



### El patrimonio de origen glaciar de la Serra da Capelada (Geoparque mundial de la Unesco Cabo Ortegal, Galicia, Península Ibérica)

*The glacial heritage of the Serra da Capelada  
(Unesco World Geopark Cape Ortegal, Galicia, Iberian Peninsula)*

Augusto Pérez-Alberti <sup>(1)</sup>

(1) AMBIOSOL Departamento de Edafología e Química Agrícola, Facultade de Bioloxía, Universidade de Santiago de Compostela. Galicia. email: [augusto.perez@usc.es](mailto:augusto.perez@usc.es)

#### Resumen

La Serra da Capelada está situada en el Noroeste de Galicia, entre la ría de Ortigueira, al norte y la de Cedeira, al sur, y forma parte del Geoparque Mundial de la UNESCO Cabo Ortegal. Se trata de un espacio diferenciado respecto a su entorno lo que lo convierte en uno de los lugares más interesantes de la costa de Galicia tanto por su constitución geológica, como por su configuración geomorfológica y su paisaje.

En un momento por determinar, pero posiblemente enmarcado en el último ciclo glaciar, en la sierra se instalaron, por lo menos, dos lenguas glaciares que dieron lugar a un cortejo de formas y depósitos. Entre las primeras destacan las morrenas, que son visibles tanto en el valle de Teixidelo como en el de Santo André de Teixido, el valle en cuna de Santo André y las rocas pulidas sobre serpentinitas en el valle de Teixidelo. A nivel de afloramiento sobresalen depósitos en los que se alternan facies matriz o clasto-soportadas masivas.

**Palabras clave:** glaciario de baja altitud, Geoparque Mundial de la UNESCO Cabo Ortegal, Galicia, Península Ibérica.

#### Abstract

Serra da Capelada is in the northwest of Galicia, between the Ortigueira ría to the north and the Cedeira ría, and is part of the UNESCO World Geopark Cape Ortegal. It is an area that stands out from its surroundings, making it one of the most exciting places on the Galician coast in terms of its geological constitution, geomorphological configuration, and landscape.

At a time yet to be determined, but possibly during the last glacial cycle, at least two glacial tongues were installed in the Capelada, giving rise to an exciting array of forms and deposits. Among the first are the moraines, visible in both the Teixidelo and Santo André de Teixido valleys, the cradle valley of Santo André,



and the polished rocks on serpentinites in the Teixidelo valley. At the outcrop level, there are deposits with alternating matrix or massive clastic-supported facies.

**Keywords:** Low altitude glacial landforms, Cape Ortegal Unesco Global Geopark, Galicia, Iberian Peninsula.

## 1. Introducción

El Geoparque Mundial de la Unesco Cabo Ortegal, tiene una extensión de 632 km<sup>2</sup> y lo conforman los municipios de Cariño, Cedeira, Cerdido, Moeche, Ortigueira, San Sadurniño y Valdoviño, englobando en buena parte el conocido como Complejo básico-ultrabásico de Cabo Ortegal-Serra da Capelada que está considerado como uno de los enclaves de mayor interés geológico de la Península Ibérica y de Europa (Arán Ferreiro *et al.*, 2014). En él pueden verse rocas ígneas y metamórficas que permiten conocer las condiciones del interior de la corteza terrestre e, incluso, del manto. Son visibles rocas como las eclogitas, que han soportado presiones de más de 13.000 atmósferas, y suelen considerarse como el material prototipo del manto, en lugares emblemáticos como los miradores de Ortegal, Miranda o Concepenido rodeadas de un conjunto básico-ultrabásico en el que también se encuentran otras rocas como las peridotíticas, lherzolitas, serpentinitas, granulitas, anfibolitas, gneises básicos e incluso lavas almohadilladas (*pillow lavas*), que presentan una gran complejidad mineralógica y petrográfica. Los materiales han sido alterados, plegados y tectonizados a lo largo de los últimos 500 millones de años, pudiendo encontrarse entre sus componentes circones cuya datación supera los mil millones de años. La geología del Complejo ha sido objeto de multitud de trabajos, desde los pioneros (Parga-Pondal, 1956, 1967) hasta los más recientes (Arenas y Peinado, 1981; Arenas *et al.*, 2007, 2009; Martínez Catalán *et al.*, 1996, 2009; Marcos, 1998 o Gil Iburguchi *et al.*, 1990, 1999), por destacar algunos entre otros muchos investigadores. Al tiempo, sobre los materiales se han desarrollado depósitos sedimentarios y suelos, así como una extraordinaria biodiversidad en sus valles, bosques, acantilados marinos lo que explica

la intensa y antigua colonización humana de la zona, estudiada en su momento por Maciñeira (1924, 1935) y más recientemente por González y Loureiro (2003).

En este entorno de gran interés geológico sobresalen formas y depósitos que son excepcionales en el ámbito regional por su altitud. Es el caso de los acantilados costeros, que llegan a superar los 500 m de alto en algunos lugares con playas de bloques en su base y, en algunos espacios abiertos, las formas y depósitos de origen glaciar. Se trata, en este caso, de evidencias únicas en las costas atlánticas de Galicia y que para comprender su significado conviene enmarcar en el contexto topográfico del noroeste peninsular y de las manifestaciones glaciares descritas hasta el momento.

Galicia se caracteriza por un encadenamiento del relieve de oeste a este a modo de grandes escalones topográficos que han condicionado de manera clara el diferente desarrollo de los procesos glaciares en el pasado. Un primero, el costero, en el que se encuentra Cabo Ortegal, que apenas supera los 600 m de altitud, y que está constituido por un conjunto de sierras, como las de la Serra da Capelada (612 m), Serra do Barbanza (685 m), o la Serra da Grova (662 m). Un segundo, el central, que llega a superar los 1500 m en Serra do Xurés (1546 m), lo forman la Serra da Faladoira (557 m), la Serra do Xistral (1046 m), Serra de Faro de Avión (1155 m) o la Serra do Suido (1051 m) y un tercero, el oriental, que supera los 2000 m en el Macizo de Trevinca (2125 m), que está conformado entre otras por las sierras de Eixe y Calva; el Macizo de Manzaneda (1784 m), que lo está por las sierras de San Mamede, Queixa, Serra do Burgo y los Montes do Invernadeiro, así como las sierras de Ancares (1967 m) y Courel (1613 m).

En el primero, el costero, los estudios sobre los procesos fríos han sido muy escasos (Pérez Alberti, 1987; Pérez Alberti y Blanco Chao, 1995; Pérez Alberti, 2014; Oliva *et al.*, 2019). Lo anterior no quiere decir que, en otros lugares de la costa, caso de Serra da Groba, Serra do Barbanza, valle del Xallas, etc. no se hayan podido desarrollar procesos de origen frío, sea de tipo glaciario o periglaciario, pero no han sido estudiados hasta el momento.

En el sector central, el primer trabajo en el que se habla de glaciario es el de Schmitz (1969) en la Serra de Faro de Avión, dentro de un estudio más amplio que abarcaba también las montañas de Trevinca y la Serra de Queixa. Posteriormente Schmidt-Thomé (1973) y Coude-Gausson (1978) se centraron en las sierras de la Peneda y del Gerês-Xurés en el límite entre España y Portugal. Valcárcel y Pérez Alberti (2022) estudiaron las sierras del oeste de Galicia y Pérez Alberti *et al.* (1993) o Hall-Riaza *et al.* (2016) llevaron a cabo investigaciones en la Serra do Xistral. Recientemente Pérez Alberti (2022) se ha centrado en la Serra de Peneda, Amarela y Gêres/Xurés y Figueira *et al.* (2023) en la Serra do Soajo.

Por su parte, en el oriental, las huellas glaciares son muy abundantes, concretamente en la Serra dos Ancares, situada en el límite con Asturias y León, en donde fueron descritas por primera vez por Llopis Lladó (1954). Más tarde, dentro del mapa geológico a escala 1:50.000 del IGME, Marcos (1998) y Marcos *et al.* (1980) cartografiaron y describieron formas y depósitos de origen glaciario. Posteriormente lo hicieron Pérez-Alberti *et al.* (1992), Valcárcel (1998), Valcárcel *et al.* (1994, 1996), Rodríguez Guitián *et al.* (1992), Kossel (1996) o Pérez Alberti y Valcárcel Díaz (2022).

Más al sur, en la Serra do Courel las primeras observaciones sobre la existencia de glaciares en el pasado, se remontan a la primera mitad del siglo veinte (Stickel, 1929). Posteriormente hay citas puntuales o breves comentarios referentes a la presencia de formas y depósitos glaciares en Aira-Rodríguez (1986), Aira-Rodríguez y Guitián-Ojea (1986), Guitián-Ri-

vera *et al.* (1985), Herail (1984), Vidal Romaní (1989) y Vidal-Romaní *et al.* (1991). En ellas no se realiza ninguna descripción o caracterización detallada. Por ello se puede afirmar que el primer trabajo que profundiza en el tema es el de Rodríguez Guitián *et al.* (1995). En él se aborda el estudio y cartografía de las formas y depósitos de origen glaciario en el valle de A Seara, uno de los más representativos de la zona, pero no el único, y que sirvió de base para posteriores publicaciones (Pérez Alberti y Valcárcel-Díaz, 2006; Pérez Alberti, 2018, 2021; Oliva *et al.* 2016, 2018, 2019; Pérez Alberti y Valcárcel Díaz, 2022).

Al sur del Río Sil, el glaciario ha tenido gran desarrollo en los macizos de Manzaneda y Trevinca. En el de Manzaneda, Hernández Pacheco (1949, 1957) se centró en el estudio del glaciario en la Serra de Queixa. Posteriormente, Schmitz (1969) publicó un extenso trabajo sobre el glaciario en la misma sierra, y de la Serra Segundeira, en el de Trevinca. En este macizo, Sáenz Ridruejo (1968) describió varvas glaciares en el valle del Bibeí. Por su parte, Pérez Alberti (1979, 1982, 1991, 1993), Pérez Alberti y Covelo (1996), Dionne y Pérez Alberti (2000), Pérez Alberti y Guitián Rivera (1992), Pérez Alberti y Valcárcel-Díaz (1998), Pérez Alberti *et al.* (1993, 2011) y Valcárcel y Pérez Alberti (2002) profundizaron en el estudio de las regiones orientales de Galicia, concretamente en la Serra do Queixadoiro, Serra do Courel, en el Macizo de Manzaneda y en el sector occidental del Macizo de Trevinca. Tricart y Pérez Alberti (1988) analizaron la importancia del frío cuaternario en Galicia. Vidal Romaní *et al.* (2015) dataron las formas glaciares de Manzaneda. Más recientemente, Pérez Alberti y Valcárcel Díaz (2022) ampliaron el estudio a todas las montañas situadas en el extremo oriental de Galicia y Pérez-Alberti y Gómez-Pazo (2023) se centraron en la reconstrucción de la capa de hielo en el Macizo de Trevinca.

Se observa, pues en el Noroeste de la Península Ibérica, un ascenso en altitud de oeste a este, desde los 613 m de A Capelada, 942 m de Avión, o 1062 m del Xistral, hasta los 1.776 de Manzaneda, 1.992 de Ancares o los

2.127 de Trevinca. Esta gradación altitudinal también se observa en el norte de Portugal, desde los 942 m de la Serra Amarela hasta los 1.546 m del Xurés/Geres.

Hay que resaltar al respecto que la presencia de glaciario a baja altitud también está descrita en los macizos de la Montaña Cantábrica oriental, es decir, en la Montaña del Pas y en la Montaña Vasca (Serrano *et al.* 2022), con cumbres que se emplazan entre los 1.300-1.700 m y con evidencias de que las lenguas glaciares de la vertiente norte llegaron a altitudes muy bajas, caso de los 350 m en el valle del Asón.

