

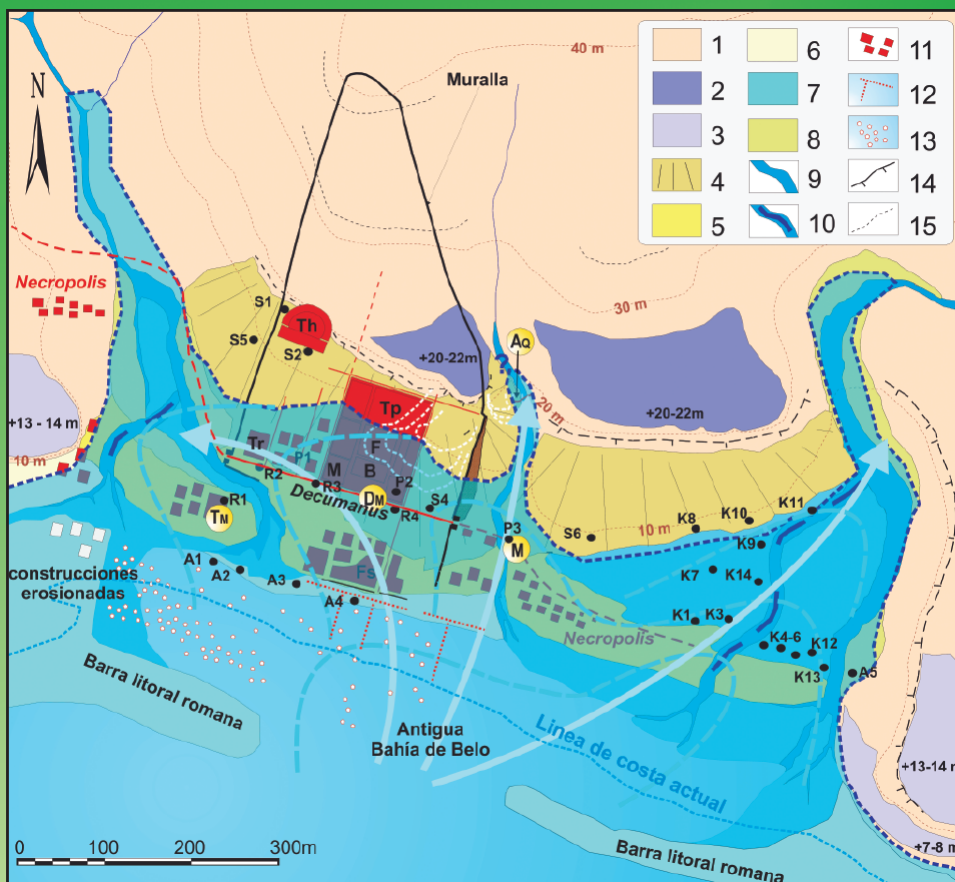
C y G

Vol. 37 (3-4)

Diciembre 2023

ISSN: 0214-1744

ISSNe: 2695-8589



Spanish Journal of Quaternary and Geomorphology





CUATERNARIO y GEOMORFOLOGÍA

SPANISH JOURNAL OF QUATERNARY & GEOMORPHOLOGY

Revista de la Sociedad Española de Geomorfología (SEG) y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA)

Editores Principales - Editors in-Chief:

Askoa Ibisate González de Matauco (SEG). Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología. Universidad del País Vasco
Euskal Herriko Unibertsitatea. askoa.ibisate@ehu.eus

Javier Élez Villar (AEQUA). Dpto. Geología. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad de Salamanca.
Calle Hornos Caleros, nº 50. 05003, Ávila. j.elez@usal.es

Editores Adjuntos - Associated Editors:

David Regüés Muñoz (SEG). Dpto. de Procesos Geoambientales y Cambio Global. Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC).
Avda. de Montañana, 1005. 50059, Zaragoza. dregues@ipe.csic.es

Jesús Francisco Jordá Pardo (AEQUA). Dpto. Prehistoria y Arqueología. Facultad de Geografía e Historia. UNED.
Paseo Senda del Rey 7. 28040, Madrid. jjorda@geo.uned.es

Gestor de la Revista - Editorial Manager:

María Begoña Bautista Davila. Administración. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad de Salamanca.
Calle Hornos Caleros, nº 50. 05003, Ávila. begovigo@usal.es

Comité Asesor - Advisory Board:

Benito Ferrández, G. (Museo de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid)

García Ruiz, J.M. (Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Zaragoza)

Gracia Prieto, J. (Universidad de Cádiz)

Jiménez Sánchez, Montserrat (Universidad de Oviedo, España)

Mather, Anne E. (Plymouth University, Reino Unido)

Rodríguez Vidal, J. (Universidad de Huelva, España)

Serrano Cañadas, E. (Universidad de Valladolid)

Silva Barroso, Pablo G. (Universidad de Salamanca, España)

Comité Editorial - Editorial Board

Alcántara-Ayala, Irasema (Universidad Nacional Autónoma de México)

Alcaraz Castaño, Manuel (Universidad de Alcalá de Henares, España)

Audemard, Franck (Universidad Central de Venezuela, Venezuela)

Baena Escudero, Rafael (Universidad de Sevilla, España)

Bardají Azcárate, Teresa (Universidad de Alcalá de Henares, España)

Carrasco González, Rosa María (Universidad de Castilla-La Mancha, España)

Cearreta Bilbao, Alejandro (Universidad del País Vasco, España)

Faust, Dominik (Technische Universität Dresden, Alemania)

Galve Arnedo, Jorge Pedro (Universidad de Granada, España)

García García, Jesús Horacio (Universidad de Santiago de Compostela)

González Amuchastegui, María José (UNED)

Iriarte Avilés, Eneko (Universidad de Burgos, España)

Iroumé, Andrés (Universidad Austral de Chile)

Keizer, Jan Jacob (Universidade Aveiro, Portugal)

Nadal Romero, Estela (Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Zaragoza)

Peña Monné, José Luis (Universidad de Zaragoza)

Pérez Alberti, Augusto (Universidade de Santiago de Compostela)

Pérez López, Raúl (IGME, Madrid, España)

Pérez Torrado, Francisco J. (Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España)

Porfido, Sabina (Consiglio Nazionale delle Ricerche, Italia)

Proença Cunha, Pedro (Universidade de Coimbra, Portugal)

Reynard, Emmanuel (Université de Lausanne)

Romero Díaz, María Asunción (Universidad de Murcia, España)

Roquero García-Casal, Elvira (Universidad Politécnica de Madrid, España)

Rosas González, Antonio (M. Nac. CC. Naturales, CSIC, España)

Sampietro Vattuone, María Marta (CONICET)

Schnabel, Susana (Univ. Extremadura)

Seeger de la Muela, Manuel (Universität Trier)

Soldati, M. (Universidad de Módena, Italia)

Vieira, António (Universidade do Minho)

Cuaternario y Geomorfología (CyG) es una revista científica periódica, de carácter semestral, co-editada por la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA) y la Sociedad Española de Geomorfología (SEG). Incluye trabajos de investigación originales acerca de cualquiera de los campos puros o aplicados del Cuaternario y la Geomorfología, que hayan sido seleccionados por los editores previa revisión y asesoramiento por el Comité editorial y especialistas anónimos. AEQUA y SEG no se hacen responsables de las opiniones vertidas por los autores en los artículos publicados. La propiedad intelectual atribuye al autor la plena disposición y explotación de la obra creada, de acuerdo con las leyes vigentes. La revista se distribuye entre los cerca de 600 socios que suman AEQUA y SEG, así como entre las bibliotecas de los departamentos de Geología, Geodinámica, Geografía y Ciencias de La Tierra de diferentes universidades e instituciones científicas nacionales e internacionales. La revista se encuentra indexada en: **GeoRef; DICE; YCIT-Ciencia y Tecnología**, CSIC (Humanidades); **Latindex; Ulrichs Web; Geoscience e-journals, SCIMAGO** (Scopus) y **REDIB**.

Información On-line: <http://tierra.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/> **AEQUA:** www.aequa.es **SEG:** www.segeomorfologia.es

Envío de manuscritos y repositorio de volúmenes publicados: <http://recyt.fecyt.es/index.php/CUGEO/>

Cuaternario y Geomorfología (CyG) is a **periodical scientific journal** co-edited by the Spanish Quaternary Research Association (AEQUA) and the Spanish Society of Geomorphology (SEG). Our journal publishes innovative papers covering the full range of pure and applied fields on **Quaternary and Geomorphology** preferentially focused on the **Iberian Peninsula and iberoamerican countries**. All the submitted **manuscripts will be refereed by at least two reviewers**, members of the editorial board or anonymous reviewers selected by the editors. The Journal is indexed in: **GeoRef; DICE; YCIT-Ciencia y Tecnología**, CSIC (Humanidades); **Latindex; Ulrichs Web; Geoscience e-journals, SCIMAGO** (Scopus) and **REDIB**.

Foto Portada / Cover:

Paleografía de Baelo Claudia en época romana (siglo II-V d.C.) mostrando la zona inundada por el tsunami del 400 d.C. de una altura estimada máxima de +8 m en el interior del entramado urbano. Ver leyenda en página 42.

Paleogeography of Baelo Claudia in Roman times (2nd-5th century A.D.) showing the area inundated by the tsunami of 400 A.D. with an estimated maximum height of +8 m inside the urban fabric. Legend available in page 42.

ÍNDICE / INDEX

Prólogo CyG

<i>Cendrero, A.; García Ruiz, J.M. In memoriam. Mateo Gutiérrez Elorza</i>	3
--	---

Artículos de Investigación / Research Papers

<i>Rosas, A.; García-Tabernero, A.; Morales, J.I. Filogeografía de los Neandertales de la península Ibérica. Estado de la cuestión</i>	9
<i>Añó Vidal, C.; Valera Lozano, A.; Carbó Valverde, E. ¿Es necesario actualizar la cartografía de capacidad de uso del suelo de la Comunidad Valenciana?</i>	21
<i>Silva, P.G.; Reicherter, K.; García-Jiménez, I.; Prados Martínez, F.; Pérez-Tarruella, J.; Sánchez-Sánchez, Y. Geología y Arqueología del Terremoto-Tsunami de finales del Siglo IV a.C. que destruyó la ciudad Romana de <i>Baelo Claudia</i> (Cádiz, Sur España)</i>	37
<i>Estaca-Gómez, V.; De Luis-Mariño, S.; Serna-Gancedo, M. L. Primer estudio zooarqueológico de la cueva de La Cerrosa-Lagaña (Suarías, Peñamellera Baja, Asturias): la fauna como evidencia de prácticas rituales durante la Edad del Hierro</i>	59
<i>Pérez-Alberti, A. El patrimonio de origen glaciario de la Serra da Capelada (Geoparque mundial de la Unesco Cabo Ortegal, Galicia, Península Ibérica)</i>	77



FECYT088/2023
Fecha de certificación: 14 de mayo de 2012 (2ª convocatoria)
Válido hasta: 28 de julio de 2024

CUATERNARIO y GEOMORFOLOGÍA



This Journal is also supported by International union for Quaternary Research (INQUA) and International Association of Geomorphologists (IAG)

© SEG, AEQUA



*Derechos de reproducción bajo licencia Creative Commons 3.0.
Se permite su inclusión en repositorios sin ánimo de lucro.*

ISSN: 0214-1744

ISSNe: 2695-8589

Depósito Legal: Z-113-1996

Impresión:

Talleres Editoriales Cometa, S.A.

Prólogo CyG

noticias de interés • información • opinión • debate • nuevas metodologías • proyectos • programas de doctorado • nuevas tendencias • universidades
• política científica • eventos • actividades • grupos de trabajo • actualidad
una sección abierta a todos los entusiastas de las ciencias del Cuaternario y Geomorfología.
Sección coordinada por Askoa Ibisate (askoa.ibisate@ehu.eus) y Javier Elez (j.elez@usal.es)



In memoriam

Mateo Gutiérrez Elorza

Antonio Cendrero (UNICAN)
José M. García Ruiz (IPE-CSIC)

El Profesor Mateo Gutiérrez Elorza falleció el 9 de septiembre de 2023, al día siguiente de finalizar la XVI Reunión Nacional de Geomorfología, celebrada en Zaragoza y organizada entre el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza y el Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC). Precisamente, tanto en la conferencia inaugural como en la de clausura de la reunión se citó a Mateo Gutiérrez Elorza como un referente imprescindible de la Geomorfología española, y fue emocionadamente recordado por Gloria Desir en su discurso de inauguración del congreso. Una triste y llamativa casualidad.

Mateo Gutierrez Elorza fue un científico imaginativo que recorría la primera línea de fuego, recogiendo y aportando ideas, transmitiendo sus conocimientos, un hombre libre que disfrutaba en el campo y en el despacho. Será siempre recordado como lo que fue: un gran científico que contribuyó de manera decisiva al desarrollo de la Geomorfología española.

Mateo Gutierrez Elorza was an imaginative scientist who traveled the front line, collecting and contributing ideas, transmitting his knowledge, a free man who enjoyed in the field and in the office. He will always be remembered as what he was: a great scientist who contributed decisively to the development of Spanish Geomorphology.

La noticia se extendió rápidamente dado que Mateo era una persona muy querida entre los geomorfólogos españoles, tanto por su carácter próximo como por su gran categoría científica y por su labor en el desarrollo reciente de la geomorfología española e internacional. Aunque llevaba retirado del primer plano científico desde hace seis años, todos teníamos el recuerdo de sus conexiones internacionales desde la década de 1980, su tarea protagonista en el desarrollo de la Sociedad Española de Geomorfología y sus trabajos en la organización de congresos y reuniones, en particular el gran éxito de la VI Conferencia Internacional de Geomorfología celebrada en Zaragoza en el año 2005.

Mateo Gutiérrez Elorza nació en Burgos en el año 1941 y descubrió su interés por la Geología en las clases de Ciencias Naturales de 5º curso de bachillerato, impartidas por su tío, D. Elías Gutiérrez Gil,

catedrático en el Instituto Cardenal López de Mendoza de esa ciudad. En 1963 se licenció en Ciencias Geológicas en la Universidad de Madrid, en la que defendió en 1969 su Tesis Doctoral bajo la dirección del Profesor Manuel Alía Medina, sobre la Geología de la región de Aracena-Cumbres Mayores, entre las provincias de Huelva y Badajoz. Entre 1967 y 1972 impartió clases de Geografía Física en la Universidad de Madrid (a partir de 1970, Universidad Complutense), para pasar a partir de 1972 al Colegio Universitario de Teruel, que él contribuyó a poner en marcha desde su inicio, como Subdirector del mismo entre 1972 y 1977. Con su impulso, se implantó un exitoso primer ciclo de Geología, con mucho éxito, entre otras licenciaturas. En 1977 pasó a ser profesor del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza, donde ejerció como Catedrático de Geomorfología desde 1980. En esa Universidad desarrolló el resto de su carrera profesional, aunque siguió manteniendo un estrecho vínculo con la ciudad de Teruel a través de los Cursos de Geología Práctica de la Universidad de Verano, de los que fue Director durante 25 años (Gutiérrez Santolalla, 2011).

Como profesor de Universidad dirigió diez tesis doctorales, cuyos autores, destacados miembros de diversas universidades e instituciones españolas, son una muestra de la capacidad de Mateo para entusiasmar a sus discípulos y para elaborar trabajos que siempre han estado en la frontera más avanzada de la Geomorfología: José Luis Simón en 1984 sobre “Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental”, Jerónimo López Martínez en 1986 sobre “Geología del macizo kárstico de la Piedra de San Martín”, Joaquín Rodríguez Vidal en 1986 sobre “Geomorfología de las Sierras Exteriores oscenses y su piedemonte”, Carlos Sancho Marcén en 1988 sobre “Geomorfología de la cuenca baja del río Cinca”, Gerardo Benito en 1989 sobre “Geomorfología de la cuenca baja del río Gállego”, Francisco Javier Gracia Prieto en 1990 sobre “Geomorfología de la región de Gallocanta (Cordillera Ibérica central)”, Asunción Soriano en 1990 sobre “Geomorfología del sector centromeridional de la Depresión del Ebro”, Belén Leránz en 1993 sobre “Geomorfología y Geología ambiental de la Ribera de Navarra”, Gloria Desir en 2001 sobre “Erosión hídrica de terrenos yesíferos en el sector central de la Depresión del Ebro” y Cinta Marín en 2011 sobre “Estudio de la erosión y morfologías resultantes en un área de clima semiárido (Bardenas Reales, Navarra)”.

Además de su tarea docente, Mateo Gutiérrez Elorza destacó en dos aspectos fundamentales: su labor investigadora y su enorme capacidad para impulsar la Geomorfología en España. Como científico entró de lleno en un amplio abanico de temas en el campo de la Geomorfología, destacando sus estudios sobre:

- (1) Karst, especialmente los trabajos realizados sobre poljes (Gutiérrez et al., 1983; Gracia et al., 1996, 2001, 2002) y sobre campos de dolinas en calizas y yesos (Gutiérrez y Peña, 1979 a, 1979 b; Gutiérrez et al., 1985, 2007; Benito y Gutiérrez, 1988; Gutiérrez y Gutiérrez, 1998; Galve et al., 2009).
- (2) Geoarqueología (Burillo et al., 1981, 1984, 1985), cuyos trabajos fueron pioneros en España y abrieron camino para otros posteriores.
- (3) Neotectónica (Capote et al., 1981; Gutiérrez et al., 2008).
- (4) Ciclos geomorfológicos relacionados con oscilaciones climáticas (Gutiérrez y Peña, 1998; Harvey y Gutiérrez-Elorza, 2005). En el primero de estos trabajos se distinguen dos fases de acumulación (desde la Edad del Bronce hasta el Periodo Romano y después de la Edad Media) separadas por una fase de incisión, estableciendo una cronología del Holoceno tardío que ha servido de patrón para estudios posteriores. Destacan también los estudios pioneros sobre *talus flatirons* (Gutiérrez Elorza y Sesé Martínez, 2001; Gutiérrez et al., 1998a, 2006, 2010) y sobre la acción del viento en la generación de yardangs (Gutiérrez et al., 2005; Gutiérrez y Gutiérrez, 2014a).
- (5) Cuantificación de la erosión en ambientes de cárcavas de Bardenas y Monegros, incluyendo los estudios pioneros sobre *piping* (Gutiérrez et al., 1988, 1997), y los realizados mediante parcelas experimentales, utilizando colectores, agujas de erosión y perfiladores microtopográficos (San-

cho et al., 1991; Desir et al., 1995; Sirvent et al., 1997). En este mismo grupo destaca su discurso de ingreso en la Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de Zaragoza sobre la Geomorfología y el cambio climático en zonas áridas (Gutiérrez, 1998).

- (6) Análisis de las consecuencias geomorfológicas de eventos hidrológicos extremos (Gutiérrez et al., 1998b, 2003).
- (7) Ambientes periglaciares, incluyendo el estudio de los glaciares rocosos en el valle de Arán (Gutiérrez y Peña, 1981), que fue una innovación en ese campo en España, y diversos trabajos sobre acumulaciones periglaciares en la Sierra de Albarracín (Gutiérrez y Peña, 1976), especialmente derrubios estratificados y los ríos de piedras, tan originales y enigmáticos y que revisitó posteriormente (Gutiérrez y Gutiérrez, 2014b).

Los trabajos citados hasta ahora son una pequeña parte de la gigantesca contribución de Mateo Gutiérrez Elorza al avance de la Geomorfología en España, e indican el carácter innovador de muchas de sus líneas de investigación. Supo adaptarse a los cambios que tenían lugar en la Geomorfología internacional en la década de 1980, asistiendo a varios congresos auspiciados por la Unión Geográfica Internacional y por la Asociación Internacional de Geomorfología, en los que tuvo siempre una participación muy activa. Fue, en consecuencia, uno de los primeros geomorfólogos españoles en publicar frecuentemente en las mejores revistas internacionales de Geomorfología, abriendo el camino a muchos jóvenes que, con su ejemplo, han convertido a la Geomorfología española en una de las más activas y productivas del mundo. Mateo contribuyó de forma decisiva a esa evolución tan positiva.

Pero sus publicaciones dieron un paso aún más importante con sus libros y sus aportaciones más teóricas. Entre estas últimas destacan sus estudios sobre la historia de la Geomorfología, tanto en España (Gutiérrez Elorza, 1990) como en el mundo (Gutiérrez y Pérez González, 1992), confirmando sus grandes conocimientos teóricos y del marco conceptual en el que se instala la ciencia a la que dedicó casi toda su vida. En una línea similar, coordinó el capítulo sobre Cuaternario dedicado a la Geología de España, un trabajo de síntesis en el que se detallan los principales rasgos de las formas de relieve y su evolución (Gutiérrez-Elorza et al., 2002).

Sobre sus libros, poco podemos añadir a lo que todos sabemos: son síntesis excepcionales que han alcanzado gran relevancia en sus versiones españolas e inglesas. Nos referimos, claro está, al libro sobre la Geomorfología climática (Gutiérrez, 2001, 2005) y sobre la Geomorfología en general (Gutiérrez, 2008, 2012). Son las obras que resumen el carácter integrador de la investigación de Mateo, su necesidad de abarcar todas las líneas del conocimiento geomorfológico, para intentar construir una síntesis que muestre la capacidad de nuestra disciplina para explicar gran parte de los fenómenos que ocurren en la naturaleza, que sin la contribución de la Geomorfología quedarían pobremamente explicados. Muchos le recordamos en su despacho, rodeado de libros y de múltiples separatas que le ayudaban a transmitir su pasión por las formas de relieve y los procesos. Era un científico completo, apasionado, lleno de preguntas y de respuestas, un lector infatigable, alguien que nos ayudó a entender la evolución del relieve de la Tierra a distintas escalas espaciales y temporales. Siempre fue y será uno de los nuestros por su proximidad y por su infatigable deseo de contarnos todo lo que sabía sobre las formas del relieve terrestre.

Su trabajo como productor y editor de libros se prolongó aún unos años con dos obras excepcionales sobre los paisajes y las formas de relieve de España (Gutiérrez y Gutiérrez, Eds., 2014c) y sobre las formas del relieve terrestre (Gutiérrez y Gutiérrez, 2016), este último un compendio de fotografías de enorme valor por su calidad, hasta el punto de convertir al libro en un catálogo imprescindible de formas de relieve clasificadas temáticamente.

Evidencias del reconocimiento por parte de la comunidad científica a nivel nacional son su nombramiento como Académico correspondiente de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y

Naturales de España (1992) y de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de Zaragoza (1998).

Pero no solo fue un gran científico. También le recordamos como un gran organizador e impulsor de la Geomorfología española. Después de la reunión de la Asociación Internacional de Geomorfología, que tuvo lugar en 1986 en la ciudad de Manchester, Mateo se puso en marcha con uno de los firmantes de esta nota para crear la Sociedad Española de Geomorfología (SEG), a partir de una reunión celebrada por la Universidad de Cantabria en Santander. De ahí surgió la revista *Cuaternario y Geomorfología*, que sigue siendo la publicación por excelencia de la SEG. Poco después se celebró la I Reunión Nacional de Geomorfología en Teruel, entre los días 17 y 20 de septiembre de 1990, con la organización directa de Mateo Gutiérrez Elorza y José Luis Peña. Mateo fue allí elegido primer Presidente de la SEG. Desde entonces esta sociedad ha organizado otras 15 reuniones, la última en Zaragoza, y múltiples jornadas de trabajo en diferentes lugares de España. Más de 30 años después de su creación, la idea original de Mateo al integrar equitativamente a geólogos y geógrafos sigue en pie y ha contribuido al éxito de una sociedad científica que aún sigue muy activa y que es una referencia para jóvenes y veteranos.

No podemos olvidar el descomunal esfuerzo organizativo de la VI Conferencia Internacional de Geomorfología, celebrada en Zaragoza entre los días 7 y 11 de septiembre de 2005. En primer lugar, es obligado reconocer que si se concedió a Zaragoza el honor de organizar un evento de tal magnitud e importancia científica fue porque la presidencia de la Asociación Internacional de Geomorfología (IAG por sus siglas en inglés), en manos del Profesor Mario Panizza, confió plenamente en la categoría profesional de Mateo Gutiérrez Elorza y en su capacidad organizativa. Su sucesor, el Profesor Andrew Goudie, pudo comprobar en sus visitas a Zaragoza el proceso de preparación de un congreso tan complejo. Asistieron 861 personas de 61 países, hubo numerosas sesiones paralelas, se organizaron en torno a 20 excursiones, que fueron impecablemente publicadas, y un congreso de jóvenes geomorfólogos con su correspondiente excursión. No sería fácil imaginar otra reunión con tanto éxito, a pesar de que todo el esfuerzo de organización se concentró sobre las espaldas de un pequeño grupo de personas en torno a la figura de Mateo.

Finalmente, y no es lo menos importante, Mateo fue una persona que se hacía querer. Divertido a ratos, sobre todo cuando se encontraba en el campo rodeado de buenos amigos, serio cuando era necesario, y siempre generoso, el científico imaginativo que recorría la primera línea de fuego, recogiendo y aportando ideas, transmitiendo sus conocimientos, un hombre libre que disfrutaba en el campo y en el despacho. Hacía pocos años que se había retirado de la investigación científica porque tras sus últimos libros monumentales era consciente de que poco más podía aportar a la Geomorfología española e internacional. Lo había dado todo y todo se lo debemos. Será siempre recordado como lo que fue: un gran científico que contribuyó de manera decisiva al desarrollo de la Geomorfología española.

No sorprendentemente, la noticia del fallecimiento de Mateo ha dado lugar a que sus familiares, amigos y colegas hayan recibido ya numerosas expresiones de pésame por parte de destacados representantes de la Geomorfología a nivel internacional.

Antonio Cendrero,
Catedrático de Geodinámica Externa (Emérito),
Universidad de Cantabria, Santander.

José M. García Ruiz,
Profesor de Investigación del CSIC (jubilado)
en el Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza.

Referencias

- Benito, G., Gutiérrez, M., 1988. Karst in gypsum and its environmental impact on the Middle Ebro Basin (Spain). *Environmental Geology & Water Sciences* 12, 107-111. <https://doi.org/10.1007/BF02574795>
- Burillo, F., Gutiérrez, M., Peña, J.L., 1981. El cerro del Castillo de Alfambra (Teruel). Estudio interdisciplinario de Geomorfología y Arqueología. *Kalathos* 1, 7-63.
- Burillo, F., Gutiérrez, M., Peña, J.L., 1984. Las acumulaciones holocenas y su datación arqueológica en mediana de Aragón (Zaragoza). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 11, 193-207. <https://doi.org/10.18172/cig.955>
- Burillo, F., Gutiérrez, M., Peña, J.L., 1985. Datación arqueológica de deformaciones tectónicas en vertientes holocenas de Sierra Palomera (Cordillera Ibérica centrooriental). *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*, Lisboa, Vol. 2 pp. 355-366.
- Capote, R., Gutiérrez, M., Hernández, A., Olivé, A., 1981. Movimientos recientes en la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica). *V Reunión del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*, Sevilla, pp. 245-257.
- Desir, G., Sirvent, J., Gutiérrez, M., Sancho, C., 1995). Sediment yield from gypsiferous degraded areas in the middle Ebro Basin (NE Spain). *Physics and Chemistry of the Earth* 20, 385-393. [https://doi.org/10.1016/0079-1946\(95\)00052-6](https://doi.org/10.1016/0079-1946(95)00052-6)
- Galve, J.P., Gutiérrez, F., Lucha, P., Bonachea, J., Cendrero, A., Gimeno, M.J., Gutiérrez, M., Pardo, G., Remondo, J., Sánchez, J.A., 2009. Sinkholes in the salt-bearing evaporite karst of the Ebro River valley upstream of Zaragoza city (NE Spain). *Geomorphological mapping and analysis as a basis for risk management*, *Geomorphology* 108, 145-158. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.12.018>
- Gracia, F.J., Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., 1996. Los poljes de la región de Layna (Cordillera Ibérica noroccidental). *Cuaternario y Geomorfología* 10, 33-45.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., 2001. Origin and evolution of the Gallocanta polje (Iberian Range, NE Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie* 46, 245-262. <https://doi.org/10.1127/zfg/46/2002/245>
- Gracia, F.J., Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., 2002. The Jiloca karst polje-tectonic graben (Iberian Range, NE Spain). *Geomorphology* 52, 215-231. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00257-X](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00257-X)
- Gutiérrez, M., 1998. *Geomorfología y cambio climático en zonas áridas*. Discurso de ingreso en la Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de Zaragoza, 78 pp.
- Gutiérrez Elorza, M., 1990. Historia de la Geomorfología. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid, pp. 115-131.
- Gutiérrez, M., 2001. Geomorfología climática. Omega, Barcelona, 642 pp.
- Gutiérrez, M., 2005. *Climatic Geomorphology*. Elsevier, Amsterdam, 760 pp.
- Gutiérrez, M., 2008. Geomorfología. Pearson-Prentice Hall, Madrid, 920 pp.
- Gutiérrez, M., 2012. *Geomorphology*. Balkema, Rotterdam, 1014 pp.
- Gutiérrez Santolalla, F., 2011. Trayectoria científica y académica de Mateo Gutiérrez. En: *Geomorphological research in Spain*. Scientific meeting in honour of Prof. Mateo Gutiérrez. En: F. Gutiérrez, A. Cendrero, J.M. García-Ruiz, P. Silva, A. Harvey (Eds.), Universidad de Zaragoza, pp. 7-12.
- Gutiérrez, M., Peña, J.L., 1976. Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín). *Boletín Geológico y Minero* 88, 109-113.
- Gutiérrez, M., Peña, J.L., 1979 a. El karst de los Llanos de Pozondón (prov. De Teruel). *Teruel* 61-62, 39-46.
- Gutiérrez, M., Peña, J.L., 1979 b. El karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarracín). *Estudios Geológicos* 35, 651-654.
- Gutiérrez, M., Peña, J.L., 1981. Los glaciares rocosos y el modelado acompañante en la zona de la Bonaigua (Pirineo de Lérida). *Boletín Geológico y Minero* 92, 101-110.
- Gutiérrez, M., Peña, J.L., 1998. Geomorphology and the Upper Holocene climatic change in northeastern Spain. *Geomorphology* 23, 205-217. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00004-X](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00004-X).
- Gutiérrez, M., Gutiérrez, F., 1998. Geomorphology of the Tertiary gypsum formations in the Ebro Depression (Spain). *Geoderma* 87, 1-29. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(98\)00065-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(98)00065-2).
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., 2014a. Playa-lakes and yardangs in the Bujaraloz-Sástago endorheic area, Central Ebro Basin. En: F. Gutiérrez, M. Gutiérrez (Eds.), *Landscapes and landforms of Spain*. Springer, Dordrecht, pp. 145-153. https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7_12
- Gutiérrez, M., Gutiérrez, F., 2014b. Block streams in the Tremedal Massif, Central Iberian Chain. En: F. Gutiérrez, M. Gutiérrez (Eds.), *Landscapes and landforms of Spain*. Springer, Dordrecht,

- pp. 187-195. https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7_16
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Eds., 2014. *Landscapes and landforms of Spain*. Springer, Dordrecht, 348 pp. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7>
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., 2016. *Landforms of the Earth. An illustrated guide*. Springer, Dordrecht, 270 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-26947-4>
- Gutiérrez, M., Pérez González, A., 1992. History of the development of Geomorphology in Spain. En: H.J. Walker, W. Grabau (Eds.), *The evolution of Geomorphology*, Wiley, Chichester, pp. 397-405.
- Gutiérrez Elorza, M., Sesé Martínez, V.H., 2001. Multiple talus flatirons, variations of scarp retreat rates and the evolution of slopes in Almazán basin (semi-arid central Spain). *Geomorphology* 38, 19-29. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(00\)00051-9](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(00)00051-9)
- Gutiérrez, M., Peña, J.L., Simón, J.L., 1983. Los poljes de la región de Torrijas-Abejuela (Prov. de Teruel, Castellón y Valencia). *Teruel*, 69, 99-107.
- Gutiérrez, M., Benito, G., Rodríguez Vidal, J., 1988. Piping in badland áreas of the middle Ebro basin, Spain. *Catena Supplement* 13, 49-60.
- Gutiérrez, M., Sancho, C., Arauzo, T., 1998a. Scarp retreat in semiarid environments from talus flatirons (Ebro Basin, NE Spain). *Geomorphology* 25, 111-121. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00034-8](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00034-8).
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Sancho, C., 1998b. Geomorphological and sedimentological analysis of a catastrophic flash flood in the Arás drainage basin (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology* 22, 265-283. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(97\)00087-1](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(97)00087-1).
- Gutiérrez, M., Desir, G., Gutiérrez, F., 2001. Yardangs in the semiarid central sector of the Ebro Depression (NE Spain). *Geomorphology* 44, 155-170. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00151-9](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00151-9).
- Gutiérrez, F., Desir, G., Gutiérrez, M., 2003. Causes of the catastrophic failure of an earth dam built on gypsiferous alluvium and dispersive clays (Altorricón, Huesca Province, NE Spain). *Environmental Geology* 43, 842-851. <https://doi.org/10.1007/s00254-002-0700-2>.
- Gutiérrez, M., Gutiérrez, F., Desir, G., 2006. Considerations on the chronological and causal relationships between talus flatirons and paleoclimatic changes in central and northeastern Spain. *Geomorphology* 72, 177-192.
- Gutiérrez, M., Ibáñez, M.J., Peña, J.L., Rodríguez Vidal, J., Soriano, A., 1985. Quelques exemples de karst sur gypse dans la Dépression de l'Ébre. *Karstologia* 6, 29-36. <https://doi.org/10.3406/karst.1985.2102>.
- Gutiérrez, M., Sancho, C., Benito, G., Sirvent, J., Desir, G., 1997. Quantitative study of piping processes in badland áreas of the Ebro basin, NE Spain. *Geomorphology* 20, 237-253. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(97\)00026-3](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(97)00026-3).
- Gutiérrez-Elorza et al., M (coord.), García-Ruiz, J.M., Goy, J.L., Gracia, F.J., Gutiérrez-Santolaya, F., Martí, C., Martín-Serrano, A., Pérez-González, A., Zazo, C., Aguirre, E., 2002. Quaternary. En: W. Gibbons, T. Moreno (Eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, pp. 335-366. <https://doi.org/10.1144/GOSPP.14>.
- Gutiérrez, F., Galve, J.P., Guerrero, J., Lucha, P., Cendrero, A., Remondo, J., Bonachea, J., Gutiérrez, M., Sánchez, J.A., 2007. The origin, typology, spatial distribution, and detrimental effects of the sinkholes developed in the alluvial evaporite karst of the Ebro River valley downstream Zaragoza city (NE Spain). *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 912-938. <https://doi.org/10.1002/esp.1456>.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Gracia, F.J., McCalpin, J.P., Lucha, P., Guerrero, J., 2008. Plio-Quaternary extensional seismotectonics and drainage network development in the central sector of the Iberian Range (NE Spain). *Geomorphology* 102 (1), 21-42. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.07.020>.
- Gutiérrez, M., Lucha, P., Gutiérrez, F., Moreno, A., Guerrero, J., Martín-Serrano, A., Nozal, F., Desir, G., Marín, C., Bonachea, J., 2010. Are talus flatiron sequences in Spain climate-controlled landforms? *Zeitschrift für Geomorphology* 54, 243-252. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2010/0054-0013>.
- Harvey, A.M., Gutiérrez-Elorza, M., 2005. Repeated patterns of Quaternary discontinuous gullying at El Tormillo, Ebro Basin. En: García, C., Batalla, R.J. (Eds.), *Catchment dynamics and river processes: Mediterranean and other climate regions*. Elsevier, Amsterdam, pp. 53-67. [https://doi.org/10.1016/S0928-2025\(05\)80010-0](https://doi.org/10.1016/S0928-2025(05)80010-0).
- Sancho, C., Benito, G., Gutiérrez, M., 1991. Agujas de erosión y perfiladores microtopográficos. *Cuadernos Técnicos de la S.E.G.* 2, 28 pp.
- Sirvent, J., Desir, G., Gutiérrez, M., Sancho, C., Benito, G., 1997. Erosion rates in badland areas recorded by collectors, erosion pins and profilometer techniques /Ebro Basin, NE Spain). *Geomorphology* 18, 61-75. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(96\)00023-2](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(96)00023-2).



Filogeografía de los Neandertales de la península Ibérica. Estado de la cuestión

Phylogeography of the Neanderthals of the Iberian Peninsula. State of the art

Rosas, A. ⁽¹⁾; García-Tabernero, A. ⁽¹⁾; Morales, J.I. ^(2,3)

(1) Group of Paleanthropology, Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), Madrid, Spain. arosas@mncn.csic.es

(2) IPHES-CERCA, Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social, Tarragona, Spain.

(3) Departament d'Història i Història de l'Art, Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, Spain.

Resumen

La posibilidad de analizar ADN de Neandertales (restos esqueléticos y sedimentos) permite proponer modelos sobre la filogeografía de esta especie extinta. Las ciencias arqueo-paleontológicas se enfrentan al reto de aportar información relevante que dialogue con los datos genéticos. El registro de la península Ibérica puede jugar un importante papel en este ámbito. Hasta el momento se han identificado tres radiaciones de poblaciones Neandertales. Hace 145-130 ka (MIS 6) divergen las de Altai (Siberia), otros grupos antiguos europeos (Hohlenstein-Stadel —Alemania— y Scladina —Bélgica—), además de los representados en los niveles inferiores de la Galería de las Estatuas (GE), a los que se le puede sumar la evidencia de Valdegova (ambas en Burgos, España). Hace unos 105 ka se identifica una segunda oleada en la que poblaciones occidentales se dispersaron por Siberia y sustituyeron a la población local (el llamado Neandertal de Altai). La posible fuente de la dispersión se encontraría en las culturas micoquienses de Europa Central y Oriental, Crimea y el Cáucaso. En Iberia este evento está representado por la aparición de los perfiles genéticos nuevos identificados en los niveles superiores de GE y posiblemente en Gibraltar (Forbes Quarry). Hace unos 55 ka se identifica una nueva radiación resultante posiblemente de la fragmentación de poblaciones durante el MIS 4. Surgen los denominados Neandertales tardíos que engloban la diversidad representada en Goyet y Spy (Bélgica), Vindija (Croacia) y Mezmaiskaya 2 (Cáucaso norte, Rusia). Este evento dio lugar a un segundo reemplazamiento poblacional hace entre 47 y 39 ka, identificado en Mezmaiskaya. El ADNmt de El Sidrón (España) entra dentro de este grupo, junto al holotipo de la especie (Feldhofer, Alemania). Falta establecer cuáles de las otras colecciones ibéricas formarían parte de este grupo y si se produjo la permanencia de poblaciones relictas contemporáneas a los grupos recién llegados. Una posible nueva oleada de Neandertales parece haber tenido lugar en Iberia hace 43 ka, esta vez portadoras del Chatelperroniense, cultura que representa una clara ruptura con la tecnología del Paleolítico Medio precedente. Todos estos aspectos conducen a un cambio de escala en el estudio de la evolución de *H. neanderthalensis*. Ciencias clásicas y moleculares están en el tiempo de construir una teoría sobre la filogeografía de los Neandertales.

Palabras clave: Neandertal, Filogeografía, Península Ibérica, ADN antiguo, Paleolítico Medio.



Abstract

The ability to analyze Neanderthal DNA extracted from skeletal remains and sediments has opened up opportunities for proposing models regarding the phylogeography of this extinct species. The fields of archaeo-paleontology now face the challenge of providing meaningful insights through a dialogue with genetic data. The Iberian Peninsula's rich archaeological record can play a pivotal role in advancing this area of study. Thus far, researchers have identified three separate radiations of Neanderthal populations. Around 145-130 ka (during MIS 6), a divergence occurred, leading to the emergence of Neanderthal populations in Altai (Siberia), as well as other ancient European groups in Hohlenstein-Stadel (Germany) and Scladina (Belgium). Additionally, there is evidence of Neanderthal presence in the lower levels of the Galería de las Estatuas (GE) in Iberia, complemented by findings in Valdegova, both located in Spain's Burgos region. Approximately 105 ka, a second wave of Neanderthal dispersal is discerned, in which western populations extended their presence through Siberia and supplanted the indigenous population, often referred to as the 'Altai Neanderthal.' The possible origin of this dispersal can be traced back to the Micoquian cultures of Central and Eastern Europe, Crimea, and the Caucasus. In the Iberian Peninsula, this event is marked by the emergence of novel genetic profiles observed in the upper levels of the GE and possibly in Gibraltar (Forbes Quarry). Around 55 Ka, another Neanderthal radiation event was identified, possibly as a result of population fragmentation during MIS 4. This gave rise to what is commonly referred to as the 'late Neanderthals,' encompassing the diversity represented at sites such as Goyet and Spy in Belgium, Vindija in Croatia, and Mezmaiskaya 2 in the North Caucasus. This event marked the onset of a second population replacement that occurred between 47 and 39 ka, as evidenced at Mezmaiskaya (Russian Federation). The mitochondrial DNA (mtDNA) from El Sidrón in Spain falls within this group, along with the holotype of the Neanderthal species (Feldhofer, Germany). It remains to be determined which of the other Iberian collections would be classified within this group, and whether relict populations that coexisted with the newly arrived groups persisted. Around 43 ka, it appears that another potential wave of Neanderthal migrations took place in Iberia, this time associated with the Chatelperronian culture, which represents a distinct departure from the technology of the preceding Middle Paleolithic. These findings collectively signal a significant shift in the way we study the evolution of *H. neanderthalensis*. The fields of classical and molecular sciences are now converging to formulate a comprehensive theory on the phylogeography of Neanderthals.

