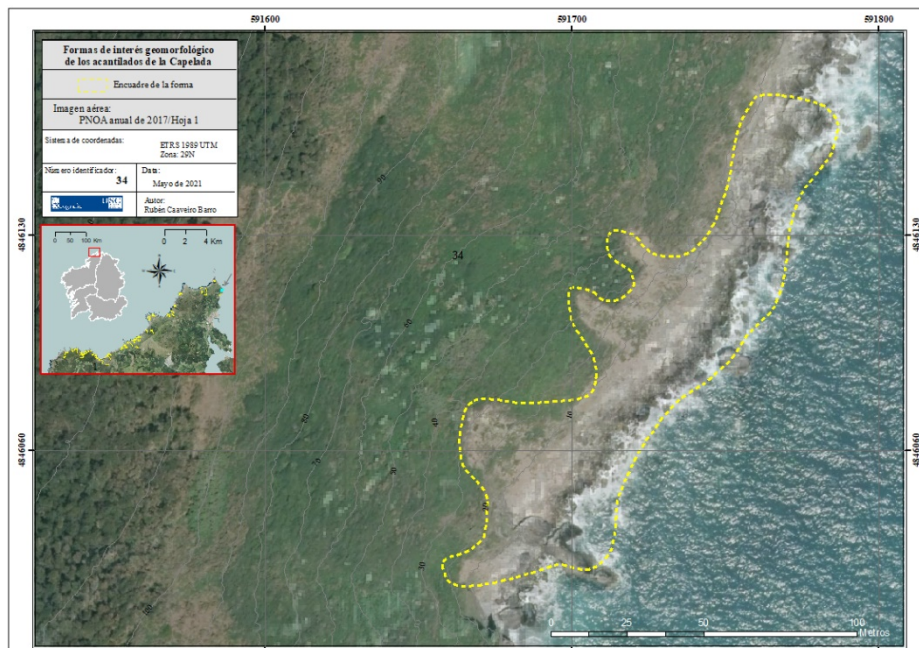
Anexo I.32



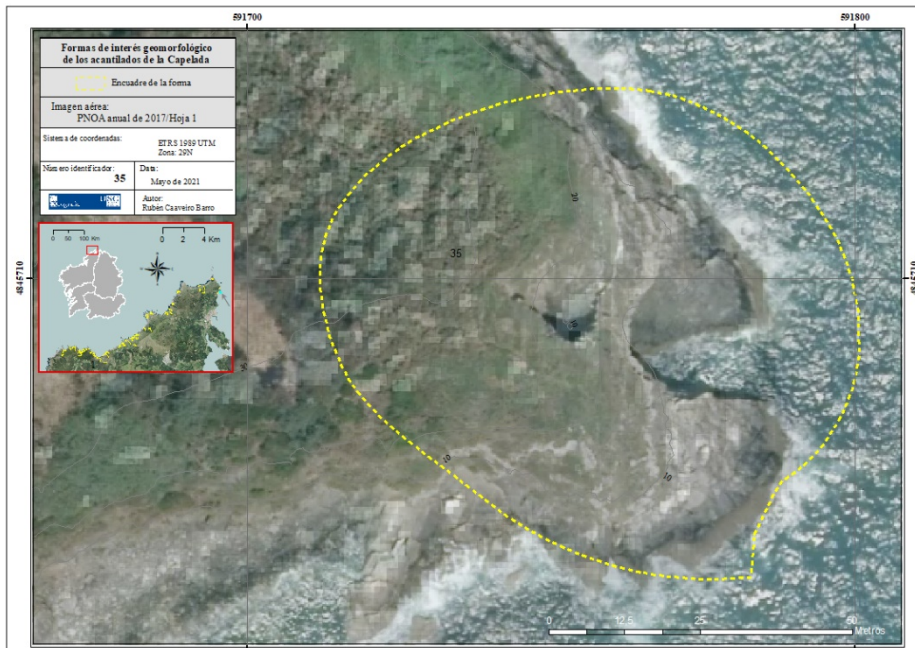
Anexo I.33