## 2. Caracterización del área de estudio

La Serra da Capelada, con una altitud máxima de 613 m en Vixía Herbeira, se encuentra

situada en la costa noroccidental de Galicia, entre las rías de Ortigueira, al norte y Cedeira, al sur, siendo el Cabo Ortegal su límite más septentrional (Figura 1). Se trata de un espacio diferenciado respecto a su entorno, lo que lo convierte en uno de los lugares más interesantes del noroeste peninsular tanto por su constitución geológica, como por su configuración geomorfológica y su paisaje. El relieve se descompone en una serie de superficies aplanadas, basculadas hacia el este, a favor de un juego de fallas y fracturas de dirección oeste-este. Entre ellas sobresale la falla que se alarga desde Teixidelo, al oeste, hasta el río Mera, al este.

Desde los más de 600 metros de Vixia Herbeira, hasta los 200 por los que discurre el Río das Mestas, la sierra desciende suavemente. En buena parte del territorio dominan pendientes inferiores a los 8° que se correspon-

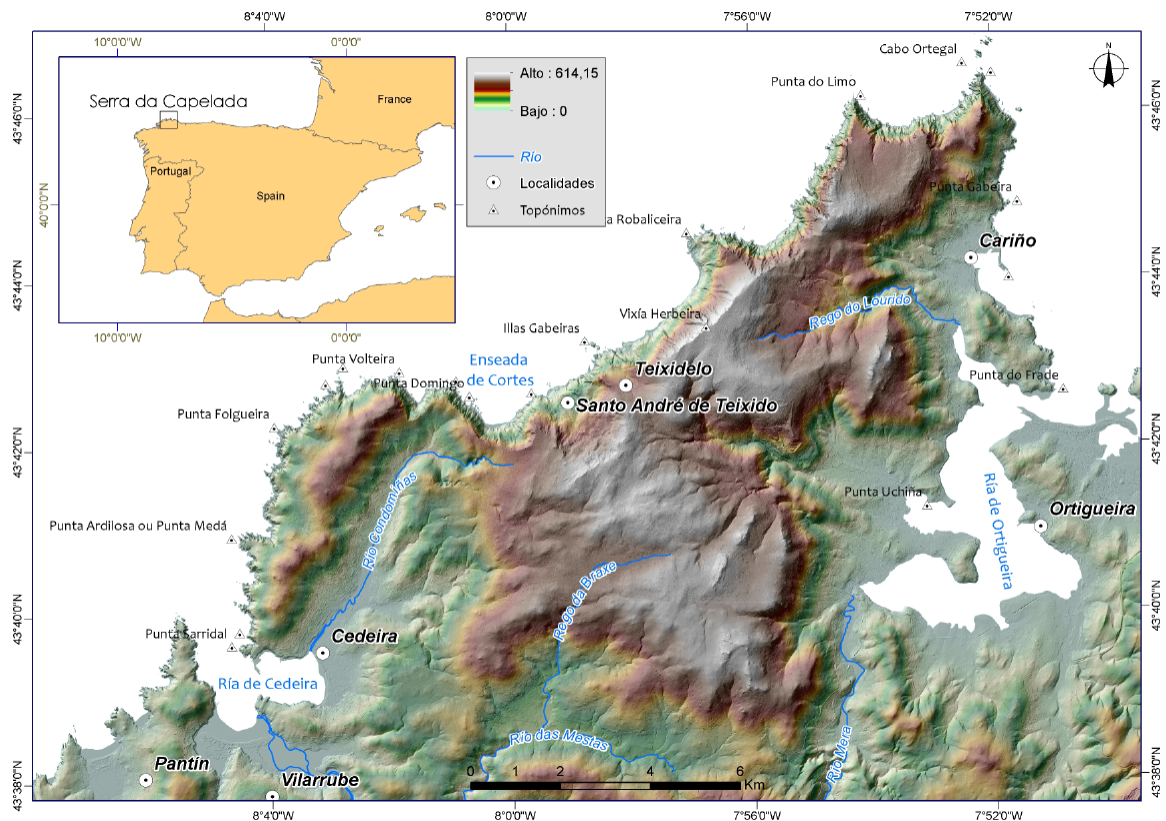


Figura 1. Situación y topografía de la Serra da Capelada.

Figure 1. Location and topography in Capelada mountains sector.

den con los restos de antiguas superficies de aplanamiento. El encajamiento de la red fluvial que desciende hacia la Ría de Ortigueira viene marcado por pendientes de entre 8 y 16°, asociadas con los bordes superiores de los valles. Las superiores a 16° e, incluso, a 32° señalan los lugares de mayor encajamiento de la red fluvial y los límites de bloques levantados de forma diferencial. Las mayores a los 32°, 64° e incluso 80° se encuentran en el frente costero, en donde dominan altos acantilados que alcanzan los 600 metros en Vixia Herbeira y los 400 en Punta Candieira.

Sin duda, el área más singular de la sierra se alarga entre el Cabo Ortegal, al norte, y la Punta Sarridal, al sur. Los acantilados modelados sobre rocas máficas y ultramáficas forman un murallón continuo interrumpido por vaguadas en forma de medios conos con su parte más ancha orientada hacia el mar. En las de mayor extensión se emplazan las localidades de Teixidelo y Santo André de Teixido.

La construcción del entramado estructural de la Serra da Capelada, se encuentra asociada a la reactivación tectónica que se produjo en el noroeste peninsular durante el Neógeno. Un amplio juego de bloques a partir de fallas de desgarro dio lugar a un basculamiento diferencial de oeste a este, individualizando el sector de Herbeira, al norte, del de Candieira, al sur y del de la cabecera del Río da Braxe, en el centro. Posiblemente asociados a esta dinámica tectónica se pusieron en marcha algunos movimientos en masa en el sector de Teixidelo y Santo André de Teixido y un encajamiento progresivo de la red fluvial hacia el este en relación con procesos de antecedencia que colaboraron sin duda en la labor de apertura de espacios abiertos que, posteriormente, habrían favorecido la acumulación del hielo.

Las aguas continentales, por su parte, han colaborado en el modelado de amplios sectores del interior de la Serra da Capelada pero también del frente costero. En diferentes lugares de los acantilados, se pueden ver pequeños cauces de agua intermitentes que se han ido encajando progresivamente transportando

gran cantidad de sedimentos. Se trata de corrientes de agua episódicas, de alta energía, que funcionan en momentos de gran intensidad de lluvia.

### 3. Material y métodos

La cartografía geomorfológica se centró en el reconocimiento e identificación de las formas y depósitos de origen glaciar, concretamente de la cobertura sedimentaria, de las crestas o cordones morrénicos y de las cabeceras glaciares. Ello se hizo mediante el empleo de un modelo digital del terreno de 2 m de resolución empleando el programa ArcGis 10.8. La delimitación de los sectores cubiertos por sedimentos glaciares se llevó a cabo combinando el trabajo de campo con el trazado digital en el gabinete. Para ello, aparte del MDT y del MDS, en este caso para ver con mayor claridad los sectores sin vegetación, se usó la ortofotografía del PNOA (IGN, 2020) con una resolución de 0,15 cm que permitió, haciendo un *zoom* en el SIG a una escala de 1:100, llevar a cabo una delimitación muy precisa. Mediante elementos geométricos de tipo polígonos se dibujaron los depósitos; con elementos lineales las cabeceras, las crestas morrénicas y los flujos de derrubios. Con un punto se indicó el lugar en el que se pueden ver rocas estriadas.

El estudio de los depósitos glaciares se hizo a partir de los afloramientos existentes e incluyó una descripción básica de las facies, de las estructuras sedimentarias, así como de la composición de la matriz y de las características de los clastos (Eyles *et al.*, 1983; Walker y James, 1992).

El trabajo de delimitación, con especial atención a las formas y depósitos, ha permitido la reconstrucción de las secuencias de acumulación de la zona estudiada y ha sido de gran utilidad para establecer la evolución en el tiempo de la actividad glaciar.

Es conocida la importancia de la Línea de Equilibrio Glaciar (ELA), la altitud donde el

balance de masa es igual a 0 para la caracterización ambiental de los entornos glaciados (Porter, 1975, 2001; Hawkins, 1985; Ohmura *et al.*, 1992; Seltzer, 1994; Serrano y González-Trueba, 2004; Benn *et al.*, 2005). Aunque existen métodos más complejos o precisos (Pellitero *et al.* 2016) no es posible aplicarlos en la zona porque los frentes glaciares están actualmente por debajo del nivel del mar. Por ello, para el cálculo de las paleoELAs se empleó, por su facilidad, el método THAR (*toe-to-headwall altitude ratios*) (Porter, 1975, 2001) que asume que la ELA se encuentra en algún punto fijo de la distancia vertical entre los puntos más bajos y los más altos del glaciar. Para obtener la profundidad de las masas de hielo se obtuvo la diferencia entre la altitud del fondo del valle y la de la cresta morrénica situada en su perpendicular. Al tratarse de paleoglaciares y compa-

rando con los glaciares actuales se asume un margen de error, dado que la capa de hielo supera siempre en altitud a la morrena que ha acumulado.

#### 4. Interpretación de las formas y depósitos y cartografía geomorfológica

Mediante la combinación del sombreado del modelo digital y las curvas de nivel con el ya citado intervalo de 2 m ha sido posible ver con claridad tanto la configuración de los valles como el modelado de detalle. Tanto el de Teixidelo como el de Santo André de Teixido se alargan de sudoeste a noroeste. El primero tiene su cabecera a 506 m de altitud y el segundo a 571 m. Vistos desde el mar los dos valles dibujan una forma en cuna abierta muy nítida (Figura 2).



Figura 2. Vistas desde el mar de los valles de Teixidelo (a) y Santo André de Teixido (b). Fotos: Francisco Canosa.  
Figure 2. Views from the sea of the valleys of Teixidelo (a) and Santo André de Teixido (b). Photos: Francisco Canosa.