Key words: Neanderthal, Phylogeography, Iberian Peninsula, Ancient DNA, Middle Paleolithic.

1. Introducción

La singular posición geográfica de la península Ibérica y la creciente calidad en su registro arqueo-paleontológico la convierten en un referente para el estudio de la historia de las poblaciones Neandertales (Garraalda, 2005; Aguirre, 2007). En Iberia se detectan las evidencias morfológicas más antiguas y sólidas del origen del linaje Neandertal (Rosas, 2001; Martinon-Torres *et al.*, 2012; Arsuaga *et al.*, 2014), el número de colecciones de fósiles Neandertales es creciente (Morales *et al.*, 2023) y además se dispone de datos paleogenéticos muy relevantes para el esclarecimiento de su filogeografía. Es decir, de los procesos históricos responsables de la dis-

tribución geográfica de los distintos linajes Neandertales (Vernot *et al.*, 2021; Andreeva *et al.*, 2022).

El conjunto de los datos disponibles actualmente permite apreciar que la filogeografía de los Neandertales es compleja, con recurrentes extinciones locales (*extirpations*) asociadas a cambios climáticos (Hublin y Roebroeks, 2009) y posterior re-colonización de grandes áreas geográficas por linajes genéticos procedentes de otras zonas refugio (Dalén *et al.*, 2012; Carrión *et al.*, 2018). Iberia ocupa una posición geográfica extrema en el límite occidental de la distribución de los Neandertales y pudo haber servido alternativamente como lugar de persistencia

de poblaciones relictas (*cul-de-sac*) o como potencial refugio de poblaciones y fuente de posteriores dispersiones. Además, hay cada vez mejores evidencias de fenómenos de reemplazamientos poblacionales (*turnovers*) (Picin *et al.*, 2020; Vernot *et al.*, 2021). Actualmente, el estudio del linaje Neandertal admite dos niveles de análisis. Un nivel supraespecífico que atiende al origen y evolución del linaje Neandertal en un marco amplio de la filogenia del género *Homo*. Y un nivel subespecífico que atiende a los procesos biológicos y medioambientales que modelaron el desa-

rollo spatiotemporal de los distintos linajes en los que se ha desplegado el fenotipo Neandertal. En este último contexto, falta sin embargo ordenar las diferentes colecciones de fósiles Neandertales ibéricos (ver Fig. 1), muy en especial de aquellas que no han deparado información paleogenética, en un marco filogeográfico en construcción. Tanto colecciones más clásicas como Gibraltar (Forbes Quarry) o Cova Negra (Valencia), como los posteriores hallazgos de Valdegoba (Burgos), Sima de las Palomas (Murcia) o Cova Simanya (Barcelona), por nombrar solo algunas (ver Lalueza-



Figura 1. Mapa de la península Ibérica donde se señalan los principales yacimientos que han deparado restos esqueléticos neandertales, evidencias culturales del Paleolítico Medio y/o secuencias de ADN antiguo extraído tanto de restos esqueléticos como de sedimentos.

Figure 1. Map of the Iberian Peninsula displaying the primary locations where Neanderthal skeletal remains, Middle Paleolithic cultural artifacts, and/or ancient DNA sequences have been discovered, extracted from both skeletal remains and sediments.

Fox *et al.*, 2012), precisan ser ubicadas en un contexto filogeográfico. De este modo podremos aspirar a inscribir los registros arqueopaleontológicos de ámbito local en un marco de evolución biocultural de dimensión supracontinental. En este trabajo revisamos el estado actual de conocimiento de la historia de las poblaciones Neandertales y planteamos posibles vías de conjugar los datos paleogenéticos con la evidencia morfológica.

2. Contexto evolutivo del linaje Neandertal

Hoy se acepta que los Neandertales fueron un linaje evolutivo extinto de homínidos enraizado en Eurasia occidental, que alcanzó sin embargo una extensa distribución geográfica, desde Iberia hasta Siberia (Rosas, 2010; Rosas, 2011). Para un buen número de autores, estas formas corresponden a la especie humana *H. neanderthalensis* (Tattersall y Schwartz, 1999; Harvati *et al.*, 2003; Tattersall, 2011), diferente a *H. sapiens*. Ambas especies representan puntos finales evolutivos que compartieron un último antepasado común (UAC) que vivió posiblemente durante el Pleistoceno inferior (Bermúdez de Castro *et al.*, 1997; Gómez-Robles *et al.*, 2013). Estimaciones genéticas recientes predicen una edad entre hace 550 y 765 ka para este UAC (Prüfer *et al.*, 2014; Kuhlwilm *et al.*, 2016), mientras que Gómez-Robles (2019) sostiene sobre la base de criterios de morfología dental que los Neandertales y los humanos modernos divergieron hace más de 800 ka.

El origen filogenético de la especie *H. neanderthalensis* sigue sin embargo rodeado de incertidumbre. Desde el punto de vista procesual, se han propuesto dos modelos básicos para explicar la aparición de rasgos Neandertales: el “modelo de acreción” (Hublin, 1998) y el modelo en dos fases (Rosas *et al.*, 2006; véase Hublin [2009] para una revisión en profundidad). Posteriormente, nuevos datos han obligado a un cierto reajuste de estos modelos y han surgido algunas variantes dentro de estos marcos conceptuales. El “modelo de acreción” es el más extendido para explicar la

llamada “Neandertalización”, que establece una adición más o menos continua de nuevos caracteres dentro de dinámicas poblacionales. Como alternativa al modelo de acreción, Rosas *et al.* (2006) propusieron el denominado “modelo en dos fases”, en el que los caracteres Neandertales responden a modificaciones sistémicas del organismo y emergen en dos fases evolutivas sucesivas, cada una con determinantes “adaptativos” bien diferenciados. La primera fase se extiende desde el origen del linaje hasta hace unos 300 ka, define la especie *H. heidelbergensis* (*sensu stricto*) y se caracteriza por un aumento del tamaño y robustez corporal, así como la aparición de un prognatismo medio-facial. La segunda fase evolutiva abarca desde el origen de la especie *H. neanderthalensis*, hace ~300-250 ka, y se caracteriza por un marcado aumento del cerebro, disminución de la estatura y cambios en el neurocráneo y la mandíbula, entre otros aspectos (Rosas *et al.*, 2022).

Los nuevos descubrimientos genéticos han abierto la posibilidad de abordar el análisis de la historia evolutiva de las poblaciones que corresponden a esta segunda fase, desde la aparición de la especie *H. neanderthalensis* hasta su extinción. La capacidad de resolución de los datos paleogenómicos integrados en los modelos de genética de poblaciones ha abierto la posibilidad de explorar los aspectos que conciernen a las dinámicas bioculturales a un nivel subespecífico. Está aún en una fase menos avanzada la integración en estos modelos de los datos morfológicos y culturales.

3. Resultados

3.1. Radiación de poblaciones

A partir del ADN nuclear se han identificado tres radiaciones de poblaciones Neandertales (Fig. 2). Por su parte el árbol filogenético del ADNmt responde en gran medida a estos fenómenos (Andreeva *et al.*, 2022). Estos autores, partiendo de un grupo basal (Neandertales arcaicos) diferencian tres grandes clústeres: Neandertales antiguos, intermedios y tardíos.

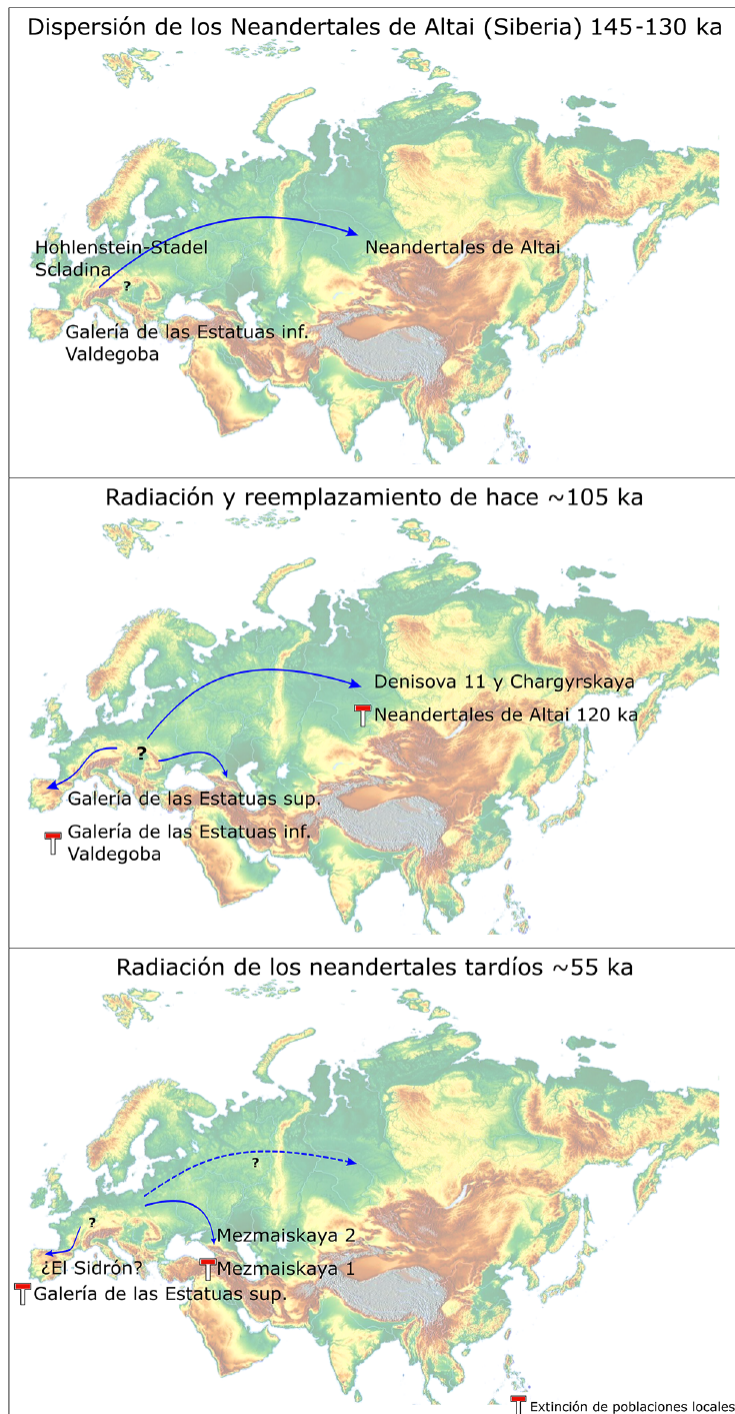


Figura 2. Secuencia de mapas de Eurasia en los que se indican los sucesivos eventos de dispersión y fenómenos de reemplazamiento poblacional Neandertales. En conjunto confieren la base actual conocida de la filogeografía de las poblaciones Neandertales.

Figure 2. Series of maps depicting the sequential Neanderthal dispersion events and instances of population replacement across Eurasia. These maps collectively serve as the current foundational knowledge for understanding the phylogeography of Neanderthal populations.

1. Hace entre 145-130 ka divergen los Neandertales de Altai. Parece corresponder al MIS 6. La comparación de los genomas del Neandertal de Altai (Denisova 5) con los de Vindija y Mezmaiskaya establecieron un tiempo de divergencia de las poblaciones representadas en Siberia de 145-130 ka (Prüfer *et al.*, 2017). Vernot *et al.* (2021) identifican una diversificación genética coincidente con esa fecha. Debe corresponder con una radiación de poblaciones que incluyen a Neandertales antiguos tales como Hohlenstein-Stadel (Alemania) y Scladina (Bélgica), además de los niveles inferiores de la Galería de las Estatuas (GE) de la Sierra de Atapuerca (Fig. 2). Andreeva *et al.* (2022) incluyen el ADNmt de Valdegova (Burgos) en el mismo clúster que estos últimos, por lo que representaría el fenotipo de estos Neandertales ibéricos antiguos.
2. Hace unos 105 ka divergen los Neandertales de Chagyrskaya. Slon *et al.* (2018) secuenciaron el resto Denisova 11, que resultó ser un híbrido de madre Neandertal y padre denisovano. Comprobaron que la madre Neandertal de Denisova 11 procedía de una población más emparentada con Vindija 33.19 que con el Neandertal de Altai. Es decir, su madre fue un Neandertal de Siberia que vivió hace 90 ka y compartía más alelos con Neandertales que vivieron al menos 20 ka más tarde en Europa que con un Neandertal anterior de la misma cueva (Neandertal de Altai). Ante esto caben dos hipótesis. Una, que los Neandertales orientales se extendieron por Europa occidental en algún momento después de 90 ka. O alternativamente, que los Neandertales occidentales se extendieron por Siberia antes de esa fecha y sustituyeron parcialmente a la población local. La continuidad genética entre los Neandertales occidentales antiguos representados por Hohlenstein-Stadel (HST) (Alemania) y Scladina (Bélgica), datados en unos 120 ka y los posteriores representados por Vindija inclina la balanza hacia la segunda hipótesis. Es de-

cir, en una segunda oleada, poblaciones Neandertales occidentales se dispersaron por Siberia y sustituyeron a la población local (el llamado Neandertal de Altai). La posible fuente de la dispersión se encontraría en las culturas micoquienses de Europa Central y Oriental, Crimea y el Cáucaso (Picin *et al.*, 2020).

La secuenciación de Chagyrskaya ratificó este modelo (Mafessoni *et al.*, 2020a), mientras que Vernot *et al.* (2021) consideran que este evento se puede inscribir en una nueva radiación de poblaciones Neandertales que incluyen a las nuevas del Este y en Iberia están representadas por los niveles superiores de GE (Fig. 3). Andreeva *et al.* (2022) incluyen el ADNmt de Gibraltar (Forbes Quarry) en este grupo. Corresponde a los Neandertales intermedios.

3. Hace unos 55 ka, tras el MIS 4, se identifica una nueva radiación poblacional resultante posiblemente del aislamiento de poblaciones acaecido durante este nuevo periodo frío. Hajdinjak *et al.* (2018) identifican diversificación genética entre los denominados Neandertales tardíos (*late Neandertals*) que incluiría la diversidad de Goyet y Spy (Bélgica), Mezmaiskaya 2 (Cáucaso norte) y Vindija (Croacia). Andreeva *et al.* (2022) incluyen el ADNmt de El Sidrón 1351e dentro de este grupo (Fig. 3), junto al holotipo de la especie procedente de Feldhofer (Alemania). Constituyen los Neandertales tardíos. Cabe preguntarse cuáles de las otras colecciones Neandertales ibéricas formarían parte de este grupo (p.e. Simanya).

3.2. Reemplazamiento de poblaciones (turnovers).

Los fenómenos de radiación anteriormente mencionados se corresponden localmente con fenómenos de reemplazamiento. La investigación paleogenética ha identificado al menos dos reemplazamientos de poblacio-

nes durante la historia de los Neandertales (Andreeva *et al.*, 2022). El primer evento está relacionado con la sustitución de los primeros Neandertales de Altai por Neandertales de Europa occidental, que se asoció con la expansión del Micoquiense oriental a la región siberiana (Mafessoni *et al.*, 2020b; Picin *et al.*,

2020). Este fenómeno puede coincidir con el detectado en el registro de la GE que Vernot *et al.* (2021) estiman ocurrió hace unos 105 ka. Generalizando, en el interglaciario MIS 5, estas poblaciones se redistribuyen, expanden y se producen eventos de sustitución. El segundo evento de reemplazamiento poblacio-

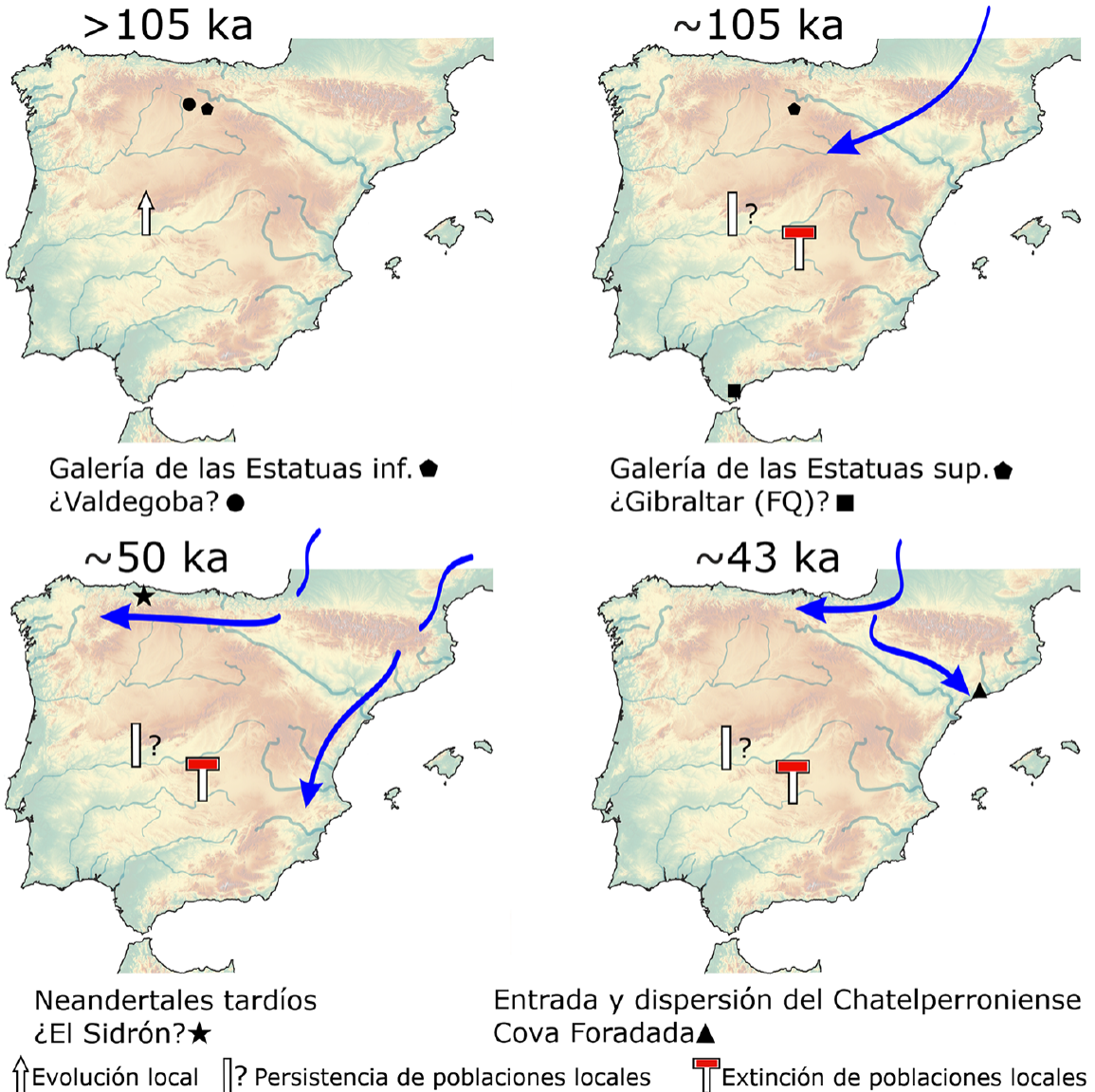


Figura 3. Hipótesis sobre la secuencia de eventos de dispersión y fenómenos de reemplazamiento de poblaciones Neandertales identificadas en la península Ibérica, con indicación de los yacimientos y/o restos de los que se dispone de una información más completa.

Figure 3. Hypotheses on sequence of Neanderthal population dispersal events and replacement occurrences identified in the Iberian Peninsula, with indications of sites and/or remains for which the most comprehensive information is accessible.

nal se produjo hacia el final de la historia de los Neandertales, hace entre 47 y 39 ka, identificado en el yacimiento de Mezmaiskaya. No es del todo claro si esta sustitución afectó únicamente a la población Neandertal del Mioceno oriental en el Cáucaso septentrional o si este cambio se produjo también entre los grupos Neandertales del Paleolítico Medio (PM) tardío de toda Europa (Hajdinjak *et al.*, 2018). La identificación en Iberia de poblaciones de Neandertales antiguos e intermedios, además de las de El Sidrón con similitudes genéticas con los centroeuropeos tardíos hace pensar que también en Iberia se produjo una nueva sustitución de poblaciones.

4. Discusión y conclusiones

Según las estimaciones de los tiempos de divergencia genética entre poblaciones Neandertales, en torno a los 135 ka tuvo lugar una radiación identificada genéticamente por los niveles inferiores de GE (Vernot *et al.*, 2021), cuyos antepasados deben corresponder a las poblaciones del Pleistoceno Medio final de Europa (Neandertales arcaicos). Estos Neandertales arcaicos estarían posiblemente representados en Iberia por los restos procedentes de niveles inferiores de Bolomor, el húmero de Lezetxiki y el molar de Mollet. Sería de alto interés comprobar si existe continuidad genética en la secuencia de Bolomor, del mismo modo que será altamente valioso conocer si el esqueleto parcial de la Cueva Foradà (Castellón) pudiera pertenecer a este grupo.

La radiación de poblaciones acaecida en torno a hace 135 ka bien podría ser consecuencia de un aislamiento poblacional, resultado de la fragmentación de territorios causada por el frío MIS 6. Esta hipótesis puede venir avalada por la discrepancia encontrada entre los datos del ADNmt y el ADNn, la cual puede revelar la existencia de una profunda estructuración de las poblaciones Neandertales (subdivisiones genéticas dentro del área total de distribución) durante ese periodo (Peyrégne *et al.*, 2019). Se conoce la presencia de un ADNmt muy divergente en individuos portadores de

haplotipos de ADNn más derivado congruente con cronologías posteriores a las estimadas por el reloj molecular del ADNmt. Variantes de este ADNmt muy arcaico, tipificado en HST (Posth *et al.*, 2017), se encuentra también en las muestras de GE inferior y Valdegoba (Andreeva *et al.*, 2022). Su presencia en Iberia señala la existencia de poblaciones arcaicas que fueron sustituidas durante el MIS 5 (hace 105 ka) por Neandertales procedentes del Norte. Este episodio de reemplazamiento puede corresponder al mismo fenómeno de expansión detectado en el híbrido de Denisova (Denisova 11) y en Chagyrskaya, y enmarcarse en una dinámica de reestructuración demográfica a gran escala resultante de la mejora climática del MIS 5. Esta posibilitaría la expansión de las poblaciones genéticamente estructuradas durante el MIS 6, generando un escenario complejo y heterogéneo que incluiría procesos de intercambio y reemplazamiento genético y la posible expansión de nuevas tradiciones culturales.

La morfología de los restos de Valdegoba es, en opinión de los autores, primitiva (sífnis mandibular) y, consecuentemente, su edad cronológica debería corresponder a un periodo relativamente temprano. Una cronología posterior de estos restos implicaría la persistencia de poblaciones relictas. La posibilidad de poblaciones Neandertales relictas ha sido destacada en Altamura (Italia) y Forbes Quarry (Gibraltar). Resulta muy plausible que los fenómenos de reemplazamiento de poblaciones pueden no haber sido completos en las penínsulas Itálica e Ibérica.

Siguiendo con la secuencia filogeográfica, a partir de hace 105 ka en Iberia se detecta la presencia de poblaciones foráneas cuya procedencia septentrional está aún por determinar. En algunas secuencias arqueológicas, como es el caso La Griera (Tarragona), se incluye la existencia de un cambio significativo en las dinámicas tecnológicas entre los conjuntos anteriores y posteriores al MIS 5b, que bien podría interpretarse como una ruptura tecnológica derivada de un recambio poblacional. Sería necesaria una evaluación a gran

escala de la continuidad tecnológica entre el MIS 6 - MIS 4 para integrar las dinámicas comportamentales dentro del emergente mapa filogeográfico Neandertal de la península Ibérica. En este sentido, el ADNmt señala una fuerte similitud de GE superior con Gibraltar (Forbes Quarry), grupo al que pertenecerían también los restos de Stajnia (Polonia), estos últimos asociados al Micoquiense.

No hay datos genéticos que atestigüen directamente una nueva sustitución poblacional en Iberia hace 50 ka, tiempo en el que se ha identificado una nueva radiación poblacional. No obstante, la nueva diversidad genética detectada durante el MIS 3 asociada a los Neandertales tardíos (p.e Vindija, Feldhofer, Spy) señala cierta similitud con muestras ibéricas, tales como las de El Sidrón. Tal coincidencia debería corresponder a poblaciones llegadas a la península Ibérica hace unos 50 ka. Sin embargo, simultáneamente, El Sidrón presenta rasgos primitivos en su anatomía (Rosas y Aguirre, 1999; Rosas *et al.*, 2015) que remiten a fenotipos más arcaicos. Tal circunstancia podría llevar al plantear la posible persistencia de poblaciones y/o individuos relictos.

Una posible nueva oleada de poblaciones Neandertales parece haber tenido lugar hace 43 ka, esta vez portadoras de una de las llamadas culturas de transición: el Chatelperroniense, cuya extensión geográfica pudo estar limitada al tercio norte peninsular.

El Chatelperroniense ibérico representa una clara ruptura con la tecnología del PM precedente y se expande de forma muy parcial desde la cornisa cantábrica hasta el mediterráneo (Morales *et al.*, 2019; Rios-Garaizar *et al.*, 2022). En la cornisa cantábrica incluso se identifica un hiato entre el último PM y el Chatelperroniense, por lo que se plantea un evento de desaparición previa de los Neandertales locales (ca. 45 ka, Marín-Arroyo *et al.*, 2018) y una llegada posterior de otros grupos procedentes del sur de Francia. En paralelo, el uso de garras de águila como ornamentos en Cova Foradada (Rodríguez-Hidalgo *et al.*, 2019) plantea la persistencia de una tradición

cultural que se extiende principalmente por el SE de Francia y N de Italia durante el MIS 3. No obstante, en Combe Grenal, Pech de l'Aze IV y Krapina se han documentado en cronologías de MIS 5 (ca. 100 ka). Aunque hoy por hoy muy especulativo: ¿podría esta tradición cultural apuntar a una continuidad poblacional a más largo plazo?

Todos estos aspectos nos conducen a un cambio de escala en el estudio de la evolución del linaje Neandertal. Mientras que en la prehistoria clásica la atención estaba dirigida a los cambios a nivel de especie, el extraordinario incremento en la capacidad de resolución de episodios evolutivos que proporciona el análisis del ADN antiguo permite explorar fenómenos poblacionales. Tal circunstancia constituye un verdadero reto para las ciencias arqueo-paleontológicas obligadas a contemplar nuevas perspectivas de investigación y tal vez recuperar viejas controversias (Binford y Binford, 1966; Bordes y de Sonneville-Bordes, 1970) para formular y testar con rigor hipótesis que construyan una teoría sobre la filogeografía de los Neandertales.

Agradecimientos

A los editores de Cuaternario y Geomorfología Javier Elez y Askoa Ibisate por ofrecernos la posibilidad de publicar de este trabajo. Agradecemos a Florent Rivals, un revisor anónimo y al editor sus comentarios y correcciones. A todos los colegas que han trabajado en el campo en los distintos yacimientos de donde proceden los restos Neandertales, objeto de esta investigación. Esta investigación ha sido financiada por el Ministerio de Ciencia e Innovación de España a través del proyecto PID2021-122356NB-I00.

Bibliografía

- Aguirre, E. (2007). Neandertales ibéricos. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 101(1), 203-210.
- Andreeva, T. V., Manakhov, A. D., Gusev, F. E., Patrikeev, A. D., Golovanova, L. V., Doronichev,

- V. B.,... Rogaev, E. I. (2022). Genomic analysis of a novel Neanderthal from Mezmaiskaya Cave provides insights into the genetic relationships of Middle Palaeolithic populations. *Scientific Reports*, 12(1), 13016. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-16164-9>
- Arsuaga, J. L., Martínez, I., Arnold, L. J., Aranburu, A., Gracia-Tellez, A., Sharp, W. D.,... Carbonell, E. (2014). Neanderthal roots: Cranial and chronological evidence from Sima de los Huesos. *Science*, 344(6190), 1358-1363. <https://doi.org/10.1126/science.1253958>
- Bermúdez de Castro, J. M., Arsuaga, J. L., Carbonell, E., Rosas, A., Martínez, I., y Mosquera, M. (1997). A Hominid from the Lower Pleistocene of Atapuerca, Spain: Possible Ancestor to Neandertals and Modern Humans. *Science*, 276, 1392-1394. <https://doi.org/10.1126/science.276.5317.1392>
- Binford, L. R., y Binford, S. R. (1966). A Preliminary Analysis of Functional Variability in the Mousterian of Levallois Facies. *American Anthropologist*, 68(2), 238-295. <https://doi.org/10.1525/aa.1966.68.2.02a001030>
- Bordes, F., y de Sonneville-Bordes, D. (1970). The Significance of Variability in Palaeolithic Assemblages. *World Archaeology*, 2(1), 61-73. <http://www.jstor.org/stable/124167>. <https://doi.org/10.1080/00438243.1970.9979464>
- Carrión, J. S., Ochando, J., Fernández, S., Blasco, R., Rosell, J., Munuera, M.,... Finlayson, C. (2018). Last Neanderthals in the warmest refugium of Europe: Palynological data from Vanguard Cave. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 259, 63-80. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2018.09.007>
- Dalén, L., Orlando, L., Shapiro, B., Brandström-Durling, M., Quam, R., Gilbert, M. T. P.,... Götherström, A. (2012). Partial Genetic Turnover in Neandertals: Continuity in the East and Population Replacement in the West. *Molecular Biology and Evolution*, 29(8), 1893-1897. <https://doi.org/10.1093/molbev/mss074>
- Garralda, M. (2005). Los Neandertales en la Península Ibérica. *Munibe*, 57, 289-314.
- Gómez-Robles, A. (2019). Dental evolutionary rates and its implications for the Neanderthal-modern human divergence. *Science Advances*, 5(5), eaaw1268. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw1268>
- Gómez-Robles, A., Bermúdez de Castro, J. M., Arsuaga, J.-L., Carbonell, E., y Polly, P. D. (2013). No known hominin species matches the expected dental morphology of the last common ancestor of Neanderthals and modern humans. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(45), 18196-18201. <https://doi.org/10.1073/pnas.1302653110>
- Hajdinjak, M., Fu, Q., Hübner, A., Petr, M., Mafessoni, F., Grote, S.,... Kelso, J. (2018). Reconstructing the genetic history of late Neanderthals. *Nature*, 555, 652. <https://www.nature.com/articles/nature26151#supplementary-information>. <https://doi.org/10.1038/nature26151>
- Harvati, K., Panagopoulou, E., y Karkanas, P. (2003). First Neanderthal remains from Greece: the evidence from Lakonis. *Journal of Human Evolution*, 45(6), 465-473. <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WJS-49WMVYY-2/1/bc5dc106ec210030a77aefb60f8e6a54>. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2003.09.005>
- Hublin, J.-J. (2009). The origin of Neandertals. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(38), 16022-16027. <https://doi.org/10.1073/pnas.0904119106>
- Hublin, J.-J., y Roebroeks, W. (2009). Ebb and flow or regional extinctions? On the character of Neanderthal occupation of northern environments. *Comptes Rendus Palevol*, 8(5), 503-509. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2009.04.001>
- Hublin, J. J. (1998). Climatic changes, paleogeography, and the evolution of the Neandertals. In T. Akazawa, K. Aoki, y O. Bar-Yosef (Eds.), *Neandertals and modern humans in Western Asia* (pp. 295-310). Plenum. https://doi.org/10.1007/0-306-47153-1_18
- Kuhlwilm, M., Gronau, I., Hubisz, M. J., de Filippo, C., Prado-Martinez, J., Kircher, M.,... Castellano, S. (2016). Ancient gene flow from early modern humans into Eastern Neanderthals [Article]. *Nature*, 530, 429-433. <https://doi.org/10.1038/nature16544>. <https://doi.org/10.1038/nature16544>
- Lalueza-Fox, C., Rosas, A., y de la Rasilla, M. (2012). Palaeogenetic research at the El Sidrón Neanderthal site. *Annals of Anatomy*, 194(1), 133-137. <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-84855507776ypartnerID=40ymd5=b72fe9e937f0410c8dc42c3ce3aabb33>. <https://doi.org/10.1016/j.aanat.2011.01.014>
- Mafessoni, F., Grote, S., de Filippo, C., Slon, V., Kolobova, K. A., Viola, B.,... Pääbo, S. (2020a). A high-coverage Neanderthal genome from Chagyrskaya Cave. 117(26), 15132-15136. <https://doi.org/10.1073/pnas.2004944117>
- Mafessoni, F., Grote, S., de Filippo, C., Slon, V., Kolobova, K. A., Viola, B.,... Pääbo, S. (2020b). A high-coverage Neanderthal genome from Chagyrskaya Cave. *Proceedings of the National Academy*

- of Sciences of the USA*, 117(26), 15132-15136. <https://doi.org/10.1073/pnas.2004944117>
- Marín-Arroyo, A. B., Rios-Garaizar, J., Straus, L. G., Jones, J. R., de la Rasilla, M., González Morales, M. R.,... Ocio, D. (2018). Chronological reassessment of the Middle to Upper Paleolithic transition and Early Upper Paleolithic cultures in Cantabrian Spain. *PLoS ONE*, 13(4), e0194708. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0194708>
- Martinon-Torres, M., Bermudez de Castro, J. M., Gomez-Robles, A., Prado-Simon, L., y Arsuaga, J. L. (2012). Morphological description and comparison of the dental remains from Atapuerca-Sima de los Huesos site (Spain) [Research Support, Non-U.S. Gov't]. *J Hum Evol*, 62(1), 7-58. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2011.08.007>
- Morales, J. I., Cebrià, A., Burguet-Coca, A., Fernández-Marchena, J. L., García-Argudo, G., Rodríguez-Hidalgo, A.,... Fullola, J. M. (2019). The Middle-to-Upper Paleolithic transition occupations from Cova Foradada (Calafell, NE Iberia). *PLoS ONE*, 14(5), e0215832. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0215832>
- Morales, J. I., Cebrià, A., Soto, M., Rodríguez-Hidalgo, A., Hernando, R., Moreno-Ribas, E.,... Rosas, A. (2023). A new assemblage of late Neanderthal remains from Cova Simanya (NE Iberia) [Brief Research Report]. *Frontiers in Earth Science*, 11. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1230707>
- Peyrégne, S., Slon, V., Mafessoni, F., de Filippo, C., Hajdinjak, M., Nagel, S.,... Prüfer, K. (2019). Nuclear DNA from two early Neandertals reveals 80,000 years of genetic continuity in Europe. 5(6), eaaw5873. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw5873>
- Picin, A., Hajdinjak, M., Nowaczewska, W., Benazzi, S., Urbanowski, M., Marciszak, A.,... Talamo, S. (2020). New perspectives on Neanderthal dispersal and turnover from Stajnia Cave (Poland). *Scientific Reports*, 10(1), 14778. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-71504-x>
- Posth, C., Wißing, C., Kitagawa, K., Pagani, L., van Holstein, L., Racimo, F.,... Krause, J. (2017). Deeply divergent archaic mitochondrial genome provides lower time boundary for African gene flow into Neanderthals [Article]. 8, 16046. <https://doi.org/10.1038/ncomms16046>
- Prüfer, K., de Filippo, C., Grote, S., Mafessoni, F., Korlević, P., Hajdinjak, M.,... Pääbo, S. (2017). A high-coverage Neandertal genome from Vindija Cave in Croatia [10.1126/science.aao1887]. *Science*. <https://doi.org/10.1126/science.aao1887>
- Prüfer, K., Racimo, F., Patterson, N., Jay, F., Sankararaman, S., Sawyer, S.,... Pääbo, S. (2014). The complete genome sequence of a Neanderthal from the Altai Mountains. *Nature*, 505(7481), 43-49. <https://doi.org/10.1038/nature12886>
- Rios-Garaizar, J., Iriarte, E., Arnold, L. J., Sánchez-Romero, L., Marín-Arroyo, A. B., San Emeterio, A.,... Ortega, I. (2022). The intrusive nature of the Châtelperronian in the Iberian Peninsula. *PLoS ONE*, 17(3), e0265219. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0265219>
- Rodríguez-Hidalgo, A., Morales, J. I., Cebrià, A., Courtenay, L. A., Fernández-Marchena, J. L., García-Argudo, G.,... Fullola, J.-M. (2019). The Châtelperronian Neanderthals of Cova Foradada (Calafell, Spain) used imperial eagle phalanges for symbolic purposes. *Science Advances*, 5(11), eaax1984. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax1984>
- Rosas, A. (2001). Occurrence of Neanderthal features in mandibles from the Atapuerca-SH site. *American Journal of Physical Anthropology*, 114(1), 74-91. [https://doi.org/10.1002/1096-8644\(200101\)114:1<74::AID-AJPA1007>3.0.CO;2-U](https://doi.org/10.1002/1096-8644(200101)114:1<74::AID-AJPA1007>3.0.CO;2-U)
- Rosas, A. (2010). *Los neandertales*. Catarata-CSIC.
- Rosas, A. (2011). Neandertales. Desde Iberia hasta Siberia. In M. d. I. E. Humana (Ed.). Burgos: Junta de Castilla y León. Consejería de Cultura y Turismo.
- Rosas, A., y Aguirre, E. (1999). Restos humanos Neandertales de la cueva de El Sidrón, Piloña, Asturias. Nota preliminar. *Estudios Geológicos*, 55, 181-190. <https://doi.org/10.3989/egeol.99553-4174>
- Rosas, A., Bastir, M., y García-Tabernero, A. (2022). Neanderthals: Anatomy, genes, and evolution. In F. Romagnoli, F. Rivals, y S. Benazzi (Eds.), *Updating Neanderthals* (pp. 71-87). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821428-2.00007-X>
- Rosas, A., Bastir, M., Martínez-Maza, C., García-Tabernero, A., y Lalueza-Fox, C. (2006). *Inquiries into Neanderthal craniofacial development and evolution: "accretion" versus "organismic" models*. Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5121-0_4
- Rosas, A., Estalrich, A., García-Tabernero, A., Huguet, R., Lalueza-Fox, C., Ríos, L.,... de la Rasilla, M. (2015). Investigación paleoantropológica de los fósiles neandertales de El Sidrón (Asturias, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 29 (3-4), 77-94. <https://doi.org/10.17735/cyg.v29i3-4.40066>

- Slon, V., Mafessoni, F., Vernot, B., de Filippo, C., Grote, S., Viola, B.,... Pääbo, S. (2018). The genome of the offspring of a Neanderthal mother and a Denisovan father. *Nature*, 561(7721), 113-116. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0455-x>
- Tattersall, I. (2011). Before the Neanderthals: Hominid Evolution in Middle Pleistocene Europe. In S. Condemi y G.-C. Weniger (Eds.), *Continuity and Discontinuity in the Peopling of Europe: One Hundred Fifty Years of Neanderthal Study* (pp. 47-53). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0492-3_4
- Tattersall, I., y Schwartz, J. H. (1999). Hominids and hybrids: The place of Neanderthals in human evolution. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 96(13), 7117. <https://doi.org/10.1073/pnas.96.13.7117>
- Vernot, B., Zavala, E. I., Gómez-Olivencia, A., Jacobs, Z., Slon, V., Mafessoni, F.,... Meyer, M. (2021). Unearthing Neanderthal population history using nuclear and mitochondrial DNA from cave sediments. *Science*, eabf1667. <https://doi.org/10.1126/science.abf1667>
- Recibido el 2 de noviembre de 2023*
Aceptado el 17 de noviembre de 2023



¿Es necesario actualizar la cartografía de capacidad de uso del suelo de la Comunidad Valenciana?

Is it necessary to update the land capability cartography of the Valencian Community?

Añó Vidal, C. ^{(1) (*)}; Valera Lozano, A. ⁽²⁾; Carbó Valverde, E. ⁽¹⁾

(1) Departamento de Calidad Ambiental y Suelos. Centro de Investigaciones sobre Desertificación - CIDE (CSIC-Universitat de València-GV). Ctra. Moncada-Náquera, Km 4,5. 46113 Moncada (Valencia). *carlos.anyo@uv.es

(2) Departamento de Geografía. Universitat de València. Av. Blasco Ibáñez, 28. 46010 Valencia.

