

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

C_yG

Vol. 40 (1-2)

Junio 2026

ISSN: 0214-1744

ISSNe: 2695-8589



Spanish Journal of Quaternary and Geomorphology

 **CUATERNARIO**
GEOMORFOLOGÍA^y





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.es

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:

Guelta d'Archei (Chad), una fuente de agua permanente, que sirve de abrevadero a los rebaños de camellos y en donde quedan todavía poblaciones relictas de cocodrilos del Nilo.

Guelta d'Archei (Chad), a permanent water source which serves as a watering hole for herds of camels and where relict populations of Nile crocodiles still remain.

ÍNDICE / INDEX

Prólogo CyG

<i>Silva Barroso, P.G.; Bautista Davila, B.</i> Libro 40 Aniversario AEQUA. Los QSites más relevantes para la Historia de los Estudios de Cuaternario en España	3
---	---

Artículos de Investigación / Research Papers

<i>Redondo Ortega, J. J.; Ramos Fernández, J.; Martínez Rodríguez, F.</i> Un abanico aluvial del Pleistoceno, de interés geoarqueológico, en el Cantal Alto de Rincón de la Victoria (Málaga).....	7
<i>Alonso, V.</i> El periodo húmedo africano y el arte rupestre sahariano.....	23
<i>Abad, M.; Izquierdo, T.; Forch, M.; Pereira, N.; Melo, S.; Fernández, A.; Fernández Navarro, R.; Ruiz, F.</i> Depósitos de bloques en costas acantiladas del desierto de Atacama meridional como evidencia de múltiples impactos de tsunamis durante el Holoceno superior.....	59
<i>Serrano, E.; Ruiz Pedrosa, R. M.</i> Patrimonialización del modelado glaciar en montaña media. La Serrota (Sistema Central, Ávila).....	85



FECYT-088/2025
Fecha de certificación: 14 de mayo de 2012 (3ª edición)
Válido hasta: 19 de diciembre de 2027

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)



Libro 40 Aniversario AEQUA. Los Qsites más relevantes para la Historia de los Estudios de Cuaternario en España.

AEQUA 40th Anniversary Book. The Most Significant Qsites in the History of Quaternary Studies in Spain.

Pablo G. Silva Barroso, Begoña Bautista Davila
Universidad de Salamanca (USAL)

La obra que se presenta es una iniciativa de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA) para conmemorar los 40 años de la creación de nuestra sociedad científica en 1985. El libro recoge 103 Qsites relevantes en España, Gibraltar y Principado de Andorra. Un AEQUA Qsite es un afloramiento, yacimiento o evento particular que representa un hito relevante en la historia del estudio del Cuaternario en España y entornos cercanos de la península ibérica. El número de 103 hace referencia al estadio MIS 103 que es cuando se sitúa el comienzo del Periodo Cuaternario hace 2,58 Ma en la escala isotópica del oxígeno marino. Los Qsites seleccionados ilustran importantes hitos en el desarrollo de diferentes

temáticas de estudio como pueden ser la paleoclimatología, el glaciario, el periglaciarismo, los cambios del nivel del mar, la tectónica y el vulcanismo cuaternario, la edafología, los registros lito-

Un AEQUA Qsite es un afloramiento, yacimiento o evento particular que representa un hito relevante en la historia del estudio del Cuaternario en España y entornos cercanos de la península ibérica. Los 103 Qsites seleccionados ilustran importantes hitos en el desarrollo de diferentes temáticas de estudio como pueden ser la paleoclimatología, el glaciario, el periglaciarismo, los cambios del nivel del mar, la tectónica y el vulcanismo cuaternario, la edafología, los registros litorales y continentales, las faunas fósiles, la geoarqueología, la arqueología (Prehistoria) y paleoantropología.

rales y continentales, las faunas fósiles, la geoarqueología, la arqueología (Prehistoria) y paleoantropología. Dentro de estas últimas temáticas se incluyen un gran número de yacimientos que han sido y siguen siendo claves para el estudio de la evolución humana, las poblaciones neandertales y pre-neandertales, el arte rupestre, las culturas desarrolladas durante el Holoceno y el inicio del Neolítico en la península ibérica. La obra también incluye lugares clave para el desarrollo de ciencias emergentes dentro del análisis de los riesgos naturales, como pueden ser la paleohidrología (inundaciones), la paleosismología y la arqueosismología (terremotos y tsunamis). En este sentido, cabe mencionar que los eventos (QEvents) incluidos en este volumen han supuesto “puntos de arranque” para el análisis y seguimiento de la peligrosidad de determinados procesos geológicos que han causado gran impacto social y económico en estos 40 años, tales como el terremoto de Lorca de 2011, la erupción submarina de El Hierro de 2011-2012, la erupción de La Palma de 2021, o las más recientes inundaciones del entorno de Valencia como consecuencia de la DANA de octubre de 2024. Ligado a esto último, tampoco nos hemos olvidado de “trending topics” como el tan nombrado “calentamiento global” y nos hemos detenido en el registro de los últimos glaciares en la cordillera pirenaica, así como en el registro paleoclimático reciente en cuevas, sondeos lacustres, etc., del sector norte de la península. Por último, y en relación con el impacto de la actividad humana sobre el planeta y su registro geológico, la obra también ilustra lugares emblemáticos relacionados con el registro del malogrado “Antropoceno” en España, como pueden ser los afloramientos de las playas de Gorrondatxe y Tunelboca en Vizcaya o las tobas antrópicas de Lomo Morín en la isla de Tenerife.



An AEQUA QSite is an outcrop, deposit or specific event that represents a significant milestone in the history of Quaternary research in Spain and the surrounding areas of the Iberian Peninsula. The 103 selected QSites illustrate important milestones in the development of different areas of study, such as paleoclimatology, glaciation, periglaciation, sea level changes, Quaternary tectonics and volcanism, soil science, coastal and continental records, geoarchaeology, archaeology (prehistory) and palaeoanthropology.

Como se desprende de los párrafos anteriores, se ha querido dotar a la obra de la importante multidisciplinariedad que abarcan los Estudios del Cuaternario en la actualidad y su progreso desde la creación de AEQUA durante estos últimos 40 años. De la misma manera, este volumen aporta una cobertura regional lo más amplia posible incluyendo lugares de todas las comunidades autónomas y en todas sus provincias, aunque lamentablemente algún territorio quedó fuera. De la misma forma, no nos hemos olvidado de nuestros amigos de Andorra y Gibraltar, que albergan sitios clave en el estudio del Cuaternario en la península ibérica y que han colaborado con AEQUA en muchas ocasiones, e incluso han sido sedes de Reuniones de Cuaternario Ibérico (REQUI: Gibraltar, 2005) o Congresos Nacionales de Cuaternario (AEQUA: Andorra, 2011). Por lo demás, hay que decir que, sitios emblemáticos como Altamira, las cuevas de Gibraltar, los glaciares de los Pirineos o del Sistema Central, con los que se iniciaron los estudios del Cuaternario en España a finales de siglo XIX, quedan incluidos en esta obra. De la misma forma, se incluyen los icónicos yacimientos de Atapuerca que han puesto a España a la cabeza de los estudios de Evolución Humana en Europa.

Como no podía ser de otra forma, la obra también incluye la Cova dels Cavalls (Castellón), la cual alberga el arquero del arte rupestre levantino que forma parte del logotipo de nuestra asociación.

La obra reúne una exclusiva colección de “perlas cuaternarias” que ilustra la importancia de los estudios sobre el Cuaternario en España, así como la riqueza temática que posee nuestro territorio a nivel internacional. Ello, quizás nos ayude a reflexionar sobre el importante impacto de las ciencias del Cuaternario en la sociedad actual, las cuales han venido ganando, durante estos últimos 40 años, una progresiva aplicabilidad práctica sobre multitud de aspectos relevantes o críticos de nuestra historia y prehistoria, los cambios climáticos y ambientales y el análisis de procesos geológicos peligrosos. Como ya sabemos, el estudio del Cuaternario supone seguir aprendiendo sobre la *“Historia Geológica de la Prehistoria”* (Silva *et al.*, 2017; CyG, Vol. 31 [3-4], pp. 113-154), pero también comenzar a conocer los ritmos geológicos del pasado que son la clave para intentar remediar su grave alteración en un futuro.

La obra queda abierta a próximas ediciones que amplíen la colección de importantes QSites por describir, o aún por descubrir, en nuestro país. En esta primera edición han colaborado más de 150 autores, 81 de ellos primeros firmantes, pertenecientes a 51 universidades, organismos públicos, institutos de investigación del CSIC, museos, fundaciones y empresas que han aportado los textos y la excelente información gráfica con la que se ilustra. Para finalizar, solo nos queda agradecer a los numerosos colaboradores que han participado en la elaboración de esta obra coral, en su mayoría socios de AEQUA, en la que se cubren aspectos tan variados como la paleontología, la paleoantropología, la arqueología, la geología, la geoarqueología y la geomorfología del Cuaternario.

Datos de la obra:

Editores: Pablo G. Silva Barroso (USAL); Jesús F. Jordá Pardo (UNED) y Teresa Bardají Azcárate (UAH)
Editado y Publicado por AEQUA: Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, 2026.

<https://www.aequa.es/>

Primera publicación en España, Diciembre 2025; Primera Edición Oficial, Julio 2026

Impresión digital: PGS Usal Series, Ávila, España



**Un abanico aluvial del Pleistoceno, de interés geoarqueológico,
en el Cantal Alto de Rincón de la Victoria (Málaga)**

*A Pleistocene alluvial fan of geoarchaeological interest
at Cantal Alto in Rincón de la Victoria (Málaga)*

Redondo Ortega, J. J.⁽¹⁾, Ramos Fernández, J.⁽¹⁾, Martínez Rodríguez, F.⁽¹⁾

(1) Yacimientos Arqueológicos de La Araña (Málaga), Escritor Aguirre García S/N, 29018, Málaga, España.
jjredort@gmail.com, direccion@complejohumo.org, federico.e.f@gmail.com

Resumen

En este artículo se estudia una pequeña formación conglomerática continental, situada al este de la bahía de Málaga sobre materiales del Complejo Maláguide. La interpretación del depósito como un abanico aluvial se fundamenta en el conjunto de características granulométricas y en las estructuras sedimentarias observadas. Se argumenta la procedencia de los clastos y la asignación del conglomerado al Pleistoceno, inferida a partir de elementos geomorfológicos cercanos. Como singularidad, esta formación presenta un elevado contenido de clastos de sílex, lo que le confiere un notable interés geoarqueológico.

Palabras clave: Conglomerado; Complejo Maláguide; rasas y depósitos marinos; Pleistoceno; sílex.

Abstract

This paper examines a small continental conglomerate formation located east of Málaga Bay, overlying materials of the Maláguide Complex. The interpretation of the deposit as an alluvial fan is based on its granulometric characteristics and the observed sedimentary structures. The provenance of the clasts and the assignment of the conglomerate to the Pleistocene, inferred from nearby geomorphological features, are also discussed. Notably, this formation contains a high proportion of flint clasts, which gives it significant geoarchaeological interest.

Key words: Conglomerate; Maláguide Complex; marine terraces and deposits; Pleistocene; flint.



1. Introducción

La fisonomía más reciente del entorno de la bahía de Málaga es consecuencia del ascenso de las Cordilleras Béticas desde el Tortonense hasta la actualidad (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004). Este levantamiento, más moderado desde el Plioceno, junto con cambios en las condiciones climáticas durante el Cuaternario dio lugar en la costa de Málaga a secuencias de rasas y depósitos marinos escalonados ampliamente documentadas en trabajos específicos (Lario *et al.*, 1997; Zazo *et al.*, 2025).

En lo tocante a formaciones detríticas continentales del Cuaternario en la costa de Málaga, se han publicado estudios de detalle en el área de Nerja (Guerra-Merchán *et al.*, 2000, 2004) y hay referencias en zonas próximas a la capital y más al oeste (Rodríguez-Vidal *et al.*, 2007). En la cuenca de Málaga, Guerra-Merchán y Serrano-Lozano (2003) documentan sistemas de abanicos aluviales del Cuaternario y en Insua Arévalo *et al.* (2012) se estudia la distribución y edad de los mismos. Para la zona litoral entre La Araña y Rincón de la Victoria, la escasa documentación ofrece datos generales y descripciones someras de algunas formaciones detríticas interpretadas como abanicos aluviales (Estévez González y Chamón Cobos, 1978; Álvarez-Fernández *et al.*, 2022), o bien se ciñe a taludes de derrubios, rellenos de cavidades o depósitos continentales en cavidades con material arqueológico (Ferre *et al.*, 2002, 2003).

En el presente trabajo se describe una formación conglomerática continental inédita, situada al este de la bahía de Málaga en el Cantal Alto de Rincón de la Victoria. El depósito es un pequeño retazo de un abanico aluvial, por lo que el volumen de datos que aporta puede resultar limitado. Sin embargo, consideramos que la información obtenida es novedosa en algunos aspectos y complementa la ya publicada, además de resultar de interés para la reconstrucción de la fisonomía de la zona en el Pleistoceno.

Por otro lado, la composición litológica de la formación incluye una elevada cantidad de

clastos de sílex y de otras rocas silíceas sedimentarias similares. Este hecho resulta especialmente relevante desde un punto de vista geoarqueológico, dado que en la bahía de Málaga se localizan numerosos yacimientos arqueológicos prehistóricos, y apenas se dispone de información sobre las áreas fuente de materias primas silíceas en la zona. Interesa especialmente el potencial de esta formación como área de captación de sílex en relación con el material lítico tallado de los yacimientos arqueológicos de La Araña (Málaga).

2. Contexto geológico, estratigráfico y estructural

El territorio de trabajo se localiza al SE de la provincia de Málaga, sobre materiales del Complejo Maláguide de las Zonas Internas Béticas (Fig. 1). Las Cordilleras Béticas constan de tres dominios geológicos: Zonas Externas, Zonas Internas y Complejo de los Flyschs (o del Campo de Gibraltar). Dentro de las Zonas Internas, en la base se sitúa el Complejo Nevado-Filábride sobre el que se emplaza tectónicamente el Complejo Alpujárride y en posición tectónica superior descansa el Complejo Maláguide (Vera y Martín-Algarra, 2004; Jabaloy-Sánchez *et al.*, 2019).

El complejo Maláguide aflora profusamente en la costa malagueña al este de la capital, y en los Montes de Málaga. Presenta un sustrato paleozoico (Grupo Piar) y una Cobertera Alpina del Mesozoico y Cenozoico. El Grupo Piar contiene formaciones que abarcan desde el Cámbrico-Ordovícico al Carbonífero superior. Los depósitos son principalmente turbiditas con pizarras y grauvacas de origen marino profundo (Martín-Algarra *et al.*, 2004).

En la cobertera mesozoica, el Triásico aparece discordante sobre el Paleozoico e incluye facies detríticas rojas agrupadas en la Formación Saladilla (Martín-Algarra *et al.*, 1995). Los depósitos jurásicos, de carácter transgresivo, presentan dolomías del Jurásico inferior en la base, a las que suceden ca-

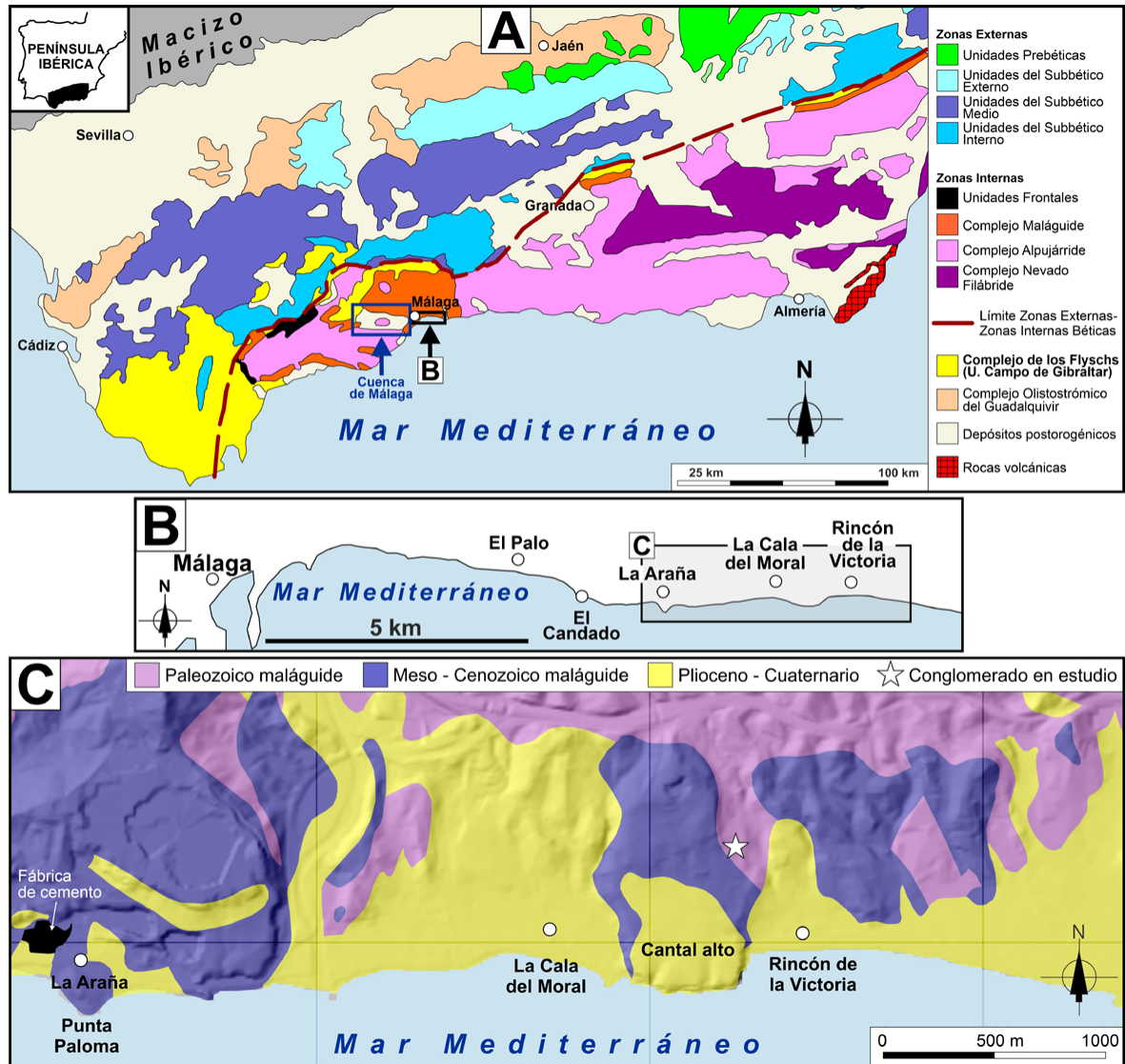


Figura 1. Marco geológico. (A) Principales dominios geológicos de las Cordilleras Béticas. Modificado de Vera y Martín-Algarra (2004) y de Critelli *et al.* (2021). (B) Localización geográfica de la zona de estudio. (C) Geología simplificada de la zona este de la bahía de Málaga. A partir de datos de Estévez González y Chamón Cobos (1978) y de Serrano-Lozano *et al.* (1995).

Figure 1. Geological framework. (A) Main geological domains of the Betic Cordilleras. Modified from Vera and Martín-Algarra (2004) and Critelli *et al.* (2021). (B) Geographic location of the study area. (C) Simplified geology of the eastern sector of the Bay of Málaga, based on data from Estévez González and Chamón Cobos (1978) and Serrano-Lozano *et al.* (1995).

lizas oolíticas que evolucionan a calizas nodulosas al final del Jurásico. El Cretácico es siempre hemipelágico y aflora en escasos y delgados retazos con lagunas estratigráficas (Martín-Martín *et al.*, 2004; Jabaloy-Sánchez *et al.*, 2019).

El Cenozoico maláguide se encuentra discordante sobre el Mesozoico. Del ciclo inferior, en la zona de El Palo-Rincón de la Victoria aflora una sucesión Paleoceno-Eoceno que representa los sedimentos cenozoicos maláguides más antiguos (Azema, 1961; Serrano

Lozano *et al.*, 1995). El ciclo superior, del Oligoceno superior-Mioceno inferior, contiene los últimos depósitos del Complejo Maláguide (Martín-Martín y Martín-Algarra, 2004).

Los materiales neógenos más antiguos son del Mioceno inferior y de origen marino profundo. Afloran discordantes sobre el Complejo Maláguide, seguidos de conglomerados, arenas y limos marinos del Tortoniense. Sobre estos localmente aparecen retazos de lutitas del Messiniense terminal. Finalmente, todo el conjunto queda coronado por formaciones del Plioceno-Cuaternario, predominantemente continentales (Sanz de Galdeano y López Garrido, 1991; Guerra-Merchán y Serrano-Lozano, 2003).

Desde un punto de vista estructural la deformación alpina de las Cordilleras Béticas, entre el Oligoceno superior y el Mioceno medio, está bien representada en la bahía de Málaga. En la zona este de la bahía, dentro de las escamas tectónicas del Maláguide el Paleozoico cabalga sobre la Unidad Triásica; también las sucesiones Meso-Cenozoicas presentan cabalgamientos y, en ocasiones, los flancos invertidos (Critelli *et al.*, 2021). Pero la evolución paleogeográfica más reciente del relieve bético se inició en el Mioceno superior (Tortoniense) con la convergencia N-S entre África y Eurasia, que se tradujo en un significativo engrosamiento cortical (Ruiz-Constán

et al., 2011). Autores como Sanz de Galdeano y Alfaro (2004) argumentan un gran levantamiento regional de las Cordilleras Béticas en el Tortoniense que continúa en el Plioceno y llega a la actualidad.

En este contexto de elevación general reciente, se ha propuesto para la costa mediterránea desde Gibraltar un levantamiento condicionado localmente por fracturas NO-SE y NE-SO (Zazo *et al.*, 1999, 2025; Galve *et al.*, 2020). Al este de la bahía de Málaga, en la zona de El Candado-Rincón de la Victoria, la tectónica activa de levantamiento en el Cuaternario se manifiesta en forma de rasas y antiguos niveles de depósitos marinos hasta el Pleistoceno medio (Lario *et al.*, 1997; Zazo *et al.*, 1999; Ferre *et al.*, 2003).

En detalle, la formación en estudio se dispone discordante sobre un sustrato de pizarras oliváceas y grauvacas de la Formación Almojía (Carbonífero inferior) del Complejo Maláguide, en una prominencia costera conocida como Cantal Alto (Fig. 2).

3. Objetivos y metodología de estudio

La prospección del territorio en la franja costera al este de la bahía de Málaga se hace extremadamente dificultosa a causa de la densa trama urbana. Resultan entonces de

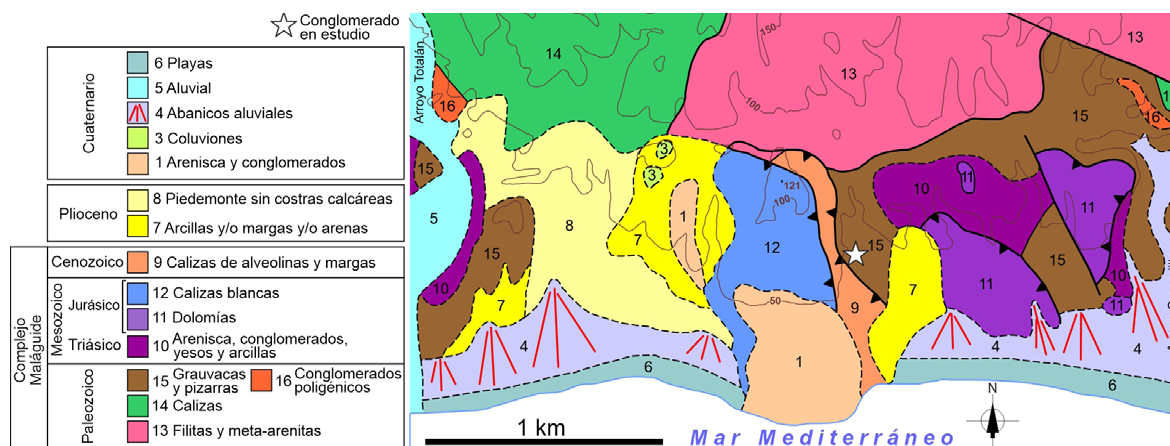


Figura 2. Geología local en el área del Cantal Alto. Modificado de Estévez González y Chamón Cobos (1978).

Figure 2. Local geology in the Cantal Alto area. Modified from Estévez González and Chamón Cobos (1978).

inestimable valor los datos aportados por el mapa geológico del IGME a escala 1: 50.000 (Estévez González y Chamón Cobos, 1978), si bien la resolución del mismo es insuficiente para el caso que nos ocupa. Las áreas de la costa que aún pueden ofrecer información geológica de detalle al este de la capital malagueña son algunos taludes de viales, los escasos solares sin edificar y las zonas verdes urbanas. En una de esas zonas verdes se localiza el depósito conglomerático inédito en estudio.

Para esta formación se pretende determinar el medio de depósito, edad, composición, naturaleza de los clastos y área fuente de los mismos. Con ese objeto se ha empleado una metodología eminentemente descriptiva, centrada sobre todo en los rasgos sedimentológicos, granulométricos y petrográficos. Para facilitar la observación y la exposición de datos se ha elaborado un modelo fotogramétrico de los perfiles sur y este de la formación, sobre los que se ha llevado a cabo una identificación y recuento de litologías. También se han obtenido láminas delgadas de la matriz del conglomerado y de un repertorio amplio de clastos, con las que se ha realizado el estudio petrográfico. Por último, se han documentado gráficamente y mediante bibliografía algunos rasgos geomorfológicos relevantes del entorno que aportan referencias cronológicas.

4. Descripción de los materiales

Se trata de un cuerpo tabular horizontal de conglomerados muy cementados, discordante con base erosiva sobre el sustrato maláguide. Las dimensiones conservadas son de 77 m de perímetro, 280 m² de superficie y un espesor muy regular de 1,5 m. En el perfil sur se conserva una sección vertical casi completa y muy continua en la horizontal, sobre la que se aprecian algunas estructuras sedimentarias. La formación se describe como un conglomerado polimíctico matriz-soportado, con cantos y bloques muy redondeados con tendencia a formas esféricas. La matriz es are-

nosa, de color rojizo. Junto con los clastos terrígenos aparecen restos muy erosionados de ostreidos, radiolas de equinodermo y otros macroinvertebrados marinos.

4.1. Localización del conglomerado en estudio

El depósito se encuentra sobre la margen derecha del Arroyo de los Muertos¹, en el Parque de las Viñas de Rincón de la Victoria (Málaga) (Fig. 3). Las coordenadas UTM son x: 384418 / y: 4064455 en el Sistema de Referencia de Coordenadas EPSG: 25830-ETRS89 / UTM huso 30N, con una altura de 49 m snm para el techo de la formación.

4.2. Aproximación a la granulometría

Granulométricamente, se diferencia una parte basal de unos 40 cm de espesor, con una trama compuesta por grava, cantos y bloques muy redondeados de litologías sobre todo silíceas. La matriz es arenosa y más fina y está constituida por granos de cuarcita y pizarra subangulosos en proporciones similares, con un 5% de lutita de color rojo (Fig. 4A). El cemento es esparítico.

Sobre esta base se distingue un segundo tramo granulométricamente más fino, por encima de los 40 cm y hasta el techo de la formación. La trama está constituida por algunos cantos embutidos en gravas muy redondeadas predominantemente cuarcíticas, con pizarra y sílex. En la matriz, más abundante que en la parte basal de la formación, predomina la fracción arenosa con granos de cuarcita subangulosos y en menor proporción de pizarra, además de un contenido de lutita roja de un 30-40 % (Fig. 4B y 4C). El cemento es de naturaleza esparítica.

1 Planimetría de Benagalbón de 1874-1897, sobre mapas en papel del Instituto Geográfico Nacional.

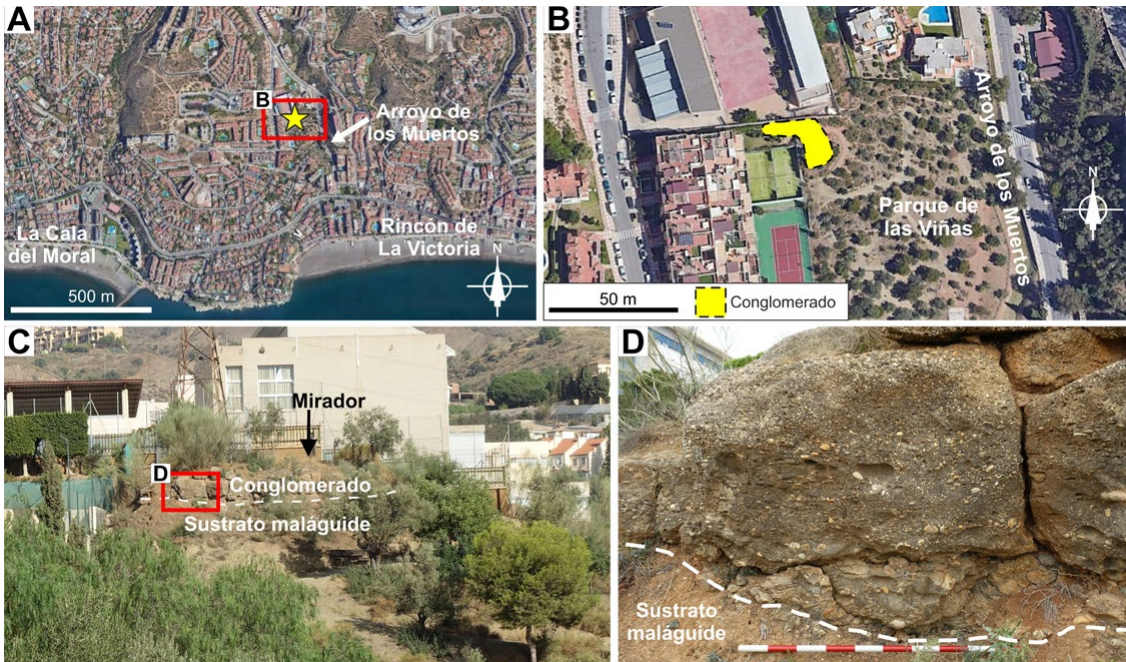


Figura 3. (A) Localización del conglomerado (estrella amarilla) en Rincón de la Victoria. (B) Superficie actual de la formación conglomerática. (C) Formación conglomerática, vista desde el sur. (D) Perfil sur de la formación, sobre sustrato maláguide. A y B sobre imagen de Google Earth.

Figure 3. (A) Location of the conglomerate (yellow star) in Rincón de la Victoria. (B) Current surface of the conglomeratic formation. (C) Conglomeratic formation, view from the south. (D) Southern profile of the formation, over Maláguide substrate. A and B on a Google Earth image.

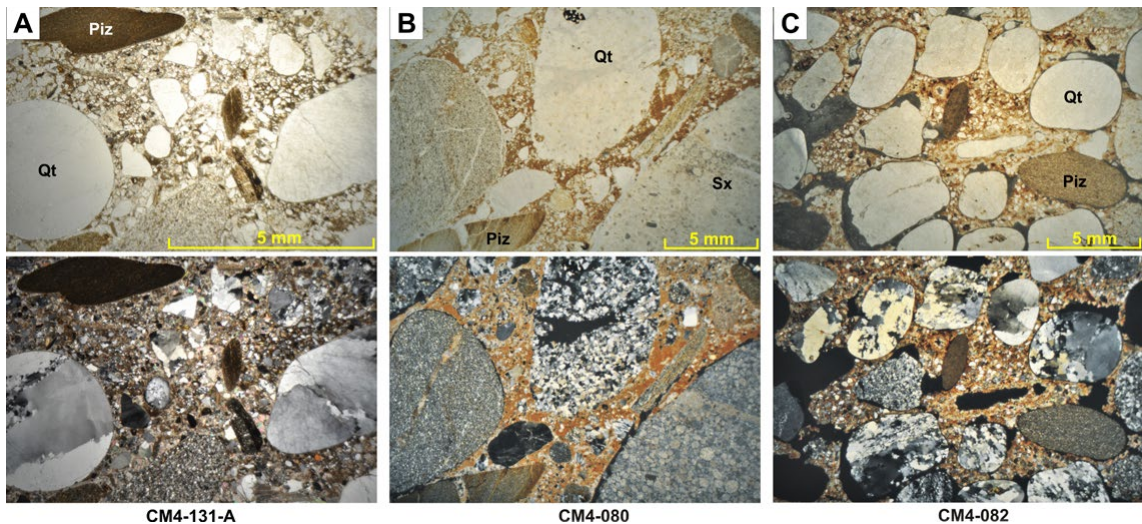


Figura 4. Matriz del conglomerado en lámina delgada, arriba con nícoles paralelos y abajo cruzados. (A) Parte basal de la formación. Gravas y matriz arenosa de cuarcita y pizarra. (B) y (C) Parte superior de la formación, a dos alturas. Gravas y matriz arenosa de cuarcita y pizarra con lutita roja. Leyenda: Piz, pizarra; Qt, cuarcita; Sx, sílex oolítico.

Figure 4. Thin-section view of the conglomerate matrix: above under plane-polarized light, below under cross-polarized light. (A) Basal section of the formation, showing gravels and a sandy matrix composed of quartzite and shale. (B) and (C) Upper section of the formation at two levels, showing gravels and a sandy matrix rich in quartzite and shale containing red matrix mud. Key: Piz, shale; Qt, quartzite; Sx, oolitic flint.

4.3. Granuloclasificación

Mediante comparación visual con plantillas de Jerram (2001) se observa que el conglomerado está pobremente clasificado en la base ($\phi \approx 1,06$), y moderadamente clasificado en la parte superior ($\phi \approx 0,7$). En la textura de la trama de la base, los clastos del intervalo de tamaño 10-30 mm suponen el 82% del total. Los otros intervalos son 30-50 mm (11%) y >50 mm (7%), con algunos cantos de más de 200 mm de eje mayor.

4.4. Composición litológica

Se ha llevado a cabo una identificación *in situ* de litologías de clastos de la parte basal, mediante una malla regular de cuadrados de 10 x 10 cm, sobre un perfil de 1 m² en la zona este. Los 535 clastos mayores de 1 cm de diámetro identificados han sido clasificados en 6 grupos litológicos que se ordenan según el porcentaje: sílex, en sentido amplio, incluyendo un pequeño porcentaje de radiolarita y espiculita (36%); cuarcitas (35%); pizarras (19%); calizas (5%); areniscas (4%); por último, un grupo de “otras litologías” (1%) que incluye clastos de gneis y de conglomerado cuarcítico rojo.

4.5. Madurez textural

Para determinar este parámetro (Nichols, 2009) se ha tenido en cuenta la relativamente alta proporción de matriz lutítica roja y la pobre granuloclasificación de la fracción no lutítica. Los clastos más duros, como sílex y cuarcita, aparecen muy redondeados y con formas más esféricas en contraste con los más blandos, como calizas, areniscas y pizarras, que conservan aristas o formas planas y angulosas. Estas diferencias sugieren que los clastos de cuarcita y sílex son de segunda generación. Se trataría entonces de un conglomerado con baja madurez textural o inmaduro.

4.6. Estructuras sedimentarias

Como se ha indicado, discordante sobre el sustrato maláguide se aprecia una base de

unos 40 cm de espesor de material muy grueso, matriz-soportado y mal clasificado, con restos muy retrabajados de macroinvertebrados marinos. Internamente el conglomerado está desorganizado, lo que se interpreta como un rasgo típico de los flujos de restos o *debris flow* (Fig. 5A).

Sobre esta base, a media altura dentro de la formación se observan unos 60 cm de capas irregulares y discontinuas de espesor decimétrico, constituidas mayoritariamente por material más fino (grava-arena gruesa) con clastos centimétricos embutidos, algunas pasadas arenosas y mayor cantidad de matriz. También se observan pequeños cuerpos lenticulares de gravas. Este material corresponde, probablemente, a depósitos de corrientes tractivas canalizadas (Fig. 5B.2).

A techo de la formación se diferencian tres secuencias granodecrecientes horizontales, aproximadamente paralelas entre sí y de un espesor de entre 10 y 20 cm. Están constituidas por grava-arena gruesa, predominantemente cuarcítica, con matriz arenosa y lutítica roja y pasadas de arena más fina. En algunos puntos, parecen estar en continuidad con los depósitos situados debajo; estas secuencias podrían identificarse como depósitos de canal (Fig. 5C).

En el perfil no se identifican discontinuidades significativas, salvo aquellas atribuibles a variaciones en la energía y dinámica del flujo.

4.7. Procedencia de los clastos

La mayor parte de los clastos apunta claramente a una procedencia local, en el sentido de tener su origen en formaciones del sustrato maláguide. Pero algunos clastos de segundo ciclo pueden tener originariamente una procedencia distinta, como ocurre con ciertos tipos de sílex.

Por ejemplo, algunos clastos muestran características propias del conocido como sílex de tipo “Turón”. Este sílex presenta casi siempre facies de grano muy fino (micrita o biomicrita)



Figura 5. (A) Conglomerado basal desorganizado (*debris flow*), en perfil este. (B.1) Conglomerado basal. (B.2) Conglomerado a media altura, con pasadas arenosas y de gravas, en perfil sur. (C) Secuencias granodecrecientes de gravas-arenas a techo de la formación, en perfil sur.

Figure 5. (A) Disorganized basal conglomerate (*debris flow*), eastern profile. (B.1) Basal conglomerate. (B.2) Mid-level conglomerate with sand and gravel beds, southern profile. (C) Fining-upward sequences of gravel-to-sand at the top of the formation, southern profile.

ta) de color gris-negruzco, con microcristales de dolomita y con un moteado particular que corresponde a ichnofósiles *Phycosiphon* (Fig. 6A y 6B). Sus características petrográficas y geoquímicas se encuentran recogidas en varias publicaciones (Lozano *et al.*, 2010; Rodríguez-Tovar *et al.*, 2010a, 2010b). Se trata de un sílex que en origen aparece en niveles del Jurásico inferior y medio dentro de bloques desgajados de las Unidades Frontales de tipo Pereila, incluidos en la Formación Numidoides del Complejo de los Flyschs (Lozano *et al.*, 2010).

Además del sílex de tipo “Turón”, resultan frecuentes los clastos de sílex con otras microfacies, como packstone de filamentos (Fig. 6C) y grainstone de oolitos con crinoides (Fig. 6D) así como algunas otras que no se describen en este trabajo. También aparecen litologías afines al sílex, como unas radiolaritas amarillo-rojizas microlaminadas muy bien conservadas (Fig. 6E) que hemos diferenciado de las radiolaritas locales (liditas) de la Formación Falcoña del Carbonífero inferior maláguide. Asimismo, se observan clastos de espiculita (Fig. 6F).

También en el caso de las cuarcitas las elevadas redondez y esfericidad denotan una segunda generación. Los clastos de cuarcita, los fragmentos de conglomerado rojo y las areniscas de colores rojos y anaranjados procederían de la removilización de los niveles

de facies continentales rojas de la Formación Saladilla del Triásico maláguide. En Martín-Martín *et al.* (2004) se expone que la base del ciclo sedimentario inferior de esta Formación (Anisiense-Ladiniense), incluye niveles conglomeráticos canalizados de composición cuarcítica, propios de abanicos aluviales. Los mismos autores relacionan las areniscas y limos de color rojo con facies de ambientes fluviales proximales canalizados. Martín-Algarra *et al.* (1995) describen los cantos de la Formación Saladilla como de composición mayoritariamente cuarcítica, de moderadamente a bien redondeados, con diámetro en ocasiones mayor de 10 cm.

En los clastos de caliza se diferencian dos conjuntos de microfacies que pueden reconocerse en la cobertera meso-cenozoica maláguide. Por una parte, aparecen cantos de caliza bioclástica con alveolinas, nummulítidos, miliólidos, orbitolítidos y otros foraminíferos bentónicos asociados (Fig. 7A), similar a las microfacies de calizas del Eoceno del ciclo sedimentario inferior del Cenozoico maláguide, recogidas en Martín-Martín *et al.* (2020, 2025).

Por otra, se observan fragmentos de caliza blanca oolítica con algas dasycladáceas, bivalvos y foraminíferos bentónicos (Fig. 7B). También hay cantos de caliza blanca oolítica con crinoides (Fig. 7C). Se reconocen facies similares en niveles calizos del Jurásico malá-

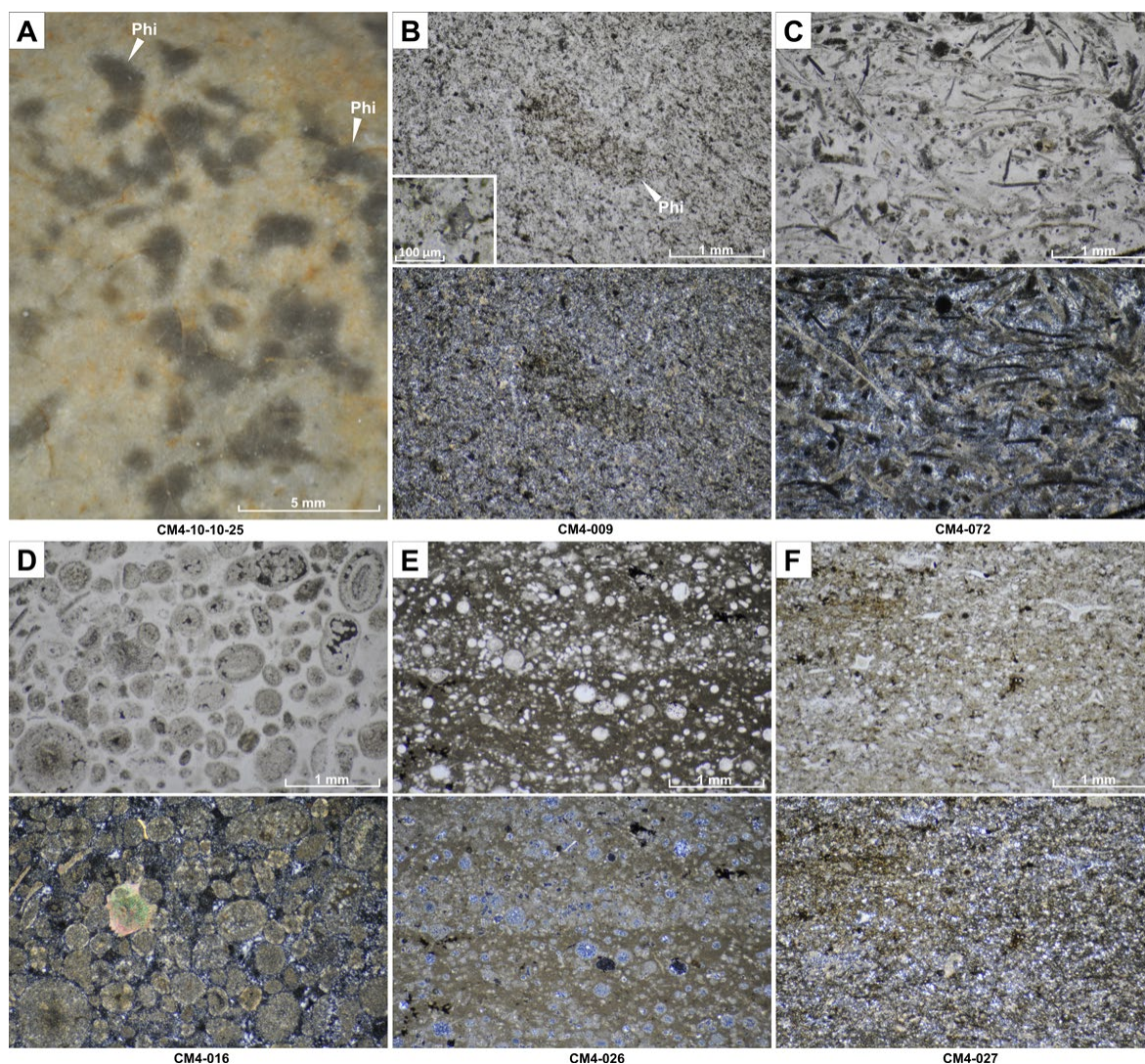


Figura 6. Muestras de rocas síliceas del conglomerado. (A) Ichnofósiles *Phycosiphon*. Fotomicrografía con lupa binocular sobre canto de sílex tipo “Turón”. (B) Sílex de tipo “Turón”. Textura biomicrocítica. Detalle de microcristales de dolomita. (C) Sílex con textura packstone de filamentos. (D) Sílex de textura grainstone oolítica con crinoides. (E) Radiolarita microlaminada. (F) Espiculita. Fotomicrografías B, C, D, E y F en lámina delgada, arriba con nicoles paralelos y abajo cruzados. Leyenda: Phi, *Phycosiphon*.

Figure 6. Siliceous rock samples from the conglomerate. (A) *Phycosiphon* ichnofossils. Photomicrograph using a stereomicroscope on a “Turón”-type flint clast. (B) “Turón”-type flint. Biomicritic texture. Detail of dolomite microcrystals. (C) Flint with filamentous packstone texture. (D) Flint with oolitic grainstone texture containing crinoids. (E) Microlaminated radiolarite. (F) Spiculite. Photomicrographs B, C, D, E, and F in thin section: above under plane-polarized light, below under cross-polarized light. Key: Phi, *Phycosiphon*.

guide. En Martín-Martín *et al.* (2004) se documenta para el inicio del Jurásico el tránsito de dolomías perimareales a facies marinas de plataforma restringida (calizas blancas con foraminíferos bentónicos, algas dasycladáceas, bivalvos, oncolitos, etc.) y de plataforma

abierta (calcarenitas oolíticas y de crinoides, con niveles terrígenos cuarzosos) del Sinemuriense.

Los clastos de pizarra presentan, mayoritariamente, un aspecto laminado con fractura

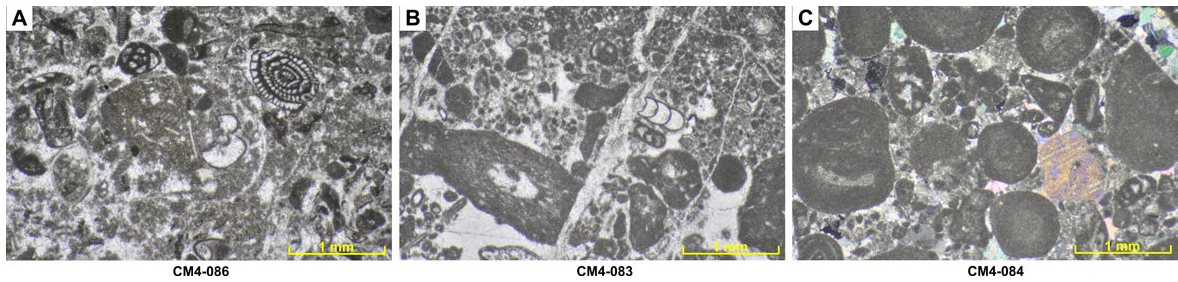


Figura 7. Muestras de cantos calizos del conglomerado. Fotomicrografías en lámina delgada. (A) Microfacies de calcarenita de Alveolinas. (B) Packstone oolítico con algas dasycladáceas y foraminíferos bentónicos. (C) Calcarenita oolítica con bioclastos de equinodermos (nícoles cruzados).

Figure 7. Limestone clast samples from the conglomerate. Photomicrographs in thin section. (A) Microfacies of Alveolina calcarenite. (B) Oolitic packstone with dasycladacean algae and benthic foraminifera. (C) Oolitic calcarenite with echinoderm bioclasts, under cross-polarized light.

astillosa y un color verdoso característico de las pizarras oliváceas de la Formación Almogía, incorporadas desde el sustrato local al conglomerado.

Por último, en la zona de El Candado-La Cala del Moral los fragmentos de gneis, de evidente origen metamórfico, procederían del Complejo Alpujárride que aflora bajo el Maláguide por medio de ventanas tectónicas (Critelli *et al.*, 2021), aunque también se han identificado gneises en el Conglomerado de Marbella, del Carbonífero superior maláguide (Martín-Algarra *et al.*, 2004).

4.8. Referencias cronológicas

Para datar el depósito se ha establecido una horquilla temporal a partir de las referencias cronológicas que aportan los rasgos geomorfológicos del entorno. El Cantal Alto (también conocido como Torre del Cantal o Torre Cantales) presenta una estructura constituida por dos escalas tectónicas: una, más al oeste, integrada por calizas blancas jurásicas, y otra integrada por una serie invertida de calizas y margas del Eoceno que cabalgan hacia el este sobre las pizarras oliváceas del sustrato paleozoico (Fig. 2). Esta diversidad litológica condiciona la erosión diferencial observada en el entorno del Cantal. Así, sobre las calizas

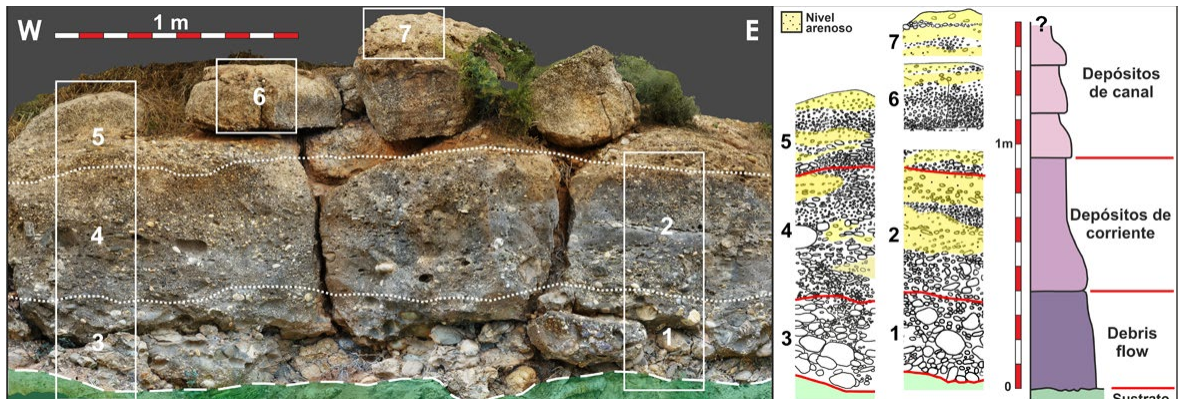


Figura 8. Izquierda, perfil sur de la formación interpretado como facies proximales-medias de abanico aluvial. Sobre imagen de modelo 3D SfM. Derecha, columna sintética simple a partir de secciones parciales.

Figure 8. Left: southern profile of the formation, interpreted as proximal–mid fan facies, over a 3D SfM model image. Right: simplified synthetic column from partial sections.

—más resistentes— se conservan rasas y depósitos marinos (Ferre *et al.*, 2003), mientras que la red de drenaje ha incidido profundamente sobre las margas del Eoceno y las pizarras del Carbonífero.