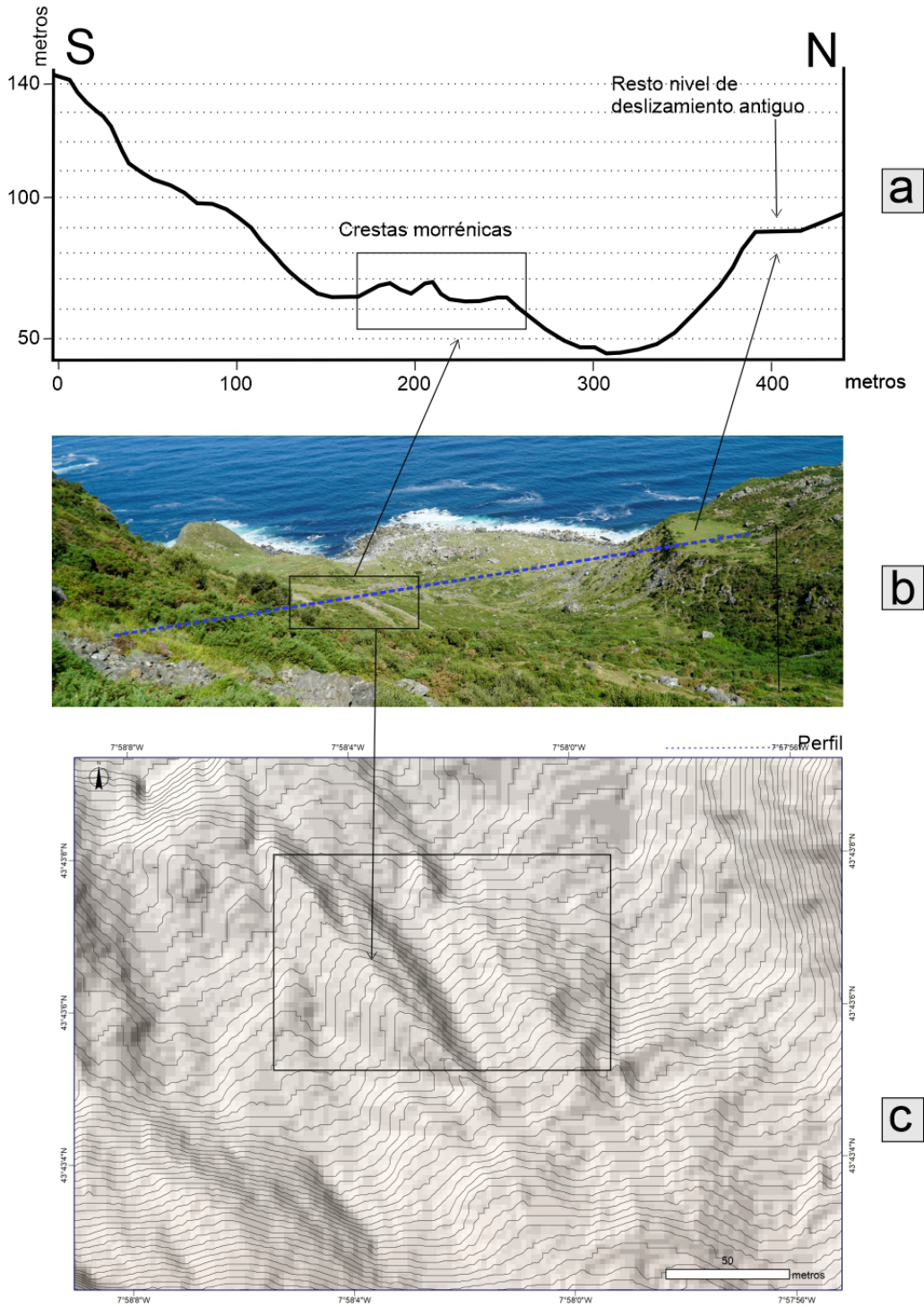


Figura 3. Valle de Teixidelo. a) Perfil topográfico; b) Vista general del valle desde su cabecera; c) Detalle del Modelo Digital de Elevaciones del sector central del valle.  
Figure 3. Teixidelo Valley. a) Topographic profile; b) General view of the valley from its headwaters; c) Detail of the Digital Elevation Model of the central sector of the valley.

#### 4.1. La configuración del relieve y los depósitos sedimentarios

Desde la cabecera del valle de Teixidelo (Figura 3b) se ve con claridad la distribución de las formas y los depósitos. Se trata de un espacio abierto que dibuja una amplia cuna con una longitud de unos 900 m y una anchura de 400 m. En el perfil, trazado de N a S (Figura 3a), se observa el encadenamiento de las formas: una pequeña planicie, un estrecho valle en cuna y crestas morrénicas que destacan en el terreno y nítidamente en el modelo digital de elevaciones (Figura 3c). Parece evidente que el glaciar erosionó los escalones de un deslizamiento antiguo al tiempo que movilizó una cantidad importante de material originando morrenas bien conservadas en el margen izquierdo del valle y, en menor medida, en su sector central, siendo más difusas en margen derecho (Figura 4). Ligeramente más al sur, en el contorno glaciar, a los pies de una pared vertical, sobresalen dos arcos que se correspondían a un *protalus rampart* (Figura 4 y 5).

A nivel de afloramiento dominan *diamictone*s clasto soportados macizos, Dmm (Figura 6a), en medio del valle y en el sector frontal meridional, y *diamictone*s matriz soportados macizos, Dcm (Figura 6b) en el sector frontal septentrional que pueden superar los tres metros de potencia vista.

Hay que destacar que los depósitos de la parte central del valle, muy ricos en arcillas, están afectados en la actualidad por un flujo continuo en masa (Horacio *et al.*, 2019) cuyo movimiento se pudo determinar, con el empleo de fotografías aéreas históricas, LiDAR y un vehículo aéreo no tripulado (UAV), para el período 1956-2018. Se trata de un movimiento post-deposicional, algo que no es excepcional en ambientes que están glaciados en la actualidad o lo han estado en el pasado. Son numerosas las publicaciones sobre el tema (Beló *et al.*, 2006; Shulmeister *et al.*, 2009; Shan *et al.*, 2013; Barboux *et al.*, 2014; Frasca *et al.*, 2020; Ben-Yehoshua *et al.*, 2022; Dai *et al.*, 2023).

Por su parte, el valle de Santo André de Teixido, tiene unos 2 km de largo y 1 km de ancho. Presenta una forma de abanico más ancho en su cabecera y más estrecho en el borde marino. El perfil topográfico diseña, más nítidamente que en Teixidelo, un amplio valle en cuna abierto (Figura 7a). En su sector central se encuentra un estrecho y corto valle en uve cerrada (Figuras 7b y 7c) por encima de la aldea de Santo André de Teixido. Las formas morrénicas son nítidas en su cabecera, en el entorno del cruce de la carretera que viene de Cedeira con la que va a Cariño; también en el entorno de la aldea y, especialmente, en el frente marino, en el denominado Peirao de Santo Andrés (Figura 8).

En este lugar la potencia de los depósitos supera los 15 metros (Figura 9a). De muro a techo se ve un *diamictón* matriz soportado, macizo, sin una estructura nítida (Dmm), compuesto por cantos angulosos o subredondeados de serpentinita y granulita englobados en una matriz limo-arcillosa, muy plástica. Lateral o verticalmente se pasa a niveles clasto soportados, macizos (Dcm), con una mayor abundancia de clastos y menor de arcilla. Son relativamente abundantes grandes bloques de granulita o serpentinita en la parte superior de los depósitos (Figura 9b) que pueden alcanzar hasta los cuatro metros en su eje mayor.

En la base de los depósitos aparecen rocas básicas muy alteradas en las que se acuñan por presión los materiales arrastrados por el hielo. Fruto de los procesos de arrastre aparecen localmente cantos estriados. Se trata, pues, de diamictones de origen glaciar, desde un *till de alojamiento* en los niveles inferiores con cantos estriados, hasta un *till proglaciar* o *supraglaciar* en el que dominan los cantos y bloques subredondeados.

Al sur de Santo André de Teixido, se encuentra la Enseada de Cortes, otro amplio arco abierto al mar (ver localización en la Figura 8) que presenta algunos rasgos que obligan a pensar en la posibilidad de que en ella haya tenido relativa importancia por lo menos un



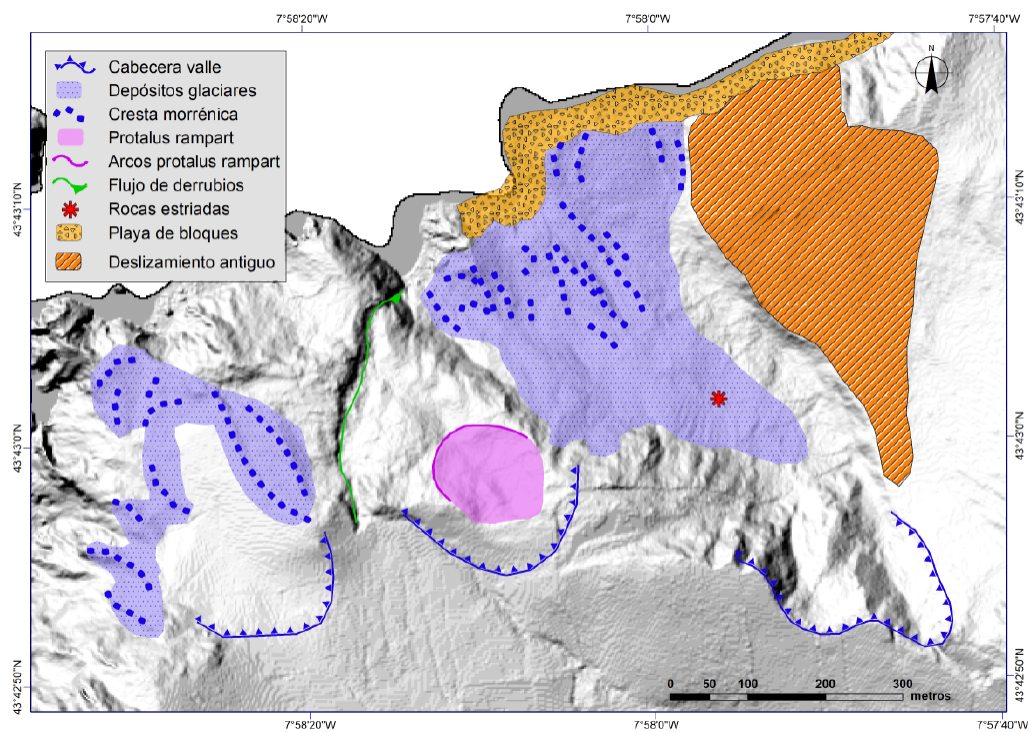


Figura 4. Mapa geomorfológico del Valle de Teixidelo.  
Figure 4. Geomorphological map of the Teixidelo Valley.



Figura 5. *Protalus Rampart*.  
Figure 5. *Protalus Rampart*.