Resumen

La Estrategia Territorial de la Comunitat Valenciana es el instrumento que establece los objetivos, criterios y directrices para su ordenación territorial. En este marco se redactó, en 2011, una guía metodológica para la evaluación agrológica municipal de los suelos, con el fin de orientar los futuros desarrollos territoriales e intentar preservar los suelos agrícolas con muy elevada o elevada capacidad de uso. Previamente hay que concretar los suelos con estas clases de capacidad. En este trabajo se propone una secuencia metodológica, dividida en cinco fases, con el fin de adaptar y actualizar la cartografía preexistente de capacidad agrológica del suelo. Las fases son las siguientes: identificación de unidades fisiográficas; individualización de unidades con muy elevada o elevada capacidad de uso; identificación de superficies artificiales, zonas de extracción o vertido y masas de agua; identificación de las áreas con pendientes superiores al 8% y retrazado de las unidades con muy elevada y elevada capacidad de uso. Estas adaptaciones permiten mejorar la exactitud posicional, temática y, sobre todo, temporal de la cartografía original de capacidad de uso, acción necesaria si la escala de trabajo es municipal y el territorio ha experimentado importantes transformaciones derivadas de los cambios de uso del suelo.

Palabras clave: planificación urbanística y territorial, capacidad de uso, cartografía, Xàbia (Alicante).

Abstract

The Territorial Strategy of the Valencian Community is the instrument that establishes the objectives, criteria, and guidelines for its territorial spatial planning. Within this framework, a methodological guide for the municipal agrological soil evaluation was drafted in 2011 to guide future territorial developments and try to preserve agricultural soils with very high or high land capability. Previously it is necessary to specify the soils



with these land capability classes. This work proposes a methodological sequence, divided into five phases, to adapt and update the pre-existing land capability cartography. The phases are the following: identification of physiographic units; individualization of units with very high or high land capability; identification of artificial surfaces, extraction or dumping areas and bodies of water; identification of areas with slopes greater than 8% and retracing of units with very high and high land capability. These adaptations allow to improve the positional, thematic and, above all, temporal accuracy of the original cartography of land use capability, which is a necessary action if the working scale is municipal, and the territory has undergone important transformations derived from changes in land use.

Key words: land use planning, land capability, cartography, Xàbia (Alicante).

1. Introducción

La evaluación de suelos o de tierras (*land evaluation*), concepto más amplio que incorpora el análisis de más variables no estrictamente edáficas y de los factores socioeconómicos, abarca todas las modalidades de interpretación, sin implicar un método particular, que pronostica la utilización potencial de los suelos o del territorio (Van Diepen *et al.*, 1991; Boixadera y Porta, 1991; Rossiter, 1995 y 1996; Añó, 1996; Alcalá *et al.*, 1998; Dorronso, 2002; Blanco y Larrubia, 2008). El objetivo fundamental de la evaluación de suelos es seleccionar el tipo de uso más adecuado y menos agresivo con el entorno medioambiental, de acuerdo con los rasgos peculiares que caracterizan los recursos biofísicos del área a evaluar (Moreira, 1991; Aguilar y Ortiz, 1992; Machín y Navas, 1995; Añó *et al.*, 1997; De la Rosa, 2005; Blanco, 2008; Bienes *et al.*, 2010; Corral, 2016). La consecución de este fin varía en función de los planteamientos metodológicos iniciales. Así, el proceso culmina con la evaluación de la idoneidad del suelo para acoger orientaciones productivas o prácticas de gestión específicas (sistemas de aptitud), o bien, estableciendo la capacidad de uso de los suelos en función de las características de usos agrarios descritos en términos muy generales y poco precisos (sistemas de capacidad). Los procedimientos de evaluación empleados en edafología aplicada interpretan las potencialidades y limitaciones que confieren al sistema edáfico capacidad/aptitud y vulnerabilidad frente a las actuaciones humanas, recomendando alternativas viables de

utilización de los suelos, y previniendo frente a usos que puedan provocar su destrucción o degradación. Por lo tanto, la disciplina aporta un conjunto de métodos que permiten acceder al conocimiento del recurso edáfico en un modo que pueda ser empleado en la ordenación del territorio desde las fases iniciales, constituyendo un instrumento eficaz en la planificación de usos del suelo de un espacio predeterminado (FAO, 1993).

La evaluación de suelos en España, dentro del contexto de la edafología aplicada, ha carecido de un marco metodológico bien estructurado que pudiera ser aceptado por el conjunto de la comunidad científica de la ciencia del suelo. En general, los estudios de evaluación de suelos desarrollados en España se caracterizan por utilizar variantes metodológicas de las contribuciones internacionales más significativas, adaptadas a las condiciones ambientales de espacios rurales específicos, o por la aplicación directa de los criterios de evaluación de estos métodos. Los sistemas de capacidad más utilizados para evaluar en España el potencial edáfico han sido la clasificación de capacidades agrológicas (sistema categórico) y, entre los paramétricos, el sistema multiplicativo de Riquier *et al.* (1970). La clasificación de capacidades agrológicas (*Land Capability Classification*), diseñado en Estados Unidos por el Servicio de Conservación de Suelos del Departamento de Agricultura (USDA) desde la década de 1930 y cuya descripción definitiva la establecieron Klingebiel y Montgomery (1961), es la metodología que más ha influido en los trabajos de evalua-

ción de suelos efectuados en España. Desde finales de la década de los ochenta del siglo pasado se ha generalizado la aplicación de los principios, conceptos y procedimientos metodológicos que integran el sistema de evaluación de tierras establecido por FAO (1976). La propuesta de la FAO, diseñada originalmente con el fin de pronosticar la idoneidad del territorio para aceptar usos agrarios descritos con un grado de detalle muy elevado, también se ha aplicado en España para evaluar la aptitud del medio edáfico en función de las características de sistemas agronómicos generales (Añó *et al.*, 1999; Añó y Sánchez, 2003).

En la Comunidad Valenciana ha predominado la aplicación de sistemas de evaluación de suelos de capacidad categóricos (Añó y Sánchez, 2005). En concreto, el método de Sánchez *et al.* (1984) ha sido, durante más de treinta años, el más utilizado para evaluar los suelos valencianos. Este método de capacidad de uso recoge cinco clases y considera nueve factores: erosión (e), pendiente (p), espesor efectivo (x), afloramientos rocosos (r)/pedregosidad (g), salinidad (s), propiedades físicas (f) y químicas (q) del suelo, exceso de agua (h) y duración del periodo de heladas (c). Cuantifica estas propiedades, seleccionando los intervalos de cada factor de acuerdo con las características de los suelos de la Comunidad Valenciana. Las clases de capacidad de uso indican el sistema óptimo de explotación del suelo compatible con el mantenimiento de su capacidad productiva. Este sistema de evaluación que también se ha aplicado en otros ámbitos geográficos (v.gr., Comunidad de Madrid, País Vasco e isla de Gran Canaria), ha sido utilizado, con ligeras modificaciones metodológicas (Antolín y Añó, 1998), como instrumento de evaluación del recurso suelo en la configuración del Sistema de Información Territorial de la Comunidad Valenciana (Sánchez y Añó, 2021). La evaluación por capacidad de uso permite predecir que una unidad ambiental que posea unas propiedades y unas limitaciones semejantes, y un riesgo similar de degradación, responderá de igual manera ante la implantación de una actividad dada o ante un cambio sustancial en uno o

varios de los parámetros que la caracterizan, constituyendo una unidad de actuación en estudios de mesoplanificación. Este nivel de planificación es el que se utiliza a escala regional con el fin de intentar resolver conflictos territoriales y ambientales que surgen por la competencia que se establece entre los diferentes usos o actividades (Sánchez, 1998).

A principios de los años 90 del siglo pasado, la Conselleria de Obras Públicas, Urbanismo y Transporte (COPUT) encargó a la Unidad de Investigación Ciencias de la Tierra de la Universitat de València la realización, a escala 1:50.000, del proyecto de investigación “Capacidad de Uso del Suelo como Recurso Natural en la Comunidad Valenciana” (Antolín *et al.*, 1997). El estudio fue publicado en 1998 por la COPUT en la Colección “Territori” nº8 (Antolín, 1998). Durante la realización del proyecto, se dividió el territorio en casi 5.100 unidades fisiográficas con información tanto sobre la capacidad de uso como del grado y riesgo de erosión actual y potencial, recogido todo ello en una base de datos asociada a las unidades digitalizadas. La capacidad de uso expresa, en cada unidad ambiental, la matriz de acogida ante usos agrarios muy generales, evaluando qué características ofrece el suelo de forma natural y cuáles son las limitaciones que restringen su utilización (Sánchez *et al.*, 1984). La división del territorio en un número reducido de categorías jerarquizadas permite diferenciar, desde un punto de vista agrícola, los mejores suelos de los peores; los que a través de prácticas sencillas pueden mejorar significativamente su productividad, y aquellos cuyas limitaciones son de tal naturaleza o intensidad que las prácticas antrópicas no pueden subsanarlas, excluyendo directamente el uso agrícola (Peris y Añó, 2002). Así, al establecer el destino más apropiado de los predios rústicos los estudios de capacidad de uso son un instrumento muy útil para la planificación de los usos agrícolas del suelo (Añó y Sánchez, 2003).

La documentación cartográfica y base de datos asociadas en formato digital sobre capacidad de uso del suelo, a escala 1:50.000, de la

Comunidad Valenciana es la única disponible para el personal que trabaja en la administración autonómica o municipal y en las consultorías medioambientales. Sin embargo, la cartografía presenta una serie de problemas que hacen necesaria su adaptación en los siguientes aspectos: mejora de la exactitud geométrica y correcciones en la exactitud temática y temporal (Añó *et al.*, 2021). La Estrategia Territorial de la Comunitat Valenciana es el marco de referencia que regula, a escala regional, la asignación de nuevos usos del territorio (Olcina y Vera, 2023). En este contexto se diseñó una guía metodológica para la evaluación agrológica municipal de los suelos. La guía, con el fin de permitir el cumplimiento de los principios directores de la Infraestructura Verde y la actividad agrícola y ganadera (directrices 48 —“Conservar como activo territorial estratégico la mayor parte posible de suelo agrícola de alta capacidad agrológica”— y 49 —“Se concretarán en los documentos de planificación urbanística y territorial los suelos de alta capacidad agrológica”—) y la Infraestructura Verde del litoral (directriz 136 —“Los municipios del litoral clasificarán como suelo no urbanizable protegido la mayor cantidad posible de suelo de muy alta capacidad agrológica”—) (Muñoz y Doménech, 2012), está dirigida a los técnicos que intervengan en la redacción de planes y proyectos con incidencia en el territorio que requieran de la realización de un estudio sobre la capacidad de uso del medio edáfico. Estos estudios deben acompañar a los informes y documentos de planificación territorial y urbanística y, por tanto, han de concretar los suelos de muy elevada y elevada capacidad agrológica. El principal objetivo de este artículo es aportar un procedimiento metodológico, dividido en cinco fases, con la finalidad de actualizar la cartografía de capacidad de uso del suelo. Todas las fases se aplicaron en los municipios de La Vall d’Uixó (Castellón), Benaguasil (Valencia) y Xàbia (Alicante); en este artículo sólo se presenta el ejemplo alicantino, modificado y actualizado respecto a la versión original.

2. Metodología

En la propuesta metodológica de Sánchez *et al.* (1984), las clases de capacidad de uso constituyen el conjunto de suelos que poseen las “características primarias” (propiedades del suelo y de su entorno favorables para cualquier uso) o que tienen idéntico grado de limitaciones y/o riesgos de degradación semejantes que repercuten en su utilización durante un largo periodo de tiempo. Existen cinco clases decrecientes de capacidad de uso: A (Muy Alta), B (Alta), C (Moderada), D (Baja) y E (Muy Baja). Las subclases se definen como el conjunto de suelos que presentan la misma “limitación mayor” (propiedad del suelo y/o su entorno desfavorable para un uso determinado, establecidas en un orden de prelación), y se representan por dos letras: la mayúscula, que define a la clase, y la minúscula que expresa la limitación mayor entre las propiedades que aparecen en la Tabla 1. Por último, la unidad de capacidad de uso define el conjunto de suelos pertenecientes a una clase o subclase con la misma “limitación menor” (propiedad desfavorable del suelo y/o su entorno potencialmente modificable o que no supone la limitación más relevante, aunque tenga un carácter permanente). La unidad de capacidad se representa con tres letras, las correspondientes a la clase y subclase, y la tercera, en minúscula, que indica la limitación menor. La clase A no presenta limitación mayor, pero si puede tener limitación menor modificable: Ap (pendiente), Ax (espesor), Ag (pedregosidad), As (salinidad), Af (propiedades físicas) y Aq (propiedades químicas). La construcción del código de capacidad de uso para cada unidad ambiental se realiza colocando en mayúsculas la clase a la que pertenece dicha unidad, a continuación, en minúscula se toma la limitación mayor (que constituye la subclase) y, por último, la segunda limitación que forma la unidad. Un ejemplo sería Dpx, unidad fisiográfica con una baja capacidad de uso (clase D) siendo su limitación mayor la pendiente (subclase Dp) y su limitación menor el reducido espesor efectivo del suelo (unidad de capacidad Dpx).

Tabla 1. Caracterización de las clases de capacidad de uso. Fuente: Antolín y Añó (1998).

Table 1. Characterisation of land capability classes. Source: Antolín y Añó (1998).

CLASES						
Propiedades		A	B	C	D	E
Erosión (e) (USLE) (t/ha/año)		<7	7-15	15-40	40-100	>100 o Fase lítica
Pendiente (p) (%)		<8	8-15	15-25	25-45	>45
Espesor efectivo (x) (cm)		>80	40-80	30-40	10-30 variable	<10 variable
Afloramientos (r) (%)		<2	2-10	10-25	25-50	>50
Pedregosidad (g) (%)		<20	20-40	40-80	80-100	Pavimento pedregoso
Salinidad (s) (dS/m)		<2	2-4	4-8	8-16	>16
Propiedades físicas (f)	Textura	Equilibradas	Poco equilibrada	Fracción dominante	Fracción dominante	Fracción dominante
	Permeabilidad		Moderada	Deficiente	Deficiente	Deficiente
	Estabilidad estructural (%)		5-15	<5	<5	<5
Propiedades químicas (q)	Materia orgánica (%)	Favorables	1,5-2	1-1,5	<1	---
	Carbonatos (%)		10-30	30-50	>50	> 50
	Caliza activa (%)		7-15	15-25	>25	---
	CIC (cmol _c /kg)		10-20	<10	<10	---
	pH (H ₂ O, 1/2,5)		5,5-8,5	<5,5 - >8,5	<5,5 - >8,5	---
Hidromorfía (h)		Ausencia	Pequeña	Moderada	Grande	Grande

Fases del procedimiento metodológico para la actualización de la cartografía de capacidad de uso de la Comunidad Valenciana:

- 1) Selección de las unidades fisiográficas presentes en el término municipal.

En este primer paso se identifican las unidades fisiográficas de la cartografía de capacidad de uso del suelo presentes en el municipio. Las unidades se han intersectado con el contorno municipal y se han calculado las superficies absolutas (ha) y relativas (%) para cada clase de capacidad de uso. Las unidades fisiográficas subdividen el territorio, de acuerdo con el método fisiográfico de Vink (1963), en zonas que son homogéneas en relación con la topografía, las propiedades edáficas, la morfología erosiva y la vegetación (Carbó

y Arnal, 1998). La cartografía de capacidad de uso presenta, en bastantes ocasiones, desplazamientos derivados de la trasposición analógica a digital y que puede cifrarse en decenas de metros para algunas unidades. Los desplazamientos no son siempre en la misma dirección y, por tanto, es necesario un trabajo previo de ajuste. Las deficiencias de la exactitud geométrica, tanto las derivadas de la escala original como de los errores en la elaboración y digitalización de la cartografía, se reducen con la revisión de los límites de las unidades fisiográficas sobre una ortofoto de alta resolución espacial correspondiente a 2021 y un Modelo Digital de Elevaciones de 5x5 m.

- 2) Individualización de las unidades con muy elevada o elevada capacidad de uso. Fusión del resto de unidades.

Mediante herramientas de edición y geoprocésamiento espacial SIG se han fusionado las unidades fisiográficas que no pertenecen ni a la clase A ni a la B, manteniendo individualizadas, por tanto, las unidades de muy elevada y elevada capacidad de uso. En el caso de identificar algún error temático (identificación incorrecta de una unidad) se corregiría en este paso.

- 3) Identificación de superficies artificiales, zonas de extracción o vertido y masas de agua.

En esta fase se han delimitado aquellas coberturas del suelo que anulan la capacidad agrológica del medio edáfico. Se ha diferenciado entre:

- Superficies artificiales: Áreas principalmente cubiertas por superficies duras e impermeables. Se incluyen las construcciones e infraestructuras de carácter urbano, industrial, de transporte y zonas verdes o de ocio.
- Zonas de extracción o vertido: Superficies severamente alteradas por actividades antrópicas; dedicadas a la explotación minera, vertederos de residuos urbanos, en construcción o en transformación.
- Masas de agua: Áreas ocupadas, temporal o permanentemente, por superficies de agua.

En esta aplicación se ha utilizado la información procedente del Sistema de Ocupación del Suelo de España (SIOSE), realizado en la Comunitat Valenciana por el Instituto Cartográfico Valenciano (ICV), a escala 1:25.000 y para la fecha de 2015 (efectuado a partir de ortofotos de 2014). Esta cartografía de ocupación del suelo presenta una escala media de 1:25.000, al digitalizarse sus polígonos y asignarse las clases a escala de visualización 1:5.000 y una unidad mínima cartografiada de entre 0,5 y 2 hectáreas (SIOSE, 2015). Se recomienda la utilización de información de coberturas del suelo lo más actualizada posible.

- 4) Identificación de las áreas con pendientes superiores al 8%.

Las áreas con una pendiente superior al 8% conceptualmente no pueden pertenecer a las unidades con muy elevada capacidad de uso. En el caso de las unidades con elevada capacidad de uso, en la mayoría de ellas es válido este criterio. En caso de identificarse unidades con elevada capacidad de uso cuya limitación mayor o menor sea la pendiente el criterio cambia, situándose el límite en el 15%.

Se ha utilizado el Modelo Digital de Elevaciones de 5x5 m, publicado por el Centro Nacional de Información Geográfica y obtenido a partir de datos LIDAR recogidos entre 2008 y 2015 (IDEE, 2023a). A partir de esa información se han generado los Modelos Digitales de Pendientes, que han sido reclasificados a los intervalos anteriormente mencionados. El modelo de superficies generado con una resolución espacial de 5 metros permite una precisión mucho mayor de esta variable temática que la derivada de la equidistancia entre curvas de nivel topográficas empleada en los años 90.

- 5) Revisión y retrazado de las unidades fisiográficas con muy elevada y elevada capacidad de uso.

Mediante herramientas de edición y geoprocésamiento espacial SIG se han retrazado a escala detallada las unidades con clases de capacidad de uso A y B sobre una ortofoto con una resolución espacial de entre 0,25 y 0,5 metros correspondiente a 2021 (IDEE, 2023b). El uso de la ortofoto permite incorporar los cambios, relacionados con el sellado antropogénico del suelo, acaecidos en el territorio desde 2015. En el proceso de revisión se ha utilizado la información procedente de las fases 3 y 4, así como otras fuentes cartográficas disponibles: mapa topográfico digital 1:10.000 del ICV, mapas litológicos generados por la COPUT y la cartografía de procesos erosivos realizada por Gisbert e Ibáñez (2003) y MIMAM (2006). En este trabajo sólo se ha considerado la información de suelos (inédita

y no incorporada a la base de datos) generada durante el proyecto original de investigación. La caracterización edáfica de las unidades fisiográficas se efectuó en campo (espesor, afloramientos, pedregosidad, hidromorfía, morfología erosiva) y laboratorio (propiedades físicas y químicas, salinidad). En gabinete se determinó la pendiente y la erosión. La propiedad más conflictiva es la salinidad por su gran variabilidad espacial y temporal, sobre todo en el sur de la provincia de Alicante (Vega Baja del Segura) (García Navarro, 2015). Lo ideal sería hacer análisis periódicos y, sobre todo, intensificar el muestreo. Una buena opción es acudir a las cooperativas agrícolas, los técnicos son accesibles y con ganas de colaborar y disponen de abundantes análisis completos de suelos de parcelas

perfectamente localizadas. El primer firmante del artículo ha tenido una muy buena experiencia con la Cooperativa Oleícola Serrana del Palancia (Viver, Castellón) y la Cooperativa del Campo Santa María Magdalena (Novelda, Alicante). Una vez retrazadas las unidades, se han recalculado las superficies absolutas (ha) y relativas (%) para las clases de capacidad de uso muy elevada y elevada.

3. Resultados y discusión

La secuencia metodológica aplicada en el término municipal de Xàbia se visualiza en las Figuras 1 (identificación de unidades fisiográficas en las que se especifica la clase de capacidad), 2 (individualización de unidades con

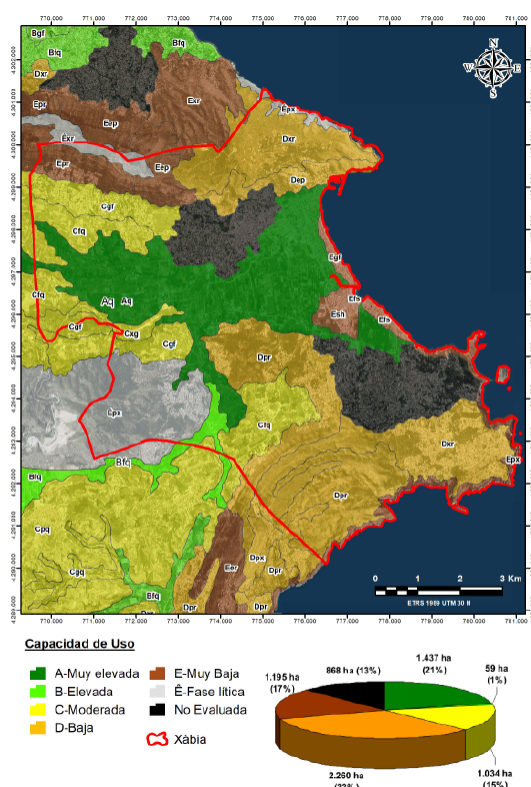


Figura 1. Identificación de las unidades de capacidad de uso presentes en el término municipal de Xàbia.

Figure 1. Identification of land capability units of the municipality of Xàbia.

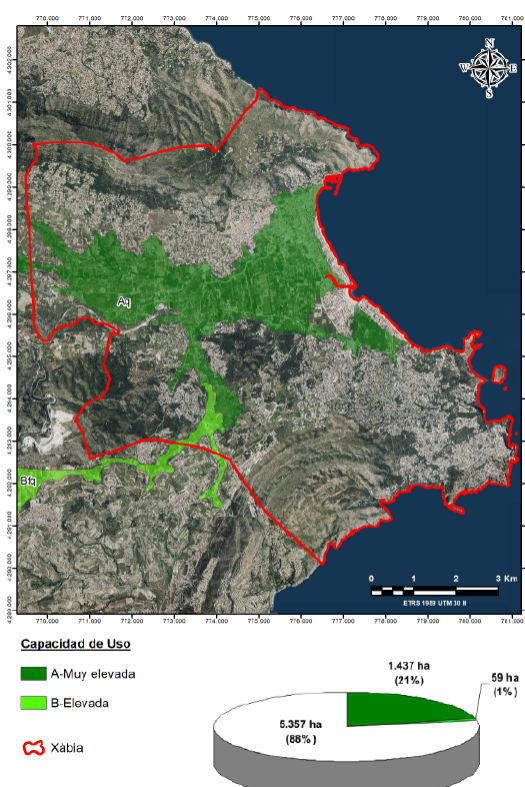


Figura 2. Individualización de las unidades fisiográficas con muy elevada o elevada capacidad de uso en el término municipal de Xàbia (1990).

Figure 2. Individualization of physiographic units with very high or high land capability in the municipality of Xàbia (1990).

muy elevada o elevada capacidad de uso), 3 (identificación de superficies artificiales, zonas de extracción o vertido y masas de agua), 4 (identificación de las áreas con pendientes superiores al 8%) y 5 (retrazado de las unidades con muy elevada y elevada capacidad de uso).

La Figura 1 muestra la distribución de las unidades fisiográficas, con su correspondiente código de capacidad de uso, a escala 1:50.000. La mitad del término municipal de Xàbia tiene muy baja o baja capacidad de uso. En zonas de relieve abrupto, cuando los materiales litológicos son poco consolidados, las unidades ambientales presentan una baja capacidad de uso por limitaciones causadas por la erosión (tasa de pérdida de suelo comprendida entre 40 y 100 t/ha/año) y la pendiente (entre 25 y 45%), clasificándose la unidad como **Dep**. Si

la pendiente no supone un factor limitante, y sobre litologías consolidadas, los parámetros que condicionan la capacidad de uso son el espesor efectivo del edafosistema (10-30 cm y/o variable) y los afloramientos rocosos (25-50%) (**Dxr**). En las unidades con pendiente entre el 25 y el 45% y con un grado de erosión moderado o menor la limitación secundaria es la rocosidad (**Dpr**). En áreas con pendientes mayores del 45% y escasa cobertura vegetal que condicionan pérdidas muy importantes de suelo (grado de erosión muy alto) se establece la unidad de capacidad de uso **Eep**. En sectores con el mismo porcentaje de inclinación, pero con menor grado de erosión la limitación secundaria es la abundante rocosidad (> 50 %) (**Epr**). Uno de los cambios metodológicos que introdujeron Antolín y Añó (1998) fue el desdoblamiento de la clase E, identificando con el símbolo Ê aquellas uni-

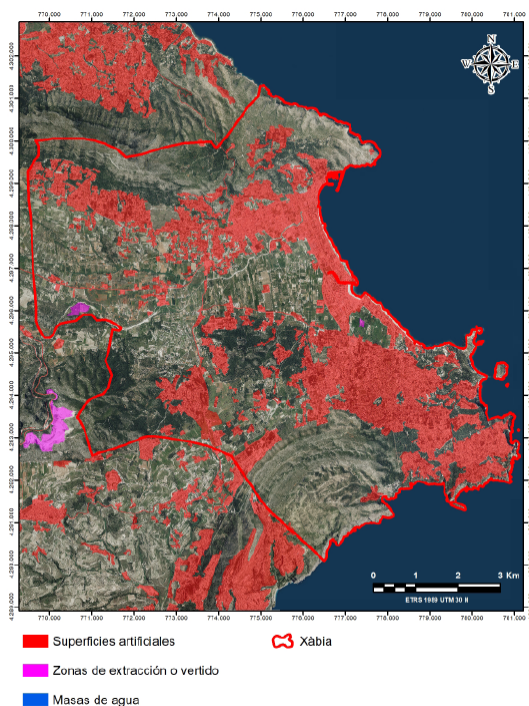


Figura 3. Identificación de superficies artificiales, zonas de extracción y masas de agua en el término municipal de Xàbia.

Figure 3. Identification of artificial surfaces, extraction or dumping areas and bodies of water in the municipality of Xàbia.

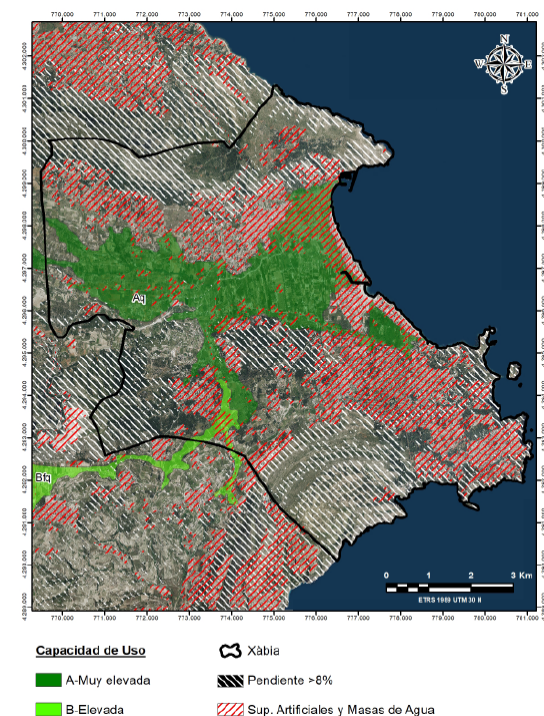


Figura 4. Identificación de las áreas con pendientes superiores al 8% en el término municipal de Xàbia.

Figure 4. identification of areas with slopes greater than 8% in the municipality of Xàbia.

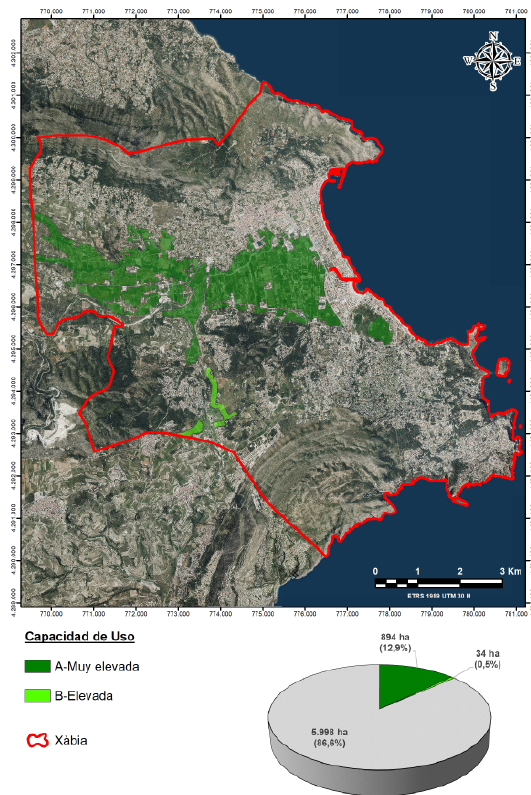


Figura 5. Retrazado de las unidades fisiográficas con muy elevada y elevada capacidad de uso en el término municipal de Xàbia (2015).

Figure 5. Retracing of physiographic units with very high and high land capability in the municipality of Xàbia (2015).

dades ambientales que presentan muy baja capacidad de uso provocado por la intensidad de los procesos erosivos, pero la erosión no es cuantificable por encontrarse sus suelos en fase lítica (espesor efectivo del medio edáfico inferior a 10 cm), o por aparecer la roca consolidada en superficie. Es el caso de una unidad fisiográfica identificada en el área de estudio en el que se consideró el suelo irreversiblemente erosionado y se concretaron el resto de las limitaciones permanentes: la pendiente y los afloramientos rocosos (**Êpx**). En zonas próximas a la costa los factores limitantes son la salinidad (> 16 dS/m) y la hidromorfía o un exceso de agua en el perfil edáfico (**Esh**). En las zonas agrícolas las limitaciones están ocasionadas principalmente por el espesor efectivo del suelo (30-40 cm) y la pedregosi-

dad (40-80 %) (**Cxg**, **Cgf**) y las deficiencias que presentan las características físicas y químicas del medio edáfico (**Bfq**, **Cfq**). En la llanura de Xàbia se localizan los mejores suelos que integran la unidad clasificada como **Aq**.

En la Comunidad Valenciana los suelos de la clase A se hallan en terrenos llanos o con pendientes muy suaves, siempre inferior al 8%. El espesor efectivo del suelo supera los 80 cm, proporcionando un medio adecuado para el desarrollo radicular, la retención del agua disponible y el suministro de los nutrientes existentes. Los porcentajes en afloramientos rocosos y en elementos gruesos superiores a 25 cm de diámetro son bajos (<2%) y la pedregosidad (tamaño grava y piedra) es inferior al 20%, sin afectar al laboreo ni al uso de maquinaria agrícola. Los suelos están bien drenados, por tanto, los cultivos no presentan problemas por encharcamiento. La textura es equilibrada y la estructura adecuada; las características químicas son favorables. Los procesos de erosión hídrica son inexistentes o el grado de erosión es muy bajo. No hay salinidad o ésta es muy baja, siempre inferior a 2 dS/m. Las principales diferencias que presentan los suelos de la clase B respecto a la anterior clase son las siguientes: la pendiente puede ser mayor (8-15%); la profundidad útil, que puede dificultar el desarrollo radicular de ciertas especies, oscila entre 40 y 80 cm; el porcentaje de elementos gruesos menores de 25 cm de diámetro puede estar cercano al 40%, la textura ser poco equilibrada, el contenido en materia orgánica escaso y la proporción de carbonato cálcico en el perfil alta. El grado de erosión es bajo y puede haber presencia de salinidad (2-4 dS/m) que afecte, aunque no impida los cultivos muy sensibles. La Figura 2 muestra la individualización de las unidades de muy elevada (clase A) y elevada (clase B) capacidad de uso del término municipal de Xàbia.

Entre las características que definen la calidad del dato geográfico, las principales son la exactitud temporal, la posicional o geométrica y la exactitud del atributo o temática. Al utilizar a escala municipal la cartografía de

capacidad de uso del suelo de la Comunidad Valenciana, hay que tener en cuenta que ésta contiene una serie de inexactitudes derivadas de su escala original (1:50.000), la fecha en la que se obtuvo la información (1990-1992), así como de los propios errores cometidos durante su realización. Los problemas relacionados con la exactitud temporal están condicionados por las fechas de obtención de la información que se utilizó como base para la delimitación de las unidades cartográficas. La fotointerpretación de la fisiografía se efectuó a partir de fotografías aéreas de mediados de los años ochenta del siglo pasado. Los datos recogidos de esta fuente están en parte desactualizados, muy especialmente por lo que se refiere al aumento, muy considerable, de las superficies artificiales. Respecto a la exactitud temática, hay dos tipos de unidades (zonas urbanas y masas de agua) que no siempre están recogidas en la cartografía digital pese a que sí se individualizaron en la versión analógica inicial y se tuvieron en cuenta en el cálculo de distintas variables de las unidades fisiográficas. Las masas de agua no se encuentran siempre individualizadas como tales, sino que se representan con una clase de capacidad de uso del suelo similar a la de la unidad circundante o más próxima, cuando su capacidad de uso real no es cuantificable. El mismo problema es aplicable a las áreas urbanas, cuya superficie debería no ser considerada en un estudio de capacidad agrológica.

En su momento se propuso que las masas de agua deberían ser extraídas de la cartografía de capacidad de uso o clasificadas como no evaluadas, pues existen en ellas limitaciones de hidromorfía que hacen imposible su clasificación dentro de los suelos con elevada o muy elevada capacidad agrológica. Hay que tener en cuenta que la delimitación de estas áreas presenta cierta dificultad, dadas las fluctuaciones de nivel que afectan a las mismas estacionalmente. Por tanto, más que una ortofoto de detalle es más conveniente utilizar cartografía temática o topográfica a escala detallada que identifique los problemas de hidromorfía o, en su defecto, que recoja el nivel máximo o medio del agua. Incluso para las

masas de aguas ya recogidas en la cartografía de capacidad original, es necesario revisar la delimitación con información actualizada y a escala detallada. El caso de las áreas urbanizadas es el que mayor atención merece, dada la gran complejidad espacial y el elevado dinamismo temporal que presentan las superficies artificiales, así como la nula capacidad agrológica de las áreas selladas. Las pocas áreas urbanas delimitadas en la cartografía de capacidad de uso original deben revisarse para corregir los errores posicionales y, especialmente, su obsolescencia. En cualquier caso, se debe utilizar la información sobre superficies artificiales más detallada y actualizada disponible.

En 1990, cuando se efectuó la cartografía, los suelos de las clases A y B ocupaban el 22% del término municipal (Figura 1) gracias, sobre todo, a la importancia territorial que suponían los suelos de muy elevada capacidad de uso (21%). En 2015 los suelos de la clase A representaban sólo el 12,9% (Figura 5). Esta disminución está ligada directamente al sellado artificial del edafosistema producido por los diferentes procesos de urbanización. En gran medida, el crecimiento de la superficie urbanizada se ha efectuado consumiendo los mejores suelos. La provincia de Alicante, sobre todo la franja litoral, fue uno de los territorios que más contribuyó al *boom* inmobiliario de la Comunidad Valenciana entre 1997 y 2006; la desmesurada expansión urbanística en la Comunidad Valenciana supuso, durante 10 años, la construcción de más de 700.000 viviendas y, por tanto, la desaparición del correspondiente suelo rústico, unos 180 millones de metros cuadrados (Burriel, 2009a). Tal y como señala Burriel (2009b), la ausencia de limitaciones en el planeamiento urbanístico municipal, las carencias o insuficiencias de la ordenación territorial supramunicipal y la falta de medidas limitadoras del crecimiento en las sucesivas modificaciones de la legislación autonómica, propiciaron esta situación. Las modificaciones de usos del suelo impuestas por los procesos de urbanización son, por regla general, irreversibles e imposibles de reconstruir incluso a largo plazo.

Los procesos de degradación del medio edáfico inducidos, directa o indirectamente, por la actividad humana constituyen uno de los principales problemas ambientales en la Comunidad Valenciana. Entre estos procesos uno de los más importantes es el sellado antropogénico del suelo con superficies duras e impermeables (piedra, ladrillo, cemento, asfalto, etc.). El sellado artificial del suelo conlleva la pérdida prácticamente irrecuperable del recurso edáfico, convertido en mero soporte de las actividades relacionadas con la urbanización, el turismo o la implantación de infraestructuras viarias y equipamientos; proceso de degradación del suelo tan característico de las zonas litorales del Levante peninsular, tal y como han puesto de manifiesto diferentes estudios, más o menos detallados, en porciones territoriales de las provincias de Castellón (Añó *et al.*, 2005; Pascual *et al.*, 2005a), Valencia (Pascual *et al.*, 2005b; Pérez-Hoyos y Añó, 2007; Añó *et al.*, 2009; Fernández-Gimeno y López-García, 2015; Pascual-Aguilar *et al.*, 2015; Valera *et al.*, 2016 y 2019), Alicante (Valera *et al.*, 2006 y 2011; Navarro-Pedreño *et al.*, 2012; Valera *et al.*, 2013; Navarro-Leblond *et al.*, 2021) y en la Región de Murcia (Martí y Moreno, 2014; Romero *et al.*, 2017; Caballero, 2017; Illán-Fernández *et al.*, 2022a y 2022b; Giménez y García, 2023). En la Comunidad Valenciana, el cambio en los usos y coberturas del suelo ocasionado por el crecimiento urbano ha sido especialmente intenso en los llanos litorales, afectando en gran medida a las huertas periurbanas (Romero y Melo, 2015). En esta estrecha franja costera se localizan los tipos de suelos más fértiles, aquéllos con mayor capacidad de uso agrario, pero que, al mismo tiempo, han sufrido y, sufren, las consecuencias del incremento de las superficies artificiales que sustraen de la actividad agrícola los suelos más productivos. En muchas ocasiones, como en el caso de Xàbia, el aumento generalizado de la superficie urbanizada o en proceso de urbanización se ha efectuado a costa del consumo de las mejores tierras de regadío. Estas importantes modificaciones no aparecen recogidas en la cartografía de capacidad de uso del suelo.

Otro aspecto que no es baladí es la escala. La cartografía de capacidad de uso se realizó a partir de fuentes cartográficas temáticas y topográficas a escala 1:50.000, fotointerpretación de fotografías aéreas a escala 1:30.000 y un procedimiento de obtención totalmente analógico. El proceso de conversión a un formato digital SIG consistió en el case de hojas, la digitalización del producto analógico y la georreferenciación a partir de las coordenadas de las hojas topográficas 1:50.000. Por tanto, dicha información original sólo se debería aplicar a escala 1:50.000 o inferior, pues la precisión de las capas (entendida como la exactitud geométrica de las delimitaciones fisiográficas) es limitada. Mientras que aplicando la generalización cartográfica es posible elaborar nuevos mapas con escala menor (menos detallada) que la del original, el proceso contrario presenta numerosos problemas. Así, al utilizar información procedente de cartografías de escala menos detallada se están asumiendo niveles de error inadecuados para la escala a la que se está trabajando. La escala de la cartografía de capacidad de uso de la Comunidad Valenciana no es adecuada para la planificación territorial municipal.

En relación con la escala de trabajo, también hay que prestar especial atención a las unidades complejas. Las unidades complejas se definen como aquellas que bajo la misma litología y con idéntica posición fisiográfica desarrollan el mismo tipo de suelo, pero presentan, bien por un proceso natural o por influencia antrópica, alguna característica distinta, no separable cartográficamente, que provoca que su capacidad de uso varíe espacial y/o temporalmente (Antolín, 1985). Por ejemplo, en el proyecto original se cartografió una unidad compleja de gran extensión situada en la Vega Baja del Segura clasificada como Aq + Bs_q. Son distinguibles a escalas de trabajo más detalladas, pero no tienen entidad propia al no distribuirse de forma homogénea en una misma unidad cartográfica delimitada a escala 1:50.000. El conjunto de sus características intrínsecas y extrínsecas muy favorables, permite adscribirla a la clase A, pero la calidad del agua de riego y su utili-

zación inadecuada en un sector con una evapotranspiración elevada, condiciona, en parcelas específicas, su progresiva salinización, determinando en su momento su inclusión en la Clase B. Por cierto, en la base de datos no se incorporó este matiz y la unidad aparece clasificada sólo como clase A, aspecto que puede confundir a potenciales usuarios. Además, estudios posteriores desarrollados por el CIDE (Visconti, 2009) y el IVIA (De Paz *et al.*, 2011) muestran unos valores de salinidad más elevados que los considerados en su momento en la realización de la cartografía original, siendo conveniente replantearse la clasificación inicial de esta unidad compleja. En definitiva, la clasificación de capacidad de uso hay que modificarla cuando el territorio ha experimentado importantes transformaciones derivadas de la dinámica impuesta por los cambios de usos y cubiertas que afectan al edafosistema.