La estimación de la referencia cronológica más antigua se ha hecho a partir de los datos registrados en el Cantal Alto, donde se reconocen depósitos litorales y tres grandes plataformas de abrasión (Ferre *et al.*, 2003) (Fig. 9):

- En los acantilados del Cantal aparecen unos sedimentos marinos a +10/12 m datados por U/Th en 360 ka y 240 ka BP, es decir, Pleistoceno medio (Lario Gómez, 1996).
- La plataforma inferior, a +30/60 m (equivalente a la plataforma de El Candado-Araña, al oeste), es asignada al Pleistoceno inferior por presentar depósitos a mayor cota que los anteriores a +10/12 m (Lario *et al.*, 1997). En Ferre *et al.* (2003) se matiza su antigüedad en 1,3 Ma.
- La plataforma intermedia, a +60/(90-100) m, es atribuida al Pleistoceno inferior, pero anterior a los 1,3 Ma asignados a la plataforma inferior (Ferre *et al.*, 2003).
- La plataforma superior +120/135 m (equivalente a la plataforma de la Cantera Principal, al oeste), es atribuida al Plioceno (Ferre *et al.*, 2003) aunque sin mayor precisión estratigráfica.

A su vez, como consecuencia de la incisión fluvial únicamente se conserva un pequeño testigo del abanico aluvial —y de la paleosuperficie que lo sustenta— colgado a 49 m snm, coronando la cresta entre el Arroyo de los Muertos y un arroyo menor localizado al oeste (Fig. 9).

Para establecer la referencia cronológica más reciente se ha partido de los datos proporcionados por Ferre *et al.* (2003), quienes identifican dos episodios de incisión fluvial en la cercana zona de La Araña—La Cala del Moral,

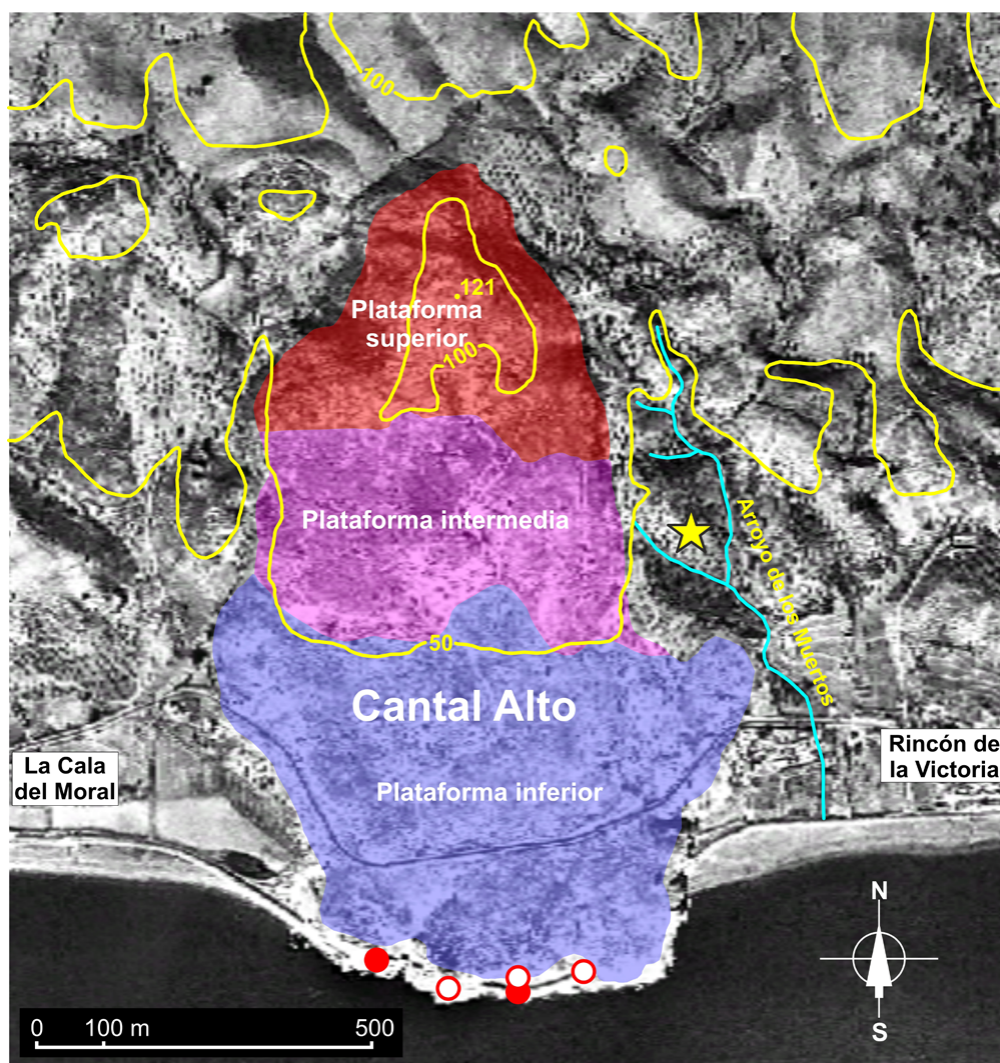
asociados a descensos del nivel de base. El primer episodio de incisión podría vincularse a un descenso del nivel del mar entre 0,92 y 0,90 Ma, con un mínimo eustático hacia 0,8 Ma (González-Donoso *et al.*, 2000; Hernández Molina *et al.*, 2002). El segundo episodio de incisión se relaciona con un descenso del nivel del mar de hasta -120 m entre 20 y 18 ka BP (Hernández-Molina *et al.*, 2002). Dado que no se dispone de argumentos netos para diferenciar entre uno y otro en la zona, asumimos que el encajamiento de la red de drenaje se correspondería con el segundo y más reciente mínimo eustático.

5. Resultados y discusión

La presencia de depósitos de tipo *debris flow* en la base del conglomerado, la escasa selección granulométrica, la abundancia de matriz y el ordenamiento granodecreciente hacia el techo sugieren una secuencia simple de facies proximales y medias propias del cuerpo de un abanico aluvial (Fig. 8). Sin embargo, dadas las reducidas dimensiones del afloramiento, esta interpretación debe considerarse como provisional ya que la escala de observación limita la caracterización definitiva del sistema distributivo.

El desarrollo de este tipo de depósitos tiene un marcado carácter proximal, típicamente a partir de materiales detríticos que proceden de los (paleo)relieves adyacentes (Colombo, 2010), como así parecen corroborar los clastos de caliza o de pizarra olivácea, de origen maláguide. Los relieves dismantelados habrían incluido alguna formación conglomerática previa, habida cuenta de la extrema redondez de los clastos más duros. En el caso de las cuarcitas la procedencia se encontraría en la Formación Saladilla del Complejo Maláguide. También se encontrarían depósitos marinos en los relieves preexistentes, que habrían aportado los restos rotos de macroinvertebrados.

Los abundantes fragmentos muy retrabajados de sílex, a veces decimétricos, deben provenir



Plataformas	
	+120/135 m Plioceno?
	+60/90 - 100 m Pleistoceno inferior
	+30/60 m Pleistoceno inferior (1,3 Ma)
Depósitos marinos	
	+10/12 m Pleistoceno medio
	(360 - 240 ka BP)
	Relleno de cavidad
	Playa fósil

Figura 9. Depósitos marinos a +10/12 m y plataformas en la zona del Cantal Alto. Modificado de Andreo-Navarro et al. (2013) con datos de Ferre et al. (2003) sobre ortofoto de Andalucía de 1956.

Figure 9. Marine deposits at +10/12 m and platforms in the Cantal Alto area. Modified from Andreo-Navarro et al. (2013) with data from Ferre et al. (2003), based on a 1956 Andalusia orthophoto.

también del desmantelamiento de algún depósito conglomerático previo cercano, dado el ya referido carácter proximal de los abanicos aluviales. Pero desde un punto de vista petrogenético la presencia de clastos de sílex, especialmente en el caso del sílex de tipo “Turón”, apunta a un origen extra-maláguide en otros Dominios de las Cordilleras Béticas.

En lo que se refiere a la edad, la base del abanico aluvial se encuentra a 47-48 m snm, unos 13 m por debajo del límite superior de la plataforma inferior a +30/60 m, a la que se le había asignado una edad Pleistoceno inferior (Fig. 9). Asumiendo que toda la zona del Cantal ha experimentado un levantamiento uniforme, la posible referencia cronológica más antigua para el conglomerado sería entonces la edad de la plataforma inferior, es decir, Pleistoceno inferior (1,3 Ma).

Por otro lado, la formación en estudio se encuentra colgada sobre la paleosuperficie a 47-48 m snm, en la cresta entre dos arroyos que la seccionan (Fig. 9) y que podrían tener su origen en alguno de los dos episodios de encajamiento fluvial documentados en la zona por descenso del nivel de base. A falta de evidencias que permitan diferenciar entre ambos eventos, se asume que la última incisión fluvial fue la responsable de disectar el conglomerado. Por consiguiente, el depósito de estos materiales habría sido anterior al descenso del nivel de base ocurrido entre 20-18 ka BP.

El conglomerado se interpreta como un único retazo de una delgada secuencia de abanico aluvial del que no conocemos más afloramientos. Además, la documentación sobre este tipo de formaciones en la zona del Cantal Alto es muy pobre, por lo que extraer conclusiones a partir de tan poca información resulta problemático. En resumen, teniendo en cuenta los escasos datos disponibles la edad del abanico aluvial se podría situar en el Pleistoceno, dentro de un intervalo cronológico amplio entre 1,3 Ma y el descenso del nivel de base entre 20 y 18 ka BP, sin poder ofrecer mayor precisión por el momento.

Finalmente, la presencia de abundantes clastos de sílex en el abanico aluvial estudiado resulta de gran interés desde una perspectiva geoarqueológica. Esta formación sedimentaria podría haber estado ligada a la Prehistoria en la zona este de la Bahía de Málaga como una potencial fuente de recursos líticos. En Ramos Fernández *et al.* (2021) se plantea que en los vecinos yacimientos arqueológicos de La Araña —a 2 km al oeste del Parque de las Viñas— el aprovisionamiento de sílex tuvo un origen local, procedente de arroyos y playas cercanos, pero sin mayor precisión. No obstante, aun con carácter preliminar, la línea de investigación que se está siguiendo constata que la industria lítica tallada en niveles del Paleolítico medio y superior de La Araña se elaboró con cantos de sílex muy similares macroscópicamente a los presentes en el conglomerado. El objetivo en un futuro inmediato de la línea de investigación abierta, consiste en establecer el vínculo petrográfico entre el sílex tallado de los yacimientos de La Araña y la formación conglomerática aquí estudiada.

6. Conclusiones

Los materiales en estudio se localizan en la costa al este de la bahía de Málaga, en el Cantal Alto de Rincón de la Victoria, discordantes sobre el sustrato paleozoico maláguide. Se describen como un pequeño retazo aislado, de apenas 1,5 m de potencia, de un conglomerado polimíctico matriz-soportado muy cementado, mal clasificado, con lutita roja en la matriz arenosa. En la trama predominan los cantos de sílex y cuarcita muy redondeados, junto con clastos de caliza, pizarra olivácea y arenisca, más restos erosionados de macroinvertebrados marinos.

Las estructuras sedimentarias, diferenciadas a tres alturas dentro de la formación, pueden corresponder a una secuencia de facies proximales y medias del cuerpo de un pequeño abanico aluvial. La baja madurez del conglomerado contrasta con la extrema redondez de los clastos silíceos (sílex, cuarcita) que serían entonces de segunda generación, proce-

dentes de formaciones conglomeráticas previas cercanas dado el carácter proximal de los abanicos aluviales.

Los clastos de cuarcita, pizarra, caliza y arenisca roja procederían de formaciones del sustrato maláguide. Pero algunos de los abundantes clastos de sílex, como los de tipo “Turón”, tendrían un origen petrogenético extramaláguide en niveles jurásicos de las Unidades Frontales Béticas, incluidos en forma de grandes bloques en el Complejo del Campo de Gibraltar. También se observan clastos de sílex con otras microfacies, así como radiolaritas y espiculitas. Estas litologías silíceas resultan muy interesantes desde un punto de vista geoarqueológico, dada la gran densidad de yacimientos arqueológicos prehistóricos en la bahía de Málaga. Hay una línea de investigación abierta sobre el posible vínculo entre esta formación geológica y la industria lítica tallada en niveles del Paleolítico de los cercanos yacimientos arqueológicos de La Araña.

Para establecer su edad se han tomado referencias cronológicas aportadas por los rasgos geomorfológicos recientes de la bahía de Málaga. Por un lado, la base de la formación se encuentra a 47-48 m snm en la zona del Cantal Alto, donde se ha descrito una rasa marina del Pleistoceno inferior (1,3 Ma) entre +30/60 m. A su vez, en la zona se documentan dos episodios de incisión fluvial, el más reciente en relación con el descenso del nivel de base entre 20 y 18 ka BP. En tanto no se disponga de más datos, estas dos referencias serían los límites cronológicos más antiguo y más moderno respectivamente para el abanico aluvial en estudio, es decir, Pleistoceno sin más precisión por el momento.

Agradecimientos

Al profesor José María Senciales González y a un segundo revisor, anónimo, por las oportunas precisiones y modificaciones al texto e ilustraciones originales, que han resultado notablemente enriquecidos.

Referencias bibliográficas

- Álvarez-Fernández, E., Aura Tortosa J.E., Jordá Pardo J.F., Palomero-Jiménez, I., Aparicio, M.T., Cabello-Ligero, L., Cantalejo, P., Vadillo Coneasa, M., Marco, Y.C., Espejo, M.M., Fernández-Gómez, M.J., García-Ibaibarriaga, N., Maestro, A., Marlasca, R., Martín-Vallejo, F.J., Murelaga, X., Pérez-Ripoll, M. (2022). Maritime-oriented foragers during the Late Pleistocene on the eastern costa del sol (Southeast Iberia): Cueva Victoria (Málaga, Spain). *Heliyon*, 8, e09548, 1-25. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2022.e09548>
- Andreo-Navarro, B., Argamasilla-Ruiz, M., Barberá-Fornell, J.A., Carrasco-Santos, F., Jiménez-Gavilán, P., Linares-Girela, L., Liñán-Baena, C., Marín-Guerrero, A.I., Sánchez-García, D., Urresti-Estala, B., Vadillo-Pérez, I. (2013). Geología 13. Los cantales, un mar que deja huellas. Guía de campo. https://sge.usal.es/archivos_pdf/gdia13_malaga_trip.pdf
- Azema, J. (1961). Étude géologique des abords de Malaga (Espagne). *Estudios geológicos*, XVII, 131-160
- Critelli, S., Martín-Martín, M., Capobianco, W., Perri, F. (2021). Sedimentary history and palaeogeography of the Cenozoic clastic wedges of the Malaguide Complex, Internal Betic Cordillera, southern Spain. *Marine and Petroleum Geology*, 124, 104775. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104775>
- Colombo, F. (2010). Abanicos aluviales. En: Alfredo Arche (ed.), *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. CSIC, Madrid, 85-224.
- Estévez González, C., Chamón Cobos, C. (1978). Mapa Geológico de España escala 1:50.000 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Málaga-Torremolinos (1053/67). IGME. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid.
- Ferre, E., Cortés, M., Ramos, J., Senciales, J.M., Aguilera, R., Bartolomé, B., Navarrete, I., Bañares, M., Vera, J.L., Lozano, M.C. (2002). Depósitos marinos y continentales en el sector oriental de la Bahía de Málaga. El complejo kárstico de El Candado-La Araña (Málaga, España). En: F. Carrasco, J.J. Durán y B. Andreo (Eds.), *Karst and environment. Fundación Cueva de Nerja, Málaga*, 429-437.
- Ferre, E., Cortés, M., Ramos, J., Senciales, J.M., Lozano-Francisco, M.C., Vera-Peláez, J.L., Aguilera, R., Navarrete, I. (2003). El cuaternario reciente en el sector oriental de la bahía de

- Málaga. Rasas y depósitos marinos, continentales y arqueológicos. *Cuaternario y Geomorfología*, 18 (1-2), 73-93.
- Galve, J.P., Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Insua Peireira, D.M., Cunha, P.P., Ortuño, M., Viaplana-Muzas, M., Gracia Prieto, F.J., Remondo, J., Bardají, T., Silva, P.G., Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Cabero, A. (2020). Active landscapes of Iberia. In C. Quesada, J.T. Oliveira (Eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*, Springer, 77–124. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10931-8_5
- González-Donoso, J.M., Serrano, F., Linares, D. (2000). Sea surface temperature during the Quaternary at ODP Sites 976 and 975 (western Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 162, 17-44. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00103-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00103-6)
- Guerra-Merchán, A., Ramallo, D., Serrano, F. (2000). Precisiones estratigráficas y paleogeográficas del Cuaternario de la región de Nerja (Provincia de Málaga, España). *Geotemas*, 1(4), 255-258.
- Guerra-Merchán, A., Serrano, F., Ramallo, D. (2004). Geomorphic and sedimentary Plio-Pleistocene evolution of the Nerja area (northern Alboran basin, Spain). *Geomorphology*, 60, 89-105. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2003.07.010>
- Guerra-Merchán, A., Serrano-Lozano, F. (2003). Caracterización de un complejo abanico aluvial lagoon a la base del relleno plioceno en la cuenca de Málaga (Cordillera Bética). *Geotemas*, 5, 117-121.
- Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, T., Fernández Puga, M.C., Llave, E., Díaz del Río, V. (2002). Quaternary stratigraphic stacking patterns on the continental shelves of the southern Iberian Peninsula: their relationship with global climate and palaeocoenographic changes. *Quaternary International*, 92, 5-23. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00111-2](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00111-2)
- Insua Arévalo, J.M., Martínez Díaz, J.J., García Mayordomo, J., Martín González, F. (2012). Active tectonics in the Malaga Basin: evidences from morphotectonic markers (Western Betic Cordillera, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 175-190. https://doi.org/10.5209/rev_jige.2012.v38.n1.39212
- Jabaloy-Sánchez, A., Martín-Algarra, A., Padrón-Navarta, J.A., Martín-Martín, M., Gómez-Pugnaire, M.T., Sánchez-Vizcaíno, V.L., Garrido, C.J. (2019). Lithological successions of the internal zones and flysch trough units of the betic chain. In: C. Quesada, J.T. Oliveira (Eds.), *The Geology of Iberia: a Geodynamic Approach. Regional Geology Reviews*, Springer Nature, Switzerland, 377-432. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11295-0_8
- Jerram, D.A. (2001). Visual comparators for degree of grain size sorting in two and three dimensions. *Computers and Geoscience*, 27, 485-492. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(00\)00077-7](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(00)00077-7)
- Lario Gómez, J. (1996). *Último y Presente Interglacial en el área de conexión Atlántico-Mediterráneo: variaciones del nivel del mar, paleoclima y paleoambientes*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 269 pp. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.17295.10407>
- Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Hoyos, M., Hillaire Marcel, C. (1997). Episodios marinos del último interglacial (estadio isotópico 5) del litoral de Málaga (SE peninsular). En: E. Ferre Bueno, R. Domínguez Rodríguez, J.M. Senciales González, M.J. Perles Roselló (Eds.), *XIII Jornadas de Campo de Geografía Física. Departamento de Geografía de la Universidad de Málaga*, 245-273.
- Lozano, J.A., Morgado, A., Puga, E., Martín-Algarra, A. (2010). Explotaciones de sílex de tipo "Turón" (Málaga, España): localización y caracterización petrológica y geoquímica. *Geogaceta*, 48, 163-166.
- Martín-Algarra, A., Porta, N., Maate, A. (1995). El Triásico del Maláguide-Gomáride (Formación Saladilla, Cordillera Bética Occidental y Rif Septentrional). Nuevos datos sobre su edad y significado paleogeográfico. *Journal of Iberian Geology*, 19, 249-278.
- Martín-Algarra, A., Rodríguez-Cañero, R., O'Dogherty, L., Sánchez Navas, A., Ruiz Cruz, M.D. (2004). Cordillera Bética y Baleares. Complejo Maláguide. Estratigrafía. Paleozoico y ¿más antiguo? En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España, SGE-IGME, Madrid*, 401-404.
- Martín-Martín, M., Martín-Algarra, A. (2004). Cordillera Bética y Baleares. Complejo Maláguide. Estratigrafía. Cenozoico. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España, SGE-IGME, Madrid*, 405-406.
- Martín-Martín, M., Martín-Algarra, A., López Garrido, A.C., Andreo, B., Estévez, A., Sanz de Galdeano, C. (2004). Cordillera Bética y Baleares. Complejo Maláguide. Estratigrafía. Mesozoico. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España, SGE-IGME, Madrid*, 404-405.
- Martín-Martín, M., Guerrero, F., Tosquella, J., Tramontana M. (2020). Paleocene-Lower Eocene

- carbonate platforms of westernmost Tethys. *Sedimentary Geology*, 404, 105674. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105674>
- Martín-Martín, M., Tosquella, J., Guerrero, F., Maté, A., Martín-Algarra, A. (2025). The Eocene carbonate platforms of the westernmost Tethys: a review. *International Geology Review*, 67(5), 573-608. <https://doi.org/10.1080/00206814.2024.2397804>
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. Wiley - Blackwell. A John Wiley & Sons, Ltd., Publication, West Sussex, 419 pp.
- Ramos Fernández, J., García Sanz, O., Álvarez Sánchez, S., Benítez Doblado, C. (2021). Los Neandertales en La Araña (Málaga). Sus señas de identidad en la bahía de Málaga. En: M.A. Bernal Gómez, A. Santiago Pérez (Eds.), *Paleolítico. De los primeros pobladores al ocaso neandertal en la península ibérica*. Almuzara, Córdoba, 190-230.
- Rodríguez-Tovar, F.J., Morgado, A., Lozano, J.A. (2010a). Ichnological analysis: a non-destructive tool in archaeology. *Lethaia*, 43(4), 587-590. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.2010.00225.x>
- Rodríguez-Tovar, F.J., Morgado, A., Lozano, J.A. (2010b). Using Ichnofossils to Characterize Chert Tools: A Preliminary Study from Southern Iberia. *Geoarchaeology: An International Journal*, 25 (4), 514-526. <https://doi.org/10.1002/gea.20317>
- Rodríguez-Vidal, J., Abad, M., Cáceres, L.M., González-Regalado, M.L., Lozano Francisco, M.C., Ruiz, F., Vera Peláez, J.L., Cortés Sánchez, M., de la Rubia de Gracia, J.J., Simón Vallejo, M.D. (2007). Rasgos morfosedimentarios del piedemonte suroriental de la sierra de Mijas (Torremolinos, Málaga). En: M. Cortés (ed.), *Cueva Bajondillo (Torremolinos). Secuencia cronocultural y paleoambiental del Cuaternario reciente de la Bahía de Málaga*. Universidad de Málaga, 25-36.
- Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Pedrera, A., Célérier, B., Marín-Lechado, C. (2011). Stress distribution at the transition from subduction to continental collision (northwestern and central Betic Cordillera). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(12), Q12002. <http://dx.doi.org/10.1029/2011GC003824>
- Sanz de Galdeano, C., López Garrido, A.C. (1991). Tectonic evolution of the Málaga Basin (Betic Cordillera). Regional implications. *Geodinámica Acta*, 5(3), 173-186. <https://doi.org/10.1080/0/09853111.1992.11105226>
- Sanz de Galdeano, C., Alfaro, P. (2004). Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology*, 63, 175-190. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.04.002>
- Serrano-Lozano, F., Sanz de Galdeano, C., Delgado Salazar, F., Lopez-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A. (1995). The Mesozoic and Cenozoic of the Malaguide Complex in the Malaga area: a Paleogene olistostrome-type chaotic complex (Betic Cordillera, Spain). *Geologie in Mijnbouw*, 74, 105-116.
- Vera, J.A., Martín-Algarra, A. (2004). Cordilleras Béticas y Baleares. Divisiones mayores y nomenclatura. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España, SGE-IGME, Madrid*, 348-350.
- Zazo, C., Silva, P. G., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, V., 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 S Spain. *Tectonophysics*, 301, 95-109. [http://doi:10.1016/S0040-1951\(98\)00217-0](http://doi:10.1016/S0040-1951(98)00217-0)
- Zazo, C., Goy, J.L., Bardají, T., Dabrio, C.J., Lario, J., Sanchez-Moral, S. (2025). El registro costero de los cambios del nivel del mar en el litoral mediterráneo español durante los periodos interglaciares de los últimos 450 ka. *Estudios Geológicos*, 81(2), 1-21. <https://doi.org/10.3989/egeol.45715.1133>

Recibido el 12 de noviembre de 2025

Aceptado el 20 de marzo de 2026



El periodo húmedo africano y el arte rupestre sahariano

The African Humid Period and the Saharan rock art

Alonso, V.

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. Arias de Velasco s/n
33005 Oviedo, España. alonsovictoria.uo@uniovi.es

Resumen

El arte rupestre sahariano, desconocido por los europeos hasta mediados del s. XIX, constituye una prueba tangible del cambio climático que afectó en tiempos recientes a la zona actualmente ocupada por el desierto del Sáhara. En la transición Pleistoceno-Holoceno, después de finalizar el último ciclo glacial, las variaciones orbitales reforzaron el monzón del verano en el norte de África, lo que produjo un desplazamiento de la ZCIT hacia el norte, aumentando la humedad y las precipitaciones en el Sáhara, con el consiguiente cambio en los ecosistemas. Posteriormente, hace unos 5000 años, la situación se invirtió, la ZCIT se desplazó hacia el sur y, como resultado, regresaron las condiciones desérticas al Sáhara. Aunque este último periodo húmedo del Sáhara (denominado Periodo Húmedo Africano) es el más conocido, la alternancia de aridez-humedad ya se había producido con anterioridad en numerosas ocasiones, probablemente desde el tránsito Mioceno-Plioceno. Los periodos húmedos, además de provocar la migración de las especies animales y vegetales, también favorecieron la dispersión de los homínidos hacia Asia y, desde ahí, al resto del planeta. Las pinturas y grabados rupestres realizados durante el último periodo húmedo reflejan no solo los cambios experimentados en la fauna, sino también algunos aspectos sociales e incluso individuales de los habitantes del Sáhara. La creciente aridez que se produjo al finalizar este periodo hizo que surgieran nuevos métodos de caza y algunos cambios sociales, como los ritos funerarios, dando lugar a construcciones parcialmente preservadas en la actualidad. El estudio de los yacimientos ya catalogados, y los continuos descubrimientos de otros nuevos, permitirían aumentar nuestro conocimiento sobre el Periodo Húmedo Africano. Sin embargo, además de por la propia fragilidad del arte rupestre, los avances se ven dificultados por la amplitud del territorio, la falta de infraestructuras y los problemas políticos y locales que impiden el acceso a algunas zonas.

Palabras clave: cambio climático; Holoceno; Sáhara; arte rupestre; migraciones humanas.



Abstract

Saharan rock art, unknown to the Europeans until the middle of the 19th century, is tangible proof of the recent climatic change that affected the region now occupied by the Sahara Desert. At the Pleistocene-Holocene transition, after the end of the last glacial cycle, orbital-forced strengthening of the summer monsoon in North Africa produced a northward shift of the ITCZ. This, in turn, increased precipitation and wetter conditions over the Sahara, creating a corresponding change in ecosystems. Later, ca 5000 years ago, climatic conditions reverted, the ITCZ moved southward and, as a result, aridity returned to the Sahara. This last Saharan humid period (known as the African Humid Period) is the best known of several probable periods that took place since the Miocene-Pliocene boundary, along a series of humidity-aridity alternations. Humid periods provoked the migration of animal and vegetative species, also favouring the dispersion of the hominids to Asia and, from there, to the rest of the planet. Rock paintings and engravings made by the Saharan hominid population during the last humid period reflect changes not only in the surrounding fauna but also in some of their social and individual characteristics. The increasing aridity at the end of this period triggered new hunting methods and social changes, like funerary rites, recorded by some preserved architectural remains. The study of the catalogued artworks and the discovery of new sites with paintings or engravings will allow an increase in the information about the African Humid Period. However, many difficulties have arisen in this task due not only to the fragility of the rock art, but also due to the vast size of the territory, the absence of infrastructures and the political and local problems that hinder access to some study areas.

Key words: climatic change; Holocene; Sahara; rock art; human migrations.

1. Introducción

En el norte de África se produjeron durante el Holoceno —un periodo generalmente considerado como climáticamente estable— grandes cambios, relacionados con las variaciones que experimenta la posición el eje de rotación terrestre, que trajeron consigo un aumento de la insolación (Prell y Kutzbach, 1987). Esto generó en el área del Sáhara una zona de bajas presiones que favoreció la penetración de los vientos cargados de humedad procedentes del golfo de Guinea y, por tanto, un aumento de las precipitaciones y una mayor disponibilidad de agua (deMenocal *et al.*, 2000). Como consecuencia, hubo importantes transformaciones en la vegetación y estas permitieron a las poblaciones animales —entre ellas las humanas— desplazarse hacia el norte, donde colonizarían zonas anteriormente despobladas (Manning y Thimpson, 2014).

Una vez finalizado este periodo húmedo, la zona ocupada actualmente por el desierto del Sáhara experimentó una progresiva aridez que quedó reflejada no solo en la vege-

tación, sino también en la distribución de la fauna salvaje y de nuevo en el desplazamiento de las poblaciones humanas que, en último término, vieron favorecida su neolitización (Wright, 2017). La necesidad de obtener alimento condujo a la domesticación del ganado vacuno y a la introducción desde Asia de ovejas y cabras, así como a la utilización del caballo, del burro y, finalmente, del camello, como animales de trabajo y de carga (Zerboni y Nicoll, 2019). En tiempos recientes, la aridificación del Sáhara favoreció la extensión del pastoreo y la aparición de la cultura faraónica en torno al Nilo (Kuper y Kröpelin, 2006), una fuente de agua alimentada desde la zona de los grandes lagos africanos (Nilo Blanco) y desde las tierras altas de Etiopía (Nilo Azul y río Atbara; Fig. 1).

El arte rupestre, pinturas y grabados ampliamente distribuidos por todo el norte de África (desde Mauritania hasta Yibuti), da testimonio de estos cambios en el clima al mostrar la fauna que poblaba entonces el Sáhara, el medio en el que esa fauna vivía, e, incluso, algunas características de los habitantes de



Figura 1. Principales macizos del Sáhara y localidades citadas en el texto, estas en letra cursiva. Posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) de verano durante el Periodo Húmedo Africano y en la actualidad (redibujadas a partir de Wright, 2017). Imagen de fondo: NASA.

Figure 1. Main Sahara massifs showing localities cited in the text in italics. Summer ZCIT (Intertropical Convergence Zone; ITCZ) positions during the African Humid Period and at present are also depicted (redrawn from Wright, 2017). Background image: NASA.

la zona y de su modo de vida (Lenssen-Erz, 2007). Además del arte rupestre, han quedado otras manifestaciones humanas, como túmulos y construcciones usadas para cazar animales (di Lernia, 2002; Riemer, 2004). Lamentablemente, la escasez de dataciones numéricas, unida a la gran extensión del territorio del que hablamos, no facilita un conocimiento preciso de este periodo húmedo. No obstante, se han descrito estilos en pinturas y grabados de ámbito local y esas representaciones proporcionan una información que se continúa completando en la actualidad.

El objetivo de este trabajo es realizar una síntesis del cambio climático holoceno en el norte de África, las causas que lo provocaron y cómo afectó al medio físico, así como la influencia que tuvo sobre las poblaciones humanas y sus medios de subsistencia. Paralelamente, se revisan manifestaciones artísti-

cas tales como pinturas y grabados rupestres, además de algunas construcciones extendidas por todo el territorio ocupado actualmente por el desierto del Sáhara, donde han quedado reflejados, al menos parcialmente, los cambios ambientales experimentados recientemente.

2. El Periodo Húmedo Africano

A grandes rasgos, el clima del norte de África está influido por dos regímenes de vientos principales: el monzón del oeste africano, que transporta el aire húmedo desde el golfo de Guinea hacia el interior del continente, y los alisios, vientos secos procedentes del noreste —conocidos localmente como *harmatán*—, que se oponen al monzón. La zona de convergencia de dichos vientos se denomina Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT); su

posición es variable, experimentando un desplazamiento norte-sur en función de la fuerza relativa de ambos (Fig. 1). De noviembre a marzo, los vientos continentales del noreste son los que dominan y desplazan la ZCIT hacia el sur, provocando condiciones muy secas en la región. En abril, la ZCIT empieza a migrar hacia el norte; el frente húmedo se desplaza alcanzando progresivamente zonas cada vez más alejadas de la costa hasta que en julio y agosto, cuando la ZCIT se encuentra a unos 20° N, tiene lugar el máximo de precipitaciones. En el norte de África, las variaciones de la posición de la ZCIT dan como resultado un cinturón con clima monzónico, caracterizado por veranos lluviosos e inviernos secos, en el que la penetración del monzón en el continente depende de la zona de bajas presiones centrada en el oeste del Sáhara durante el verano (Claussen *et al.*, 2017).

En el Holoceno, entre hace unos 11 000 y 5000 años (11-5 ka), la zona hiperárida ocupada en la actualidad por el desierto del Sáhara presentaba una gran variedad de ambientes: cursos fluviales, frecuentes lagos —algunos de grandes dimensiones como el megalago Chad— sabanas e, incluso, bosques tropicales húmedos en algunas zonas. Durante este periodo la mayoría de las regiones del norte de África estarían dominadas por un clima tropical estacional para las que Tierney *et al.* (2017) proponen un paisaje con mezcla de herbáceas, matorrales y elementos tropicales.

En el oeste, a bajas latitudes, las condiciones de total humedad ya se habrían establecido a finales del Pleistoceno, en el interestadial Bølling-Allerød, un calentamiento brusco acaecido en el hemisferio norte entre hace 14.5-12.8 ka (Fig. 2), antes de que la deglaciación fuera completa. Con esta etapa, finalizarían las condiciones hiperáridas imperantes durante la glaciación del Pleistoceno (deMenocal *et al.*, 2000). Sin embargo, en las partes más septentrionales, los cambios llegaron un poco más tarde, a comienzos del Holoceno, época en la que las condiciones húmedas se extendieron a latitudes de hasta 31° N (Tier-

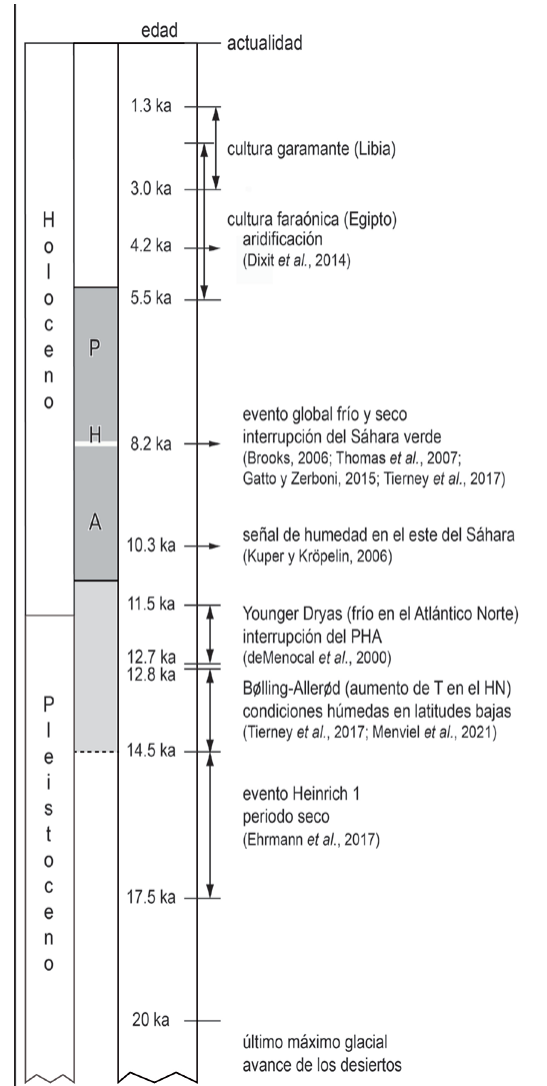


Figura 2. Escala del tiempo geológico con los principales eventos que afectaron al clima del África sahariana en los últimos 20 ka.

Figure 2. Geological timescale with main events affecting the Saharan Africa climate over the last 20 ka.

ney *et al.*, 2017), aunque la zona de máxima precipitación probablemente se concentró entre 15° y 20° N (Wright, 2017). En ocasiones, este periodo, caracterizado por un aumento de las precipitaciones, ha recibido la denominación de “Sáhara Verde”, término posiblemente acuñado por el húngaro Al-mázy en 1930, según Claussen *et al.* (2017). El Sáhara Verde sería la más reciente de una

sucesión de fases húmedas que, en alternancia con otras más áridas, según deMenocal (1995) y Larrasoña *et al.* (2013) ya habrían empezado en el Mioceno, o tal vez incluso antes (deMenocal y Tierney, 2012). Acerca de este último episodio, el llamado Sáhara Verde o Periodo Húmedo Africano (PHA), existen numerosas evidencias sedimentológicas, geomorfológicas, faunísticas, florísticas y arqueológicas (Quade *et al.*, 2018).

El PHA se atribuye a un refuerzo del monzón causado por un aumento de la insolación en el verano boreal, resultado a su vez de los cambios periódicos en la precesión orbital y modulados por la excentricidad de la órbita terrestre (Braconnot *et al.*, 2008; deMenocal, 2014; Kutzbach *et al.*, 2020). Debido a la atracción gravitacional del Sol, de la Luna y de los grandes planetas, el eje de rotación de la Tierra experimenta un bamboleo —denominado precesión— similar al del eje de una peonza en movimiento, con ciclos de unos 26 ka; este fenómeno determina la duración de las estaciones y la fuerza de la insolación durante las mismas (Fig. 3).

En la actualidad, el perihelio (posición más cercana de la Tierra al Sol) se produce cuando es invierno en el hemisferio norte, pero hace unos 10-11 ka, el eje de rotación, que en la actualidad apunta aproximadamente hacia la estrella Polaris, estaba inclinado en otra dirección, apuntando hacia la estrella Vega, y con una inclinación casi un grado mayor que la actual (Kutzbach, 1992). En ese momento, el perihelio coincidía con el verano en el hemisferio norte y, aunque la diferencia de distancia Tierra-Sol entre el perihelio y el afelio es comparativamente muy pequeña (la variación es de un 3,4 %), se calcula que entonces la radiación solar en el norte de África era un 7% más alta que la actual (Berger 1988; deMenocal *et al.*, 2000).

En verano, debido a la inercia térmica del agua, la insolación calienta la tierra más rápidamente que el mar (el desfase es de unos 2 meses), lo que crea sobre el continente una zona de bajas presiones que favorece la pene-

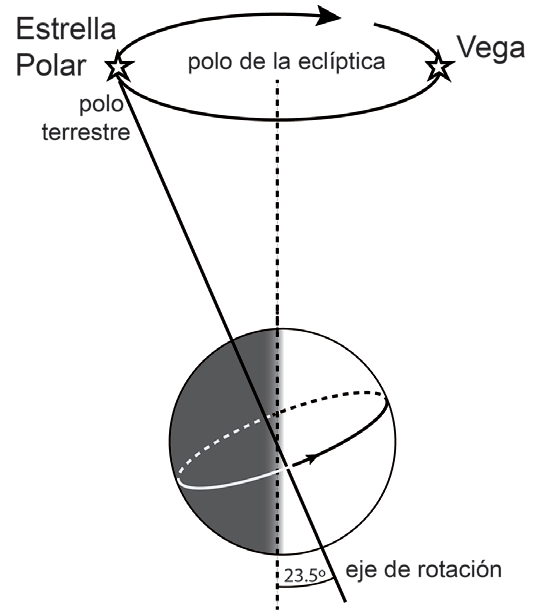


Figura 3. El movimiento denominado precesión consiste en la rotación del eje de la Tierra alrededor de la vertical a la eclíptica, con un periodo de aproximadamente 26 000 años. Cuando el eje apunta hacia Vega, el verano en el hemisferio norte coincide con el perihelio, lo que provoca una mayor insolación en este hemisferio y hace aumentar la diferencia entre las estaciones.

Figure 3. The movement called precession consists of the rotation of the Earth's axis around the vertical to the ecliptic, with a period of approximately 26 000 years. When the axis points towards Vega, summer in the Northern Hemisphere coincides with perihelion, which causes greater insolation in this hemisphere and increases the difference between the seasons.

tración del aire húmedo desde el océano. El aumento en la insolación que tuvo lugar durante el PHA, además de intensificar esa zona de bajas presiones, provocó una mayor evaporación en el golfo de Guinea, reforzando así el monzón atlántico. La humedad era transportada hacia el noreste desplazando la ZCIT hacia el norte y aumentando las lluvias en la parte occidental y central del norte de África. En el este, el Nilo, cuya principal fuente de humedad la constituye actualmente el océano Atlántico, registró un máximo en el caudal a 9.5 ka antes del presente (AP), aumento que ha sido atribuido al refuerzo del monzón del Índico (Hennekam *et al.*, 2014). Dependiendo del modelo climático usado, se ha calculado

que un incremento de un 7% de la radiación del verano provoca que las lluvias monzónicas aumenten entre un 17% y un 50% (Kutzbach y Liu, 1997); en concreto, tomando el modelo de Prell y Kutzbach (1987), deMenocal *et al.* (2000) calculan que cuando la insolación aumenta un 8% la precipitación lo hace en un 40%. Por otro lado, la dinámica general este-oeste hizo que, cuando las condiciones de humedad en el actual Sáhara empezaron a extenderse, la zona occidental recibiera primero el agua y dejara de recibirla más tarde, al disminuir posteriormente la fuerza del monzón (Lézine *et al.*, 2011a).

Sin embargo, aunque las fuerzas orbitales pueden ser el desencadenante del principio y del fin del PHA, no constituyen la única causa de este cambio climático (Gasse, 2000; Chandan y Peltier, 2020). Kutzbach *et al.* (2020) ya habían señalado que la expansión del monzón no podría explicar por sí sola los cambios en el Sáhara y encuentran indicadores de que las lluvias de invierno, procedentes del Mediterráneo, también aumentaron en fase con el refuerzo del monzón del verano. Por otro lado, además del aumento de temperatura en la superficie del océano, que provoca una mayor evaporación, habría que tener en cuenta otros factores. Para algunos autores, existen mecanismos de retroalimentación entre la atmósfera, la superficie del terreno y el océano que son necesarios para explicar la amplificación del monzón y los cambios en la vegetación, aunque estos mecanismos no están aún bien comprendidos (Claussen *et al.*, 2017). En este sentido, Chandan y Peltier (2020) consideran que el aumento de la insolación no podría explicar la amplificación del monzón y que los mecanismos de retroalimentación relacionados con la superficie del terreno —vegetación, suelo y cuerpos de agua—, interactuando con el sistema climático, habrían contribuido al mantenimiento de las condiciones húmedas. Se supone que esto solo sucedería una vez iniciado el cambio, al finalizar el Younger Dryas, un stadial frío identificado en diferentes lugares del hemisferio norte que se caracterizó por un descenso brusco de las temperaturas durante la deglaciación.

2.1. La influencia de los cambios a latitudes altas

Larrasoña *et al.* (2003), quienes asocian los registros de polvo sahariano encontrados en el este del Mediterráneo para los últimos 3 millones de años con cambios en la oblicuidad del eje de rotación, también sugieren que la dinámica del monzón está relacionada con los casquetes glaciares del hemisferio norte. Por tanto, a una escala temporal mayor, existen otras variables que pueden haber provocado eventos áridos en el norte de África, al influir en la fuerza relativa de los vientos anteriormente citados. Las fases húmedas y áridas del Sáhara posiblemente estuvieron relacionadas con las glaciaciones a latitudes altas en el hemisferio norte; en general, durante los periodos glaciales los desiertos avanzan. En el Plioceno superior, cuando se empezaron a formar los casquetes de hielo, el clima del Sáhara se fue haciendo cada vez más seco, si bien alternando con periodos húmedos asociados a las transiciones entre los estadios glacial e interglacial (Ghoneim *et al.*, 2012).

Los modelos climáticos también relacionan las temperaturas del Atlántico Norte con la intensidad del monzón africano. Cuando aquellas descienden, se generan altas presiones en la zona que provocan un aumento en la diferencia de temperatura con el sur, con lo que se intensifican los vientos alisios. La ZCIT se desplaza entonces hacia el sur y el monzón se debilita, dando lugar a una disminución regional de las lluvias (Tjallingii *et al.*, 2008; deMenocal, 2014). Pero ese refuerzo de los alisios también produjo un aumento de las lluvias de invierno en el Levante y en el Mediterráneo, lo que pudo moderar la aridez en la zona norte de África asociada a la glaciación (Blanchet *et al.*, 2021).

Por otro lado, durante la deglaciación, la entrada masiva de icebergs en el Atlántico Norte, procedentes de la fusión de los grandes casquetes glaciares del escudo canadiense (los denominados eventos Heinrich), produciría un debilitamiento de la Circulación de Vuelco Meridional del Atlántico (AMOC; Atlantic Me-

ridional Overturning Circulation), acompañado por un reforzamiento de los vientos del noreste. La mayor intensidad de estos vientos desplazaría hacia el sur el cinturón de lluvia monzónica en el norte de África, aumentando la aridez en esta zona (Castañeda *et al.*, 2009; Lézine *et al.*, 2011a). Mulitza *et al.* (2008) también relacionan las condiciones de aridez en el oeste de África con el debilitamiento de la AMOC durante los eventos Heinrich.

Para Menviel *et al.* (2021), el fortalecimiento de la AMOC al final de una deglaciación influye en la iniciación de los periodos húmedos, ya que la fuerza de la AMOC modula la posición de la ZCIT y, con ello, los patrones de precipitación en el norte de África. Cuando la AMOC es débil, el Atlántico Norte se enfría y el Atlántico Sur se calienta, haciendo que la ZCIT se desplace hacia el sur, produciendo aridez en el norte de África (más en el oeste que en el este). Como el debilitamiento de la AMOC a escala milenaria es algo común durante una deglaciación, esto implica que su recuperación controlaría el comienzo de los periodos húmedos durante los estadios interglaciales. Después de las condiciones áridas relacionadas con el último máximo glacial (26 a 20 ka), en la región del Cuerno de África se registró un periodo seco severo coincidiendo con el evento frío Heinrich 1 y, a continuación, condiciones áridas durante el Younger Dryas (12.7-11.5 ka AP), cuando un descenso de las temperaturas interrumpió brevemente el calentamiento generalizado que siguió al último máximo glacial.

Posteriormente, entre hace 8 y 8.4 ka, un aporte de agua dulce en el estrecho de Hudson produjo un nuevo cambio en la circulación del Atlántico Norte que, para Barber *et al.* (1999), supuso el inicio del evento frío más abrupto y extenso de los últimos 10 ka; aunque su duración fue corta, provocó una intensa aridez en el Sáhara. En un sondeo marino realizado frente a las costas de Mauritania, deMenocal *et al.* (2000) detectaron un aumento brusco de fracción terrígena que interpretaron como debido a un cambio abrupto hacia condiciones más áridas a 8.2 ka AP. Este

evento frío de hace 8.2 ka (Fig. 2), detectado en los testigos de hielo de Groenlandia (Thomas *et al.*, 2007), también pudo quedar reflejado en los periodos de prosperidad de la ciudad de Kerma, situada en las proximidades de la tercera catarata del Nilo en Sudán del Norte, que experimentó un decaimiento entre 7.5 y 7.1 ka AP, asociado probablemente con una disminución del flujo en el Nilo (Blanchet *et al.*, 2013; Honegger y Williams, 2015).

2.2. Registros geológicos del PHA

La repetición de secuencias eólico-lacustres registradas en depósitos continentales (p. ej. Schuster *et al.*, 2006) constituye una clara evidencia de la alternancia aridez-humedad y del hecho de que, durante el Cuaternario, las condiciones desérticas se produjeron repetidamente más que de forma continua. Un buen ejemplo de esta alternancia de climas lo proporcionan Bristow y Armitage (2016), cuya Fig. 3 muestra un nivel de diatomitas —roca de origen lacustre formada principalmente por restos de diatomeas— sobre un barján en la depresión de Bodélé, en el norte de Chad. La ausencia de suelo en el depósito eólico, y la conservación de su morfología, han sido interpretadas como una transgresión rápida de las aguas del lago Chad sobre la duna. La gran extensión alcanzada por este lago durante el último periodo húmedo hace que los afloramientos de diatomitas sean muy frecuentes en Chad (Fig. 4A) y que, en algunos lugares como en la citada depresión de Bodélé, se presenten ahora como yardangs, formas de erosión características (Fig. 4B); su altura se ha utilizado para calcular la tasa de erosión eólica actual (Bristow *et al.*, 2009).

En *wadi* Bakht (Gifl Kebir, Egipto; el término árabe *wadi* se usa para referirse a un río o valle seco, aunque puede llevar agua con lluvias intensas), Riemer *et al.* (2017) describen una secuencia sedimentaria que indica un clima hiperárido, similar al actual, con una antigüedad de 10.3 ka, seguido de un clima árido con precipitaciones aisladas muy fuertes y la formación de una playa, sugere todo ello de

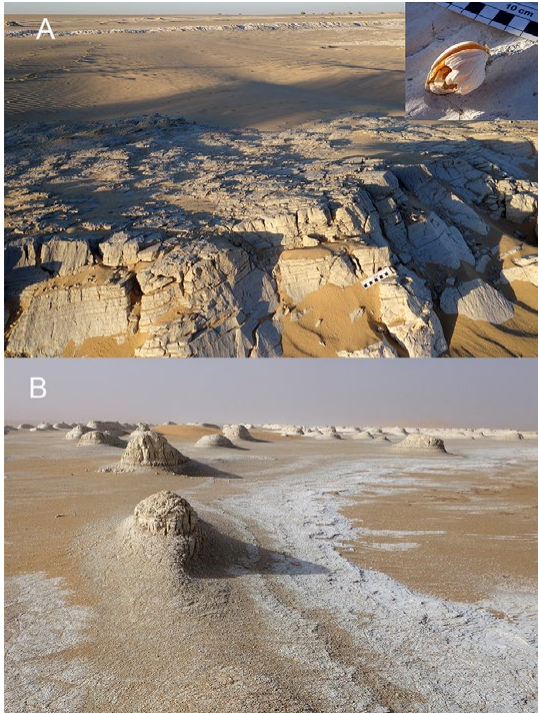


Figura 4. A. Afloramiento de diatomitas del lago Megachad; contienen restos de bivalvos, de gasterópodos y de piezas dentarias de peces pulmonados. Estos depósitos lacustres presentan una cierta inclinación al apoyarse sobre un depósito eólico. Situados en las proximidades de Kouba Olanga, Chad (coord. 15.758, 18.248). B. Yardangs de diatomita en la depresión de Bodélé.