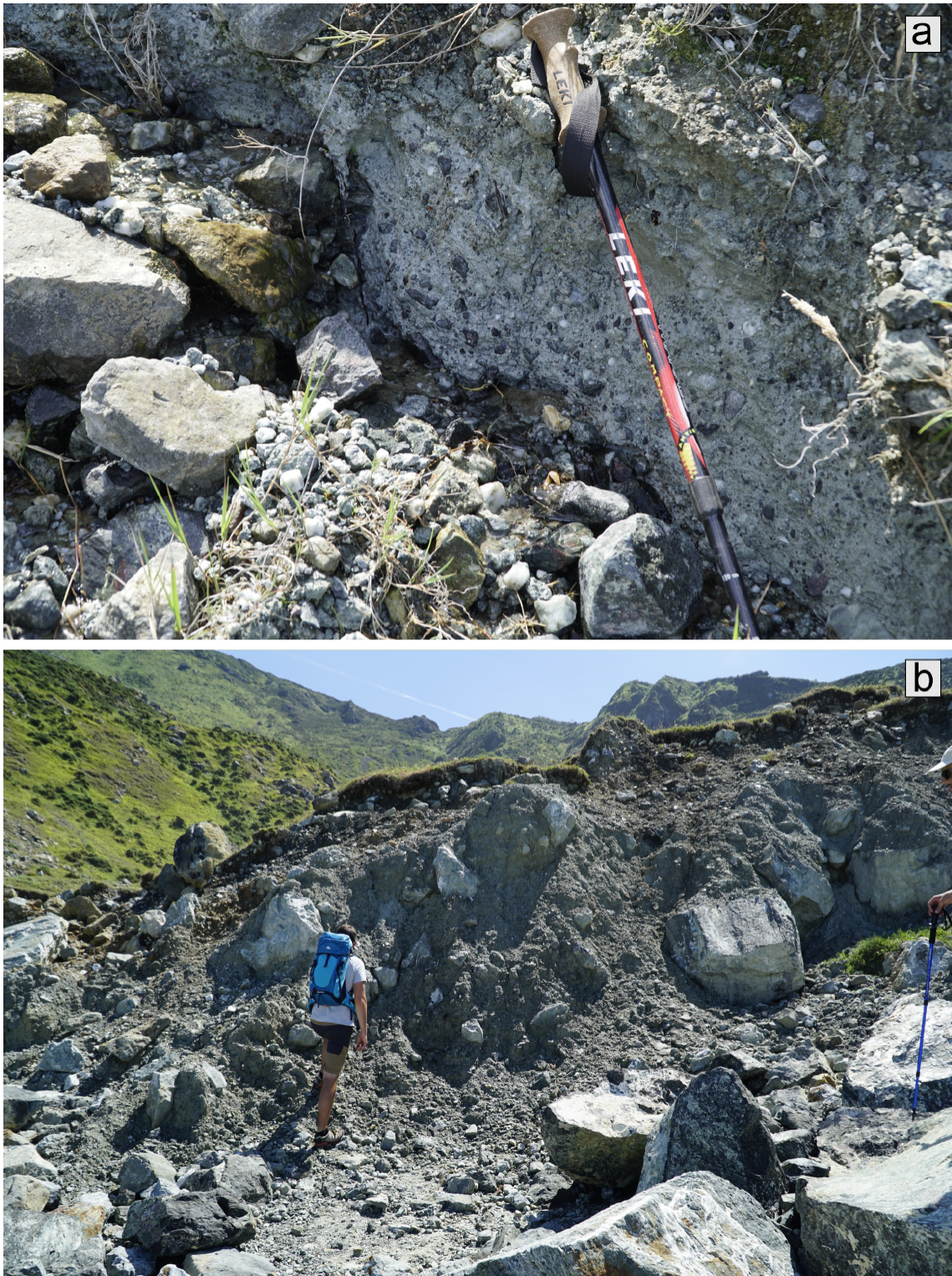


Figura 6. Depósitos glaciares del Valle de Teixidelo. a) Till subglaciar; b) Till proglaciar.  
*Figure 6. Glacial deposits of the Teixidelo Valley. a) Subglacial Till; b) Proglacial Till.*

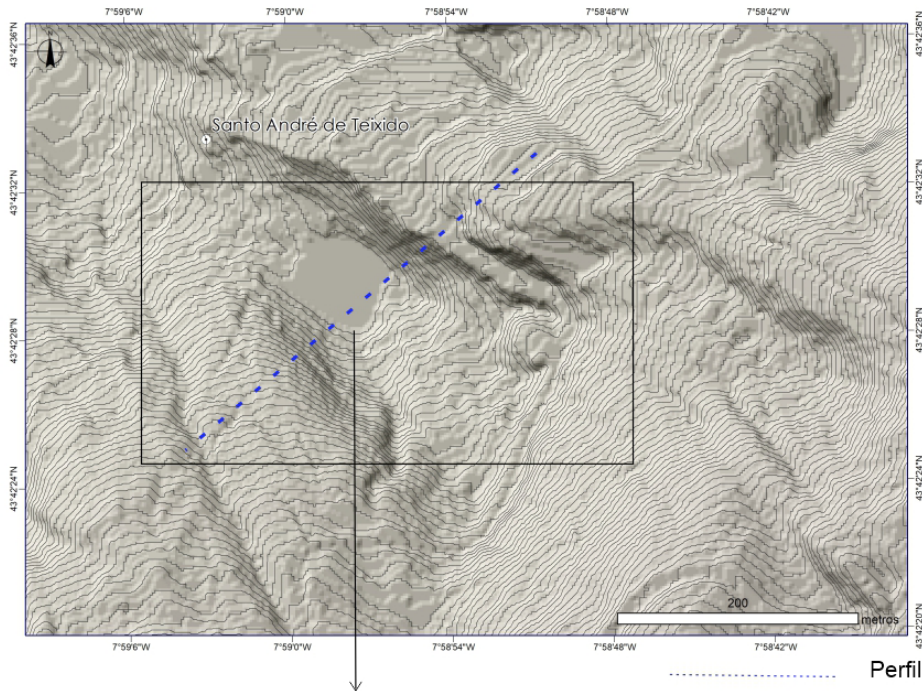
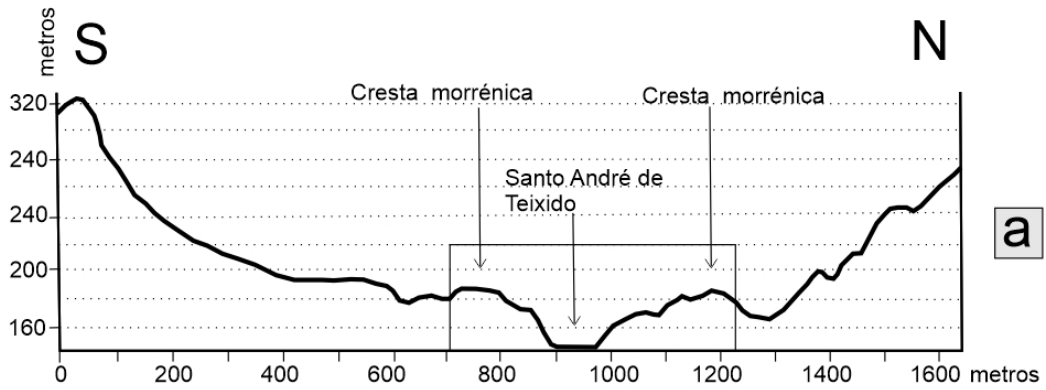


Figura 7. Valle de Santo André de Teixido. A) Perfil topográfico; b) Detalle del Modelo Digital de Elevaciones del sector central del valle; c) Vista desde el oeste del valle.

Figure 7. Santo André de Teixido Valley. A) Topographic profile; b) Detail of the Digital Elevation Model of the central sector of the valley; c) View from the west of the valley.

pequeño *protalus rampart* que habría originado una pequeña cresta frontal. El difícil acceso no ha permitido comprobar en el campo esta posibilidad que se intuye tanto en el modelo digital de terreno como en las fotografías hechas desde su parte superior situada a 304 m, como desde el mar.

#### 4.2. Las microformas de erosión

Uno de los aspectos de mayor relevancia en la zona de estudio, no tanto por su extensión sino por su existencia, es la presencia de superficies estriadas desarrolladas sobre serpentinitas (Figura 10a y 10b). Se trata de formas muy nítidas que se encuentran en el fondo del valle. Una parte ha sido exhumada recientemente y otra está debajo de sedimentos subglaciares (Figura 6a). Por otra parte, hay que reseñar que no se trata de una

superficie plana sino con fuerte inclinación (Figura 10a) lo que demuestra una importante labor erosiva de la lengua de hielo cargada de sedimentos a lo largo de un período de tiempo prolongado.

#### 4.3. Cartografía geomorfológica

La integración entre los datos recogidos en el reconocimiento del terreno y el análisis del territorio mediante el SIG han permitido elaborar los mapas geomorfológicos de los valles de Teixidelo y Santo André de Teixido (Figuras 4 y 8). En ellos no solo se han cartografiado los elementos que evidencian la actividad glaciar sino algunos otros como las playas de bloques que se han construido a partir de una dinámica paraglaciar en relación con la dinámica marina. No se puede olvidar que el área se encuentra ubicada en una costa con alta

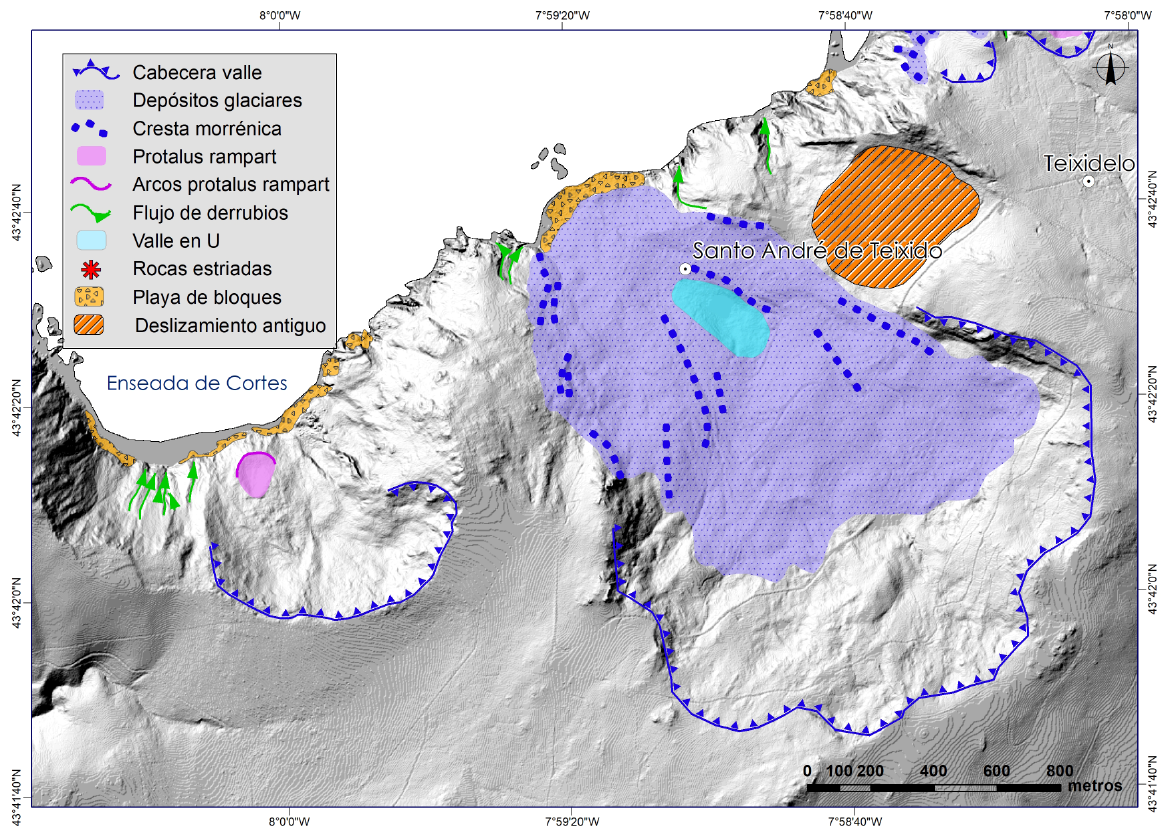


Figura 8. Mapa geomorfológico del Valle de Santo André de Teixido.  
Figure 8. Geomorphological map of the Santo André de Teixido Valley.



Figura 9. Depósitos glaciares del valle de Santo André de Teixido.  
A) Vista general de los depósitos en la costa (Foto Xacobo de Toro); b) Detalle.

Figure 9. Glacial deposits in the valley of Santo André de Teixido.  
A) General view of the deposits on the coast (Photo Xacobo de Toro); b) Detail.