4. Conclusiones

El conocimiento de la capacidad y vulnerabilidad del sistema edáfico permite localizar los mejores suelos sin riesgos de degradación, identificar otros con atributos menos favorables pero capaces de sustentar un uso sin perjuicio medioambiental, y delimitar las unidades cartográficas sometidas a un aprovechamiento inadecuado que origina la degradación del medio edáfico. Por lo tanto, aporta un tipo de información útil para la planificación de usos del medio edáfico. La información precisa acerca de la distribución, extensión y grado de calidad del recurso edáfico es un requisito fundamental para orientar la gestión sostenible del territorio. Tal y como establece la Estrategia Territorial de la Comunidad Valenciana, los informes de planificación urbanística y territorial tienen que especificar los suelos de muy alta y alta capacidad agrológica. La cartografía de capacidad de uso del suelo, a escala 1:50.000, de la Comunidad Valenciana es la única fuente cartográfica disponible para extraer esta información. Sin embargo, antes de utilizar esta información es necesario efectuar adapta-

ciones previas relacionadas con la escala de trabajo, mejorando la exactitud posicional, temática y, sobre todo, temporal. Los errores presentes en la cartografía original generan errores en el análisis e interpretación de los resultados, sobre todo a escala municipal. La actualización de la cartografía es imprescindible en sectores que hayan experimentado importantes modificaciones en la ocupación o en los usos del medio edáfico durante los últimos treinta años, tal y como es el caso de Xàbia.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por la Conselleria de Infraestructuras, Territorio y Medio Ambiente (Generalitat Valenciana).

Bibliografía

- Aguilar Ruiz, J., Ortiz Silla, R. (1992). Metodología de capacidad de uso agrícola de suelos. Actas del III Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo. SECS, Pamplona, 281-286.
- Alcalá del Olmo Bobadilla, L., Olmos Palomero, T., Martín Ferrero, Y. (1998). Evaluación de la capacidad de uso agrícola y forestal del suelo mediante un Sistema de Información Geográfica en el sector Torrelaguna- La Cabrera (Madrid). Boletín Geológico y Minero, 109 (2), 161-172.
- Antolín Tomás, C. (1985). Comarca Camp de Turia (Valencia). Cartografía Básica, Prescripción de Uso y Capacidad Agrológica. Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Farmacia, Universitat de València.
- Antolín Tomás, C. (Coord.) (1998). El Suelo como recurso natural en la Comunidad Valenciana. Publicacions de Divulgació Técnica. Col·lecció Territori 8. COPUT (Generalitat Valenciana), Valencia. 2 V (V. I: XIX, 187 p.; V II: 4 h. map. pleg., 74 h de lam. + 1 cd-rom).
- Antolín Tomás, C., Añó Vidal, C. (1998). Capacidad de uso de los suelos de la Comunidad Valenciana. En: El Suelo como recurso natural en la Comunidad Valenciana. COPUT (Generalitat Valenciana), Valencia, 111-131.
- Antolín Tomás, C., Añó Vidal, C., Carbó Valverde, E. y Álvarez Alonso, D. (1997). Capacidad de uso del suelo en la Comunidad Valenciana.

- Una aproximación a la planificación territorial. *Edafología*, 3 (2), 387-392.
- Añó Vidal, C. (1996). Metodología de evaluación de suelos para el ámbito mediterráneo. Tesis Doctoral, Universitat de València, Valencia, 200 pp.
- Añó Vidal, C., Sánchez Díaz, J., Antolín Tomás, C. (1997). Análisis y valoración de los sistemas de evaluación de suelos en España. Evolución, tendencias actuales y perspectivas futuras. *Estudios Geográficos*, 228, 331-353. <https://doi.org/10.3989/egoeogr.1997.i228.635>
- Añó, C., Sánchez, J., Antolín, C. (1999). The evolution of agricultural land evaluation in Spain. En: C.A. Brebbia, J.L. Usó (Eds.), *Ecosystems and Sustainable Development II - Advances in Ecological Sciences 2*. WIT Press, Southampton, 35-44.
- Añó Vidal, C., Sánchez Díaz, J. (2003). Orientaciones de Uso Agrario. Una metodología para la planificación de usos del suelo en la Comunidad Valenciana. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 129 pp.
- Añó Vidal, C.; Sánchez Díaz, J. (2005). Los sistemas de evaluación de suelos en la planificación de los usos del territorio en el ámbito mediterráneo. Aplicaciones en la Comunidad Valenciana. En: J. Álvarez Rogel (Coord.), *Alternativas para la planificación y manejo del suelo en condiciones de aridez climática*. Caja de Ahorros del Mediterráneo, Murcia, 131-146.
- Añó Vidal, C., Pascual Aguilar, J.A., Sánchez Díaz, J. (2005). Capacidad de uso y sellado antropogénico del suelo en la franja litoral de la provincia de Castellón. *Investigaciones Geográficas*, 38, 65-77. <https://doi.org/10.14198/INGEO2005.38.04>
- Añó, C., Valera, A., Sánchez, J. (2009). Urban sprawl and soil sealing in the Metropolitan Area of Valencia, Spain. En: A. Faz, A.R. Mermut, J.M. Arocena, R. Ortiz (Eds.), *Land Degradation and Rehabilitation-Dryland Ecosystems - Advances in GeoEcology*, 40. CATENA VERLAG, Reiskirchen, 177-184.
- Añó, C., Valera, A., Carbó, E., Sánchez, J. (2021). Planificación territorial municipal en la Comunidad Valenciana. La problemática de la información cartográfica disponible sobre capacidad de uso del suelo. *Actas del IX Simposio Nacional sobre el Control de la Degradación y Recuperación de Suelos*. SECS y UMH, Elche, 77-80.
- Bienes Allas, R., Jiménez Ballesta, R., Marqués Pérez, M.J. (2010). Caracterización, cartografía y evaluación de los suelos de la zona regable del Canal de Estremera y su nueva ampliación. Aplicación del estudio al cultivo del olivar. IMI-DRA, Madrid, 239 pp.
- Blanco Sepúlveda, R. (2008). La evaluación de la vulnerabilidad del suelo a la degradación por uso ganadero en espacios montañosos. Análisis metodológico. *Estudios Geográficos*, 264, 57-80.
- Blanco Sepúlveda, R., Larrubia Vargas, R. (2008). Usos agrarios y sostenibilidad medioambiental. Evaluación de la capacidad agrológica y socioeconómica de la Axarquía (Málaga). *Cuadernos Geográficos*, 42, 83-108.
- Boixadera, J., Porta, J. (Coord.) (1991). Información de suelos y evaluación catastral. Método del Valor Índice. Centro de Gestión Catastral y Cooperación Tributaria, Ministerio de Economía y Hacienda, Madrid, 151 pp.
- Burriel, E. (2009a). La planificación territorial en la Comunidad Valenciana (1986-2009). *Scripta Nova*. Revista Electrónica de Geografía y Ciencias Sociales, XIII/306, <http://www.ub.es/geocrit/sn/sn-306.htm>.
- Burriel, E. (2009b). Los límites del planeamiento urbanístico municipal. El ejemplo valenciano. *Documents d'Anàlisi Geogràfica*, 54, 33-54.
- Caballero Pedraza, A. (2017). Sellado de suelos en la comarca del Mar Menor (Murcia). Consecuencias medioambientales. Tesis Doctoral, Murcia, Universidad de Murcia, 369 pp.
- Carbó Valverde, E., Arnal García, S. (1998). Delimitación territorial: Unidades ambientales. En: *El Suelo como recurso natural en la Comunidad Valenciana*. COPUT (Generalitat Valenciana), Valencia, 88-96.
- Corral Fernández, R. (2016). Capacidad de uso y evaluación de suelos para distintos usos forestales mediante SIG en el Valle de los Pedroches (Córdoba). Tesis Doctoral, Córdoba, Universidad de Córdoba, 380 pp.
- De la Rosa, D. (2005). Soil quality evaluation and monitoring based on land evaluation. *Land Degradation & Development*, 16, 551-559. <https://doi.org/10.1002/ldr.710>
- De Paz J.M., Visconti, F., Rubio J.L. (2011). Spatial evaluation of soil salinity using the WET sensor in the irrigated area of the Segura river lowland. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 174, 103-112. <https://doi.org/10.1002/jpln.200900221>
- Dorronsoro, C. (2002). Soil evaluation. The role of soil science in land evaluation. En *Sustainable Use and Management of Soils in Arid and Semiarid Regions*. IUSS, SECS y ESSC, Vol., 1. Cartagena, 106-128.

- FAO (1976). Esquema para la evaluación de tierras. Boletín de Suelos 32, FAO, Roma, 66 pp.
- FAO (1993). Guidelines for Land-Use Planning. FAO Development Series 1, FAO, Roma, 96 pp.
- Fernández-Gimeno, L., López-García, M.J. (2015). Expansión urbana del Área Metropolitana de Valencia en el periodo 1984-2011 a partir de imágenes Landsat TM y ETM+. Revista de Tele-detección, 44, 1-14. <https://doi.org/10.4995/raet.2015.3628>.
- García Navarro, A.F. (2015). Caracterización y Riesgos de Salinización de los Suelos de la Red de Riegos del Bajo Segura. Tesis Doctoral, Universidad de Murcia, Murcia, 306 pp.
- Giménez García, R., García Marín, R. (2023). Urban sprawl and transformation of land cover and land use in the Urban Agglomeration of Murcia. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 96. <https://doi.org/10.21138/bage.3269>
- Gisbert Blanquer, J.M., Ibáñez Asensio, S. (2003). Procesos erosivos en la provincia de Alicante. Conselleria de Medi Ambient (Generalitat Valenciana), Alcoy, 413 pp.
- IDEE (2023a). Metadatos. Modelo Digital del Terreno con paso de malla de 5 metros (MDT05) de España. Infraestructura de Datos Espaciales de España. <https://www.idee.es/csw-inspire-idee/srv/spa/catalog.search?#/metadata/spaignMDT05>. [10-11-2023].
- IDEE (2023b). Metadatos. Ortofotos del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) máxima actualidad de España. Infraestructura de Datos Espaciales de España. <https://www.idee.es/csw-inspire-idee/srv/spa/catalog.search?#/metadata/spaignMDT05>. [10-11-2023].
- Illán-Fernández, E.J., Pérez-Morales, A., Romero-Díaz, A. (2022a). Reliability of sealed surfaces detection using Copernicus data. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 93. <https://doi.org/10.21138/bage.3288>
- Illán-Fernández, E.J., Pérez-Morales, A., Romero-Díaz, A. (2022b). Estimación y evolución del sellado antropogénico del suelo en los municipios de Murcia y Alcantarilla (sureste de España). En Actas del XVII Coloquio Ibérico de Geografía. US, AGE y APG, Salamanca, 122-132.
- Klingebiel, A.A., Montgomery, P.H. (1961). Land capability classification. Agricultural handbook 210, Soil Conservation Service (USDA), Washington, D.C., 21 pp.
- Machín, J., Navas, A. (1995). Land evaluation and conservation of semiarid agrosystems in Zaragoza (NE Spain) using an expert evaluation system and GIS. Land Degradation & Rehabilitation, 6, 203-214. <https://doi.org/10.1002/ldr.3400060402>
- Martí Ciriquíán, P., Moreno Vicente, E. (2014). La transformación urbana y territorial de la ciudad de Murcia y su entorno (1977-2010). Estudios Geográficos, 276, 261-309. <https://doi.org/10.3989/estgeogr.201407>
- MIMAM (2006). Inventario Nacional de Erosión de Suelos 2002-2012. Comunidad Valenciana. Alicante. 2006. Dirección General para la Biodiversidad, Ministerio de Medio Ambiente, 179 pp.
- Moreira Madueño, J.M. (1991). Capacidad de uso y erosión de suelos. Una aproximación a la evaluación de tierras en Andalucía. AMA (Junta de Andalucía), Sevilla, 446 pp.
- Muñoz Criado, A., Doménech Gregori, V. (2012). Comunitat Valenciana 2030. Síntesis de la Estrategia Territorial. Generalitat Valenciana, Valencia, 169 pp.
- Navarro-Leblond, M., Meléndez-Pastor, I., Navarro-Pedreño, J., Gómez Lucas, I. (2021) Soil sealing and hydrological changes during the development of the University Campus of Elche (Spain). International Journal of Environmental Research and Public Health, 18, 9511. <https://doi.org/10.3390/ijerph18189511>
- Navarro-Pedreño, J., Meléndez-Pastor, I., Gómez-Lucas, I. (2012). Impact of three decades of urban growth on soil resources in Elche (Alicante, Spain). Spanish Journal of Soil Science, 2 (1), 55-69. <https://doi.org/10.3232/SJSS.2012.V2.N1.04>
- Olcina Cantos, J., Vera Rebollo, J.F. (2023). Políticas públicas de planificación territorial en la Comunidad Valenciana. Luces y sombras. Cuadernos de Geografía, 110, 129-158. <https://doi.org/10.7203/CGUV.110.25183>
- Peris, M., Añó, C. (2002). Viabilidad de la agricultura ecológica en Enguera y Anna (Comunidad Valenciana). Godoy, Murcia, 341 pp.
- Pascual, J.A., Añó, C., Sanjaime, V., Sánchez, J. (2005a). Estimating soil sealing rates in Mediterranean coastal environments. Preliminary results for Castellón, Spain. En: A. Faz, R. Ortiz, A.R. Mermut (Eds.), Sustainable Use and Management of Soils. Arid and Semiarid Regions. Advances in GeoEcology, 36. CATENA VERLAG, Reiskirchen, 339-346.
- Pascual, J.A., Añó, C., Valera, A., Poyatos, M., Sánchez, J. (2005b). Urban growth (1956-1998) and soil degradation in the municipality of Valencia, Spain. En: A. Faz, R. Ortiz, A.R. Mermut (Eds.), Sustainable Use and Management

- of Soils. Arid and Semiarid Regions. *Advances in GeoEcology*, 36. CATENA VERLAG, Reiskirchen, 347-354.
- Pascual-Aguilar, J.A., Andreu, V.; Gimeno-García, E., Picó, Y. (2015). Current anthropogenic pressures on agro-ecological protected coastal wetlands. *Science of the Total Environment*, 503–504, 190–199. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.07.007>
- Pérez-Hoyos, A., Añó, C. (2007). Degradación de suelos por sellado antropogénico en Sagunto y Canet d'En Berenguer (Valencia): 1956-2004. *Actas del III Simposio Nacional sobre Control de la Degradación de Suelos y la Desertificación*. ULL, CIF y SECS, Fuerteventura, 325-326.
- Riquier, J., Bramao, L., Cornet, S.P. (1970). A new system of soil appraisal in terms of actual and potential productivity. *Soil Resources, Development and Conservation Service*, FAO, Roma, 38 pp.
- Romero Díaz, A., Caballero Pedraza, A., Pérez Morales, A. (2017). Expansión urbana y turismo en la comarca del Campo de Cartagena-Mar Menor (Murcia). *Impacto en el sellado del suelo*. *Cuadernos de Turismo*, 39, 521-546. <https://doi.org/10.6018/turismo.39.290691>
- Romero, J., Melo, C. (2015). Spanish Mediterranean Huertas: theory and reality in the planning and management of peri-urban agriculture and cultural landscapes. *WIT Transactions on Ecology and the Environment*, 193, 585-595. <https://doi.org/10.2495/SDP150501>
- Rossiter, D.G. (1995). Economic land evaluation: why and how. *Soil Use and Management*, 11 (3), 132-140. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.1995.tb00511.x>
- Rossiter, D.G. (1996). A theoretical framework for land evaluation. *Geoderma*, 72, 165-190. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(96\)00031-6](https://doi.org/10.1016/0016-7061(96)00031-6)
- Sánchez Díaz, J., Rubio Delgado, J.L., Martínez Gómez, V., Antolín Tomás, C. (1984). Metodología de Capacidad de Uso de los suelos para la cuenca mediterránea. En *Actas del I Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo*. SECS, Vol., II. Madrid, 937-948.
- Sánchez Díaz, J. (1998). Planificación de usos del suelo. En: *El Suelo como recurso natural en la Comunidad Valenciana*. COPUT (Generalitat Valenciana), Valencia, 88-96.
- Sánchez Díaz, J., Añó Vidal, C. (2021). Los estudios de evaluación de suelos en la Comunidad Valenciana. En: P. García-Fayos, J. Sánchez, J.L. Rubio, M. Verdú (Coord.), *CIDE Centro de Investigaciones sobre Desertificación*. 25 años contribuyendo al conocimiento (1996-2021). CIDE, Valencia, 28-34.
- SIOSE (2015). Manual de control de calidad SIOSE. Versión 3.1. Sistema de Ocupación del suelo en España. https://www.siose.es/SIOSEtheme-theme/documentos/pdf/Man_Control_Calidad_SIOSE_v3.1.pdf.
- Valera, A., Añó, C., Sánchez, J. (2006). Urban growth (1956-2005) and soil degradation. The case of Elche, Spain. En *Proceedings of the International ESSC Conference on "Soil and Water Conservation under Changing Land Use"*. Universitat de Lleida, Lleida, 101-104.
- Valera Lozano, A., Añó Vidal, C., Sánchez Díaz, J. (2011). Crecimiento urbano (1956-2005) y sellado antropogénico del suelo en el municipio de Alacant. *Serie Geográfica*, 17, 97-108.
- Valera Lozano, A., Añó Vidal, C., Sánchez Díaz, J. (2013). Medio siglo (1956-2005) de crecimiento urbano y pérdida de suelo en el litoral mediterráneo español. *El entorno metropolitano de Alacant-Elx*. *Documents d'Anàlisi Geogràfica*, 59 (2), 291-312. <https://doi.org/10.5565/rev/dag.39>
- Valera Lozano, A.; Añó Vidal, C., Sánchez Díaz, J. (2016). Transformación de usos agrícolas tradicionales en superficies construidas. Cambios en los usos y coberturas del suelo en el municipio de Valencia (1956-2012). *Estudios Geográficos*, 281, 671-692. <https://doi.org/10.3989/estgeogr.201623>
- Valera Lozano, A., Añó Vidal, C., Sánchez Díaz, J. (2019). Urban growth (1956-2012) and soil sealing in the metropolitan area of Valencia (Eastern Spain). *Spanish Journal of Soil Science*, 9 (2), 88-104. <https://doi.org/10.3232/SJSS.2019.V9.N2.03>
- Van Diepen, C.A., Van Keulen, H., Wolf, J., Berkhout, J. (1991). Land evaluation: from intuition to quantification. En: B.A. Stewart (Ed.), *Advances in Soil Science* 15. Springer-Verlog, New York, 139-204. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3030-4_4
- Vink, A.P.A. (1963). Aerial photographs and the soil sciences. UNESCO, París, 117 pp.
- Visconti Reluy, F. (2009). Elaboración de un modelo predictivo de la acumulación de sales en suelos agrícolas de regadío bajo clima mediterráneo; aplicación a la Vega Baja del Segura y Bajo Vinalopó. Tesis Doctoral, Universitat de València, Valencia, 309 pp.

Recibido el 23 de febrero de 2023
Aceptado el 22 de noviembre de 2023



**Geología y Arqueología del Terremoto-Tsunami de finales del Siglo IV a.C.
que destruyó la ciudad Romana de *Baelo Claudia* (Cádiz, Sur España)**

*Geology and Archaeology of the late 4th century CE Earthquake-Tsunami event
that struck the ancient roman city of Baelo Claudia (Cádiz, South Spain)*

Silva, P.G.⁽¹⁾, Reicherter, K.⁽²⁾, García-Jiménez, I.⁽³⁾, Prados Martínez, F.⁽⁴⁾,
Pérez-Tarruella, J.⁽⁵⁾, Sánchez-Sánchez, Y.⁽⁵⁾

(1) Dpto. Geología, Universidad Salamanca, Escuela Politécnica Superior de Ávila, 05003-Ávila España. pgsilva@usal.es

(2) Neotectonics and Natural Hazards, Dept. of Geosciences and Geography, RWTH Aachen University,
Aachen, Alemania. k.reicherter@nug.rwth-aachen.de

(3) Conjunto Arqueológico de *Baelo Claudia* (CABC), Agencia Andaluz de Instituciones Culturales,
Ensenada de Bolonia, Tarifa, Cádiz, España. ivan.garcia@juntadeandalucia.es

(4) Instituto Universitario de Investigación en Arqueología y Patrimonio Histórico. Univ. de Alicante.
Campus de San Vicente del Raspeig. 03690 Alicante. fernando.prados@ua.es

(5) Dpto. Geología, Universidad Salamanca, Facultad de Ciencias, Salamanca, 37008-Salamanca, España

Resumen

El presente trabajo resume el conjunto de nuevas investigaciones geológicas y arqueológicas que certifican la ocurrencia de un potente evento terremoto-tsunami que devastó la antigua ciudad romana de *Baelo Claudia* (Estrecho de Gibraltar) en la segunda mitad del siglo IV d.C. Aparte de las importantes deformaciones cosísmicas documentadas en forma de deformaciones en los restos arquitectónicos (EAEs) el presente estudio se centra en los efectos y registro sedimentario del tsunami que acompañó al terremoto. El análisis de los depósitos de tsunami en sondeos y afloramientos de la parte baja de la ciudad indican que este alcanzó una altura mínima de + 8 m por encima del nivel del mar y que penetró al menos 250 m hacia el interior alcanzando la base de los templos en la zona del Foro. Sin embargo, en los pequeños arroyos que se encuentran en la zona y en la antigua laguna litoral oriental la inundación pudo penetrar hasta algo más de un kilómetro. La capa del tsunami ha sido bien documentada dentro y fuera de la ciudad en trabajos anteriores y se encuentra bien. La tsunamita es un depósito arenoso cohesivo oscuro (de 28 a 52 cm de grosor) que contiene fragmentos de cerámica, huesos de pescado y de animales, cristalería, ladrillos y grandes bloques de mampostería y tambores de columnas. La capa también contiene conjuntos microfaunísticos con una mezcla de foraminíferos bentónicos y planctónicos, así como gasterópodos lagunares de agua salobre y numerosos restos de conchas y foraminíferos rotos reelaborados. Los datos



presentados en este trabajo indican que la capa del paleotsunami se compone principalmente de arenas finas-medias bien redondeadas procedentes de la reelaboración de depósitos eólicos y de las antiguas playas y barras litorales que en época romana cerraban la antigua bahía. Interpretamos que la mayoría de los depósitos de tsunami son depósitos de backwash (retroceso de la ola) que quedaron atrapados entre las ruinas de la ciudad y especialmente a lo largo del Decumano Máximo, Termas marítimas y Mausoleo de *Iunia Rufina* en la necrópolis oriental de la ciudad. Los hallazgos arqueológicos en este monumento derribado por el terremoto y posterior tsunami permiten establecer la edad de este suceso entre los años 350 - 390 AD.

Palabras clave: Arqueosismología, Efectos Arqueológicos de los Terremotos (EAEs), Tsunamita, Baelo Claudia, Estrecho de Gibraltar, Sur de España.

Abstract

This paper summarizes the set of new geological and archaeological studies that certify the occurrence of a powerful earthquake-tsunami event that devastated the ancient Roman city of Baelo Claudia (Strait of Gibraltar) in the second half of the 4th century AD. Apart from the important coseismic deformations documented in the architectural remains (EAEs), the present study focuses on the effects and sedimentary record of the subsequent tsunami. Analysis of tsunami deposits in drill cores and outcrops along the lower part of the city indicate that the tsunami reached a minimum height of + 8m above sea level and penetrated at least 250 m inland reaching the base of the temples above the Forum area. However, in the small creeks around the area and in the ancient eastern littoral lagoon, flooding could have penetrated up to about one kilometre. The tsunami layer is a dark cohesive sandy deposit (28 to 52 cm thick) containing fragments of pottery, fish and animal bones, glassware, bricks and large boulders of masonry blocks and column drums. The layer also contains microfaunal assemblages with a mixture of benthic and planktonic foraminifera as well as lagoonal brackish-water gastropods and numerous shell debris and broken reworked foraminifera. Data presented in this work indicate that the tsunami layer is mainly composed of well-rounded fine-medium sands originating from the reworking of aeolian and littoral beach deposits of the old roman spit-bar enclosing the ancient embayment. We interpret most of the tsunami layer as backwash deposits trapped within the ruins of the city after the earthquake destruction, as testified by recent excavations along the decumanus maximum, Termas Marítimas and the funerary mausoleum of *Iunia Rufina* in the eastern necropolis. The archaeological findings in this funerary monument toppled by the earthquake and the subsequent tsunami allow to establish the age of this event between 350 - 390 AD.

Key words: Archaeoseismology, Earthquake Archaeological Effects (EAEs), Tsunamite, Baelo Claudia, Gibraltar Strait, South Spain.

1. Introducción

Baelo Claudia constituye uno de los conjuntos arqueológicos romanos más importantes de la zona del Estrecho de Gibraltar. Según antiguas referencias (Estrabón) era el punto de embarque para el paso del Estrecho durante época romana. La ruta *Baelo-Tingis*, la actual Tánger en la antigua Mauritania. Además, *Baelo* era un auténtico foco comercial que se nutría de la rica industria de la salazón de pescado y de

la producción de *garum*, la salsa de pescado fermentada tan popular en el mundo romano. La ciudad adquirió su máximo esplendor a partir de la segunda mitad del siglo I d.C. cuando el emperador Claudio le concedió el rango de *municipium* (Sillières, 1997; 2005). En este periodo se procedió a la monumentalización de la ciudad. Muralla, templos, *Foro*, termas, *Basílica*, *Curia*, *Macellum*, Teatro, *cardos* y *decumanus* etc. fueron reforzados, ampliados o nuevamente contruidos. Excepto

la breve mención citada del historiador Estrabón (año 18 d.C.) y algún que otro epígrafe, no existe documentación escrita sobre *Baelo Claudia*. Toda su historia se encontraba enterrada entre sus restos, sus ruinas. La historia ha tenido que reconstruirse piedra a piedra, vasija a vasija, moneda a moneda, losa a losa, con la labor de innumerables excavaciones arqueológicas y trabajos científicos realizados desde que a inicios del siglo XX el arqueólogo hispano-británico Jorge Bonsor y el arqueólogo francés Pierre Paris empezaran a estudiar la zona (París et al., 1923).

Estos estudios indican que la ciudad romana experimentó dos grandes periodos: uno anterior y otro posterior a la adquisición de su condición de municipio romano en el que la ciudad disfrutó su mayor prosperidad. Este periodo de bonanza se extendió hasta finales del siglo IV d.C. y curiosamente se abrió y culminó consecuencia de dos importantes catástrofes: Los dos grandes terremotos que afectaron a esta ciudad romana en los siglos I y IV d.C. (Menanteau et al., 1983; Sillières, 2005; Silva et al., 2005; 2009). Estos dos terremotos quedaron especialmente preservados en la parte baja de la ciudad, a orillas del mar, y muy especialmente de su vía decumana principal o “*decumanus maximus*”, que enlazaba la puerta de *Gades* (Oeste) y *Carteia* (Este) de la ciudad a cuya vera se levantaban las necrópolis más importantes extramuros (Fig. 1). En este trabajo nos centraremos en los efectos y registro a lo largo de la vía decumana y zonas adyacentes del segundo terremoto acaecido entre los años 360 y 390 d.C. (Menanteau et al., 1983; Silva et al., 2005; 2016; Prados et al., 2020). Este segundo terremoto vino acompañado por un importante tsunami que arrasó toda la parte baja, anteriormente monumentalizada, de la ciudad (Röth et al., 2015; Silva et al., 2022; Reicherter et al., 2022). Esta catástrofe culminó en la destrucción, ruina y casi total abandono de la zona sur de *Baelo Claudia*. El proceso se solapó al proceso de declive del imperio romano en occidente y que prácticamente acabó con el fin del periodo romano en esta zona de la Península Ibérica. Los monumentos de la ciudad

romana no fueron reconstruidos y entre sus ruinas se construyó un discreto poblado medieval de pescadores del que se registran necrópolis visigodas extramuros de los siglos VI-VII d.C. Tras estas ocupaciones la zona prácticamente quedó despoblada tras la invasión musulmana del siglo VIII d.C. (Sillières, 1997). Los nuevos hallazgos arqueológicos y dataciones geológicas del segundo evento sísmico en la necrópolis oriental permiten asegurar que el evento tuvo lugar muy a finales del siglo IV (datos arqueológicos) o muy a principios del siglo V (dataciones C¹⁴). Así los trabajos más recientes se refieren a él de forma genérica como el terremoto-tsunami del año 400 d.C. (Prados et al., 2020; Reicherter et al., 2022).

2. La paleogeografía de la Bahía de Bolonia en época Romana: aspectos a tener en cuenta

Para entender propiamente los efectos del terremoto-tsunami de finales del siglo IV, tenemos que situar la ciudad romana en su antiguo contexto paleogeográfico, incluyendo las relaciones de su tejido urbano con el antiguo trazado del litoral. Diferentes investigaciones que incluyen el análisis de fotografías aéreas, imágenes satélites, prospecciones geofísicas del subsuelo (georadar y tomografía eléctrica), análisis geoarqueológicos, excavaciones arqueológicas e incluso arqueología submarina en el interior de la Bahía de Bolonia, han permitido reconstruir el paisaje litoral de la zona en época romana (e.g. Alonso Villalobos et al., 2003; Silva et al., 2005; 2009; 2015; 2016; Röth et al., 2015; Reicherter et al., 2022).

La Figura 1 ofrece una imagen de la paleogeografía de la zona en época romana, poniendo de relieve tres puntos principales que articulaban el entramado urbano con el litoral:

- (a) Existencia de **antiguas barras litorales** pocos cientos de metros por delante de la línea de costa actual que daba lugar a una **bahía protegida** del oleaje muy apta para **zona portuaria**. En la actualidad se encuentran sumergidas en la actual bahía y

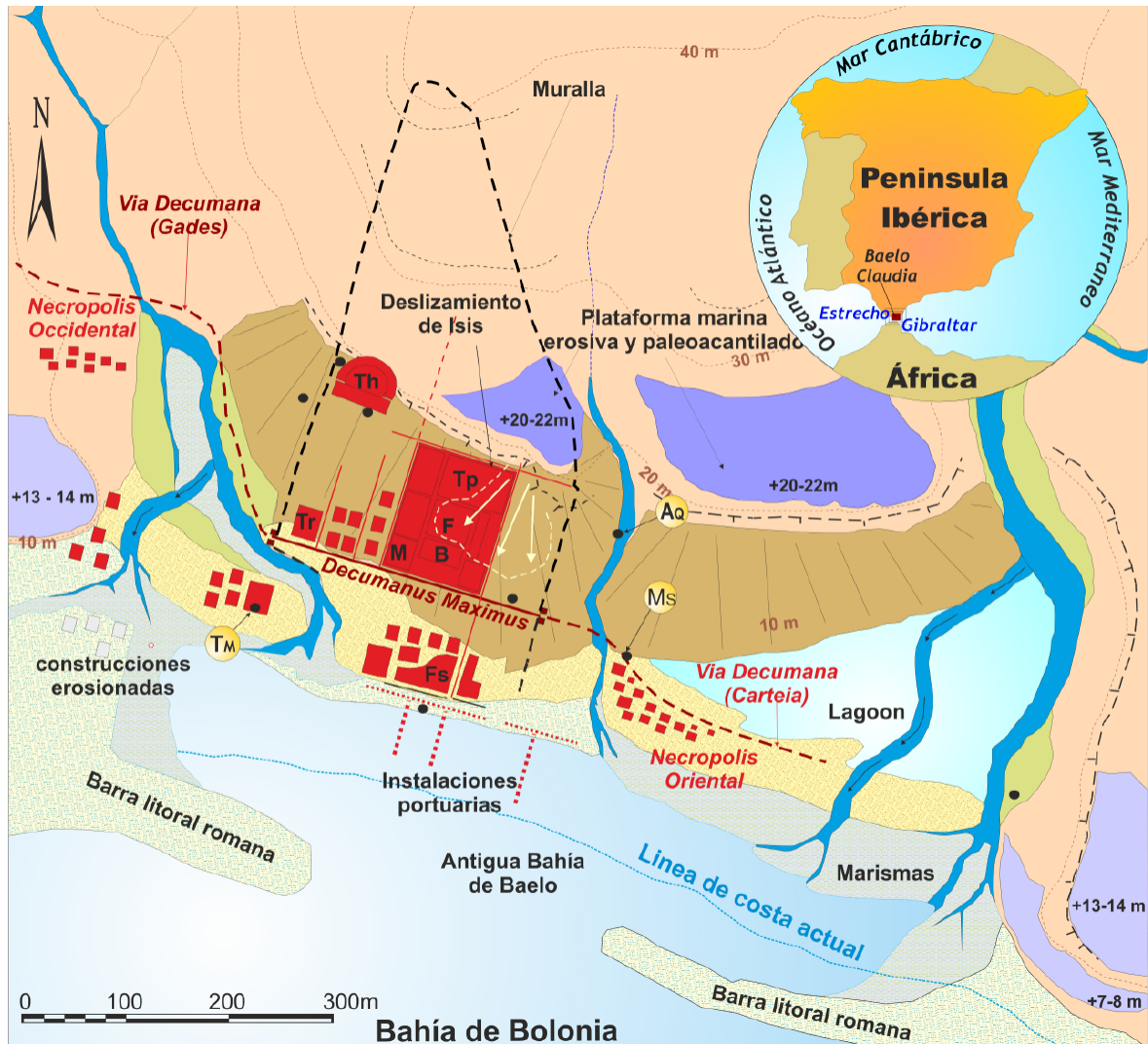


Figura 1: Paleogeografía de la antigua Bahía de Bolonia en época romana (siglos II-V d.C.) antes del terremoto-tsunami del año 400 d.C. mostrando la localización de la ciudad entre los distintos cursos fluviales y masas de agua (lagunas litorales, estuarios-marismas) que rodeaban la ciudad y necrópolis. AQ: Acueducto dañado; DM: Decumanus maximus; MS: Mausoleo Iunia Rufina; TM: Thermas marítimas. Tp: Templos; F: Foro; B: Basílica; M: Macellum; Tr: Termas; Th: Teatro. Modificado de Silva et al. (2016). Ver leyenda en Fig. 2.

Figure 1: Paleogeography of the ancient Bolonia Bay in Roman times (2nd-5th century CE) before the earthquake-tsunami of 400 AD showing the location of the city among the different river courses and bodies of water (coastal lagoons, estuaries-marshes) surrounding the city and necropolis. AQ: Damaged aqueduct; DM: Decumanus maximus; MS: Mausoleum Iunia Rufina; TM: Maritime thermal baths. Tp: Temples; F: Forum; B: Basilica; M: Macellum; Tr: Baths; Th: Theater. Modified from Silva et al. (2016). See legend in Fig. 2.

forman una serie de barras arenosas muy irregulares que pueden llegar a emerger parcialmente en momentos de marea muerta (marea baja mínima).

(b) Existencia de un cordón litoral de playas y sistemas dunares que delimitaba la línea

de costa por el interior de la antigua bahía (Fig. 2). Este se encontraba fuertemente antropizado y sobre él se encontraban las instalaciones portuarias, fábricas de salazones, termas marítimas y la necrópolis oriental. En esta zona el cordón litoral cerraba una antigua laguna litoral

de poca profundidad (lagoon) y quedaba a modo de isla o “*Isola Sacra*” (Prados *et al.*, 2011). Por el interior de este antiguo cordón litoral discurría la “*via decumana*” que atravesaba de Oeste (*Puerta de Gades*) a Este (*Puerta de Carteia*) la ciudad. Con posterioridad al abandono progresivo de la ciudad, a partir del siglo VII toda la parte baja de la ciudad quedaría cubierta por un importante sistema de dunas que, alcanzando alturas de hasta 4-5 metros sepultarían la zona. Las primeras excavaciones de Jorge Bonsor se centraron en desmontar el sistema dunar para desenterrar los restos arqueológicos (Sillières, 1997).

- (c) Hacia el interior el entramado urbano se encontraba aterrazado aprovechando la existencia de una serie de **antiguas terrazas marinas** que se situaban a altitudes de +5-6 m (*Decumanus*, *Foro Basílica*, etc.), +13-14 m (Teatro y Templos) y +20-22 m que conformaba un antiguo paleoacantilado a cuyo pie se extendía la parte baja de la ciudad construida y monumentalizada en las terrazas inferiores durante la segunda mitad del siglo I d.C (Fig. 3). El nivel marino de +20-22 m ocupaba la parte más alta de la ciudad, actualmente muy poco excavada. Estudios geocronológicos (dataciones Th/U) en estos depósitos marinos a lo largo del Estrecho de Gibraltar (Zazo *et al.* 1999; 2008) indican que estas terrazas marinas escalonadas corresponden al último interglaciador (c. 126 - 80 ka). Solo la plataforma erosiva superior a +20-22 m puede adscribirse al Pleistoceno Medio con una edad superior a los 130 ka (Zazo *et al.* 1999; Silva *et al.*, 2005).
- (d) Durante y con posterioridad a la ruina de la ciudad provocada por el evento sísmico de finales del siglo IV d.C. comienza a formarse un importante **depósito de ladera (coluvión)** a partir del paleoacantilado asociado al nivel de +20-22 m que acaba por cubrir total o parcialmente la parte baja de la ciudad y por tanto enmascarando el aspecto aterrazado de la misma

(Silva *et al.*, 2005; 2016). Este coluvión post-romano llegó a colmar el antiguo lagoon oriental de la ciudad y en la zona urbana, se extendió hasta la zona del *Decumanus* donde se interdigitaba con los sistemas de dunas (Figs. 1 y 2). Por otro lado, el trazado E-O en la parte baja de la ciudad hizo de la *via decumana* una importante trampa de sedimentos. En ella confluyen los depósitos del cordón litoral romano, los depósitos de ladera depositados después del abandono de la ciudad y las arenas eólicas de las dunas post-romanas que lo cubrieron todo. Entre estos depósitos cabe destacar un cuarto tipo de material las **tsunamitas** del evento sísmico que se analiza en este trabajo que quedaron atrapadas entre los enlosados del siglo IV d.C. y los mencionados depósitos que las cubren (Roth *et al.*, 2015; Silva *et al.*, 2022).