Figure 4. A. Outcrop of the Megachad Lake diatomites containing remains of bivalves, gastropods, and dental fragments of pulmonate fishes. The slight dip of these lacustrine deposits is due to their location overlying eolian dune sediments. Locality near Kouba Olanga, Chad (coord. 15.758, 18.248). B. Diatomite yardangs in the Bodélé depression.

un régimen monzónico de lluvias en verano; para este periodo estiman una precipitación de $100\text{--}150\text{ mm a}^{-1}$ (en la actualidad es inferior a 2 mm ; Kröpelin, 2005). En los últimos 65 ka, Zaki *et al.* (2021) han identificado, al menos, cuatro periodos húmedos. Y, aunque se pensaba que el registro terrestre más antiguo que marcaba el inicio de las condiciones desérticas en el Sáhara correspondía a una arenisca eólica encontrada en Túnez —data-da en más de 86 ka (Swezey *et al.*, 1999)—, algunos autores, como Mejía-Molina *et al.* (2006) o Castañeda *et al.* (2009), indican que

la alternancia en el norte de África de periodo húmedo-periodo seco no ha tenido lugar únicamente en el Cuaternario. Vignaud *et al.* (2002), estudiando los homínidos fósiles de Toros Menalla (Chad), describen una sección arenosa que interpretan como dunas eólicas de 6-7 Ma, probablemente el registro desértico más antiguo que se conoce en la zona central del norte de África.

Pero, aparte de los registros terrestres que, además de ser escasos y discontinuos (Larrasoña, 2012) únicamente aportan información sobre cambios locales, existen numerosos registros geológicos marinos que proporcionan archivos más completos y que responden a cambios más generales. En este sentido, es destacable que la mayor parte de los depósitos marinos estudiados en el Mediterráneo se localizan principalmente en la zona oriental, bien en zonas próximas a la desembocadura del Nilo, bien en el propio delta, o incluso frente a Libia, en el golfo de Sirte. Hacia el oeste, en el Atlántico, también se han analizado depósitos marinos frente a las costas de Mauritania y en el golfo de Guinea (Tabla 1).

Una de las cronologías más precisas la proporcionan los depósitos de sapropel del Mediterráneo. Su formación se relaciona con una elevada productividad biológica en condiciones anóxicas, por lo que se usan como un indicador de condiciones húmedas en el norte de África (p. ej. Brierley *et al.*, 2018). En la parte oriental, su formación se ha atribuido a un aumento de la escorrentía del Nilo provocado por las lluvias monzónicas (p. ej. Emeis *et al.*, 2000; Larrasoña *et al.*, 2013; Bosmans *et al.*, 2015; Vadsaria *et al.*, 2019), especialmente en el Nilo Azul y en el río Atbara, que drenan las tierras altas de Etiopía, y probablemente en el Nilo Amarillo, que, al menos durante el Holoceno medio, quizá constituyera un curso de agua tan importante como el Nilo Azul (Chandan y Peltier, 2020). El aumento en el aporte de agua dulce del Nilo produciría una estratificación de las aguas marinas, lo que conduciría a la formación del sapropel.

Tabla 1. Principales aspectos analizados en depósitos marinos y su interpretación.

Table 1. Main aspects analysed in marine sediments and its interpretation.

INDICADOR	INTERPRETACIÓN	AUTORES
Materiales eólicos o fluviales en depósitos marinos	Condiciones de aridez o de humedad	Tiedemann <i>et al.</i> , 1989 deMenocal, 1995 deMenocal <i>et al.</i> , 2000 Adkins <i>et al.</i> , 2006 Mejía-Molina <i>et al.</i> , 2006 Blanchet <i>et al.</i> , 2013 McGee <i>et al.</i> , 2013
Asociaciones minerales en sedimentos no sapropélicos/ mineralogía de arcillas	Discriminan entre transporte eólico y transporte fluvial	Emeis <i>et al.</i> , 2000 Ehrmann <i>et al.</i> , 2017 Blanchet <i>et al.</i> , 2021
Sapropel	Condiciones anóxicas. Se relacionan con una intensificación del monzón	Emeis <i>et al.</i> , 2000 Mercone <i>et al.</i> , 2000 Larrasoaña <i>et al.</i> , 2013 deMenocal, 2014 Hennekam <i>et al.</i> , 2014 Bosmans <i>et al.</i> , 2015 Brierley <i>et al.</i> , 2018 Vadsaria <i>et al.</i> , 2019 Blanchet <i>et al.</i> , 2021
$\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos	Disminuye cuando las aguas superficiales marinas reciben aportes de agua dulce	Emeis <i>et al.</i> , 2000 Weldeab <i>et al.</i> , 2005 Osborne <i>et al.</i> , 2008 Blanchet <i>et al.</i> , 2021
Diatomeas de agua dulce en depósitos marinos	Intensidad de los vientos en el continente	Flores <i>et al.</i> , 2000
Relación Ba/Al en sedimentos marinos	El valor aumenta durante los periodos húmedos	Mercone <i>et al.</i> , 2000 Ziegler <i>et al.</i> , 2010 Pausata <i>et al.</i> , 2020
Relación Mg/Ca en foraminíferos planctónicos	Indican la salinidad del agua marina superficial (depende de los aportes fluviales)	Weldeab <i>et al.</i> , 2005
Relación Ti/Al en sedimentos marinos	El valor disminuye durante los periodos húmedos	Mejía-Molina <i>et al.</i> , 2006 de Boer <i>et al.</i> , 2021
Relación Ba/Ca en foraminíferos planctónicos	El Ba aumenta con salinidad baja	Weldeab <i>et al.</i> , 2007
Isótopos de neodimio (Nd) en foraminíferos planctónicos	Las composiciones isotópicas se relacionan con áreas fuente drenadas por paleoríos (1) Indicador de circulación marina (2)	(1) Osborne <i>et al.</i> , 2008 (2) Vadsaria <i>et al.</i> , 2019
$\delta^{13}\text{C}$, derivado de las ceras de plantas, en sedimentos marinos	Contribución relativa de plantas C_3 (ambiente seco) y de plantas C_4 (ambiente húmedo)	Castañeda <i>et al.</i> , 2009 Tierney <i>et al.</i> , 2017
δD , derivado de las ceras de plantas, en sedimentos marinos	Indicador de aridez/humedad (el ^2H en el suelo aumenta en zonas áridas)	Tierney y deMenocal, 2013 Tierney <i>et al.</i> , 2017 Gaviria-Lugo <i>et al.</i> , 2023

Pero Emeis *et al.* (2003) también atribuyen la falta de circulación vertical en el este del Mediterráneo a un aumento de la temperatura superficial del agua. La capa más reciente de sapropel frente al Nilo contiene materiales con edades que van desde 11.5 a 6 ka AP (deMenocal, 2014). En los depósitos de los últimos 245 ka se han identificado nueve periodos de capas de sapropel, todos coincidiendo con una insolación de verano máxima relacionada con la precesión (Skonieczny, 2015), pero en realidad estos depósitos parecen extenderse hasta edades mucho más antiguas (deMenocal y Tierney, 2012). De acuerdo con los datos terrestres obtenidos en Chad antes citados, los registros marinos del oeste de África revelan episodios áridos desde el Plioceno (Muhs *et al.*, 2019) o incluso desde el tránsito Mioceno-Plioceno (Tiedemann *et al.*, 1989; deMenocal y Tierney, 2012; Zhang *et al.*, 2014).

El comienzo del PHA coincidió con el final de las condiciones glaciales en Europa y en el Atlántico Norte, una etapa que tuvo lugar hace aproximadamente unos 14.5 ka (evento Heinrich 1), cuando los valores de insolación eran un 4,2% superiores a los actuales. Posteriormente, la vuelta a las condiciones frías que tuvieron lugar en Europa y en el Atlántico Norte durante el Younger Dryas, se ha asociado en África subtropical con el brusco aumento de la aridez que interrumpió el PHA (deMenocal *et al.*, 2000; Fig. 2).

Además de la reactivación de algunos cursos fluviales, ahora secos, en el PHA se formaron lagos de diversas magnitudes. Para algunos autores (p. ej. Quade *et al.*, 2018), lo más probable es que se formaran pequeños lagos y zonas húmedas, más que grandes lagos. Aunque la existencia de un gran lago en Chad no se discute —se pueden reconocer las antiguas líneas de costa en las que se identifican desembocaduras fluviales, deltas, espigas y tómbolos y depósitos de diatomita—, no hay pruebas tan claras sobre otros megalaos como el Darfur, el Fezzan o el Chotts. Para Drake *et al.* (2022) la mayor parte de los lagos saharianos son del Estadio Isotópico Marino

(MIS) 5 o anteriores y únicamente los megalaos Chad y Timbuktu muestran costas del Holoceno.

El Holoceno medio (8-5.5 ka) comienza marcado por una transición climática, aunque no está clara (Tierney y deMenocal, 2013; Gatto y Zerboni, 2015). En general, hay menos humedad y parece que termina el PHA. Los sistemas acuáticos alimentados directamente por las lluvias monzónicas responden casi instantáneamente a esa sequía (Gatto y Zerboni, 2015), mientras que los lagos alimentados por acuíferos persisten más tiempo. Un buen ejemplo lo constituyen los lagos de Ounianga, entre los macizos de Tibesti y Ennedi, en el norte de Chad. Estos lagos se agrupan en dos conjuntos: Kebir (Grande) y Serir (Pequeño), separados entre sí unos 40 km. Situados en una región con una precipitación de menos de 21 mm en un periodo de 14 años, y una evapotranspiración media de 6100 mm a⁻¹, Kröpelin (2017) encuentra depósitos de diatomita —hasta 80 m por encima del nivel actual del lago en Ounianga Serir— correspondientes a un nivel más alto del agua a comienzos del Holoceno. En la actualidad, los dos lagos originales han quedado fragmentados en unidades más pequeñas que son alimentadas por un flujo continuo de agua subterránea proveniente del acuífero de la arenisca Nubia, recargado por última vez durante el PHA (Fig. 5A). El mayor de los lagos de Ounianga Serir, el Teli, es un lago hipersalino que actúa como una bomba de evaporación, mientras que los lagos más pequeños, colonizados por carrizales de *Phragmites* experimentan una evaporación menor (Kröpelin, 2007; Eggermont *et al.*, 2008; Fig. 5B).

2.3. Terminación del PHA

La terminación del PHA parece que fue espacial y temporalmente más compleja que su inicio (Claussen *et al.*, 2017). Los registros paleohidrológicos indican que el aumento de precipitación tuvo lugar en diferentes momentos en cada localidad, dependiendo de la posición geográfica y el contexto geomorfológico.

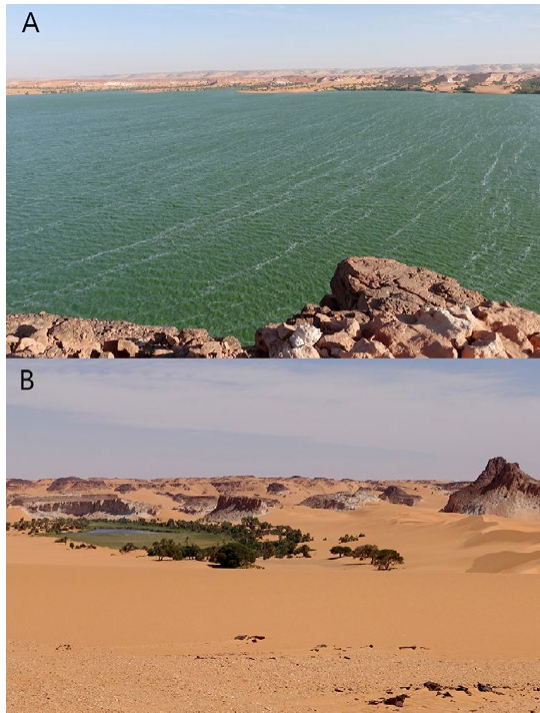


Figura 5. A. Ejemplo de un lago en un entorno hiperárido, desprovisto de vegetación y sujeto a una evaporación muy intensa (lago Yoa, Ounianga Kebir; coord. 19.057, 20.502). B. Ejemplo de un lago en condiciones similares al A en el que la colonización por *Phragmites* hace disminuir la evaporación (lago Boukou, Ounianga Serir; coord. 18.914, 20.911).

Figure 5. A. Example of a hyperarid lake devoid of vegetation and subjected to intense evaporation (Lake Yoa, Ounianga Kebir; coord. 19.057, 20.502). B. Example of a lake in similar climatic conditions to A, but covered in *Phragmites*, which slow down evaporation (Lake Boukou, Ounianga Serir; coord. 18.914, 20.911).

gico (Gatto y Zerboni, 2015). Según estos autores, durante el Holoceno inferior hubo una interrupción del PHA, una fase seca alrededor de 8.5-8 ka AP que, aunque no está claro que se produjera en todo el norte de África, en varias regiones provocó cambios en el nivel de las masas de agua. En la zona de Libia, el nivel de los lagos cayó a 8.1-8 ka AP sugiriendo una interrupción de las lluvias monzónicas, que también secaron las fuentes del macizo Acacus-Tadrart. Otras zonas registraron una reducción en la disponibilidad de agua. En el Mediterráneo se ha observado una interrupción en la formación de sapropel a ca. 8.1 ka

AP, interrupción que algunos autores relacionan con el ya citado enfriamiento en el hemisferio norte a 8.2 ka AP (Hennekam *et al.*, 2014).

Sobre la terminación del PHA hay opiniones encontradas: mientras que los registros marinos sugieren un cese abrupto de las condiciones húmedas alrededor de 5.5 ka AP (deMenocal *et al.*, 2000; Tierney *et al.*, 2017), los registros continentales indican una transición gradual hacia condiciones más áridas (Kröpelin *et al.*, 2008; Francus *et al.*, 2013). Sin embargo, para Holmes *et al.* (2017), no está claro si los registros que indican un final abrupto del PHA son el resultado de un cese brusco de las precipitaciones o una falta de respuesta por no haberse sobrepasado un determinado umbral.

El final del PHA pudo no haber ocurrido a la vez en todo el territorio del Sáhara. En cualquier caso, hace unos 5 ka, las condiciones húmedas en el continente africano ya habían terminado y la región experimentaba una tendencia sostenida hacia la aridez (deMenocal, 2014; Coutros, 2019). En general, la disminución de la humedad debió de empezar en la zona norte e ir progresando gradualmente hacia el sur, aunque la gran heterogeneidad del relieve pudo marcar diferencias locales (Pausata *et al.*, 2020) y darse el caso de que los relieves montañosos de algunos macizos, como el Tibesti o el Ennedi, retrasasen el final del PHA en esas zonas (Brierley *et al.*, 2018).

Los cálculos de Darius (2013) sobre precipitación actual en el sureste del desierto de Libia muestran un control topográfico de las isoyetas, hecho que sugiere a este autor que podría servir de modelo para conocer las condiciones de pluviosidad en la zona durante el Holoceno medio. En los sedimentos del lago Yoa (en Ounianga Kebir), se observa un aumento progresivo de entradas eólicas en los últimos 6.1 ka, respondiendo a la aridificación del entorno: una pérdida de la cubierta vegetal aumenta la cantidad de material disponible susceptible de ser erosionado por el viento (Francus *et al.*, 2013). Para la costa este

de África, los datos apoyan una terminación rápida alrededor de hace 5 ka (deMenocal *et al.*, 2000; Tierney y deMenocal, 2013). Estos autores, para explicar un cambio no lineal de la precipitación asociada a la terminación del PHA, sugieren la existencia de mecanismos de retroalimentación de la vegetación que, al modificar el albedo de la superficie y la humedad del suelo, reforzarían las respuestas a los cambios orbitales. Asimismo, puede que la respuesta a los cambios en la insolación por causas orbitales haya sido espacialmente heterogénea, con unas zonas de respuesta rápida, en unos pocos siglos, y otras, como las observadas en el lago Yoa, de miles de años (deMenocal, 2014).

¿Pudo contribuir en alguna forma la actividad humana al fin del PHA? Wright (2017) señala que las modificaciones introducidas por el hombre en la vegetación pudieron acelerar la terminación del PHA, mientras que, para Brierley *et al.* (2018), un manejo activo del pasto puede contribuir a su permanencia, retrasando el colapso que se produciría de forma natural. Según Zerboni y Nicoll (2019), desde hace unos 7 ka, el pastoreo ha podido aumentar la entrada de polvo en la atmósfera, amplificando con ello la desertización. Finalmente, en un análisis realizado sobre estos aspectos, Pausata *et al.* (2020) concluyen que aún no hay suficientes datos sobre la actividad humana en el Holoceno medio por lo que no es posible valorar adecuadamente el impacto que ha podido tener en la finalización del PHA.

3. Los periodos verdes y la dispersión y migración de los homínidos

Un Sáhara más húmedo que el actual, en el que la expansión de la sabana redujo la superficie de las zonas desérticas y semidesérticas, proporcionó en diferentes momentos de su evolución corredores potenciales para la dispersión de los homínidos desde el norte de África hacia Levante y hacia la península de Arabia.

Es probable que la dispersión inicial del humano moderno, originado en África hace

unos 200-150 ka (Groucutt *et al.*, 2015), guarde relación con el episodio húmedo que tuvo lugar durante el MIS5e (130-117 ka). Durante el MIS5 (130-70 ka), significativamente más húmedo que el PHA y caracterizado por tres picos de insolación pronunciados, como ya se había comentado se formaron varios megalaos en el norte de África, y esto marcaría diferencias en la ocupación humana de la zona con respecto al periodo húmedo más reciente (Drake *et al.*, 2022). La migración se produjo a través de diferentes rutas, entre las que se incluyen cursos fluviales ahora abandonados, o incluso enterrados, como los sistemas fluviales de Sahabi y Kufrah, que se extendían desde las zonas del Tibesti y de Gilf Kebir hacia el golfo de Sirte, en Libia (Osborne *et al.*, 2008; Paillou *et al.*, 2009; Blanchet *et al.*, 2021). En los movimientos migratorios, varios autores descartan una ruta que parece obvia, la del Nilo, ya que es probable que en esos momentos las condiciones húmedas, que favorecieron el crecimiento de la vegetación y la formación de ríos y lagos en el Sáhara, convirtiesen el entorno del Nilo en un medio no habitable, llevando a la población a alejarse de él (Kuper y Kröpelin, 2006; Zaki *et al.*, 2021; Blanchet *et al.*, 2024).

En los cambios a gran escala en la población del norte de África, el clima es el factor más importante; para Gatto y Zerboni (2015), el medio también juega un papel muy importante, particularmente en tiempos prehistóricos cuando la modificación del entorno natural por los humanos era aún bastante limitada. Según trabajos recientes, como el de Kutzbach *et al.* (2020), quienes realizan una simulación de los cambios clima/vegetación para los últimos 140 ka, los aumentos en la precipitación y en la vegetación fueron similares en tres etapas controladas por la precesión —hace 125, 105 y 83 ka—, mientras que el pico más reciente de principios del Holoceno, hace unos 12 ka, fue ligeramente menor.

Larrasoña *et al.* (2013) relacionan la ocupación del Sáhara por los homínidos en los últimos 6-7 Ma con estos periodos húmedos. Estos mismos autores, a partir de registros

marinos y continentales, identifican 230 periodos verdes en los últimos 8 Ma, destacando que en los cuatro últimos (128-122 ka, 108-102 ka, 81-77 ka y 10-6 ka) las condiciones húmedas coinciden en el norte y este de África, en la península de Arabia y en Levante, lo que facilitaría la migración del *Homo sapiens* desde África hacia Asia. Por otro lado, para Blanchet *et al.* (2021) un aumento de la precipitación invernal en el norte de África durante el MIS3/4 —mientras la zona más al sur permanecía árida— también permitiría la formación de corredores verdes que conectarían Marruecos con Levante. Estos autores sugieren que la zona costera del norte de África era un entorno favorable durante el último ciclo glacial, lo que permitiría a la población moverse y mezclarse.

La disponibilidad de agua durante el último periodo húmedo permitió la dispersión de la población por el territorio ocupado actualmente por el desierto. Dentro del Sáhara, hay zonas con una larga ocupación, como el Acacus-Tadrart en Libia y Argelia o el Tassili en Argelia, habitadas ya en el Holoceno inferior (di Lernia, 2015), aunque el Sáhara parece haber sido ocupado de forma recurrente desde finales del Mioceno (Larrasoaña *et al.*, 2013). Manning y Thimpson (2014), en su reconstrucción de la demografía del Sáhara durante el Holoceno, distinguen varias etapas: un aumento masivo y dispersión de la población poco después de 11 ka AP, un descenso de la población entre 7.6 y 6.7 ka AP y un colapso importante al final del periodo húmedo, entre 6.3 y 5.2 ka AP. Según estos autores, parece que poco antes de 11 ka AP ya había grupos en el Tibesti, donde la precipitación había aumentado anteriormente (Lézine *et al.*, 2011b). Sin embargo, para Kröpelin *et al.* (2016), quienes analizaron sedimentos lacustres en dos volcanes del Tibesti —uno de ellos la caldera del Trou de Natron; Fig. 6—, no hay un establecimiento adelantado de las condiciones húmedas en las zonas montañosas del Sáhara, ni tampoco un retraso en su finalización.

Con el advenimiento del PHA, los primeros pobladores de un área determinada serían

cazadores-recolectores que aprovecharían los recursos presentes en las zonas bajas de su alrededor. Posteriormente, al disminuir las precipitaciones, las poblaciones sedentarias del centro y sur del Sáhara fueron reemplazadas por culturas pastoriles móviles (deMenocal *et al.*, 2000). Y parece que la práctica del nomadeo fue clave en su supervivencia ya que, el aumentar la ocupación del territorio, hizo posible alargar la permanencia de los pastores en algunas zonas. Los desplazamientos de los diferentes grupos pudieron ser importantes, como muestran las coincidencias de estilos de pinturas de ganado en Gilf Kebir y Jebel Uweinat, suroeste de Egipto, a pesar de que estas dos zonas distan entre sí unos 200 km (Zboray, 2012). Algo similar ocurre en la región del Cuerno de África, donde el estilo de representación del ganado bovino característico de Laas Geel (Somalilandia) también aparece en las tierras altas de Etiopía, a unos 450 km de distancia (Assefa *et al.*, 2014). Estos autores lo interpretan como una posible conexión cultural y económica entre amplios territorios de la zona.

En los últimos 5 ka, la progresiva aridificación que tuvo lugar al finalizar el PHA provocó la migración de animales, de plantas y también de los humanos, aunque el hombre tiende a modificar sus estilos de vida más que a abandonar sus tierras (Zerboni *et al.*, 2016). La escasez de agua concentró las poblaciones humanas en los lugares en que, bien por las precipitaciones, bien por la explotación de aguas subterráneas, la vida seguía siendo posible. Los animales migraron hacia zonas más favorables lo que, en algunos casos, provocó que quedaran atrapados en reductos de los que no han podido salir. Son bien conocidos los cocodrilos de Mauritania y los de la *guelta* d'Archei (en Chad; Fig. 7A), reptiles piscívoros que sobreviven en esta charca permanente gracias a la frecuente visita de los rebaños de camellos que fertilizan las aguas con sus excrementos; Brito *et al.* (2011) apuntan a que quizá también pudiera haber cocodrilos en el Tibesti. Es posible que el aislamiento de estas poblaciones haya provocado cambios en su comportamiento, ya que se trata de indivi-

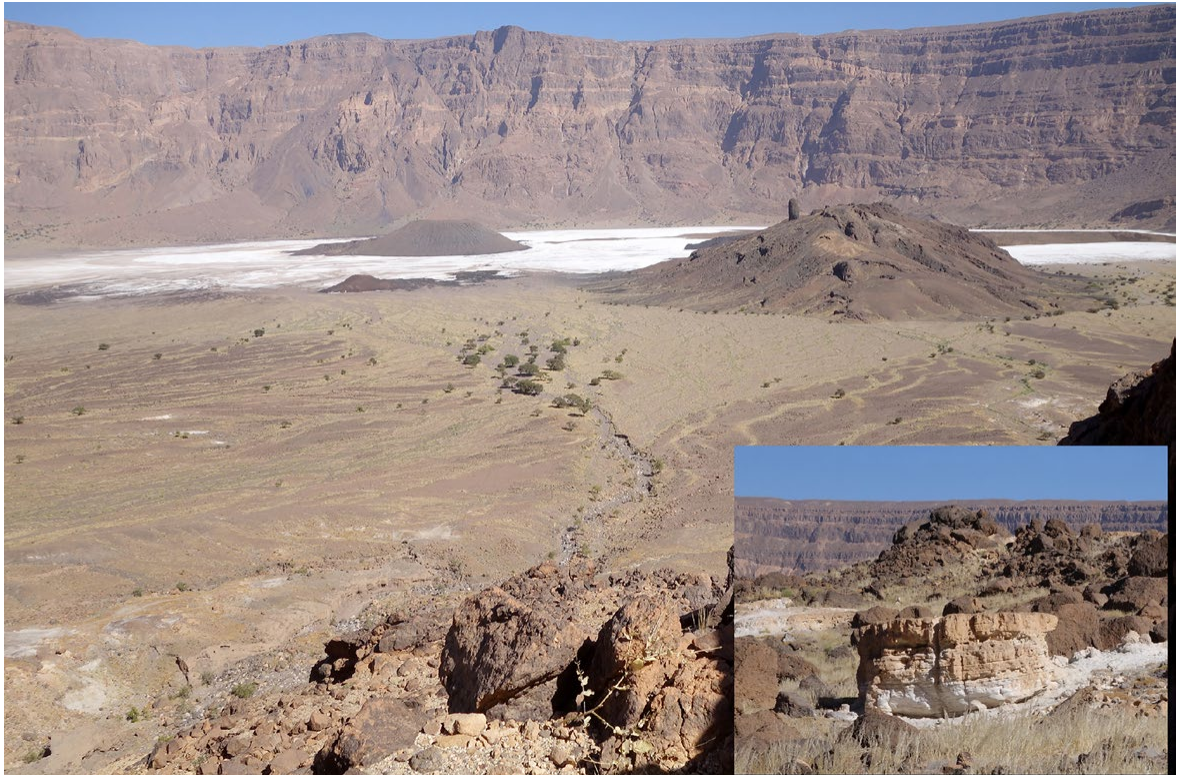


Figura 6. Vista hacia el noreste del interior de la caldera volcánica del Trou de Natron (macizo del Tibesti; coord. 20.970, 16.572). Se distingue el acantilado rocoso que limita la caldera. En el fondo, un pequeño lago (mancha oscura, a la derecha de la imagen) formado por lluvias recientes (diciembre de 2017). El área blanca que lo rodea corresponde a un depósito de natrón. La vegetación, principalmente acacias, flanquea un conjunto de canales fluviales inactivos. Las elevaciones corresponden a pequeños conos volcánicos y, casi en el centro, a un pitón. En el recuadro inferior, las diatomitas analizadas por Kröpelin *et al.* (2016).

Figure 6. View to the northeast of the interior of the volcanic caldera Trou de Natron (Tibesti Massif, coord. 20.970, 16.572). The cliff in the background represents the crater walls. Notice an ephemeral small lake (dark area to the right) formed by recent rain accumulation (December 2017). The white area surrounding the lake is a natron deposit.

*Vegetation, mainly acacia trees, flanks a set of inactive fluvial channels. Small volcanic cones and a piton are also visible in the caldera. The photo inset in the lower right corner depicts the diatomites analysed by Kröpelin *et al.* (2016).*

duos muy tímidos que huyen del contacto con los humanos (Fig. 7B); esto, junto con la falta de interés en cazarlos, es lo que ha permitido su supervivencia (Shine *et al.*, 2001).

En el caso de las poblaciones humanas, con la aridificación, además de disminuir el número de individuos, surge el nomadeo, un mecanismo adaptativo de los pastores que hizo que los pobladores del centro y suroeste del Sáhara pudieran resistir después de terminar el PHA, aumentando su movilidad (Manning y Timpson, 2014). Se lleva el ganado a los mejores pastos disponibles a lo largo del año, aunque, según Krätli *et al.* (2013), esta práctica

es una respuesta a la relativa abundancia más que a la escasez. Una mayor movilidad, una fuerte territorialidad y un descenso en los recursos de subsistencia pueden haber conducido a sociedades más jerarquizadas con un aumento en la complejidad socio-cultural, tal como parecen mostrar la organización de los asentamientos y las prácticas funerarias (Cremaschi y Zerbini, 2009; di Lernia, 2015; Zerbini *et al.*, 2016).

Al final del periodo húmedo, y coetáneamente con el despoblamiento del norte de África, surge en el valle del Nilo la civilización del Antiguo Egipto. Los márgenes del desierto

migran hacia el sur y esto, además de influir en el pastoralismo del subsáhara, ayuda a que en torno a esa fuente continua de agua se desarrolle la cultura faraónica y se consolide el establecimiento de asentamientos permanentes en sus orillas (Kuper y Kröpelin, 2006).

En la actualidad, y a pesar de la escasez de lluvias, diversas poblaciones, algunas relativamente importantes en Mauritania, Libia, Argelia o Chad, resisten en este medio hiperárido. Al disminuir las precipitaciones, también los humanos fueron migrando progresivamente hacia zonas con condiciones más favorables, situadas en las proximidades de antiguos cursos fluviales o de lagos, donde el nivel freático se encuentra relativamente próximo a la superficie, lo que facilita el acceso al agua y permite además la existencia de palmerales. La palmera salvaje (*Hyphaene thebaica*) ampliamente distribuida durante el Holoceno por el norte de África, fue posteriormente sustituida por la palmera datilera (*Phoenix dactylifera*), cuyos frutos, con un valor nutricional más elevado que los de la salvaje (Lézine *et al.*, 2011b), constituyen una fuente importante de alimentación y son incluso utilizados como moneda de intercambio (Fig. 8). Otros asentamientos fijos, pero con menos habitantes, sobreviven principalmente gracias al agua almacenada en los acuíferos recargados durante el PHA. Sin embargo, al no producirse en la actualidad una recarga que compense el consumo —aunque las precipitaciones pueden ser intensas, son muy esporádicas—, las dificultades crecientes para acceder al agua ponen en peligro la existencia de estas poblaciones, por ejemplo, en el pozo de Naga, en Sudán del Norte, el nivel del agua que se extrae, por métodos ancestrales con ayuda de burros, está a más de 70 m de profundidad (coord. 16.2694, 33.2738; los valores positivos en el caso de la latitud indican N y en la longitud indican E).

4. El arte rupestre sahariano

La huella más conspicua dejada por los pobladores del Sáhara durante el último periodo húmedo lo constituye el arte rupestre que,



Figura 7. A. *Guelta d'Archei* (Ennedi, Chad; coord. 16.903, 21.774), una fuente de agua permanente, que sirve de abrevadero a los rebaños de camellos.

B. Huella dejada por un cocodrilo al huir hacia el agua; los reptiles de esta guelta son extremadamente tímidos y entran en el agua al primer signo de presencia humana (Britto *et al.*, 2011). Se desconoce el número exacto de individuos que habitan en la zona.

Figure 7. A. *Guelta d'Archei* (Ennedi, Chad; coord. 16.903, 21.774), a permanent water source for camels. B. Footprint left by a crocodile after fleeing into the water; the reptiles in this guelta are extremely timid and retreat into the water at the first sign of human presence (Britto *et al.*, 2011). The exact number of crocodiles living in this guelta is unknown.

además de proporcionar información sobre el entorno en el que vivían, refleja sus relaciones con el medio y también entre ellos. Las pinturas y los grabados, realizados principalmente sobre areniscas, se encuentran ampliamente repartidos por todo el territorio; las pinturas, en general con una ejecución más fina, se localizan mayoritariamente en abrigo (p. ej. Wadi Sura II en Gilf Kebir, Egipto) o en pequeños huecos en relieves rocosos (p. ej. Ennedi, Chad), mientras que los grabados también se pueden hallar en paredes verticales de pequeños acantilados (p. ej. Wadi Gonoa en el



Figura 8. Yebbi Souma (Tibesti; coord. 21.103, 17.956). Mientras que el palmeral se encuentra situado en las márgenes del río, la población está asentada en la parte alta, protegiéndose de los aumentos bruscos de caudal provocados por tormentas.

Figure 8. Yebbi Souma (Tibesti; coord. 21.103, 17.956). While the palm trees are concentrated on the riverbanks, the town is in the elevated flat, protected from sudden stormwater runoffs.

Tibesti, Chad), superficies lisas casi horizontales (p. ej. Meseta del Messak, Libia), o, incluso, en rocas aisladas (p. ej. Tadrart, Argelia).

Los primeros descubrimientos del arte rupestre en el norte de África, por parte de los europeos, fueron realizados en 1847 en las montañas del sur de Orán (Argelia) por dos militares de la armada francesa, quienes encontraron grabados de elefantes, antílopes, avestruces, gacelas y leones (Smith, 1968; Bahn, 2012). Otros exploradores del siglo XIX investigaron el arte rupestre de diferentes zonas de Argelia, Libia y Chad (Alsherif, 2014). A principios del siglo XX, Hassanein Bey (1925) reflexiona sobre el hecho de que, aunque encuentra pinturas de jirafas en Uweinat (suroeste de Egipto), estos animales ya no viven allí y que, a pesar de que para llegar a ese punto ha tenido que hacerlo en camello, no

hay pinturas de camellos. Por ello, se plantea: ¿conocían las jirafas, pero no el camello? En el libro de Hassanein Bey, Hume, director del Servicio Geológico de Egipto, comenta que estas pinturas deben de ser antiguas, hechas en un periodo en el que llovía más que en la actualidad, haciendo ya una interpretación ambiental del arte rupestre de la zona. Unos años más tarde, en 1950, Heinrich Barth, en un viaje por el norte de África que duró tres años, descubrió las pinturas de Fezzan en Libia (Smith, 1968; di Lernia, 2015). En 1957, Barth afirmó que reflejaban una vida muy diferente de la que había en ese momento (deMenocal y Tierney, 2012).

Aunque algunas zonas con arte rupestre han sido objeto de numerosos estudios (p. ej. Tassili n'Ajjer, Acacus, Ennedi, Gil Kebir, Uweinat), no existe un inventario global: la amplitud del

territorio y la gran variedad de estilos dificulta su clasificación. Por otro lado, la escasez de dataciones impide realizar una cronología precisa de los diferentes estilos identificados en el Sáhara. En general, se han utilizado métodos indirectos, como la superposición de estilos y, en grabados, la superposición de surcos y el desarrollo de la pátina del desierto. Sin embargo, la pátina puede ser un indicador poco fiable, ya que la meteorización en un mismo panel puede estar condicionada por la orientación y por la exposición a la erosión eólica (Zboray, 2012), aunque Guagnin (2014) la emplea para diferenciar cuatro periodos, a partir del estudio de cerca de 2500 grabados en Messak (Libia). Otros investigadores (e.g. di Lernia *et al.*, 2015) han usado diferentes técnicas para analizar pigmentos encontrados en artefactos utilizados en el suroeste de Libia por grupos de cazadores-recolectores y por grupos pastoriles, situándolos entre hace 8.9 y 4.5 ka. También se han empleado asociaciones con yacimientos arqueológicos datados por carbono 14. Pero dada la escasez de muestras, y el hecho de que el propio método conlleva su destrucción, la datación de pinturas por este método apenas se emplea.

A la vista de los malos resultados obtenidos de dataciones directas, algunas expediciones han investigado los depósitos cuaternarios encontrados al pie de paredes con pinturas, intentando relacionarlos con las mismas (Le Quellec, 2013). Para Gallinaro (2013), los datos arqueológicos y las dataciones indirectas por OSL (Luminiscencia Ópticamente Estimulada), aportados por Mercier *et al.* (2012), parecen apoyar la teoría de que el principio del arte rupestre en el Tassili (Argelia) se remonta, al menos, a principios del Holoceno. Esto concuerda con las opiniones de Manning y Thimpson (2014), para quienes poco después de 11 ka AP, aunque haya un pequeño desfase entre el establecimiento de las condiciones húmedas y la reocupación humana del desierto, tiene lugar un aumento masivo en la población del Sáhara. Las poblaciones emigrarían desde el sur ocupando territorios situados más al norte, según se iban volviendo progresivamente favorables.

A diferencia del arte paleolítico europeo, el arte rupestre sahariano no se centra en los animales, sino que también recoge objetos de la vida cotidiana, imágenes de humanos realizando diferentes actividades y representaciones de lo que podría ser considerado el mundo espiritual. Los primeros pobladores —cazadores, pescadores y recolectores— fueron sustituidos por sociedades pastoriles que explotarían los animales domésticos, inicialmente el ganado vacuno y más tarde ovejas y cabras, mejor adaptadas a las condiciones de aridez; finalmente, cuando el pasto empezó a escasear, se adoptaría un modo de vida trashumante (Cremaschi *et al.*, 2014). Y esta sucesión de etapas aparece reflejada en el arte rupestre, convertido en un archivo que llega hasta la actualidad y que muestra los cambios en el mundo animal y en las formas de vida de las sociedades holocenas.

4.1. Estilos y periodos del arte rupestre sahariano

Tanto en pinturas como en grabados, se han identificado particularidades que han sido utilizadas para definir estilos, con una distribución geográfica más o menos amplia. Sin embargo, asignar los estilos a una edad concreta presenta una gran dificultad debido a la escasez de dataciones numéricas y también a que el arte rupestre se distribuye por un territorio muy extenso, con características orográficas y localizaciones con respecto al mar —principal fuente de humedad— muy variadas. En general, se han establecido varios periodos, aunque su aplicación espacial es restringida. Por otro lado, como señala Zboray (2012), uno de los problemas en los trabajos sobre arte rupestre es el uso de los términos “estilo”, “cultura” y “periodo” como sinónimos.

Una división inicial podría hacerse separando pinturas y grabados figurativos —representaciones de animales y de humanos— de los no figurativos. Entre estos últimos se encuentran los puntos, los surcos y los cuencos. Según Jelinek (1995), los signos simples o simplificados fueron usados por necesidades comu-

nicativas pictóricas, aunque no se entienda todavía el significado de esa comunicación. Para el caso de algunos surcos, encontrados en paredes verticales u horizontales (Figs. 9A y B), en ocasiones formando grandes grupos, Soukopova (2018) propone que podrían representar seres humanos, aunque, como señala Le Quellec (2019), cuanto más simple sea un signo, más ambigua puede ser su interpretación.

En el arte rupestre figurativo, los estilos definidos han sido atribuidos a diferentes pe-

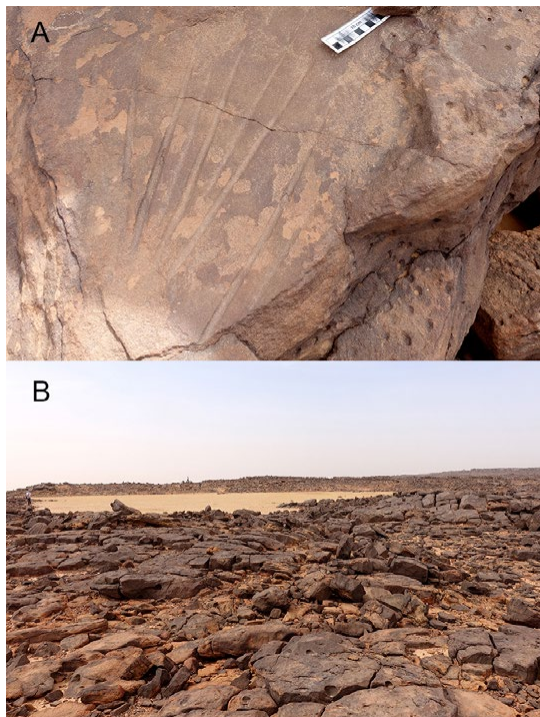


Figura 9. Grabados de surcos en el asentamiento ahora abandonado de Akhreijit (Mauritania; coord. 18.365, -9.154). Existen varios grupos de entre 7 y 13 surcos, todos ellos con el mismo grado de meteorización que la roca sobre la que están excavados, lo que indica que se trata de grabados antiguos. B. Los grabados se encuentran en las proximidades de un pequeño lago temporal, en un rellano situado por encima de una confluencia fluvial.

Figure 9. Carved grooves in the now abandoned town of Akhreijit (Mauritania; coord. 18.365, -9.154). Grouped in sets of 7-13 grooves, all of them display the same weathering degree as the carved surface, indicating they are old engravings. B. These engravings lie close to a small ephemeral lake located on a flat, several metres above a river confluence.

riodos. Pero estos estilos, en ocasiones muy locales, no pueden considerarse representativos de todo el Sáhara. Así, entre otros, se habla de:

- estilo Kel Essuf (Tadrart, Argelia), considerado por algunos como el arte antropogénico más antiguo del Sáhara (ver p. ej. Striedter y Tauveron, 2002-2003);
- estilo Iheren (Tassili, Argelia) caracterizado por trazos finos y delicados con abundantes representaciones de ovejas y cabras (Muzzolini, 1981; Fig. 10);
- estilo Niola Doa (Ennedi, Chad), grandes antropomorfos con los cuerpos decorados y marcada esteatopigia (Gauthier y Gauthier, 2016-2017);
- estilo Uweinat (suroeste de Egipto y Sudán del Norte), ganado vacuno con las patas traseras separadas y las ubres bien marcadas (véase p. ej. Le Quellec, 2016);
- estilo Laas Geel (Somalilandia y Etiopía), perfiles de vacuno, de espalda plana, con un “adorno” rodeando el cuello (véase p. ej. Gurtherz y Joussaume, 2018).

En una propuesta de clasificación del arte rupestre extensible a todo el Sáhara, Aïn-Séba (2022) distingue los siguientes periodos:

- (i) Periodo Bubalino, también conocido como Periodo de la Fauna Salvaje. Es el más antiguo y corresponde a los cazadores-recolectores.
- (ii) Periodo Pastoril o Bovidiano.
- (iii) Periodo del Caballo.
- (iv) Periodo del Camello.

Para este autor, las representaciones en pinturas y grabados transmiten la evolución del medio —condicionado por el clima— y de ahí la evolución del arte rupestre.

En el periodo Bubalino, entre hace 12-8 ka, aparecen hipopótamos, rinocerontes, ele-



Figura 10. Pintura de estilo Iheren (Tassili n'Ajjer, Argelia). De los animales domésticos, el buey es el animal más representado, aunque también son frecuentes las ovejas y las cabras (Muzzolini, 1981). Obsérvese la cornamenta en forma de lira y la delicadeza de los detalles, especialmente de las pezuñas. Las formas arqueadas en la esquina superior derecha y en la inferior izquierda corresponden a nidos de avispa actuales.

Figure 10. Painting in the Iheren style (Tassili n'Ajjer, Algeria). The ox is the most represented domestic animal, although sheep and goats are also frequent (Muzzolini, 1981). Notice the lira-like horns and the accuracy of details like the hooves. The arched forms featured in the upper right and bottom left corners correspond to modern wasp's nests.

fantes, jirafas y cocodrilos, lo que sugiere un entorno de sabana, similar al que se encuentra en la actualidad al sur del Sahel, con agua abundante, ríos y una vegetación capaz de soportar a los grandes herbívoros. El realismo y los detalles de las representaciones indican un conocimiento profundo de los animales del entorno (Aïn Séba, 2022; Fig. 11); aunque no son muy frecuentes, también se representan peces. Otros periodos definidos localmente, pero muy conocidos, como el de las Cabezas Redondas (hace ~9.5-7 ka; del Tassili) y el Kel Essuf (del Tadrart), se asignan a finales del Pleistoceno-principios del Holoceno y, por tanto, también se encontrarían entre los más antiguos.

En el periodo Pastoril (hace ~8-4 ka), los humanos se representan en escenas de pastoreo, a

veces con lanzas —se cree que las utilizaban para defender a su ganado de posibles robos, lo que significa que habría una lucha por la riqueza (Lenssen-Erz, 2007)— pero también en escenas de la vida familiar.

Aïn-Séba asocia al siguiente periodo, el del Caballo (hace unos 3-2 ka), a las representaciones de humanos con forma bitriangular; y aunque en ese momento se continuaba representando ganado, se observa que ahora las cabras son más numerosas que el ganado vacuno. En las pinturas de este periodo aparecen por primera vez las palmeras datileras, lo que sugiere también un entorno más árido que en el periodo anterior.

Por último, en el primer milenio antes de nuestra era, tiene lugar la introducción



Figura 11. Grabado de rinoceronte (Wadi Gonoa, macizo del Tibesti; coord. 21.311, 16.893).

Figure 11. Carving representing a rhino (Wadi Gonoa, Tibesti Massif; coord. 21.311, 16.893).



Fig. 12. Abu Ballas (Colina de la cerámica; coord. 24.439, 27.649). Restos del almacenamiento de vasijas egipcias utilizadas para dar de beber a los burros que hacían el trayecto desde el oasis de Dakhla hasta Gilf Kebir, y probablemente Uweinat, con destino final desconocido. Las vasijas de barro tenían una capacidad de hasta 30 litros y pesaban unos 15 kg, por lo que el transporte del agua debía de hacerse en pieles de cabra. Esta ruta, atravesando el desierto de Libia, se estableció a finales del Periodo Antiguo de Egipto, hace unos 4200 a AP o ligeramente más tarde (Förster *et al.*, 2010).

Figure 12. Abu Ballas (Pottery Hill; cord. 24.439, 27.649). Remains of Egyptian pottery used to water donkeys on the journey between the Dakhla oasis and, at least, Gilf Kebir, probably reaching Uweinat or a further unknown final destination. The water jars, with a tare weight close to 15 kg, could contain about 30 litres each. Water was probably transported to this point in bags made of goat skins. This trail, crossing the Libyan desert, was established at the end of the Old Kingdom, around 4200 yr ago or slightly later (Förster *et al.*, 2010).

—desde Asia a través de Egipto— del camello (Kuper, 2007), animal que viene a sustituir al burro como animal de carga por sus menores necesidades de agua (Fig. 12), y quizá también por la mayor facilidad que presenta para desplazarse por los terrenos arenosos, cada vez más extensos. La llegada del camello marca el periodo más reciente (desde unos 2 ka a la actualidad). Además de la presencia del camello, la localización del arte rupestre cerca del lecho de los *wadis* indica que los cursos de agua ya tenían menos actividad que en épocas anteriores. Aunque antes de la llegada del camello, las caravanas ya atravesaban el desierto siguiendo unas rutas de comercio establecidas durante el Imperio Faraónico Antiguo, rutas que posteriormente serían aprovechadas por los romanos (Förster *et al.*, 2010). En esas travesías del desierto, se orientaban siguiendo montículos rocosos (denominados *alamat* en árabe) que destacaban topográficamente sobre el fondo arenoso.

4.1.1. El Sáhara central y oriental

Considerando los trabajos realizados en áreas geográficas más restringidas, son de destacar dos zonas que han recibido un especial interés en la datación del arte rupestre: (a) el Sáhara central y (b) la zona situada al suroeste de Egipto.

(a) En el Sáhara central, los macizos del Mesak (Libia) Acacus-Tadrart (Libia y Argelia) y Tassili n'Ajjer (Argelia), con un elevado número de yacimientos con pinturas y grabados de diferentes estilos, constituyen una fuente importante de información sobre las diferentes épocas de ocupación de este territorio, con posibles correlaciones con el resto del Sáhara.

Según Gallinaro (2013), tanto por su proximidad como por la gran cantidad de arte rupestre que contienen, representan un conjunto adecuado para analizar el legado artístico de los pobladores del Sáhara en un contexto ambiental y socio-cultural. Para esta autora, se trata de una zona clave para el estudio del arte rupestre en el Sáhara, donde habría sur-

gido a principios del Holoceno. Partiendo de los trabajos realizados desde los años 60 del siglo pasado, ampliados por los estudios más recientes, establece que, a grandes rasgos, a las comunidades cazadoras-recolectoras siguió una sociedad pastoril y el desarrollo del estado garamante, hasta llegar a la ocupación actual del territorio por los tuaregs. Los primeros grupos de cazadores-recolectores colonizarían estos macizos entre 9.8 y 8.9 ka AP, pero, algo después, entre los 8.9 y 7.4 ka AP, tendría lugar un cambio cultural brusco: los cazadores-recolectores-pescadores utilizan las zonas montañosas de forma más intensa, aparecen utensilios relacionados con la tarea de moler y hay indicios de que se habían establecido contactos con zonas situadas más al este y al sur.

A continuación, entre los grupos pastoriles se reconocen al menos cuatro fases de ocupación que se pueden resumir de este modo:

- (i) entre 7.4 y 6.4 ka AP, una etapa caracterizada por la explotación de animales domésticos (bóvidos y ovicaprinus);
- (ii) la adopción de la estrategia de la trashumancia entre las montañas y las tierras bajas durante el sexto milenio AP;
- (iii) otra etapa, entre los 5 y 3.3 ka AP, en la que aumenta la movilidad, se reduce el uso de las plantas y aumenta la explotación de los ovicaprinus por su mayor resistencia a las condiciones del entorno;
- (iv) el final de los grupos pastoriles, entre 3.3 y 2.7 ka AP, en un área restringida (Wadi Tanezzuft), en la que las prácticas funerarias ya apuntan a una estratificación social, y sientan las bases para el desarrollo de la cultura garamante.

Respecto a los estilos de arte rupestre, Gallinaro (2013) distingue los siguientes: Fauna Salvaje (o Bubalino), estilo de las Cabezas Redondas, estilo Pastoril o Bovidiano, estilo del Caballo/Bitriangular y estilo del Camello. Esta autora considera necesario introducir un

nuevo estilo, el del Camello Moderno, que mediante pinturas y grabados marca escenarios de ocupación reciente, reproduciendo coches de cuatro ruedas, armas automáticas o grabados de hombres con zapatos de tacón (Lenssen-Erz, 2012; di Lernia, 2015). Según Lenssen-Erz, algunos nómadas siguen realizando grabados sin ningún objetivo concreto, de forma similar a lo observado en el lago Turkana, donde los pastores lo hacen como pasatiempo.