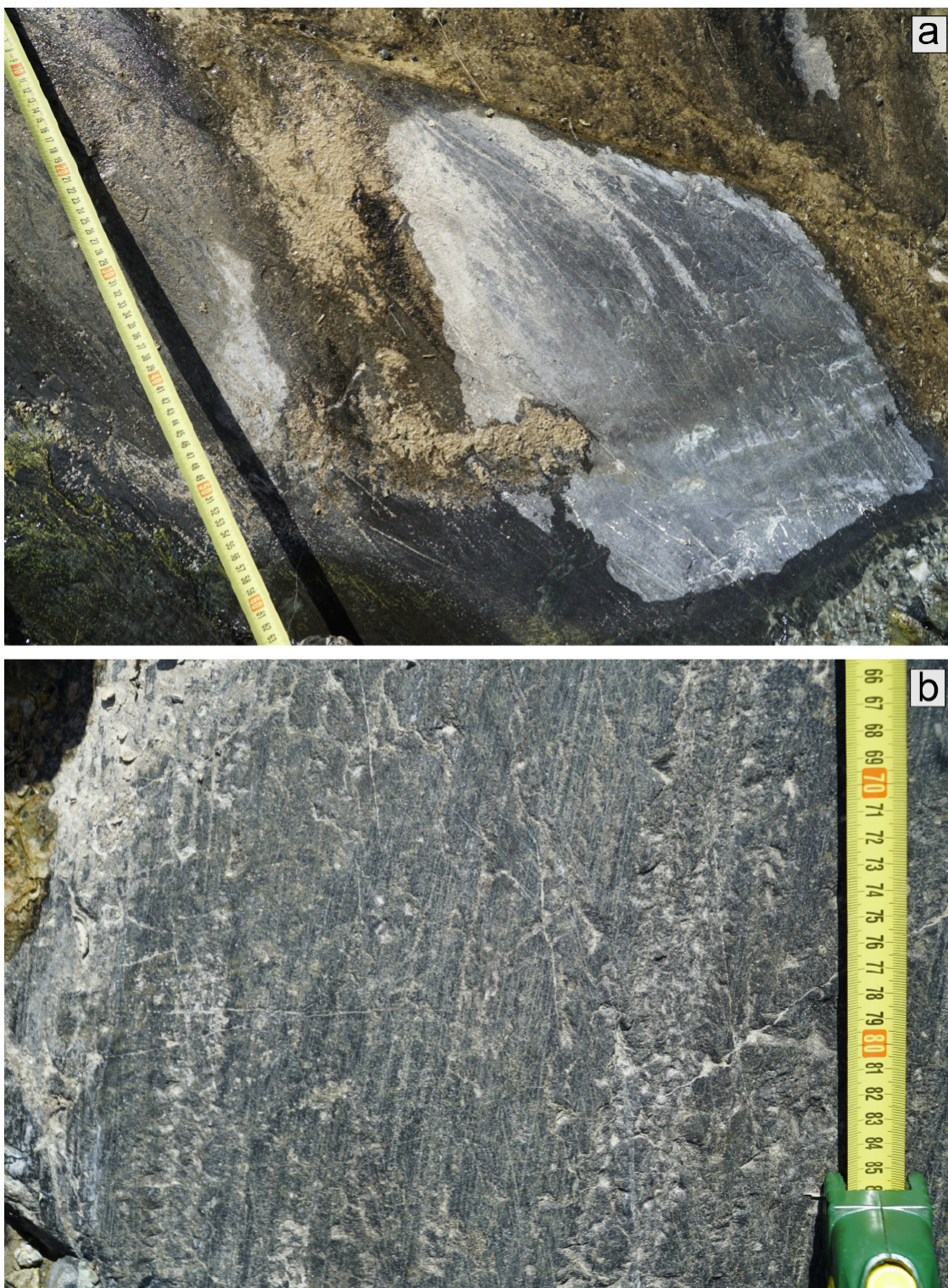


Figura 10. Rocas serpentinitas estriadas en el valle de Teixidelo. a) Vista del sector central del valle; b) Detalle.  
Figure 10. Striated serpentinites rocks in the Teixidelo valley. a) View of the central sector of the valley; b) Detail.

energía con olas que llegan a superar los 11 m en momentos de temporal (Punto SIMAR 3038043/ Puertos del Estado). A ello hay que sumarle que las aguas de escorrentía, que funcionan en momentos de alta intensidad de lluvia, movilizan una gran cantidad de sedimentos desde la parte alta hasta a la base de los acantilados.

## **5. Discusión**

Un primer tema para discutir es el de si las formas y depósitos son de origen glaciario o se derivan de un gran deslizamiento como afirmaban, en 1983, Duque, Elízaga y Vidal Romaní. Las pruebas en qué se basaron los autores no aparecían en el texto ni nunca han visto la luz en ninguna publicación científica posterior por lo que se desconocen.

Por ello parece importante analizar varios rasgos que se observan en áreas afectadas por grandes movimientos en masa. En primer lugar, cuando se analiza la topografía generada por deslizamientos rotacionales actuales se puede ver con claridad cómo el movimiento ladera abajo genera un escalonamiento, en paralelo a la pendiente, de los antiguos niveles del terreno que se encuentran delimitadas de manera nítida por líneas de fracturas. Por lo general en el relieve sobresalen sectores aplanados a modo de grandes terrazas escalonadas que, en su parte baja, dan paso a acumulaciones a modo de montículos. Al estudiar la topografía de los valles de Teixidelo y Santo André de Teixido, si bien es cierto que existe un escalonamiento de formas, únicamente existen en sus sectores septentrionales escalones aplanados que se puedan asociar a un antiguo deslizamiento. En el caso de Teixidelo se puede reconstruir el plano de desgarro en la parte alta y un escalón aplanado cubierto en parte por grandes bloques. El resto de las formas no indican en absoluto la existencia de un gran movimiento en masa porque las acumulaciones en cresta aparecen emplazadas en paralelo al eje del valle y no en perpendicular a él como se puede ver en los deslizamientos rotacionales recientes en

el frente costero, como el producido en 2023 (Figura 11).

No es nada anormal en las costas en general y en las gallegas en particular, que se produzcan grandes desprendimientos o deslizamientos. A diferencia de otras zonas en las que se produjeron movimientos en masa, en esta, la propia hondonada generada por el movimiento en masa habría permitido la acumulación del hielo y la intensa fragmentación de los materiales habría favorecido su transporte a partir de un eje central. Ello se ve muy bien en los numerosos transectos dibujados, tanto en Teixidelo como en Santo André. En los dos casos, en su sector central existen valles en cuna, formas que no aparecen descritas en el eje central de los diferentes movimientos en masa lo que es indicativo de un flujo de agua/hielo que lo hubiere modelado con posterioridad a su formación. La nítida forma en U asociadas a crestas lleva a concluir que ha sido el hielo el principal agente modelador.

En relación con lo anterior, surge un segundo aspecto a discutir: el de si las rocas estriadas descritas antes son claramente glaciares o se han producido por un movimiento en masa. Algunas investigaciones recientes (Hu y McSaveney, 2018; Molén, 2023) describen la presencia de estrías asociadas a avalanchas de rocas. Sin embargo, los ejemplos que se presentan en las publicaciones muestran el clásico desprendimiento sobre una topografía suavemente inclinada. Es evidente que la acción erosiva de los clastos sobre un substrato no es la misma si la ladera es uniforme que si dominan formas convexas, como es el caso de Teixidelo. En este caso no existen formas asociadas a desprendimientos y de haberlos habido el flujo de los clastos se vería frenado por los salientes rocosos existentes o serían desviados de su trayectoria lo que dificultaría el intenso pulido o estriado.

Admitiendo que las avalanchas en ciertos materiales, como las calizas, pueden provocar pequeñas estrías, son muy diferentes a las existentes en áreas donde el glaciario es incontestable. Por ello cuando comparamos las



Figura 11. Deslizamiento reciente en la costa de Santo André de Teixido (2023).

*Figure 11. Recent landslide on the coast of Santo André de Teixido (2023).*

presentes en Teixidelo con las observadas en áreas glaciadas, activas en el presente, caso de Tierra del Fuego (Argentina) (Figura 12a), o en el pasado, caso de la Gaspésie (Quebec, Canadá) (Figura 12b) por poner dos ejemplos, se observan que son muy parecidas (compárese con las que aparecen en la Figura 10).

No cabe duda de que, si no se tiene en cuenta los cambios producidos en la historia de la Tierra y, especialmente la distribución del glaciario a nivel global puede sorprender la existencia de huellas de glaciario al lado mismo de la costa en Galicia. Sin embargo, esto no es un hecho sorprendente en la actualidad y tanto en el hemisferio norte como en el sur existen glaciares que terminan al lado mismo del mar. Ni tampoco lo es si se tiene en cuenta que ni el nivel del mar ni la distancia

a la línea de costa era igual en el pasado que en la actualidad. Por ello es preciso enmarcar el tema en su contexto paleoambiental no desde el presente cuando las condiciones climáticas actuales son muy diferentes a las existentes durante un ciclo glaciar.

La realidad es que en el valle de Teixidelo se observan excelentes ejemplos de formas que se han identificado con morrenas laterales y frontales. Y si las grandes formas no fuesen los suficientemente concluyentes para apoyar el origen glaciar en el modelado de los valles, existen las citadas rocas estriadas nítidas. Por otra parte, los depósitos presentan facies que indican un transporte por acumulación continuo de materiales heterométricos, con diferentes grados de redondez, desde subangulosos a redondeados y, hecho importan-



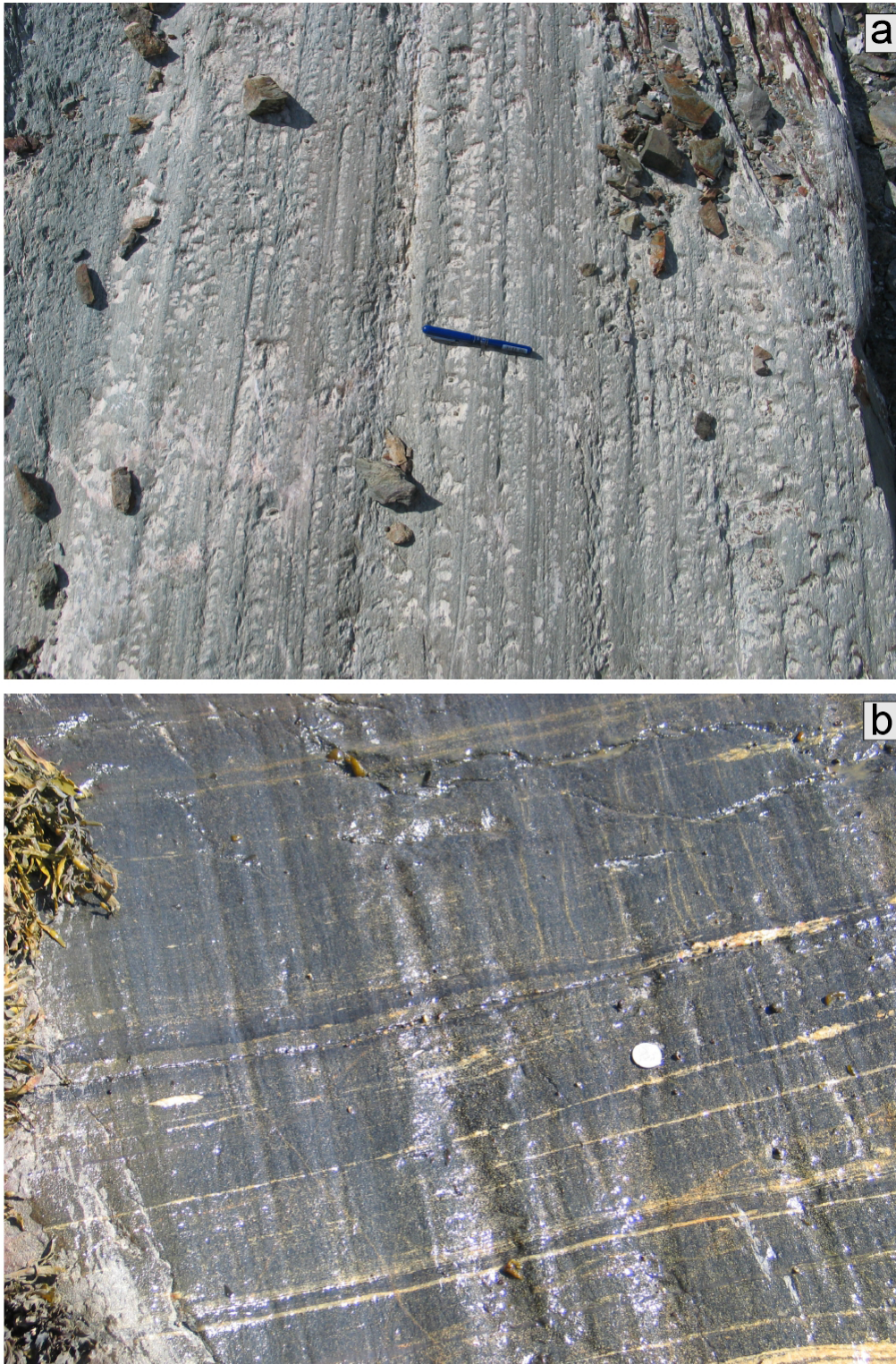


Figura 12. Rocas estriadas. a) Andes Fueguinos (Tierra del Fuego, Argentina): b) Gaspésie (Quebec, Canadá).  
Figure 12. Striated rocks. a) Fuegian Andes (Tierra del Fuego, Argentina): b) Gaspésie (Quebec, Canada).

te, de procedencia litológica variada lo que es común en los medios glaciares dado que las lenguas de hielo funcionan como una excavadora que arrastra todo lo que encuentra a su paso.