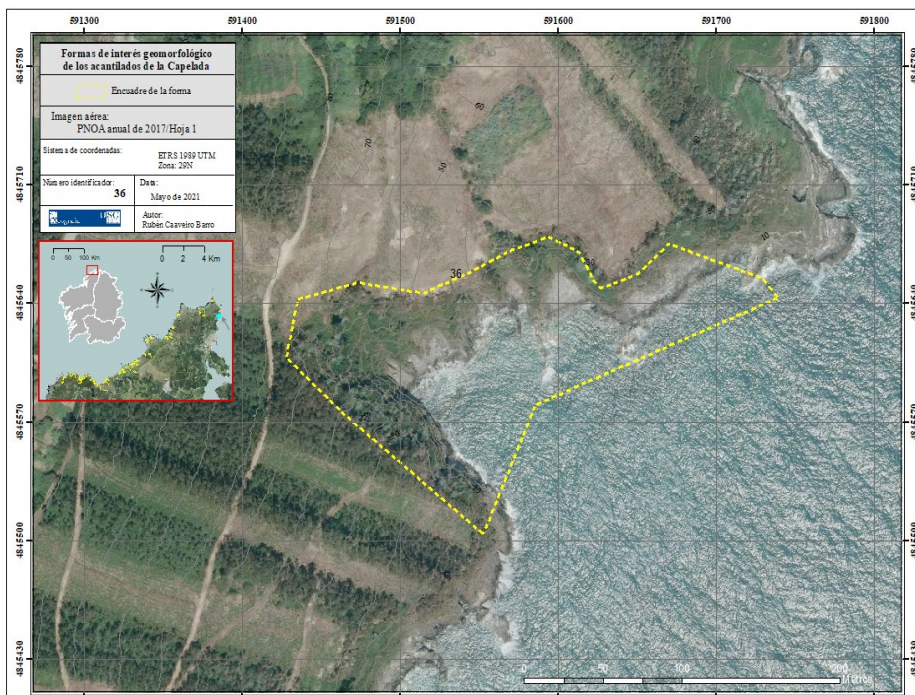
Anexo I.34



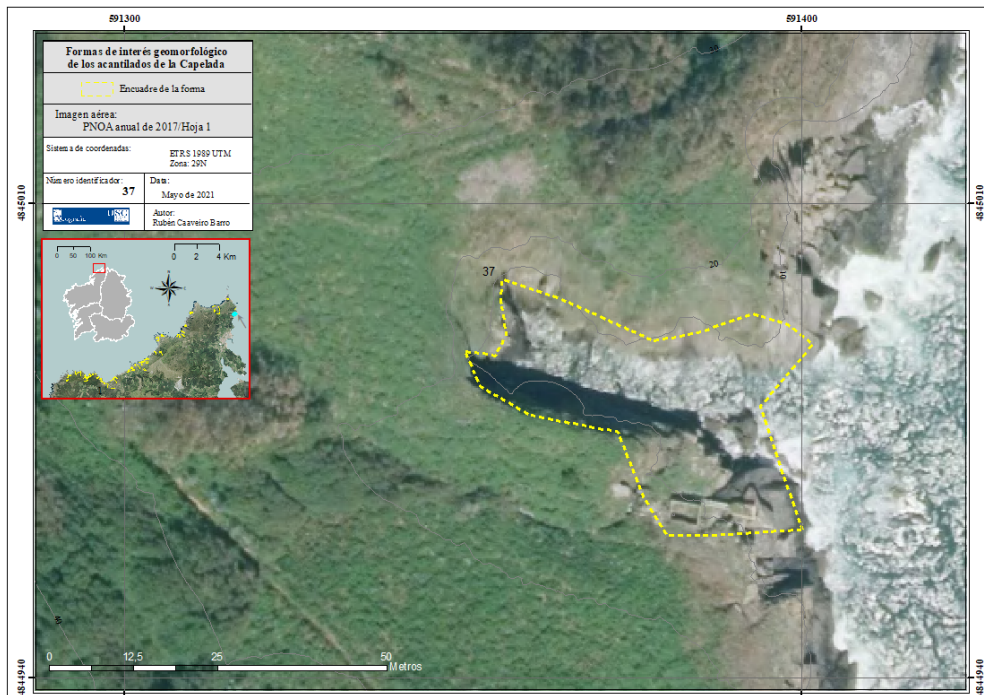
Anexo I.35



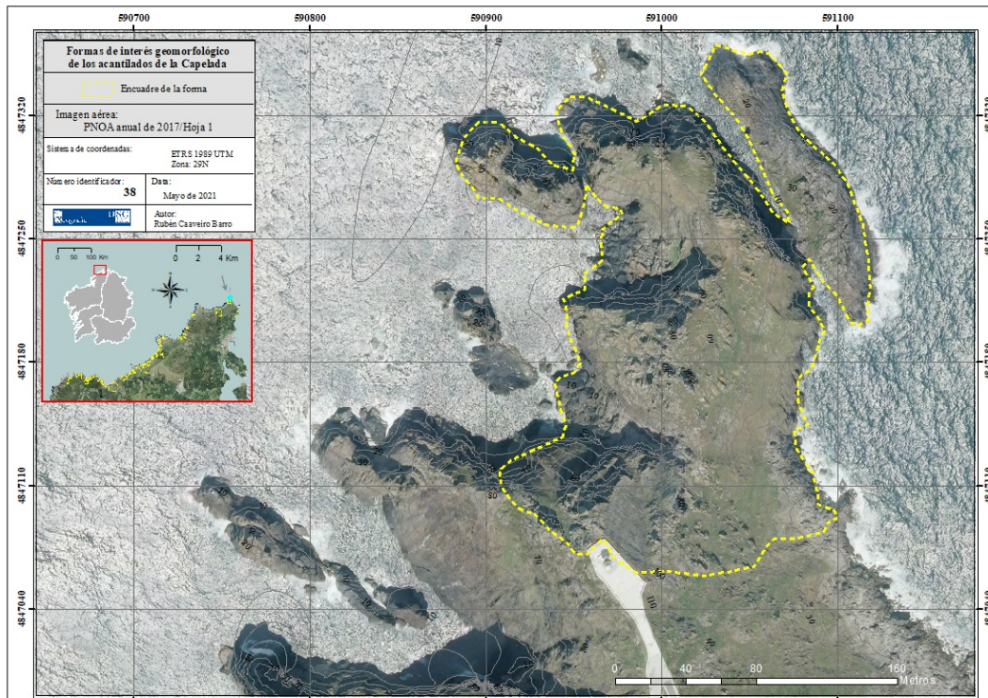