(b) Hacia el este, para la zona del desierto de Libia situada en el suroeste de Egipto (Gilf Kebir y Uweinat), un área con abundante arte rupestre, Riemer *et al.* (2017), recogiendo una cronología anterior (Riemer, 2013), no encuentran evidencias de ocupación durante el Pleistoceno y proponen tres fases de ocupación humana en el Holoceno. Los primeros cazadores-recolectores llegarían a la zona poco después de hace unos 10 500 a, cuando el monzón traería lluvia ocasionalmente a Gilf Kebir (Fig. 13A) y de forma regular a Uweinat, un macizo volcánico situado unos 150-200 km más al sur. Esta primera fase, denominada Gilf A duraría en torno a 2000 años y parece estar poco representada en los yacimientos arqueológicos. Para estos autores, la mayor parte del arte de la región no tiene más de 8500 a. En ese momento, con la introducción de la cerámica —que proporcionaría nuevas formas de almacenamiento, favoreciendo probablemente asentamientos semipermanentes— empezaría la fase Gilf B, marcada por una gran producción de pinturas y grabados, que duraría hasta hace 6400 a. Y es durante esta fase cuando la ocupación de Wadi Sura adquiere más relevancia. El abrigo más importante de la zona, la cueva de las Bestias (también conocida como Wadi Sura II, Fig. 13B), que Honoré (2017) relaciona con los cazadores-recolectores, contiene un gran número de figuras individuales (unas 8000; Förster y Scheid, 2015). Este hecho, unido a la superposición de las diferentes pinturas, ha sido interpretado como un largo periodo de uso, si bien Riemer *et al.* (2017) estiman que la mayor parte de las pinturas de Wadi Sura fueron realizadas principalmente en el



Figura 13. A. Vista hacia el sur desde la meseta de Gifl Kebir (coord. 23.424, 25.711). La red fluvial está generalmente inactiva, excepto en momentos de fuertes precipitaciones. Este relieve constituiría uno de los refugios ecológicos a los que se retiró la población al final del PHA (Kuper y Kröpelin, 2006; Larrasoña, 2012). B. Pinturas de la cueva de las Bestias (Wadi Sura II; coord. 23.653, 25.160). Se distinguen varias figuras humanas —una de ellas una mujer—, las patas de un avestruz, un par de gacelas que parecen dirigirse hacia una laguna y algunos animales no identificados, además de negativos de manos. Por encima de las gacelas hay un grabado burdo con forma humana, que podría ser un acto vandálico.

Figure 13. A. View to the south of the Gifl Kebir plateau (coord. 23.424, 25.711). The fluvial network is currently inactive, except during strong rainstorm periods. The hominid population retreated to this ecological refuge when rains decreased at the end of the African Humid Period (Kuper y Kröpelin, 2006; Larrasoña, 2012). B: Paintings in the Cave of the Beast (Wadi Sura II; coord. 23.653, 25.160) representing some humans —a woman among them—, ostrich legs, a pair of gazelles seemingly moving towards a lagoon and other unidentified animals, in addition to some hands in negative. The coarse human-shaped engraving above the gazelle is likely the result of a modern vandalistic act.

intervalo entre hace 7500 y 7000 a. Las figuras sin cabeza que parecen comer personas, de la cueva de las Bestias, indican un nivel de espiritualidad grande. Tanto estos monstruos como los denominados “nadadores” de Wadi Sura I sugieren un elevado grado de abstracción y simbolismo (Zboray, 2010; Riemer *et al.*, 2017).

Las pinturas de ganado —en su mayoría vacuno— más modernas, las atribuyen a la fase Gifl C, y se encuentran en algunos lugares de la zona a partir de hace 6400 a, principalmente en Uweinat. Relacionan la introducción del pastoreo de ganado vacuno con un cambio determinado por el clima, el comportamiento humano y los usos del suelo, y calculan que los pastores nómadas abandonaron la zona, al aumentar las condiciones de aridez, hace unos 5500 a.

4.2. Lo que nos transmite el arte rupestre

Además de su valor artístico, el arte rupestre proporciona una información diversa que puede ayudarnos a entender no solo los cambios ambientales provocados por la variabilidad del clima (Heyd y Lenssen-Erz, 2012), sino que, como se apunta más atrás, también ofrece detalles de la vida cotidiana e incluso aspectos sociales o individuales de los pobladores del Sáhara durante el último periodo húmedo. De forma similar al contenido fosilífero de un yacimiento, pinturas y grabados pueden ser considerados como un registro de los animales que había en la zona en el momento de la creación artística, al ser el resultado de una percepción directa del individuo del mundo que lo rodea (Guagnin, 2014; Aïn-Séba, 2022).

Para una ocupación humana más antigua, Vignaud *et al.* (2002), analizando en el norte de Chad la fauna que acompaña al homínido *Sahelanthropus tchadensis* (de hace 6-7 Ma), realizan una reconstrucción paleoambiental interpretando la diversidad de hábitats del entorno; estos incluyen praderas (bóvidos), sabana boscosa (proboscídeos y jirafas), agua



Figura 14. A. Abrigo en Bembeche (Chad; coord. 18.573, 19.625). Situado entre los macizos del Ennedi y del Tibesti a unos 100 km al noreste de la población de Fada, en la actualidad está ocupado por un grupo humano muy reducido. La existencia de un pequeño palmeral indica que el nivel freático está a poca profundidad. B. En los grabados de esta zona se representan jirafas, rinocerontes, elefantes, bóvidos y un grupo de óryxes. Entre las pinturas, se encuentran principalmente ganado vacuno y hombres con arcos y flechas. Destaca la presencia de un mono, animal poco representado y otro aún menos frecuente, el tapir, no citado con anterioridad.

Figure 14. A. The Bembeche shelter (Chad; coord. 18.573, 19.625), located between the Ennedi and Tibesti Massifs, around 100 km to the northeast of Fada, it is at present a very small settlement. The presence of some palm trees indicates a phreatic level close to the surface. B. Engravings at this site comprise giraffes, rhinos, elephants, bovids and a group of oryxes. Among the paintings, they mainly represent cattle and men with arcs and arrows. It is worth noting the presence of a monkey, an animal sporadically represented, and of a tapir, not previously reported.

dulce (tortugas, serpientes, cocodrilos, hipopótamos y nutrias) y, probablemente, también bosque de galería (primates). Para épocas más recientes, el estudio del arte rupestre proporciona datos que permiten reconstruir

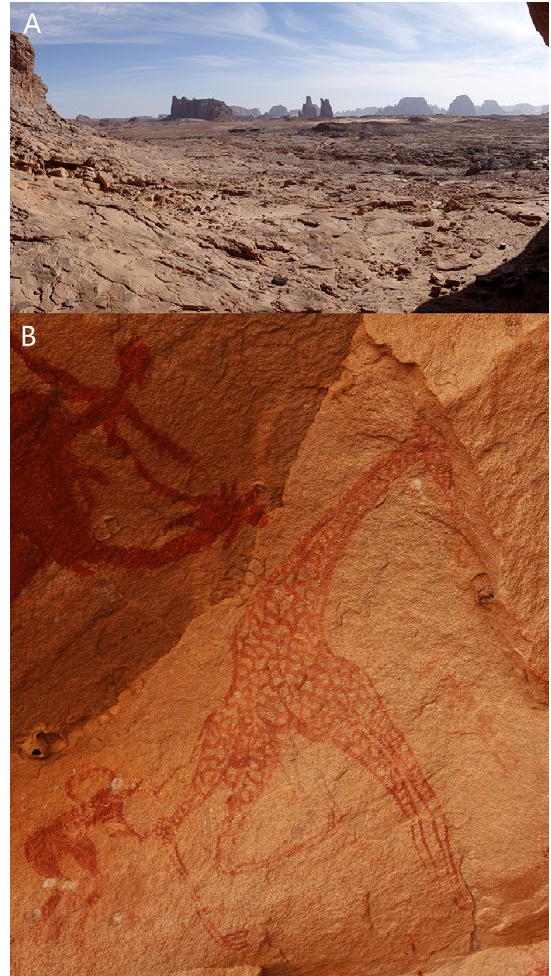


Figura 15. A. Vista hacia el sur desde la entrada del abrigo de Tigui Cocoine (sur del Tibesti, Chad; coord. 19.669, 18.247). B. Representación de una escena de caza activa en la que el cazador está cortando con un hacha los tendones de una de las patas traseras (la otra pata ya está inutilizada), para que la jirafa no pueda huir. Obsérvese el detalle de las dos pezuñas en las patas traseras.

Figure 15. A. View to the south from the entrance of the Tigui Cocoine shelter (southern Tibesti, Chad; coord. 19.669, 18.247). B. Painting depicting a scene of active hunting. The hunter is cutting the tendon of a rear leg of a giraffe using an axe (the other leg is already disabled) to prevent the animal from escaping. Notice the details of the two rear hooves.

el ambiente de las áreas circundantes completando la información aportada por otros registros del Sáhara sobre los cambios en el medio desde finales del Pleistoceno (p. ej. Figs. 14A y B).



Figura 16. Girafa y posible trampa para cazarlas (a la derecha). Wadi Mathendous (Libia; coord. 25.764, 12.171). Una de las líneas, en la parte inferior, parece continuarse y terminar en un lazo. La meteorización del otro círculo indica que es más reciente (¿un acto vandálico?). En la parte inferior derecha, pintura similar a la trampa anterior (Aske, Ennedi, Chad); compárese con la Fig. 8B de Assefa *et al.* (2014).

*Figure 16. Giraffe and possibly a hunting trap (on the right). Wadi Mathendous (Libia; coord. 25.764, 12.171). One of the lines, in the lower part, seems to end forming a loop. The degree of weathering of a second circle indicates a more recent making (a vandalistic act?). Bottom right inset shows a painting similar to the former trap (Aske, Ennedi, Chad); compare with Fig. 8B from Assefa *et al.* (2014).*

Tanto en pinturas como en grabados, entre los animales salvajes terrestres se encuentran elefantes, jirafas, avestruces, bóvidos (gacelas, antílopes, muflones y búfalos), rinocerontes, felinos (leones y otros indeterminados) y monos (babuinos y otras especies). Los animales acuáticos reproducidos con más frecuencia son los cocodrilos, aunque también se han encontrado peces y tortugas. En el periodo de los cazadores-recolectores, la fauna salvaje constituía una fuente de alimentación,

por lo que son frecuentes las escenas de caza. Entre los métodos de caza activos, Zboray (2012) muestra el uso de arcos y flechas en la caza de jirafas en Uweinat (suroeste de Egipto). En el Tibesti (Chad), las jirafas eran cazadas con hachas (Figs. 15A y B). En ocasiones, intervenían perros, como muestra una escena del Acacus, Libia, en la que varios canes persiguen a un muflón. En cuanto a los métodos de caza pasivos, existen figuras geométricas entre los grabados de Wadi Mathendous (Libia) y en las pinturas del Ennedi (Chad) que podrían corresponder con trampas (Fig. 16). Riemer (2009) describe una de estas trampas, formada por un anillo de fibra de palma tachonada con espinas de acacia. Gallinaro y di Lernia (2018) reproducen esta misma imagen y la asocian con la caza de animales salvajes. Una trampa similar ya había sido representada por Monod (1937) en su trabajo sobre el Sáhara.

Posteriormente, con la neolitización, aparecen las escenas de pastoreo. En general, los animales salvajes preceden a los domésticos (caballos, burros, ovejas, cabras y, más recientemente, camellos), aunque existen excepciones; Zboray y Rossi (2020) describen en el Ennedi una escena en la que hombres a camello persiguen a un avestruz y citan otra escena en la que la caza del avestruz se superpone a figuras de ganado. Zboray (2021) también señala que las jirafas fueron cazadas en Uweinat hasta hace unos 4 ka, cuando se supone que el ambiente ya era demasiado seco para poder soportar una economía pastoril.

La gran similitud en el arte rupestre de los dos macizos, Gilf Kebir y Uweinat, ha sido interpretado por Honoré (2017) como una prueba de que, debido a la elevada estacionalidad de las lluvias, los grupos que vivían en esta zona, principalmente los cuidadores de ganado, se vieron obligados a moverse entre áreas relativamente distantes.

El arte de los antiguos pobladores del Sáhara nos informa sobre la fauna del entorno desde finales del Pleistoceno y sobre las actividades humanas cotidianas (escenas de caza y de

pastoreo), los detalles de sus moradas (cestas colgadas del techo de las viviendas), sus actividades lúdicas (hombre tocando el arpa, Ennedi) y también sobre algunos aspectos personales (Fig. 17). En ocasiones nos permiten llegar a conocer sus características físicas, como un posible caso de polidactilia en el Ennedi, o la esteatopigia de los grabados estilo Niola Doa, también identificable en algunas pinturas (Figs. 18A y B). No falta, incluso, algún rasgo geológico, como la laguna representada en Wadi Sura II, a la que se acercan a beber un par de gacelas (Fig. 13B).

Uno de los grandes problemas del arte rupestre en general es su conservación (Zerboni et

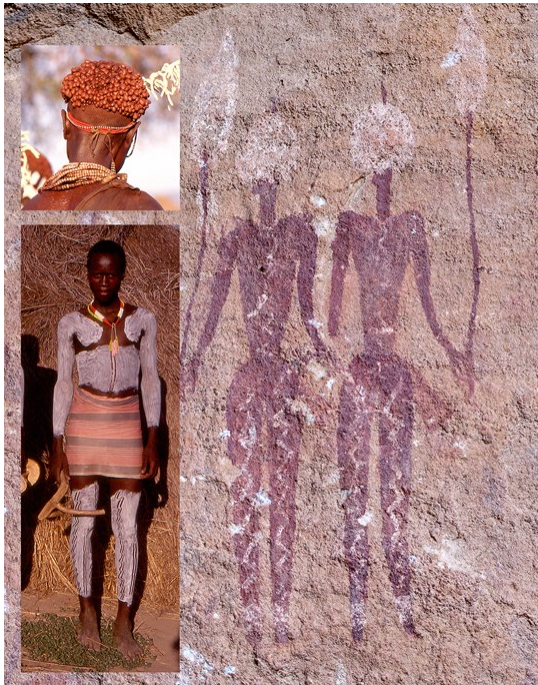


Figura 17. Guerreros de estilo Tamada (Menardi Noguera, 2018; Ennedi, Chad). La práctica de decorar el cuerpo y la cabeza con barro se practica en la actualidad en las tribus hamer, karo, konso y mursi (valle del Omo, Etiopía). El color blanco de la punta de la lanza ha sido interpretado como un metal (Menardi Noguera, 2023).

Figure 17. Tamada-style warriors (Menardi Noguera, 2018; Ennedi, Chad). Mud-made body and head decoration is used presently by the Hamer, Karo, Konso and Mursi tribes (Omo River, Ethiopia). White colour spearheads have been interpreted as made of metal (Menardi Noguera, 2023).

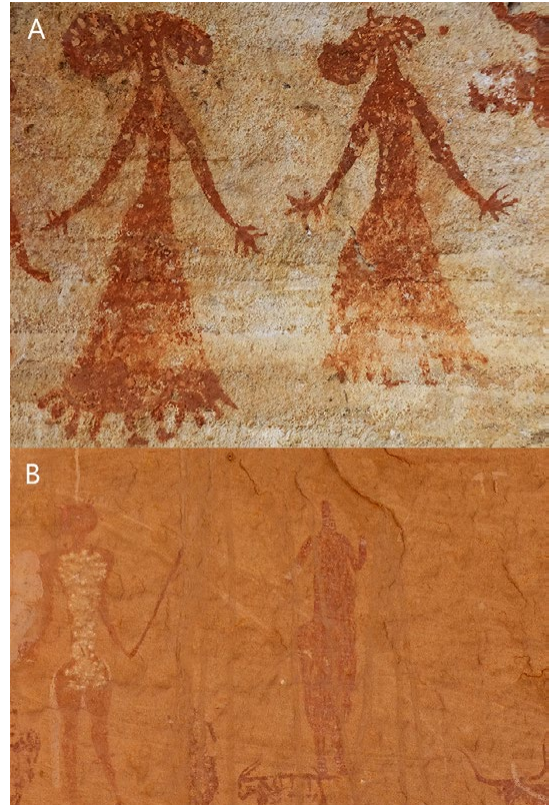


Figura 18. A. Dos mujeres, una de ellas con seis dedos en ambas manos, un caso probable de polidactilia. B. Pintura de mujer con esteatopigia. Ennedi (Chad).

Figure 18. A. Two women, one of them with six fingers on both hands, a likely case of polydactyly. B. Painting of a woman with steatopygia. Ennedi (Chad).

al., 2022). En el Sáhara, además de la dispersión y del escaso o nulo control que se puede tener de alguno de los lugares a causa de la mala accesibilidad, existen otras dificultades difíciles de controlar, como señala Mire (2015) para Somalilandia, donde los refugios protegidos están infestados de avispa (p. ej. Fig. 10). Por si esto fuera poco, no faltan grafitis recientes y vandalismo intencionado (p. ej. Figs. 13B y 16).

5. Otras manifestaciones antrópicas del Periodo Húmedo Africano

Al finalizar el PHA, la disminución de las precipitaciones intensificó la competencia entre la población sahariana por los cada vez más

escasos recursos, provocando con ello un aumento de la territorialidad entre los diferentes grupos pastoriles y haciendo que las sociedades se volvieran progresivamente más complejas y organizadas (Brooks, 2006). Dejando a un lado el arte rupestre, hay que mencionar también otras huellas de la presencia de estas sociedades pastoriles, entre las que destacan los túmulos funerarios y las construcciones utilizadas para la caza de animales, ambos en piedra seca.

Los túmulos funerarios, denominados habitualmente tumbas preislámicas, aunque aparecen en todo el territorio sahariano, tienden a concentrarse en determinadas zonas. Esta arquitectura megalítica, que para di Lernia (2002) se desarrollaría a partir de finales del sexto milenio AP, es un indicador del nacimiento de una estratificación social que Brooks *et al.* (2006) asocian con un aumento de la aridez desde mediados a finales del Holoceno, hace aproximadamente entre 6 y 2 ka. Según Le Quellec (2013), los monumentos funerarios del Tassili datarían de hace unos 5 ka, mientras que Biagetti (2023) los atribuye a la cultura garamante. Estas construcciones,



Figura 19. Túmulos en “ojo cerradura” (Tassili, Argelia; coord. 25.431, 8.114). Los dos ejemplos mostrados en la imagen forman parte de un grupo de seis monumentos, de tamaño variable, todos orientados hacia el sureste. Imagen de satélite: Bing Maps.

Figure 19. Keyhole-style tumuli (Tassili, Algeria; coord. 25.431, 8.114). The two examples shown in the photograph form part of a group of six, of varying sizes, all of them facing to the southeast. Satellite image: Bing Maps.

frecuentemente muy sencillas, a veces simples montículos de piedras que, aparentemente, no muestran ninguna estructura o disposición particular, pueden llegar a presentar formas complejas; es el caso de la del Tassili denominadas en “ojo de cerradura”—que Le Quellec (2013) asocia con el arte rupestre de estilo Iheren— y las del Tibesti, en forma de “gota”, que Gauthier (2023) ha denominado piriformes o *Kompaßgräber*; en ocasiones, alcanzan grandes dimensiones con más de 100 m de longitud (Figs. 19 y 20).

En el Sáhara Occidental, Brooks *et al.* (2006) describen diez tipos de construcciones diferentes, a veces con orientaciones marcadas, bien por el eje del monumento, bien por algún elemento asociado a ellos, como piedras de mayor tamaño; en el caso de los tipos que presentan forma de media luna, la mayoría se abren hacia el este-sureste. Clarke y Brooks (2019) diferencian 32 grupos morfológicos entre monumentos funerarios y otras construcciones cuya función no han conseguido descifrar. Por su parte, Rodríguez-Antón *et al.* (2023), en un trabajo realizado también en el Sáhara Occidental, distinguen cuatro tipos principales y concluyen que la orientación este-sureste, que relacionan con la Luna, es la que predomina cuando se analiza todo el conjunto. En cambio, el análisis de un grupo de tumbas piriformes situadas al noroeste del Tibesti, realizado para el presente trabajo, ha dado como resultado una clara orientación hacia el este (Fig. 20).

Para Zboray (2023), las estructuras del Tassili en forma de “ojo de cerradura” se orientan preferentemente hacia la salida del Sol, tanto durante el solsticio de invierno como en el de verano. Gauthier y Gauthier (2006) opinan que son, sin duda, monumentos funerarios, mientras que, recientemente, Zboray (2023), relacionando su tamaño con el estatus relativo de la comunidad que las construyó, les atribuye una función social, aún desconocida. Este mismo autor concluye que, aunque comparten espacio con las pinturas de estilo Iheren, no parece que exista relación entre ambas, pues este estilo

pictórico no muestra ninguna evidencia de estratificación social.

En cuanto a las estructuras de caza en el oeste del Sáhara están formadas, por lo general, por dos largas paredes convergentes que forman una uve que, a su vez, conduce a uno o a varios recintos de planta ovalada. Por su morfología, se pueden agrupar en cuatro tipos (Barge *et al.*, 2022). En un trabajo anterior, realizado en la zona del Caspio-Aral, Barge *et al.* (2016) ya habían descrito unas construcciones de caza que denominaron “cometas del desierto”, las cuales habían estado en uso hasta tiempos recientes; estos autores las relacionaron con rutas de migración de animales.

Por su parte, Riemer (2004) describe en el suroeste de Egipto (coord. 24.738, 27.292) unas alineaciones de piedras —citadas ya en 1985 por Haynes— de unos 4 km de longitud, a las que atribuye una edad probablemente anterior a 6 ka AP. Posteriormente, este mismo autor (Riemer, 2009) interpreta que estas estructuras encontradas en el este del Sáhara podrían guardar relación con el método de caza pasivo, donde los grupos humanos serían pequeños e insuficientes para una caza activa.

En la región de Ahnet (sur de Argelia), Maestrucci y Gianelli (2023) detectan cerca de 500 estructuras —alineamientos de piedras formando paredes de baja curvatura que convergen hacia cámaras con forma ovalada— que les recuerdan a las “cometas” del Oriente Medio utilizadas para cazar. El objetivo sería que los animales no fueran capaces de escapar, encontrándose frente a las cámaras donde estarían apostados los cazadores. En esta región de Argelia, la distribución de las trampas muestra una relación estrecha con puntos de agua (*wadis* y *gueltas*), con zonas de pasto y con depresiones; según Crassard *et al.* (2023) las orientaciones preferentes sugieren que tales estructuras funcionaban como trampas para cazar animales durante su migración. Hacia el este, en el Tibesti, existen numerosas construcciones parcialmente destruidas, situadas en la orilla de un antiguo curso fluvial

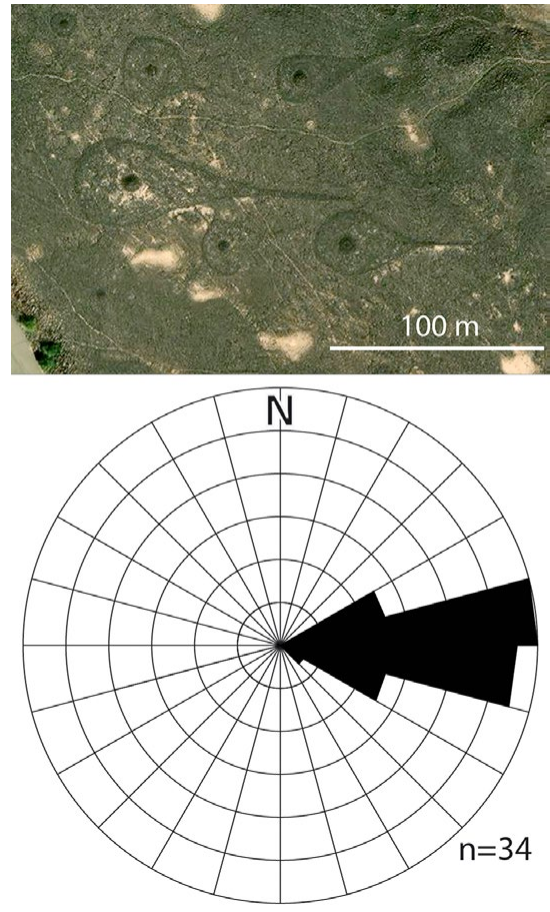


Figura 20. A. Túmulos piriformes (Tibesti, Chad; coord. 21.509, 16.655). Imagen de satélite: Bing Maps. B. Diagrama en rosa mostrando la orientación de un conjunto de túmulos piriformes del Tibesti.

Figure 20. A. Kompassgräber tumuli (Tibesti, Chad; coord. 21.509, 16.655). Satellite image: Bing Maps. B: Rose diagram showing the orientation of a group of kompassgräber tumuli in the Tibesti.

(p. ej. coord. 21.273, 17.037; 21.207, 17.060), aunque las imágenes de satélite no permiten distinguir si se trata de estructuras de caza o de antiguos apriscos.

Cuando las trampas fueron construidas, estos lugares probablemente recibirían aún lluvias regulares asociadas al último periodo húmedo del Holoceno y, aunque se cree que se usaron para cazar ungulados como en Oriente Medio y en los desiertos de Asia, no se descarta que también hayan sido utilizadas para cazar avestruces.

6. Conclusiones

Los cambios en la posición del eje de rotación de la Tierra han tenido consecuencias muy marcadas en el clima del norte de África, provocando una alternancia de periodos secos y húmedos, con el consiguiente cambio de biomas en las zonas afectadas por estas variaciones del clima e influyendo igualmente en las migraciones humanas desde hace, al menos, unos 6-7 Ma. El periodo húmedo más reciente, denominado Periodo Húmedo Africano, constituye un buen ejemplo de cambio climático a corto plazo y que, aunque es atribuible a las variaciones orbitales, también guarda relación con la deglaciación y los eventos fríos que tuvieron lugar en el Atlántico Norte. Queda por determinar la importancia que otros factores aún no bien conocidos —como la retroalimentación con el terreno, la atmósfera y el océano— hayan podido tener en este cambio climático. Sobre la finalización del periodo húmedo, determinado principalmente por la posición del eje de rotación terrestre, existen discrepancias acerca de cuánta influencia pudo tener la topografía o en qué medida las actividades humanas hayan podido ralentizar o acelerar el proceso de aridificación. Tampoco hay acuerdo sobre si el proceso se produjo o no simultáneamente en todo el territorio o si fue un cambio abrupto o gradual.

Con respecto al arte rupestre sahariano, hay muchas lagunas por rellenar y que, de ser resueltas, permitirían mejorar las clasificaciones existentes. En este sentido, uno de los principales objetivos sería obtener dataciones numéricas o, al menos, poder relacionar este arte con depósitos bien datados, un conocimiento que sin duda facilitarían la correlación de los estilos definidos en diferentes zonas.

La autora no tiene constancia de que, hasta la fecha, algunos aspectos recogidos en este trabajo —como la polidactilia representada en el Ennedi, la presencia de un tapir en un abrigo de Bembeche, o la caza de jirafas mediante la rotura de los tendones de las patas— hayan sido citados, por lo que podrían ser conside-

rados como nuevas aportaciones al conocimiento del arte rupestre sahariano.

En su estudio, a la fragilidad, gran dispersión e irregular distribución del arte rupestre sahariano se añaden otras dificultades como son las enormes dimensiones de este desierto, la falta de infraestructuras y la imposibilidad, incluso el gran riesgo, que supone visitar muchas de las zonas de interés, afectadas bien por conflictos bélicos o por la presencia de grupos terroristas. Pero, hoy día, incluso en estas desfavorables condiciones se siguen produciendo hallazgos, permitiendo con ello el progreso en el conocimiento de unas expresiones artísticas que han fascinado a generaciones de viajeros y de investigadores.

Agradecimientos

A Ángeles Bárcena y a un revisor anónimo por sus valiosos comentarios y sugerencias. A Javier Elez por su labor editorial. Y, a Elisa Villa que, con sus comentarios, contribuyó a mejorar el manuscrito original.

Bibliografía

- Aïn-Séba, N. (2022). Saharan rock art, a reflection of climate change in the Sahara. *Revista Tabona*, 22, 303-317. <https://doi.org/10.25145/j.tabona.2022.22.15>
- Alsherif, A. (2014). The history of rock art research in the Tadrart Acacus (Southwest Libya). *Adoranten*, 2014, 97-102.
- Assefa, Z., Pleurdeau, D., Duquesnoy, F., Hovers, E., Pearson, O., Asrat, A., T/Tsion, C., Lam, Y.M. (2014). Survey and explorations of caves in southeastern Ethiopia: Middle Stone Age and Later Stone Age archaeology and Holocene rock art. *Quat. Int.*, 343, 136-147. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.07.132>
- Bahn, P. (2012). North Africa's Place in Rock Art Research. In: The signs of which times? Chronological and Palaeoenvironmental Issues in the Rock Art of Northern Africa (D. Huyge, F. Van Noten, D. Swinne, eds). Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen, Brusel, 7-27.

- Barber, D.C., Dyke, A., Hillare-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D., Gagnon, J.-M. (1999). Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400, 344-348. <https://doi.org/10.1038/22504>
- Barge, O., Balaesque, L., Baudoin, J.-L., Boelke, M., Derrien, L. (2022). Hunting in the desert: assessing the form and use of kite-like structures in the western Sahara. *Antiquity*, 2022, 1-8. <https://doi.org/10.15184/aqy.2022.35>
- Barge, O., Brochier, J.E., Deom, J.-M., Sala, R., Karakhanyan, A., Avagyan, A., Plakhov, K. (2016). The “desert kites” of the Ustyurt plateau. *Quat. Int.*, 395, 113-132. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.06.010>
- Berger, A. (1988). Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 26, 624-657. <https://doi.org/10.1029/RG026i004p00624>
- Biagetti, S. (2023). Human Activity and Occupation in the Sahara. In: *Landscapes and Landforms of the Central Sahara* (J. Knight, S. Merlo, A. Zerboni, eds.). Springer Nature, Switzerland, 153-160. https://doi.org/10.1007/978-3-031-47160-5_16
- Blanchet, C.L., Osborne, A., Tjallingii, R., Ehrmann, W., Friedrich, A.T., Brückmann, W., Frank, M. (2021). Drivers of river reactivation in North Africa during the last glacial cycle. *Nature Geoscience*, 14, 97-103. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-00671-3>
- Blanchet, C.L., Ramisch, A., Tjallingii, R., Ionita, M., Laruelle, L., Bagge, M., Klemann, V., Brauer, A. (2024). Climatic pacing of extreme Nile Floods during the North African Humid Period. *Nature Geoscience*, 17, 638-644. <https://doi.org/10.1038/s41561-024-01471-9>
- Blanchet, C.L., Tjallingii, R., Frank, M., Lorensen, J., Reitz, A., Brown, K., Feseker, T., Brückmann, W. (2013). High - and low-latitude forcing of the Nile River regimen during the Holocene inferred from laminated sediments of the Nile deep-sea fan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 364, 98-110. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.01.009>
- Bosmans, J.H.C., Drijfhout, S.S., Tuentner, E., Hilgenm F.J., Lourens, L.J., Rohling, E.J. (2015). Precession and obliquity forcing of the freshwater budget over the Mediterranean. *Quat. Sci. Rev.*, 123, 16-30. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.008>
- Braconnot, P., Marzin, C., Grégoire, L., Mosquet, E., Marti, O. (2008). Monsoon response to changes in Earth’s orbital parameters; comparison between simulations of the Eemian and of the Holocene. *Clim. Past.*, 4, 281-294. <https://doi.org/10.5194/cp-4-281-2008>
- Brierley, C., Manning, K., Maslin, M. (2018). Pastoralism may have delayed the end of the green Sahara. *Nature Communications*, 1-9. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-06321-y>
- Bristow, C.S., Armitage, S.J. (2016). Dune ages in the sand desert of the southern Sahara and Sahel. *Quat. Int.*, 410, 46-57. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.07.062>
- Bristow, C.S., Drake, N., Armitage, S. (2009). Deflation in the dustiest place on Earth: The Bodélé Depression, Chad. *Geomorphology*, 105, 50-58. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.12.014>
- Brito, J.C., Martínez-Freiria, F., Sierra, P., Sillero, N., Tarroso, P. (2011). Crocodiles in the Sahara Desert: An Update of Distribution, Habitats and Population Status for Conservation Planning in Mauritania. *PLoS ONE* 6(2): e14734. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0014734>
- Brooks, N. (2006). Cultural responses to aridity in the Middle Holocene and increased social complexity. *Quat. Int.*, 151, 29-49. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.01.013>
- Brooks, N., Clarke, J., Crisp, J., Crivellaro, F., Jousse, H., Markiewicz, E., Nichol, M., Raffin, M., Robinson, R., Wasse, A. and Winton, V. (2006). Funerary sites in the “Free Zone”: Report on the second and third seasons of fieldwork of the Western Sahara Project. *Sahara*, 17, 73-94.
- Castañeda, I.S., Muiltza, S., Schfuss, E., Lopes dos Santos, R.A., Sinninghe Damsté, J.S., Schouten, S. (2009). Wet phases in the Sahara/Sahel region and human migration patterns in North Africa. *PNAS*, 106 (48), 20159-20163. <https://doi.org/10.1073/pnas.0905771106>
- Chandan, D., Peltier, W.R. (2020). African Humid Period Precipitations Sustained by Robust Vegetation, Soil, and Lake Feedbacks. *Geophys. Res. Lett.*, 47, e2020GL088728. <https://doi.org/10.1029/2020GL088728>
- Clarke, J., Brooks, N. (2019). Burial Practices in Western Sahara. In: *Burials, Migration and Identity in the Ancient Sahara and Beyond* (M.C. Gatto, D.J. Mattingly, N. Ray, M. Sterry, eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 341-372. <https://doi.org/10.1017/9781108634311.011>
- Claussen, M., Dallmeyer, A., Bader, J. (2017). Theory and Modeling of the African Humid Period and the Green Sahara. *Oxford Research Encyclopedia of Climate Science*. Oxford University Press USA, 42 pp. <https://doi.org/10.1093/acrefore/9780190228620.013.532>

- Coutros, P.R. (2019). A fluid past: Socio-hydrological systems of the West African Sahel across the long durée. *WIREs Water*. 2019;6:e1365. <https://doi.org/10.1002/wat2.1365>
- Crassard, R., Abu-Azizeh, W., Barge, O., Brochier, J.E., Preusser, F., Seba, H., Kiouche, A.E., Régagnon, E., Sánchez Priego, J.A., Alalki, T., Tarawneh, M. (2023). The oldest plans to scale humanmade mega-structures. *PLoS ONE* 18(5): e0277927. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0277927>
- Cremaschi, M., Zerboni, A. (2009). Early to Middle Holocene landscape exploitation in a drying environment: Two case studies from the central Sahara (SW Fezzan. Libya). *C.R. Geoscience*, 341, 689-702. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.05.001>
- Cremaschi, M., Zerboni, A., Mercuri, A.M., Olmi, L., Biagetti, S., di Lernia, S. (2014). Takarkori rock shelter (SW Libya): an archive of Holocene climate and environmental changes in the central Sahara. *Quat. Sci. Rev.*, 101, 36-60. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.07.004>
- Darius, F. (2013). Wadi Sura in its environmental setting. In: *Wadi Sura – The Cave of Beasts* (R. Kuper, ed.). Heinrich-Barth-Institute, Köln, 70-79.
- de Boer, B., Peters, M., Lourens, L.J. (2021). The transient impact of the African monsoon on Plio-Pleistocene Mediterranean sediments. *Clim. Past*, 17, 331-334. <https://doi.org/10.5194/cp-17-331-2021>
- deMenocal, P.B. (1995). Plio-Pleistocene African Climate. *Science*, 270, 53-59. <https://doi.org/10.1126/science.270.5233.53>
- deMenocal, P.B. (2014). Marine Sediment records of African Climate Change: progress and Puzzles. *Treatise on Geochemistry*, 14, 99-108. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01228-6>
- deMenocal, P.B., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M. (2000). Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate response to gradual insolation forcing. *Quat. Sci. Rev.*, 19, 347-361. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00081-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00081-5)
- deMenocal, P.B., Tierney, J.E. (2012). Green Sahara: African Humid Periods Paced by Earth's Orbital Changes. *Nature Education Knowledge* 3(10):12. 6 pp.
- di Lernia, S. (2002). Dry Climatic Events and Cultural Trajectories: Adjusting Middle Holocene Pastoral Economy of the Libyan Sahara. In: *Droughts, Food and Culture. Ecological Change and Food Security in Africa's Later Prehistory* (F.A. Hassan, ed.). Kluwer Academic Publishers, New York, 225-250. https://doi.org/10.1007/0-306-47547-2_14
- di Lernia, S. (2015). The Archaeology of Rock Art in Northern Africa. In: *The Oxford Handbook of the Archaeology and Anthropology of Rock Art* (B. David, I.J. McNiven, eds). Oxford University Press, Oxford. 35 pp. <https://doi.org/10.1093/oxfordhdb/9780190607357.013.17>
- di Lernia, S., Bruni, S., Cislighi, I., Cremaschi, M., Gallinaro, Gugliemi, V., Mercuri, A.M., Poggi, G., Zerboni, A. (2015). Colour in context. Pigments and other coloured residues from Early-Middle Holocene site of Takarkori (SW Libya). *Archaeology Anthropology Sci.*, 22 pp. <https://doi.org/10.1007/s12520-015-0229-4>
- Drake, N.A., Candy, I., Breeze, P., Armitage, S.J., Gasmi, N., Schwenninger, J.L., Peat, D., Manning, K. (2022). Sedimentary and geomorphic evidence of Saharan megalakes: A synthesis. *Quat. Sci. Rev.*, 276, 107318. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107318>
- Eggermont, H., Verchuren, D., Fagot, M., Rumes, B., Bocxlaer, B. van, Kröpelin, S. (2008). Aquatic community response in a groundwater-fed desert lake to Holocene desiccation of the Sahara. *Quat. Sci. Rev.*, 27, 2411-2425. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.08.028>
- Ehrmann, W., Schmiedl, G., Beuscher, S., Krüger, S. (2017). Intensity of African Humid Periods Estimated from Saharan Dust Fluxes. *PLoS ONE* 12 (1): e0170989. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0170989>
- Emeis, K.-C., Chulz, H., Struck, U., Rossignol-Strick, M., Erlenkeuser, H., Howell, M.W., Kroon, D., Mackensen, A., Ishizuka, S., Oba, T., Sakamoto, T. and Koizumi, I. (2003). Eastern Mediterranean surface water temperature and $\delta^{18}\text{O}$ composition during deposition of sapropels in the late Quaternary. *Paleoceanography*, 18 (1), 18 pp. <https://doi.org/10.1029/2000PA000617>
- Emeis, K.-C., Tatsuhiko, S., Wehausen, R., Brumsack, H.J. (2000). The sapropel record of the eastern Mediterranean Sea – results of Ocean Drilling Program Leg 160. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 158, 371-395. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00059-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00059-6)
- Flores, J.-A., Bárcena, M.A., Sierro, F.J. (2000). Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140 000 years. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 161, 459-478. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00099-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00099-7)

- Förster, F., Riemer, H., Bolten, A., Bubenzer, O., Hendrickx, S., Darius, F. (2010). Tracing Linear Structures; Remote Sensing, Landscape Classification and the Archaeology of Desert Roads in the Eastern Sahara. In: Towards Interdisciplinarity. Experiences of the Long-term ACA-CIA Project. (W.J.G. Möhlig, O. Bubenzer, G. Menz, eds.) Topics in Interdisciplinary African Studies 16. Rüdiger Köppe Verlag Köln, 49-75.
- Förster, F., Scheid, M.-H. (2015). Range and Categories of Human Representation in the "Cave of Beasts", SW Egypt. International Conference: *What Ever Happened to the People? Humans and Anthropomorphs in the Rock Art of Northern Africa*. Royal Academy for Overseas Sciences, Brussels, 301-319.
- Francus, P., Suchodoletz, H. Von, Dietze, M., Donner, R.V., Boucher, F., Roy, A.-J., Fagot, M., Verschuren, D., Kröpelin, S. (2013). Varved sediments of Lake Yoa (Ounianga Kebir, Chad) reveal progressive drying of the Sahara during the last 6100 years. *Sedimentology*, 60, 911-934. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01370.x>
- Gallinaro, M. (2013). Saharan Rock Art: Local Dynamics and Wider Perspectives. *Arts*, 2, 350-382. <https://doi.org/10.3390/arts2040350>
- Gallinaro, M., di Lernia, S. (2018). Trapping or tethering stones (TS): A multifunctional device in the Pastoral Neolithic of the Sahara. *PLoS ONE* 13 (1): e0191765. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0191765>
- Gasse, F. (2000). Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.*, 19, 189-211. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00061-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00061-X)
- Gatto, M.C., Zerbini, A. (2015). Holocene Supra-Regional Environmental Changes as Trigger for Major Socio-Cultural Processes in Northeastern Africa and the Sahara. *Afr. Archaeol. Rev.*, 32, 301-333. <https://doi.org/10.1007/s10437-015-9191-x>
- Gauthier, Y. (2023). Volcanisme, élevage et climat: trois paramètres clés pour mieux comprendre le peuplement du Tibesti et du Borkou (Tchad septentrional) à l'Holocène. *Cahiers de l'AARS*, 24, 39-58.
- Gauthier, Y., Gauthier, C. (2006). Monuments en trou de serrure et art rupestre: sur la distribution du groupe d'Iheren-Tahilahi/Wa-n-Amil et ses relations avec les autres groupes culturels. *Cahiers de l'AARS*, 10, 79-110.
- Gauthier, Y., Gauthier, C. (2016-2017). Du nouveau en Ennedi (Tchad): remarques sur la chronologie des personnages de type "Niola Doa". *Cahiers de l'AARS*, 19, 105-118.
- Gaviria-Lugo, N., Lächli, C., Wittmann, H., Bernhardt, A., Fring, P., Mohtadi, M., Rach, O., Sachse, D. (2023). Climatic controls on leaf wax hydrogen isotope ratios in terrestrial and marine sediments along a hyperarid-to-humid gradient. *Biogeosciences*, 20, 4433-4453. <https://doi.org/10.5194/bg-20-4433-2023>
- Ghoneim, E., Benedetti, M., El-Baz, F. (2012). An integrated remote sensing and GIS analysis of the Kufrah Paleoriver, Eastern Sahara. *Geomorphology*, 139-140, 242-257. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.025>
- Groucutt, H.S., Petraglia, M.D., Bailey, G., Scerri, E.M.L., Parton, A., Clark-Balzan, L., Jennings, R.P., Lewis, L., Blinkhorn, J., Drake, N.A., Breze, P.S., Inglis, R.H., Devés, M.H., Meredith-Williams, M., Boivin, N., Thomas, M.G., Scally, A. (2015). Rethinking the Dispersal of *Homo sapiens* out of Africa. *Evolutionary Anthropology*, 24, 149-164. <https://doi.org/10.1002/evan.21455>
- Guagnin, M. (2014). Patina and Environment in the Wadi al-Hayat: Towards a Chronology for the Rock Art of the Central Sahara. *Afr. Archaeol. Rev.*, 31, 407-423. <https://doi.org/10.1007/s10437-014-9161-8>
- Gurtherz, X., Joussaume, R. (2018). The Laas Geel rock shelters and Holocene rock art in Somaliland. *Inora*, 80, 8 pp.
- Hassanein Bey, A.M. (1925). The lost oases. Thornton Butterworth Limited, London, 316 pp.
- Haynes, C.V. (1985). Quaternary Studies, Western Desert, Egypt and Sudan - 1979-1983 Field Season. National Geographic Society Research report, 16. 269-341.
- Hennekam, R., Jilbert, T., Schnetger, B., de Lange, G.J. (2014). Solar forcing of Nile discharge and sapropel S1 formation in the early to middle Holocene eastern Mediterranean. *Paleoceanography*, 29, 14 pp. <https://doi.org/10.1002/2013PA002553>
- Heyd, T., Lenssen-Erz, T. (2012). Rock art and human dimensions of climate change. In: *L'art pleistocène dans le monde / Pleistocene art of the world / Arte pleistoceno en el mundo*, (J. Clottes, dir.). Actes du Congrès IFRAO, Tarascon-sur-Ariège, septembre 2010, Symposium « Signes, symboles, mythes et idéologie... ». N° spécial de Préhistoire, Art et Sociétés, Bulletin de la Société Préhistorique Ariège-Pyrénées, LXV-LXVI, 2010-2011, CD: p. 1665-1675.

- Honegger, M., Williams, M. (2015). Human occupation and environmental changes in the Nile valley during the Holocene: The case of Kerma in Upper Nubia (northern Sudan). *Quarter. Sci. Rev.*, 130, 141-154. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.031>
- Honoré, E. (2017). Prehistoric landmarks in contrasted territories: Rock art of the Libyan Desert massifs, Egypt. *Quat. Int.*, 503, 264-272. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.06.068>
- Jelinek, J. (1995). Considerations on Saharan rock art symbolism. *Anthropologie*, XXXIII/3, 213-220.
- Krätli, S., Huelsebusch, C., Broos, S., Kaufmann, B. (2013). Pastoralism: A critical asset for food security under global climate change. *Anim. Front.*, 3-1, 42-50. <https://doi.org/10.2527/af.2013-0007>
- Kröpelin, S. (2005). The geomorphological and palaeoclimatic framework of prehistoric occupation in the Wadi Bakht area. *Africa Praehistorica*, 18, 51-65.
- Kröpelin, S. (2007). The Saharan lakes of Ounianga Serir – a unique Hydrological system. In: *Atlas of Cultural and Environmental Change in Arid Africa* (O. Bubenser, A. Bolten, F. Darius, eds). *Africa Praehistorica* 21, Cologne, 54-55.
- Kröpelin, S. (2017). Klimawandel und Besiedlung der Östlichen Sahara seit der letzten Eiszeit. Ein Schlüssel für die Zukunft? In: *Klimagewalten. Treibende Kraft der Evolution* (H. Meller, T. Puttkammer, eds.). Konrad Theiss Verlag, Darmstadt, 404-417.
- Kröpelin, S., Dinies, M., Sylvestre, F., Hoelzmann, P. (2016). Crater palaeolakes in the Tibesti mountains (Central Sahara, North Chad) – New Insights into past Saharan climates. *Geophysical Research Abstracts*, 18, EGU2016-6557, 2016. EGU General Assembly 2016.
- Kröpelin, S., Verschuren, D., Eggermont, H., Coquyt, C., Francus, P., Cazet, J.-P., Fagot, M., Rumes, B., Russell, J.M., Darius, F., Conley, D.J., Schuster, M., von Suchodoletz, H., Engstrom D.R. (2008). Climate-Driven Ecosystem Succession in the Sahara: The Past 6000 Years. *Science*, 320, 765-768. <https://doi.org/10.1126/science.1154913>
- Kuper, R. (2007). Report on the Archaeology of the Gilf Kebir National Park. Heinrich Barth Institute, Cologne, 24 pp.
- Kuper, R., Kröpelin, S. (2006). Climate-Controlled Holocene Occupation in the Sahara: Motor of Africa's Evolution. *Science*, 313, 803-807. <https://doi.org/10.1126/science.1130989>
- Kutzbach, J.E. (1992). Modeling Earth System Changes of the Past. University Corp. for Atmospheric Research, Modeling the Earth System, 3, 377-404.
- Kutzbach, J.E., Guan, J., He, F., Cohen, A.S., Orland, I.J., Chen, G. (2020). African climate response to orbital and glacial forcing in 140,000-y simulation with implications for early modern human environments. *PNAS*, 117-5, 2255-2264. <https://doi.org/10.1073/pnas.1917673117>
- Kutzbach, J.E., Liu, Z. (1997). Response of the African Monsoon to Orbital Forcing and Ocean Feedbacks in the Middle Holocene. *Science*, 278, 440-443. <https://doi.org/10.1126/science.278.5337.440>
- Larrasoana, J.C. (2012). A Northeast Saharan Perspective on Environmental Variability in North Africa and its implications for Modern Human Origins. In: *Modern Origins: A North African Perspective* (J.-J. Hublin, S.P. McPerron, eds.). *Vertebrate Paleobiology and Paleoanthropology*, 19-34. https://doi.org/10.1007/978-94-007-2929-2_2
- Larrasoana, J.C., Roberts, A.P., Rholing, E.J. (2013). Dynamics of Green Sahara Periods and Their Role in Hominid Evolution. *PLOS One*, 8-10, e76514, 12 pp. https://doi.org/10.1007/978-94-007-2929-2_2
- Larrasoana, J.C., Roberts, A.P., Rholing, E.J., Winkhofer, M., Wehausen, R. (2003). Three million years of monsoon variability over the north Sahara. *Clim. Dyn.*, 21, 689-698. <https://doi.org/10.1007/s00382-003-0355-z>
- Le Quellec, J.-L. (2013). A New Chronology for Saharan Rock Art. In: *The World of Rock Art: An Overview of the five Continents* (B. Lal Malla, ed.). New Delhi: Indira Gandhi National Centre for the Arts / Aryan Books International (IGNCA Rock Art Series, 8), 23-44.
- Le Quellec, J.-L. (2016). Recent Work on Saharan rock art (2010-2014). In: *Rock Art Studies: News of the World V* (P. Bahn, N. Franklin, M. Strecker, E. Devlet, eds.). Archaeopress, Oxford, 55-74. <https://doi.org/10.2307/j.ctvrxq0fv>
- Le Quellec, J.-L. (2019). Central Saharan Rock Art. *Archaeology*, 5-1, 9 pp. <https://doi.org/10.37282/991819.19.61>
- Lenssen-Erz, T. (2007). Ennedi Highlands, Chad – artists and herders in a lifeworld on the margins. In: *Atlas of Cultural and Environmental Change in Arid Africa* (O. Bubenser, A. Bolten, F. Darius, eds). *Africa Praehistorica* 21, Cologne, 50-53.