Por otra parte, hay un hecho reseñable y que conviene destacar cuando se habla de glaciario que es la tendencia todavía bastante usual de relacionarlo con la altitud cuando lo que es preciso es ponerlo en relación con el grado de niviosidad y con la temperatura existente en un lugar. Si no nieva lo suficiente y no lo hace de manera continua en el tiempo y si no existen unas condiciones de bajas temperaturas, es imposible que se genere un glaciar en ningún sitio, ni a 600 ni a 5.000 metros de altitud. En el caso del noroeste de la Península Ibérica la niviosidad fue muy alta como lo demuestra la importancia de las huellas del glaciario visibles en sierras que apenas superan los 1.000 m de altitud, caso de la Serra do Xistral, los 1.400 m, caso de la Serra da Peneda o el Gêres/Xurés, o los 2.000, como es el caso de Ancares o Trevinca. Es necesario tener en cuenta que, en cualquier ambiente climático frío, las masas de aire advectivas cargadas de humedad, fuesen de componente oeste, noroeste o nordeste, lo primero con lo que se encontraban eran con las sierras del sector costero del noroeste peninsular, después del central y finalmente del oriental. Si existían valles en los que se podía acumular la nieve y si la ELA se situaba a baja altitud nada impedía que se formasen glaciares o neveros permanentes.

Si la ELA en la Serra da Peneda (1.416 m) estaba a 773 m según Pérez Alberti (2021) no es difícil entender que, aun sin poder saber exactamente a qué altitud habría descendido el glaciar en A Capelada, dado que se encontraría por debajo del nivel del mar actual, tenía que situarse por debajo de los 500 m, teniendo en cuenta que la cabecera del valle de Teixidelo alcanza únicamente los 506 m y el de Santo André de Teixido 571 m. Por ello, al no saber exactamente hasta qué altitud habrían descendido las lenguas de hielo, y suponiendo una cota 0 m, la ELA resultante,

aplicando el método de Porter (2001), es de 253 m en el caso de Teixidelo y de 285,5 m en el de Santo André de Teixido. Sin embargo, hay que reseñar que se obtienen altitudes máximas de la ELA, sin poder tener en cuenta los restos ahora bajo el mar. Con ellos a bien seguro la ELA quedaría a cota más baja.

A falta de dataciones que puedan determinar el momento preciso en el que se desarrolló la actividad glaciar, hay que echar mano a los datos aportados por los depósitos continentales costeros estudiados hasta el momento y que se acumularon desde hace más de 40.000 años (Pérez-Alberti *et al.*, 2009a). Sus facies reflejan que se acumularon en un ambiente frío. Este hecho explicaría, por un lado, la erosión de la capa de alteración y de los suelos preexistentes y, por otra, en momentos de mayor fusión, la puesta en marcha de flujos de derrubios y, en ciertos lugares, de pequeños abanicos aluviales. La presencia de nieve o hielo se plasmaría tanto en lóbulos solifluidales como en bloques aradores así como en depósitos estratificados de ladera o en pequeños campos de bloques.

Las dataciones radiocarbónicas de los depósitos existentes en el sector que se extiende entre Baiona y A Guarda, al sur de la Ría de Vigo, concretamente en Sanxián (Cano *et al.*, 1997) y Oia (Costa Casais *et al.*, 2002); en el margen norte de la Ría de Muros e Noia, en Caamaño (Costa Casais, 2001); en la Costa da Morte, en Arnela y Moreira (Pérez Alberti *et al.*, 2009b) permiten establecer, por lo menos dos grandes momentos de formación de suelo indicativas de períodos interestadiales que se intercalarían entre períodos más fríos. Un primero se situaría por encima de los 30.000 años (Arnela  $37.550 \pm 690$  BP; Sanxián:  $38.830 \pm 2.200$  BP,  $28.000 \pm 230$  BP; Oia Sur:  $32.980 \pm 530$  BP; Caamaño  $36.050 +1.430 -1.210$  BP,  $32.340 +2.400 -1.800$  BP,  $30.120 +670 -620$  BP) y un segundo en torno a los 20.000 (Caamaño  $20.160 \pm 270$  BP y Moreira  $18.980 \pm 110$  BP). El primero de ellos se manifiesta en el de Galicia interior en dos dataciones por radiocarbono en la base de un depósito de ladera estratificada en las Montañas do Courel > 44

ka BP (Pérez-Alberti *et al.*, 2009a) y en la de otro semejante con la misma datación existente en Arcucelos (Verín) (Viana-Soto y Pérez-Alberti, 2019).

A los datos anteriores hay que añadirle los obtenidos por OSL en Sanxenxo, en la Ría de Pontevedra, en un depósito de origen frío,  $29 \pm 2$  ka (Pérez-Alberti *et al.*, 2018) y en el valle del Bibei, concretamente en el sector occidental del Macizo de Trevinca (Pérez-Alberti *et al.*, 2011) que dieron  $27 \pm 2$ ,  $31 \pm 3$  y  $33 \pm 3$  o las obtenidas por cosmogénicos (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2014) en el sector de Sanabria que oscilan entre 19,2 y los 15,4  $10\text{Be}$  ka o en las Montañas do Courel (González-Díaz *et al.*, 2023) que lo hacen entre los 23,77 y los 18,78  $36\text{Cl}$ , y que llevan a pensar que el glaciarismo de A Capelada se habría desarrollado durante los MIS 3 y MIS 2. Sin embargo, únicamente la datación de los sedimentos podrá determinar con exactitud el momento concreto de su formación.

## 6. Conclusiones

De este estudio pueden extraerse las siguientes conclusiones:

- En la fachada costera que se alarga desde la Punta Robaliceira, al norte, y la Punta Domingo, al sur, dentro del Geoparque Mundial de la Unesco Cabo Ortegal, se encuentran formas indicativas de la actividad glaciar, con diferente grado de presencia, clara en dos sectores, el Valle de Teixidelo, en el entorno de la aldea de su nombre, y el Valle de Santo André de Teixido, en el que se emplaza esta localidad y un tercero más dudoso, la Enseada de Cortes, situada ligeramente más al sur.
- La instalación de las lenguas de hielo se habría visto favorecida 1) por la existencia de antiguos deslizamientos rotacionales en la fachada costera, que habrían dado lugar a la apertura de cuencas abiertas y 2) por la intensa fragmentación de los materiales que fueron movilizados por los hielos.

- Las evidencias de la actividad glaciar en la Serra da Capelada son erosivas, plasmadas de manera clara en las formas de los valles de Tedixidelo y de Santo André de Teixido y en el lecho rocoso estriado de Teixidelo, y deposicionales, caso de las morrenas visibles en Teixidelo y Santo André de Teixidelo, tanto en los flancos de los valles como en sus frentes, y que están compuestas por depósitos sedimentarios con *diamictones* interpretados como till.
- A falta de dataciones, el desarrollo del glaciarismo se puede enmarcar, en relación a otras zonas de Galicia, entre el MIS 3 y el MIS 2.
- Independientemente de su edad, la singularidad de las manifestaciones glaciares, únicas en la franja costera de la Península Ibérica, las convierten en un patrimonio geomorfológico de gran valor dentro del Geoparque.

## Bibliografía

- Aira-Rodríguez, M.J. (1986). *Contribución al estudio de los suelos fósiles de montaña y antropógenos de Galicia*. Tesis Doctoral, Facultad de Biología, Universidad de Santiago.
- Aira-Rodríguez, M.J., Guitián-Ojea, F. (1986). Contribución al estudio de los suelos y sedimentos de montaña de Galicia y su cronología por análisis polínico. I. Sierra del Caurel (Lugo). *Anales de Edafología y Agrobiología*, 45(9-10), 1189-1201.
- Arán Ferreiro, D., Macías, F., Calvo de Anta, R., Pérez Alberti, A., Otero Pérez, X.L., Verde Vilanova, J.R., Pérez Llaguno, C., Saiz Rubio, R., Díez, E., Bolaños Guerrón, D., Macías García, F. (2014). *Complejo Básico-Ultrabásico de Capelada-Cabo Ortegal*. Andavira Editorial, Santiago de Compostela, 98 p.
- Arenas, R., Peinado, M. (1981). Presencia de pillow-lavas en las metavolcanitas submarinas de las proximidades de Espasante, Cabo Ortegal, NW de España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 105-119.
- Arenas, R., Catalán, J.R.M., Martínez, S.S., García, F.D., Abati, J., Fernández-Suárez, J., Andonae-