Anexo I.36



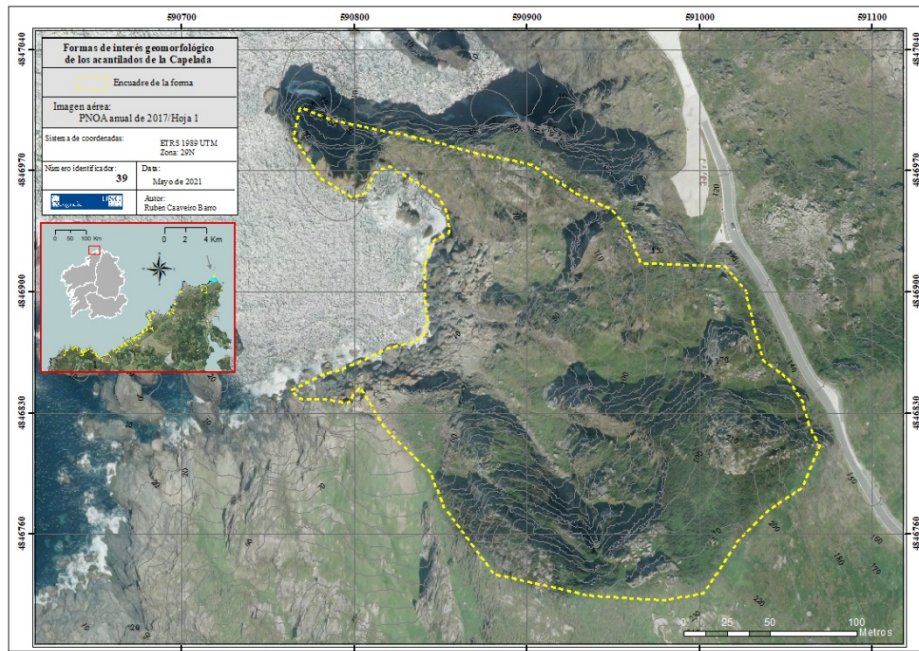
Anexo I.37



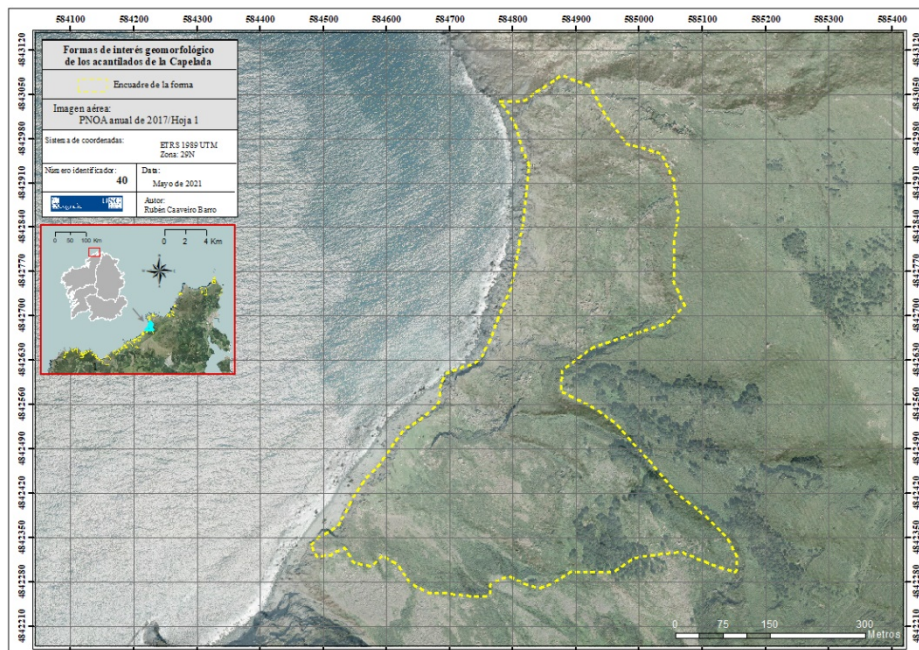