- Lenssen-Erz, T. (2012). Pastoralist appropriation of landscape by means of rock art in Ennedi Highland, Chad. *Afrique Archéologie Arts*, 8, 27-43. <https://doi.org/10.4000/aaa.414>
- Lézine, A.-M., Hély, C., Grenier, C., Braconnot, P., Krinner, G. (2011a). Sahara and Sahel vulnerability to climate changes, lessons from Holocene hydrological data. *Quat. Sci. Rev.*, 30, 3001-3012. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.006>
- Lézine, A.-M., Zheng, W., Braconnot, P., Krinner, G. (2011b). Late Holocene plant and climate evolution at lake Yoa, Northern Chad: pollen data and climate simulations. *Clim. Past*, 7, 1351-1362. <https://doi.org/10.5194/cp-7-1351-2011>
- Maestrucci, F., Gianelli, G. (2023). Game Traps in the Central Sahara: Desert Kites and other Structures in the Ahnet Region (Algeria). *Les Cahiers de l'AARS*, 24, 147-162.
- Manning, K., Thimpson, A. (2014). The demographic response to Holocene climate change in the Sahara. *Quat. Sci. Rev.*, 101, 28-35. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.07.003>
- McGee, D., deMenocal, P.B., Winckler, G., Stuut, J.B.W., Bradtmiller, L.I. (2013). The magnitude, timing and abruptness of changes in North African dust deposition over the last 20,000 yr. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 371-372, 163-176. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.03.054>
- Mejía-Molina, A., Flores, J.A., Bárcena, M.A., Sierro, F.J., Grousset, F. (2006). Respuesta de los Cocolitofóridos a los cambios atmosféricos y oceanográficos durante el Periodo Húmedo Africano del Holoceno Atlántico. *Geogaceta*, 39, 99-102.
- Menardi Noguera, A. (2018). The emergence of an artistic canon at the Tamada discontinuity (Ennedi, Chad). *Abstracts 20th International Rock Art Congress IFRAO 2018*, Valcamonica, Italia, 151.
- Menardi Noguera (2023) The Monkey's Shelter in the Hiliba Gorges (Ennedi, Chad). *Les Cahiers de l'AARS*, 24, 164-172.
- Menviel, L., Govin, A., Avenas, A., Meissner, K.J., Grant, K.M., Tzedakis, P.C. (2021). Drivers of the evolution and amplitude of African Humid periods. *Communications Earth & Environment*, 2:237, 11 pp. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00309-1>
- Mercier, N., Le Quellec, J.-L., Malika, H., Safia, A., Michel, G. (2012). OSL dating of quaternary deposits associated with the parietal art of the Tassili-n-Ajjer plateau (Central Sahara). *Quat. Geochronol.*, 10, 367-373. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2011.11.010>
- Mercone, D., Thomson, J., Croudace, I.W., Siani, G., Paterne, M., Troelstra, S. (2000). Duration of S1, the most recent sapropel in the eastern Mediterranean Sea, as indicated by accelerator mass spectrometry radiocarbon and geochemical evidence. *Paleocenography*, 15-3., 336-347. <https://doi.org/10.1029/1999PA000397>
- Mire, S. (2015). Mapping the Archaeology of Somaliland: Religion, Art, script, Time, Urbanism, Trade and empire. *Afr. Archaeol. Rev.*, 32, 111-136. <https://doi.org/10.1007/s10437-015-9184-9>
- Monod, T. (1937). *Camelladas*. J.J. de Olañeta (ed.). El Barquero, Palma de Mallorca, 239 pp.
- Muhs, D.R., Meco, J., Budahn, J.R., Skipp, G.L., Betancort, J.F., Lomoschitz, A. (2019). The antiquity of the Sahara desert: New evidence from the mineralogy and geochemistry of Pliocene paleosols in the Canary Island, Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 533, 109245. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109245>
- Mulitza, S., Prange, M., Stuut, J.-B., Zabel, M., von Dobeneck, T., Itambi, A.C., Nozou, J., Schulz, M., Wefer, G. (2008). Sahel megadroughts triggered by glacial slowdowns of Atlantic meridional overturning. *Paleoceanography*, 23, PA4206. <https://doi.org/10.1029/2008PA001637>
- Muzzolini, A. (1981). Le groupe europeoïde d'Iheren-Tahilaji, étage "bovidien final" des peintures du Tassili. *Revue de l'Occident musulman et de la Méditerranée*, 32, 121-138. <https://doi.org/10.3406/remmm.1981.1923>
- Osborne, A.H., Vance, D., Rohling, E.J., Barton, N., Rogerson, M., Fello, N. (2008). A humid corridor across the Sahara for the migration of early modern humans out of Africa 120,000 years ago. *PNAS*, 105-43, 16444-16447. <https://doi.org/10.1073/pnas.0804472105>
- Paillou, P., Schuster, M., Tooth, S., Farr, T., Rosenqvist, A., Lopez, S., Malezieux, J.-M. (2009). Mapping of a major paleodrainage system in eastern Libya using orbital imaging radar: The Kufrah River. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 277, 327-333. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.10.029>
- Pausata, R.S.R., Gaetani, M., Messori, G., Berg, A., de Souza, D.M., Sage, R.F., deMenocal, P.B. (2020). The Greening of the Sahara: Past Changes and Future Implications. *One Earth*, 2, 235-250. <https://doi.org/10.1016/j.oneear.2020.03.002>

- Prell, W.L., Kutzbach, J.E. (1987). Monsoon Variability Over the Past 150,000 Years. *J. Geophys. Res.*, 92, 8411-8425. <https://doi.org/10.1029/JD092iD07p08411>
- Quade, J., Dente, E., Armon, M., Ben Dor, Y., Morin, E., Adam, O., Enzel, Y. (2018). Megalakes in the Sahara? A Review. *Quat. Res.* (2018), 1-23. <https://doi.org/10.1017/qua.2018.46>
- Riemer, H. (2004). Holocene game drivers in the Great Sand Sea of Egypt? Stone structures and their archaeological evidence. *Sahara*, 15, 31-42.
- Riemer, H. (2009). Prehistoric Rock Art research in the Western Desert of Egypt. *Archéo-Nil*, 19, 31-46. <https://doi.org/10.3406/arnil.2009.978>
- Riemer, H. (2013). Dating the rock art of Wadi Sura. In: *Africa Praehistorica* (R. Kuper, ed.). Institut für Ur-und Frühgeschichte der Universität zu Köln, Köln, 38-41.
- Riemer, H., Kröpelin, S., Zboray, A. (2017). Climate, styles and archaeology: an integral approach towards an absolute chronology of the rock art in the Libyan desert (Eastern Sahara). *Antiquity*, 91 355, 7-23. <https://doi.org/10.15184/aqy.2016.252>
- Rodríguez-Antón, A., Urrutia-Aparicio, M., Perera Betancor, M.A. (2023). Archaeoastronomy and Conflict: On the Orientation of Prehistoric Funerary Monuments in Western Sahara. *Sustainability*, 15, 22 pp. <https://doi.org/10.3390/su15032005>
- Schuster, M., Düringer, P., Ghienne, J.-F., Vignaud, P., Macaye, H.T., Likius, A., Brunet, M. (2006). The age of the Sahara Desert. *Science*, 311, 821. <https://doi.org/10.1126/science.1120161>
- Shine, T., Böhme, W., Nickel, H., Thies, D.F., Wilms, T. (2001). Rediscovery of relict populations of the Nile crocodile *Crocodylus niloticus* in south-eastern Mauritania, with observations on their natural history. *Oryx*, 35-3, 260-262. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3008.2001.00187.x>
- Skonieczny, C., Paillou, P., Bory, A., Bayon, G., Biscara, L., Crosta, X., Aynaud, F., Malaizé, B., Revel, M., Aleman, N., Barusseau, J.-P., Vernet, R., Lopez, S., Grousset, F. (2015). African humid periods triggered the reactivation of a large river system in Western Sahara. *Nat. Commun.*, 6:8751. <https://doi.org/10.1038/ncomms9751>
- Smith, P.E.L. (1968). Problems and Possibilities of the Prehistoric Rock Art of Northern Africa. *African Historical studies*, 1-1, 1-39. <https://doi.org/10.2307/216189>
- Soukopova, J. (2018). Decorated boulders and other neglected features of the Central Saharan rock. *J. Arid Environ.*, 156, 96-105. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2018.05.001>
- Striedter, K. H., Tauveron, M. (2002-2003). The most ancient rock engravings in the central Sahara? *Afrique: Archéologie & Arts*, 2, 31-38. <https://doi.org/10.4000/aaa.4036>
- Swezey, C., Lancaster, N., Kocurek, G., Deynoux, M., Blum, M., Price, D., Pion, J.-C. (1999). Response of aeolian systems to Holocene climatic and hydrologic changes on the northern margin of the Sahara: a high-resolution record from the Chott Rharsa basin, Tunisia. *The Holocene*, 9, 141-148. <https://doi.org/10.1191/095968399670329816>
- Thomas, E.R., Wolff, E.W., Mulvaney, R., Steffensen, J.P., Sigfus, J.J., Arrowsmith, C., White, J.W.C., Vaughn, B., Popp, T. (2007). The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quat. Sci. Rev.*, 26, 70-81. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.017>
- Tiedemann, R., Sarnthein, M., Stein, R. (1989). Climatic changes in the Western Sahara: aeolo-marine sediment record of the last 8 million years (sites 657-661). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 108, 241-277. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.108.169.1989>
- Tierney, J., deMenocal, P.B. (2013). Abrupt Shifts in Horn of Africa Hydroclimate Since the Last Glacial Maximum. *Science*, 342, 843-846. <https://doi.org/10.1126/science.1240411>
- Tierney, J., Pausata, F.S.R., deMenocal, P.B. (2017). Rainfall regimes of the Green Sahara. *Sci. Adv.*, 3, e161503. 9 pp. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1601503>
- Tjallingii, R., Claussen, M., Stuut, J.-B.W., Fohlmeyer, J., Jahn, A., Bicket, T., Lamy, F., Röhl, U. (2008). Coherent high-and low-latitude control of the northwest African hydrological balance. *Nat. Geosci.*, 1, 670-675. <https://doi.org/10.1038/ngeo289>
- Vadsaria, T., Ramstein, G., Dutay J.-C., Li, L., Ayache, M., Richon, C. (2019). Simulation the Occurrence of the Last Sapropel Event (S1): Mediterranean Basin Ocean Dynamics Simulations Using ND Isotopic Composition Modelling. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.*, 34, 237-251. <https://doi.org/10.1029/2019PA003566>
- Vignaud, P., Düringer, P., Mackaye, H.T., Likius, A., Blondel, C., Boissérie, J.-R., de Bonis, L., Eisenmann, V., Etienne, M.-E., Geraads, D., Guy, F., Lehmann, T., Lihoreau, F., López-Martínez, N., Mourer-Chauviré, C., Otero,

- O., Rage, J.-C., Schuster, M., Viriot, L., Zazzo, A., Brunet, M. (2002). Geology and palaeontology of the Upper Miocene Toros-Menalla homiid locality, Chad. *Nature*, 418, 152-155. <https://doi.org/10.1038/nature00880>
- Weldeab, S., Chaneider, R.R., Kölling, M., Wefer, G. (2005). Holocene African droughts related to eastern equatorial Atlantic cooling. *Geol. Soc. Am.*, 33, 981-984. <https://doi.org/10.1130/G21874.1>
- Weldeab, S., Frank, M., Stichel, T., Haley, B., Sangen, M. (2007). Spatio-temporal evolution of the West African monsoons during the last deglaciation. *Geophys. Res. Lett.*, 38, 5 pp. L13703. <https://doi.org/10.1029/2011GL047805>
- Wright, D.K. (2017). Humans as Agents in the Termination of the African Humid Period. *Frontiers in Earth Sciences.*, 5, 14 pp. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00004>
- Zaki, A.S., King, G.E., Haghipour, N., Giegengack, R., Watkins, S.E., Gupta, S., Schuster, M., Khairy, H., Ahmed, S., El-Wakil, M., Eltayeb, S.A., Herman, F., Castelltort, S. (2021). Did increased flooding during the African Humid Period force migration of modern humans from the Nile Valley? *Quat. Sci. Rev.*, 272, 11 pp. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107200>
- Zboray, A. (2012). A Revision of the Identified Prehistoric Rock Art Styles of the Central Libyan desert (Eastern Sahara) and their Relative Chronology. In: *The signs of which times? Chronological and Palaeoenvironmental Issues in the Rock Art of Northern Africa* (D. Huyge, F. Van Noten, D. Swinne, eds). Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen, Brussel, 217-255.
- Zboray, A. (2021). The Petroglyphs of Jebel Uweinat. Many Questions and a few Answers... In: *Desert and the Nile. Prehistory of the Nile Basin and the Sahara* (J. Kabaciński, M. Chłodnicki, M. Kobusiewicz, M. Winiarska-Kabacińska. eds.) Papers in honour of Fred Wendorf, Heidelberg: Propylaeum, 2021, Studies in African Archaeology, 15, 707-733. <https://doi.org/10.11588/propylaeum.830.c10661>.
- Zboray, A. (2023). An exceptionally large “keyhole monument” in the Oued Tasset and its implications on the stratification of Iheren society. *Les Cahiers de l’AARS*, 24, 209-214.
- Zboray, A., Rossi, P.P. (2020). The paintings of Soro Kezenanga and Tarchia (Ennedi, Chad). *Les Cahiers de l’AARS*, 21, 285-299.
- Zerboni, A., Biagetti, S., Lancelotti, C., Madella, M. (2016). The end of the Holocene Humid Period in the central Sahara and Thar deserts: social collapses or new opportunities? *Science Highlights: Climate Change and Cultural Evolution*, 24, 60-61. <https://doi.org/10.22498/pages.24.2.60>
- Zerboni, A., Nicoll, K. (2019). Enhanced zoogeomorphological processes in North Africa in the human-impacted landscapes of the Anthropocene. *Geomorphology*, 331, 22-35. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.10.011>
- Zerboni, A., Villa, F., Wu, Y.-L., Solomon, T., Trentini, A., Rizzi, A., Cappitelli, F., Gallinaro, M. (2022). The Sustainability of Rock Art: Preservation and research. *Sustainability*, 14, 6305. <https://doi.org/10.3390/su14106305>
- Zhang, Z., Ramstein, G., Schuster, M., Li, C., Contoux, C., Yan, Q. (2014). Aridification of the Sahara desert caused by Tethys sea shrinkage during the Late Miocene. *Nature*, 513, 401-404. www.nature.com/doi/10.1038/nature13705. <https://doi.org/10.1038/nature13705>
- Ziegler, M., Tüenter, E., Lourens, L.J. (2010). The precession phase of the boreal summer monsoon as viewed from the eastern Mediterranean (ODP Site 968). *Quat. Sci. Rev.*, 29, 1481-1490. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.03.011>

Recibido el 20 de octubre de 2025

Aceptado el 27 de marzo de 2026



**Depósitos de bloques en costas acantiladas del desierto de Atacama meridional
como evidencia de múltiples impactos de tsunamis durante el Holoceno superior**

*Boulder deposits on cliffed coasts of the southern Atacama Desert as evidence
of multiple tsunami impacts during the Late Holocene*

Abad, M. ⁽¹⁾; Izquierdo, T. ⁽¹⁾; Forch, M. ⁽²⁾; Pereira, N. ⁽¹⁾; Melo, S. ⁽¹⁾;
Fernández, A. ⁽¹⁾; Fernández Navarro, R. ⁽¹⁾; Ruiz, F. ⁽³⁾

(1) Grupo de investigación en Dinámica de la Tierra y Evolución del Paisaje de la Universidad Rey Juan Carlos.
Calle Tulipán, s/n, 28933, Móstoles, España. tatiana.izquierdo@urjc.es

(2) Oficina de Ciencias y Geopatrimonio. Desarrollo Económico Local de la Ilustre Municipalidad de Caldera.
Calle Ossa Varas 501, 1570000, Caldera, Chile

(3) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva. Avda. 3 de Marzo, s/n, 21720, Huelva, España

Resumen

Este trabajo analiza un campo de bloques en la costa meridional del Desierto de Atacama (Chile), una región caracterizada por su alta sismicidad y potencial tsunamigénico. Se analizan ocho bloques de más de 250 kg situados sobre el techo de un acantilado, a alturas entre 5,5 y 8,2 m s.n.m., y hasta 25 m tierra adentro. Se aplicaron ecuaciones hidrodinámicas para reconstruir las características de la inundación marina de alta energía que lo generó. Los resultados indican que el campo de bloques se formó bajo velocidades de hasta 9 m/s y alturas de ola de, al menos, 6,5 m, lo que permite descartar las tormentas como posible proceso generador. El análisis geomorfológico revela una intensa erosión del techo del acantilado, colapsos gravitacionales y campos de bloques submarinos, lo que sugiere la acción de varios eventos marinos de alta energía y en diferentes etapas de este depósito costero. Aunque no se pudo datar directamente el momento del desplazamiento de los bloques, se compararon los parámetros inferidos con registros históricos y paleotsunamis para identificar posibles candidatos. Se concluye que el tsunami de 1922 (Mw ~8,3–8,6) pudo haber movilizado algunos bloques, pero la mayor parte del modelado del paisaje se atribuye a eventos más antiguos y de mayor capacidad destructiva, como los tsunamis de 1420 CE y 3800 AP (Mw >9). Este estudio propone un origen poligenético para el campo de bloques, resultado de múltiples tsunamis a lo largo del tiempo, y destaca la importancia de realizar análisis geomorfológicos de forma conjunta con la modelización hidrodinámica para evitar subestimar la magnitud de eventos pasados y mejorar la evaluación del riesgo en zonas costeras expuestas a tsunamis de gran magnitud y periodos de retorno de varios cientos de años.

Palabras clave: tsunami; depósito de bloques; acantilado; desierto de Atacama; Chile.



Abstract

This study examines a boulder field located on the southern coast of the Atacama Desert (Chile), a region characterized by high seismicity and significant tsunamigenic potential. Eight boulders exceeding 250 kg were analyzed, situated on top of a coastal cliff at elevations ranging from 5.5 to 8.2 meters above sea level and up to 25 meters inland. Hydrodynamic equations were applied to reconstruct the characteristics of the high-energy marine inundation responsible for their emplacement. The results indicate that the boulder field was formed under flow velocities of up to 9 m/s and wave heights of at least 6.5 meters, effectively ruling out storms as the generating mechanism. Geomorphological analysis reveals intense cliff erosion, gravitational collapses, and the presence of submarine boulder fields, suggesting the action of multiple high-energy marine events occurring at different stages in the evolution of this coastal deposit. Although the precise timing of boulder displacement could not be directly dated, the inferred parameters were compared with historical records and paleotsunami evidence to identify potential candidate events. The 1922 tsunami (Mw ~8.3–8.6) may have remobilized some boulders, but the majority of the landscape modification is attributed to older and more destructive events, such as the tsunamis of 1420 CE and 3800 BP (Mw >9). The study proposes a polygenetic origin for the boulder field, resulting from multiple tsunamis over time. It emphasizes the importance of integrating geomorphological analysis with hydrodynamic modelling to avoid underestimating the magnitude of past events and to improve risk assessment in coastal areas exposed to large-magnitude tsunamis with recurrence intervals spanning several centuries.

Key words: tsunami; boulder deposit; cliff, Atacama Desert, Chile.

1. Introducción

Durante los últimos siglos la costa chilena ha sido escenario de decenas de tsunamis destructivos generados por terremotos interplaca (Heck, 1947; Barrientos, 2007; Cereceda *et al.*, 2011). Diversos estudios han abordado el registro geológico de los eventos más recientes ocurridos en los últimos 100 años a lo largo de este tramo costero (Cisternas *et al.*, 2000; Horton *et al.*, 2011; Morton *et al.*, 2011; Spiske y Bahlburg, 2011; Atwater *et al.*, 2013; Garret *et al.*, 2013; Ely *et al.*, 2014; Kempf *et al.*, 2015; Aránguiz *et al.*, 2016; Araya Cornejo y Carvajal, 2016; Lario *et al.*, 2016; Bahlburg *et al.*, 2018; Vigny *et al.*, 2024). Sin embargo, los estudios enfocados en la identificación, datación y caracterización de paleoeventos en el Holoceno tardío se han concentrado principalmente en el centro y sur de Chile (Cisternas *et al.*, 2005, 2017; Dura *et al.*, 2014, 2017; Garrett *et al.*, 2015; Nentwig *et al.*, 2015; Hong *et al.*, 2016; Kempf *et al.*, 2017), siendo considerablemente más escasos en el árido norte de Chile y el sur de Perú (Spiske *et al.*, 2013a; León *et al.*, 2019; Abad

et al., 2020; Easton *et al.*, 2022; Salazar *et al.*, 2022; León *et al.*, 2023).

Esta disparidad puede atribuirse, en parte, al bajo potencial de preservación de los depósitos arenosos de tsunamis en costas áridas y acantiladas, como las del norte chileno (Spiske *et al.*, 2013b; León *et al.*, 2019). La ausencia de ambientes favorables para la conservación de estos depósitos en el registro sedimentario —como humedales o lagunas costeras— dificulta su identificación, especialmente cuando están compuestos por sedimentos de grano fino. En este contexto, diversos estudios sugieren que los depósitos más gruesos, como los bloques, presentan un mayor potencial de preservación, dado que es menos probable que sean movidos por procesos posteriores, como olas de tormenta de gran magnitud (McAdoo *et al.*, 2008) o incluso tsunamis de menor entidad. Sin embargo, estudios recientes ponen de manifiesto la capacidad de huracanes y grandes tormentas de remobilizar este tipo de depósitos en algunas zonas del planeta (Cox *et al.*, 2012; Delle Rose y Martano, 2022). En este sentido, la costa del Desier-

to de Atacama, caracterizada por su hiperaridez, elevada actividad tectónica y ausencia de grandes tormentas, se configura como un entorno particularmente propicio para el estudio de paleotsunamis a partir de depósitos costeros de bloques, los cuales han sido escasamente investigados en las costas del Pacífico sudamericano (Paskoff, 1991; León *et al.*, 2019; Abad *et al.*, 2020; 2021; 2024).

En este trabajo se presenta uno de los escasos ejemplos de depósito de bloques localizado en un acantilado de la costa del Desierto de Atacama meridional (Caldera, norte de Chile) (Fig. 1) y se discute su posible origen. Se analizan las principales características geomorfológicas del área de estudio, se reconstruye la dirección de arribo del tren de olas responsable del depósito y se estiman parámetros hidrodinámicos como la altura de la ola, la velocidad del flujo y su penetración horizontal tierra adentro, a partir tanto de evidencias geológicas y la aplicación de ecuaciones hidrodinámicas. Estos resultados se contrastan con los escasos datos meteorológicos y oceanográficos disponibles sobre grandes olas de tormenta en Atacama, así como con el registro histórico y geológico de tsunamis conocidos en la cuenca del Pacífico, con el fin de dilucidar el evento —o los eventos— responsables del transporte de estos grandes bloques.

2. Descripción de la zona de estudio

La costa chilena es considerada una zona de elevada peligrosidad sísmica y tsunamigénica (Kulikov *et al.*, 2005; Okal *et al.*, 2006). Esta sismicidad es el resultado de la convergencia entre la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, que se establece en una velocidad aproximada de 6 cm/año (Vigny *et al.*, 2009; Argus *et al.*, 2011) (Fig. 1a). Muchos de los terremotos interplaca que se desencadenan en esta zona de subducción poseen mecanismos focales y magnitudes lo suficientemente grandes como para generar tsunamis muy destructivos, incluso capaces de propagarse a lo largo del todo el Pacífico. Para terremotos

de $M_w > 8$ se ha propuesto un período de recurrencia de 60 a 100 años (Comte *et al.*, 1986; Klein *et al.*, 2017), mientras que para terremotos de $M_w > 8,5$ se estima de 250 a 500 años (Barrientos y Ward, 1990; Cisternas *et al.*, 2005). Durante los últimos 2 siglos en el desierto de Atacama meridional se han registrado dos terremotos de $M_w > 8$ que desencadenaron tsunamis destructivos: uno en 1819 ($M_w \sim 8,3$) y otro en 1922 ($M_s \sim 8,3$ a $M_w \sim 8,6$) (Abe, 1981; Beck *et al.*, 1998; Comte *et al.*, 2002; Kanamori *et al.*, 2019; Vigny *et al.*, 2024), entre otros de menor magnitud (M_w 6-8) que definen ciclos sísmicos más cortos. No se han descrito para estos eventos deformaciones cosísmicas asociadas.

El área de estudio se encuentra en el paraje costero del Salto del Gato (Fig. 1). El rango mareal medio de la zona es de 1 m y el régimen de oleaje local es de energía baja a moderada, con una altura media significativa estimada para toda región es de 2,04 m (Campos, 2016). Se debe destacar que los eventos de tormenta extremos generalmente afectan al sector litoral sur y centro de Chile, y que la costa del Desierto de Atacama rara vez se ve afectada por este tipo de oleaje, lo que resulta en una escasez de datos. Estas tormentas de invierno están relacionadas con la aparición de ciclones extratropicales en latitudes medias del hemisferio sur entre los meses de mayo y agosto, generalmente bloqueadas por el anticiclón del Pacífico en las costas del Desierto de Atacama, donde llegan muy atenuadas. A partir del análisis estadístico de los eventos de tormenta en los últimos 36 años (1979 a 2015), Campos *et al.* (2015) estiman una altura media de ola significativa de 2,93 m para Atacama, con un valor máximo de 4,26 m y una dirección de procedencia de los trenes de ola O/SO. Una de las últimas y mejor estudiada gran tormenta en el centro de Chile (agosto de 2015) registró alturas de olas significativas de 7,2 m frente a la costa de Valparaíso (más de 600 km al sur del área de estudio), mostrando una progresiva atenuación hacia el norte (Carvajal *et al.*, 2017b; Winckler *et al.*, 2017), sin llegar a registrar oleajes especialmente anómalos en este sector.

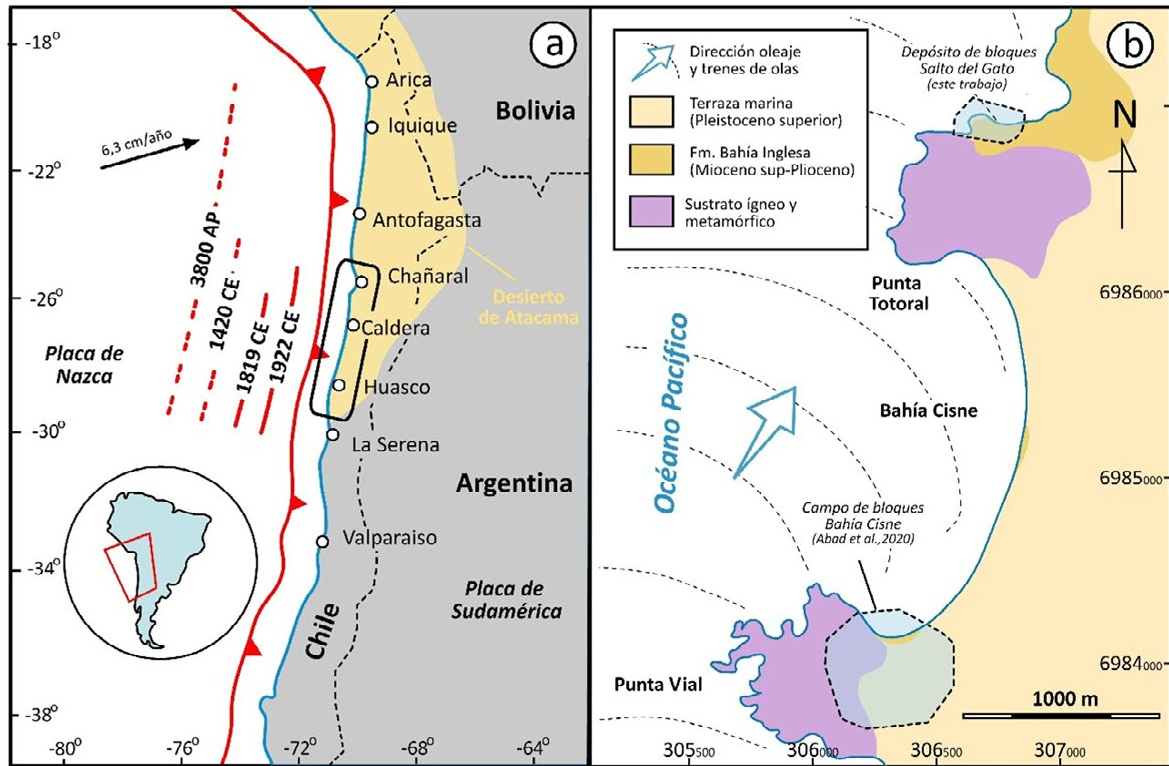


Figura 1. Localización del área de estudio. a) Marco tectónico de la zona de subducción de Sudamérica en la zona central y norte de Chile (modificado de DeMets *et al.*, 2010 y Herman y Govers, 2020). Las zonas de ruptura de los grandes terremotos registrados en el extremo meridional del Desierto de Atacama están indicadas con líneas rojas y etiquetadas por su fecha. b) Esquema geológico simplificado de la zona de estudio con localización del depósito de bloques costeros de Salto del Gato y campo de bloques de Bahía Cisne.

Figure 1. Location of the study area. a) Tectonic framework of the South American subduction zone in central and northern Chile (modified from DeMets *et al.*, 2010, and Herman and Govers, 2020). The rupture zones of major earthquakes recorded in the southernmost Atacama Desert are indicated with red lines and labeled by their date. b) Simplified geological sketch of the study area showing the location of the coastal boulder deposit at Salto del Gato and the boulder field at Bahía Cisne.

En la zona de estudio predominan las costas escarpadas, con acantilados de alturas heterogéneas, casi siempre superiores a los 5 m sobre el nivel del mar (m s.n.m.), con formación de pequeñas playas de arena y bolones en zonas protegidas de la incidencia directa del oleaje. Los acantilados costeros son activos y están esculpidos sobre rocas ígneas plutónicas (gabros y tonalitas), muy resistentes a la erosión, cubiertos en inconformidad por los materiales sedimentarios más blandos de la Fm. Bahía Inglesa (Mioceno superior-Plioceno) y las terrazas marinas pleistocenas (Rojo, 1985) (Fig. 2). La Fm. Bahía Inglesa está formada en este sector por calizas bioclásticas, areniscas, conglomerados y lutitas rojas.

En las inmediaciones donde aparecen los bloques sus depósitos son eminentemente carbonatados y están formado por bancos masivos, con abundante malacofauna (Figs. 2 y 3), que aparecen erosionados por una terraza marina que aflora entre los 5 y 10 m s.n.m. El contacto entre ambas unidades está intensamente colonizado por perforaciones de bivalvos litófagos (*Gastrochaenolites torpedo* Kelly y Bromley 1984), que tapizan casi por completo la superficie transgresiva que define la base de la terraza marina.

En Salto del Gato, la terraza se encuentra muy mal conservada, ya que en su mayor parte ha sido erosionada y afloran sólo retazos

aislados de pocos metros cuadrados sobre el techo del acantilado (Fig. 2). Sus depósitos están formados por una capa de areniscas laminadas fuertemente cementadas, con base conglomerática y escasos restos de fauna, principalmente balánidos y ostreidos, con un espesor máximo de 1,1 m. Se le asigna una edad del Pleistoceno superior (~40.000 años) por correlación regional con otras terrazas marinas fechadas en esta misma región (Izquierdo *et al.*, 2020).

Un extenso manto eólico recubre tanto los retazos de terraza como el techo de la Fm. Bahía Inglesa, sobre los que también se identifican evidencias de karstificación como lapiazes y otras estructuras de disolución (Fig.

2) Hacia el Este los depósitos aluviales/coluviales procedentes de los relieves cercanos generan formas de geometría y espesor irregular, constituidos por arenas y brechas derivados de los materiales neógenos, de escasa competencia, que conforman los relieves de esta zona. Todos estos materiales se encuentran afectados, en mayor o menor grado, por una red fluvial embrionaria que se encaja dando lugar a incisiones lineales de pequeña entidad que alcanza el borde de los acantilados (Fig. 2).

En el extremo noroeste del área de estudio, en la terminación de un cabo rocoso, existe un pequeño depósito de bloques que descansa directamente sobre la superficie del techo

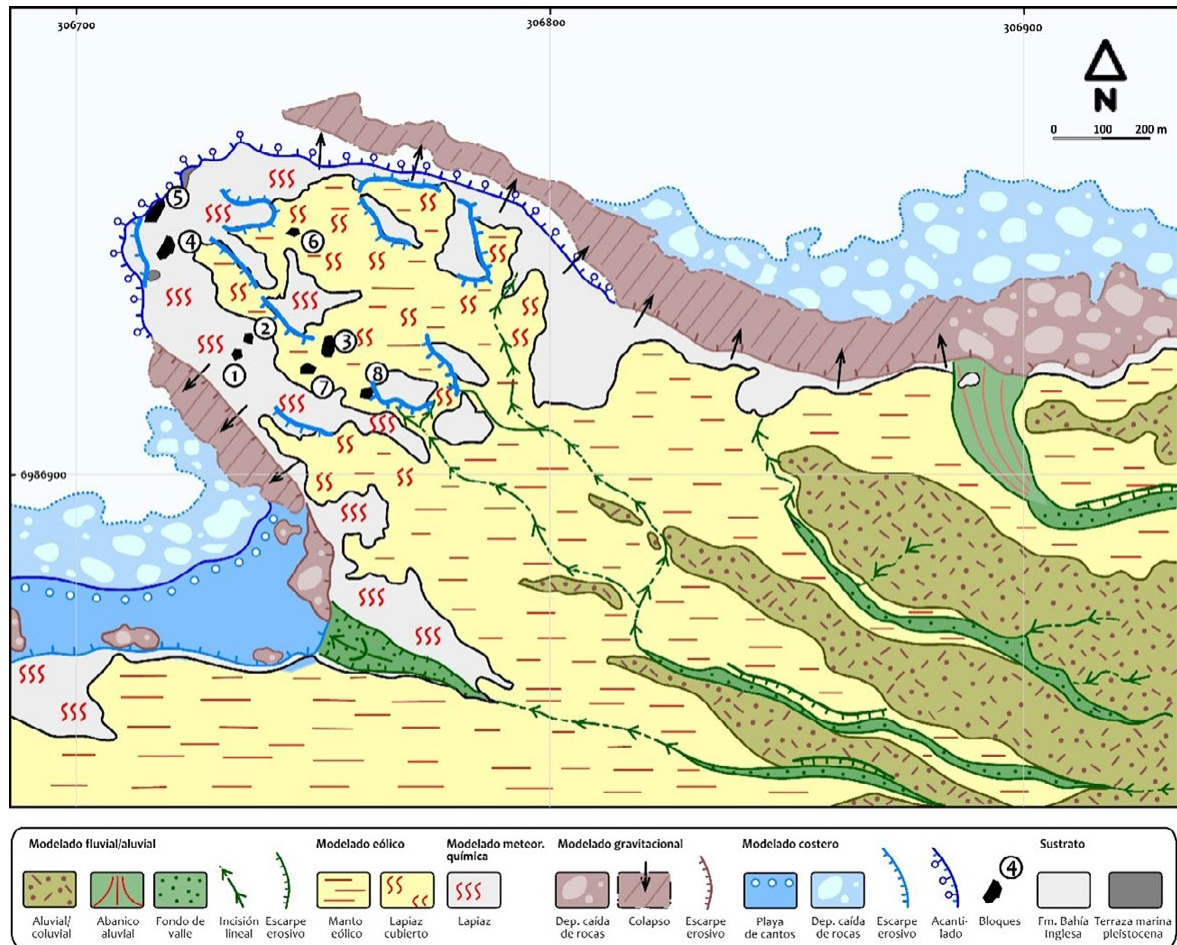


Figura 2. Esquema geomorfológico del área de estudio.

Figure 2. Geomorphological sketch of the study area.

del acantilado (Fig. 2). Hasta 8 de ellos superan 250 kg (Tabla 1), si bien existen decenas de bloques más pequeños y cantos rodados de diversos tamaños, dispersos y distribuidos heterogéneamente por toda la zona. Algunos bloques están parcialmente enterrados bajo el manto eólico. Otro ejemplo de campo de bloques se encuentra situado a menos de 2,5 km hacia el sur, en Bahía Cisne, donde Abad *et al.* (2020) describen multitud de elementos de más de 40 ton distribuidos entre los 10 y los 18,5 m s.n.m., muy probablemente generados por un gran tsunami en el siglo XV asociado a un terremoto interplaca de $M_w \sim 9$ (Fig. 2).

3. Metodología

El estudio estratigráfico de la terraza marina y de la Fm. Bahía Inglesa, y sus características sedimentarias, han permitido reconocer qué bloques se encuentran en posición normal o invertida, así como su procedencia dentro de la serie estratigráfica local. Todos los elementos de peso superior a 250 kg se inventariaron utilizando un GPS de mano y se localizaron en imágenes aéreas de alta resolución (2 cm/pixel) adquirida por un vehículo aéreo no tripulado (UAV) para la posterior cartografía de detalle. Basándose en estas imágenes, se delimitó la extensión y el patrón espacial del campo de bloques. La elevación topográfica de cada bloque se midió utilizando un altímetro de alta resolución (GTD 1100; Greisinger Electronic GmbH, Regenstauf, Alemania) con una incertidumbre vertical de $\pm 0,5$ m, referenciado respecto al nivel de marea alta (~ 42 cm sobre el nivel del mar). El altímetro se calibró periódicamente a nivel del mar cada 3 h para corregir los cambios de presión barométrica.

El nivel de marea alta se marcó en la zona con 8 marcadores y se utilizó como *datum* en la campaña aerofotogramétrica. Estos marcadores actuaron como GCP (*ground control points*), mientras que 22 marcadores más se utilizaron como puntos de control horizontal. A partir de las imágenes UAV de alta resolu-

ción solapadas al 75% se generó un Modelo de Elevación Digital (DEM) en el *software Agisoft Metashape* con una resolución de 50 cm/pixel. Tanto el mosaico de imágenes final como el DEM se utilizaron como base para elaborar un mapa geomorfológico a escala 1: 5.000 (Fig. 2).

Cada bloque fue fotografiado y estudiado en detalle sobre el terreno (Fig. 3). Los parámetros medidos incluyen la longitud de sus ejes a–b–c y la orientación del eje más largo (solo en aquellos con un eje largo claramente más grande que los otros dos ejes), que se hizo con la ayuda de cinta métrica y una brújula. El volumen de cada roca se estimó por la multiplicación de los tres ejes, que presentaban una geometría rectangular y plana (Nott, 2003; Pignatelli *et al.*, 2009; Barbano *et al.*, 2010). El peso de los bloques que conforman estos materiales se calculó en laboratorio utilizando un valor de densidad de 2.031 y 2.275 kg/m³ para la arenisca (terracea marina) y caliza bioclástica (Fm. Bahía Inglesa), respectivamente. Este valor se evaluó utilizando el principio de Arquímedes en laboratorio sobre muestras de 500 g de ambas litologías. El experimento se realizó en 5 ocasiones y se procedió a calcular la media de estos valores, sin encontrar errores significativos entre medidas ($\pm 0,25$ g). Finalmente, la forma de los bloques se estableció siguiendo la metodología Blott y Pye (2008), basada en el grado de elongación (l/L) y planitud (S/l).

La velocidad de flujo requerida para el desprendimiento inicial y el movimiento de los bloques, así como el rango de velocidades de flujo necesarias para el transporte de los bloques por deslizamiento, rodadura y saltación, se reconstruyó de acuerdo con Nandasena *et al.* (2011). La altura requerida de la ola de tsunami para mover los bloques se estimó de acuerdo con Nott (2003), que desarrolló ecuaciones hidrodinámicas para intentar relacionar la forma, el tamaño y la densidad de una roca con la energía necesaria para iniciar el movimiento en diferentes escenarios. Estas ecuaciones han sido ampliamente utilizadas en la literatura científica reciente (Lario *et al.*

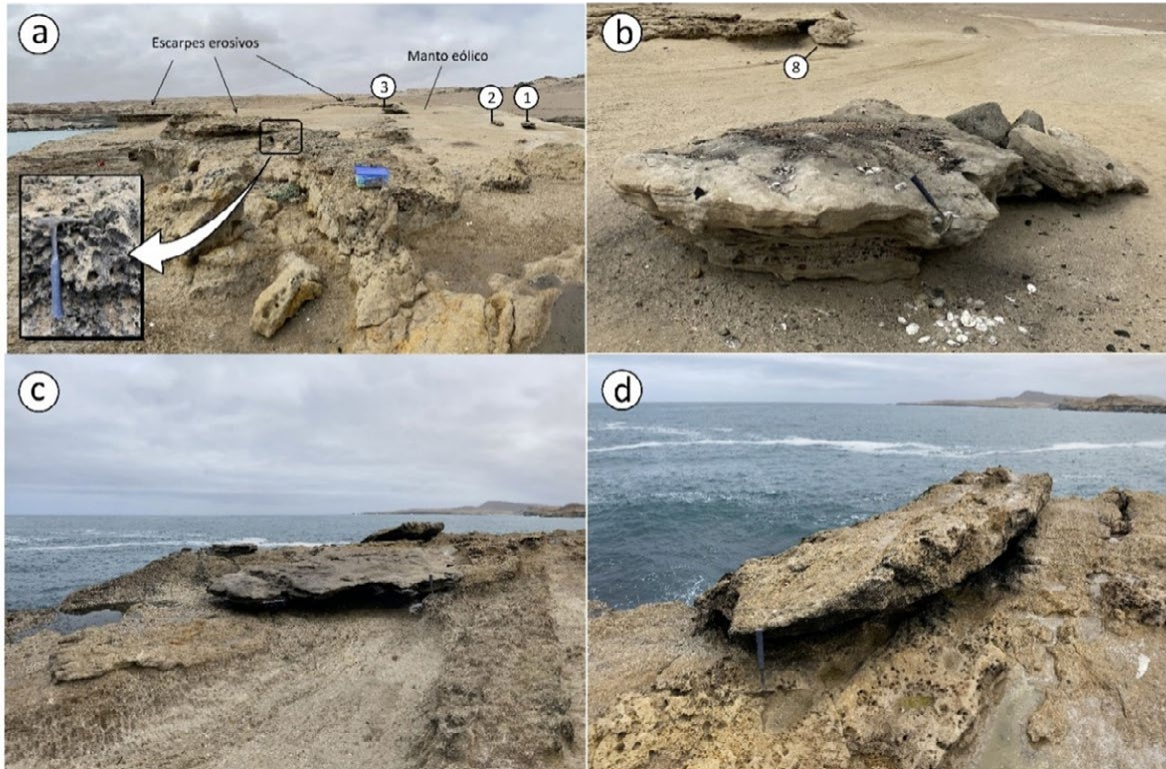


Figura 3. Fotografías de los bloques de mayores dimensiones en la zona de estudio y contexto en que se encuentran sobre el techo del acantilado. a) Vista desde el borde del acantilado (Oeste) hacia tierra (Este), con indicación de los bloques 1, 2 y 3, de los escarpes erosivos labrados sobre el techo de la Fm. Bahía Inglesa y detalle de las numerosas perforaciones de *Gastrochaenolites torpedo* sobre la superficie exhumada. b) Detalle del bloque 3 sobre el techo del acantilado y del bloque 8, con disposición imbricada hacia tierra. c) y d) Bloques 4 y 5, respectivamente, dispuesto sobre el techo de la Fm. Bahía Inglesa, intensamente lavada y karstificada. La longitud del martillo es 33 cm.

Figure 3. Photographs of the largest boulders in the study area and their context on the cliff top. a) View from the cliff edge (west) towards inland (east), showing boulders 1, 2, and 3, erosional scarps carved into the top of the Bahía Inglesa Formation, and detail of numerous *Gastrochaenolites torpedo* borings on the exhumed surface. b) Detail of boulder 3 on the cliff top and boulder 8, imbricated landward. c) and d) Boulders 4 and 5, respectively, resting on the intensely washed and karstified top of the Bahía Inglesa Formation. Length of the hammer 33 cm.

2020 y referencias incluidas). Según lo observado en terreno, el depósito de bloques de Salto del Gato debería presentar un escenario tipo “joint-bounded” subaéreo (un mismo estrato que conforma parte del borde del acantilado, pero fracturado), que sigue las siguientes ecuaciones hidrodinámicas:

$$H_T = \frac{0.25(\rho_s - \rho_w / \rho_w) \alpha}{c_l} \quad [1]$$

$$H_s = \frac{(\rho_s - \rho_w / \rho_w) \alpha}{c_l} \quad [2]$$

donde H_T = altura del tsunami; H_s = altura de tormenta; ρ_w = densidad del agua; ρ_s = den-

sidad del bloque; C_l = coeficiente de sustentación; α = longitud del eje a .

Además, se ha tenido en cuenta la posibilidad de que varios de los bloques hayan sido movidos en un segundo evento posterior que alcanzara el acantilado, por lo que se ha calculado la altura de ola de tsunami necesaria para desplazarlos en un escenario de bloques subaéreos y liberados de su estrato de procedencia:

$$H_T \geq \frac{0.25(\rho_s - \rho_w / \rho_w) \left[(2\alpha - c_m (a/b) (\ddot{u}/g)) \right]}{c_d (a^c / b^2) + c_l} \quad [3]$$

$$H_s \geq \frac{(\rho_s - \rho_w / \rho_w) \left[(2a - 4C_m(a/b)) (\ddot{u}/g) \right]}{C_d(a^c/b^2) + C_l} \quad [4]$$

donde H_t = altura del tsunami; H_s = altura d

e tormenta; ρ_w = densidad del agua; ρ_s = densidad del bloque; C_l = coeficiente de sustentación; a = longitud del eje a; b = longitud del eje b; c = longitud del eje c; C_m = coeficiente de masa; $\ddot{u}$ = aceleración; g = aceleración de la gravedad; C_d = coeficiente de arrastre.

Sin embargo, algunos autores consideran que la amplitud de las olas de tsunami no debe inferirse a partir de las dimensiones de las características de las rocas movidas (Etienne y Paris, 2010; Switzer y Burston, 2010; Weiss, 2012), aunque estas ecuaciones constituyen una de las pocas formas de obtener una primera aproximación a este parámetro. De hecho, se han utilizado en numerosos estudios relacionados con los campos de bloques generados por tsunamis y tormentas durante las últimas décadas (Scicchitano *et al.*, 2007, 2012; Maoche *et al.*, 2009; Paris *et al.*, 2010; Lario *et al.*, 2023, entre otros).

Una vez estimada la altura de ola, una hipotética magnitud de evento sísmico puede ser calculada siguiendo diferentes autores. El primer método utiliza la conocida relación de lida (cf. Murty, 1977). El segundo método, propuesto por Abe (1995), no considera las peculiaridades locales de una región determinada, mientras que Silgado (1978) realiza una propuesta para Perú y Chile con las estadísticas de terremotos y tsunamis para el período 1749-1974, obteniendo una relación más regional. Es necesario señalar que tanto las estimaciones de los parámetros hidrodinámicos del tsunami como la magnitud del terremoto están condicionados por el tamaño y peso del bloque más grande registrado, sin que esto vaya en detrimento de que ese escenario hidrodinámico no fuera adecuado para movilizar bloques todavía de mayores dimensiones (Spiske y Bahlburg, 2011). Es decir, las estimaciones realizadas deben ser consideradas como mínimas por lo que existe el riesgo de infraestimar la magnitud del evento

tsunamigénico si se establece una correlación directa entre los bloques de mayores dimensiones y el escenario hidrodinámico de mayor capacidad destructiva olas.

4. Resultados

4.1. Descripción del campo de bloques

Los 8 bloques estudiados (B1 a B8) se encuentran distribuidos en un área de aproximadamente 0,2 km² (Fig. 2) y constituyen un ejemplo de un depósito de techo de acantilado (*cliff-top boulder deposit*) formado por elementos aislados y dispersos. Los bloques se distribuyen a alturas entre 5,5 (B5) y 8,2 m s.n.m. (B8). El bloque B3 es el que se encuentra más alejado del borde del acantilado, aproximadamente 25 m. Estas dos medidas permiten estimar una distancia mínima de penetración horizontal y una altura de inundación en el límite hacia tierra de la inundación marina (*run-up*).

Todos los bloques están formados por depósitos de terraza marina y/o de la Fm. Bahía Inglesa, en algunas ocasiones incluyendo el contacto entre ambas unidades. En general, los bloques se encuentran tapizando la superficie del acantilado, que aparece intensamente karstificada (Figs. 3c y d). Algunos pueden aparecer rotos y formando pequeñas agrupaciones junto a bloques de granodiorita de gran tamaño (Fig. 3b), o enterrados parcialmente bajo el manto eólico (Figura 3a), como es el caso de los Bloques B6 y B7. No se han encontrado ningún resto susceptible de ser datado por ¹⁴C que permita establecer la edad del proceso generador del campo de bloques.

Se analizaron las características geométricas y litología de los 8 bloques (Tabla 1). El mayor peso corresponde al bloque B5 (Tabla 1: 11, 5 ton). Se trata de un gran fragmento de estrato de caliza bioclástica de la Fm. Bahía Inglesa, en posición invertida y situado a menos de 1 m del borde del acantilado a 5,4 m s.n.m. (Fig. 3d). El bloque más pequeño pesa 263,9 kg (B8 en Fig. 3b). La longitud del eje a en los bloques oscila entre 1 y 4,9 m, con

Tabla 1. Principales características de los bloques que forman el campo de bloques en Salto de El Gato.

Table 1. Main characteristics of the boulders forming the boulder field at Salto del Gato.

Bloque	Descripción	Posición	Orientación eje mayor	Área (m ²)	Espesor (cm)	Volumen (m ³)	Densidad (kg/m ³)	Peso (toneladas)
B1	Terraza marina (arenisca)	Normal	N180	3,18	54	1,72	2031	3,49
B2	Fm. Bahía Inglesa (caliza bioclástica) + Terraza marina	Invertida	N90	1,21	40	0,48	2275	1,10
B3	Terraza marina (arenisca y conglomerado) Posiblemente roto en 2 partes junto a bloques de granodioritas con enclaves >50 kg.	Normal	N180	8,80	52	4,58	2031	9,29
B4	Terraza marina (arenisca)	Normal	N45	9,21	40	3,68	2031	7,48
B5	Fm. Bahía Inglesa (caliza bioclástica)	Invertida	N170	10,53	48	5,05	2275	11,50
B6	Fm. Bahía Inglesa (Caliza bioclástica)	Invertida	N140	1,40	57	0,80	2275	1,82
B7	Terraza marina (arenisca). Enterrado Fm. Bahía Inglesa (caliza bioclástica).	Invertida	N60	1,57	22	0,35	2031	0,70
B8	Imbricado hacia tierra. Bioerosionado por <i>Gastrochaenolites</i> .	De canto	N145	0,58	20	0,12	2275	0,26

formas que varían entre *bladed* y *flat block* u *oblate spheroid* (Fig. 4), apareciendo con una disposición invertida y/o imbricada en la mitad de los ejemplos.