Un último aspecto a tener en cuenta es que toda la zona monumental baja de la ciudad se construyó sobre las ruinas que dejó el antiguo terremoto de mediados de siglo I d.C. Análisis arqueológicos y geoarqueológicos indican que un primer terremoto ocurrió entre los años 45 y 60 d.C. Sillières (1997; 2005) y la construcción del nuevo Municipio Romano se cimentó sobre un extenso “**nivel de demolición**” constituido por una amalgama de escombros (Fig. 3), que sirvió para nivelar topográficamente toda la parte baja de la ciudad sobre la que construir los nuevos Templos, *Foro*, *Basílica*, *Curia*, *Macellum* y *Decumanus* (Silva *et al.*, 2005; Silva *et al.*, 2009). Los trabajos estratigráficos de Sillières (1997; 2005) certifican que todas las construcciones anteriores de “época augusta” correspondientes a la primera mitad del siglo I d.C., fueron arrasadas y niveladas, encentrándose cubiertas por al menos 1 m de escombros, sobre el que se cimentaron las nuevas edificaciones. Similares “horizontes de demolición” son descritos en el Mediterráneo Oriental y Oriente Medio en el proceso de reconstrucción de importantes ciudades afectadas por grandes terremotos y tsunamis. Importantes ejemplos los encontramos en la denominada “*Crisis*

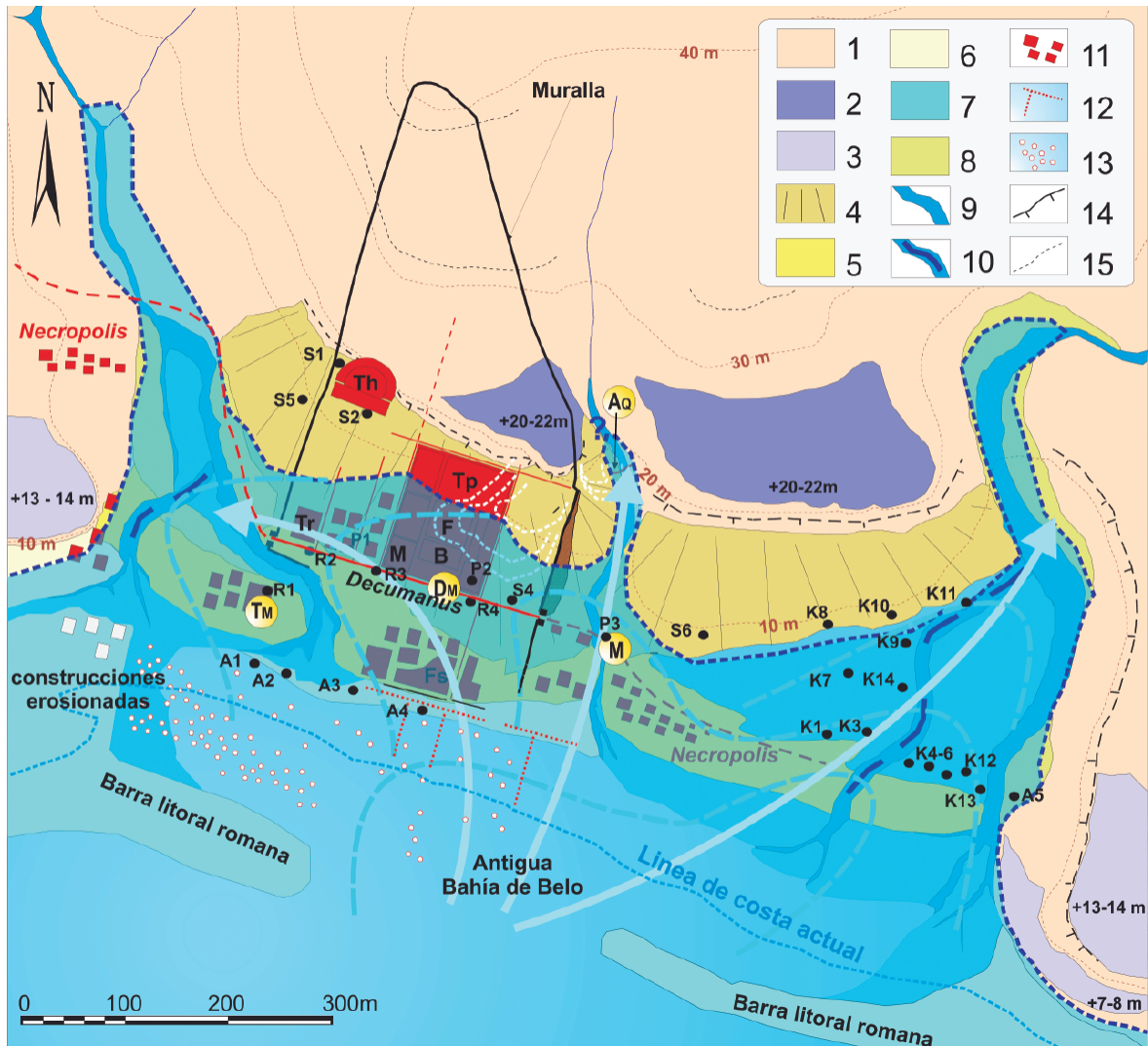


Figura 2: Paleogeografía de Baelo Claudia en época romana (siglo II-V d.C.) mostrando la zona inundada por el tsunami del 400 d.C. de una altura estimada máxima de +8 m en el interior del entramado urbano. **Leyenda:** 1 Sustrato Bético (Fm. Almachal. Cretácico-Eoceno), 2 y 3 Terrazas marinas pleistocenas, 4 Coluviones postromanos, 5 Barrera de playa (c. 4 ka BP) 6 Depósitos romanos de espigón y playa, 7 Llanuras de inundación costeras de lagunas, marismas y ríos, 8 Terrazas fluviales modernas, 9 Canales activos, 10 Paleocanales, 11 Edificios romanos, 12 Amarres portuarios, 13 Sillares y bloques sumergidos posiblemente arrastrados por el tsunami, 14 Escarpes, 15 Zonas inundadas por el tsunami. Sondeos **S1-S5** en Silva *et al.* (2005); **A1-A5** sitios de muestreo Alonso-Villalobos *et al.* (2003); **R1-R4** sitios de muestreo Röth *et al.* (2015); **K1-K11** sondeos Reicherter *et al.* (2022); **P1-P3** sitios de muestreo Silva *et al.* (2022).

AQ: Acueducto dañado; **DM:** Decumanus maximus; **M:** Mausoleo Iunia Rufina; **TM:** Thermae maritimas.

Figure 2: Paleogeography of Baelo Claudia in Roman times (2nd-5th century A.D.) showing the area inundated by the tsunami of 400 A.D. with an estimated maximum height of +8 m inside the urban fabric. **Legend:** 1 Betic substratum (Almachal Fm. Cretaceous-Eocene), 2 and 3 Pleistocene marine terraces, 4 Post-Roman colluvium, 5 Beach barrier (c. 4 ka BP) 6 Roman breakwater and beach deposits, 7 Coastal floodplains of lagoons, marshes and rivers, 8 Modern fluvial terraces, 9 Active channels, 10 Paleochannels, 11 Roman buildings, 12 Port moorings, 13 Submerged ashlar and blocks possibly washed away by tsunami, 14 Escarpments, 15 Tsunami inundated areas. Boreholes S1-S5 in Silva *et al.* (2005); A1-A5 sampling sites Alonso-Villalobos *et al.* (2003); R1-R4 sampling sites Röth *et al.* (2015); K1-K11 Boreholes Reicherter *et al.* (2022); P1-P3 sampling sites Silva *et al.* (2022). **AQ:** damaged aqueduct; **DM:** Decumanus maximus; **M:** Mausoleum Iunia Rufina; **TM:** Maritime thermae.

Paroxismica Bizantina” (*‘Early Byzantine Tectonic Paroxsym’*) que asoló el Mediterráneo Oriental durante la segunda mitad del siglo IV d.C. (Pirazzoli *et al.*, 1996; Stiros, 2001).

Durante este periodo de importante sismicidad se produjo el famoso terremoto-tsunami de Creta del 21 de Julio del 365 d.C. de magnitud igual o superior a 8,5 Mw (Stiros, 2010). El tsunami arruinó litorales, instalaciones portuarias en gran parte de la cuenca mediterránea oriental como Creta, Chipre, Grecia, Egipto, Libia, Túnez, Italia y Sicilia (Kelly, 2004). Curiosamente los primeros catálogos sísmicos españoles recogen este gran evento sísmico que según el historiador romano *Amiano Marcelino* afectó a las costas de Málaga, Granada, Almería (Galbis, 1932; Kelly, 2004). Ante la coincidencia de fechas Menanteau *et al.* (1983) relacionaron inicialmente la destrucción de *Baelo Claudia* con el histórico evento de Creta. Trabajos posteriores indican que no existen datos arqueológicos que justifiquen daños de este tsunami más al Oeste del Estrecho de Sicilia (Stiros, 2001; 2010). Actualmente, el **terremoto de Creta del año 365 d.C.** ha desaparecido del Catálogo de Terremotos históricos de la Península Ibérica (Martínez Solares y Mezcua, 2002) y no se considera como causa de destrucción de *Baelo Claudia*. Los estudios existentes apuntan

a un terremoto cercano (local) ocurrido mar adentro en las inmediaciones de la Bahía de Bolonia a finales del siglo IV d.C. (Silva *et al.*, 2009; Grützner *et al.*, 2012) y que más recientemente hemos denominado de forma genérica el terremoto-tsunami del año 400 d.C. (Prados *et al.*, 2020; Reicherter *et al.*, 2022).

Así pues, esta ciudad romana experimentó los efectos contiguos de un terremoto y posterior tsunami. Aunque no tuvo las dimensiones de los modernos terremoto-tsunami de Indonesia 2004 o Japón 2011, este tuvo muy importantes consecuencias en la antigua Bahía de Bolonia. Este evento tiene un **doble registro** en la ciudad romana y muy especialmente a lo largo de la ***via decumana*** e instalaciones anexas en la parte baja de la ciudad paralelas al litoral. Un **primer tipo de efecto** serían los efectos del terremoto sobre enlosados y construcciones o lo que se denominan efectos arqueológicos de los terremotos (EAEs - *Earthquake Archaeological Effects*; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2011) estudiados y catalogados en el yacimiento por Silva *et al.* (2009; 2016; 2019) y Giner Robles *et al.* (2013; 2018). Un **segundo tipo de efecto** lo constituirían los sedimentos dejados por el tsunami atrapados en el decumano y zonas anexas (Termas marítimas y Necrópolis oriental) analizados por Röth *et al.* (2015), Silva *et al.* (2022) y descri-

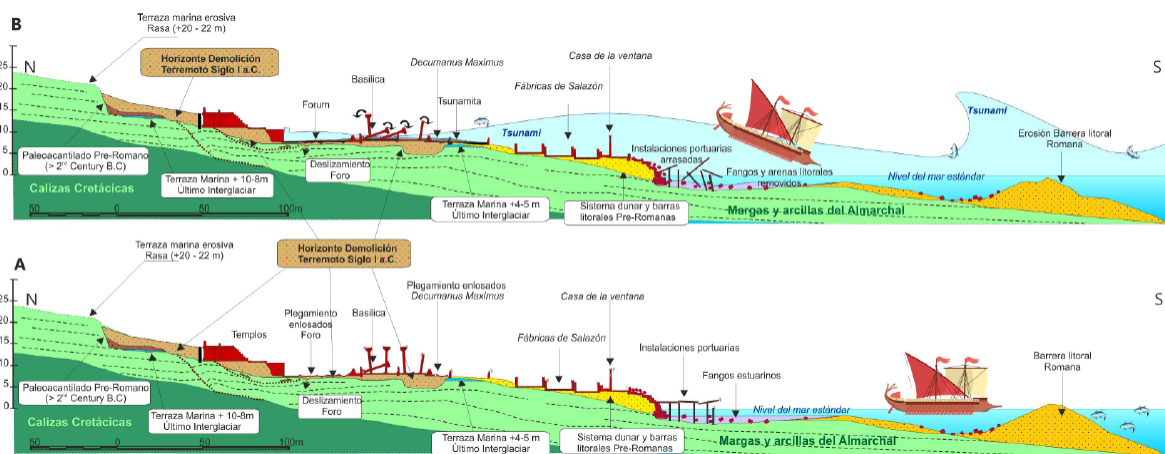


Figura 3: Cortes geológicos N-S mostrando los materiales y efectos del terremoto (A) y posterior tsunami (B) durante finales del siglo IV d.C.

Figure 3: N-S geological cross-sections showing the materials and effects of the earthquake (A) and subsequent tsunami (B) during the late 4th century AD.

tos en detalle mediante sondeos y dataciones en Reicherter *et al.* (2022). La figura 4 ilustra los diez principales lugares en los que existe un registro geoarqueológico importante de las deformaciones e inundación ocasionadas por el evento sísmico en relación con la vía decumana y estructuras colindantes. Solo el acueducto romano escapa de estas dos categorías, ya que se trata de una estructura arrasada por la penetración y retroceso del tsunami situado unos metros tierra adentro de la vía decumana (Silva *et al.*, 2022).

3. Las huellas del terremoto de finales del siglo IV d.C.

Son multitud los ejemplos de estructuras de deformación generadas en los edificios y enlosados de la ciudad por este terremoto, catalogadas como EAEs (Silva *et al.*, 2016; 2019). Entre ellas caben destacar los efectos de deformación y plegamiento de los enlosados de los pavimentos (estructuras tipo pop-up) en el decumano y foro, marcas de impacto por caídas orientadas de sillares, así como roturas y fracturación orientadas de los enlosados (Silva *et al.*, 2009; 2016; 2019). Aquí únicamente nos centraremos en aquellas que afectan al *decumanus maximus*.

Esta vía principal de la ciudad esta pavimentada con grandes losas de geometría irregular, las cuales permiten reconocer un buen número de EAEs ligados a la deformación de la zona pavimentada (Figs. 3 y 4). Como ya se indicó en diferentes estudios (Silva *et al.*, 2005; 2009), la geometría irregular del enlosado de la vía decumana permite un registro de direcciones de deformación más fidedignas que las que se obtienen a partir del enlosado rectangular del Foro. En este, el enlosado rectangular E-O/N-S condicionó las direcciones de plegamiento. De esta forma las estructuras de plegamiento (sinclinales y anticlinales) del *Decumanus* se orientan preferentemente en dirección NO-SE indicando una dirección máxima de deformación NE-SO (Fig. 5). Los pliegues se encuentran extendidos a lo largo de todo el Decumanus, y la mayoría de ellos

presentan orientaciones similares a las definidas en el mercado y en la zona sur de la Foro y en la plaza de la Basílica (Silva *et al.*, 2009; Giner-Robles *et al.*, 2013). El análisis del modelado digital de las deformaciones del decumano muestran direcciones y amplitudes de plegamiento muy acordes a las de ondas sísmicas superficiales provenientes del SSO (Sánchez-Sánchez *et al.*, 2022). No obstante, también se registran estructuras plegadas y subsidencias más marcadas condicionadas por la presencia de estructuras de drenaje subterráneas (Giner-Robles *et al.*, 2017). En estos casos las deformaciones han sido exageradas por la erosión y lavado posterior de los sedimentos alrededor de tales estructuras.

Aparte de las notorias estructuras de plegamiento otros EAEs quedan registrados en el decumano indicándonos el origen sísmico de las deformaciones, como pueden ser: **(a)** fracturación por cizalla de losas individuales; **(b)** roturas orientadas en las esquinas de losas individuales; y **(c)** marcas de impacto por caída de elementos (Fig. 5). Todos estos EAEs indican un movimiento preferente del terreno en dirección NNE-SSO coincidente con las direcciones de plegamiento del enlosado. Las marcas de impacto por la caída orientada de los capiteles de las columnatas del Mercado (Macellum) y Basílica, todas hacia el SO/SSO indican que esta es la dirección preferente de donde procedía el movimiento del terreno (sacudida sísmica). Es decir, indican una fuente sísmica situada mar adentro en la Bahía de Bolonia (Silva *et al.*, 2005; 2009). Investigaciones geofísicas offshore (Grützner *et al.*, 2012; Silva *et al.*, 2016) han reconocido varias fallas normales de dirección N-S en el interior de la Bahía de Bolonia que también podrían considerarse como potenciales fuentes sísmicas del terremoto-tsunami.

Un aspecto muy importante que considerar sobre este conjunto de deformaciones en enlosados y pavimentos es que estos se produjeron sobre un nivel de escombros poco compactados. Así es, todas las deformaciones en decumano, basílica, foro y en general sobre la

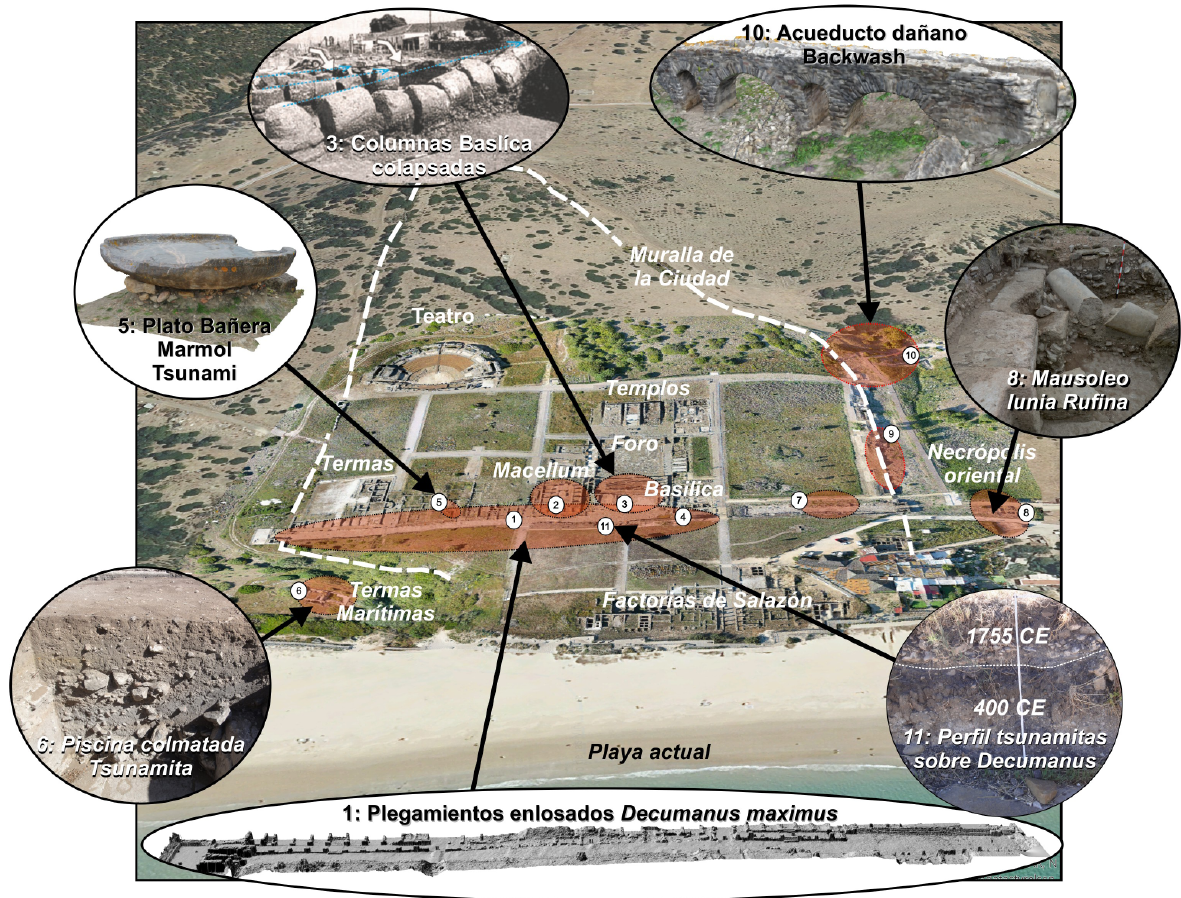


Figura 4: Vista aérea del conjunto arqueológico romano de Baelo Claudia desde el Sur (Mar) mostrando los diez lugares principales donde se observan los efectos del terremoto y posterior tsunami a lo largo de la vía decumana y zonas anexas. Modificada de Sánchez-Sánchez *et al.* (2022).

Figure 4: Aerial view of the Roman archaeological site of Baelo Claudia from the south (Sea) showing the ten main locations where the effects of the earthquake and subsequent tsunami can be observed along the via decumana and adjacent areas. Modified from Sánchez-Sánchez *et al.* (2022).

parte baja de la ciudad afectaron a un nivel de relleno romano de bajas prestaciones geotécnicas. Es el nivel denominado “**nivel de demolición**” que se ejecutó durante las labores de nivelación del terreno para la reconstrucción y monumentalización de la ciudad tras el terremoto de la segunda mitad del siglo I d.C. (Silva *et al.*, 2005; 2016). Sin la existencia de este nivel de relleno antrópico, de bajas capacidades geotécnicas, las estructuras de deformación del terremoto de finales del siglo IV d.C. no serían tan evidentes. En otras palabras, este nivel de escombros poco compactados amplificó las deformaciones (pliegues y pop-ups) que afectan al decumanus aumen-

tando además la destrucción de la parte baja de la ciudad.

Las catas arqueológicas realizadas en el extremo SE del Foro identifican estructuras de deformación sinsedimentarias (pseudo-convolutas) asociadas a deformaciones muy marcadas del enlosado. Estas estructuras fueron inicialmente interpretadas como procesos de soliflucción por Menanteau *et al.* (1983) acorde a las características vérticas - expansivas y pobres propiedades geotécnicas del nivel de demolición y el sustrato arcilloso de la zona. No obstante, estas se pueden clasificar como estructuras de deformación cósmicas. Si-

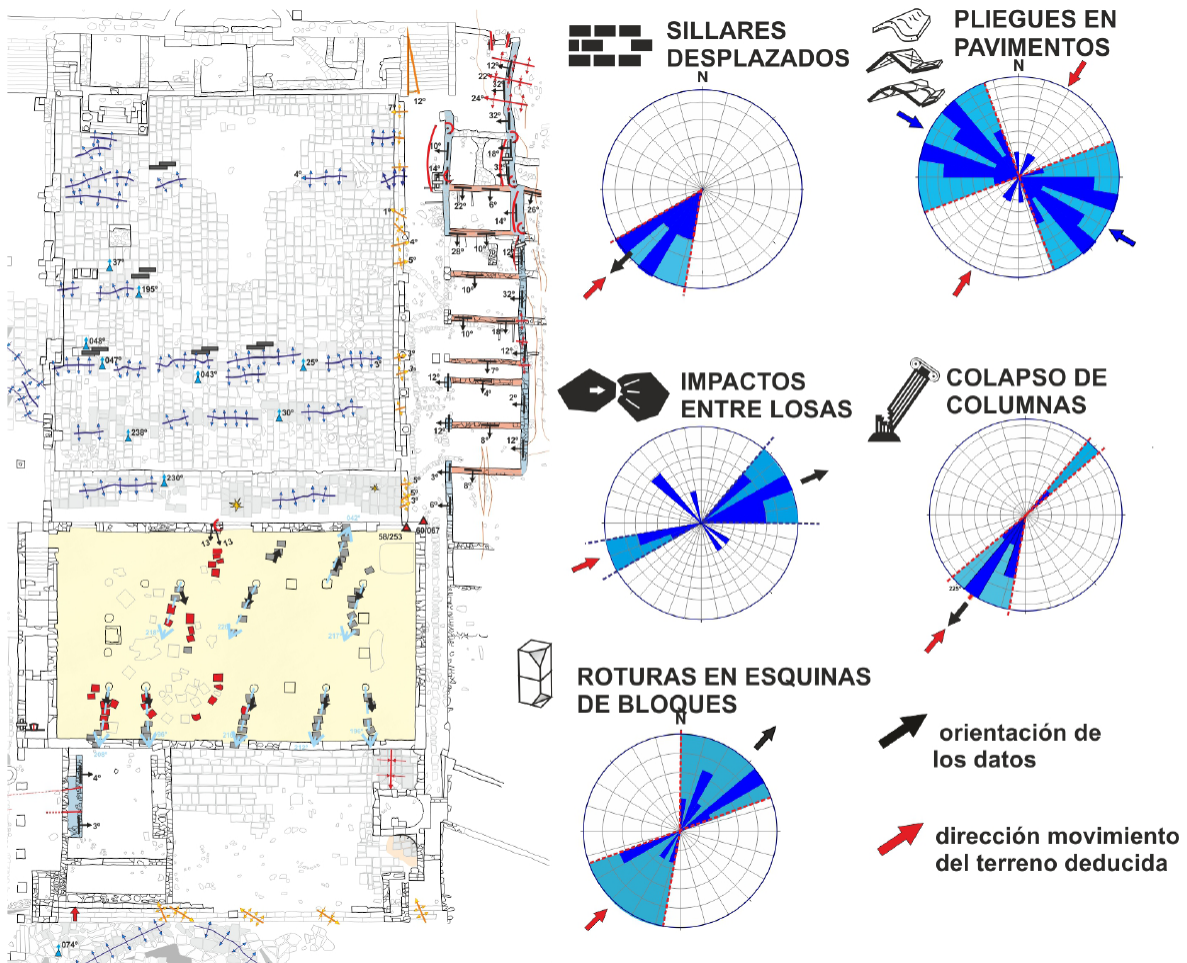


Figura 5: Cartografía de las deformaciones en la zona de la Basílica y Foro al norte del decumanus maximus resultado de varios tipos de EAEs: sillares desplazados, pliegues en pavimentos, impactos entre losas, colapso de columnas (caídas orientadas) y roturas en esquinas de bloques. Los diagramas de la parte izquierda indican la coherencia estadística en la orientación de daños de los diferentes efectos arqueosismológicos evidenciando su claro carácter cósmico. Modificado de Giner-Robles et al. (2018).

Figure 5: Map of the deformations in the area of the Basilica and Forum north of the decumanus maximus resulting from various types of EAEs: displaced ashlars, folds in pavements, impacts between slabs, collapse of columns (oriented falls) and dipping broken corners in blocks. The diagrams on the left indicate the statistical coherence in the damage orientation of the different archeoseismological effects, evidencing their clear co-seismic character. Modified from Giner-Robles et al. (2018).

milares abombamientos del enlosado se observan en la zona del decumanus situada inmediatamente al sur de la plaza de la Basílica (Giner-Robles et al., 2013; 2018).

La Figura 5 muestra la serie de deformaciones (EAEs) que se registran en la Plaza de la Basílica, Basílica y Foro, inmediatamente al norte de la vía decumana. En ella se observan los

plegamientos de los muros N-S de la galería de tiendas de la zona oriental del Foro, así como la significativa ondulación y plegamiento del antiguo pavimento romano, con estructuras de pop-ups claramente cósmicas. Esta importante perturbación de enlosados y muros es reflejo del comportamiento plástico del sustrato y pavimento romano (plegamiento) y frágil de las estructuras murarias suprayacen-

tes, en la que el deslizamiento diferencial de los sillares acomoda la deformación mediante fracturación intra e interbloque (Giner-Robles *et al.*, 2013).

4. Las huellas del tsunami de finales del siglo IV d.C.

La hipótesis de que un importante tsunami acompañó al segundo terremoto que asoló *Baelo Claudia*, empezó a tomar fuerza a partir de la excavación de las termas marítimas situadas extramuros en la zona más próxima al litoral del conjunto urbano entre los años 2010 y 2012 (Bernal *et al.*, 2017). La piscina principal de la terma se encontraba totalmente rellena por escombros y sedimentos que presentaban anómalas estructuras tractivas hacia el mar y contenían restos de maderos que fueron datados entre los años 129 y 338 d.C y restos arqueológicos atribuibles a una fecha cercana al 400 d.C. (Röth *et al.*, 2015; Silva *et al.*, 2016; Bernal *et al.*, 2017). Estos autores advirtieron que sedimentos similares se encontraban recubriendo el decumanus en prácticamente toda su extensión aflorando en la pared sur del mismo aun sin excavar y que actualmente queda como “testigo estratigráfico” del tsunami. Análisis al microscopio de los sedimentos permitieron clasificarlos como un depósito de tsunami (tsunamita) ya que entre los diversos elementos contenía mezcla de microfauna marina (foraminíferos)

tanto planctónicos como bentónicos. Los foraminíferos son de especial interés, especialmente las formas planctónicas cuya presencia en sedimentos litorales son indicativas de procesos de alta energía tipo EWE (Extreme Wave Events) y muy especialmente de eventos de tipo tsunami (e.g. Lario *et al.* 2010; Smedile *et al.* 2020).

4.1. El Nivel de Tsunami (Tsunamita)

La tsunamita de *Baelo Claudia* se encuentra caracterizada por un “nivel negruzco” de 30 a 42 cm de espesor rico en materia orgánica, multitud de restos arqueológicos y elementos fósiles. Este nivel se encuentra en prácticamente todos los afloramientos de la ciudad al Sur y al Este del decumanus incluyendo los rellenos de las termas marítimas (Röth *et al.*, 2015) y los niveles de destrucción del mausoleo de *Iunia Rufina* (Prados *et al.*, 2020) en la necrópolis oriental (Fig. 4). Los datos de excavaciones anteriores indican que este nivel negruzco también se encontraba recubriendo directamente los enlosados del Foro y la Basílica (Menanteau *et al.*, 1983; Sillières, 1997; Silva *et al.*, 2005), cubriendo y englobando multitud de elementos (sillares, tambores de columnas, capiteles, etc..) caídos durante el terremoto y/o arrastrados por el posterior tsunami (Fig. 6). Muchas marcas de impacto en los enlosados por la caída de capiteles y tambores de las columnas en el *Foro*, *Basílica*, *Macellum* y *Decumanus*, indican que tales



Figura 6: Depósito de tsunami con grandes sillares y bloques de construcción en la parte oriental del decumano al este de la basílica excavada en 2020. El martillo de geólogo descansa sobre el nivel correspondiente al decumano.

Figure 6: Tsunami deposit with large ashlars and building blocks in the eastern part of the decumanus east of the basilica excavated in 2020. The Estwing hammer rests on the level corresponding to the decumanus.

elementos cayeron de forma directa sobre los enlosados descartando un periodo de ruina intermedio y certificando el proceso de colapso súbito de tales estructuras todavía en funcionamiento (Sillières, 1997; Silva *et al.*, 2005; 2009). En la actualidad los edificios anteriores se encuentran restaurados y sus enlosados limpios de los depósitos de tsunami y escombros que les recubrían. Los depósitos de tsunami también se encuentran directamente recubriendo los enlosados marmóreos excelentemente preservados de las termas marítimas (Bernal *et al.*, 2017) y del Mausoleo de *Iunia Rufina* (Prados *et al.*, 2020).

El nivel del tsunami responde a una capa caótica, con material pobremente clasificado y una clara secuencia granocreciente (coarsening upwards) formado mayoritariamente por arena rica en granos de cuarzo (65%) bien redondeados y moderadamente seleccionados. Granulométricamente es una arena con una selección moderada-alta, con cola de finos y gruesos. A pesar de esta aparente selección, la mediana del tamaño de grano es alta (>150 μm) y la presencia de detríticos y fragmentos líticos y arqueológicos de tamaño decimétrico sitúan la muestra como un depósito caótico y de alta energía dentro de las clasificaciones sedimentológicas más comunes (e.g. Passega, 1964). Estas características indican: (a) su procedencia de sistemas dunares costeros y barras litorales con arenas bien seleccionadas; y (b) la participación de un evento de alta energía en su depósito o lo que se denominan EWE (Extreme Wave Event) que incluyen depósitos de tsunami (Lario *et al.*, 2010). Muchos granos de cuarzo aparecen rotos o fracturados certificando el carácter energético del evento que los depositó (Silva *et al.*, 2022). Los materiales incluyen grandes bloques y sillares que quedaron “flotando” en la parte superior del depósito (Fig.6). Dentro de este nivel caótico es posible diferenciar multitud de elementos arqueológicos y restos de faunas marinas y continentales difíciles de explicar en condiciones normales (Fig. 6; Röth *et al.* 2015; Silva *et al.*, 2022). Los análisis de microscopio realizados por estos autores identifican una gran variedad de elementos

exóticos dentro de la fracción gruesa (>150 μm) entre los que encontramos (Fig. 7):

- Foraminíferos retrabajados del Mioceno y Plioceno (*Neoglobobulimina acostaensis*, *G. inflata*, *G. sacculifer*, *Orbulina universa*, *Cibicides spp.*, *Lenticulina spp.*), así como cantos litorales con perforaciones de litófagos (*Lithophaga sp.*) procedentes de zonas intermareales.
- Restos de fauna continental como huesos de macrofauna, huesos, vértebras de roedores, restos de huesos de aves, excrementos de micromamíferos, gasterópodos continentales (caracoles)
- Restos de fauna marina que incluyen fragmentos rotos de conchas de bivalvos, briozoos, radiolas, restos de equinoideos (espinas), bioclastos diversos, así como múltiples espinas, dientes y vértebras de atún y otras especies de peces
- Restos antropogénicos (carbón vegetal, fragmentos redondeados de cerámica, tejas, madera, metal y vidrio).
- Fragmentos de rocas procedentes de materiales de construcción u ornamentales de la ciudad (areniscas silíceas, calizas, calcarenitas, pizarras, mármoles y gábricos).

Entre los hallazgos aparecen granos de cuarzo eólicos fracturados, y foraminíferos bentónicos litorales (*Ammonia sp.*, *Cibicides sp.*, *Elphidium sp.*) y planctónicos (*Globigerina sp.*), así como una importante cantidad de pirritas framboidales (Fig. 6). Las pirritas son comunes en ambientes submareales someros restringidos (lagoons, marismas, etc.) en el Golfo de Cádiz (Borrego *et al.*, 2003; Mediavilla *et al.*, 2023). En concreto, las pirritas framboidales son características de zonas contaminadas con un alto grado de eutrofización (falta de oxígeno). En el caso de *Baelo Claudia* se ha propuesto que pudieran proceder del lagoon oriental en la que el vertido de restos de las fábricas de salazón podría haber causado un

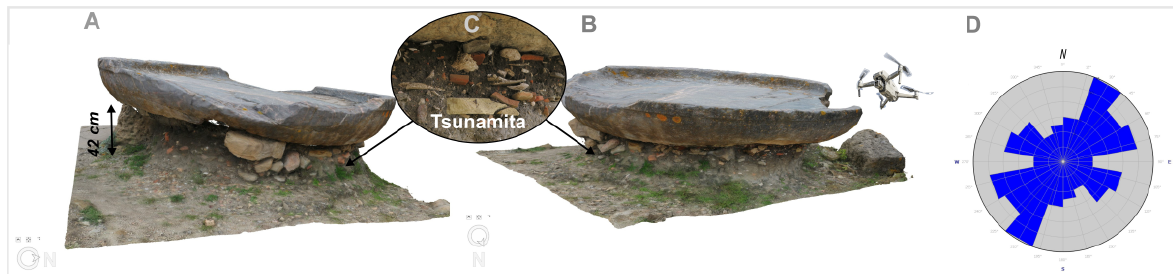


Figura 7: A.B: Modelos 3D del gran plato de mármol (pileta - labrum) arrastrado por la ola de retroceso del tsunami (Backwash) preservando el depósito de este bajo el mismo (ver localización en figura 3). C: Imagen aumentada mostrando la gran variedad de elementos exóticos en la fracción gruesa del depósito del tsunami. Medidas de imbricaciones de los cantos realizadas sobre el modelo 3D indican una orientación NE-SO del sentido de la corriente del tsunami similar a los EAEs catalogados en la zona (ver figura 5). Modificado de Sánchez-Sánchez *et al.*, 2020).

Figure 7: A.B: 3D models of the large marble plate (labrum) washed away by the tsunami backwash preserving the tsunami deposit under the tsunami (see location in Figure 3). C: Magnified image showing the large variety of exotic elements in the coarse fraction of the tsunami deposit. Measurements of pebble imbrications made on the 3D model indicate a NE-SW orientation of the tsunami current direction similar to the EAEs catalogued in the area (see Figure 5). Modified from Sánchez-Sánchez *et al.*, 2020).

proceso de contaminación y eutrofización de las aguas (Silva *et al.*, 2022). No obstante, muchas de estas piritas pueden proceder de su retrabajo miento de la Unidad de Arcillas del Almarchal, donde son también muy abundantes. Múltiples sondeos en la zona del antiguo lagoon litoral de la zona oriental de la ciudad registran el nivel de tsunamita en el interior de la antigua laguna, donde también aparecen niveles de inundación más discretos asociados al tsunami de Lisboa de 1755 (Fig. 2; Reicherter *et al.*, 2022).

La excepcional mezcla de elementos faunísticos marinos y continentales junto con elementos arqueológicos de toda índole certifican que la tsunamita es un depósito dejado por el retroceso de la ola del tsunami (backwash), que quedó especialmente represado en la vía decumana. Los datos más recientes a lo largo de la muralla y necrópolis oriental de Baelo Claudia, sugieren que la inundación principal se produjo desde la zona de la laguna oriental (más baja). La ola pudo superar la muralla, ya que desde la segunda mitad del siglo I d.C. en esa zona se había acumulado un importante vertedero de basuras y escombros al pie de la muralla evaluado en 1500 m³ formando una rampa (Arévalo *et al.*, 2017; Silva *et al.*, 2022). Esta inmensa cantidad de escombros y basura podría explicar la incorporación al depósito de tsunami de tal gran cantidad de diferentes

elementos arqueológicos y paleontológicos marinos y continentales.

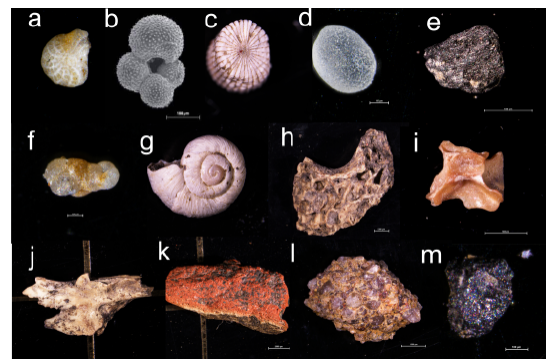


Figura 8: Diferentes elementos paleontológicos, arqueológicos y geológicos que aparecen dentro de los depósitos de tsunami en su estudio al microscopio.

a: Foraminífero bentónico; b: Foraminífero planctónico; c: Espina de equinodermo; d: Grano de cuarzo eólico (dunar); e: Fragmento de Carbón vegetal; f: Foraminífero Planctónico retrabajado; g: Gasterópodo terrestre (caracol); h: Huesos de ave; i: Espinas de pescado (Atún); j: Mandíbula de roedor; k: Fragmento de cerámica; l: Fragmento de arenisca de construcción; m: Piritita framboidal.

Figure 8: Different paleontological, archaeological and geological elements that appear within the tsunami deposits in their microscopic study. a: Benthic foraminifera; b: Planktonic foraminifera; c: Echinoderm spine; d: Aeolian quartz grain (dune); e: Charcoal fragment; f: Reworked planktonic foraminifera; g: Terrestrial Gastropod (snail); h: Bird bones; i: Fish bones (Tuna); j: Rodent jaw; k: Ceramic fragment; l: Fragment of sandstone; m: Fragment of framboidal pyrite.

4.2. Los efectos destructivos del Tsunami

Los recientes hallazgos en el Mausoleo de *Iunia Rufina* de la necrópolis oriental, acabaron por despejar todas las dudas. El Mausoleo erigido en la segunda mitad del siglo I d.C. preserva las diferentes etapas de su súbita destrucción durante el siglo IV d.C., con **(a)** el colapso orientado de columnas y escombros; y **(b)** su posterior enterramiento por los depósitos del tsunami (Fig. 4; Prados *et al.*, 2020; Reicherter *et al.*, 2022). De la misma manera la datación de estos elementos arrastrados por la inundación puede explicar las fechas anómalas que llevaron a posicionar erróneamente el segundo terremoto que asoló la ciudad en la segunda mitad del siglo III d.C. (Silva *et al.*, 2009; Grützner *et al.*, 2012). Muchos de estos elementos podrían haber sido arrastrados desde las escombreras y basureros del paramento exterior de la muralla, incorporando elementos más antiguos (siglos II - III d.C.) al depósito del tsunami.

Estos nuevos datos también ayudan a interpretar antiguas imágenes de archivo de las excavaciones en los años 70 y 80 (Sillières, 1997) en las que se observa como el colapso orientado “en dominó” de las columnas más meridionales de la Basílica se apoyan sobre



Figura 9: Fotos de Archivo del Conjunto Arqueológico romano de Baelo Claudia mostrando la caída orientada de la columnata de la Basílica hacia el SSO durante las excavaciones de los años 1972 - 1973.

Figure 9: Archive photos from the Roman Archaeological Site of Baelo Claudia showing the oriented fall of the Basilica colonnade towards the SSW during the excavations of the years 1972 - 1973.

un nivel de escombros caóticos. Ahora entendemos que estos niveles que rodean los tambores de las columnas corresponden a los niveles de escombros incorporados a la tsunamita represados por los restos inferiores del muro exterior destruido (Fig. 9). Casi con toda seguridad la caída orientada de la columnata de la basílica también pudo estar motivada, o al menos facilitada por la ola de retroceso del tsunami. En cualquier caso, las cotas de los depósitos del tsunami conservados en la parte sur del decumano nos indican que estos derrumbes estarían prácticamente rodeados y enterrados por estos depósitos.

Esto queda especialmente patente en el registro estratigráfico del derrumbe del Mausoleo de *Iunia Rufina* (Fig. 10), donde claramente se preserva el nivel de colapso y derrumbe orientado hacia el NE provocado por el terremoto y el posterior nivel de la tsunamita que lo recubre. El nivel de colapso cósmico contiene la caída orientada de las columnas del monumento funerario, incluido capiteles y el dintel con el epígrafe de *Iunia Rufina*, situada a unos 3-4 m de la base del monumento original (Prados *et al.*, 2020). El nivel de colapso lo hace sobre un nivel de uso que contiene fragmentos de cerámica y monedas de mediados del siglo IV d.C. (en concreto, dos ases de Constancio II acuñados hacia 340 d.C.) que definitivamente fechan el evento (Reicherter *et al.*, 2022). El nivel de colapso se encuentra claramente embebido en un nivel negro, con gran cantidad de escombros y conchas y fragmentos de organismos marinos (Prados *et al.*, 2020).