- gui, P., Gómez-Barreiro, J. (2007). *Paleozoic ophiolites in the Variscan suture of Galicia (northwest Spain): Distribution, characteristics, and meaning*. The Geological Society of America Memoire, 20 p. [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(22\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(22))
- Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Castiñeiras García, P., Jeffries, T.E., Díez Fernández, R., Ando-naegui, P. (2009). The basal tectonic mélange of the Cabo Ortegal Complex (NW Iberian Massif): a key unit in the suture of Pangea. *Journal of Iberian Geology: an international publication of earth sciences*, 35(2), 85-125.
- Barboux, C., Delaloye, R., Lambiel, C. (2014). Inventorying slope movements in an Alpine environment using DinSAR. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(15): 2087-2099. <https://doi.org/10.1002/esp.3603>
- Belò, M., D'Agata, C., Smiraglia, C., Pelfini, M. (2006). Ice core moraine collapse at Forni Glacier (Italian Alps): a case of tourist risk. *Geophys Res Abstr* 8 (08361). En BOOK OF ABSTRACTS (pp. 29-29). COMMISSION FOR GLACIOLOGY OF THE BAVARIAN ACADEMY OF SCIENCES AND HUMANITIES.
- Ben-Yehoshua, D., Sæmundsson, Þ., Helgason, J.K., Belart, J.M., Sigurðsson, J.V., Erlingsson, S. (2022). Paraglacial exposure and collapse of glacial sediment: The 2013 landslide onto Svínafellsjökull, southeast Iceland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 47(10), 2612-2627. <https://doi.org/10.1002/esp.5398>
- Benn, D.I., Owen, L.A., Osmaston, H.A., Seltzer, G.O., Porter, S.C., Mark, B. (2005). Reconstructions of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International*, 138-139, 8-21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.02.003>
- Cano J., Fumanal M-P., Ferrer C., Usera J., Blázquez A. M., Olmo, J. (1997). Evolución de la costa meridional de Galicia durante el Cuaternario superior. En: J. Rodríguez Vidal, (Ed.), *Cuaternario Ibérico*. AEQUA, Huelva, pp. 33-46.
- Costa-Casais M. (2001). *Análise sedimentaria e reconstrução da costa Atlântica de Galicia*. PhD. Tesis, Universidade de Santiago. Inédita.
- Costa Casais, M., Pérez-Alberti, A., Blanco Chao, R. (2002). Depósitos coluviales de origen nival en la costa sur de Pontevedra (Galicia): facies y procesos deposicionales. En: E. Serrano, A. García de Celis, J.C. Guerra, C. Morales, T. Ortega (eds.), *II Sociedad Española de Geomorfología. VII Reunión Nacional. Estudios recientes (2000-2002 en Geomorfología. Patrimonio, montaña y dinámica territorial 2002 (Valladolid, 19-20 septiembre 2002)*, Valladolid, pp. 539-546.
- Coude-Gausson, G. (1978). Confirmation de l'existence d'une glatiation würmiense dans les montagnes du Nord-Ouest du Portugal. *Comptes rendus sommaires des séances de la Société géologique de France Paris*, 1, 34-37.
- Dai, X., Schneider-Muntau, B., Krenn, J., Zangerl, C., Fellin, W. (2023). Mechanisms for the Formation of an Exceptionally Gently Inclined Basal Shear Zone of a Landslide in Glacial Sediments—The Ludoialm Case Study. *Applied Sciences*, 13(11), 6837. <https://doi.org/10.3390/app13116837>
- Dionne, J.C., Pérez-Alberti, A. (2000). Observations of vertical cylindrical structures in an unconsolidated quaternary deposit, in Spain. *Geographie Physique et Quaternaire*, 54, 343-349. <https://doi.org/10.7202/005640ar>
- Duque, L.C., Elizaga, E., Vidal Romani, J.R. (1983). *Puntos de interés geológico de Galicia*. Instituto Geológico y Minero de España.
- Eyles, N., Eyles, C.H., Miall, A.D. (1983). Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictites sequences. *Sedimentology*, 30, 393-410. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00679.x>
- Figueira, E., Gomes, A., Pérez-Alberti, A. (2023). Pleistocene Glaciations of the Northwest of Iberia: Glacial Maximum Extent, Ice Thickness, and ELA of the Soajo Mountain. *Land*, 12(6), 1226. <https://doi.org/10.3390/land12061226>
- Frasca, M., Vacha, D., Chicco, J., Troilo, F., Bertolo, D. (2020). Landslide on glaciers: an example from Western Alps (Cogne-Italy). *Journal of Mountain Science*, 17(5), 1161-1171. <https://doi.org/10.1007/s11629-019-5629-y>
- Gil Ibarguchi, J., Mendia, M., Girardeau, J., Peucat, J.J. (1990). Petrology of eclogites and clinopyroxene-garnet metabasites from the Cabo Ortegal Complex (northwestern Spain). *Lithos*, 25(1-3), 133-162. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90011-0](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90011-0)

- Gil Iburguchi, J., Ábalos, B., Azcarraga, J., Puellas, P. (1999). Deformation, high-pressure metamorphism and exhumation of ultramafic rocks in a deep subduction/collision setting (Cabo Ortegal, NW Spain). *Journal of Metamorphic Geology*, 17(6), 747-764. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.1999.00227.x>
- González-Díaz, B., Ruiz-Fernández, J., Rinterknecht, V., Pérez-Alberti, A., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Hernández, C., Ochoa-Álvarez, M., González Díaz, J.A., ASTER Team (2023). Evolución glaciaria del Valle de A Seara (Montañas del Courel, NO de España) a partir de la aplicación de isótopos cosmogénicos. En: G. Desir, E. Nadal, D. Regües (Eds.). *Libro actas de la XVI Reunión Nacional de Geomorfología*, SEG, pp. 144-145.
- González, E.R., Loureiro, R.L. (2003). A Serra da Capelada: patrimonio arqueológico e patrimonio natural. *Brigantium: Boletín do Museu Arqueológico e Histórico da Coruña*, 14, 23-38.
- Gutián-Rivera, F., Barral-Silva, M.T., Gutiérrez-Ojea, F. (1985). Aplicación de la exoscopia del cuarzo a la caracterización de diversos ambientes de Galicia. IV Reunión de Xeoloxía e Minería do N.O. Peninsular. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 9, 399-419.
- Hall-Riaza, J.F., Valcárcel, M., Blanco-Chao, R. (2016). Caracterización morfométrica de formas glaciares en cuña en las Sierras de Xistral, Teleno y Cabrera. *Polígonos. Revista de Geografía*, 28, 55-71 <https://doi.org/10.18002/pol.v0i28.4287>
- Hawkins, F.F. (1985). Equilibrium-line altitudes and paleoenvironment in the Merchants Bay area, Baffin Island, NWT, Canada. *Journal of Glaciology*, 31(109), 205-213. <https://doi.org/10.3189/S0022143000006511>
- Heraud, G. (1984). *Géomorphologie et géologie de l'or detritique. Piémonts et bassins intramontagneus du N W de l'Espagne*. CNRS, Paris, 456 p.
- Hernández Pacheco, F. (1949). Huellas glaciares en la Sierra de Queija (Orense). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 47, 97-102.
- Hernández Pacheco, F. (1957). El glaciario cuaternario en la Sierra de Queija (Orense). *Boletín Real Sociedad de Historia Natural (Geología)*, 55, 27-74.
- Horacio, J., Muñoz-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. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.03.028>
- Hu, W., McSaveney, M.J. (2018). A polished and striated pavement formed by a rock avalanche in under 90 s mimics a glacially striated pavement. *Geomorphology*, 320, 154-161. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.08.011>
- IGN (2020). Ortofoto Plan Nacional Ortofotografía Aérea. Centro de Descargas del CNIG (IGN)
- Llopis Lladó, N. (1954). Sobre la morfología de los picos Ancares y Miravalles. *Anales de la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias (Revista Las Ciencias)*, 627-643.
- Kossel, U. (1996). Problemas geomorfológicos acerca de la determinación del máximo avance glaciario en la Sierra de Ancares (León-Lugo-Asturias). *Dinámica y Evolución de medios cuaternarios*. Xunta Galicia, Santiago Compostela, pp. 131, 142.
- Maciñeira, F. (1924). Relaciones marítimas entre el Norte de Galicia y las Islas Británicas en tiempos prehistóricos. *Boletín da Real Academia Galega*, 160, 73-81.
- Maciñeira, F. (1935). La distribución de las estaciones prehistóricas ortegalesas y sus características. *Boletín da Real Academia Galega*, 259, 169-181.
- Marcos, A. (1998). La estructura del complejo de Cabo Ortegal (NW España). *Geólogos*, 2, 15-22.
- Marcos Vallaure, A., Pérez-Estaún, A., Pulgar Alvarez, J. A. Bastida Ibáñez, F., Vargas Alonso, I. (1980). Memoria Mapa Geológico 1:50.000. Cervantes.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Rubio Pascual, F.J., Abati, J., Marquínez, J. (1996). Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: the basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics*, 15(1), 106121. <https://doi.org/10.1029/95TC02617>
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Abati, J., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F., Fernández Suárez, J., González Cuadra, P., Castiñeiras, P., Gómez Barreiro, J., Díez Montes, A., González Clavijo, E., Rubio Pascual, F.J., Andonagui, P.,

- Jeffries, T.E., Alcock, J.E., Díez Fernández, R., Carmona, A.L. (2009). A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: the Variscan belt of NW Iberia. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2-3), 114-126. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.004>
- Molén, M.O. (2023). Glaciation-induced features or sediment gravity flows-an analytic review. *Journal of Palaeogeography*. 12(4), 487-545. <https://doi.org/10.1016/j.jop.2023.08.002>
- Ohmura, A., Kasser, P., Funk, M. (1992). Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology*, 38, 397-411. <https://doi.org/10.3189/S002214300002276>
- Oliva, M., Serrano, E., Gómez-Ortiz, A., González-Amuchastegui, M.J., Nieuwendam, A., Palacios, D., Pérez-Alberti, A., Pellitero-Ondicol, R., Ruiz-Fernández, J., Valcárcel, M., Vieira, G., Antoniades, D. (2016). Spatial and temporal variability of periglaciation of the Iberian Peninsula. *Quaternary Science Reviews*, 137, 176-199. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.017>
- Oliva, M., Žebre, M., Guglielmin, M., Hughes, P.D., Çiner, A., Vieira, G., Bodin, X., Andrés, N., Colucci, R.R., García-Hernández, C., Mora, C., Nofrek, J., Palacios, D., Pérez-Alberti, A., Ribolini, A., Ruiz-Fernández, J., Sarikaya, M.A., Serrano, E., Urdea, P., Valcárcel-Díaz, M., Woodward, J.C., Yıldırım, C. (2018). Permafrost conditions in the Mediterranean region since the Last Glaciation. *Earth-Science Reviews*, 185, 397-436. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.06.018>
- Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Andrés, N., Carrasco, R.M., Pedraza, J., Pérez-Alberti, A., Valcárcel, M., Hughes, P.D. (2019). Late Quaternary glacial phases in the Iberian Peninsula. *Earth-Science Reviews*, 192, 564-600. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.03.015>
- Parga-Pondal, D.I. (1956). Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO de la provincia de La Coruña. *Leidse Geologische Mededelingen*, 21(2), 467-484.
- Parga-Pondal, I. (1967). La investigación geológica en Galicia. *Leidse Geologische Mededelingen*, 36(1), 207-210.
- Pellitero, R., Rea, B. R., Spagnolo, M., Bakke, J., Ivy-Ochs, S., Frew, C. R., Hughes, P., Ribolini, A., Lukas, S., Renssen, H. (2016). GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciers. *Computers & Geosciences*, 94, 77-85. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.06.008>
- Pérez Alberti, A. (1979). Nuevas observaciones sobre glaciario y periglaciario en el NW de la Península ibérica: La Galicia sudoriental. *Acta Geológica Hispánica*, 14, 441-444.
- Pérez Alberti, A. (1982). Xeomorfoloxía. *Xeografía de Galicia*, 1, 9-69.
- Pérez Alberti, A. (1987): Geomorfología. En: F. Macías, (Ed.) A Capelada. Una alternativa para el uso y conservación de sus recursos naturales. Diputación de A Coruña. A Coruña.
- Pérez Alberti, A. (1991). La geomorfología de la Galicia sudoriental. Tesis doctoral. No publicada.
- Pérez Alberti, A. (1993). La interacción entre procesos geomorfológicos en la génesis del relieve del SE de Galicia: el ejemplo del Macizo de Manzaneda y de la Depresión de Maceda. En: La Evolución del paisaje en las montañas del entorno los Caminos jacobeos. Consellería de Relacións Institucionais, Xunta Galicia, Santiago Compostela, pp. 1-24.
- Pérez Alberti, A. (2014). Geomorfología. En: D. Arán Ferreiro, F. Macías, R. Calvo de Anta, A. Pérez Alberti, X.L. Otero Pérez, J.R. Verde Vilanova, C. Pérez Llaguno, R. Saiz Rubio, E. Díez, D. Bolaños Guerrón, F. Macías García. (Eds.) Complejo Básico-Ultrabásico de Capelada-Cabo Ortegal. Altavira Editorial. Santiago de Compostela, 2430 p..
- Pérez Alberti, A. (2018). Xeomorfoloxía das Montañas do Courel. Ed. Grupo De Desenvolvemento Rural Ribeira Sacra-Courel, 72 p. Recuperar: <https://ribeirasacracourel.es/xeomorfoloxia-das-montanas-do-courel>.
- Pérez Alberti, A. (2021). El patrimonio glaciar y periglacial del Geoparque Mundial UNESCO Montañas do Courel (Galicia). *Cuaternario y Geomorfología*, 35(1-2), 79-98. <https://doi.org/10.17735/cyg.v35i1-2.89295>
- Pérez Alberti, A. (2022). The glaciers of the Peneda, Amarela, and Gerês-Xurés massifs. En: M. Oliva, D., Palacios, J.M. Fernández, (Ed), Iberia, Land of Glaciers. Elsevier, 397-416. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00019-0>