Anexo I.38



Anexo I.39

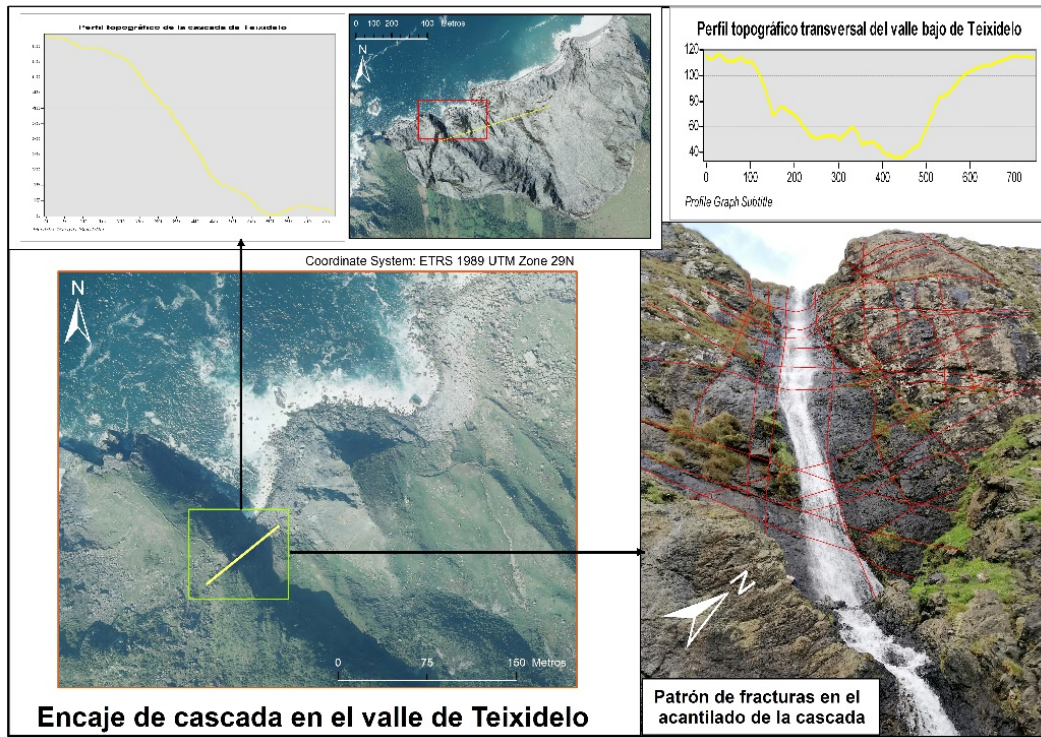


Anexo I.40



Anexo I.41

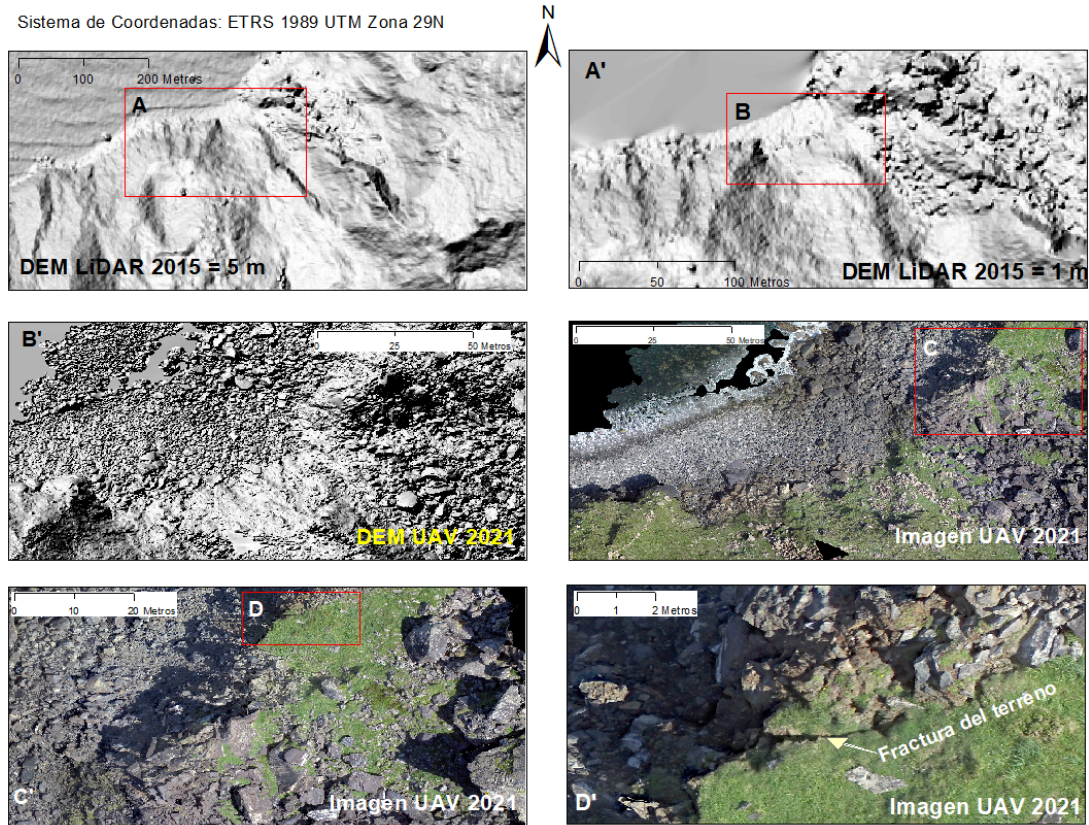