4.2. Estratigrafía y procedencia de los bloques

El análisis estratigráfico de los bloques ha permitido identificar la procedencia de los mismos dentro de la sección estratigráfica local, correspondiendo a fragmentos de la terraza marina (areniscas) y la Fm. Bahía Inglesa (calciruditas y calcarenitas) cerca del contacto en-

tre ambas unidades (Fig. 5). Los afloramientos de la terraza marina en este paraje han quedado casi completamente dismantelados y solo quedan algunos retazos aislados en el borde del acantilado, donde aflora la base de los depósitos de terrazas fuertemente soldada al techo de los materiales carbonatados del Mioceno superior. Los bloques formados por los depósitos de la terraza marina son B1, B2, B3, B4 y B7, principalmente areniscas laminadas que, en algunos casos, han preservado su base conglomerática (α en Fig. 5). En la práctica resulta imposible dilucidar el lugar de procedencia de cada uno de los bloques, aunque sin duda deben localizarse en el propio cabo

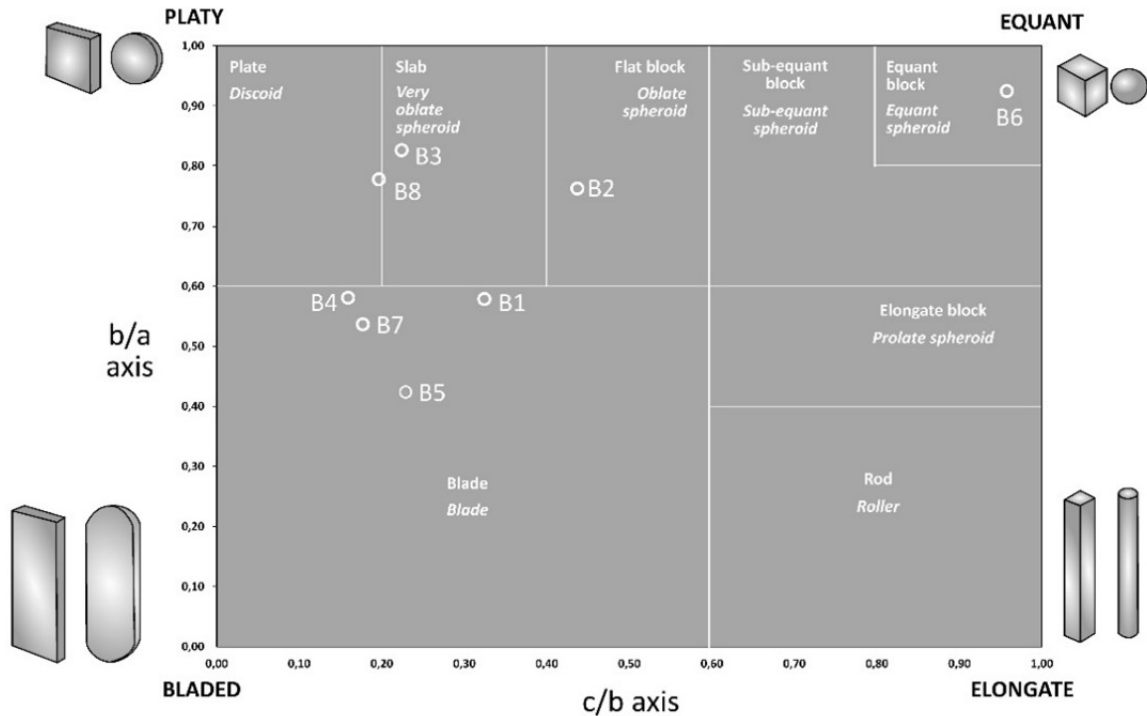


Figura 4. Diagrama de formas de los bloques de Salto de El Gato (Blott y Pye, 2008).

La mayor parte de los bloques poseen formas planas.

Figure 4. Shape diagram of the Salto del Gato boulders (Blott y Pye, 2008).

Most of the boulders exhibit flat morphologies.

rocoso en que se lleva a cabo este trabajo. De estos 5 bloques, 4 de ellos aparecen en posición normal y solo el B7 se encuentra invertido y enterrado en el manto eólico. El bloque B2 involucra también la parte superior de los materiales de la Fm. Bahía Inglesa. En cualquier caso, la acción de las olas parece haber centrado su efecto erosivo en la superficie de debilidad que suponen el contacto entre los depósitos de la terraza marina y de la Fm. Bahía Inglesa, quedando desgajados los estratos areniscos de las calizas infrayacentes con los que inicialmente estaban unidos en casi toda la extensión de la zona de estudio.

Por otro lado, los bloques B5, B6 y B8 están formados por las calizas bioclásticas de la Fm. Bahía Inglesa (β en la Fig. 5). Excepto el bloque B5, de mayores dimensiones, son elementos de peso menor que los formados por las terrazas y aparecen invertidos, o incluso imbricados y apoyados en otros ele-

mentos del paisaje, como escalones erosivos labrados sobre la superficie superior del acantilado.

La orientación de los bloques muestra una distribución muy heterogénea, con predominio de los ejes de mayores dimensiones orientados aprox. N-S (+/-30°) (B1, B3, B5, B6 y B8). La segunda población de direcciones refleja orientaciones E-O (NE-SE) pero se corresponden siempre con bloques de morfología cuadrada, sin un eje largo "a" bien definido, lo que impide realizar inferencias fiables sobre direcciones de transporte y procedencia.

4.3. Evidencias geomorfológicas de eventos marinos de alta energía

A partir de la cartografía geomorfológica es posible identificar algunas de las formas en el área de estudio que están relacionadas con

el registro morfo-sedimentario de un evento marino de alta energía (Fig. 2). La primera es la aparición de una superficie intensamente lavada en el techo del acantilado, sobre la que se desarrolla un lapiaz incipiente y que es recubierta por la mayor parte de los bloques. Esta superficie aparece tapada hacia el interior por el manto eólico y depósitos aluviales y coluviales cuaternarios, aunque ambas formas desaparecen en el extremo del cabo rocoso. Tal circunstancia podría reflejar el paso de un flujo con capacidad suficiente para erosionar esas formaciones superficiales y exponer el techo del acantilado, situado a una cota mínima de 5,5 m s.n.m. El último movimiento de los bloques tuvo que ser posterior, en cualquier caso, a la exhumación de la superficie y a los procesos de karstificación que experimenta.

Por otro lado, los materiales geológicos que afloran en el techo del acantilado presentan labrados multitud de escarpes erosivos de distinta altura (0,4 a 1,7 m), en ocasiones escalonados y, en general, con trazado lineal y subparalelo a la línea de costa (Fig. 2). Estos escarpes, que se extienden hacia el interior del cabo, ponen en evidencia el desmantelamiento de los niveles de terrazas marinas y del techo de la Fm. Bahía Inglesa, indicando la zona de procedencia de muchos de los bloques (nicho) (Fig. 3a). Es precisamente la ausencia casi total de afloramientos de la terraza marina lo que deja exhumado el techo de la Fm. Bahía Inglesa, intensamente bioerosionado por bivalvos litófagos. En general, esta superficie de erosión irregular labrada sobre el techo de la Fm. Bahía Inglesa abarca una superficie mucho mayor que la que representa la suma de la superficie de todos los bloques catalogados.

Finalmente, a ambos lados del acantilado existen campos de bloques submarinos en gran parte nutridos por los materiales del techo del acantilado que reflejan la acumulación de estos elementos en las zonas submareales adyacentes a la costa (Fig. 2). Estos bloques, algunos de superficie superior a los 15 m², proceden de los materiales de la Fm.

Bahía Inglesa, que constituye el grueso de las paredes del cantil. Sin embargo, también se han identificado grandes lajas de areniscas y conglomerados de las terrazas marinas, que sólo afloran en el borde del acantilado. Aunque, sin duda, muchos de estos bloques han llegado a formar estas acumulaciones por los procesos de inestabilidad gravitacional típicos de un litoral en retroceso, es probable que una parte de los bloques de las terrazas marinas fueran erosionados del techo del acantilado y transportados a la zona submareal adyacente durante uno o varios eventos marinos de alta energía.

Otra de las evidencias más importantes de un evento de alta energía marino en este sector es la presencia de colapsos gravitacionales de la cornisa litoral a ambos lados del cabo rocoso. Estas formas constituyen grandes volúmenes de rocas desplazados un corto recorrido en la vertical, pero que mantienen su configuración original a lo largo de segmentos costeros de longitud superiores a los 200 m (vertiente norte) y 50 m (vertiente sur) (Fig. 2). En zonas donde el desnivel era más importante, el volumen de roca del acantilado movilizado se ha fragmentado y perdido su coherencia interna al desprenderse, generando depósitos masivos de caída de rocas. El descalce de estos acantilados y su derrumbe posterior son formas únicas en todo esta parte del litoral atacameño. El análisis de las fotografías aéreas de la zona del año 1961, así como de las imágenes satelitales desde 2005 a la actualidad desde *Google Earth*, no muestra la actuación de procesos gravitacionales recientes, lo que nos permite inferir que se tratan de formas antiguas y que su origen podría estar asociado al mismo evento tsunamigénico que generó el depósito de bloques.

4.4. Velocidad de flujo y mecanismos de transporte

Según Nandasena *et al.* (2011) las velocidades umbrales de flujo necesarias para inducir el desprendimiento y el movimiento inicial del bloque más pesado (bloque B5) es de 8,14

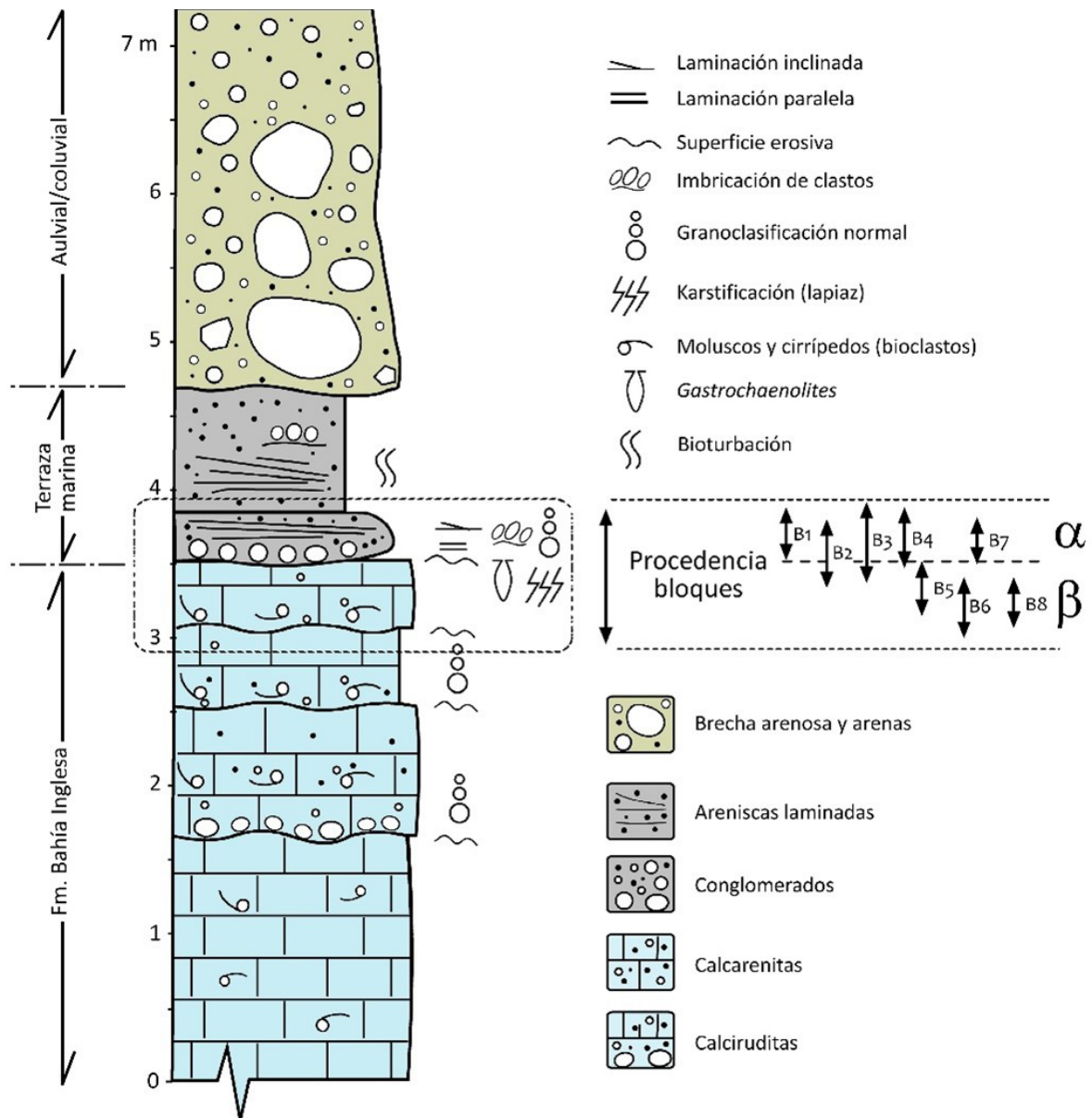


Figura 5. Columna estratigráfica local con indicación de la procedencia de los bloques (cuadrado negro en línea discontinua).

Figure 5. Local stratigraphic column indicating the provenance of the boulders (black square with dashed line).

m/s. Sin embargo, la máxima velocidad umbral obtenida es la del bloque B6, que es 8,87 m/s (Fig. 6, izquierda). Esta diferencia se debe a la forma de los bloques, ya que el bloque B5 es mucho más fácil de mover inicialmente al ser más plano, mientras que el B6 posee una forma más oblata, que dificulta el empuje efectivo sobre la superficie del bloque. Así,

los bloques con geometrías tabular (B1, B4, B5 y B7) presentan, en general y considerando su peso, velocidades umbrales de transporte menores que los demás.

Gran parte de los bloques muestran una orientación de su eje mayor N-S a NO-SE, es decir, ortogonal a la dirección de llegada del

tren de olas desde mar abierto. Esta dirección refleja un transporte en rodadura de los elementos, algunos de grandes dimensiones, como propone Imamura *et al.* (2008). Además, los bloques B2, B5, B6 y B7 presentan una posición estratigráfica invertida, lo que respalda un posible transporte tractivo y por rodadura durante la inundación marina. Este escenario implica velocidades del flujo durante el transporte entre 8 m/s y 9 m/s (Figura 6, derecha).

4.5. Altura de ola, penetración horizontal y run-up

De acuerdo con los datos de campo, se puede proponer una altura de inundación hacia tierra (*run-up*) de 8,2 m s.n.m. y una penetración horizontal mínima de 25 m, estimadas a partir de la posición del bloque transportado más alto y más alejado del borde del acantilado (B3 y B8, Fig. 2). En cualquier caso, considerando la extrema planitud de la zona y su pequeña extensión, la inundación marina debió atravesar el cabo rocoso de norte a sur y penetrar hacia tierra varias decenas de metros

más siguiendo las incisiones embrionarias y barrancos que se forman sobre los depósitos aluviales/coluviales (Fig. 2).

La altura de las olas del tsunami que habrían generado este campo de bloques según la ecuación de Nott (2003), y partiendo de un escenario en que los bloques se encuentran unidos en una capa fracturada (*joint bounded*), indica un valor máximo de 4,6 m para tormentas (H_s) (bloque B5 en Fig. 7, izquierda). Este valor es superior a los de mayor altura de ola de tormenta registrados históricamente en la zona, lo que apunta hacia un origen tsunamigénico del depósito. Además, se trata de una altura de ola inferior a la cota más baja del acantilado en su extremo occidental. Por otro lado, la ecuación arroja un valor de 6,5 m para la altura de ola de tsunami necesaria para erosionar y e iniciar el movimiento del bloque B5 sobre el acantilado (H_T) (Fig. 7, izquierda), que supone un dato más coherente con el contexto geomorfológico en el que aparecen los bloques. Si consideramos la posibilidad de que alguno de los bloques estuviera ya liberado del borde del acantilado

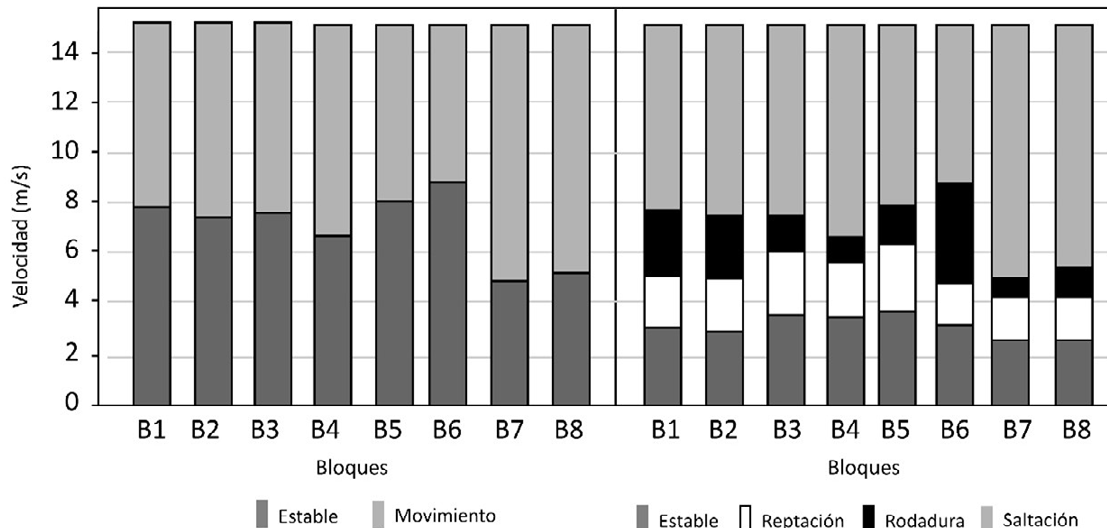


Figura 6. Histograma de velocidades de erosión de cada bloque (izquierda) y de velocidades de transporte vs. modo de transporte (derecha) en base a Nandasema *et al.* (2011).

Figure 6. Histogram of erosion velocities for each boulder (left) and transport velocities versus transport mode (right), based on Nandasena *et al.* (2011).

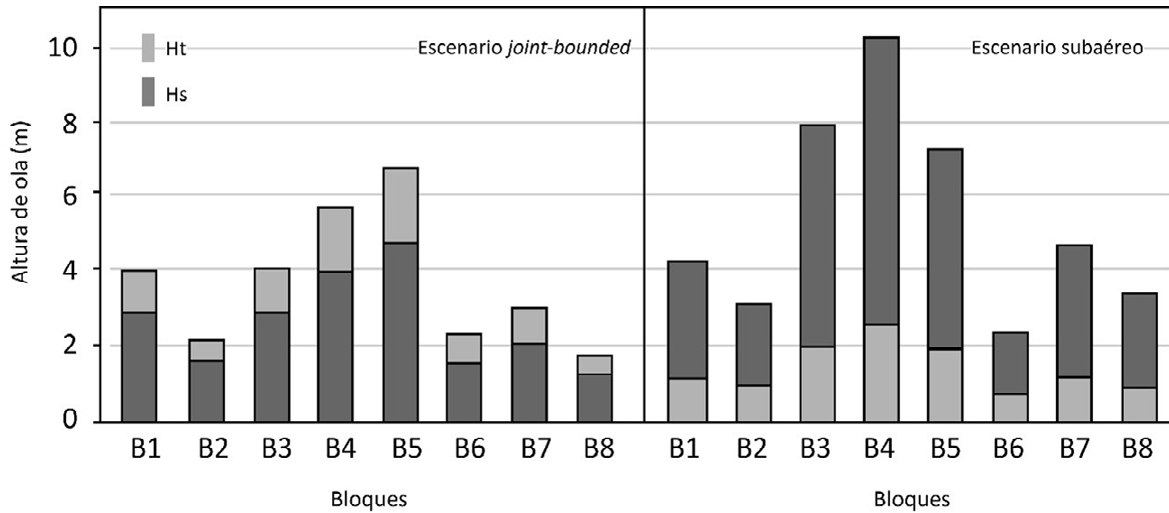


Figura 7. Estimación de altura de ola necesaria para movilizar un bloque según Nott (2003) considerando escenario de bloques limitados por fracturas (derecha) y subaéreo (izquierda).

Figure 7. Estimated wave height required to mobilize a boulder according to Nott (2003), considering a joint-bounded scenario (right) and a subaerial scenario (left).

y disponible para su transporte en el momento de la inundación marina, las alturas de ola máxima necesaria para movilizar el bloque B4 (Fig. 7, derecha) es de sólo 2,6 m para H_T y de 10,3 m para H_s .

Sin embargo, las ecuaciones de Nott (2003) no consideran la altura a la que se encuentra en campo de bloques y solo se deben usar como una primera aproximación de la altura de la ola (Abad *et al.*, 2020). Para solventar esta limitación, la fórmula de Hills y Mader (1997) corregida por Pignatelli *et al.* (2009) ayuda a estimar la penetración de la inundación tierra adentro, considerado la influencia de la topografía costera en el impacto de las olas extremas.

$$X_{max} = D - (H_T - h_c)^{1.33} n^{-2} k \cos \alpha \quad [5]$$

donde D es la distancia del bloque mayor desde su zona de procedencia; h_c es la altura del acantilado; n es el número de Manning y $\cos \alpha$ representa el cateto de un triángulo rectángulo

lo que se corresponde con la pendiente media de la superficie por encima del acantilado.

Así, es posible estimar que, para una altura de ola $H_T \geq 6,5$ m obtenida mediante la ecuación [1], considerando los escenarios más probables, la penetración horizontal mínima de la ola sería de 10,3 m, aunque se parte de un error de partida inherente a este método. Estos valores exceden con mucho la distancia de los bloques B4 y B5 al borde del acantilado, localizados a escasos metros del mismo, pero encaja bien con el intervalo de distancias mínimas desde el borde del acantilado en que encuentra la mayor parte del resto de los bloques (de 5 a 25 m; Fig. 2). Si se considera que estas distancias están medidas a partir de registro sedimentario del posible tsunami, y que suponen una distancia mínima de penetración de la inundación marina, la aproximación realizada con base a la ecuación de Nott aporta datos coherentes con el escenario geomorfológico de Salto del Gato, en el que la entrada del mar sobrepasaría ampliamente los 10,3 m hacia tierra.

5. Discusión

5.1. Reconstrucción de la inundación marina de alta energía

El conjunto de formas y depósitos descritos en el paraje de Salto del Gato constituyen un cortejo que refleja la acción de grandes olas sobre el borde y techo de un acantilado costero. Todos los bloques analizados son de geometría plana y cuadrangular, característica que no los hace especialmente favorables para ser transportadas por rodadura dentro del flujo (Oetjen *et al.*, 2020). A pesar de esto, la mitad de estos elementos aparecen invertidos y/o imbricados, registrando un transporte tractivo sobre el cabo rocoso. En cualquier caso, la superficie de erosión irregular labrada sobre el techo de la Fm. Bahía Inglesa abarca una superficie mucho mayor que la que representa la suma de la superficie de todos los bloques catalogados. De lo anterior se puede deducir que la mayor parte de los bloques generados durante la inundación marina de alta energía debieron ser transportados fuera de la zona de estudio. Su localización actual es la zona submareal adyacente al pie del acantilado, lugar donde han sido identificados numerosos bloques de grandes dimensiones procedente de la terraza marina desmantelada. Esto evidencia el impacto de uno -o varios- eventos erosivos de gran magnitud sobre el cabo rocoso y su alta capacidad destructiva.

En conjunto, las velocidades de flujo que transportaron los bloques sobre el techo del acantilado debieron oscilar entre 2,5 m/s y 8,5 m/s, que son inferiores a las estimadas

por Abad *et al.* (2020) en el cercano campo de bloques tsunamigénico de Bahía Cisne asociado al paleoevento de 1420 CE. En cualquier caso, las velocidades son equiparables a las calculadas en otros ejemplos de campo de bloques recientes formados por tsunamis en el suroeste de España (Lario *et al.*, 2023), el Algarve portugués durante el tsunami de 1755 (Costa *et al.*, 2011; Bosnic *et al.*, 2021), en Indonesia durante el tsunami de 2004 (Fritz *et al.*, 2006) o en el tsunami en Japón de 2011 (Foytong *et al.*, 2013). La altura de olas estimada más alta generada por un tsunami (H_T) en nuestro campo de bloques es de 6,5 m, muy inferior a la altura de ola de casi 25 m propuesta para el paleotsunami descrito en Bahía Cisne.

5.2. Aproximación a la magnitud y edad del terremoto

La magnitud del evento sísmico que desencadenó el tsunami responsable de la formación de campo de bloques de Salto del Gato se puede aproximar con cautela utilizando la relación entre el terremoto y la altura de la ola del tsunami capaz de mover el bloque más pesado (bloque B5; Tabla 2). Este valor corregido con las observaciones de campo, puede ser utilizado para deducir la magnitud del terremoto generador del tsunami mediante las aproximaciones de lida (cf. Murty, 1977), Abe (1995) y Silgado (1978), obteniendo valores de magnitud local (M_s) de entre 8,1 y 8,42 (Tabla 2).

La ausencia de material biogénico fechable en los depósitos de bloques y los sedimentos

Tabla 2. Estimación de la magnitud del terremoto (M_s) para un tsunami de altura de ola (H_T) de 6,5 m.

Table 2. Estimated earthquake magnitude (M_s) for a tsunami with a wave height (H_T) of 6.5 m.

Referencia	Ecuación	M_s
Murty (1977)	$\log_2(h) = 2,61M - 18,44$	8,10
Abe (1995)	$\log(h) = 0,5M - 3,30$	8,42
Silgado (1978)	$\log(h) = 0,79M - 5,70$	8,37

arenosos donde se han encontrado enterrados ha impedido establecer una edad aproximada del tsunami. Debido a esto, la única posibilidad que existe de relacionar este cortejo morfo-sedimentario con un evento tsunamigénico es comparar las características físicas de la inundación marina (deducidas con base al registro geológico y ecuaciones hidrodinámicas) con la información incluida en crónicas históricas y de otros paleotsunamis descritos en la zona. Considerando la historia sísmica de la región, altura de ola deducida (6,5 m) y el *run-up* mínimo del evento (8,2 m), los candidatos más probables son el tsunami histórico de 1922 CE ($M_w \sim 8,3$ a 8,6) y los paleotsunamis de 1420 CE ($M_w \sim 8,8$ a 9,4) y de 3800 AP ($M_w \sim 9,5$).

En el caso del primero, el más reciente, la máxima altura de inundación sobre el terreno se describe en Chañaral, más de 100 km al Norte, y es de 9 m s.n.m., algo inferior a la informada en la localidad de Caldera de 5,5 m s.n.m., más cercana a la zona de estudio (Abad *et al.*, 2023, y referencias incluidas). Recientemente, estos valores han sido revisados y homogenizados a 5,5 m s.n.m. para casi toda la zona afectada por este tsunami (Vigny *et al.*, 2024, y referencias incluidas). Estos datos se aproximan bastante al escenario inferido para la inundación marina en zona de estudio, más aún si se considera una posible amplificación de la onda por procesos de resonancia que se produce en las bahías locales de la zona central y norte de Chile (Cortés *et al.*, 2017; Aranguiz *et al.*, 2019). Esa altura de inundación, junto con la altura de ola, apunta a que este tsunami alcanzó, al menos, el borde del acantilado de Salto del Gato. Por otro lado, es improbable que las alturas de inundación sobre el terreno y las velocidades de flujo fueran suficientes como para desmantelar casi por completo los afloramientos de la terraza marina y/o movilizar los bloques fuera del cabo para acumularlos en la zona submareal. Además, la posición de los bloques sobre la superficie karstificada y lavada del acantilado indica que la exhumación del techo de la Fm. Bahía Inglesa fue muy anterior en el tiempo a la formación del depósito

de bloques. La magnitud del evento sísmico sí que se aproxima al rango estimado para este evento reciente en base a la aproximación realizada sobre los bloques ($M_s 8,1 - 8,4$).

Por otro lado, el terremoto y tsunami de 1420 CE generó alturas de ola de casi 25 m y el *run-up* de la inundación marina alcanzó más de 18,5 m s.n.m en la cercana Bahía Cisne (Abad *et al.*, 2020). Considerando la proximidad, la cota de los bloques en Salto del Gato y la impronta erosiva que ha dejado el evento en este acantilado, así como las velocidades de corrientes inferidas y alturas de ola mínima estimadas, el paleotsunami de 1420 CE excede con mucho en magnitud el escenario hidrodinámico reconstruido para la zona de estudio. Lo mismo sucede con la magnitud del terremoto generador de este tsunami, que en el caso del evento de 1420 CE es de $M_s \sim 9$, mucho mayor de la $M_s 8,4$ calculada para Salto del Gato.

Finalmente, Salazar *et al.* (2022) describen un gran terremoto de $M_w 9,5$ y un tsunami catastrófico asociado que barre por completo el norte de Chile hace 3800 años AP. Los depósitos de este tsunami se registran también en Bahía Cisne, donde se estima un *run-up* superior a 20 m s.n.m., alcanzando en otros puntos de la región alturas por encima de los 30 m s.n.m. A pesar de que el cabo rocoso de Salto del Gato debió también ser impactado por este tsunami, los valores de *run-up* modelizados en Bahía Cisne exceden, de nuevo, los identificados en este trabajo.

La existencia de —al menos— dos eventos de magnitud tan elevada durante el Holoceno tardío en este sector resulta especialmente significativa y se condicen con el predominio de formas erosivas y el casi completo desmantelamiento de la terraza marina en la zona de estudio. La configuración geomorfológica actual del cabo rocoso refleja su exposición a proceso(s) de inundación marina de energía suficientemente alta como para destruir casi por completo los materiales del techo del acantilado, conformada originalmente por la terraza marina localizada entre 5,5 y

8,5 m s.n.m. Esto evidencia el impacto de uno -o varios- eventos erosivos de gran magnitud sobre el cabo rocoso que transportaron esos bloques decenas de metros hasta el pie de los acantilados. La escasa densidad de bloques en el techo de acantilado confirma la actuación de procesos de gran capacidad erosiva, muy superior en altura de ola, altura de inundación y velocidades de flujo a las reconstruidas en este trabajo.

En consecuencia, la actuación de un gran evento en la zona de marcado carácter destructivo, y que probablemente coincida con el tsunami de 3800 AP y/o de 1420 CE, no puede ser evaluado directamente mediante la aplicación de ecuaciones hidrodinámicas. Este escenario impide que queden elementos preservados en el techo del acantilado lo suficientemente grandes y adecuados como para dimensionar fielmente la magnitud de del tsunami. En cualquier caso, no es posible descartar la intervención del evento de 1922 sobre la configuración del campo de bloques, especialmente que haya podido movilizar algunos de los bloques más pequeños que hubiesen quedado sueltos sobre el acantilado en los últimos estadios de la inundación marina del siglo XV. Este sería el caso de los dos bloques de mayores dimensiones identificados, B4 y B5, ambos localizados justo en el borde del acantilado en su extremo occidental, que parecen haber recorrido una muy corta distancia desde su área de procedencia. Por lo tanto, es muy probable que este depósito de bloques se haya generado a partir de varios episodios de inundación marina.

5.3. Origen y evolución el depósito de bloques

Todas estas evidencias permiten proponer un modelo que explique la formación del campo de bloques conformado en la actualidad por tan sólo 8 elementos de grandes dimensiones en varias etapas y que involucra el impacto de varios tsunamis de diferentes magnitudes y distanciados en el tiempo varios siglos (Fig. 8).

- Escenario pretsunami. La zona se configuraba como un acantilado con su techo formado por depósitos de terrazas marinas. La base de estos materiales se define por una superficie basal erosiva, de naturaleza transgresiva intensamente bioerosionada por *Gastrochaenolites torpedo*. El cantil podía haber experimentado desprendimientos y caída de rocas que se acumulaban al pie del desnivel en la zona adyacente, junto con arenas y gravas litorales que formaban playas y barras submareales.
- Impacto de grandes tsunamis y erosión del techo del acantilado (3800 AP y/o 1420 CE). El registro geológico de este sector de la costa del desierto de Atacama meridional ha revelado 2 grandes terremotos y tsunamis fechados en el 3800 AP y en el 1420 CE. Considerando la reconstrucción de ambos eventos en la vecina Bahía Cisne, la zona de estudio debió experimentar una inundación de alta energía, quedando el cabo rocoso sumergido por completo varios metros. Uno o varios trenes de olas impactaron sobre los materiales del borde del acantilado y produjeron una importante erosión de la terraza marina y los depósitos mioceños infrayacentes. En su mayor parte, los bloques son transportados fuera del cabo rocoso y acumulados en las playas y zonas submareales cercanas, formando campos de bloques sumergidos. La erosión dio lugar al labrado de múltiples escarpes sobre estos materiales rocosos, marcando el lugar que ocupaban originalmente estos bloques, a la vez que se produce la exhumación del techo de la Fm. Bahía Inglesa. Los depósitos de estas calizas bioerosionadas pasan a ocupar la mayor parte de la superficie superior del acantilado en esta etapa y quedan expuestos a procesos de disolución kárstica.

Los bordes del acantilado experimentaron colapsos gravitacionales y desprendimientos de rocas por el impacto de los trenes de ola, aunque estos fenómenos

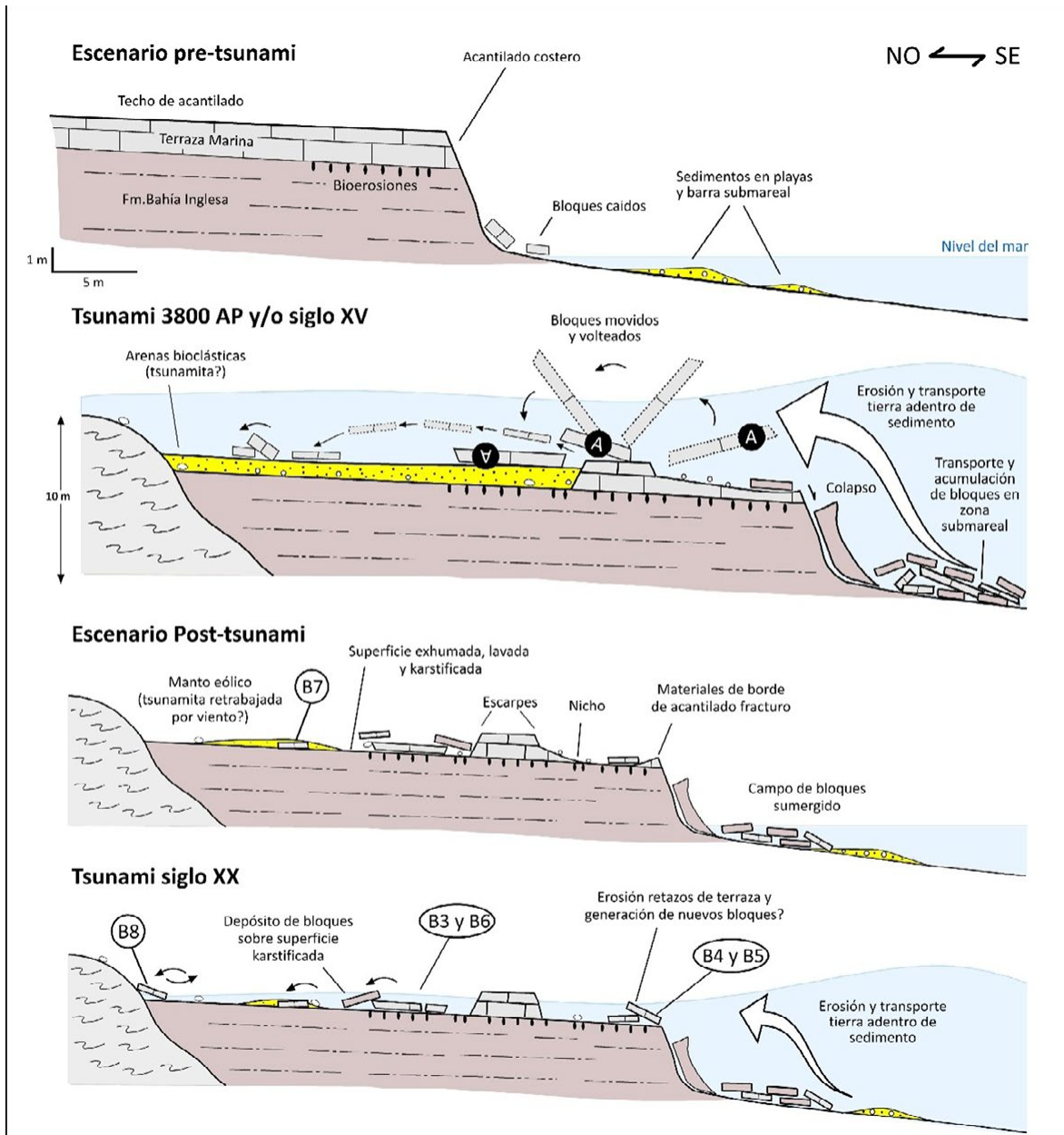


Figura 8. Modelo de formación del campo de bloques de techo de acantilado asociado al impacto de varios tsunamis en las costas acantiladas de Salto del Gato.

Figure 8. Conceptual model of the formation of the cliff-top boulder field associated with the impact of multiple tsunamis on the cliff coasts of Salto del Gato.

pudieron también estar desencadenados por los terremotos generadores, que probablemente superaron la $M_w \sim 9$. Las arenas movilizadas por las olas desde zonas submareales se acumulan en parches irregulares sobre el acantilado, donde

quedan enterrados algunos bloques. No es posible evaluar cuál de los dos eventos produjo una impronta geomorfológica más importante, aunque sin duda la acción de ambos tsunamis ocasiona el desmantelamiento erosivo de la terraza en

dos episodios distanciados en el tiempo más de 3000 años. Los retazos de terraza marina que hubieran resistido la primera inundación de alta energía habrían sido erosionados casi por completo durante el tsunami del siglo XV, al quedar los depósitos de terraza muy probablemente fracturados y predispuestos para su liberación en el techo del acantilado. De manera tentativa, la extrema aridez del clima reinante y las evidencias de karsificación apuntan hacia el evento más antiguo como principal responsable de la exhumación y disolución posterior de la superficie superior del acantilado.

- Escenario post-tsunami. Una vez las aguas se retiran tras cada uno de los tsunamis, la superficie exhumada queda expuesta a los procesos de disolución durante siglos y los sedimentos arenosos movilizados por el tsunami son retrabajados por la acción eólica, lo que conduce a la formación del manto eólico que recubre el resto de las formas del techo del acantilado. La dinámica de vertientes y aluvial aportan materiales a la zona desde los relieves cercanos. En el caso del último gran tsunami de 1420 CE, algunos bloques quedan dispersos sobre el techo del acantilado y son enterrados parcialmente (bloques B6 y B7), mientras que el borde del acantilado presenta fracturas por el impacto de las olas y queda predispuesto para la liberación de nuevos bloques. La acción de tormentas invernales extraordinarias puede haber contribuido al lavado de la superficie karstificada por salpicadura en este intervalo de tiempo.
- Impacto de tsunami en el Siglo XX. Una nueva inundación marina se registra en la zona, esta vez de menor entidad, siendo el candidato más probable el tsunami de 1922. El flujo sobrepasó el borde del acantilado, removilizó los bloques y los desplazó tierra adentro, sin descartar la generación de bloques nuevos cerca del borde del acantilado (bloques B4 y B5), que recubren la superficie exhumada y karsti-

ficada del techo de acantilado. La orientación de los bloques refleja direcciones preferentes de llegadas de los trenes de olas desde el O y SO, con predominancia de procesos tractivos y velocidades de flujo de hasta 9 m/s. La altura mínima de la inundación alcanzó los 8,2 m s.n.m. (bloque B8) y la penetración horizontal fue de, al menos, de 25 m (bloque B3), aunque los bloques de mayores dimensiones experimentan desplazamientos más limitados. Este escenario hidrodinámico es el que ha sido reconstruido en este trabajo al responder a la configuración actual del depósito de bloques de techo de acantilado.

Durante el último siglo, el depósito de bloques no se habría visto modificado al encontrarse muy por encima del nivel de actuación de las tormentas y no haberse generados nuevos tsunamis de importancia en la zona, aunque los procesos de lavado y karstificación de la superficie del acantilado han continuado hasta la actualidad.

6. Conclusiones

El depósito de bloques del Salto del Gato constituye uno de los escasos ejemplos documentados de acumulaciones de baja densidad en el techo de un acantilado generadas por tsunamis en las costas del Pacífico sudamericano, a pesar de tratarse de una de las zonas con mayor sismicidad del planeta. El registro morfo-sedimentario de este cabo rocoso pone de manifiesto la necesidad de integrar el análisis geomorfológico y estratigráfico clásico con ecuaciones hidrodinámicas para explicar la génesis de este tipo de depósitos de alta energía.

Por un lado, las ecuaciones hidrodinámicas permiten establecer los parámetros bajo los cuales ocurrió la inundación marina, descartando así la acción de tormentas y tsunamis de menor magnitud como responsables del conjunto morfo-sedimentario observado. En

este contexto, el evento histórico más reciente que podría justificar la formación y distribución de los elementos identificados es el terremoto y tsunami de Atacama de 1922. Por otro lado, el marcado carácter erosivo del paisaje actual sugiere la acción de eventos de energía considerablemente mayor que la del tsunami de 1922. Estos eventos habrían sido responsables del desmantelamiento de los materiales del techo del acantilado, la exhumación de la superficie transgresiva basal de las terrazas marinas y la formación del campo de bloques submarinos adyacente al acantilado.

Este estudio evidencia cómo la aplicación de ecuaciones hidrodinámicas permite reconstruir escenarios de inundación marina a partir del tamaño, peso y forma de los bloques preservados en los depósitos. Sin embargo, esta aproximación está limitada por la conservación diferencial de los elementos que forman estas acumulaciones, que en este caso responden al evento más reciente. Se identifican así en la zona de estudio otros procesos de gran magnitud —asociados a terremotos interplaca de magnitudes cercanas a $M_w \sim 9$, como los tsunamis ocurridos hacia 3800 AP y 1420 CE— que habrían erosionado y removido casi por completo los bloques del techo del acantilado. Esto genera un sesgo en el registro sedimentario, al subestimar la magnitud y el impacto de estos eventos si solo se consideran los bloques preservados. En consecuencia, un análisis parcial y descontextualizado de estas formas asociadas a eventos marinos de alta energía puede llevar a ignorar evidencias de eventos de gran magnitud y largos periodos de retorno, que paradójicamente poseen un registro más sutil y difícil de identificar. Se enfatiza así el posible origen poligenético de los campos de bloques en zonas tsunamigénicas y la necesidad de contextualizar geomorfológicamente estos depósitos. Solo mediante un enfoque integrado es posible reconstruir de forma más completa y precisa la compleja evolución del paisaje en costas áridas, y tectónicamente activas, como la del desierto de Atacama y su historia sísmica reciente.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto de investigación TRAMPA (PID2021-127268NB-I00) financiado por MCIN/ AEI /10.13039/501100011033/ y por FEDER y ha sido parcialmente financiado por el Grupo de Investigación consolidado en Dinámica de la Tierra y Evolución del Paisaje de la Universidad Rey Juan Carlos. Los autores agradecen a dos revisores anónimos y al Editor Javier Elez sus valiosos comentarios y sugerencias, que han contribuido a mejorar la versión final de este trabajo.

Bibliografía

- Abad, M., Izquierdo, T., Cáceres, M., Bernárdez, E., Rodríguez-Vidal, J. (2020). Coastal boulder deposit as evidence of an ocean-wide prehistoric tsunami originated on the Atacama Desert coast (northern Chile). *Sedimentology*, 67, 1505-1528. <https://doi.org/10.1111/sed.12570>
- Abad, M., Izquierdo, T., Carrasco, G., Rodríguez-Vidal, J., Ruiz, F. (2021). Posibles evidencias morfo-sedimentarias del tsunami de Atacama de 1922 en el Parque Nacional Pan de Azúcar (norte de Chile). *Geogaceta*, 70, 7-10. <https://doi.org/10.55407/geogaceta102258>
- Abad, M., Izquierdo, T., Forch, M., Cortés, P., Easton, G., González-Alfaro, J. Alvarado-Justo, A., Ruiz, F. (2023). El registro de tsunamis en costas áridas: 100 años después del tsunami de 1922 de Atacama en el norte de Chile. *Geogaceta*, 74: 47-50. <https://doi.org/10.55407/geogaceta98277>
- Abad, M., Izquierdo, T., Pereira, N., Ruiz, F., Rodríguez-Vidal, J. (2024). Evidencias de un campo de bloques generado por tsunami en terrazas marinas del Estadio Isotópico MIS 3 de la costa del Desierto de Atacama (norte de Chile). *Geotemas*, 20, 1115-1118.
- Abe, K. (1981). Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 27, 72-92. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90088-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90088-1)
- Abe, K. (1995) Estimate of tsunami run-up heights from earthquake magnitudes. In: *Tsunami: Progress in Prediction, Disaster, Prevention and Warning* (Y. Tsuchiya, N. Shuto, eds.). Springer, Dordrecht, 21-35. https://doi.org/10.1007/978-94-015-8565-1_2

- Aránguiz, R., González, G., González, J., Catalán, P.A., Cienfuegos, R., Yagi, Y., Okuwaki, R., Urrea, L., Contreras, K., Del Rio, I., Rojas, C. (2016). The 16 September 2015 Chile Tsunami from the Post-Tsunami Survey and Numerical Modeling Perspectives. *Pure and Applied Geophysics*, 173(2), 333-348. <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1225-4>
- Aranguiz, R., Catalán, P.A., Cecioni, C., Bellotti, G., Henriquez, P., González, J. (2019). Tsunami resonance and spatial pattern of natural oscillation modes with multiple resonators. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(11), 7797-7816. <https://doi.org/10.1029/2019JC015206>
- Araya Cornejo, C., Carvajal, M. (2016). Efectos geomorfológicos del tsunami de Chile de 2010 frente a la zona de máximo slip, revelados por imágenes satelitales y observaciones de campo: El caso del litoral arenoso La Trinchera, Región del Maule. *Investigaciones Geográficas*, 52, 5-24. <https://doi.org/10.5354/0719-5370.2016.43260>
- Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C. (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochimistry, Geophysics, Geosystems*, 12(11), Q11001. <https://doi.org/10.1029/2011GC003751>
- Atwater, F.B., Cisternas, M., Yulianto, E., Prendergast, A.L., Jankaew, K., Eipert, A.A., Fernando, W.I.S., Tejakuksa, I., Schiappacasse, I., Sawai, Y. (2013). The 1960 tsunami on beach-ridge plains near Maullín, Chile: Landward descent, renewed breaches, aggraded fans, multiple predecessors. *Andean Geology*, 40, 393-418. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV40n3-a01>
- Bahlburg, H., Nentwig, V., Kreutzer, M. (2018). The September 16, 2015 Illapel tsunami, Chile - Sedimentology of tsunami deposits at the beaches of La Serena and Coquimbo. *Marine Geology*, 396, 43-53. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.12.011>
- Barbano M.S., Pirrotta C., Gerardi F. (2010). Large boulders along the south-eastern Ionian coast of Sicily: storm or tsunami deposits? *Marine Geology*, 275(1-4), 140-154. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.05.005>
- Barrientos, S. (2007). Earthquakes in Chile., In: *The geology of Chile* (Eds. T. Moreno, T. W. Gibbons, W.), pp. 263-287. The Geological Society of London, United Kingdom. <https://doi.org/10.1144/GOCH.10>
- Barrientos, S.E., Ward, S.N. (1990). The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103, 589-598. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05673.x>
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., Reyes, M. (1998). Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), 115-129. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00005-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00005-4)
- Blott S.J., Pye K. (2008). Particle shape: a review and new methods of characterization and classification. *Sedimentology*, 55(1), 31-63. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00892.x>
- Bosnic, I., Costa, P.J., Dourado, F., La Selle, S., Gelfenbaum, G. (2021). Onshore flow characteristics of the 1755 CE Lisbon tsunami: Linking forward and inverse numerical modeling. *Marine Geology*, 434, 106432. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106432>
- Campos, R. (2016). Análisis de Marejadas Históricas y recientes en las costas de Chile Memoria de Título de Ingeniería Civil Oceánica de la Universidad de Valparaíso, 189 pp.
- Campos R., Beyá J., Mena M. (2015). Cuantificación de los daños históricos a infraestructura costera por marejadas en las costas de Chile. *Proceedings del XXII Congreso Chileno de Hidráulica*. Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica
- Carvajal, M., Cisternas, M., Gubler, A., Catalán, P.A., Winckler, P. y Wesson, R.L. (2017a). Re-examination of the magnitudes for the 1906 and 1922 Chilean earthquakes using Japanese tsunami amplitudes: Implications for source depth constraints. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(1), 4-17. <https://doi.org/10.1002/2016JB013269>
- Carvajal, M., Cisternas, M., Catalán, P.A. (2017b). Source of the 1730 Chilean earthquake from historical records: implications for the future tsunami hazard on the coast of Metropolitan Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, 3648-3660. <https://doi.org/10.1002/2017JB014063>
- Cereceda, P., Errázuriz, A.M., Lagos, M. (2011). *Terrorismos y Tsunamis en Chile: para conocer y prevenir*. Origo Ediciones, Santiago, 128 pp.
- Cisternas, M., Araneda, A.Y., Contreras, I. (2000). Reconocimiento y caracterización de la facies sedimentaria depositada por el tsunami de 1960 en el estuario Maullín, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 27(1), 3-11. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082000000100001>
- Cisternas, M., Atwater, F., Torrejón, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., Eipert, A., Youlton,

- C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C.P., Malik, J.K., Rizal, Y., Husni, M. (2005). Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, 437, 404-407. <https://doi.org/10.1038/nature03943>
- Cisternas, M., Garrett, E., Wesson, R., Dura, T., Ely, L.L. (2017). Unusual geologic evidence of coeval seismic shaking and tsunami shows variability in earthquake size and recurrence in the area of the giant 1960 Chile earthquake. *Marine Geology*, 385, 101-113. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.12.007>
- Comte, D., Eisemberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L., Saragoni, R., Singh, S.K., Suárez, G. (1986). The 1985 central Chile earthquake: a repeat of previous great earthquakes in the region? *Science*, 233, 449-453. <https://doi.org/10.1126/science.233.4762.449>
- Comte, D., Haessler, H., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Lavenue, A., Pointoise, B., Hello, Y. (2002). Seismicity and stress distribution in the Copiapo, northern Chile subduction zone using combined on- and off-shore seismic observations. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132, 197-217. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00052-3](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00052-3)
- Cortés, P., Catalán, P.A., Aránguiz, R., Bellotti, G. (2017). Tsunami and shelf resonance on the northern Chile coast. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(9), 7364-7379. <https://doi.org/10.1002/2017JC012922>
- Costa, P., Andrade, C., Freitas, M.C., Oliveira, M. A., da Silva, C M., Omira, R., Baptista, M. A. (2011). Boulder deposition during major tsunami events. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(15), 2054-2068. <https://doi.org/10.1002/esp.2228>
- Cox, R., Zentner, D. B., Kirchner, B. J., Cook, M. S. (2012). Boulder ridges on the Aran Islands (Ireland): Recent movements caused by storm waves, not tsunamis. *The Journal of Geology*, 120(3), 249-272. <https://doi.org/10.1086/664787>
- Delle Rose, M., Martano, P. (2022). The imprint of recent meteorological events on boulder deposits along the mediterranean rocky coasts. *Climate*, 10(7), 94. <https://doi.org/10.3390/cli10070094>
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical journal international*, 181(1), 1-80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>
- Dura, T., Cisternas, M., Horton, B.P., Ely, L., Nelson, A., Wesson, R., Pilarczyk, J. (2014). Coastal evidence for Holocene subduction-zone earthquakes and tsunamis in central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 113, 93-111. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.015>
- Dura, T., Horton, B.P., Cisternas, M., Ely, L.L., Hong, I., Nelson, A.R., Wesson, R.L., Pilarcik, J.E., Parnell, A.C., Nikitina, D. (2017). Subduction zone slip variability during the millennium south - central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 175(1), 112-137. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.08.023>
- Easton, G., González-Alfaro, J., Villalobos, A., Álvarez, G., Melgar, D., Ruiz, S., Sepúlveda, B., Escobar, M., León, T., Báez, J.C., Izquierdo, T., Abad, M. (2022). Complex rupture of the 2015 M W 8.3 Illapel earthquake and prehistoric events in the Central Chile tsunami gap. *Seismological Society of America*, 93(3), 1479-1496. <https://doi.org/10.1785/0220210283>
- Ely, L., Cisternas, M., Wesson, R., Dura, T. (2014). Five centuries of tsunamis and land-level changes in the overlapping rupture area of the 1960 and 2010 Chilean earthquakes. *Geology*, 42, 995-998. <https://doi.org/10.1130/G35830.1>
- Etienne, S., Paris, R. (2010). Boulder accumulations related to storms on the south coast of the Reykjanes Peninsula (Iceland). *Geomorphology*, 114(1-2), 55-70. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.02.008>
- Foytong, P., Ruangrassamee, A., Shoji, G., Hiraki, Y., Ezura, Y. (2013). Analysis of tsunami flow velocities during the March 2011 Tohoku, Japan, Tsunami. *Earthquake Spectra*, 29(1_suppl), 161-181. <https://doi.org/10.1193/1.4000128>
- Fritz, H. M., Borrero, J.C., Synolakis, C.E., Yoo, J. (2006). 2004 Indian Ocean tsunami flow velocity measurements from survivor videos. *Geophysical Research Letters*, 33(24). <https://doi.org/10.1029/2006GL026784>
- Garret, E., Shennan, I., Watcham, E.P., Woodroffe, S.A. (2013). Reconstructing paleoseismic deformation, 1: Modern analogues from the 1960 and 2010 Chilean great earthquakes. *Quaternary Science Reviews*, 75(1), 11-21. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.04.007>
- Garrett, E., Shennan, I., Woodroffe, S.A., Cisternas, M., Hocking, E.P., Gulliver, P. (2015). Reconstructing paleoseismic deformation, 2: 1000 years of great earthquakes at Chucalen, south central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 113, 112-122. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.010>
- Heck, N.H. (1947). List of seismic sea waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*