Un último aspecto del tsunami, está relacionado con aspectos erosivos y destructivos del mismo, especialmente de su ola de retroceso (backwash). Aunque los depósitos del tsunami nos indican que la ola no rebasó los +8 m sobre el nivel del mar y que seguramente quedo reducida hasta la zona de las escaleras de acceso a los templos desde Foro, en zonas más bajas la ola tuvo mayor poder de penetración (Fig. 3). Esto es especialmente cierto en los pequeños valles de los arroyos que rodean la ciudad y que en época romana desembocaban en la antigua laguna litoral de la zona oriental

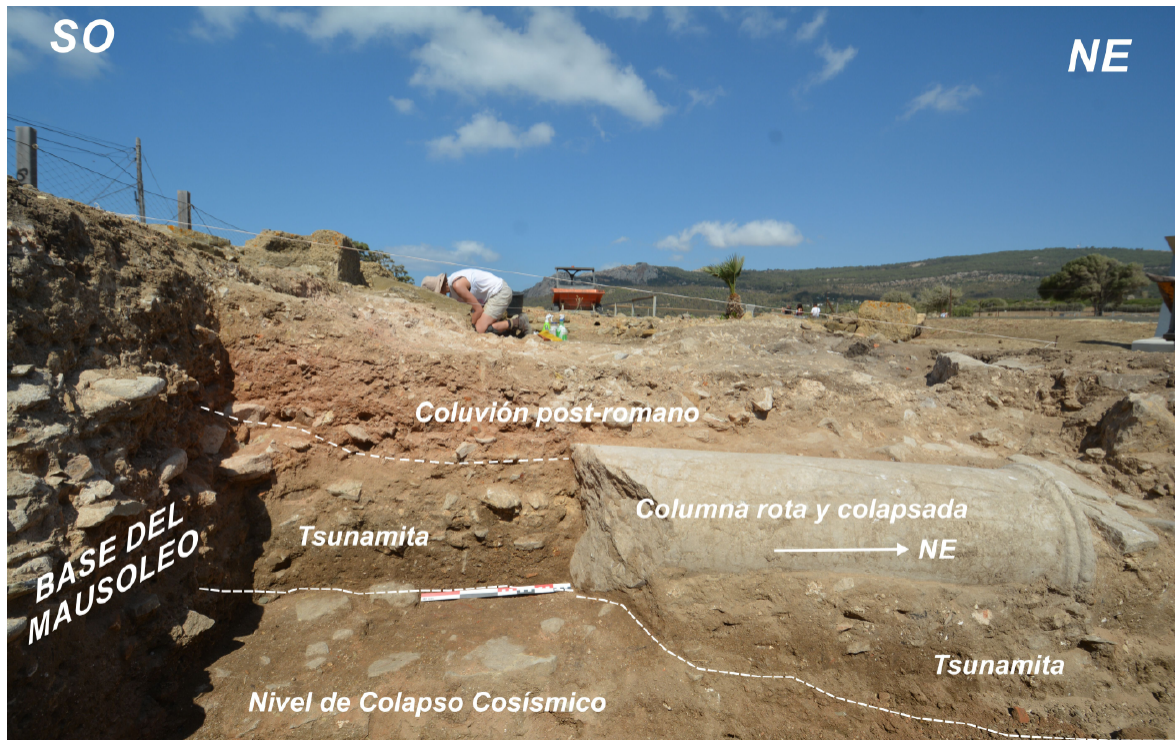


Figura 10: Vista de la excavación del Mausoleo de “Iunia Rufina” que muestra la secuencia sedimentaria del terremoto-tsunami. Véase la ubicación del Mausoleo en la Fig. 1.

Figure 10: View of the excavation of the “Iunia Rufina” Mausoleum showing the sedimentary sequence of the earthquake-tsunami event. See location of the Mausoleum in Fig. 1.

de la ciudad. En estas zonas la ola pudo canalizarse valle arriba, adquiriendo más energía y penetrando acaso cerca de un kilómetro hacia el interior (Reicherter *et al.*, 2022; Silva *et al.*, 2022; Fig. 3). Este sería el pequeño caso del Arroyo de la Villa en el que aparece destruido, arrastrado y colapsado la única arcada de acueducto que se conserva en el entorno de la ciudad (Fig. 10). El acueducto presenta colapsada su pared oriental hacia el valle (SSO) y arrastrada y cizallada su prolongación hacia el interior de la ciudad en la ladera Oeste del valle, que dio lugar al colapso parcial del mismo. En principio, estos efectos se interpretaron como efectos del terremoto con un colapso orientado hacia el SSO en la ladera oriental y un pequeño deslizamiento cosísmico de la ladera occidental (Silva *et al.*, 2009). No obstante, la destrucción y erosión de puentes en sus estribos laterales por socavación y arrastre es también característica de procesos de grandes inundaciones o riadas. Este no puede

ser el caso del acueducto ya que la pequeña vaguada que atraviesa comienza apenas 400 metros aguas arriba del mismo, con una cuenca de recepción de tan solo 1300 m² (Fig. 2), claramente insuficiente para generar grandes caudales incluso durante grandes episodios de tormenta. Por el contrario, la entrada y retroceso de una energética ola de tsunami si podría explicar tales efectos (Fig. 10) que se sumarían, o incluso provocarían o amplificarían, a las deformaciones generadas por el anterior terremoto y el deslizamiento cosísmico. En determinadas zonas que han sufrido grandes terremotos a la vez que grandes procesos de inundación o tsunamis estos riesgos múltiples se encadenan facilitando la destrucción de puentes. Especialmente importante es la acumulación de debris, escombros y vegetación en la ola de retroceso, así como la erosión diferencial en los estribos al sobrepasar o igualar el caudal la altura del obstáculo (Ganesh Prasad *et al.*, 2013; Kameshwar *et al.*, 2021).

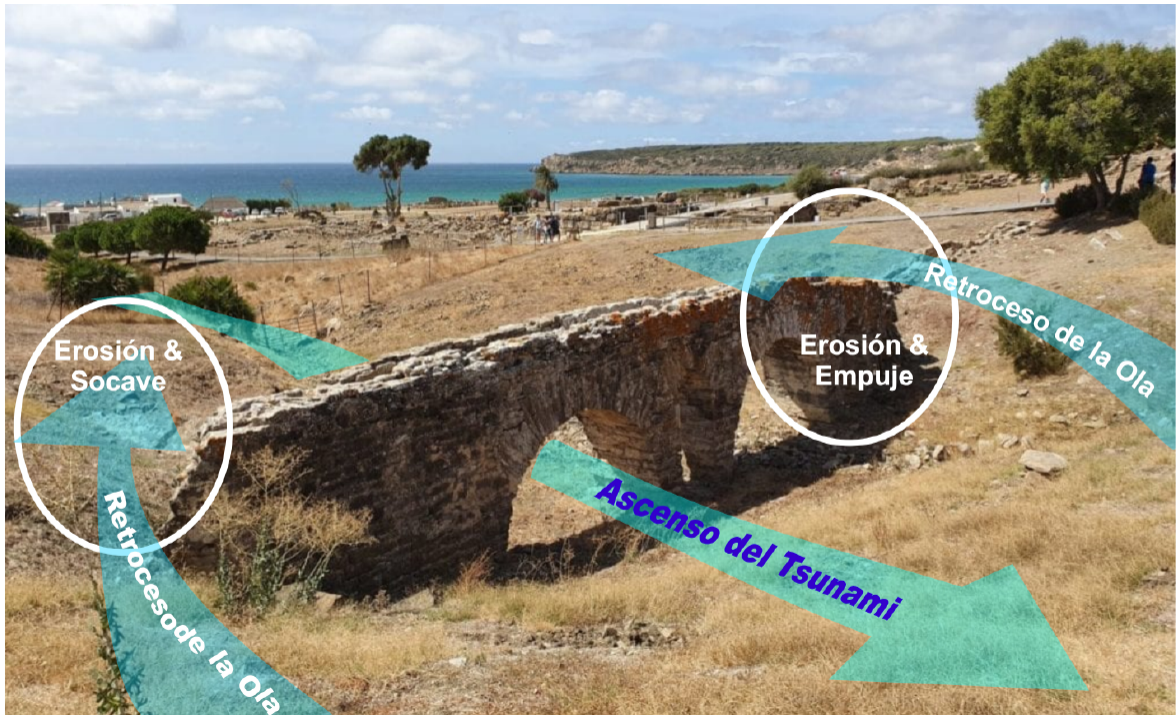


Figura 11: Fotografía del acueducto dañado en el sector oriental de la ciudad que muestra la interpretación de los daños debidos a la probable penetración y retirada del tsunami causando erosión bilateral. Véase la ubicación del acueducto en la Fig. 1.

Figure 11: Photo of the damaged aqueduct in the eastern sector of the city displaying interpretation of damage due to probable tsunami run-up and subsequent landfall causing bilateral erosion. See location of the Aqueduct in Fig. 1.

5. Conclusiones

Los estudios arqueológicos y geológicos desarrollados desde los inicios del siglo XXI, certifican que la ciudad romana de *Baelo Claudia* sufrió dos importantes terremotos. Uno en la segunda mitad del siglo I d.C. y el segundo a finales del siglo IV d.C. Ambos eventos sísmicos tuvieron un impacto directo sobre el urbanismo de la ciudad y el segundo de ellos provocó la destrucción y abandono paulatino de la ciudad y de su principal actividad económica: las factorías de salazones, que quedaron totalmente inactivas. Todo este proceso se solapó con el momento de crisis que se pone en relación con el declive del Imperio Romano en Occidente. El segundo evento vino acompañado de un importante tsunami del que se conservan importantes efectos sedimentarios y erosivos. Los dos terremotos y en especial el segundo tienen un importante registro en los restos arqueológicos y aflora-

mientos geológicos que se observan a lo largo de la vía decumana de la ciudad.

Los hallazgos arqueológicos en la vía decumana, Termas marítimas y necrópolis oriental de la ciudad (Mausoleo de *Iunnia Rufina*), claramente colocan al terremoto-tsunami en la segunda mitad del siglo IV d.C., entre los años 360 y 390 d.C. (Prados *et al.*, 2020). Coincidiendo con las primeras determinaciones arqueológicas (cerámica y monedas) utilizadas por Menanteau *et al.* (1983) para fechar el evento. No obstante, dataciones C^{14} indican una edad ligeramente posterior a comienzos del siglo V d.C., entorno al año 400 d.C. (Reicherter *et al.*, 2022). En cualquier caso, hay que tener en cuenta que la mayoría de las dataciones C^{14} aportadas por estos autores poseen indeterminaciones mínimas de ± 30 años, que nos sitúan el tsunami entre los años c. 360 y 420 d.C. que pueden explicar la pequeña discordancia y solapamiento entre la

datación por elementos arqueológicos (monedas, cerámica, etc.) y por radiocarbono. En todo caso, un enterramiento infantil excavado sobre los niveles de colapso del terremoto permite poner cerco al evento: tanto el ánfora que lo contuvo a modo de sarcófago, como el esqueleto datado por C^{14} , lo sitúan mediados del siglo V (Prados et al., 2020). Así pues, el evento sísmico tuvo lugar con certeza entre los años 360 y 450 y muy probablemente más próximo a la primera fecha como indican otros elementos arqueológicos.

Los análisis arqueosismológicos del entorno urbano indican que ambos terremotos tuvieron una intensidad igual o superior a VIII grados en la escala Mercalli de intensidades. La acción del tsunami en el segundo evento elevó la destrucción a intensidad IX, con la destrucción de amplias zonas de la parte baja de la ciudad y el derrumbe de diversos tipos de edificios tan públicos como privados (Sillières, 2005; Silva et al., 2005; 2009). El inventario y catalogación de daños orientados indican que la dirección del movimiento del terreno fue SSO-NNE (Fig. 5) al igual que la dirección de inundación y retirada del tsunami (Fig. 7). Los análisis sedimentológicos certifican la existencia de un depósito de tsunamita negruzco de entre 30 y 42 cm de espesor que contiene una gran colección de material exótico de carácter arqueológico, antrópico y paleontológico. Entre estos últimos la mezcla de microforaminíferos bentónicos y planctónicos sugieren la participación de un evento de alta energía en su depósito.

La gran variedad de elementos arqueológicos (fragmentos de cerámicas, tejas, rocas ornamentales, metales, vidrios, etc.) y paleontológicos (fragmentos de grandes huesos, conchas de bivalvos y gasterópodos, espinas de pescado, restos de aves, roedores, etc.) sugieren que el depósito del tsunami se produjo por el represamiento del retroceso del tsunami (backwash) a lo largo de la vía decumana e infraestructuras anexas, como la basílica, las temas marítimas o los mausoleos de la necrópolis oriental (Fig. 4). Todos estos hallazgos sugieren que la inundación prin-

cipal se produjo desde el SE arrastrando los sedimentos desde la laguna litoral y la gran cantidad de escombros y basura que se había acumulado desde el siglo II d.C. a lo largo del lienzo oriental de la muralla de la ciudad. Los nuevos hallazgos sedimentológicos (Silva et al., 2022) registran una importante presencia de “pirita framboidal” en la fracción arenosa (c. 100 -150 μm) de estos depósitos (Fig. 7). Los framboides de pirita son también comunes en ambientes litorales lagunares y estuarinos, especialmente bajo condiciones casi euxínicas en aguas sulfatadas pobremente oxigenadas y comúnmente relacionadas con la degradación de materia orgánica por actividad bacteriana (e.g. Wilkin et al., 1996). Los framboides metálicos aparecen como productos diagenéticos tempranos del sedimento cerca de las interfases redox situadas justo debajo de la interfase sedimento-agua y son comunes en depósitos litorales recientes cercanos al yacimiento (Mediavilla et al., 2023). La aparición de framboides de pirita es también un producto diagenético común en aguas altamente contaminadas por la actividad minera, industrial y de residuos orgánicos en zonas estuarinas del Golfo de Cádiz (Borrego et al., 2006).

En definitiva, los datos conseguidos a lo largo de estos últimos 10 años indican que las olas del tsunami arrasaron la antigua barra romana y la laguna oriental de la ciudad y que los escombros retrocedieron en dirección OSO hacia la ciudad, sobrepasando y destruyendo parcialmente sus muros orientales, alcanzando una altura de entre 8 y 10 m. Sin embargo, en los pequeños valles que rodean la ciudad, la ola pudo canalizarse y penetrar tierra adentro a mayor altura. Esta puede ser la causa de los daños observados en el pequeño acueducto al este de la ciudad cuyos estribos presentan erosión y socave bilateral, arrastre ladero abajo y destrucción parcial compatible con una llegada energética del tsunami desbordando la estructura (Fig. 10). Esta interpretación también puede explicar el importante número de escombros y basuras incorporados a la capa de tsunami, ya que la ola pudo movilizar parte del anómalo volumen (c. 1.500 m^3) de

residuos acumulados contra el lado exterior de la muralla oriental de la ciudad durante los siglos I y II d.C. (Arévalo *et al.*, 2017). Por otro lado, la aparición de pirita framboidal podría indicar un caso de contaminación temprana de la zona lagunar, quizá relacionada con residuos orgánicos procedentes de la producción intensiva de las múltiples factorías de pescado de la ciudad. Sin embargo, las piritas son comunes en la formación cretácea de Almarchal que aflora en los alrededores de la zona y no se puede descartar su reelaboración. Esta hipótesis necesitará de análisis geoquímicos adicionales de los depósitos lagunares. Sea como fuere, dentro de la ciudad las calles N-S (Cardos) dirigieron el flujo de retroceso hacia el mar, pero el decumano máximo de dirección E-O actuó como una importante trampa de sedimento.

Las excavaciones arqueológicas indican que tanto en la basílica, termas marítimas y Mausoleo de *Iunia Rufina* el nivel de colapso del terremoto se produjo sobre niveles de uso, siendo claras las marcas de impactos por la caída orientada de columnas y capiteles (Silva *et al.*, 2009; Giner-Robles *et al.*, 2018) o la presencia de elementos arqueológicos (monedas o cerámica) de la segunda mitad del siglo IV d.C. (Prados *et al.*, 2020; Reichter *et al.*, 2022) que quedan atrapadas en el mismo. Tal y como muestran las figuras 10 y 11 los restos colapsados quedan atrapados y embebidos por la tsunamita que, como ya se ha mencionado, corresponde a depósitos y escombros arrastrados por el retroceso de la ola del tsunami que quedaron represados entre las ruinas del terremoto inmediatamente anterior. No se puede descartar que parte de la destrucción y caídas orientadas se produjeran como consecuencia de la ola de retroceso del tsunami. Los datos arqueosismológicos recogidos desde el año 2005 indican que el nivel de destrucción sísmica puede asociarse a un terremoto de intensidad VIII - IX en la Escala ESI-07 o la MSK (Silva *et al.*, 2019). Los nuevos datos del tsunami, con una altura de 8-10 m, una penetración de hasta 250-300 m en la ciudad, pero de hasta algo más de un kilómetro en los valles que rodean la ciudad, arrastre

masivo de escombros y sedimentos, generando una tsunamita de algunas decenas de centímetros de espesor y participación importante en los daños, hace que este pueda clasificarse con intensidad IX en la Escala de efectos ambientales de los tsunamis (TEE-16) propuesta por Lario *et al.*, (2016). Según esta escala entraría en la categoría de tsunamis destructivos caracterizados por: “*Altura del tsunami entre 6-8m y un run-up máximo cercano a los 12-16m. Las zonas inundadas se pueden extender varios cientos de metros tierra adentro. Presencia de extensas capas de arena de espesor centimétrico (tsunamitas) ampliamente distribuidas, así como de grandes bloques y cantos en zonas cercanas al litoral. También pueden registrarse efectos erosivos significativos (scours, socaves, etc.) en zonas de playa, barras litorales y arroyos cercanos a la costa*”. Por tanto, este terremoto-tsunami es el más importante registrado en las costas del Estrecho de Gibraltar (IX) y el segundo más importante registrado en las costas de la península, después del de Lisboa de 1755 (X).

Agradecimientos

Esta investigación forma parte del Proyecto de Investigación Español I+D+i PID2021-123510OB-I00 (QTECIBERIA-USAL) financiado por el MICIN AEI/10.13039/501100011033/ y por el Instituto de Neotectónica y Riesgos Naturales de la Universidad RTWH Aachen (Alemania). Esta es una contribución del Grupo de Trabajo QTECT-AEQUA. Los autores agradecen la revisiones y comentarios de dos revisores anónimos que han ayudado a mejorar el trabajo.

Bibliografía

- Alonso-Villalobos, F.J.; Gracia-Prieto, F.J.; Ménanteau, L.; Ojeda, R. Benavente, J. & Martínez, J.A. (2003). Paléogeographie de l'anse de Bologne (Tarifa, Espagne) à l'époque romaine. In: *The Mediterranean World Environment and History*. Elsevier S.A.S. Amsterdam, 407-417.
- Arévalo, A., Bernal, D., Muñoz, A., *et al.* (2016). Recientes actuaciones arqueológicas en la mu-

- ralla oriental y en la necrópolis tardorromana de Baelo Claudia. *III Jornadas Internacionales de Baelo Claudia*. Casa de Velázquez, Madrid, 215-236.
- Bernal D, Díaz J. J., Expósito J.A. (2017). Les thermes maritimes de Baelo Claudia et le suburbium occidental. *Mélanges de la Casa de Velázquez, Nouv Sér*, 47 (1)133-150. <https://doi.org/10.4000/mcv.7404>
- Borrego, J., Monterde, J., Morales, J.A., *et al.* (2003). Early diagenetic pyrite morphology in recent sediments of the Odiel Estuary (SW Spain). *Geogaceta*, 33: 99-101.
- Galbis, R.J., (1932). Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 50ºE y 20ºW de Greenwich y los paralelos 45º y 25ºN. Tomo I. Dirección General del Instituto Geográfico. Catastral y de Estadística, Madrid.
- Ganesh Prasad, G.; Banerjee, S. (2013). The Impact of Flood-Induced Scour on Seismic Fragility Characteristics of Bridges. *Journal of Earthquake Engineering*, 17, 803-828. <https://doi.org/10.1080/13632469.2013.771593>
- Giner-Robles, J.L.; Silva, P.G.; Rodríguez-Pascua, M.A.; Pérez-López, R. & Bardají, T. (2013) Mapa de efectos arqueológicos de terremotos (EAEs) en la ciudad romana de Baelo Claudia (Cádiz, España). *Libro-Guía Excursiones VIII Reunión Cuaternario Ibérico* (Anexo), AEQUA, Sevilla, 2013.
- Giner-Robles, J. L., Rodríguez-Pascua, M. A., Silva, P. G., Pérez-López, R. (2018). Efectos sísmicos en yacimientos arqueológicos: catalogación y cuantificación arequeosismológica. *Boletín Geológico y Minero*, 129 (1), 445- 463. <https://doi.org/10.21701/bolgeomin.129.1.018>
- Grützner; C.; Reicherter, K.; Hübscher, C.; Silva, P.G. (2012). Active faulting and neotectonics in the Baelo Claudia area, Campo de Gibraltar (Southern Spain). *Tectonophysics*, 554-557, 127-142. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.025>
- Kameshwar, S., Park, H., Cox, D.T., Barbosa, A.R. (2021). Effect of disaster debris, floodwater pooling duration, and bridge damage on immediate post-tsunami connectivity. *International Journal of Disaster Risk Reduction*, 56, 102119. <https://doi.org/10.1016/j.ijdr.2021.102119>
- Kelly, G. (2004). Ammianus and the Great Tsunami. *The Journal of Roman Studies*, 94: 141-167. <https://doi.org/10.1017/S0075435800064212>
- Lario, J.; Luque, L.; Law, C., Goy, J.L; Spencer, C.; Cabero, A.; Bardaji, T.; Borja, F.; Dabrio, C.; Civis, J.; Gonzalez-Delgado, J.A.; Borja, C.; Alonso-Azcarate, J. (2010). Tsunami vs. Storm surge deposits: a review of the sedimentological and geomorphological records of extreme wave events (EWE) during the Holocene in the gulf of Cadiz, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 54 (3), 301 - 316. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2010/0054S3-0029>
- Lario, J.; Bardaji, T.; Silva, P.G.; Zazo, C.; Goy, J.L. (2016). Improving the coastal record of tsunamis in the ESI-07 scale: Tsunami Environmental Effects Scale (TEE-16 scale). *Geologica Acta*, 14 (2), 179 - 193.
- Martínez Solares, J.M. y Mezcuza, J. (2002). Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a. C.-1900). Ministerio de Fomento, Monografía nº 8, Madrid. 256 pp.
- Mediavilla, R.; Santisteban, J.I., Val-Peón, C.; Galán L., Mathes-Schmidt, M.; López-Sáez, J.A.; Gracia, F.J.; Reicherter, K. (2023). 26,000 years of environmental evolution of an incised valley in a rocky coast (La Janda wetland, SW Iberia). *Continental Shelf Research* 262(3), 105028. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2023.105028>
- Menanteau, L.; Vanney, J.R.; Zazo, C. (1983) *Belo II: Belo et son environnement (Detroit de Gibraltar), Etude physique d'un site antique*. Pub. Casa de Velazquez, Serie Archeologie 4., Ed. Broccard, París. 83 pp.
- Paris, P., Bonsor, G., Laumonier, A., Ricard, R., Mergelina C. De (1923). Fouilles de Belo (Bolonía, Province de Cadix), 1917- 1921, Tome 1, La Ville et sus dependances, Bordeaux, France
- Pirazzoli, P., Laborel, J., Stiros, S., (1996). Earthquake clustering in the Eastern Mediterranean during historical times. *Journal of Geophysical Research* 101, 6083 - 6097. <https://doi.org/10.1029/95JB00914>
- Prados Martínez, F. (2011). La necrópolis oriental de Baelo Claudia (Tarifa, Cádiz) en el contexto de la religiosidad púnico-mauritana. Una lectura a partir de las últimas actuaciones arqueológicas. *Zephyrus*, 68. 191 - 210. <https://revistas.usal.es/uno/index.php/0514-7336/article/view/8758>
- Prados Martínez, F., Jiménez-Vialás, H., Abad L. (2020). Primeros avances de la intervención arqueológica en los mausoleos de la puerta sureste de Baelo Claudia: el monumento de Iunia Rufina. *Zephyrus*, 85: 163-184. <https://doi.org/10.14201/zephyrus202085163184>
- Passaga, R. (1964). Grain size representation by CM patterns as a geologic tool. *Journal of Sedimentary Research*, 34(4), 830-847. <https://doi.org/10.1306/74D711A4-2B21-11D7-8648000102C1865D>

- Reicherter, K., Prados, F., Jiménez-Vialás, H., *et al.* (2022). The Baelo Claudia tsunami archive (SW Spain): archaeological deposits of high energy events, in: *Historical Earthquakes and Tsunamis in the Iberian Peninsula: An Interdisciplinary Dialogue* (Álvarez-Martí-Aguilar M, Machuca-Prieto F, Eds). Springer, Germany 236-256. https://doi.org/10.1007/978-981-19-1979-4_13
- Rodríguez-Pascua, M. A.; Pérez-López, R.; Silva, P. G.; Giner-Robles, J. L.; Garduño-Monroy, V. H.; Reicherter, K. (2011). A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology. *Quaternary International*, 242, 20 - 30. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.04.044>
- Röth, J.; Mathes-Schmidt, M.; García Jiménez, I.; Rojas Pichardo, F.J.; Grützner, C.; Silva, P.G.; Reicherter, K. (2015). The Baelo Claudia tsunami hypothesis: results from a multi-method sediment analysis of late-Roman deposits (Gibraltar Strait, Southern Spain). *Miscellanea INGV*, 27, 418-422.
- Sánchez-Sánchez, Y.; Elez, J.; Silva, P.G.; Santos, G.; Giner-Robles, J.L.; Reicherter, K. (2022). 3D Modelling of Archaeoseismic Damage in the Roman Site of Baelo Claudia (Gibraltar Arc, South Spain). *Remote Sensing*, 12, 5223. <https://doi.org/10.3390/app12105223>
- Sillières, P. (1997). Baelo Claudia: Una ciudad Romana de la Bética. Junta de Andalucía- Casa de Velázquez, Madrid. 237 pp.
- Sillières, P. (2005). Las investigaciones arqueológicas en Baelo. *Aljandra*, 59, 8-13.
- Silva, P.G.; Borja, F.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Bardají, T.; De Luque, L.; Lario J.; Dabrio, C.J. (2005). Archaeoseismic record at the ancient Roman City of Baelo Claudia (Cádiz, south Spain). *Tectonophysics*, 408 (1-4). 129-146. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.031>
- Silva, P.G.; Reicherter, K.; Grützner, Ch.; Bardají, T.; Lario, J.; Goy, J.L.; Zazo, C.; Becker-Heidmann, P. (2009) Surface and subsurface palaeoseismic records at the ancient Roman city of Baelo Claudia and the Bolonia Bay area, Cádiz (south Spain). *Geological Society of London, Special Publication*, 316. 93-121. <https://doi.org/10.1144/SP316.6>
- Silva, P.G., Bardají, T., Roquero, E., *et al.* (2015). Seismic palaeogeography of coastal zones in the Iberian Peninsula: Understanding ancient and historic earthquakes in Spain. *Cuaternario y Geomorfología*, 29: p.31-56. <https://doi.org/10.17735/cyg.v29i1-2.31012>
- Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Reicherter, K., Rodríguez-Pascua, M.A., Grützner, C., García-Jiménez, I., Carrasco, P., Bardají, T., Santos, G., Roquero, E., Röth, J., Perucha, M.A., Pérez-López, R., Fernández Macarro, B., Martínez-Graña, A.M., Goy, J.L., Zazo, C. (2016). Los terremotos antiguos del conjunto arqueológico romano de Baelo Claudia (Cádiz, Sur de España): Quince años de investigación arqueosismológica. *Estudios Geológicos*, 72(1), e050 (24pp). <https://doi.org/10.3989/egol.42284.392>
- Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J.L., Elez, J., Huerta, P., García-Tortosa, F., Bardají, T., Perucha, M.A., Vicente Gómez, P., Pérez-López, R., Lario, J., Roquero, E., Bautista Davila, M.B. (2019). Catálogo de Efectos Geológicos de los terremotos en España, 2ª Edición (Revisada y ampliada). IGME *Serie Riesgos Geológicos y Geotecnia*, 6. 804 pp. IGME. Madrid, España.
- Silva, P.G., Elez, J., Pérez-Tarruella, J. Sánchez-Sánchez, Y., Santos, G., Carrasco-García, P., Giner-Robles, J.L., Roquero, E., Reicherter, K., García-Jiménez, I., Prados, F., Pérez-López, R., Bardají, T., Rodríguez-Pascua, M.A. (2022). Archaeoseismological analysis of the late 4th century tsunami event of Baelo Claudia (Gibraltar Arc, South Spain). *Resúmenes IV Reunión Iberfault* (Teruel, Spain), 73-76.
- Smedile A, Molisso F, Chagué C *et al* (2020) New coring study in Augusta Bay expands understanding of offshore tsunami deposits (Eastern Sicily, Italy). *Sedimentology* 67(3):1553-1576. <https://doi.org/10.1111/sed.12581>
- Stiros, S. (2001). The AD 365 Crete earthquake and possible seismic clustering during the fourth to sixth centuries in the Eastern Mediterranean: a review of historical and archaeological data. *Journal of Structural Geology*, 23. 545-562. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00118-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00118-8)
- Stiros, S. (2010). The 8.5+ magnitude, AD365 earthquake in Crete: Coastal uplift, topography changes, archaeological and historical signature. *Quaternary International* 216. 54-63. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.05.005>
- Wilkin, R.T., Barnes, H.L., Brantley, S.L. (1996). The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (20): 3897-3912. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00209-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00209-8)
- Zazo, C., Silva, P.G., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Lario, J., Bardají, T., González, A. (1999). Coastal uplift in continental collision

plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (south Spain). *Tectonophysics* 301 (1-2), 95-109. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00217-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00217-0)

Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Lario, J., Cabero, A., Silva, P.G., Bardají, T., Mercier, N., Borja, F., Roquero, E. (2008). The coastal archives of the

last 15 ka in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes. *Quaternary International* 181, 72-87. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.05.021>

Recibido el 6 de noviembre de 2023

Aceptado el 23 de noviembre de 2023



**Primer estudio zooarqueológico de la cueva de La Cerrosa-Lagaña
(Suarías, Peñamellera Baja, Asturias): la fauna como evidencia
de prácticas rituales durante la Edad del Hierro**

*First study of the La Cerrosa-Lagaña cave (Suarias, Peñamellera Baja,
Asturias): fauna as evidence of ritual practices during the Iron Age*

Estaca-Gómez, V.⁽¹⁾; De Luis-Mariño, S.⁽²⁾; Serna-Gancedo, M. L. ⁽³⁾

(1) Departamento de Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología. Facultad de Geografía e Historia.
Calle Profesor Aranguren, s/n. 28040. Madrid. España. Grupo de Investigación de Arqueología Prehistórica (GIAP)
vestaca@ucm.es

(2) Departamento de Protohistoria y colonizaciones, Museo Arqueológico Nacional. Calle de Serrano, 13.
28001. Madrid. España susana.deluis@cultura.gob.es

(3) Instituto de Arqueología y Prehistoria "Sautuola". Calle Ebro, 8 bajo. 39008. Santander. alixserna@gmail.com

Resumen

La cueva de La Cerrosa-Lagaña (Suarías, Peñamellera Baja, Asturias) es un yacimiento de amplia cronología que destaca por sus restos de la Edad del Hierro y el comienzo de la romanización. Descubierto en 2017, las campañas de 2020 y 2021 han aportado una importante colección faunística que contribuye a rellenar el vacío de información existente para esta región en lo que a estudios zooarqueológicos y tafonómicos se refiere. Nuestro análisis ha mostrado una colección dominada por especies domésticas, entre las que el ganado bovino y ovicaprino son las principales. Junto a ellas aparecen otros animales de la cabaña ganadera como équidos, suidos o cánidos, y especies silvestres como el rebeco, el ciervo o el oso. Nuestro estudio ha revelado cómo los patrones de mortandad están dominados por individuos adultos y que la mayor parte de las carcasas de esas especies fueron aportadas completas al yacimiento. En este trabajo, además de presentar las primeras evidencias zooarqueológicas de este lugar, también discutiremos sus implicaciones sobre la interpretación del yacimiento.

Palabras clave: Zooarqueología, Tafonomía, Edad del Hierro, Romanización, Cornisa Cantábrica, religión prerromana.



Abstract

The La Cerrosa-Lagaña cave (Suarias, Peñamellera Baja, Asturias) is a site with a wide chronology that stands out for its remains from the Iron Age and the beginning of Romanization. Discovered in 2017, the 2020 and 2021 campaigns have provided an important faunal collection that contributes to filling the existing information gap for this region in terms of zooarchaeological and taphonomic studies. Our analysis has shown a collection dominated by domestic species, among which cattle and sheep are the main ones. Along with them, other animals from the livestock herd appear, such as equids, suids or canids, and wild species such as chamois, deer or bears. Our study has revealed how mortality patterns are dominated by adult individuals and that most of the carcasses of these species were brought complete to the site. In this work, in addition to presenting the first zooarchaeological evidence of this place, we will also discuss its implications on the interpretation of the site.

Key words: Zooarchaeology, Taphonomy, Iron Age, Romanization, Cantabrian Cornice, pre-roman religion.

1. Introducción

La cueva de La Cerrosa-Lagaña se sitúa en Suarías (Peñamellera Baja, Asturias, España), a 350 metros sobre el nivel del mar, en la ladera norte del monte Covatina; un pequeño relieve de calizas del Carbonífero que forma parte de las primeras estribaciones nororientales de los Picos de Europa, si bien separada de los mismos por el acceso norte al Desfiladero de la Hermida. La zona posterior a la cueva está, por esa razón, dominada por montañas de altura respetable: el macizo de Arria y los primeros contrafuertes de macizo oriental de los Picos. En cambio, desde su boca se domina un amplio panorama costero hacia el N-NE, en especial el entorno de la confluencia de los ríos Cares y Deva, hasta su desembocadura en el mar Cantábrico por Tina Mayor. Hacia el N-NO, la muralla caliza de la sierra del Cuera oculta la visión de la costa, pero sigue siendo posible controlar una buena porción del valle de Peñamellera (Fig. 1).

La boca de la cavidad, abierta en la pared oeste de un pequeño abrigo, es un pozo de 4 metros de profundidad por el que se accede a una antigua galería fósil descendente que se desarrolla a lo largo de 60 m, contando con 29 m de desnivel total (Fig. 2). El acceso vertical y la gran pendiente citada son características morfológicas importantes para comprender los procesos deposicionales y postdeposicio-

nales del yacimiento, así como también un elemento que pudo condicionar la elección de este lugar para su uso a lo largo del tiempo.

A finales de 2017, M. L. Serna Gancedo, S. Toral Caso y M. Martín Toral descubren una serie de piezas arqueológicas metálicas y otros restos en la cueva (Serna y Fanjul, 2018), no siendo hasta 2020 que se inician una serie de excavaciones llevadas a cabo por un equipo multidisciplinar, que se han repetido anualmente hasta 2023. Las campañas de 2020 y 2021, en las que centraremos este artículo, permitieron recuperar piezas vinculadas a una panoplia y objetos de adorno posiblemente relacionados con las Guerras Cántabras (De Luis *et al.*, 2021), un bocado de caballo tardorromano, restos humanos de, al menos, ocho individuos, fragmentos cerámicos pertenecientes a un mínimo de siete recipientes, algunos restos de armamento de la Guerra Civil Española y una ingente cantidad de restos faunísticos (De Luis *et al.*, 2022). Si bien algunas de las piezas tienen una adscripción cronotipológica clara (fundamentalmente las piezas metálicas), otras pueden abarcar una amplia cronología que va desde el Neolítico a, prácticamente, la actualidad, tal y como han demostrado las dataciones de C14-AMS que se han llevado a cabo (Fig. 3).

La fauna procedente de las excavaciones realizadas en 2020 y 2021 fue recuperada en los



Figura 1. Ubicación de la cueva de La Cerrosa-Lagaña en las cercanías de la confluencia de los ríos Cares y Deva, próxima a la desembocadura del segundo (Peñamellera Baja, Asturias, España). Fuente: Google Earth Pro-Imagen de Landsat/Copernicus – IBCAO modificado por A. Hernández Tórtoles.

Figure 1. Location of the La Cerrosa-Lagaña cave near the confluence of the Cares and Deva rivers, close to the mouth of the second (Peñamellera Baja, Asturias, Spain). Source: Google Earth Pro-Landsat/Copernicus Image – IBCAO modified by A. Hernández Tórtoles.



Figura 2. Perfil y planta de la cueva de La Cerrosa-Lagaña, con ampliación del sector principal del yacimiento en el que se indican: los sondeos realizados en 2020 y 2021, la situación del perfil estratigráfico excavado en 2023 y el lugar de hallazgo de las piezas metálicas citadas en el artículo.

Figure 2. Profile and plan of the La Cerrosa-Lagaña cave, with an enlargement of the main sector of the site in which the following are indicated: the surveys carried out in 2020 and 2021, the situation of the stratigraphic profile excavated in 2023 and the place where the metal parts mentioned in the article.

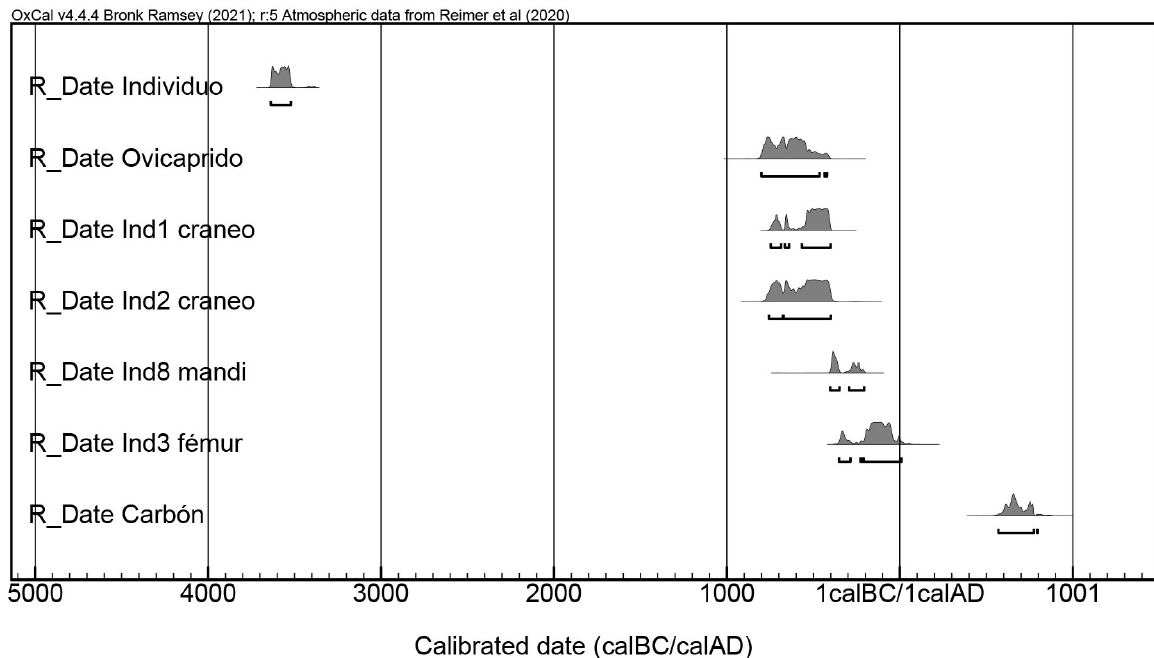


Figura 3. Dataciones realizadas por Carbono 14-AMS de restos óseos de La Cerrosa-Lagaña, calibradas mediante el programa Oxcal v4.4. Bronk Ramsey, 2021.

Figure 3. Carbon 14-AMS dating of bone remains from La Cerrosa-Lagaña, calibrated using the Oxcal v4.4 program. Bronk Ramsey, 2021.

sondeos denominados 1 y 2, situados en la parte superior de la cavidad y en una zona caracterizada por la acusada pendiente, así como de una pequeña oquedad en la pared denominada “repisa” (Fig. 2). Dicha inclinación ha generado una mezcla de los estratos originales que es más acusada a medida que se desciende y profundiza en el yacimiento, lo que relativiza el papel de la estratigrafía en cuanto a la determinación cronológica. En esta zona del yacimiento se diferenciaron cuatro estratos: una UE 1 formada por los clastos, mayoritariamente calizos, que cubrían toda la zona superior del yacimiento mezclados con algunos restos arqueológicos, entre los que destacaron algunas piezas metálicas; una UE 2 en la que aparecieron restos arqueológicos de distintas características y épocas; una UE 3 correspondiente al suelo estalagmítico original; y una UE 4 solo excavada en un cuadro debido a la práctica ausencia de material arqueológico. De la UE 2 proceden, mayoritariamente, los restos de fauna analizados en este artículo, junto con fragmentos cerámicos

y piezas arqueológicas de la Primera Edad del Hierro (como el ovicáprido datado, Fig. 3), la Segunda Edad del Hierro (como la vaina del puñal de filos curvos) y la Edad Media (como el carbón datado, Fig. 3). Por este motivo, los restos faunísticos podrían pertenecer a un amplio periodo de tiempo.

No obstante, hemos de indicar que, en la campaña de excavaciones de 2022, en el espacio situado inmediatamente debajo de la boca, se descubrió la -por ahora- única estratigrafía compleja del yacimiento, que ayuda a comprender la formación de dicha UE 2 y las distintas fases en las que se depositó la fauna en la cavidad. La excavación de esta zona desveló que los restos animales estaban presentes en siete de las nueve unidades estratigráficas diferenciadas (Fig. 4). En su perfil se observa que abundante fauna comenzó a depositarse (UE 104f) en una cueva cuyo suelo, en ese momento, era estalagmítico (UE 105= UE3), sobre la cual aparecen algunos restos humanos (UE 104e), encima de los cuales volvió a

depositarse fauna en una cantidad igualmente importante (UE 104d). Sobre ellos, aparece un estrato carbonoso con fauna y algún resto humano fechado en la Segunda Edad del Hierro, en la superficie de los cuales aparecieron depositados restos de la panoplia asociada a las Guerras Cántabras. Sobre la misma se suceden dos estratos (UE 104a y UE 104b) con fauna en cantidad relevante, encima de los cuales se halla la UE 1 de clastos calizos. Sobre ella hay otras dos capas (UE 101 y 102) en las que aparecen pocos restos faunísticos y que se relaciona con las últimas fases del yacimiento en un momento posterior, al menos, a la tardorromanidad. En la mayoría de estas unidades estratigráficas se han hallado restos cerámicos, siempre de recipientes elaborados a mano. Estas nuevas dataciones permitirán conocer mejor la formación y cronología del yacimiento. Hasta entonces y por el momento, sabemos que la UE 2, a la que pertenece la fauna analizada en este artículo, es una mezcla de todas las UE's 104 citadas anteriormente que, debido a la fuerte pendiente del yacimiento, se han ido desplazando hacia el interior de la cavidad y mezclándose entre sí.