8.2. ANEXOS II



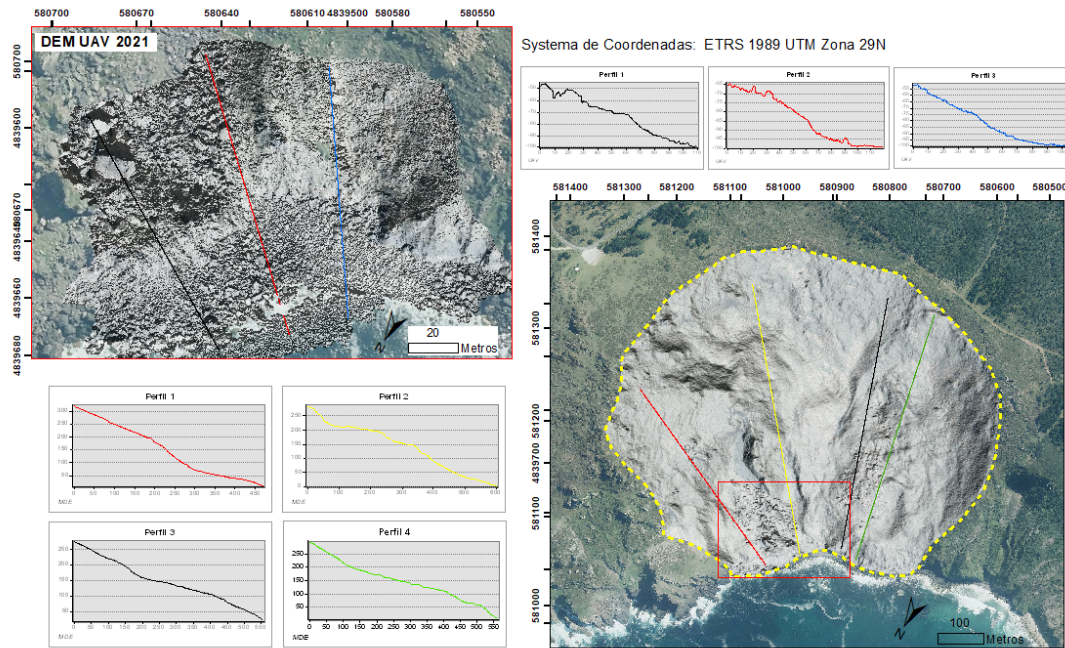
Anexo II.1: Patrón de fractura en la cascada de Teixidelo