- ca, 37(4), 269-286. <https://doi.org/10.1785/BSSA0370040269>
- Herman, M.W., Govers, R. (2020). Locating fully locked asperities along the South America subduction megathrust: A new physical inter-seismic inversion approach in a Bayesian framework. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(8), e2020GC009063. <https://doi.org/10.1029/2020GC009063>
- Hills, J.G., Mader, C.L. (1997). Tsunami produced by the impacts of the small asteroids. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 822, 381-394. <https://doi.org/10.1111/j.1749-6632.1997.tb48352.x>
- Hong, I., Dura, T., Ely, L.L., Horton, B.P., Nelson, A.R., Cisternas, M., Nikitina, D., Wesson, R.L. (2016). A 600-year-long Stratigraphic Record of Tsunamis in Southcentral Chile. *The Holocene*, 27(1), 39 - 51. <https://doi.org/10.1177/0959683616646191>
- Horton, B., Sawai, Y., Hawkes, A., Witter, R. (2011). Sedimentology and paleontology of a tsunami deposit accompanying the great Chilean earthquake of February 2010. *Marine Micropaleontology*, 79, 132-138. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2011.02.001>
- Imamura, F., Goto, K., Ohkubo, S. (2008). A numerical model for the transport of a boulder by tsunami. *Journal of Geophysical Research*, 113, C01008, doi: <https://doi.org/10.1029/2007JC004170>
- Izquierdo, T., Carrasco, G., Rodríguez-Vidal, J., Ruiz, F., Abad, M. (2020). Geomorfología y evolución geológica reciente del litoral del Parque Nacional Pan de Azúcar (norte de Chile). *Geogaceta*, 67, 111-114.
- Kanamori, H., Rivera, L., Ye, L., Lay, T., Murotani, S., Tsumura, K. (2019). New constraints on the 1922 Atacama, Chile, earthquake from historical seismograms. *Geophysical Journal International*, 219(1), 645-661. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz302>
- Kempf, P., Moernaut, J., Van Daele, M., Vermassen, F., Vandoorne, W., Pino, M., Urrutia, R., Schmidt, S., Garrett, E., De Batist, M. (2015). The sedimentary record of the 1960 tsunami in two coastal lakes on Isla de Chiloé, south-central Chile. *Sedimentary Geology*, 328, 73-86. <https://doi.org/10.1016/j.sed-geo.2015.08.004>
- Kempf, P., Moernaut, J., Van Daele, M., Vandoorne, W., Pino, M., Urrutia, R., De Batist, M. (2017). Coastal lake sediments reveal 5500 years of tsunami history in south central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 161, 99-116. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.02.018>
- Klein, E., Vigny, C., Fleitout, L., Grandin, R., Jolivet, R., Rivera, E., Métois, M. (2017). A comprehensive analysis of the Illapel 2015 Mw8.3 earthquake from GPS and InSAR data. *Earth and Planetary Science Letters*, 469, 123-134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.010>
- Kulikov, E.A., Rabinovich, A.B., Thomson, R.E. (2005). Estimation of tsunami risk for the coasts of Peru and Northern Chile. *Natural Hazards*, 35(2), 185-209. <https://doi.org/10.1007/s11069-004-4809-3>
- Lario, J., Zazo, C., Goy, J. L. (2016). Tectonic and morphosedimentary features of the 2010 Chile earthquake and tsunami in the Arauco Gulf and Mataquito River (Central Chile). *Geomorphology*, 267, 16-24. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.019>
- Lario, J., Spencer, C., Bardaji, T., Marchante, A., Garduño-monroy, V. H., Macias, J., Ortega, S. (2020). An extreme wave event in eastern Yucatán, Mexico: Evidence of a palaeotsunami event during the Mayan times. *Sedimentology*, 67(3), 1481-1504. <https://doi.org/10.1111/sed.12662>
- Lario, J., Spencer, C., Bardaji, T. (2023). Presence of boulders associated with an extreme wave event in the western Mediterranean (Cape Cope, Murcia, Spain): possible evidence of a tsunami. *Journal of Iberian Geology*, 49(2), 115-132. <https://doi.org/10.1007/s41513-023-00208-8>
- León, T., Vargas, G., Salazar, D., Goff, J., Guendon, J.L., Andrade, P., Alvarez, G. (2019). Geoarchaeological records of large Holocene tsunamis along the hyperarid coastal Atacama Desert in the major northern Chile seismic gap. *Quaternary Science Reviews*, 220, 335-358. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.038>
- León, T., Lau, A. A., Easton, G., Goff, J. (2023). A comprehensive review of tsunami and palaeotsunami research in Chile. *Earth-Science Reviews*, 236, 104273. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104273>
- Maouche, S., Morhange, C., Meghraoui, M. (2009). Large boulder accumulation on the Algerian coast evidence tsunami events in the western Mediterranean. *Marine Geology*, 262(1-4), 96-104. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.013>
- McAdoo, B., Fritz, H., Jackson, K., Kalligeris, N., Kruger, J., Bonte-Graptent, M., Moore, A., Rafia, W., Billy, D., Tiano, B. (2008). Solomon Islands Tsunami, One Year Later. *EOS*, 89(18), 169-176. <https://doi.org/10.1029/2008EO180001>

- Morton, R. A., Gelfenbaum, G., Buckley, M.L., Richmond, B.M. (2011). Geological effects and implications of the 2010 tsunami along the central coast of Chile. *Sedimentary Geology*, 242(1), 34-51. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.09.004>
- Murty, T.S. (1977) *Seismic Sea Waves, Tsunamis*. Department of Fisheries and the Environment, Fisheries and Marine Service, Ottawa, Canada, 337 pp.
- Nandasena, N.A.K., Paris, R., Tanaka, N. (2011). Re-assessment of hydrodynamic equations: Minimum flow velocity to initiate boulder transport by high energy events (storms, tsunamis). *Marine Geology*, 281(1-4), 70-84. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.02.005>
- Nentwig, V., Tsukamoto, S., Frechen, M., Bahlburg, H. (2015). Reconstructing the tsunami record in Tirúa, Central Chile beyond the historical record with quartz-based SAR-OSL. *Quaternary Geochronology*, 30(B), 299-305. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.05.020>
- Nott, J. (2003). Waves, coastal boulder deposits and the importance of the pre-transport setting. *Earth and Planetary Science Letters*, 210(1-2), 269-276. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00104-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00104-3)
- Oetjen, J., Engel, M., Pudasaini, S. P., Schuettrumpf, H. (2020). Significance of boulder shape, shoreline configuration and pre-transport setting for the transport of boulders by tsunamis. *Earth surface processes and landforms*, 45(9), 2118-2133. <https://doi.org/10.1002/esp.4870>
- Okal, E. A., Borrero, J. C., Synolakis, C.E. (2006). Evaluation of tsunami risk from regional earthquakes at Pisco, Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(5), 1634-1648. <https://doi.org/10.1785/0120050158>
- Paris, R., Fournier, J., Poizot, E., Etienne, S., Morin, J., Lavigne, F., Wassmer, P. (2010). Boulder and fine sediment transport and deposition by the 2004 tsunami in Lhok Nga (western Banda Aceh, Sumatra, Indonesia): a coupled offshore-onshore model. *Marine Geology*, 268(1-4), 43-54. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.10.011>
- Paskoff, R. (1991). Likely occurrence of a mega-tsunami in the middle Pleistocene near Coquimbo, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 18, 87-91.
- Pignatelli, C., Sansò, P., Mastronuzzi, G. (2009). Evaluation of tsunami flooding using geomorphologic evidence. *Marine Geology*, 260, 6-18. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.01.002>
- Rojo, M. (1985). Un aporte al conocimiento del Terciario marino: Formación Bahía Inglesa. *Congreso Geológico Chileno*, No. 4, Actas, 1, 514-533.
- Salazar, D., Easton, G., Goff, J., Guendon, J.L., González-Alfaro, J., Andrade, P., Villagrán, X., Fuentes, M., León, T., Abad, M., Izquierdo, T., Power, X., Sitzia, L., Álvarez, G., Villalobos, A., Olguín, L., Yrarrázaval, S., González, G., Flores, c., Borie, c., Castro, V., Campos, J. (2022). Did a 3800-year-old M_w 9.5 earthquake trigger major social disruption in the Atacama Desert?. *Science advances*, 8(14), eabm2996. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abm2996>
- Scicchitano, G., Monaco, C., Tortorici, L. (2007). Large boulder deposits by tsunami waves along the Ionian coast of south-eastern Sicily (Italy). *Marine Geology*, 238(1-4), 75-91. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.12.005>
- Scicchitano, G., Pignatelli, C., Spampinato, C. R., Piscitelli, A., Milella, M., Monaco, C., Mastronuzzi, G. (2012). Terrestrial laser scanner techniques in the assessment of tsunami impact on the Maddalena peninsula (south-eastern Sicily, Italy). *Earth, Planets and Space*, 64, 889-903. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.11.009>
- Silgado, E. (1978). Recurrence of tsunamis in the western coast of South America. *Marine Geodesy*, 1(4), 347-354. <https://doi.org/10.1080/01490417809387980>
- Soloviev, S.L., Go, C.N. (1975). *A Catalogue of Tsunamis on the Eastern Shore of the Pacific Ocean*. Nauka Publishing House, Moscow, 285 p.
- Spiske, M., Piepenbreier, J., Benavente, C., Kunz, A., Bahlburg, H., Steffahn, J. (2013a). Historical tsunami deposits in Peru - sedimentology, inverse modeling and optically stimulated luminescence dating. *Quaternary International*, 305, 31-44. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.02.010>
- Spiske, M., Piepenbreier, J., Benavente, C., Bahlburg, H. (2013b). Preservation potential of tsunami deposits on arid siliciclastic coasts. *Earth-Science Reviews*, 126, 58-73. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.07.009>
- Spiske, M., Bahlburg, H. (2011). A quasi-experimental setting of coarse clast transport by the 2010 Chile tsunami (Bucalemu, Central Chile). *Marine Geology*, 289(1-4), 72-85. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.09.007>
- Switzer, A.D., Burston, J.M. (2010). Competing mechanisms for boulder deposition on the

- southeast Australian coast. *Geomorphology*, 114(1-2), 42-54. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.02.009>
- Vigny, C., Rudloff A., Ruegg, J.C., Madariaga, R., Campos, J., Álvarez, M. (2009). Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2), 86-95. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.02.013>
- Vigny, C., Klein, E., Ojeda, J. (2024). In search for the lost truth about the 1922 & 1918 Atacama earthquakes in Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 143, 104983. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.104983>
- Weiss, R. (2012). The mystery of boulders moved by tsunamis and storms. *Marine Geology*, 295-298, 28-33. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.12.001>
- Winckler, P., Contreras-López, M., Campos-Caba, R., Beyá, J.F., Molina, M. (2017). El temporal del 8 de agosto de 2015 en las regiones de Valparaíso y Coquimbo, Chile Central. *Latin American Journal of Aquatic Research*, 45(4), 622-648. <http://dx.doi.org/10.3856/vol45-issue4-fulltext-1>

Recibido el 10 de octubre de 2025

Aceptado el 22 de mayo de 2026



Patrimonialización del modelado glaciar en montaña media. La Serrota (Sistema Central, Ávila)

*Glacial landforms patrimonialization in the middle mountain:
La Serrota (Central System, Ávila, Spain)*

Serrano, E. ⁽¹⁾; Ruiz Pedrosa, R. M. ⁽²⁾

(1) Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid, Plaza del Campus s/n, 47011 Valladolid. e.serrano@uva.es

(2) Departamento de Geografía, Universidad de Salamanca. C/Cervantes, s/n. 37002-Salamanca rmruizpedrosa@usal.es

Resumen

La patrimonialización permite atribuir valores, significados y usos a elementos y objetos naturales o culturales, así como a saberes y conocimientos sociales. Los procesos de patrimonialización de elementos geomorfológicos implican a los elementos abióticos con contenido espacial, portadores de servicios ecosistémicos y culturales. Para ello es necesario un conocimiento exhaustivo de las formas de relieve y de modelado, solo posible mediante el estudio de detalle, que tiene en la cartografía geomorfológica una herramienta eficaz. En La Serrota se han estudiado cinco glaciares de circo y su evolución durante el Pleistoceno reciente hasta su desaparición hace más de 14.000 años. Para su consideración como patrimonio es necesaria la difusión de sus valores y el reconocimiento social de los mismos, y en La Serrota hay información relevante sobre relieve desde hace más de cien años. Tras un largo periodo de vocación ganadera y el uso del patrimonio natural como un recurso que ha conllevado sucesivos cambios de paisaje, son los naturalistas y los montañeros los que divulgan sus valores. La distinción del Espacio Natural Protegido Sierras de La Paramera y Serrota, sin su promulgación definitiva, y el inventariado como PIG, son categorías importantes para el reconocimiento de la naturaleza abiótica. Recientemente, la población local y los visitantes reconocen sus valores naturales, y sobre todo glaciomorfológicos, si bien la patrimonialización aún no es un proceso finalizado. El reconocimiento formal de las formas glaciares como Lugares de Interés Geomorfológico pertenecientes al Espacio Natural Protegido es una herramienta útil para su consolidación como patrimonio natural.

Palabras clave: Glaciarismo, patrimonio natural, Servicios culturales, Lugares de Interés Geomorfológico, península ibérica



Abstract

The process of patrimonialization involves assigning values, meanings, and uses to natural or cultural elements, as well as social knowledge and know-how. Geomorphological patrimonialization focuses on abiotic elements with spatial content that provide ecosystem and cultural services. A thorough understanding of relief landforms is essential for this process, with geomorphological mapping serving as a valuable tool. Five cirque glaciers in La Serrota have been studied, tracing their evolution from the Upper Pleistocene until their disappearance over 14,000 years ago. Dissemination of intrinsic values and social recognition are crucial for heritage status, with La Serrota holding significant information on landforms for a century. Following a period of livestock farming, the natural heritage has been utilized as a resource, leading to landscape changes and recognition by naturalists and mountaineers.

The declaration of the Protected Natural Area Sierras de La Paramera y Serrota, without its definitive promulgation, along with its designation as a Geological Interest Site, are key steps in acknowledging the abiotic nature of the area. Residents and visitors have started to appreciate its natural values, particularly the glaciomorphological features, although the patrimonialization process is ongoing. Formal recognition of the glacial landforms as a Geomorphosite within the Protected Natural Area will aid in solidifying its status as natural heritage.

Key words: Quaternary Glacial system, Natural Heritage, Cultural services, Geomorphosites, Iberian Peninsula.

1. Introducción

El patrimonio geomorfológico reconoce los elementos sobresalientes del relieve, tanto individuales (bloques erráticos, chimeneas de hadas, tobas, rocas caballerías, etc.) como aquellos con un componente paisajístico y territorial, que se concreta en su aceptación por las instituciones, la población local o sus visitantes mediante figuras de protección o valorización (Portal, 2010; Reynard y Giusti, 2018). Para reconocer el relieve o las geofor-mas como patrimonio es necesario comprender su construcción y su evolución al tiempo que su valor cultural, es decir, es necesaria la aceptación social que permite a la sociedad valorar aspectos que previamente no eran percibidos.

El proceso de patrimonialización es lento y largo, afecta a los elementos abióticos, pero sobre todo a las sociedades capaces de reconocer el relieve como un valor cultural inserto en el territorio, también considerado un patrimonio (Martínez de Pisón, 1997; Ortega Valcárcel, 1998) y se produce con muy diferentes modalidades y mecanismos. Para que un relieve, un paisaje o un elemento geomorfológico se convierta en patrimonio se necesi-

ta una combinación de procesos donde están presentes la percepción, que no siempre pasa necesariamente por la belleza; su evolución; y los usos y utilidades, tanto del pasado como los que acarrearán los cambios sociales de su entorno. La patrimonialización es, pues, un proceso de valoración, donde los elementos naturales que se han utilizado como recurso, o no se han percibido, pasan a formar parte de los bienes colectivos, no por su propiedad o potencial de uso económico como recurso natural, sino por nuevos significados asociados a la conservación de lo propio.

Patrimonio cultural y natural son conceptos “*sin límites y en continua readaptación*” (Silva y Fernández, 2017) y su renovación conceptual ha permitido enfoques más integrales que los incluyen en el territorio y el paisaje (Martínez de Pisón, 1997; Ortega Valcárcel, 1998), sobre todo desde que el Consejo Internacional de Monumentos y Sitios de la Unesco incluye referencias a los patrimonios naturales, ya existentes en el Patrimonio Mundial (ICOMOS, 1999, 2022), e incorpora territorios con personalidad propia y a menudo definidos por sus relieves como son los Espacios Naturales Protegidos (ENP), los Paisajes Naturales o los Geoparques.

Los procesos de patrimonialización presentan diferentes modalidades relacionadas con la diversidad territorial y social en las que se inscriben y se concretan de diferentes modos:

- Puede ser un “acto de despojo”, de asimilación, homogeneización, vaciado de historicidad y aculturación en el marco de iniciativas poscoloniales —en América o África— o centralistas —en Europa— (LeFebvre, 2005; Gnecco, 2021).
- Un acto voluntario de incorporación de valores que combina su consideración como santuario de la naturaleza, como herramienta para el desarrollo económico y como lugar de memoria (Portal, 2010; 2013; Hueso, 2020; Clarimont, 2013; Gil de Arriba, 2013).
- Una trasposición culta ajena al territorio, de individuos, colectivos o instituciones basada en valores a menudo románticos (sentimiento y belleza), pero no exenta de rechazos y problemas en la construcción patrimonial (Portal, 2013; Clarimont, 2013; Gil de Arriba, 2013; Martínez de Pisón, 2014).

La diversidad de procesos de patrimonialización tienen que ver con la disparidad, diversidad y heterogeneidad del territorio y son bien distintos entre las montañas superpobladas, explotadas y ocupadas (los Andes o el Himalaya), las montañas tecnificadas de países desarrollados, o las montañas abandonadas y vacías, a menudo con procesos de renaturalización (García Ruiz *et al.*, 2024). Además, hay que tener en cuenta las distintas visiones del patrimonio natural, utilitaristas y endógenas o conservacionistas y exógenas. Las primeras se orientan al aprovechamiento de los recursos naturales, sometiendo a la naturaleza de diferentes formas, apoyados en el conocimiento exhaustivo del terreno.

En España la patrimonialización de espacios naturales en las montañas o los humedales conllevaron rechazos masivos por parte de los actores sociales debido bien a la ausen-

cia de una percepción local de los valores no crematísticos, como sucedería en la Sierra de Gredos, en el Sistema Central Abulense, o Los Ancares, en las montañas galaicas de Lucenses (Martínez de Pisón, 1972; Troitiño, 1995; Fernández, 2012) o bien a la falta de integración social de la mayoría de las políticas ambientales (Gil de Arriba, 2013; Clarimont, 2013). Y estas iniciativas no estuvieron exentas de problemas, como en los primeros Parques Nacionales españoles, que surgieron de la necesidad de interrumpir procesos de esquilmación, como las talas abusivas en Ordesa (Martínez de Pisón, 2014). Será la propagación de la imagen de la naturaleza y del paisaje mediante la difusión de los valores estéticos e intrínsecos aportados por la literatura -de montaña, de viajes-, la fotografía, el excursionismo culto y el científico, los que permiten valorar el valle de Ordesa, los glaciares o los Picos de Europa como bienes comunes dignos de conservarse para las generaciones futuras y sus declaraciones como Parques Nacionales o Monumentos Naturales (Martí Henneberg, 1994; Sevilla, 2012; Martínez de Pisón y Álvaro, 2015; Martínez de Pisón, 2014; Serrano *et al.*, 2017; Serrano, 2023).

Por otro lado, también intervienen la valoración del medio ambiente y la realización de actividades fundamentalmente de ocio basadas en nuevas mentalidades que incluyen la belleza, la tranquilidad, sentimientos de la naturaleza, sentido del esfuerzo físico, apreciación cultural, del conocimiento o también de la educación (la ambiental, no reglada, etc.). En este caso, se acompañan de procesos de turistificación basados en la “marca patrimonial”, con un carácter extractivo que transforma los «valores patrimoniales» y hace perderse los significados y la memoria de los pobladores locales (Gnecco, 2021). Estas concepciones del patrimonio natural se superarán incorporando el patrimonio como bien común conservado para generaciones futuras que aporta esenciales servicios ecosistémicos y culturales a la comunidad.

En este contexto es necesario conocer los procesos de patrimonialización para comprender

el valor del patrimonio y su percepción tanto por la población local como por los visitantes. Los objetivos de este trabajo son:

- Caracterizar y evaluar el modelado de origen glaciar que forma el patrimonio geomorfológico en el marco territorial en el que se inscribe.
- Caracterizar y analizar el contexto y la evolución del proceso de valoración del modelado glaciar de una montaña marginal del Sistema Central como modelo de patrimonialización en montañas afectadas por la despoblación.

2. Método

El método utilizado se basa en la consecución de los dos objetivos: primero, comprender la geomorfología glaciar de La Serrota partiendo de las aportaciones previas; y segundo, analizar el proceso de construcción de un patrimonio a partir de las contribuciones existentes sobre el territorio y su valoración como Lugar de Interés Geomorfológico.

- El análisis geomorfológico se basa en la realización de cartografía geomorfológica y el estudio morfoestratigráfico, que incluye la reconstrucción de fases evolutivas y su cronología por correlación con los estudios existentes en la cercana Sierra de Gredos (Carrasco *et al.*, 2022).

La cartografía geomorfológica es una herramienta clave para el estudio y gestión de las formas de relieve y modelado (Verstappen, 2011; González Amuchastegui y Serrano, 2018). El proceso de elaboración de esta cartografía implicó la realización de trabajo de campo, la interpretación de fotografías aéreas y ortofotografías (Plan Nacional de Ortofotografía Aérea, IDECYL CyL-E de 2023,) y del modelo digital de elevación (DEM, IDECYL, 2 m, de 2019). Las convenciones de color y forma para su representación siguen estándares establecidos (Tricart, 1970; Peña Monné, 1997, Smith *et al.*, 2011) conforme a los siste-

mas cartográficos francés, de la Universidad de Lausana y de Zaragoza (Tricart, 1970; IGUL, 1996; Peña-Monné, 1997) con adaptaciones a las condiciones específicas de La Serrota.

- Se han analizado las aportaciones previas sobre el medio natural y geográfico de La Serrota y la evolución de las figuras de protección para conocer el proceso de consolidación del territorio y sus elementos como patrimonio natural (Portal, 2013; Martínez de Pisón, 2014; Serrano, 2023).
- La valoración del Lugar de Interés Geomorfológico de los glaciares de La Serrota sigue procedimientos aplicados previamente (Serrano y González Trueba, 2005; Serrano *et al.*, 2009; González Amuchastegui *et al.*, 2013; Ruiz Pedrosa, 2024). La valoración incluye tres aspectos: el análisis exhaustivo de los valores científicos, culturales y de gestión (Serrano y González, 2005; González-Amuchastegui y Serrano, 2018); la evaluación del potencial geoturístico-excursionista, realizado mediante metodologías orientadas a obtener información útil para los gestores y los visitantes (Pralong, 2005; Kubalíková, 2013, 2019; Brilha, 2016; Serrano *et al.*, 2020, 2025; Ruiz Pedrosa y Serrano, 2023; Ruiz-Pedrosa, 2024); y la evaluación del potencial didáctico para comprender las facilidades que proporcionan las formas de modelado glaciar para su uso educativo mediante metodologías aplicadas en otros espacios de Castilla y León (Ruiz Pedrosa *et al.*, 2024; Ruiz Pedrosa, 2024).

3. Territorio y topónimos en La Serrota

La Serrota es un macizo de montaña media localizado en el corazón del Sistema Central (Figura 1) en la provincia de Ávila, que culmina a 2.292 metros de altitud en el pico del mismo nombre (40°29'57''N; 5°04'42''W). Es una vasta paramera desprovista en su mayor parte de vegetación, yermo frío e inerte que se alza por encima de los 2.000 m, donde



Figura 1. Localización de la Serrota, delimitada en rojo.

Figure 1. Location of the Serrota, delimited in red.

nacen tres ríos serranos: el Adaja, el Alberche y el Corneja (Arenillas *et al.*, 1990; García Merino y Serrano, 1998; Sánchez Muñoz, 2002; Abad Soria y García Quiroga, 2006). La impronta humana ha dejado una huella secular, de profundas raíces pastoriles acuñada en la mayoría de los topónimos serranos (Calamocha, Navarredondilla, Navacedilla, Cepeda, Navadijos, Pradosegar, Majahornillo, Majaramojo y un largo etcétera), junto a otros de connotaciones más o menos enigmáticas (La Hija de Dios). El topónimo de la Serrota ya aparece en el Libro de la Montería, del siglo XIV, que define como buen monte de oso con varias vocerías, *“la otra parte por cima de la cumbre por los Cervinales fasta el Boquerón de Serrota”* (Libro de la Montería, cap. IX, libro III). Los topónimos son, pues, un legado fundamentalmente ganadero que ha dejado huella incluso de las instituciones, como en el Cerro de La Mesta, monte de moderada altitud frente de La Serrota. En esta montaña se concreta la esencia del paisaje serrano, sin concesiones ni a la estética ni al confort, naturaleza dura como dura ha sido la vida para quien la ha trabajado. Y el resultado es un paisaje sin adornos ni excesos estéticos, adusto, donde dominan los horizontes, la roca, el matorral, la cabaña pastoril o el cercado pétreo, un cuadro ajeno a la Castilla que le rodea y también al cercano macizo central de Gredos, más amable, colorista en sus bosques, navas y montañas, también más vertical y por ello más atractivo para el foráneo.

El paisaje de la Serrota ha sido profundamente alterado por la acción humana desde su repoblación a lo largo del siglo XI después de un largo abandono y con su incorporación a la Comunidad de Villa y Tierra de Ávila. La orientación ganadera y los desplazamientos trashumantes están documentados desde el siglo XII, cuando se inicia la profunda impronta de las rutas ganaderas que atraviesan el macizo (Villar, 2009).

El patrimonio de La Serrota incluía los “hoyos”, como se denomina a los circos de origen glaciar, que contienen rellanos húmedos con pastos excepcionales respecto a su entorno y que están alejados de los núcleos de población. Estos pastos constituían bienes de propios que desde el siglo XVI se arrendaban a los ganaderos trashumantes, para beneficio del ayuntamiento, o se mantenían como bienes comunales para el uso de los vecinos mediante la trastermitancia. La privatización de este patrimonio en diferentes momentos históricos lo transmitió a manos de grandes propietarios, sobre todo pertenecientes a la nobleza. Todos ellos distinguían como recurso natural las cubetas u hoyos cerrados en lo alto, en cuyo interior permanecía la hierba de calidad hasta bien entrado el verano. Los propietarios de la sierra gestionaban la montaña para mantener su riqueza y obtener provecho, atraídos por la obtención del máximo rendimiento del medio, pero no percibían los elementos naturales de ese patrimonio.

La Cañada Real Leonesa atraviesa La Serrota para enlazar la Montaña Cantábrica con Extremadura. La Mesta (1273) regularizó las rutas y configuró una compleja red viaria en la que se insertan las sierras abulenses (Cabo, 1992), y en la actualidad la Cañada Real coincide desde Mengamuñoz con la carretera general de Ávila a Talavera hasta el Boquerón de Serrota, hoy llamado Puerto de Menga, con una anchura de 90 varas castellanas (75,22 metros), todavía visibles a ambos lados de la carretera o en los tramos que circula entre vedados. La función secular de La Serrota fue acoger en sus agostaderos los ganados procedentes de tierras bajas, y desde la Cañada Real partían vías menores, cordeles, veredas y, sobre todo, coladas para distribuir los ganados por los puertos. Una verdadera “maraña” de caminos, en palabras de Cabo (1992) que permanecen ocultas en las laderas de la sierra. Con la llegada del ganado a la montaña, en primavera se iniciaba un ciclo lento de ascenso y ocupación de los succulentos pastizales, los cervunales mencionados en el Libro de la Montería del s. XIV. Al final del verano, con los puertos ya agostados, se iniciaba el regreso hacia las tierras bajas. Con el tiempo cambió la cabaña ganadera, pues a la oveja y la cabra dominantes antaño, se ha impuesto el ganado vacuno, la especializada vaca avileña o morucha y otras razas resistentes visibles hoy en la sierra.

Las poblaciones se localizan en los márgenes de La Serrota, en ambientes muy fríos con inviernos muy rigurosos. Los pueblos de la vertiente meridional, Cepeda la Mora, Garganta del Villar, asentados en fondos de valle por encima de 1.400 metros, conservan en gran medida la trama tradicional, la tipología edificativa serrana y numerosas construcciones de trabajo (pajares, cochiqueras, potros de herrar) de alto valor etnográfico. En los años 90 los últimos restos de estos modos de vida no se conservaban para su uso ni por su valoración cultural, y dominaba el abandono porque ya no eran funcionales ni las estructuras ni los útiles del sistema tradicional serrano. Su permanencia se debe más al abandono de estos pueblos, solo revitalizados durante el vera-

no con el regreso vacacional de sus oriundos. Recientemente se han iniciado procesos de valoración que han conducido a su restauración y conservación como huellas de un pasado tradicional ya abandonado.

El sistema tradicional ha sido sustituido por el aprovechamiento turístico en las sierras abulenses, si bien en La Serrota la transformación ha sido menor en la vertiente meridional y mayor en las estribaciones septentrionales, donde las vías de comunicación y la proximidad de Ávila han funcionado como dinamizadores. Pero están lejos de ser centros turísticos de montaña y no les favorece ni la homogeneidad del paisaje, ni los rigores del clima, ni la lejanía a ciudades dinámicas capaces de generar demandas de espacio (Sánchez Muñoz, 2002; Sánchez Muñoz y Maya, 2012). Sólo los montañeros y excursionistas, y pocos, se acercan a las cumbres en un medio actualmente caracterizado por el despoblamiento, la densa matorralización y la soledad.

4. Los glaciares pleistocenos de La Serrota y su reconstrucción: las formas de modelado, su evolución y correlación cronológica

El relieve de las Parameras se inscribe en el zócalo hespérico constituido por granitos de edad finivarisca. El zócalo se fracturó mediante fallas principales, sintéticas e inversas de dirección dominante NE-SW, que generaron bloques tectónicos elevados y hundidos, y una sucesión de fallas antitéticas, también inversas, y cabalgantes hacia el norte hasta el contacto con la depresión del Duero (De Vicente *et al.*, 2004, 2018). A esta sucesión de fracturas se suman fallas de dirección N-S (Figura 2). La tectónica de fractura tuvo lugar desde el Cretácico superior hasta el Mioceno, y generó el levantamiento de los bloques y la consiguiente erosión de las zonas culminantes y los piedemontes, así como el relleno de las fosas durante el Paleoceno (Vera, 2004; De Vicente *et al.*, 2018).

El relieve se resuelve como una sucesión de pilares tectónicos, las sierras, como la Serrota

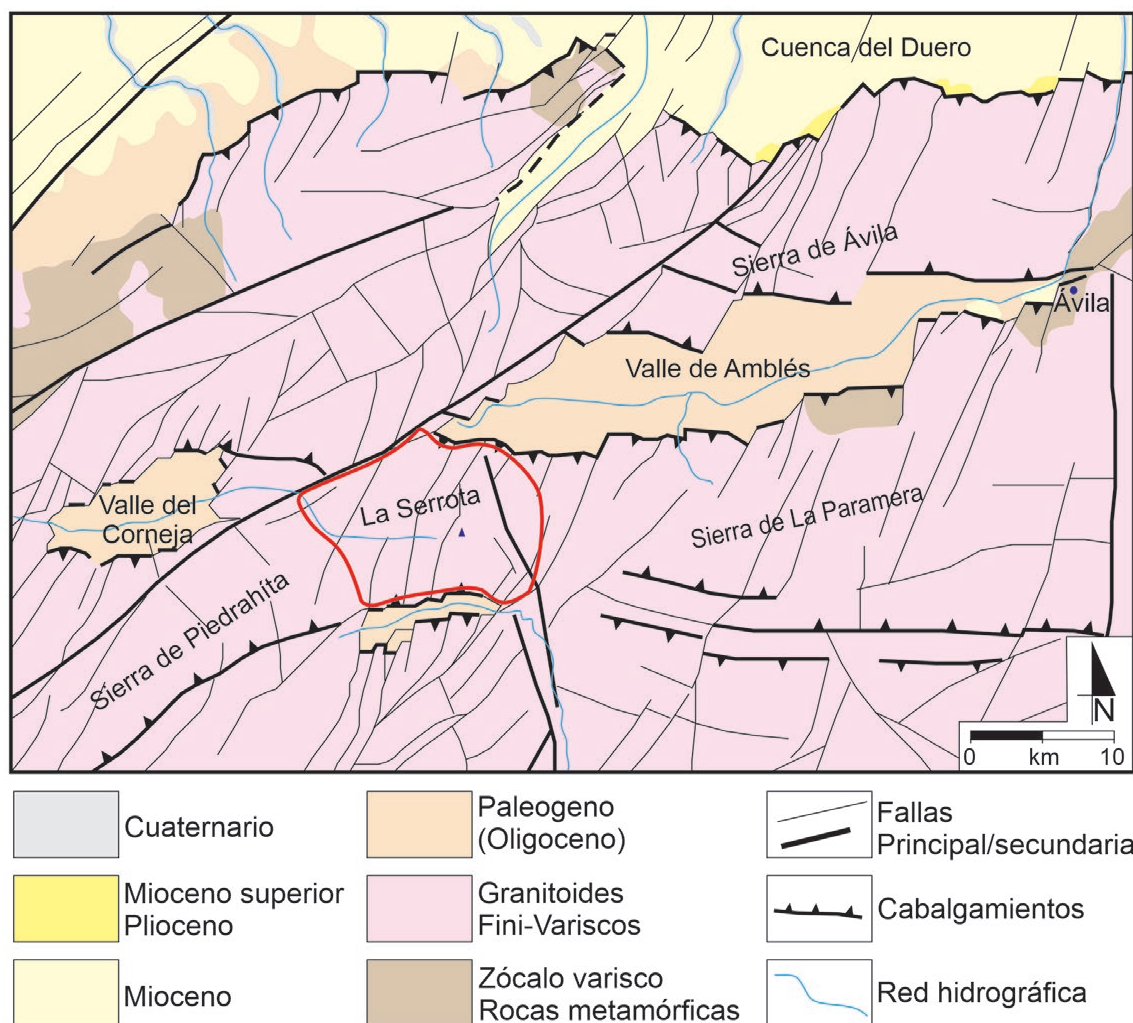


Figura 2. Esquema geológico del entorno de La Serrota, delimitada en rojo (Modificado de: de Vicente *et al.* 2018).
 Figure 2. Geological sketch of La Serrota and around, delimited in red (Modified from de Vicente *et al.* 2018).

y la Paramera, y fosas tectónicas, los valles, que se suceden de norte a sur conformando un relieve derivado de la fracturación o “germánico” (Vidal Box, 1948; Arenillas *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 2007, 2018). La Serrota es uno de estos pilares compartimentado en bloques menores y escalonados hacia las fosas tectónicas de Garganta del Villar al sur, Amblés al este y noreste y el Corneja al noroeste. Como consecuencia del arrasamiento inicial y los procesos erosivos sintectónicos, los pilares tectónicos presentan culminaciones aplanadas, herencia de una antigua su-

perficie de erosión, retocadas por los procesos geomorfológicos cuaternarios.

Las unidades morfoestructurales (Figura 3) se emplazan a finales del Mioceno, de modo que los agentes erosivos las remodelan durante el Plioceno y el Pleistoceno. Inmediatamente después del emplazamiento tectónico se modelan amplios arrasamientos que generan suaves glacis erosivos en los flancos de los bloques y glacis de acumulación en las depresiones que enlazan la montaña con las fosas de Garganta del Villar o Amblés. En el

Pleistoceno se produce el encajamiento de la red fluvial guiada por la red de fracturación (Arenillas y Martínez de Pisón, 1976) y configuran los valles fluviales y torrenciales encajados (Figura 4). Amplios conos de deyección ocupan los valles, dominando los procesos de relleno de las fosas, mientras en las zonas de cumbres el frío deja una profunda huella.

4.1. La morfología glaciar de La Serrota

Los caracteres generales de la morfología glaciar de La Serrota son bien conocidos y han sido estudiados desde hace más de 100 años

(Schmieder, 1915; Hernández Pacheco y Vidal Box, 1934; Arenillas y Martínez de Pisón, 1976; Martínez de Pisón y Palacios, 1998; Pedraza y Carrasco, 2006; Carrasco *et al.*, 2022). La interpretación del glaciario en La Serrota varió en el tiempo, desde glaciares de circo (Schmieder, 1915) a la interpretación de un domo de hielo culminante con outlet hacia los valles (Hernández Pacheco y Vidal Box, 1934), hasta la presencia de glaciares de circo adaptados a las condiciones tectónicas y topoclimáticas. Sin embargo, los glaciares no son elementos estáticos y no se ha afrontado su reconstrucción ni su evolución en el tiempo.

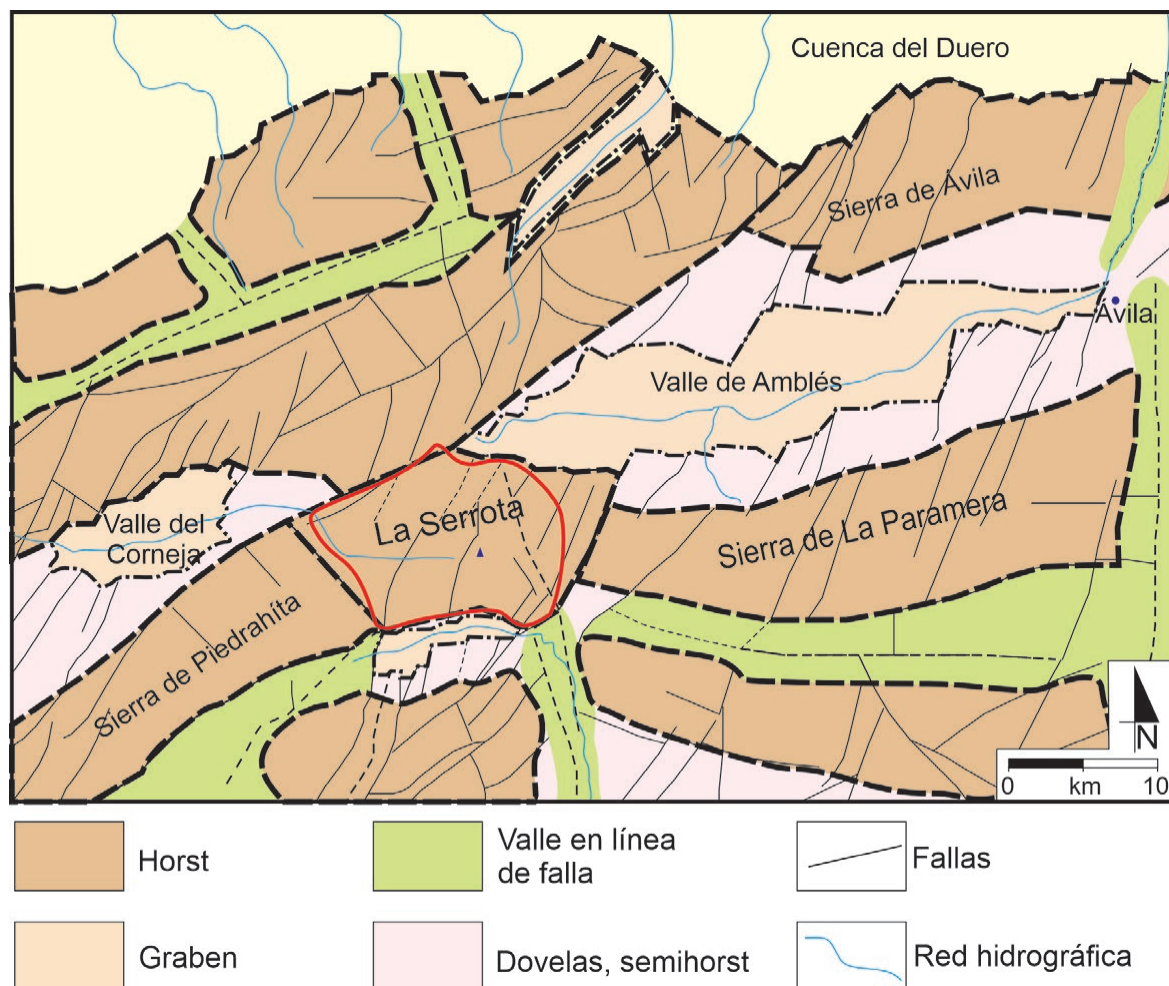


Figura 3. Mapa de unidades morfoestructurales del entorno de La Serrota (delimitada en rojo).

Figure 3. Map of morphostructural units around La Serrota (delimited in red).

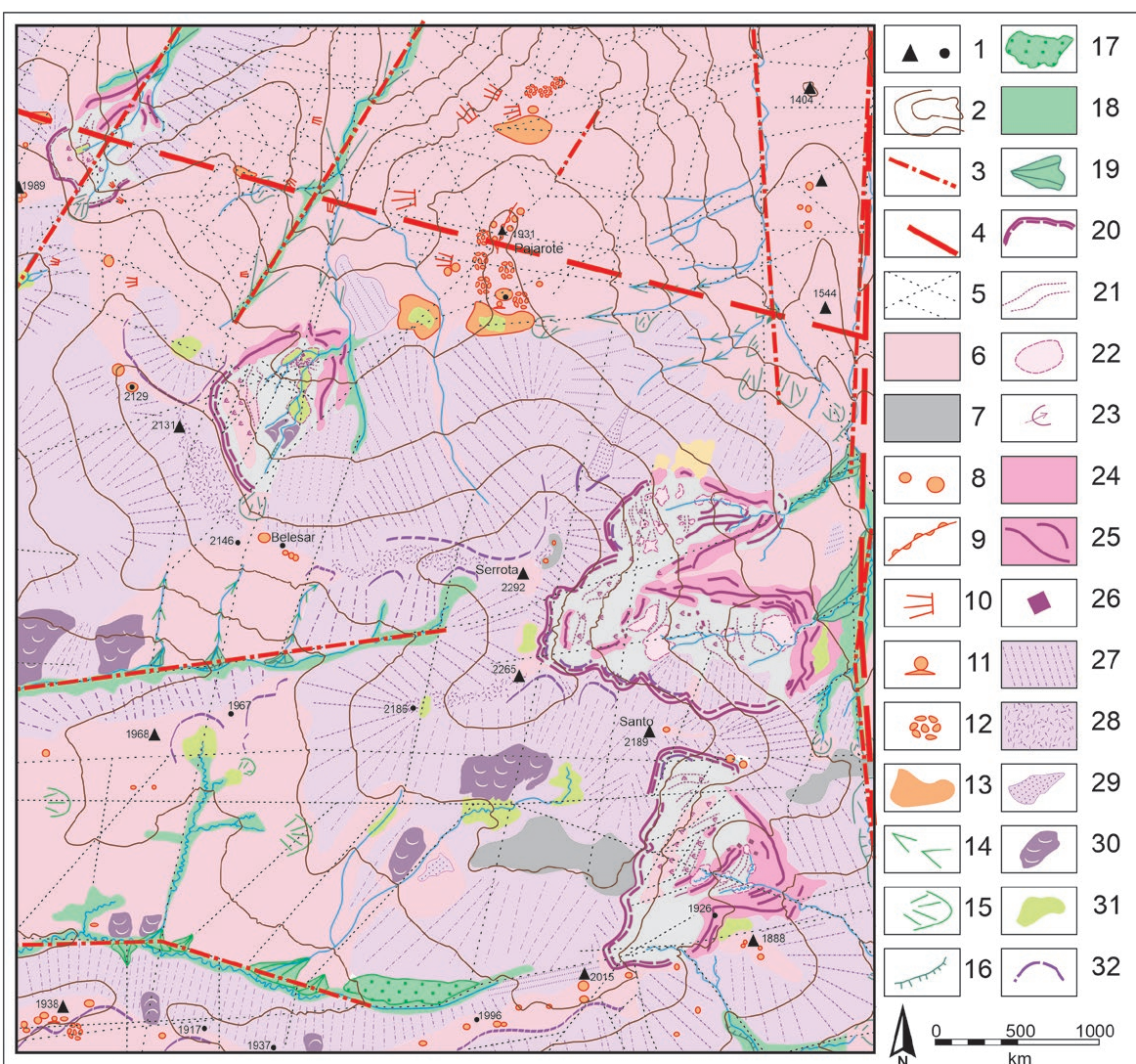


Figura 4. Esquema geomorfológico de La Serrota. 1, cumbres. 2, curvas de nivel. Equidistancia 100 m. 3, valle en línea de falla. 4, límite de bloque tectónico. 5, lineamientos estructurales en fracturas. 6, Afloramiento del sustrato. 7, aplanamientos. 8, tor granítico. 9, domo granítico. 10, lanchar granítico. 11, piedra caballera. 12, pedriza. 13, depresión arenosa (nava). 14, valle en V. 15, cabecera erosiva. 16, incisión fluvial. 17, terraza fluvial. 18, relleno de fondo de valle. 19, conos aluviales. 20, circo glaciar. 21, umbral glaciar. 22, cubeta de sobreexcavación glaciar colmatada. 23, rocas pulidas, abrasión glaciar. 24, morrenas. 25, arcos morrénicos. 26, bloques erráticos. 27, derrubios de ladera. 28, campos de bloques periglaciares. 29, laderas y corrientes de bloques periglaciares. 30, laderas de soliflucción. 31, rellenos turbosos. 32, nichos de nivación.

Figure 4. Geomorphological sketch of La Serrota. 1, summits. 2, contour lines. Equidistance 100 m. 3, fault line valley. 4, Tectonic block boundary. 5, fractures structural lineaments. 6, Substrate outcropping. 7, Flattening, erosional surfaces. 8, Castle koppie. 9, granite dome. 10, granite sheet fractures. 11, pedestal rock. 12, nubbins. 13, sandy depression. 14, V-shaped valley. 15, erosive headwater. 16, fluvial incision. 17, river terrace. 18, infilled valley bottom. 19, alluvial fan. 20, glacial cirque. 21, glacial threshold. 22, glacial overdeepened basin. 23, polished rocks. 24, moraines. 25, moraine arches. 26, erratic blocks. 27, debris slopes. 28, periglacial block fields. 29, periglacial blockstreams and blockslopes. 30, solifluxion slopes. 31, peat-bog. 32, nivation niches.

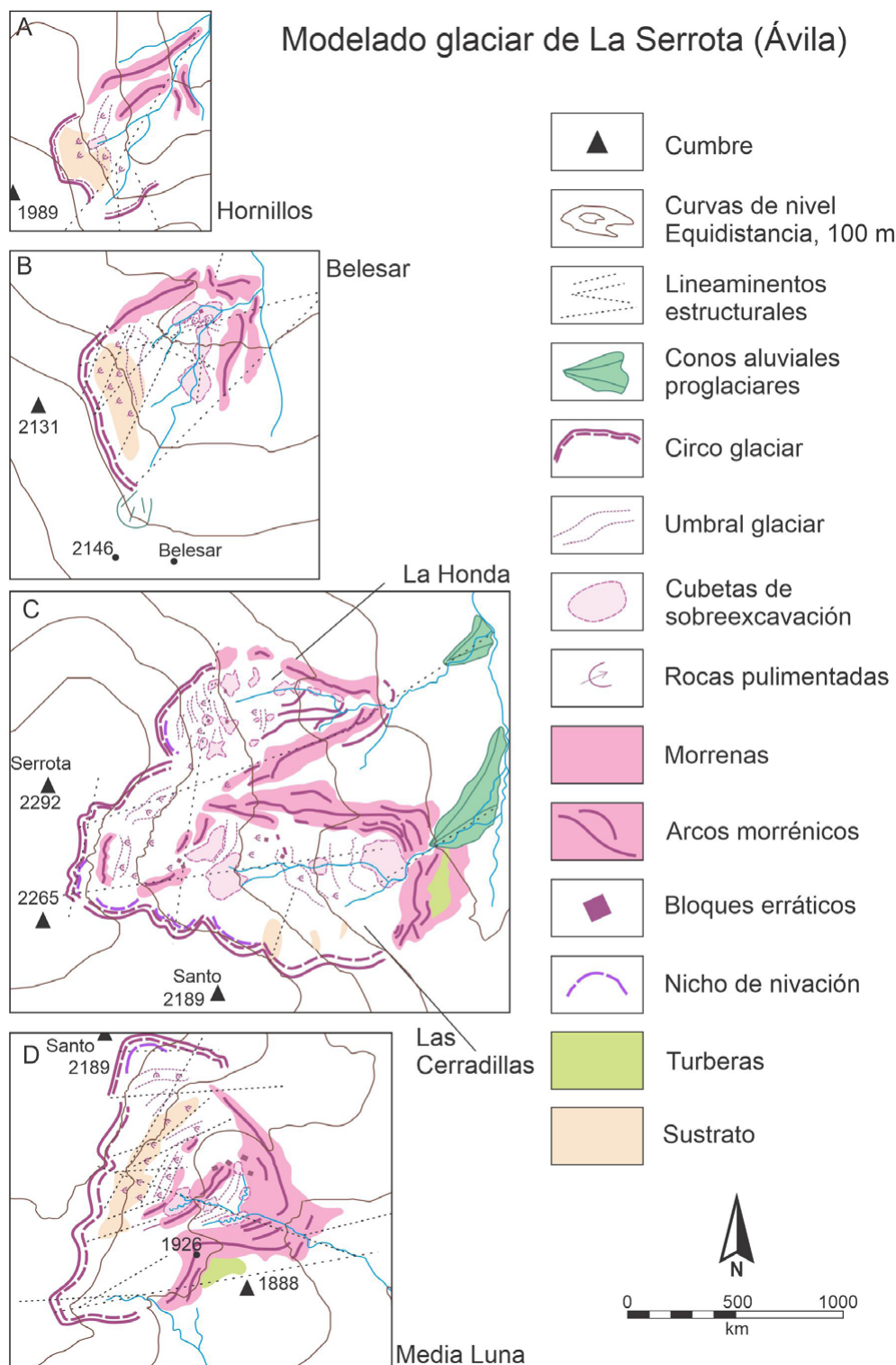


Figura 5. Esquemas geomorfológicos de los circos glaciares de La Serrota.
 Figure 5. Geomorphological sketches of the glacial cirques of La Serrota.