- Pérez Alberti, A., Guitián Rivera, L. (1992). El sector nordeste del Macizo de Manzaneda (SE de Galicia): aproximación al estudio del glaciarismo, suelos y vegetación. En: R. Rodríguez Martínez-Conde (Coord.) Guía de campo de las VIII Jornadas de Campo de Geografía Física. Dep. Xeografía, Universidade de Santiago Compostela, pp. 11-39.
- Pérez Alberti, A., Rodríguez Guitián, M., Valcárcel-Díaz, M. (1992). El modelado glaciar en la vertiente oriental de la sierra de Ancares (Noroeste de la Península Ibérica). *Papeles de Geografía*, 18, 39-51.
- Pérez Alberti, A., Rodríguez-Guitián, M., Valcárcel, M. (1993). Las formas y depósitos glaciares en las Sierras Orientales y Septentrionales de Galicia (NW Península Ibérica). En: La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos. Xunta de Galicia. Santiago de Compostela, pp. 61-90.
- Pérez Alberti, A., Blanco-Chao, R. (1995). Importancia paleoclimática de las formas y depósitos de origen glaciar y periglacial en la costa noroccidental de la Península Ibérica. (Serra da Capelada, Cedeira, A Coruña). Simposio Internacional Paleoambiente en la Península Ibérica, 39.
- Pérez Alberti, A., Covelo, P. (1996). Reconstrucción paleoambiental de la dinámica glaciar del Alto Bibeí durante el Pleistoceno reciente a partir del estudio de los sedimentos acumulados en Pías (Noroeste de la Península Ibérica). *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*, 115-130.
- Pérez Alberti, A., Valcárcel-Díaz, M. (1998). Caracterización y distribución espacial del glaciarismo en el Noroeste de la Península Ibérica. En: Las Huellas Glaciares de Las Montañas Españolas. Servicio de Publicaciones e Intercambio Científico, pp. 17-62.
- Pérez Alberti, A., Valcárcel-Díaz, M. (2006). As pegadas glaciares dos vales de Seara e Vieiros. En: Unha historia xeolóxica de 500 millóns de anos. Asociación Río Lor. Quiroga (Lugo), 23-63.
- Pérez-Alberti, A., López Bedoya, J., Cunha, P.P. (2009a). Sedimentological analysis of cold-climate stratified slope deposits of Galicia, NW Iberia. En: Pascucci, V. *et al.* (Eds.), IAS 2009 Meeting. Book of Abstracts. Alghero (Italy) (Vol. 6, No. 6).
- Pérez Alberti, A., Blanco Chao, R., Otero, M., Macías García, I., López Bedoya, J., Valcárcel Díaz, M. (2009b). Cambios ambientais detectados na costa de Galicia durante o Plistoceno e Holoceno e dinámica actual. En: Evidencias e Impactos do cambio climático en Galicia. Xunta de Galicia. Santiago de Compostela, pp. 425-454.
- Pérez Alberti, A., Valcárcel, M., Martini, P.I., Pascucci, V., Andreucci, S. (2011). Upper pleistocene glacial valley-junction sediments at Pias, Trevinca Mountains, NW Spain. *Geological Society Special Publication*. <https://doi.org/10.1144/SP354.6>
- Pérez Alberti, A., Cunha, P.P., Pérez, X.O. (2018): La terraza costera de Sanxenxo: un registro sedimentario del MIS 5 a MIS 2, en la Ría de Pontevedra (NO de la Península Ibérica). *Proceedings of the IX Symposium on the Iberian Atlantic Margin*, Coimbra, 4-7 September, pp. 231-232.
- Pérez Alberti, A., Valcárcel, M. (2022). The glaciers in Eastern Galicia. En: M. Oliva, D., Palacios, J.M. Fernández, (Ed), *Iberia, Land of Glaciers*. Elsevier, 375-395. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00018-9>
- Pérez-Alberti, A., Gómez-Pazo, A. (2023). Glaciers Landscapes during the Pleistocene in Trevinca Massif (Northwest Iberian Peninsula). *Land*, 12(3), 530. <https://doi.org/10.3390/land12030530>
- Porter, S.C. (1975). Equilibrium-line altitudes of late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research*, 5(1), 27-47. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(75\)90047-2](https://doi.org/10.1016/0033-5894(75)90047-2)
- Porter, S.C. (2001). Snowline depression in the tropics during the last glaciation. *Quaternary Science Review*, 20, 1067-1091. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00178-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00178-5)
- Puertos del Estado: Predicción de oleaje, nivel del mar; Boyas y mareógrafos | puertos.es
- Rodríguez Guitián, M., Pérez-Alberti, A., Valcárcel-Díaz, M. (1992). El modelado glaciar en la vertiente oriental de la sierra de Ancares (noroeste de la Península Ibérica). *Papeles de Geografía*, 18, 39-54.
- Rodríguez-Guitián, M., Valcárcel, M., Pérez-Alberti, A. (1995). Morfogénesis glaciar en la vertiente meridional de la Serra do Caurel (NW

- ibérico): el Valle de A Seara. En: A. Pérez Alberti, A. Martínez Cortizas (Eds.), *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses*. Monografías G.E.P. 1., A.Pub. Diputación Provincial de Lugo, pp. 78-87
- Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., Bourlès, D., Valero-Garcés, B. (2014). A multiple dating-method approach applied to the Sanabria Lake moraine complex (NW Iberian Peninsula, southwest Europe). *Quaternary Science Reviews*, 83, 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.10.019>
- Sáenz Ridruejo, C. (1968). Varves glaciares del Alto Bibey. *Revista de Obras Públicas*, 115, 339-350.
- Schmidt-Thomé, P. (1973). Neue, niedrig gelegene Zeugen einer würmeiszeitlichen Verglesterung im Nordteill der Iberischen Halbinsel (Prov. Vizcaya und Orense, Spanien und Minho-Distrikt, Portugal). *Eiszeitalter u. Gegenwart. Öhringen/Würt*, 23/24, 384-389.
- Schmitz, H. (1969). Glazialmorphologische Untersuchungen in Bergland Nordwestspaniens. *Galicien-León. Kölner Geog. Arb.Helft*, 23, 1-157.
- Shan, W., Guo, Y., Wang, F., Marui, H., Strom, A. (2014, Eds.). *Landslides in cold regions in the context of climate change*. Switzerland: Springer International Publishing, 310 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-00867-7>
- Shulmeister, J., Davies, T.R., Evans, D.J., Hyatt, O.M., Tovar, D.S. (2009). Catastrophic landslides, glacier behaviour and moraine formation-A view from an active plate margin. *Quaternary Science Reviews*, 28(11-12), 1085-1096. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.11.015>
- Stickel, R. (1929). Observaciones de morfología glacial en el NO de España. *Boletín de La Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 297-318.
- Seltzer, G.O. (1994). Climatic interpretation of alpine snowline variations on millennial time scales. *Quaternary Research*, 41, 154-159. <https://doi.org/10.1006/qres.1994.1017>
- Serrano, E., González Trueba, J.J. (2004). El método AAR para la determinación de Paleo-ELAs: análisis metodológico y aplicación en el macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, 7-33. <https://doi.org/10.18172/cig.1133>
- Serrano, E., Gómez-Lende, M., González-Amuchastegui, M.J. (2022). The glaciers of the eastern massifs of Cantabria, the Burgos Mountains and the Basque Country. En: M. Oliva, D., Palacios, J.M. Fernández, (Ed), *Iberia, Land of Glaciers*. Elsevier, 157-178. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00008-6>
- Tricart, J., Pérez Alberti, A. (1988). Problemas de paleoclimatología: importancia e impacto del frío durante el Cuaternario. *Conselho da Cultura Galega*.
- Valcárcel-Díaz, M., Rodríguez Guitián, M. (1994). Contribución al conocimiento del glaciario pleistoceno en la vertiente suroccidental del Macizo de Peña Trevinca (montañas Galaico-Sanabrienses, NW Ibérico). En: A. Gómez-Villar, J.M. García Ruíz, J. Arnáez Vadillo, (Eds.), *Geomorfología En España: III Reunión de Geomorfología, Logroño 14 a 16 de septiembre de 1994*, Sociedad Española de Geomorfología, pp. 241-252.
- Valcárcel-Díaz, M., Rodríguez Guitián, M., Pérez Alberti, A. (1996). Dinámica glacial pleistocena del complejo Porcarizas-Valongo (Serrados Ancares, NW Ibérico). En: A. Pérez Alberti, A. Martínez Cortizas (Eds.), *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses*. Monografías G.E.P. 1., A.Pub. Diputación Provincial de Lugo, pp. 53-64.
- Valcárcel-Díaz, M. (1998). Evolución geomorfológica y dinámica de las vertientes en el nordeste de Galicia. Importancia de los procesos de origen frío en un sector de las montañas lucenses. Tesis doctoral. Universidade de Santiago de Compostela. Inédita.
- Valcárcel, M., Pérez-Alberti, A. (2002). Un ejemplo de glaciario de baja cota en el NW de la Península Ibérica: El valle de Queixadoiro. En *Estudios Recientes en Geomorfología. Patrimonio, Montaña y dinámica Territorial*; Universidad de Valladolid: Valladolid, 205, SEG, pp. 217-227.
- Valcárcel, M., Pérez Alberti, A. (2022). The glaciers in Western Galicia. En: M. Oliva, D., Palacios, J.M. Fernández, (Ed), *Iberia, Land of Glaciers*. Elsevier, 353-373. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00017-7>



- Viana Soto, A., Pérez Alberti, A. (2019). Periglacial deposits as indicators of paleotemperatures. A case study in the Iberian Peninsula: The mountains of Galicia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 30(4), 374-388. <https://doi.org/10.1002/ppp.2026>
- Vidal-Romaní, J.R. (1989). Galicia. En: Pérez-González, A., Cabra, P., Martín-Serrano, A. (Coords.) *Mapa del Cuaternario de España*. Escala 1:1.000.000. ITGE. Madrid, pp. 95-104.
- Vidal-Romaní, J.R., Aira-Rodríguez, M.J., Santos Fidalgo, L. (1991). La glaciación finicuaternaria en el NO de la Península Ibérica (Serra do Courel, Lugo): Datos geomorfológicos y paleobotánicos. Libro de Resúmenes. VIII Reunión Nacional sobre el Cuaternario. AEQUA, Universidad de Valencia.
- Vidal Romaní, J.R., Fernández Mosquera, D., Martí, K. (2015). The glaciation of Serra de Queixa-Invernadoiro and Serra do Gerês-Xurés, NW Iberia. A critical review and a cosmogenic nuclide ( $^{10}\text{Be}$  and  $^{21}\text{Ne}$ ) chronology. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 38, 25-44. <https://doi.org/10.17979/cad-laxe.2015.38.0.3681>
- Walker, R.G., James, N.P. (1992). Facies model: response to sea level change. *Geological Association of Canada*. Stittsville, Ontario, Canada, 454 p.

*Recibido el 23 de octubre de 2023*

*Aceptado el 12 de diciembre de 2023*