La hipótesis inicialmente planteada, apunta a que este lugar fue utilizado como espacio ritual a lo largo del final de la prehistoria, con especial incidencia en la Edad del Hierro, y que ese uso probablemente se prolongó durante la romanización. Una de las razones es la bajísima probabilidad de que pudiera ser utilizado para otro cometido que no fuera el de espacio simbólico, ya que su fuerte pendiente y lo angosto de su acceso prácticamente imposibilita su uso para el hábitat o las actividades económicas. Otra razón son los propios materiales arqueológicos de la Edad del Hierro hallados en su interior, pues muchos de ellos son propios de espacios rituales como las necrópolis de la meseta, y similares a otros localizados en cuevas del Cantábrico central, incluidos los restos humanos no cremados (De Luis, 2014; De Luis *et al.*, 2023), algunos de ellos en conexión anatómica. Acompañando a estas evidencias hay una amplísima representación de fauna que a continuación procederemos a presentar, para poder valorar en qué medida esos restos faunísticos contribuyen a la interpretación de este yacimiento.



Figura 4. Perfil estratigráfico excavado en 2023 con la indicación de sus unidades estratigráficas y los tipos de materiales hallados en cada una de ellas.

Figure 4. Stratigraphic profile excavated in 2023 with the indication of its stratigraphic units and the types of materials found in each of them.

2. Materiales y métodos

2.1. Materiales

Los materiales que han sido utilizados para el estudio preliminar de este trabajo son los restos de fauna obtenidos en las dos primeras campañas de excavación de La Cerrosa-Lagaña, que se corresponden con los años 2020 y 2021. El número de restos estudiados en la primera campaña fue de 807 y los recuperados en la segunda campaña son 1782, proporcionando una muestra total de 2589 restos. Los mismos van a ser presentados atendiendo a las diferentes unidades estratigráficas documentadas en estas dos campañas, que son la UE 1, la UE 1-2(interfaz), la UE 4 y la zona que se ha denominado “repisa”. Así mismo se hará referencia a los cuadros que mayor NR (Número de Restos) presenten para poder hacer una estimación de las zonas donde se han producido acumulaciones.

2.2. Metodología

Los métodos utilizados tienen como objeto principal identificar las especies de macrovertebrados presentes en el yacimiento de La Cerrosa-Lagaña, comprobando la representatividad de cada especie y documentando los patrones de mortandad. Además, a partir de estos datos y otros elementos, como los perfiles esqueléticos o la tafonomía, pretendemos analizar los usos y la funcionalidad de cada animal.

Para la identificación taxonómica se han utilizado colecciones de referencia depositadas en la Facultad de Geografía e Historia de la Universidad Complutense de Madrid. Además, se ha seguido a diferentes autores como Schmid (1972), Barone (1986), Prummel (1988) y Hilson (1992). También a Boesseneck (1969), Payne (1985) y Prummel y Frisch (1986) para la diferenciación entre *Ovis aries* y *Capra hircus*. Cuando no ha sido posible tal diferenciación hemos empleado la denominación *Ovis/Capra*. Con respecto a los suidos, al no poder distinguir entre su forma salvaje

o doméstica, los hemos agrupado bajo la categoría de *Sus* sp. Aquellos restos que no hemos podido identificar taxonómicamente los hemos agrupado bajo categorías de talla en función de la talla del animal. De este modo, entre las especies de talla grande estarían el caballo o la vaca, mientras que entre los animales de talla media estarían el ciervo o el burro y entre los de talla pequeña especies como el corzo, la oveja o la cabra. Así mismo, se ha tenido en cuenta el NISP (Número de especies identificadas por taxón) que se cuantificará siguiendo los criterios de Klein y Cruz Uribe (1984), quienes hacen alusión a los restos determinables.

En el estudio de la representatividad de cada especie hemos utilizado el MNI (Mínimo Número de Individuos). Para determinarlo se ha seguido a Brain (1969), teniendo en consideración la lateralidad, la edad, el sexo y la biometría de los restos. Asimismo, para establecer los perfiles de edad hemos tenido en cuenta el desgaste de las piezas dentales, la emergencia de los dientes definitivos siguiendo a Pérez Ripoll (1988) para la cabra, para la oveja a Payne (1973, 1987), para la vaca a Ducos (1968), a Grant (1982) y O'Connor (2003) para el cerdo y, por último, para los équidos seguiremos a Levine (1982) y Guadelli (1998). Además, se ha tenido en cuenta también el grado de fusión epifisiaria según Barone (1986). Los diferentes patrones de edad de las diferentes especies se han agrupado en tres cohortes de edad: infantiles, juveniles y adultos.

De modo similar, los perfiles esqueléticos se han agrupado a partir de los convencionalismos de Yravedra (2006) e Yravedra y Domínguez Rodrigo (2009) según los cuales los elementos craneales están formados por cuernos-asta, los huesos del cráneo, mandíbula y maxilar; los apendiculares por los huesos de las extremidades y los axiales por las vértebras, costillas, escápulas y pelvis. Junto a los perfiles esqueléticos también se han analizado las alteraciones óseas, utilizando para ello lupas de mano de 10X, 15X y 20X siguiendo a Blumenschine (1995). Los criterios de diag-

nóstico definidos por Binford (1981), Bunn (1982, 1986) guiaron la identificación de las marcas de corte, mientras que las marcas de dientes se registraron siguiendo a Binford (1981) y Blumenshine (1988, 1995). Así mismo se han analizado las paleopatologías siguiendo a Bendrey (2014), Baker y Brothwell (1980).

3. Estudio zooarqueológico y tafonómico

Los restos recuperados en las dos campañas de excavación han proporcionado un conjunto faunístico de 2589 restos, los cuales presentan una buena preservación y una baja fracturación, lo que ha contribuido a que sólo el 14% de la muestra sean restos indeterminados taxonómicamente (Tabla 1). Entre la fauna determinable existe un claro predominio de los animales domésticos sobre los salvajes. Dentro de la fauna doméstica hay dos taxones que predominan sobre los demás, que son los bóvidos con el 31,5% del total de los restos analizados, y los restos de ovejas y cabras con el 30,3% del total, por lo que en-

tre los dos taxones representan más del 60% de los restos recuperados. Así mismo, ambas cabañas ganaderas son también las que tiene el mayor número de individuos, pero en este caso, son los ovicápridos los que presentan mayor MNI, con 32 individuos y el 38% del total del MNI. Por su parte los bóvidos suman 27 individuos que representan el 32% del total del MNI. Tras estas dos especies, aparecen en una proporción muy inferior los perros con casi el 9% de los restos, los suidos con el 7,8% y los caballos con el 7% del total de la muestra analizada. Todo ello, traducido a número de individuos significa que los perros tienen al menos 8 individuos, los suidos 7 y los caballos 6 (Tabla 1 y Fig. 5).

Por otro lado, a pesar de que su presencia es casi testimonial, también contamos con animales silvestres, entre los que destacan los restos de oso pardo con una representación del 0,4% y un único individuo, del que sólo se han hallado dientes. Así mismo se han documentado dos restos de rebeco, por lo que su presencia supone el 0,1% en el total de la muestra y, al igual que el caso anterior,

Tabla 1. Perfiles taxonómicos representados por NR, NISP, MNI y edades.

Table 1. Taxonomic profiles represented by NR, NISP, MNI and ages.

Taxón	NR			MNI		Perfiles de edad			
	Total	%	NISP%	Total	%	Infantil	Juvenil	Adulto	% Adulto
<i>Ursus arctos</i>	10	0,4	0,2	1	1,2			1	1,4
<i>Bos taurus</i>	816	31,5	14,1	27	32,1		1	26	35,6
<i>Equus caballus</i>	182	7,0	3,1	6	7,1	1		5	6,8
<i>Ovis/Capra</i>	784	30,3	13,5	32	38,1	2	1	29	39,7
<i>Sus sp.</i>	202	7,8	3,5	7	8,3	2	1	4	5,5
<i>Canis familiaris</i>	226	8,7	3,9	8	9,5	3		5	6,8
<i>Cervus elaphus</i>	1	0,0	0,0	1	1,2			1	1,4
<i>Rupicapra rupicapra</i>	2	0,1	0,0	1	1,2			1	1,4
Ave sp.	1	0,0	0,0	1	1,2			1	1,4
T. Grande	204	7,9	3,5						
T. Media	3	0,1	0,1						
T. Pequeña	111	4,3	1,9						
Microfauna	2	0,1	0,0						
Indet.	45	1,7	0,8						
Total	2589	100,0	44,6	84	100,0	8	3	73	100,0

pertenecen a un único individuo. Por último, también se ha documentado un único resto de ciervo.

En relación a las edades obtenidas al analizar el MNI general apreciamos que el 87% de los individuos son adultos, entre los que destacan dos individuos seniles, uno perteneciente a un bóvido y otro a un caballo. Y sólo el 13% son no adultos, donde englobamos a neonatos, infantiles y juveniles. Sobre los neonatos, se ha podido documentar un ejemplar de perro y otro de suido, así como dos individuos infantiles de perro, otros dos de ovicápridos, un suido y un caballo. Por otro lado, sólo se han documentado tres individuos juveniles, en toda la muestra, presentando un ejemplar de bóvido, otro de ovicáprido y un suido (Tabla 1, Fig. 5).

Si analizamos estos mismos datos, pero a través de las diferentes unidades estratigráficas documentadas en la excavación, apreciamos que en la UE 1, el NR documentado es de 50 restos, pudiéndose determinar la presencia de 4 taxones, entre los que destacan los bóvidos con el 34% de la muestra, seguidos de los caballos con el 12% y los ovicaprinos con el 10% y, de manera casi testimonial, los suidos con el 2%. Estos porcentajes, obtenidos con el NR, se ven reflejados en el MNI donde, salvo los bóvidos que presentan dos individuos, el resto de taxones tiene un ejemplar, siendo todos individuos adultos (Tabla 2).

En la UE 1-2 (Interfaz) se han recuperado 52 restos, todos ellos pertenecientes al cuadro G4, donde destaca en NR la presencia de caballos con el 38,5% y los perros con el 23%, además de restos de ovicápridos que alcanzan el 77,7%; por lo que, traducido en MNI, se aprecia que los caballos presentan dos adultos y, por el contrario, los perros y los ovicápridos sólo un individuo adulto cada uno de ellos (Tabla 2).

La UE 2 es la que presenta el grueso de la muestra, al contar con 2411 restos que suponen el 94% del total. Entre la fauna, el 32,5% son restos pertenecientes a bóvidos, seguido de los caprinos con el 31,3%; esto supone que casi el 64% de los restos de esta unidad pertenezcan a estos dos taxones siendo, por tanto, los mejor representados. Posteriormente nos encontramos un grupo de tres especies, con porcentajes muy inferiores a los anteriores, que son los suidos con el 8,2%, los perros con el 7,8% y los caballos con el 6,3%. Por tanto, las cinco especies que mayor peso tienen en la muestra son domésticos. La muestra ósea se completa con las especies silvestres como el oso pardo con un 0,4% de representación, los restos de rebecco que representan el 0,1% del total de esta unidad y el único resto documentado de ciervo (Tabla 2). Si analizamos la distribución de los restos en relación a los cuadros apreciamos que, de los 27 cuadros excavados, en la UE2 hay 9 cuadros que destacan sobre el resto, ya que se han recuperado más de 100 restos en

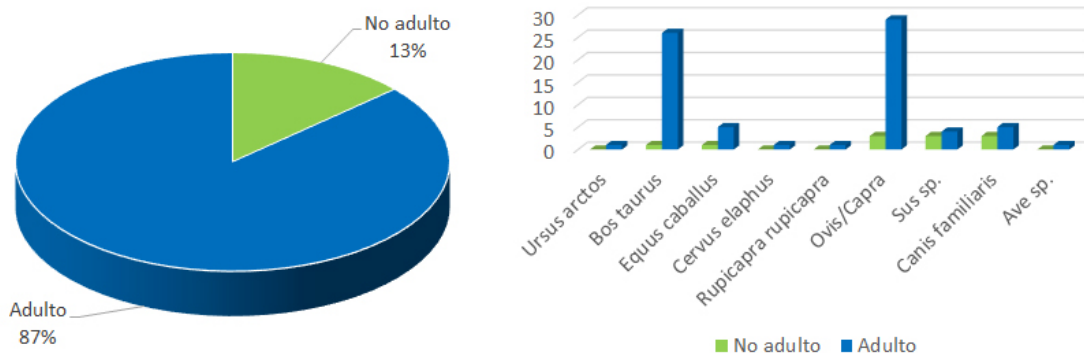


Figura 5. Representatividad de individuos adultos y no adultos.
 Figure 5. Representativeness of adult and non-adult individuals.

Tabla 2. Perfiles taxonómicos representados por NR, y MNI por UUEE.

Table 2. Taxonomic profiles represented by NR, and MNI by UUEE.

Taxón	UE1			UE1-2 (interfaz)			UE2			UE4			Repisa		
	NR	%NR	MNI	NR	%NR	MNI	NR	%NR	MNI	NR	%NR	MNI	NR	%NR	MNI
<i>Ursus arctos</i>							10	0,4	1						
<i>Bos taurus</i>	17	34	2				793	32,5	26				6	13,6	1
<i>Equus caballus</i>	6	12	1	20	38,5	2	155	6,3	5				1	2,3	1
<i>Cervus elaphus</i>							1	0,0	1						
<i>Rupicapra rupicapra</i>							2	0,1	1						
<i>Ovis/Capra</i>	5	10	1	4	7,7	1	765	31,3	32				10	22,7	1
<i>Sus sp.</i>	1	2	1				201	8,2	6						
<i>Canis familiaris</i>				12	23,1	1	190	7,8	7				24	54,5	1
<i>Ave sp.</i>							1	0,0	1						
T. Grande	21	42		7	13,5		173	7,1					3	6,8	
T. Media							3	0,1							
T. Pequeña				9	17,3		102	4,2							
Microfauna							1	0,0		1	50				
Indet.							44	1,8		1	50				
Total	50	100	5	52	100,0	4	2441	100,0	80	2	100		44	100	4

ellos. Los cuadros más representativos son el cuadro A3 (con 346 restos de los que 288 son determinables y donde el taxón más importante son los bóvidos) y el cuadro B3, que es el que mayor concentración presenta, con 399 restos, de los cuales 353 son determinables y cuentan con el mismo número de huesos de bóvidos que de ovicápridos (Tabla 3).

En relación al MNI y a los patrones de mortandad encontrados en la UE2, se observa un predominio de los individuos adultos que repre-

sentan el 89% de los individuos reconocidos (Fig. 6). Entre los individuos no adultos, que suponen el 11%, hay individuos neonatos (un perro y un suido), individuos infantiles (otro perro, un caballo y dos caprinos) y, por último, individuos juveniles con un bóvido, un suido y un caprino. Entre los individuos adultos, destacan 29 individuos de caprinos, 25 individuos de bóvidos, 5 perros y 5 caballos. Así mismo se ha podido constatar la presencia de individuos seniles: una vaca, un caballo y cuatro suidos (Fig. 6).

Tabla 3. NR determinables de la UE2 y cuadros más destacados.

Table 3. Determinable NR of the UE2 and most notable tables.

Taxón	A1	A2	A3	B1	B2	B3	C2	C3	E3	Total
<i>Ursus arctos</i>									10	10
<i>Bos taurus</i>	61	68	119	74	51	115	54	31	53	626
<i>Equus caballus</i>	3	15	34	4	2	45	10	8		121
<i>Rupicapra rupicapra</i>			1			1				2
<i>Ovis/Capra</i>	45	92	100	48	31	116	67	42	33	573
<i>Sus sp.</i>	8	4	15	25	2	57	5	28	4	148
<i>Canis familiaris</i>		31	19	2	8	19	14	11	8	112
Total	117	210	288	153	94	353	150	120	108	1593

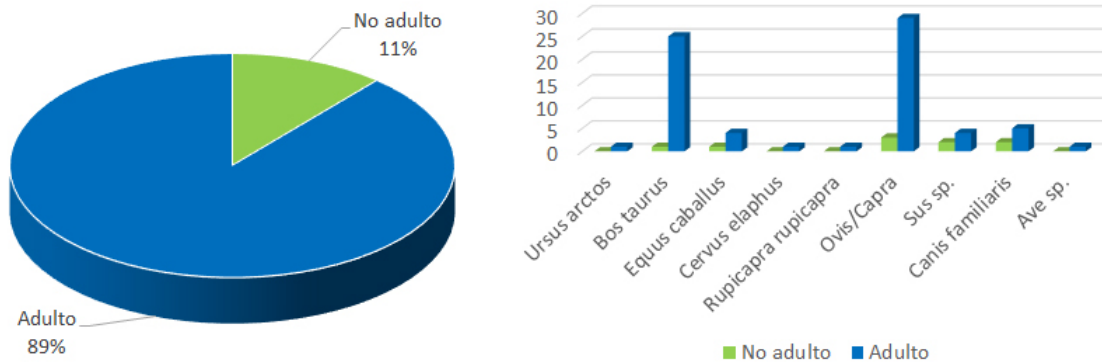


Figura 6. Representatividad de individuos adultos y no adultos en la UE2.

Figure 6. Representativeness of adult and non-adult individuals in the EU2.

La UE 4, a nivel zooarqueológico es casi testimonial, puesto que sólo dio dos restos, uno perteneciente a un ejemplar de microfauna y otro a un fragmento indeterminado. Por último, hay una zona que se ha denominado “repisa” que ha proporcionado un total de 44 restos, pudiendo determinar la presencia de cuatro taxones, entre los que destaca el perro con el 54,5%, seguido de los ovicápridos con el 22,7% los bóvidos con el 13,6% y, por último, el caballo con un 2,3% del total. Por otro lado, se ha podido asignar un individuo adulto a cada taxón (Tabla 2).

Cuando se analizan los perfiles esqueléticos, se observa que en cuatro de los cinco taxones mejor representados los elementos craneales son los que presentan un mayor porcentaje. Esto se aprecia en bóvidos, équidos, ovicápri-

dos y cánidos, destacando en todos ellos la abundancia de dientes que se han conservado. Por el contrario, en los suidos, el elemento mejor documentado son los restos apendiculares superiores debido a la abundancia de restos de húmero, radio, fémur y tibia (Fig. 7). Por otro lado, los elementos axiales son los menos significativos en la muestra en todos los taxones analizados, salvo en los bóvidos (Tabla 4 y Fig. 7). Así mismo, al analizar los datos obtenidos sobre la cantidad de restos relativos a los cuartos delanteros y traseros, los bóvidos presentan un claro predominio de los cuartos traseros, mientras que el resto de taxones aparecen igualmente representados delanteros y traseros. Esto unido a que hay huesos de todas las porciones anatómicas nos permite sugerir que todos los animales se introdujeron completos en la cavidad (Tabla 4).

Tabla 4. Secciones anatómicas de los taxones determinables en términos generales.

Table 4. Anatomical sections of the taxa that can be determined in general terms.

Secciones	<i>Ursus arctos</i>	<i>Bos taurus</i>	<i>Equus caballus</i>	<i>Cervus elaphus</i>	<i>Rupicapra rupicapra</i>	<i>Ovis/Capra</i>	<i>Sus sp.</i>	<i>Canis familiaris</i>	<i>Ave sp.</i>
Craneal	10	491	135	1	1	339	53	120	0
Axial	0	61	1	0	0	102	18	19	0
Ap. Superior	0	56	12	0	1	100	94	43	1
Ap. Inferior	0	192	34	0	0	238	29	41	0

Cuartos delanteros	0	73	10	0	0	118	51	27	1
Cuartos traseros	0	97	12	0	1	119	52	28	0

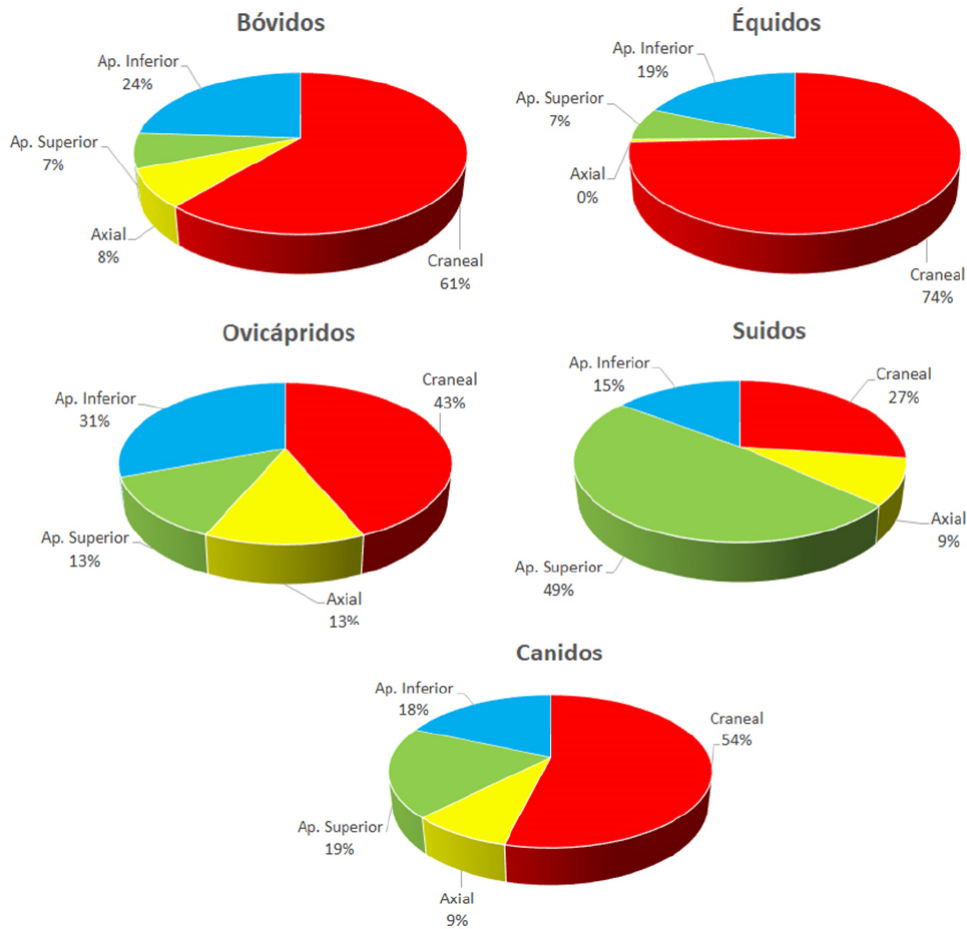


Figura 7. Perfiles esqueléticos de los taxones mejor representados.

Figure 7. Skeletal profiles of the best represented taxa.

Al observar las diferentes unidades, apreciamos que tienen unos perfiles esqueléticos muy descompensados debido a la escasez de restos por taxón y unidad. Pues mientras que en algunas unidades como las UE 1, UE 1-2 interfaz, UE 4 y en la zona de la “repisa” hay escasez de fauna, en la UE2, por el contrario, se aprecian unos patrones esqueléticos más completos, siendo casi iguales a los descritos anteriormente en la tabla 4 y Fig. 7. Lo más significativo en comparación con los datos obtenidos de manera general es que en esta unidad son cuatro taxones los que tienen todas las secciones anatómicas representadas, bóvidos, ovicápridos, suidos y canidos (Tabla 5). Frente a estas especies, en esta unidad el caballo presenta una ausencia total del esqueleto axial.

Al principio de este apartado se hizo mención a la buena conservación de los restos estudiados y que no presentaban una fragmentación muy elevada como se desprendía de los restos asignados a talla y a indeterminados. Esto ha permitido poder estudiar los diferentes patrones de alteración ósea, entre los cuales para este estudio hemos prestado principal atención a las alteraciones antrópicas. En primer lugar, llama la atención que no haya huesos quemados. En segundo lugar, destaca la baja frecuencia de marcas de cortes, que solo se han observado en unos pocos casos de la unidad 2, que se refieren a 14 marcas de corte en huesos de bóvido, 6 en caprinos, 2 en suidos y 1 en caballo.

Tabla 5. Secciones anatómicas de los taxones determinables de la UE2.

Table 5. Anatomical sections of the determinable taxa of EU2.

Secciones	<i>Ursus arctos</i>	<i>Bos taurus</i>	<i>Equus caballus</i>	<i>Cervus elaphus</i>	<i>Rupicapra rupicapra</i>	<i>Ovis/Capra</i>	<i>Sus</i> sp.	<i>Canis familiaris</i>	<i>Ave</i> sp.
Craneal	10	480	111	1	1	327	53	103	0
Axial	0	61	0	0	0	99	18	19	0
Ap. Superior	0	54	10	0	1	98	94	36	1
Ap. Inferior	0	182	34	0	0	237	28	29	0

Cuartos delanteros	0	70	10	0	0	115	50	24	1
Cuartos traseros	0	92	9	0	1	119	52	22	0

En relación a los bóvidos, apreciamos que las marcas dejadas en los huesos sugieren diferentes funciones procedentes del trabajo de desollado, como se aprecia en el cráneo y en las falanges, y de desarticulado, como muestran las marcas en los astrágalos, el axis y en las epífisis distales de los metapodios (Fig. 8). Las marcas documentadas en los ovicápridos se localizan en la cara interna de las costillas,

por lo que son resultado de evisceración, y en los laterales, por lo que son de despiece, así como una marca en una escápula y un calcáneo, ambas de desarticulado. En los suidos se han documentado dos, una en un astrágalo para desarticular y otra en una costilla que indicaría despiece. Por último, encontramos una marca en un astrágalo de caballo. Es significativo que la mayor parte de las marcas

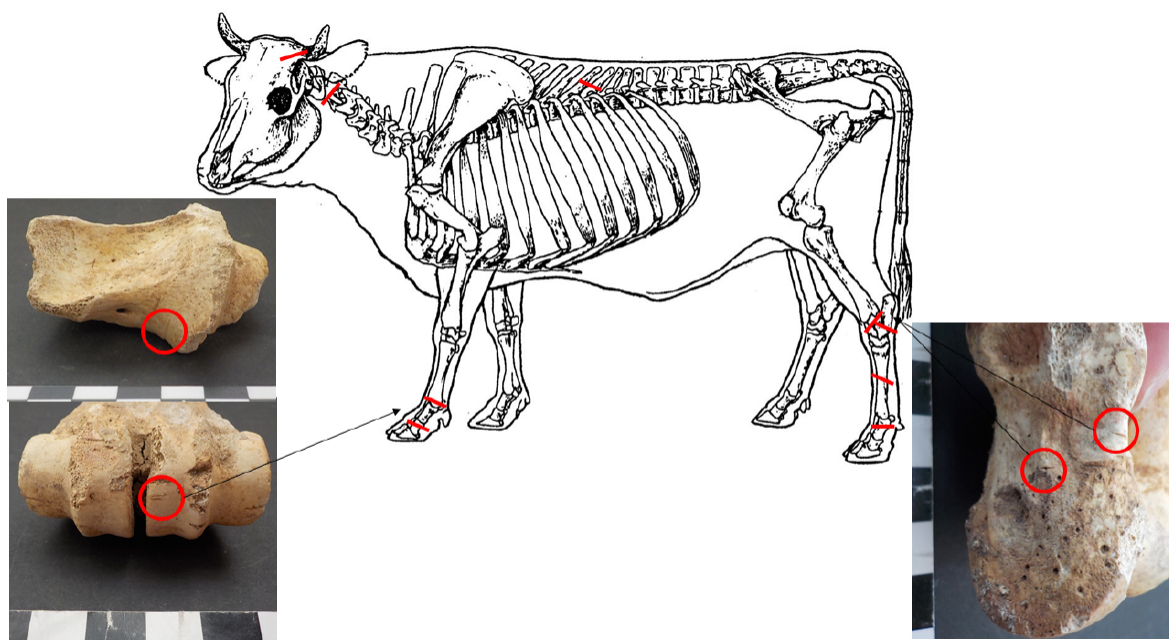


Figura 8. Representación de marcas de corte en los bóvidos de la UE2.

Figure 8. Representation of cut marks on UE2 bovids.

de corte identificadas estén en partes articulares y orientadas al desmembramiento y el desollado. Sólo algunas marcas de corte en costillas sugieren actividades de descarnado. De momento, las evidencias disponibles son escasas, por lo que habrá que esperar a tener una muestra más amplia para poder concretar las prácticas que se aplicaron a la fauna de La Cerrosa-Lagaña.

Junto a las marcas antrópicas, también se han encontrado alteraciones producidas por otros agentes biológicos como los carnívoros. Las marcas de diente en algunos huesos, así como la presencia de *furrowing* en algunas epífisis de huesos largos, sugiere que la muestra ósea actual puede estar sesgada por la acción de carnívoros. Pero, lo realmente relevante de la acción de los carnívoros, es que pudieron contribuir a la movilidad de los restos óseos antes de su sedimentación, contribuyendo a la mezcolanza de elementos anatómicos, la desconexión anatómica de los esqueletos, a la fracturación y a que algunos huesos no puedan ser determinables.

4. La fauna en su contexto arqueológico

Como hemos comentado en la introducción, la fauna analizada en este artículo proviene de varios sondeos realizados en la parte superior del yacimiento (Fig. 2), alguna de la UE 1 y, la gran mayoría, de la UE 2, un estrato que es el resultado de la acumulación de restos arqueológicos desplazados por la acusada pendiente de la cueva. No obstante, tras el estudio zooarqueológico y tafonómico, podemos señalar que la pendiente no fue lo único que pudo contribuir a la mezcolanza de los estratos. Como se ha indicado anteriormente, las marcas de diente de carnívoros en algunos huesos, posiblemente perros, indica su presencia en el yacimiento, mostrando que pudieron ayudar tanto a la alteración de los restos óseos como a la desarticulación de aquellas deposiciones de animales completos. De hecho, la mayor parte de las marcas de diente que se han localizado, se sitúan en los bordes epifisarios y metaepifisarios de los huesos

largos. También, con relación a los carnívoros y dado que se han encontrado restos de oso, no podemos descartar la posibilidad de que la cueva pudiera ser utilizada por éstos como lugar de hibernación, aunque dicho aspecto habrá —en su caso— que discutirlo más adelante, cuando haya una mayor información espacial del yacimiento y, tal vez, más restos de oso. En todo caso, todo ello pudo alterar la posición primaria de los restos y su posible relación con respecto a los restos humanos. Este tipo de hechos son bastante frecuentes en las acumulaciones óseas halladas en cuevas y, en algunos casos, han contribuido a mezclar huesos de diferentes épocas (Yravedra y Gómez Castanedo, 2014).

En lo que respecta a su cronología, todo parece apuntar a que los restos animales pertenecen en su mayoría a la Edad del Hierro, a juzgar por los resultados de las dataciones de un ovicáprido y de los restos humanos (Fig. 3). No obstante, las piezas arqueológicas identificadas en el yacimiento también ofrecen información sobre la posible adscripción cronocultural de la fauna, sobre todo aquellas que pueden estar directamente relacionadas, como un pequeño cencerro y un cuchillo, ambos de hierro y que aparecieron en la UE 1 (De Luis *et al.*, 2021: 156-157) (Fig. 9).

Esta última pieza es común en los ajueres de las necrópolis meseteñas de la Segunda Edad del Hierro, contexto en el que suele aparecer vinculado a otros objetos de aprovechamiento de materias primas relacionadas con la alimentación. En dichos contextos, los cuchillos se interpretan como parte de las herramientas utilizadas en el trascurso del ritual, asociadas al corte de alimentos o al sacrificio cruento de animales que pudo realizarse en el contexto de un banquete (Jimeno *et al.* 2004: 277-278). Además, también aparece como herramienta del “bronce sacrificial” galaico-lusitano del Instituto Valencia Don Juan, uno de los bronceos más representativos de este tipo de piezas que se erigen como máximos exponentes (y casi los únicos) de la iconografía del sacrificio animal del atlántico peninsular (García Quintela, 2021: 88-90, Fig. 9.2). Si bien, en las



Figura 9. Materiales arqueológicos posiblemente relacionados con la fauna 1) Bocados de caballos, 2) Cuchillo, 3) Cencerro.

Figure 9. Archaeological materials possibly related to fauna 1) Horse morsels, 2) Knife, 3) Cowbell.

necrópolis de la Edad del Hierro de la meseta, la presencia de restos de animales suele limitarse a escasos restos fragmentarios presentes en la tumba, las fuentes clásicas escritas se refieren a prácticas de este tipo entre los pueblos prerromanos de la Península Ibérica en el transcurso de diversos rituales. En este sentido, Estrabón (Geogr. 3.3.7) indica que “los montañeses comen principalmente chivos, y sacrifican a Ares un chivo, cautivos de guerra y caballos. Hacen también hecatombes de cada especie al modo griego. Como dice Píndaro: “de todo sacrifican cien”. Además, otros autores destacan la realización, entre los pueblos prerromanos, de sacrificios de seres humanos (especialmente prisioneros) y animales (sobre todo caballos) antes de entrar en combate (Livio: *Per*, 49) o tras él al haber sido victoriosa la batalla (Alfayé 2009: 249-251). De hecho, relacionado también con la fauna y con un posible sacrificio, pudo estar el bocado de caballo tardorromano (Fig. 9.1) hallado en la cueva. No obstante, el hecho de que la información escrita sobre prácticas religiosas de los pueblos prerromanos fuera

transmitida por griegos y romanos, hace que sus espacios rituales tiendan a ser identificados a través de las características clásicas de los mismos (por ejemplo, como espacios delimitados y modificados antrópicamente, con dedicatorias escritas a los dioses, con abundancia de exvotos...etc.). Sin embargo, lo que sabemos sobre la cosmogonía prerromana peninsular difiere en gran medida de la grecorromana, de ahí la gran dificultad para identificar estos enclaves, en concreto, aquellos en los que tiene lugar el sacrificio animal en el área atlántica, contando para ello con escasos ejemplos (como el altar de Castrejón de Capote en Badajoz, España o Cabeço das Fráguas en Sabugal, Portugal) (García Quintela, 2021: 194-195). En este sentido, el yacimiento de La Cerrosa-Lagaña, para el momento de la Edad del Hierro, podría sumarse a estos escasísimos lugares rituales en los que estudiar el sacrificio animal, junto a otros como la cueva de Barandas (Cantabria, España) para un momento inicial de la romanización (Smith *et al.*, 2013).

La interpretación de la fauna como resultado de la realización de rituales viene motivada tanto por los restos arqueológicos hallados en la cueva como por sus propias características, así como por su presencia asociada a los restos humanos, como hemos ido argumentando.

En lo que respecta al resto del material arqueológico, contamos con la presencia de, al menos, ocho individuos humanos de diversas cronologías (aunque mayoritariamente de la Edad del Hierro), la panoplia y objetos de adorno de los siglos II-I a.C./I d.C., los arcos de caballo tardorromanos y el cuchillo. Este tipo de objetos no suelen ser arrojados a basureros por su importancia material y simbólica, sino que suelen aparecer en otros espacios rituales como las propias tumbas. No podemos descartar que se hallen en este espacio, no solo como posible ajuar de alguno de los difuntos, sino como ofrenda que formó parte de otro tipo de ritual cuyo sentido se desconoce. Además, la cueva es un espacio que ha sido utilizado como lugar simbólico,

en el Cantábrico y el resto de Europa, desde la prehistoria hasta la actualidad. En este sentido, la tradición cristiana también ha utilizado las cuevas para sus rituales, encontrando en el Santuario de Covadonga (Asturias) la máxima representación en la zona. De hecho, otro elemento que indica que el sentido de la presencia de la fauna en La Cerrosa-Lagaña puede ser ritual, se vincula con una tradición cristiana, aunque más relacionada con la religiosidad popular, que permaneció hasta mitad del siglo XX en sus proximidades. Y es que los vecinos de Suarías, el 13 de junio, festejaban a San Antonio subiendo a la cima del monte Covatina y depositando, junto a una pequeña cavidad, dádivas alimenticias. Esta tradición se mantuvo hasta el momento en el que se construyó una ermita para el santo en la propia localidad de Suarías, desvinculando a la gruta y al monte de las ofrendas realizadas (Llano Testón, 2002).

En lo que respecta a las características de la fauna, tras el estudio zooarqueológico y tafonómico, se pone en evidencia que existen elementos que apoyan este sentido simbólico-ritual. Por un lado, destaca la elevada cantidad de individuos encontrados, lo cual es bastante inusual para una muestra tan pequeña. Por otro, destaca el predominio de fauna adulta en casi todas las especies. En tercer lugar, es remarcable que todas las especies domésticas fueron introducidas completas en el yacimiento, incluidos los animales de mayor tamaño como la vaca o el caballo, lo que refuerza la idea de que, quizás, pudieron ser sacrificados en el mismo sitio (aunque esto habrá que testarlo más adelante). En cuarto lugar, es importante destacar que los huesos no fueron fracturados por las poblaciones humanas, por lo que no hubo un consumo intencional de su tuétano. La mayor parte de los huesos fracturados, presentan fracturas en seco o asociadas a la acción de carnívoros. Junto a esto, los análisis tafonómicos no sólo revelan pocas marcas de corte, sino que la fauna no presenta evidencias de haber sido cocinada, e incluso las evidencias de descarnación son sorprendentemente muy escasas y limitadas a marcas en costillas. La mayor

parte de las marcas de corte localizadas están asociadas a otras actividades como el desollado, que solo implica la retirada de la piel, o el desarticulado, que no tiene porqué estar relacionado con un aprovechamiento cárnico.

En todo caso, debemos continuar con las investigaciones y una excavación en extensión más amplia del sitio para ver cómo en el futuro se pueden refutar o confirmar las hipótesis que hemos planteado.

5. Conclusiones

El estudio zooarqueológico y tafonómico de la abundante fauna procedente de las campañas de 2020 y 2021 de la cueva de La Cerrosa-Lagaña, unido al análisis de su contexto arqueológico, ha reforzado la interpretación ritual del yacimiento. En este sentido, el análisis de la fauna ha revelado una abundante representación de individuos (sobre todo de la cabaña ganadera y doméstica), perfiles esqueléticos de animales que fueron, en gran medida, completamente aportados al yacimiento y, escasas marcas de corte que rebelan prácticas como el desollado y descarnado. En lo que respecta al contexto arqueológico, esta es similar al de otras cuevas europeas y del Cantábrico de la Edad del Hierro, pues el yacimiento cuenta con piezas de alto valor simbólico y económico (panoplia, objetos de adorno), relacionados con el sacrificio cruento (cuchillo) y con rituales en los que los restos humanos cumplían una función.

Sobre el sentido ritual de depositar los restos animales en la cavidad, todavía quedan cuestiones por resolver, de ahí la importancia de seguir investigando. En este sentido, actualmente se trabaja en el estudio zooarqueológico de la fauna recuperada en las campañas 2022 y 2023, así como en las analíticas de isótopos estables y ADN de los restos animales recuperados en las cuatro campañas realizadas, a lo que se une el análisis del resto de materiales arqueológicos hallados en su contexto arqueológico. Entre las principales cuestiones a resolver se encuentra el asegurar si

se trata de un depósito ritual y, de ser así, si puede establecerse un patrón de preferencia por las víctimas (especie, edad, otras características...). También precisar si hubo pautas establecidas en el despiece de los animales, dado que sorprende la abundante presencia de marcas de desarticulación frente a las de descarnación; así como determinar el tipo de sacrificio (entrega total de animal, entrega de algunas partes concretas...) o plantear hipótesis sobre si se trata de ofrendas individuales o colectivas realizadas en momentos cronológicos muy dispares o muy concretos.

Agradecimientos

Agradecemos a todo el equipo que ha colaborado en este proyecto durante estas dos campañas de excavación: Alfonso Fanjul Peraza que codirigió estas intervenciones, Alfonso Sánchez Pozo, Alicia Hernández Tortoles, Elvira Mangas Carrasco, Silvia Toral Caso, Nel Anxel Cernuda, Antonio Bustamente Camus, Roberto De Pablo Martínez y Janelle Worthington. A la asociación El Cantu la Jorma de Suarías, al Ayuntamiento de Peñamellera Baja y al grupo de espeleología Gorfolí. Así mismo, hemos de agradecer el trabajo realizado por los responsables de los estudios de restos humanos que están siendo llevados a cabo por Silvia Carnicero Cáceres en lo que respecta a la antropología física (con un equipo en el que también participan Elvira Mangas Carrasco) y Angélica Santa Cruz) y por Olalla López-Costas en lo que respecta a los isótopos estables en el marco de su proyecto “Retos JIN 2019” (PID2019-111683RJ-I00) y del grupo EcoPast de la Universidad de Santiago de Compostela (Galicia). Así mismo, en el caso del ADN, el equipo formado por Carles Lalueza-Fox, Iñigo Olalde, Pablo Carrión y David Reich en el marco del proyecto PGC2018-095931-B-I00 “Análisis genómico de los movimientos poblacionales después de la caída del imperio romano”.