### 8.3 ANEXOS III

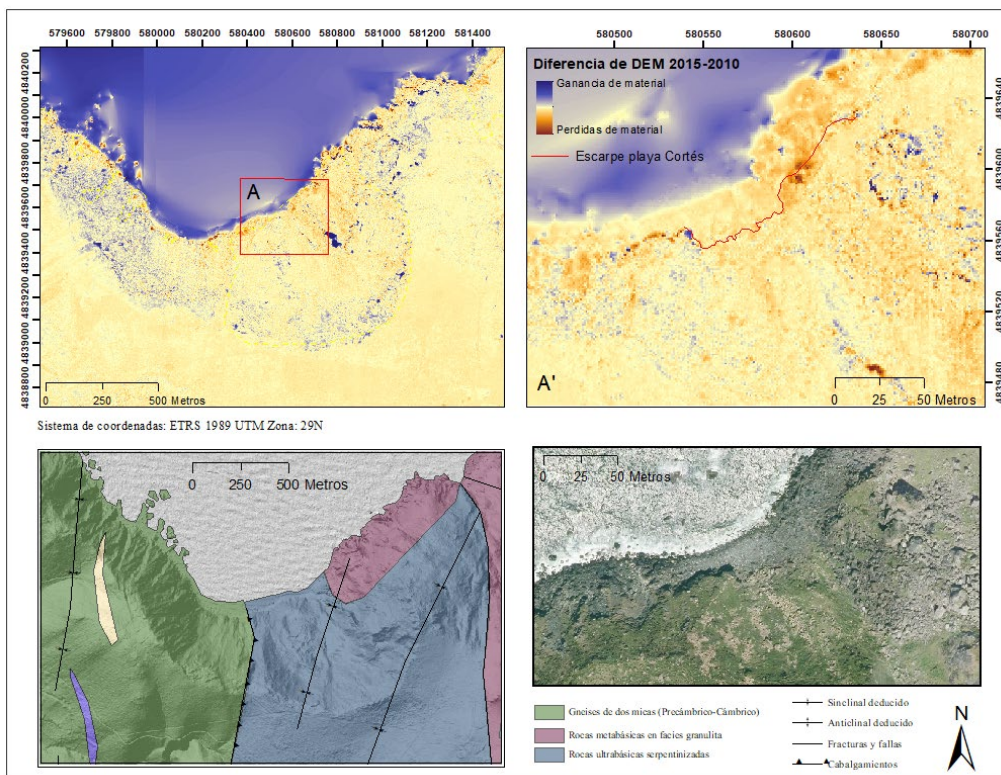
Sistema de Coordenadas: ETRS 1989 UTM Zona 29N



*Anexo III.1: Comparación modelos de elevaciones PNOA & UVA en la playa de Cortes.*



Anexo III.2: Perfiles topográficos a dos escalas (PNOA & UVA) en Cortés. Se aprecia la morfología escalonada de la ladera y la importancia del relieve a gran escala cuando se observa la presencia de grandes clastos en el modelo UAV. (Cada gráfico indica en el subtítulo a que modelo pertenece).



Anexo III.3: Modelo Dod para la vaguada y playa de Cortés junto al detalle geológico de la misma.