Es importante mencionar que estas dataciones han sido sufragadas por las “Ayudas para contratos Ramón y Cajal” (MCIN/AEI/

10.13039/501100011033 y el proyecto “ESF Investing in your future”) otorgada al Dr. Iñigo Olalde, así como por el proyecto “Subterránea religio: cuevas, epigrafía y ritual en la Hispania indoeuropea PID2019- 107742GB-I00” dirigido por la Dra. Silvia Alfayé Villa (Universidad de Zaragoza). Además en 2023 se han enviado a datar muestras de cada uno de los niveles, que se han llevado a cabo gracias a la financiación recibida por el Principado de Asturias a través de las subvenciones en apoyo de la financiación de proyectos actuaciones arqueológicas sobre bienes del Patrimonio Cultural de Asturias, otorgada al “Proyecto para la investigación de los materiales arqueológicos y el horizonte cronológico de la cueva de La Cerrosa-Lagaña”.

Bibliografía

- Alfayé Villa, S. (2009). Santuarios y rituales en la Hispania Céltica. BAR International Series 1963, Oxford, 583 pp. <https://doi.org/10.30861/9781407304465>
- Barone, R. (1986). Anatomie comparée des mammifères domestiques 1. Ostéologie- Paris Laboratoire d'Anatomie, Ecole Nationale Vétérinaire, 879 pp.
- Baker, J. R., Brothwell, D. R. (1980). Animal diseases in archaeology. London, Academic Press, 235 pp.
- Bendrey, R. (2014). Animal pathology. En Smith, C. (ed.) Encyclopedia of Global Archaeology. New York, Springer, 258-265. https://doi.org/10.1007/978-1-4419-0465-2_2113
- Binford, L. R. (1978). *Nunamiut Ethnoarchaeology*. New York, Academic press, 509 pp.
- Blumenschine, R. J. (1988). An experimental model of the timing of hominid and carnivore influence on archaeological bone assemblages. *Journal of Archaeological Science*, 15, 485-502. [https://doi.org/10.1016/0305-4403\(88\)90078-7](https://doi.org/10.1016/0305-4403(88)90078-7)
- Blumenschine, R. J. (1995). Percussion marks, tooth marks and the experimental determinations of the timing of hominid and carnivore access to long bones at FLK Zinjanthropus, Olduvai Gorge, Tanzania. *Journal of Human Evolution*, 29, 21-51. <https://doi.org/10.1006/jhev.1995.1046>
- Boesseneck, J. (1969). Osteological Differences between Sheep (*Ovis aries* Linné) and Goats

- (*Capra hircus* linné). En: D. Brothwell y Higgs (Eds). *Science in Archaeology*. Thames y Hudson, 331-358.
- Brain, C. K. (1969). The contribution of Namib desert Hottentot to understanding of Australopithecus bone accumulations. *Scientific Papers in Namibian desert Research Station*, 32, 1-11.
- Bunn, H. T. (1982). Animal bones and archaeological inference. *Science*, 215, 194-495. <https://doi.org/10.1126/science.215.4532.494>
- De Luis Mariño, S. (2014). Aproximación al uso ritual de las cuevas en la Edad del Hierro: el caso del Cantábrico Centro-Oriental (Península Ibérica), *Munibe (Antropología-Akeología)*, 65, 137-156. <https://doi.org/10.21630/maa.2014.65.09>
- De Luis Mariño, S., Hernández Tórtoles, A., Serna Gancedo, A. (2023). La Edad del Hierro en la cueva de Cofresnedo (Ruesga, Cantabria). A propósito de dos nuevos fragmentos cerámicos, *Sautuola. Homenaje a Ramón Bohigas*, XXVII, 21-32.
- De Luis Mariño, S.; Serna Gancedo, A. y Fanjul Peraza, A. (2020). La panoplia localizada en la sima de La Cerrosa-Lagaña (Suurias, Peñamellera Baja, Asturias): un conjunto asociado a la Segunda Edad del Hierro y el contexto de las guerras ástur-cántabras», *Complutum*, 32(1), 141-165. <https://doi.org/10.5209/cmpl.76452>
- De Luis Mariño, S. Serna Gancedo, A., Fanjul Peraza, A. Carnicero Cáceres, S.; Estaca-Gómez, V., López-Costas, O.; Lalueza-Fox, C.; Sánchez Pozo, A.; Hernández Tórtoles, A. y Mangas Carrasco, E. (2022). La cueva de La Cerrosa-Lagaña (Suurias, Peñamellera Baja). Resultados de la campaña de intervención arqueológica de 2020. En *Excavaciones Arqueológicas en Asturias 2017-2020*, 121-133.
- Ducos, P. (1968). L'Origine des animaux domestiques en Palestine. *Publications de L'institut de Prehistoire de L Université de Bordeaux, Memoire No. 6*, Imprimeries Delmas, Bordeaux, 191pp.
- Estrabón. *Geografía de iberia*; traducción de Javier Gómez Espelosín; presentaciones, notas y comentarios de Gonzalo Cruz Andreotti, Marco V. García Quintela y Javier Gómez Espelosín Madrid, 2007, Alianza Editorial
- García Quintela, M.V. (2021), El sacrificio animal galaico-lusitano. Estudio comparativo de Historia de las Religiones, ed. Universidad de Sevilla, Colección Historia, 378, Sevilla, 256 pp.
- Grant, A. (1982). The use of tooth wear as a guide to the age of domestic ungulates. En Wilson, B; Grigson, C y Payne, S. (ed.): *Ageing and sexing animal bones from archaeological sites*. BAR International Series 109, Oxford, 91-108.
- Guadelli, J. L. (1998). Détermination de l'âge des chevaux fossiles et établissement des classes d'âge. *Paléo*, 10, 87-93. <https://doi.org/10.3406/pal.1998.1130>
- Hilson, S. (1992). *Mammal Bones and Teeth: An introductory guide to methods of identification*. London Institute of Archaeology, 119 pp.
- Jimeno, A., de la Torre, J.L., Berzosa, R., Martínez, J.P. (2004). La necrópolis celtibérica de Numancia, *Arqueología en Castilla y León*, 12, col. Memorias. Ed. Junta de castilla y León. Valladolid.
- Klein, R., Cruz Uribe, K. (1984). *The análisis of animal bones from archaeological sites*. Chicago, Chicago University Press.
- Levine, M. A. (1982). The use of crown height measurements and eruption wear sequences to age horse teeth. En Wilson, B., Grigson, Payne, C. *Aging and sexing from archaeological sites*. Oxford BAR 109, 223-250
- Livio. *Períocas. Períocas de Oxirrinco. Fragmentos. Libro de los prodigios / Julio Obsecuente*; introducción, traducción y notas de José Antonio Villar Vidal, Madrid, 1995, Biblioteca clásica Gredos.
- Llano Testón, B. (2002). Leyenda de la Peña "La Covatina". Libro de fiestas de San Antonio 2002. Ed. Asociación Cultural el Cantu la Jorma. Suurias: 27-29.
- O'Connor, T.P. (2003). Husbandry decisions: Age at death. En O'Connor, T. *The analysis of urban animal bones assemblages: a hand boof of archaeologists*. Council for British Archaeology, York, 19, 157-165.
- Payne, S. (1973). Kill-off pattern in sheep and goats: the mandibles of Asvan Kale. *Anatolian Studies*, 23, 281-303. <https://doi.org/10.2307/3642547>
- Payne, S. (1985). Morphological distinction between the mandibular teeth of young sheep, ovis and goats, capra. *Journal of Archaeological Sciencie*, 12, 139-147. [https://doi.org/10.1016/0305-4403\(85\)90058-5](https://doi.org/10.1016/0305-4403(85)90058-5)
- Pérez Ripoll, M. (1988). Estudio de la secuencia del desgaste de los molares de *Capra pyrenaica* de los yacimientos prehistóricos. *Archivo de Prehistoria levantina*, 18, 83-128. <http://mupreva.org/pub/635/es>

- Píndaro, Odas y fragmentos. Introducción, traducción y notas de Alfonso Ortega. Madrid, 1984. Biblioteca clásica Gredos.
- Prummel, W. (1988). Distinguishing features en postcranial skeletal elememnts of cattle, *Bos primigenius*, *Bos taurus* and red deer, *Cervus elaphus*. En *Schiften, aus der Archaeologisch-Zoologischen Arbeistgruppe*. Schleswig-Kiel. Heft 12. 5-52.
- Prummel, W., Frisch, H. J. (1986). A guide for the distinction of species, sex and body size in bones of sheep and goat. *Journal Archaeological Sciencie*, 13 (6), 567-577. [https://doi.org/10.1016/0305-4403\(86\)90041-5](https://doi.org/10.1016/0305-4403(86)90041-5)
- Serna Gancedo, M. L, Fanjul Peraza, A. (2018). La Cerrosa (Suárías, Peñamellera Baja). Una sima de la Edad del Hierro. *Asturies* 38, 18-22.
- Schmid, E. (1972). *Atlas of Animal Bones for Pre-historians, Archaeologist and Quaternary Geologist*. Elsevier Publishing Company. Amsterdam, London, New York, 156pp
- Smith, P., Ruiz Cobo, J., Corrán, J. (2013). La cueva de Las Barandas (Matienzo, Cantabria): depósito y muerte. *Sautuola XVIII*: 101-104.
- Yravedra, J. (2006). *Tafonomía aplicada a zooarqueología*. UNED Aula Abierta, 412pp.
- Yravedra, J., Dominguez Rodrigo, M. (2009). The shaft-based methodological approach to the quantification of long limb bones and its relevance to understanding hominid subsistence in the Pleistocene: application to four Palaeolithic sites. *Journal or Quaternary Science*, 24, 85–96. <https://doi.org/10.1002/jqs.1164>
- Yravedra, J., Gómez-Castanedo, A. (2014). Taphonomic implications for the Late Mousterian of South-West Europe at Esquilieu Cave (Spain), *Quaternary International*, 337, 225-236. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.09.030>

Recibido el 19 de noviembre de 2023

Aceptado el 30 de noviembre de 2023



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⁽¹⁾

(1) AMBIOSOL Departamento de Edafología e Química Agrícola, Facultade de Bioloxía,
Universidade de Santiago de Compostela. Galicia. email: 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 km² 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 Ibarguchi *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 glaciar o periglacial, 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 glaciar. 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 glaciar 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 Bibei. 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-

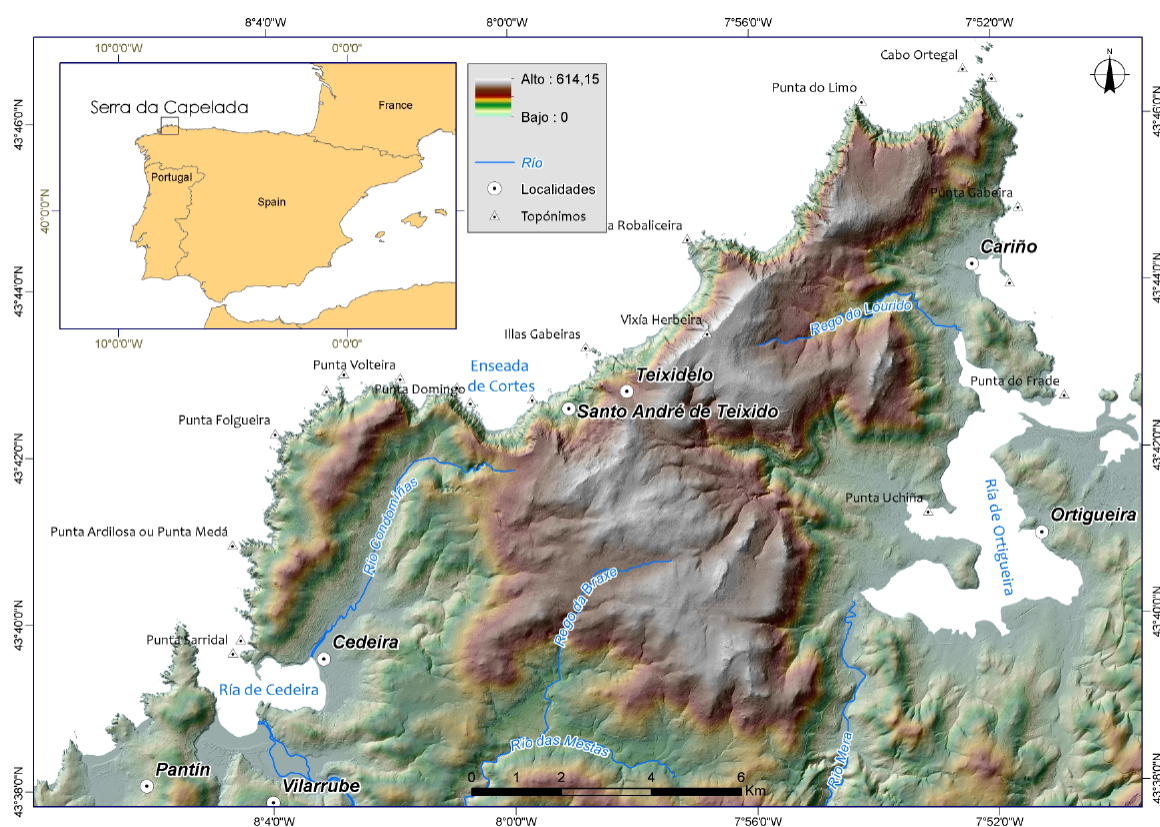


Figura 1. Situación y topografía de la Serra da Capelada.

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 antecendencia 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.

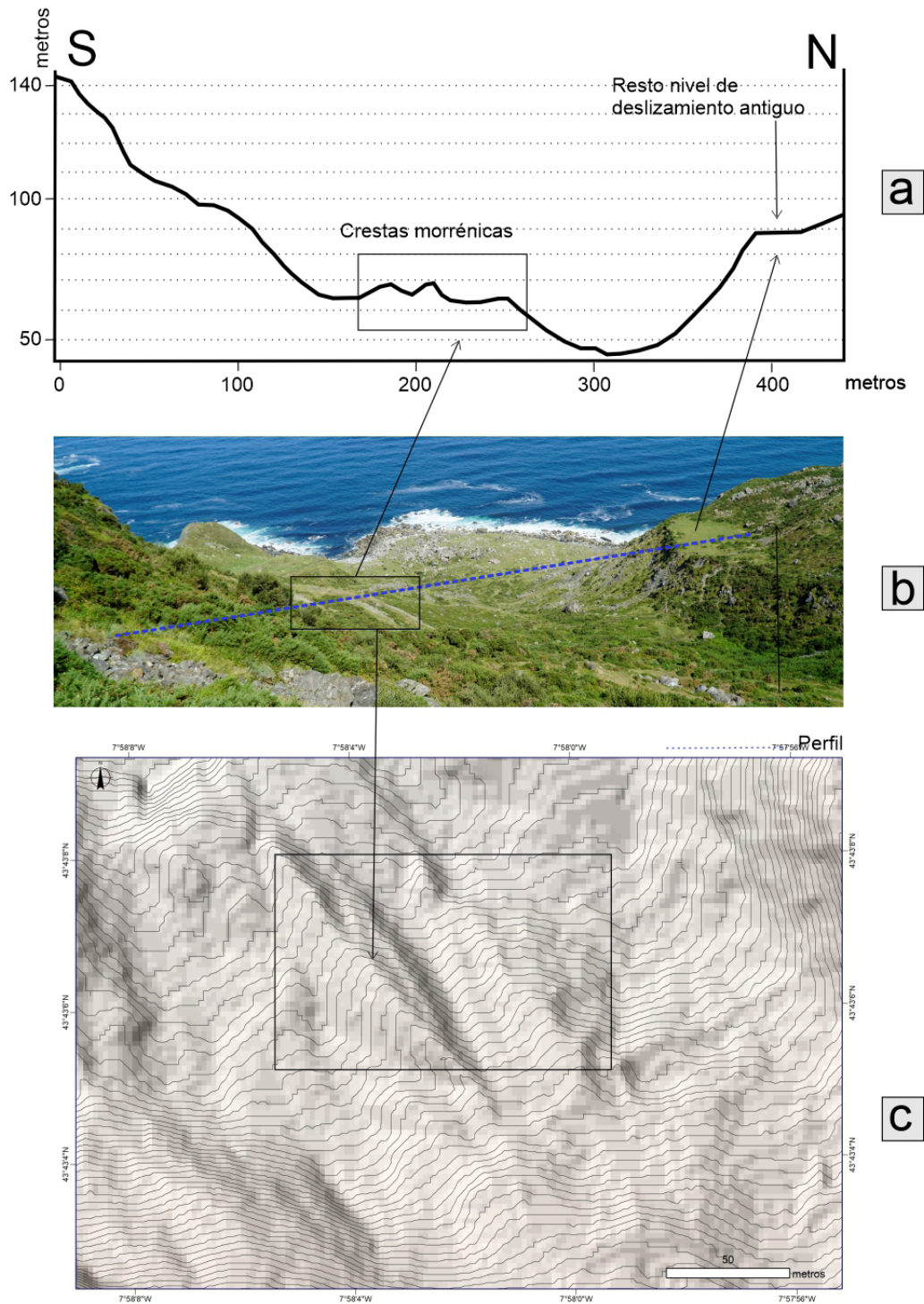


Figura 3. Valle de Teixidelo. a) Perfil topográfico; b) Vista general del valle desde su cabecera; c) Detalle del Modelo Digital de Elevaciones del sector central del valle.

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 *diamictones* clasto soportados macizos, Dmm (Figura 6a), en medio del valle y en el sector frontal meridional, y *diamictones* 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

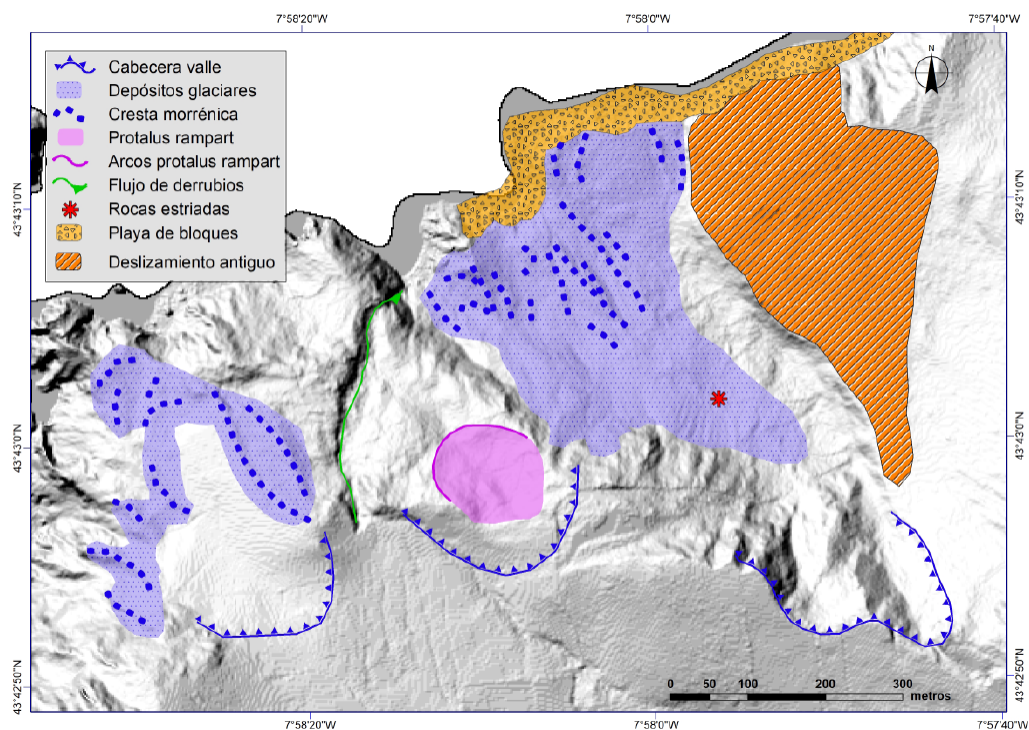


Figura 4. Mapa geomorfológico del Valle de Teixidelo.
Figure 4. Geomorphological map of the Teixidelo Valley.



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

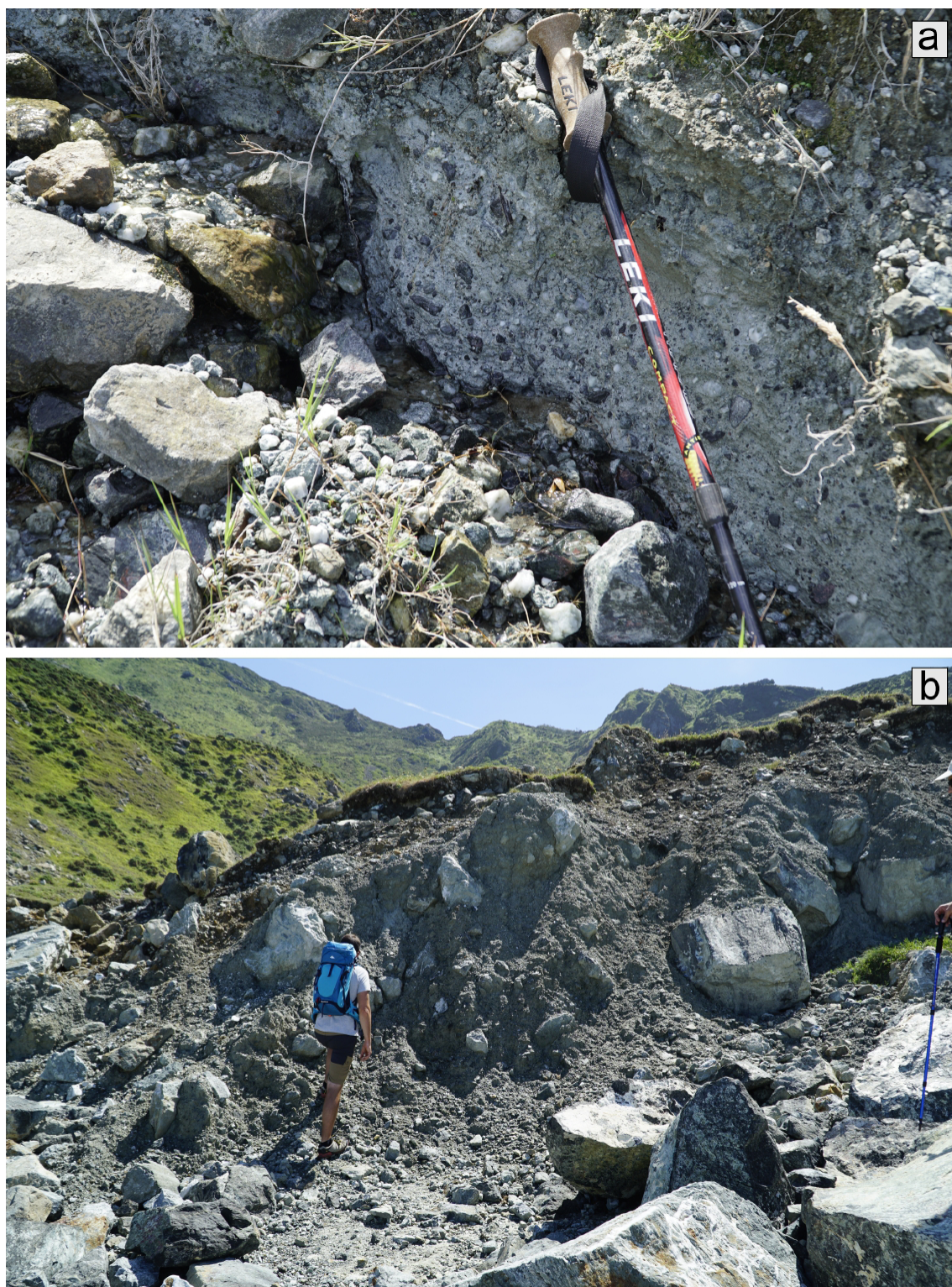


Figura 6. Depósitos glaciares del Valle de Teixidelo. a) Till subglaciar; b) Till proglaciar.
Figure 6. Glacial deposits of the Teixidelo Valley. a) Subglacial Till; b) Proglacial Till.

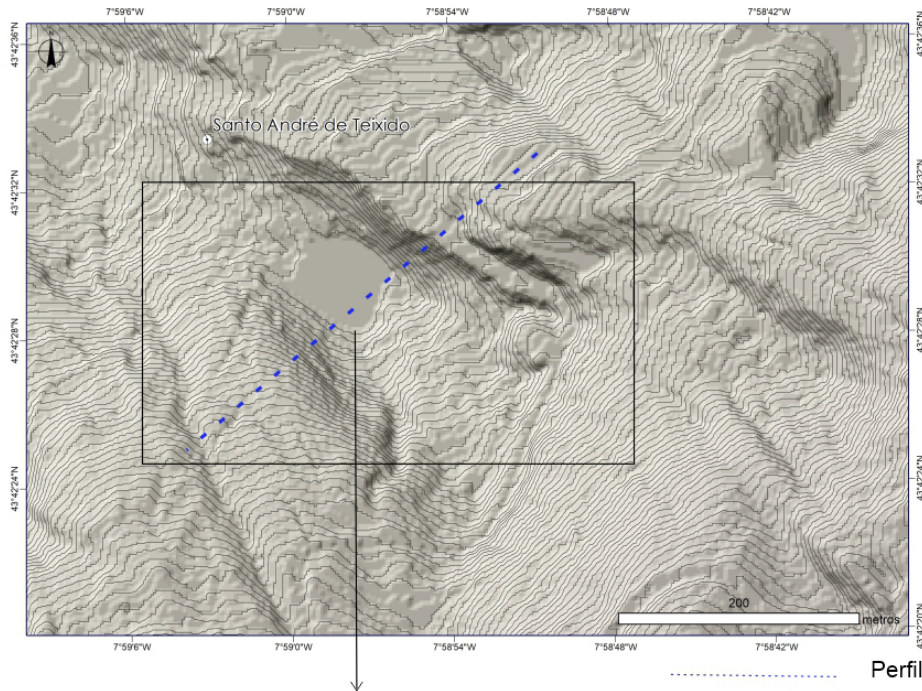
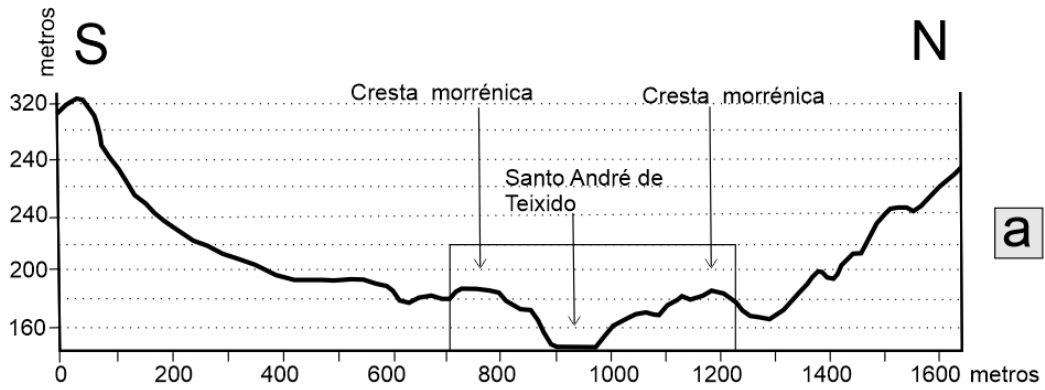


Figura 7. Valle de Santo André de Teixido. A) Perfil topográfico; b) Detalle del Modelo Digital de Elevaciones del sector central del valle; c) Vista desde el oeste del valle.

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

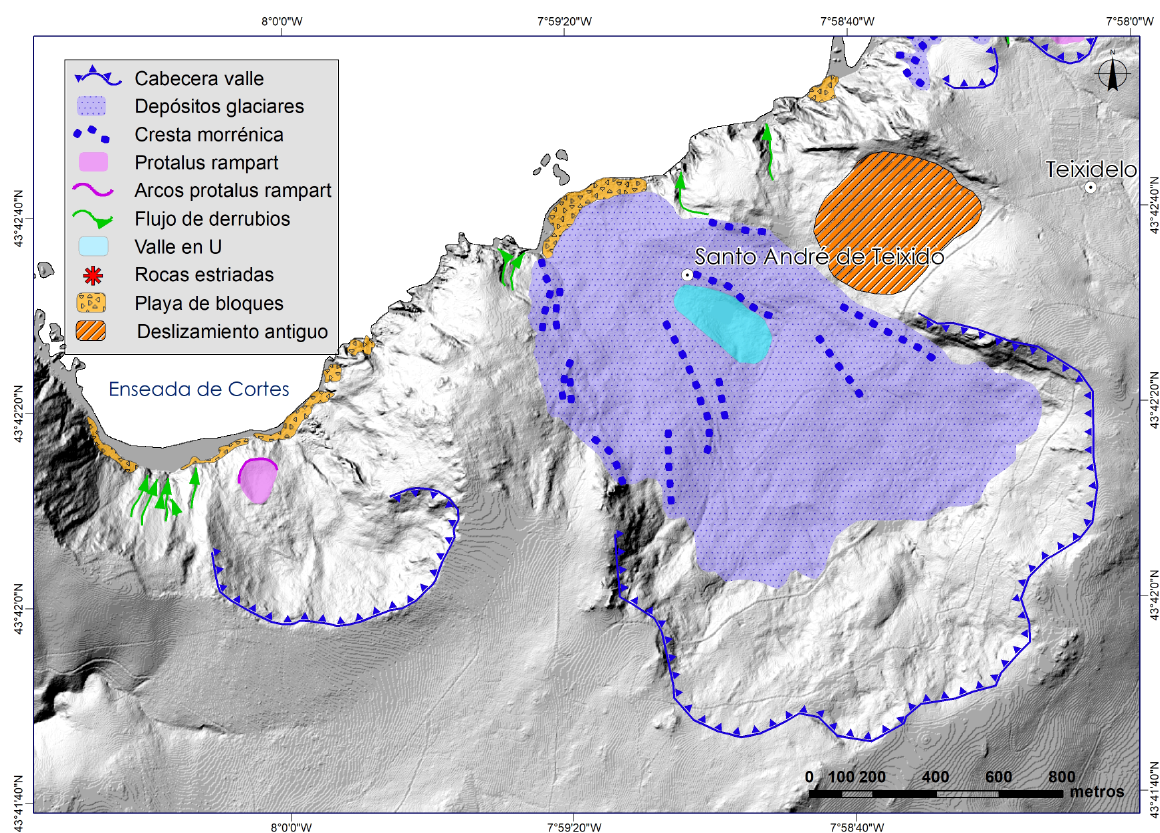


Figura 8. Mapa geomorfológico del Valle de Santo André de Teixido.
Figure 8. Geomorphological map of the Santo André de Teixido Valley.



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.

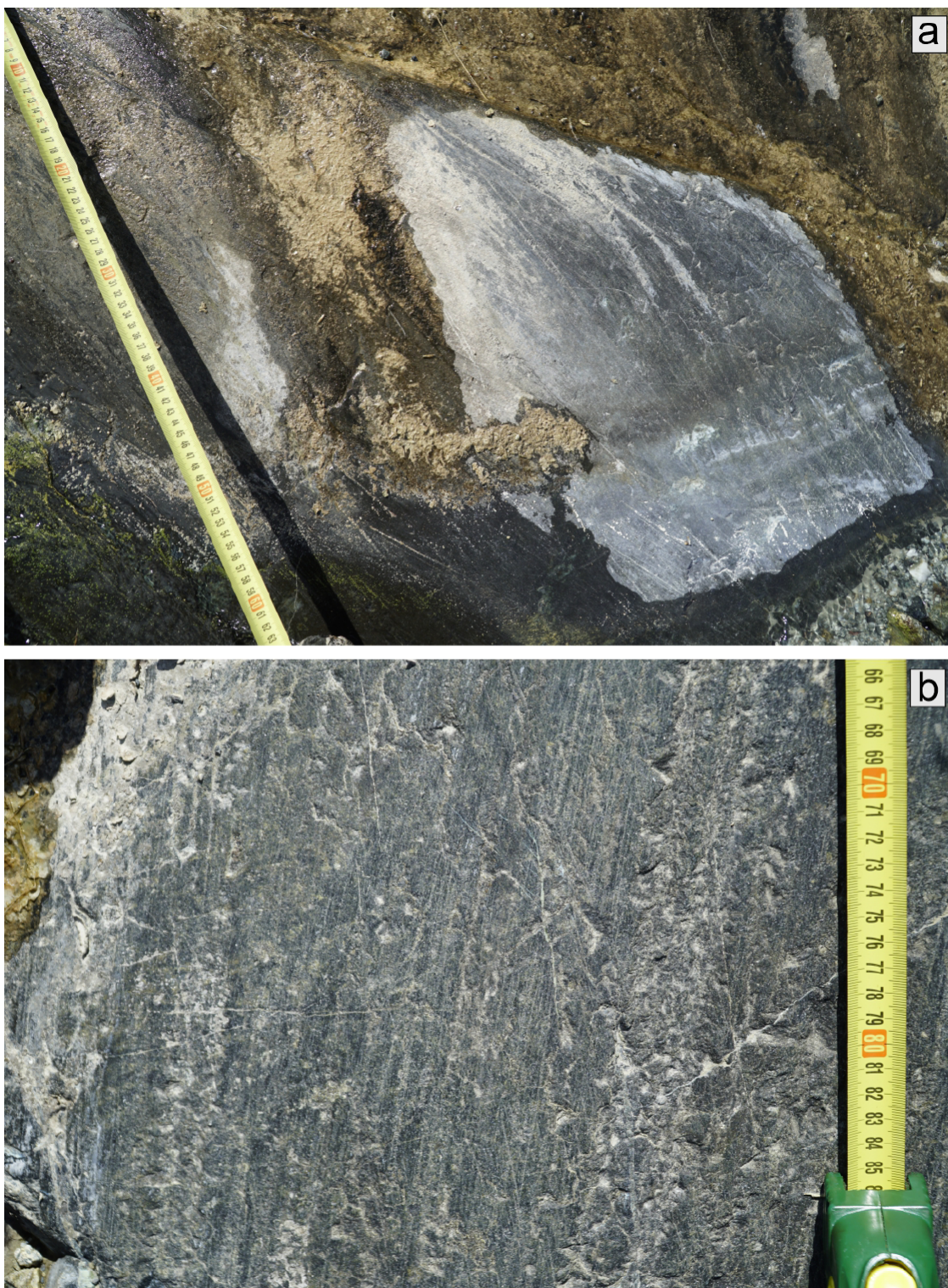


Figura 10. Rocas serpentinitas estriadas en el valle de Teixidelo. a) Vista del sector central del valle; b) Detalle.
Figure 10. Striated serpentinites rocks in the Teixidelo valley. a) View of the central sector of the valley; b) Detail.

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 glaciar 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 desgarró 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 glacial.

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 glacial 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-

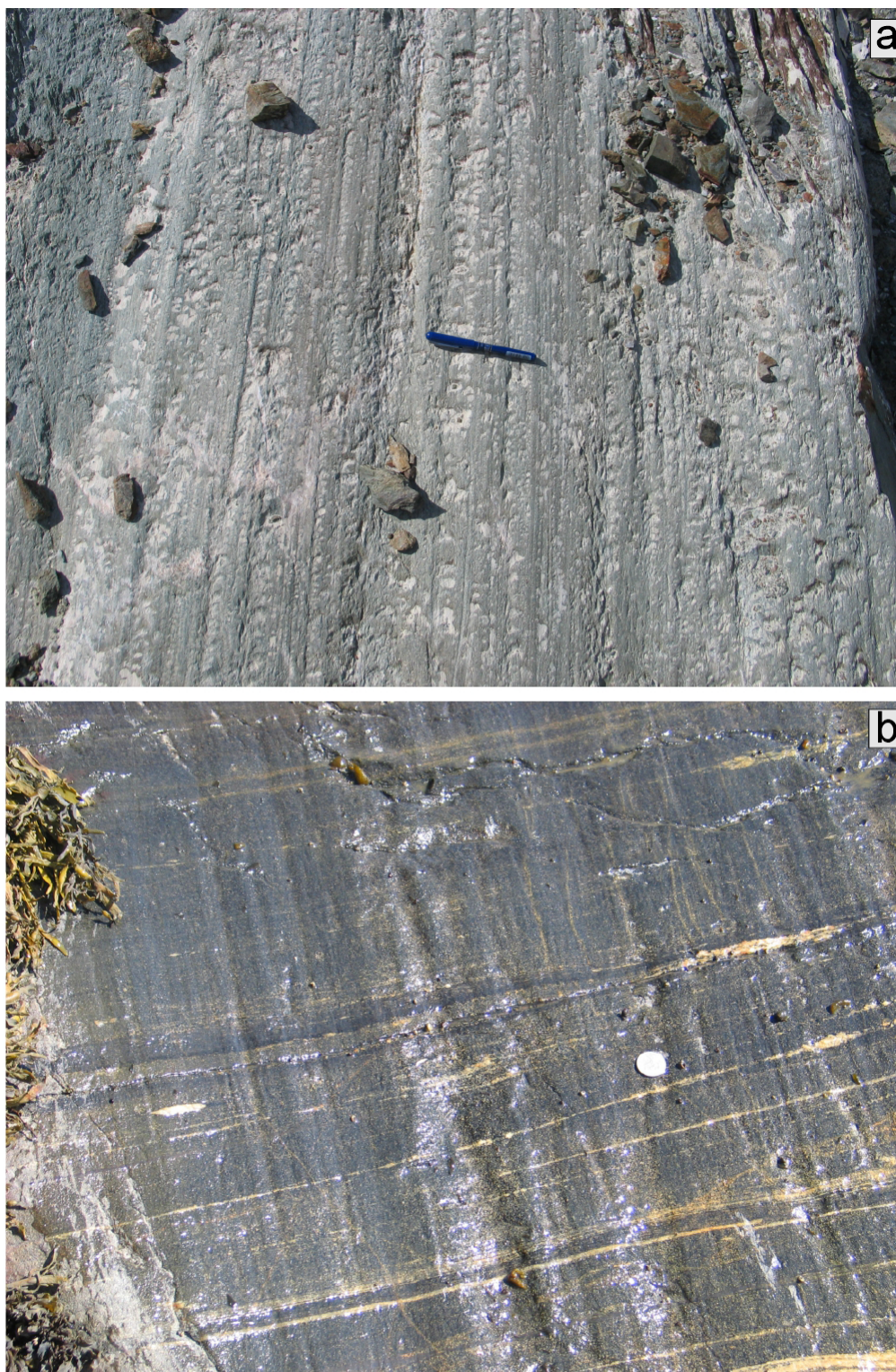


Figura 12. Rocas estriadas. a) Andes Fueguinos (Tierra del Fuego, Argentina): b) Gaspésie (Quebec, Canadá).
Figure 12. Striated rocks. a) Fuegian Andes (Tierra del Fuego, Argentina): b) Gaspésie (Quebec, Canada).

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 ± 690 BP; Sanxián: 38.830 ± 2.200 BP, 28.000 ± 230 BP; Oia Sur: 32.980 ± 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 ± 270 BP y Moreira 18.980 ± 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 ± 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 ± 2 , 31 ± 3 y 33 ± 3 o las obtenidas por cosmogénicos (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2014) en el sector de Sana-bria que oscilan entre 19,2 y los 15,4 10Be ka o en las Montañas do Courel (González-Díaz *et al.*, 2023) que lo hacen entre los 23,77 y los 18,78 36Cl , 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 Teixidelo 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-Gaussen, 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-O](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90011-O)

- Gil Ibarguchi, 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 glaciar 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 détritique. Piémonts et bassins intramontagneux 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 glaciar 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., Marquín, 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., Andonaegui, 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/S0022143000002276>
- 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., Antoniadis, 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 palaeoglaci-ers. *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 periglaciario 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 Bibei 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 glaciarismo 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 (Serra dos 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 glaciarismo .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}Be and ^{21}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

ÍNDICE / INDEX

Prólogo CyG

<i>Cendrero, A.; García Ruiz, J.M. In memoriam. Mateo Gutiérrez Elorza</i>	3
--	---

Artículos de Investigación / Research Papers

<i>Rosas, A.; García-Tabernero, A.; Morales, J.I. Filogeografía de los Neandertales de la península Ibérica. Estado de la cuestión</i>	9
<i>Añó Vidal, C.; Valera Lozano, A.; Carbó Valverde, E. ¿Es necesario actualizar la cartografía de capacidad de uso del suelo de la Comunidad Valenciana?</i>	21
<i>Silva, P.G.; Reicherter, K.; García-Jiménez, I.; Prados Martínez, F.; Pérez-Tarruella, J.; Sánchez-Sánchez, Y. Geología y Arqueología del Terremoto-Tsunami de finales del Siglo IV a.C. que destruyó la ciudad Romana de Baelo Claudia (Cádiz, Sur España)</i>	37
<i>Estaca-Gómez, V.; De Luis-Mariño, S.; Serna-Gancedo, M. L. Primer estudio zooarqueológico de la cueva de La Cerrosa-Lagaña (Suarías, Peñamellera Baja, Asturias): la fauna como evidencia de prácticas rituales durante la Edad del Hierro</i>	59
<i>Pérez-Alberti, A. El patrimonio de origen glaciar de la Serra da Capelada (Geoparque mundial de la Unesco Cabo Ortegal, Galicia, Península Ibérica)</i>	77