En la sierra hay cinco circos modelados por los glaciares (Figura 5, Tablas 1 y 2). El circo de Las Cerradillas es el más amplio y tiene una confi-

guración simple; se desarrolla ~20 metros por debajo del cordal y tuvo una longitud máxima de 1,1 km. La Honda estuvo conectado con

Tabla 1. Características del modelado glaciar de La Serrota.

Table 1. Characters of the glacial landforms of La Serrota.

CIRCO GLACIAR	FORMAS		FASES GLACIARES
Las Cerradillas	Erosión	Circo 2 cubetas de sobreexcavación colmatadas Formas de abrasión en granito	(FI) Expansión (FII) Avance y equilibrio con tres pulsaciones de retroceso (FIII) Interna (FIV) Pequeño glaciar residual
	Acumulación	- Morrenas: 1. Morrenas muy deterioradas, campos de bloques 2. Morrenas mayores y bien conservadas, cierran el circo con tres arcos menores de retroceso 3. Morrena frontal desdoblada: dos arcos 4. Arco morrénico pequeño y discontinuo. Pequeño glaciar alojado en la pared del circo	
La Honda	Erosión	Circo 3 cubetas de sobreexcavación colmatadas Pequeños umbrales con formas de abrasión	(FI) Expansión (FII) Avance y equilibrio con al menos cuatro pulsaciones de retroceso (FIII) Interna (FIV) Pequeño glaciar residual
	Acumulación	- Morrenas: 1. Morrenas externas deterioradas. 2. Arco morrénico bien conservado y voluminoso con al menos cuatro arcos menores de retroceso 3. Dos morrenas muy próximas y discontinuas La porción meridional del circo no estaba ocupada por el glaciar con grandes bloques y corrientes de bloques generados por intensos procesos periglaciares 4. Pequeño arco morrénico discontinuo	
Media Luna	Erosión	Circo.	(FI) Expansión (FII) Avance y equilibrio, con pulsaciones de retroceso (FIII) Interna
	Acumulación	- Morrenas muy próximos entre sí. 1. Morrenas externas, muy deterioradas 2. Complejo morrénico frontal y lateral bien conservado con tres arcos menores de retroceso. 3. Morrena frontal muy desfiguradas con al menos dos alineaciones.	
Belesar	Erosión	Formas de abrasión, rocas aborregadas y pulimentos. 2 cubetas de sobreexcavación colmatadas	(FI) Expansión (FII) Avance y equilibrio, bien conservada
	Acumulación	- Morrenas: 1. Morrenas externas muy deterioradas. 2. Morrenas frontales y laterales bien conservadas - Gran bloque errático	
Hornillos	Erosión	Rocas aborregadas, pulimentos glaciares y rocas disimétricas. Área más extensa de la sierra con representación de mesoformas de erosión	(FI) Expansión (FII) Avance y equilibrio (FIII) Completa deglaciación del circo
	Acumulación	- Morrenas: 1. Morrenas externas muy desfiguradas, amontonamientos de bloques lineales 2. Morrena frontolateral bien conservada	

Tabla 2. Características morfométricas de la morfología glaciar de la Serrota.

Table 2. Morphometric characters of the glacial landforms of La Serrota.

Glaciar		Superficie (ha)	Long (m)	Anchura (m)	Orientación	Altitud Circo (m)	Altitud Frente (m)	Altitud Cumbre (m)
Cerradillas	F I	93	1180	750	SE	2180	1780	2199
	F II	82	1140	745	SE		1800	
	F III	42,5	750	673	SE		1870	
	FIV	17,5	410	315	E	2100	1910	2150
La Honda	F I	113,5	1178	830	ESE	2200	1810	2292
	F II	103,5	1610	750	ESE		1830	
	F III	24,5	520	460	ESE		2040	
	FIV	5,5	165	285	E		2170	2260
Media Luna	F I	50	1070	600	E	2180	1790	2279
	F II	41	1010	565	E		1800	
Belesar	F I	68	1060	645	NE	2100	1840	2145
	F II	54	960	600	NE		1850	
Los Hornillos	FI	42	950	460	NE	1900	1560	1988
	FII	28,5	870	350	NE		1580	

el glaciar de Media Luna formando un único glaciar que durante su máxima expansión fue el glaciar más grande de La Serrota (Figura 5), con una extensión de 163 ha y una longitud de 1,1 km. Media Luna es un pequeño circo que se encaja ~110 metros por debajo de la cumbre y 90 m del cordal con una longitud de 1 km. El circo de Belesar se modela 45 metros por debajo de la línea de cumbres, donde el hielo alcanzó también 1 km de longitud. Finalmente, el circo de Los Hornillos es el más pequeño y alojó el glaciar de menor tamaño, conformándose a más de 80 m por debajo del cordal. Se sitúa bajo una cumbre de 1988 m y, sin embargo, aunque fue el más corto (900 m), su frente alcanzó la cota más baja de La Serrota, 1560 m de altitud.

4.2. La interpretación del glaciarismo y los procesos asociados al frío

Los glaciares pleistocenos fueron muy pequeños y ocupan 365,5 hectáreas durante su máxima extensión y tan solo 23 Ha en la última fase (Tabla 3). Son circos poco encajados, escalonados en cubetas y umbrales poco pronunciados, a menudo recubiertos de material morrénico. Los espesores también fueron moderados, entre 30 y 50 m. Lo más significativo es que las cabeceras de los glaciares no alcanzaron las crestas y las divisorias, y la acumulación se producía entre 30 y 90 metros por debajo de estas y las orientaciones preferentes en el 100% de los casos son este, con variaciones entre componen-

Tabla 3. Superficie total ocupada por glaciares en la Serrota.

Table 3. Total area occupied by glaciers in the Serrota.

Extensión del hielo. Has	Fase I	Fase II	Fase III	Fase IV
	356,5	309	67	23

tes Sureste y Noreste. Este hecho indica que en las divisorias y laderas altas no existían condiciones térmicas para el mantenimiento de la nieve y su transformación en hielo. Por tanto, la distribución de los glaciares dependió de las condiciones topoclimáticas, y no de la moderada radiación sobre las umbrías que permitiera el mantenimiento de la nieve y el hielo en orientaciones preferentes al N, NE y NW.

Las principales causas topoclimáticas de la distribución de los glaciares en La Serrota fueron dos. En primer lugar, el venteado de la nieve desde el oeste, el suroeste y el noroeste, las direcciones más frecuentes durante el Pleistoceno, y su acumulación a sotavento, en las laderas orientales (E, NE y SE). En segundo lugar, el efecto de la insolación en las laderas orientales, cuando el sol incide durante la mañana con la atmósfera más fría y debilita la radiación en el suelo. La suma de ambos factores, bien conocidos en las montañas del Sistema Central y explicados por numerosos autores, implica la sobreacumulación de nieve a sotavento, su posterior conservación y su transformación en hielo (Obermaier y Carandell, 1917a; García Sainz, 1947). Estas condiciones topoclimáticas explican el reducido tamaño de los glaciares y las escasas formas de erosión. La excepción es el glaciar de Los Hornillos, con el circo también al NE, pero la lengua cobijada al norte, condiciones que propiciaron la génesis de un glaciar a muy

baja cota, bajo una cumbre de 1988 m de altitud. La adaptación de los glaciares a la fracturación (Arenillas y Martínez de Pisón, 1976) confiere linealidad a las pequeñas lenguas dirigidas hacia el N, NE o SE, mientras los circos se orientan con componente este (NE, SE, ESE y E).

Los factores clave de la génesis y evolución de los glaciares de La Serrota son los elementos preglaciares que guían el modelado (fracturas, topografía preglaciar, alteración del granito) y los factores topoclimáticos (viento, sobreacumulación a sotavento y moderada radiación en componente este). Las condiciones climáticas (T^a media de verano, altitud de la isoterma de 0°C) no eran óptimas para el desarrollo de glaciares y la Altitud de la Línea de Equilibrio Glaciar Media (MELA) se situaría por encima de los 2200 m. Por debajo de los 2000 m estos pequeños glaciares iniciaban su fusión y formaron numerosas morrenas laterales y frontales hasta los 1750-1800 m de altitud.

Mientras los glaciares ocupaban unas pocas áreas culminantes durante el Pleistoceno reciente, en el resto de las sierras los procesos periglaciares (hielo-deshielo, crioclastia, termoclastia, crioturbación, gelifluxión, suelos helados) eran muy intensos. Hay al menos seis formas periglaciares que caracterizan el modelado de las planicies cumbreñas y las laderas de ambas sierras (Tabla 4).

Tabla 4. Formas y procesos periglaciares de La Serrota.
Table 4. Periglacial landforms and processes of La Serrota.

Formas	Procesos	Condicionantes	Actividad
Tor	Crioclastia Termoclastia	Diaclasado	No
Campos de bloques	Crioclastia	Afloramientos de granito	No
Taludes de derrubios	Crioclastia	Laderas	No
Suelos ordenados	Crioturbación	Rellanos con finos	No
Lóbulos y coladas	Solifluxión Nivación	Laderas, Disponibilidad hídrica	Sí
Nichos de nivación	Nivación	Laderas con sobreacumulación nival	Sí

4.3. La evolución glacial durante el Pleistoceno reciente

La cronología absoluta del glaciario de la Serrota no está estudiada. Si en un principio se estableció la posibilidad de que los complejos morrénicos pertenecieran a distintas glaciaciones Cuaternarias, en los años 70 y conforme a las teorías monoglaciarias se estableció que todo el glaciario pertenecería al último ciclo glacial, el Würm. El desarrollo de nuevas técnicas de datación ha permitido avanzar en el conocimiento cronológico de Gredos (Carrasco *et al.*, 2022) y es lógico pensar, por su proximidad a La Serrota, que han tenido una evolución paleoclimática similar. En La Serrota se ha reconstruido la evolución glacial de cada circo, mostrando una evolución diferente en cada uno de ellos (Figura 6, Tabla 5).

Los trabajos realizados en el Alto Gredos, Béjar y La Covacha muestran una evolución com-

pleja, con cuatro fases glaciares atribuibles al último ciclo glacial (Tabla 6). Los glaciares más largos de Gredos y La Serrota pertenecerían al Máximo Glacial Local (F-I) y se caracterizan por ser los más delgados. Esta fase se atribuye a un avance glacial entre 29 y 26 ka (Carrasco *et al.*, 2022) cuando los glaciares eran delgados pero extensos. Este periodo lo atribuimos al dominio de frentes procedentes del SW con masas de aire muy húmedas que aportaron mucha innivación, pero no mucho frío, durante un periodo breve que permitió un primer avance glacial en la Montaña Cantábrica (Serrano *et al.*, 2013) y constatado también en Guadarrama y Gredos.

Una segunda fase (F-II) se corresponde con el Último Máximo Glacial Global, un periodo muy frío y seco atribuido a un periodo entre 26,5 y 19 ka (Clark *et al.*, 2009). Este enfriamiento generó glaciares más cortos que los anteriores, pero más gruesos, como corresponde a unas condiciones más áridas y a un

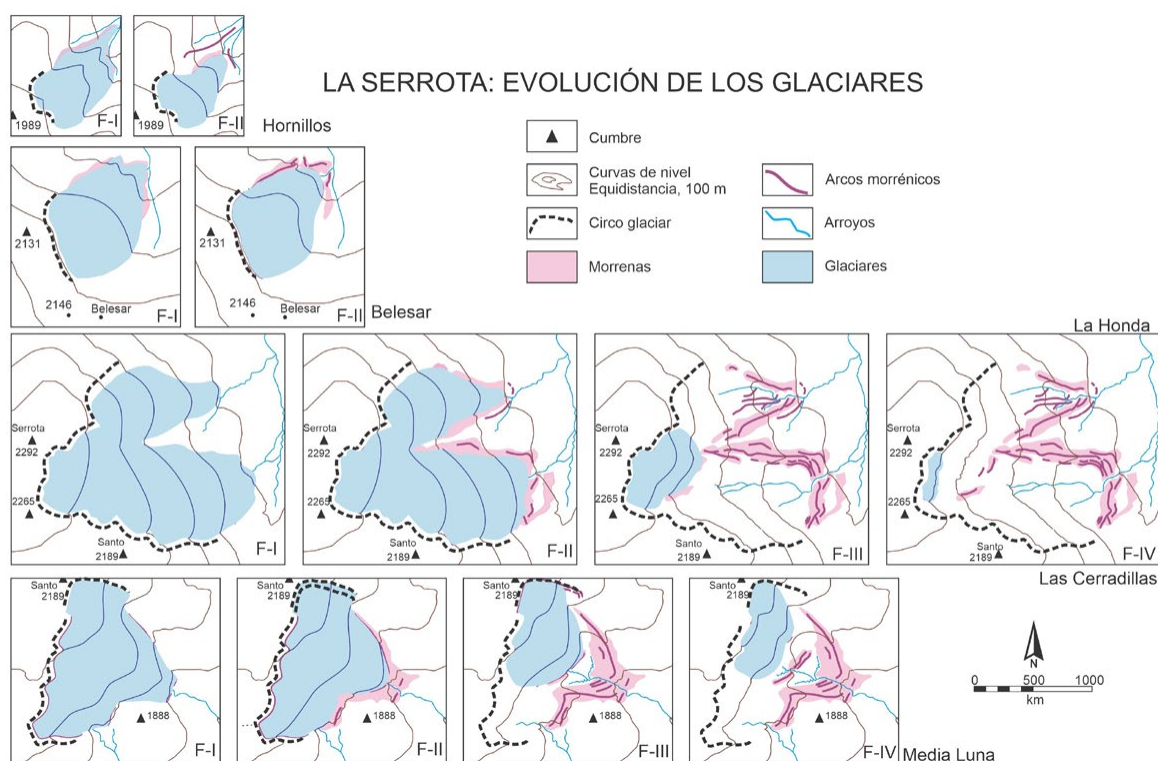


Figura 6. Retroceso de los glaciares de La Serrota.

Figure 6. Retreat of the glaciers of La Serrota.

Tabla 5. Correlación de fases glaciares a partir de los complejos morrénicos en La Serrota.

Table 5. Correlation of moraine complexes and glacial phases in La Serrota.

	Las Cerradillas		La Honda		Media Luna		Belesar	Hornillos	Caracteres
1	FI		FI		FI		FI	FI	Glaciares más largos, pero de volumen reducido. Morrenas muy deterioradas
2a	FII	a	FII	a	FII	a	FII	FII	Glaciares más voluminosos, con los mayores espesores. Morrenas muy bien conservadas.
2b		b		b					Morrenas de pequeño tamaño, discontinuas. Señalan procesos de equilibrio en el retroceso.
2c		c							
2d		d							
¿?	--		--		FIII	c	Deglaciación Total		
3a	FIII	a	FIII	a	Deglaciación total	Morrenas internas bien conservadas, arqueadas. Deglaciación: desaparición del hielo en los circos de Media Luna, Belesar y Hornillos.			
3b		a		b		Glaciares muy pequeños, con morrenas mal conservadas y pequeñas. Heleros en Cerradillas y La Honda.			
4	FIV		FIV			Deglaciación total			Desaparición del hielo en La Serrota
5	Deglaciación total		Deglaciación total						

Tabla 6. Ensayo de correlación cronológica entre Gredos y La Serrota.

Table 6. Chronological correlation between Gredos and La Serrota.

FASE GLACIAR	GREDOS*					LA SERROTA
	DENOMINACIÓN	PERIODO		AÑOS KA	OBSERVACIONES	
FGI	Máximo glaciar local	MIS 2	Fini-Pleistoceno	29 26	Datado en Béjar y La Covacha	F-I
FGII	Máximo Global Último Máximo Glaciar LGM		Pleistoceno reciente	26 19	Ambiente muy frío y seco	F-II
D1	Deglaciación			17,5 14,6	Equilibrios y avances menores	Deglaciación. Adelgazamiento.
F III	Avance glaciar			18 16	Avances menores	F-III
FG IV	Avance glaciar		Estadial Heinrich	16 14	Clima húmedo y cálido	F-IV
D2	Deglaciación	MIS 1		14,6 12,6	Retroceso glaciar muy rápido Fin de glaciares	Deglaciación total
			Bolling-Allerod	12,6 11,7		
FG V	Dryas reciente		Dryas reciente	11	Breve avance, pequeños glaciares. Clima frío y seco	Deglaciado Periglaciario intenso
D3	Holoceno		Óptimo Climático	10,7	Húmedo y cálido	Deglaciado

* Carrasco et al., 2022

periodo frío de mayor duración, que en La Serrota generó voluminosas morrenas hoy bien conservadas. A la glaciación más importante le sucede un periodo de deglaciación con fases de equilibrio y avances menores de los glaciares entre 17,5 y 14,6 ka, que construyeron complejos morrénicos intermedios compuestos por sucesivas morrenas.

Un nuevo avance (F-III) glaciar, de menor desarrollo, se produce en todos los macizos de Gredos, pero ya no en los circos de Belesar, Hornillos y Media Luna. En torno a 14 ka, se genera un nuevo avance glaciar atribuible al estadal Heinrich (H-1) que se correlaciona con la última fase glaciar de La Serrota (F-IV). Esta se caracteriza por glaciares muy pequeños adosados a las paredes de los circos, con morrenas por encima de los 1910 m en Cerradillas y 2170 m en La Honda.

Finalmente, un rápido retroceso glaciar conduce a la completa desaparición de los glaciares en La Serrota (F-V) entre los 14 y los 12 ka, en el Dryas antiguo, aunque en el Alto Gredos aún hay un avance durante el Dryas Reciente (~11 ka) que no se refleja en La Serrota.

5. El descubrimiento de La Serrota y su modelado glaciar

5.1. Ocupación y puesta en valor de un territorio ganadero

Los puertos de La Serrota, como Villatoro y Menga, fueron desde la antigüedad pasos forzosos para atravesar el Sistema Central, pero antes ya se instalaron en su entorno grupos de cazadores y después de cazadores recolectores (Fabián, 2006; Guerra Doce *et al.*, 2017). A partir de 4500 años BP se produce una deforestación muy acusada del valle de Amblés y de las sierras de su entorno, atribuido a los usos ganaderos (López Sáez, 2007; López Sáez *et al.*, 2009, 2014) con la conversión de la sierra por la sociedad vetona en un ámbito ganadero desde el siglo V a.C., si bien por encima de 1.500 m de altitud todavía se conservarían amplios bosques de *Pinus sylvestris* hasta hace 1.500 años (Andrade, 1994;

Andrade *et al.*, 1996). A finales de este periodo, que podría comprender los siglos III y II a.C. se ha constatado el desarrollo de grandes asentamientos y la deforestación progresiva de las sierras abulenses (Ruiz Zapatero y Álvarez Sanchís, 1999; Álvarez Sanchís, 2024), que fueron ámbitos muy frecuentados por pastores y ganados durante el verano.

La montaña como recurso endógeno perdurará, con los vaivenes propios de la historia, hasta la constitución de las Comunidades de Villa y Tierra tras la conquista cristiana, con fuerte arraigo en la vertiente norte del Sistema Central. La gestión del territorio dependerá desde el siglo XI de la Comunidad de Villa y Tierra de Ávila, extendiéndose desde el año 1181 al sur de La Paramera, con una delimitación precisa y fueros desde el siglo XIII (Villar, 2009).

A partir del siglo XIII llega la ganadería trashumante a las cumbres serranas y produce una rápida transformación del paisaje (Sánchez Muñoz, 2002; Sánchez Muñoz y Maya, 2012; García Fernández, 2012). En el valle de Amblés y sus sierras circundantes se diferencia entre las tierras de cultivos, los pastos adehesados de las sierras meridionales y la especialización en el pasto de la Paramera y La Serrota. En esta última, las extensas superficies de pastos alternan con los circos y sus cubetas, que los hacen óptimos para la estancia veraniega del ganado y propician un sistema de explotación que perdurará durante más de ocho siglos. Los hoyos se considerarán un patrimonio común, primero comunal y enseguida de propios, orientado a la explotación de los recursos naturales y generador de rentas y riquezas principalmente para los ganaderos procedentes de fuera de las montañas.

Si durante los siglos XIV al XVI el monte es explotado para carboneo, cultivos en monte hueco y cotos redondos para cereales, a partir del s.XVI comienza la especialización en el pastoreo intensivo que cambiará el paisaje de La Serrota. Es durante el s.XIV cuando se producen las primeras usurpaciones y ventas de las Comunidades de Villa y Tierra y se organizaron las grandes dehesas, que aquí

eran de pastos en lo alto (García Fernández, 2012). García Fernández constata cómo desde 1516 comenzó la abusiva deforestación de La Serrota con el permiso para desmontar y arrancar el arbolado de los montes (García Fernández, 2012).

En el siglo XVI la trashumancia ocupa en masa los altos de la sierra, pues los pastos son más rentables para la obtención de lana y carne que la madera. En este momento se produce una explotación claramente abusiva, centrada en el ganado, la tala y el carboneo, que conduce a una rápida deforestación, pero también a cambios en la propiedad (Sánchez Muñoz, 2002; García Fernández, 2012). Los agostaderos y pastos altos pasan a ser bienes de propios o directamente a usurpaciones y compras de montes y tierras por parte de los grandes propietarios, que de este modo dominaron la cabaña y la tierra (Sánchez Muñoz, 2002). En el siglo XVIII las montañas están prácticamente deforestadas, como indican todas las fuentes, y la ganadería trashumante es la principal dedicación de la tierra y de sus pobladores. Durante el invierno la sierra está vacía y la soledad se adueña de los yermos cumbreños, nevados gran parte del invierno. En el verano, el pastor subía con los ganados a los puertos, vivía en ellos y habitaba los chozos tradicionales, todavía dispersos por las navas altas que alternan con espectaculares refugios en piedra entre los bloques graníticos de las laderas y altos fondos de valle.

En el mapa de la provincia de Ávila de 1762 ya aparece la Serrota como una entidad territorial perteneciente al sexmo de Serrezuelas, el más oriental de la Comunidad de Villa y Tierras de Ávila. Es un largo periodo de uso estival de la montaña, alternante con las soledades del invierno, cuando el manto nival cubría la Sierra durante más de seis meses, pues coincide con la Pequeña Edad del Hielo, acusado enfriamiento entre los siglos XIV y XIX. El cambio de los usos del suelo de una especialización forestal (madera y carbón) a exclusivamente ganadera que generó la absoluta deforestación de La Serrota entre los siglos XVI y XVIII fue coetánea con la imposición

de la Mesta y el paso a manos de los grandes propietarios tras las desamortizaciones del siglo XIX (García Fernández, 2012).

El paisaje derivado del pastoreo intensivo apoyado en la trashumancia perdurará hasta las primeras décadas del siglo XX. Con la desaparición de la Mesta se inicia el declive y comienza el abandono de la montaña, que se transforma primero en una trashumancia de vacuno y posteriormente se dedica a la trastermitancia con una disminución de la presión ganadera desde la década de los 60 del siglo XX. Podemos establecer que hasta entrado el siglo XX los ritmos estacionales perdurarían ligados al uso ganadero.

Se trataba de una montaña poblada y viva, que con el abandono del sistema tradicional sufrió también cambios en los elementos naturales —vegetación, procesos geomorfológicos e hidrológicos— o en los hábitos de los montañeses, con una montaña vacía y una muy baja presión ganadera. Los ritmos vitales, los modos de explotación de los pastos y el tipo de ganado cambian en el siglo XX cuando el bovino domina sobre el ovino, al tiempo que se facilita el acceso mecanizado mediante redes de pistas. La baja presión ganadera conduce a una densa matorralización de las porciones medias y altas de la sierra, donde sólo en los hoyos y circos se conservan pastizales ocupados desde la primavera hasta el otoño por una reducida cabaña ganadera de vacuno. El cambio funcional implicó un cambio en el paisaje, conducente a la matorralización de la sierra, la pérdida de las estructuras territoriales tradicionales y la soledad de una montaña muy poco frecuentada. A medida que los pueblos se despoblaban y la montaña se abandona paulatinamente, surgieron nuevos protagonistas foráneos, como lo fueron antes los propietarios del ganado y los pastores, ahora los montañeros, excursionistas, veraneantes o turistas, para admirar la naturaleza de las sierras solitarias y que se concentran en unos pocos lugares. Esta nueva frecuentación también es temporal, estacional y de fines de semana, y con el cambio en los usos y en los usuarios de la montaña cambia la percepción del paisaje.

5.2. Naturalistas y montañeros en La Serrota

Entre las corrientes en el acercamiento al medio natural y rural de los ganaderos y la de los montañeros y turistas hay un paso intermedio, el de los naturalistas, geógrafos, geólogos o biólogos que se acercan a las montañas para conocer el medio, su estructura y funcionamiento. Primero serán los interesados en la flora y en la fauna, luego los geógrafos y los geólogos en busca de recursos naturales y el conocimiento del territorio que necesitan las instituciones nacionales y locales, los ejércitos y las haciendas, el Estado, en definitiva. Los naturalistas conocen e inmediatamente dan a conocer estos territorios desde una perspectiva culta y científica que tiene más repercusiones fuera de la montaña que en su interior. Los pobladores locales les atienden, les guían, aportan la logística y sacan pequeñas rentas, por lo que a menudo les consideran un recurso. Pero pocas veces entienden su quehacer y la utilidad de estos trabajos, relacionados bien con actividades de “señoritos” diletantes, o bien oscuras pesquisas del poder que les pueden afectar con cambios impositivos, de las propiedades o los usos. Recelos que a menudo eran reales, cuando la ciencia que exploraba era también utilitarista y siempre en beneficio del Estado o de quienes lo manejan. Pero también había científicos altruistas que deseaban conocer más y mejor la naturaleza, mediante inventarios de especies que permitían componer mapas de vegetación, mapas geológicos o estudios geográficos, casi siempre bajo iniciativas oficiales.

Hernández Pacheco y Vidal Box (1934) señalan las tempranas anotaciones de F. Luján¹ sobre La Serrota, quien en 1854 compara su morfología con la del macizo de Peñalara, ambas caracterizadas por los circos glaciares bajo

cumbres romas y pesadas. Las observaciones de F. Luján son posteriores a las teorías sobre las glaciaciones de los Alpes iniciadas por Charpentier a partir de 1834 y consolidadas por los estudios realizados en los Alpes por L. Rendu y L. Agassiz a partir de 1840. Pero, aunque señala su parecido con Peñalara, nada dice de un posible origen glaciar.

En 1879 F. Martín Donayre describe La Serrota con detalle: la orografía y su litología, los granitos y diques de pórfido, pero no señala la existencia de glaciario (Figura 7). A pesar de ello apunta la originalidad de los hoyos cuando escribe: *“No muestra la Serrota grandes asperezas en su cima ni en su falda Sur; pero en cambio, por el Norte presenta numerosos riscos, grandes tajos y profundas quebradas, sobre todo en la parte que limita la región superior del valle de Amblés”* (Martín Donayre, 1879, p. 24).

En 1864 se publica el mapa de Coello a escala 1/200.000 (Figura 8), donde se representa el relieve mediante normales, con una cuenca inexistente al norte de la cumbre y los topónimos de La Serrota y El Santo. Los mapas topográficos representan el territorio, delimitan unidades políticas y administrativas y ponen nombre a lugares conforme a los informantes locales y el entender de los técnicos. Durante décadas existirá una separación entre los montañeses, conocedores del territorio, pero incapaces de leer los mapas, cuya información les llega del medio directamente; y los visitantes, cuyos principales informantes son el lugareño y el mapa, que les permite recorrer el territorio y conocer los nombres de lugares.

Las primeras referencias concretas a la naturaleza de La Serrota y en particular al glaciario son del siglo XX. La primera sobre los circos de origen glaciar de la sierra son del geógrafo alemán Oscar Schmieder (1915) cuando afirma que desde lo lejos se aprecian los nichos generados por los glaciares cuaternarios de La Serrota. Visita el circo de Muñotello y señala sus morrenas y altitudes, así como un posible nevero en el Santo. Clasifica el modelado como propio de los glaciares de

1 Los autores deben referirse a otra publicación, pues no hemos encontrado referencia alguna a Serrada ni Serrota ni a las sierras de Ávila en Luján, F. de: “Memoria de los trabajos realizados el año 1852 por la Comisión encargada de formar el Mapa geológico de la Provincia de Madrid y general del Reino”. Madrid, 1852.

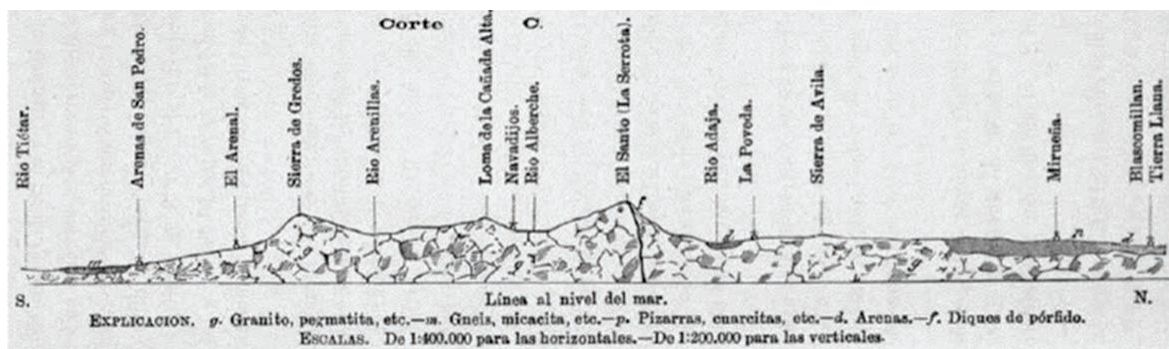


Figura 7. Perfil del Sistema Central entre las cuencas del Tiétar y del Duero por el meridiano de La Serrota (Martín Donayre, 1879).

Figure 7. Profile of the Central System between the Tiétar and Duero basins by the meridian of La Serrota (Martín Donayre, 1879).

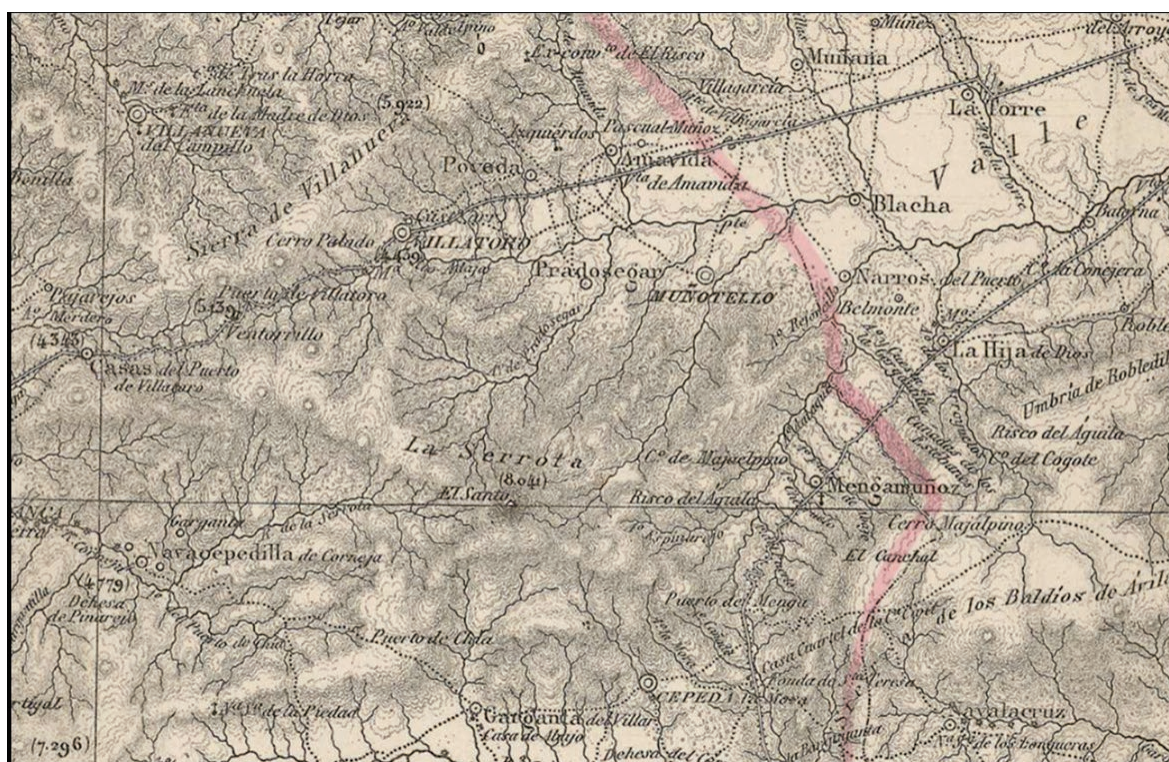


Figura 8. Mapa de Coello, de 1864 (E:1/200.000), donde figuran los topónimos de La Serrota y El Santo.

Figure 8. Map of Coello, from 1864 (E:1/200,000), where the place names of La Serrota and El Santo appear.

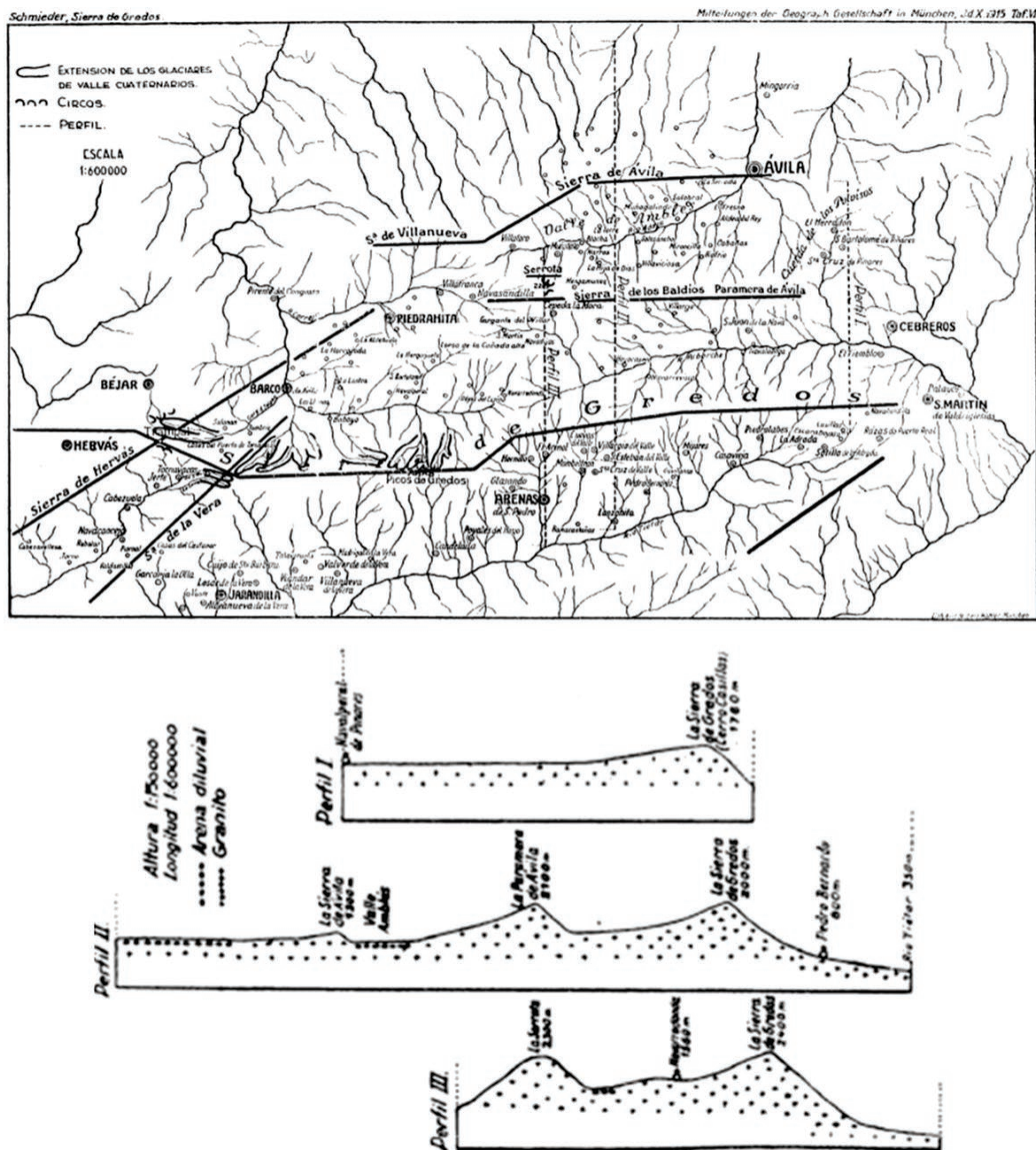


Figura 9. Representación de los cordales, la red hidrográfica y el glaciario de La Serrota (arriba) y la orografía en bloques abajo (Schmieder, 1915).

Figure 9. Representation of the ridges, the hydrographic network and the glaciation of La Serrota (above) and the orography below (Schmieder, 1915).

circo, generados por debajo de los cordales y ubicados bajo cumbres superiores a los 2000 m de altitud. En la cartografía representa tres circos glaciares, todos ellos en las faldas

este y sureste de la cumbre de La Serrota y el Santo (Figura 9). O. Schmieder es discípulo de Hettner, y en su trabajo sobre Gredos ya apunta su orientación cultural, incorporando

las relaciones con las sociedades que lo habitan y la influencia en el paisaje serrano del pastoreo, todavía muy presente cuando hace su trabajo de campo, aunque ya al final de la trashumancia.

El trabajo de O. Schmieder se publica en 1915 en una revista alemana de Munich que no tendrá una gran incidencia en la difusión de este espacio, aunque incorpora La Serrota al acerbo científico. Su traducción al español en la revista “Estudios Geográficos” en 1953 sí tendrá más repercusión entre naturalistas y geógrafos españoles. Este trabajo se incorpora a los sucesivos estudios sobre La Serrota de la primera mitad del s. XX, en particular a los realizados por el prestigioso prehistoriador de origen alemán H. Obermaier, quien los cita en su afamado libro de 1916, “El hombre fósil”, y en su reedición ampliada y muy difundida de 1925. El libro se publicará en alemán (1912), en ruso (1913) y en español (1916), e incluye el glaciario de la península Ibérica. En él menciona la presencia de formas glaciares y el circo de Muñotello, en La Serrota (Obermaier, 1925). También señala La Serrota en un artículo del Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural en 1917. Se inicia de este modo una sucesión de trabajos en ciclos aproximados de 20 años que conducen a un conocimiento de la sierra y de sus circos glaciares, así como a su divulgación.

Pero al mismo tiempo que los naturalistas visitan la sierra, se produce un movimiento excursionista, patrocinado en cierta medida por la Comisaría Regia de Turismo, que intenta llevar esta nueva industria a todos los confines de España, pero también auspiciado por las nuevas corrientes excursionistas y montañeras que publican artículos y libros sobre Gredos en estos años. Es conocido el movimiento montañero y cultural que desde finales del s.XIX y principios del s.XX se produce en España (Martí Henneberg, 1994; Martínez de Pisón y Álvaro, 2002; González Trueba y Serrano, 2007) con una expansión del excursionismo científico, el excursionismo cultural y el alpinismo entre las clases burguesas y nobles de las grandes ciudades. Sin embargo, este

rincón de Gredos quedará al margen, a pesar de su proximidad a una capital de provincia, Ávila, que sin duda en este periodo sufre de una atonía económica, demográfica y cultural y se mantiene ajena a las corrientes más vanguardistas y a la promoción del turismo. El centro de atracción turística será el Alto Gredos, donde desde finales del siglo XIX González de Amezúa centra su atención y explora sus cumbres, ascendiendo por primera vez en invierno al Almanzor, realizando también la primera ascensión registrada en verano.

Este financiero madrileño es un apasionado del esquí y del alpinismo que funda en 1906 el Club Alpino Español (CAE). Se dedica a practicar el montañismo, sobre todo en Gredos y Guadarrama, así como el esquí. En sus traslados a Gredos desde Madrid suele ver esa montaña que queda al oeste del puerto de Menga y sobre el valle de Amblés y en 1917 realiza una primera exploración, que repetirá con una salida colectiva desde Madrid en 1918. Se trata de ascender a la cumbre principal y descender con esquís, una actividad entonces incipiente, el esquí de montaña, y hoy muy en boga, aunque poco practicada en las soledades de La Serrota.

En 1919, González de Amezúa escribe en el Anuario del Club Alpino Español un artículo sobre La Serrota donde describe cómo llegar desde Madrid, cómo ascender a la cumbre desde Muñotello y las impresiones desde lo alto. *“La situación de La Serrota es verdaderamente estratégica, presenta unas condiciones de observación inmejorables, pudiendo contemplarse desde su cumbre, a más de la llanura castellana, que se pierde en el horizonte, toda la Cordillera Carpetana desde Somosierra hasta las últimas estribaciones de la Sierra de Gredos”* (González de Amezúa, 1919). En Muñotello el alcalde les atenderá deseoso de que se convierta en un atractivo para el turismo de montaña, entonces en plena expansión, y que se inicie la promoción de estas tierras. González de Amezúa señala *“lo que representaba para él que nosotros, los de fuera, los de la corte, hubiésemos ido hasta su pueblo natal para contemplar y admirar*

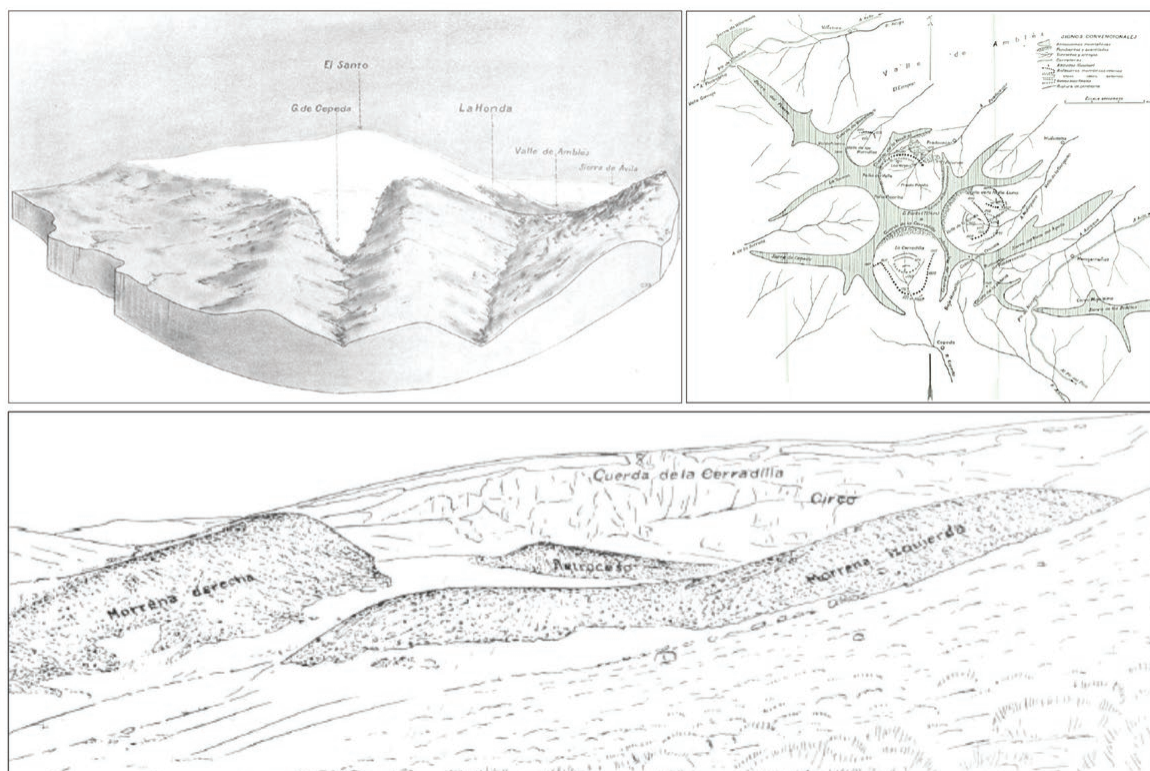


Figura 10. Interpretación del glaciario según Hernández Pacheco y Vidal Box (1934). Arriba a la izquierda la interpretación como un domo, arriba a la derecha expresión gráfica y muy didáctica de las morrenas de Las Cerradillas, y abajo, esquema glaciomorfológico.

Figure 10. Interpretation of glacial landforms according to Hernández Pacheco and Vidal Box (1934). Top left, the interpretation as a dome, top right, a graphic and very didactic representation of the moraines of Las Cerradillas, and below, glaciomorphological sketch.

la grandiosidad de las montañas y riscos que le habían visto nacer" (González de Amezúa, 1919, p. 46).

El Anuario del CAE sí es conocido por los montañeros y excursionistas, y de amplia difusión, por lo que poco a poco los distintos ambientes interesados en las montañas conocen la existencia y el interés de La Serrota. De este modo se acercarán algunos montañeros, excursionistas y turistas, aunque el potente faro del Alto Gredos atraerá a la mayoría de ellos y La Serrota quedará solitaria y marginal².

Casi treinta años después centran su atención en La Serrota dos profesores de Geografía Física de la Universidad de Madrid, Francisco Hernández Pacheco, geólogo, montañero, futuro presidente de la Real Sociedad Española de Alpinismo Peñalara y buen conocedor de las montañas ibéricas, y Carlos Vidal Box, entonces joven estudioso de Gredos y su entorno. Ambos estudian el glaciario de La Serrota (Hernández Pacheco y Vidal Box, 1934) e incluyen un mapa topográfico, con curvas de nivel, que representa el valle de Amblés y las sierras de Ávila, La Serrota, los Baldíos y La Paramera, así como un bloque diagrama expresivo del relieve, imágenes interpretadas del glaciario y el primer esquema glaciomorfológico (Figura 10) a una escala aproximada de 1/60.000. A los dibujos interpretativos del modelado glaciar se suma

2 Esta importancia se hace patente en la inauguración del primer Parador Nacional de Turismo en el Alto Gredos, el 9 de octubre de 1928.

el análisis de los circos y el establecimiento de cinco circos glaciares con tres familias de morrenas (externas, internas y finales) que señalan tres fases de avance o equilibrio glaciar. Este trabajo significa un importante avance en la interpretación del glaciario Cuaternario, pero al mismo tiempo deja abiertos nuevos debates sobre su interpretación. Los autores reconstruyen los glaciares como un domo sobre las cumbres del que partirían varias lenguas glaciares (*outlets*) hacia los valles. La inexacta cartografía del momento, considerando que no cuentan ni con mapas topográficos ni con fotografía aérea en 1933, implica orientaciones equívocas que les impiden realizar interpretaciones exactas y representaciones correctas en el esquema glaciomorfológico.

Entre los años 40 y 70 del siglo XX La Serrota conocerá esporádicas visitas de grupos excursionistas y sobre todo de las asociaciones juveniles propias del Estado Totalitario franquista (1939-1976) que desde Ávila recorrían la sierra, dada su proximidad a la ciudad. Desde Madrid, las malas comunicaciones hacían difícil el acceso, y quien se desplazaba acudía prioritariamente a la Sierra de Gredos, donde se realizaban campamentos de organizaciones juveniles o los cursos para la preparación de monitores y guías de montaña. En ese momento la emigración, el abandono rural, la desaparecida trashumancia y los cambios del ganado ovino por el bovino, dejaron a la sierra solitaria también durante el verano.

Pasados más de 75 años de la última publicación sobre La Serrota, se publica un nuevo trabajo en una revista de amplia difusión en los ambientes académicos. Con motivo de la revisión del glaciario en la península Ibérica y el establecimiento de diferentes glaciaciones a partir de los restos morrénicos y las terrazas proglaciares, se revisa mediante trabajo de campo la morfología de La Serrota (Arenillas y Martínez de Pisón, 1976). En este trabajo se establecen tres fases atribuibles a una misma glaciación y se acota con más precisión la extensión de los glaciares, se define como un contexto nivo-glaciar en el que se enmarca el

glaciario, y se realiza una topografía previa y las alteraciones del granito, todo ello dirigido por la fracturación (Arenillas y Martínez de Pisón, 1976).

5.3. Abandono y redescubrimiento: hacia un patrimonio natural valorado

La Serrota queda a su suerte en los años 80 y 90, cuando el florecimiento económico urbano y la atonía rural en las montañas implican un desarrollo turístico, excursionista y montañero focalizado en el Alto Gredos. En los años ochenta se inicia el interés antropológico por unas poblaciones ya disfuncionales, donde la organización del territorio aún se corresponde con el sistema tradicional pero no es funcional, pues domina la falta de mano de obra, la baja presión ganadera y la transformación de la ganadería serrana para la producción lechera. Por este motivo, la vaca serrana (avileña-negra-ibérica) será parcialmente abandonada hasta que el cese de la producción lechera revaloriza la vaca serrana con la denominación de origen Ávila y vuelven a apostar por la ganadería extensiva de vaca serrana que ocupa la sierra, si bien con muy baja densidad ganadera. De hecho, hasta 2015 todavía persistía el peligro de extinción para esta vaca adaptada al terreno, capaz de soportar las inclemencias de los veranos e inviernos serranos y que se guía ella sola en los itinerarios de la trastermitancia. Quedan aún infraestructuras de la trashumancia que poco a poco se deterioran, al igual que las ermitas de altura, donde el descenso de población impide su mantenimiento.

En 1991 La Serrota se incluye en la Red de Espacios Naturales Protegidos (ENP) de Castilla y León y en 1992 se decreta el inicio del Plan de Ordenación de los Recursos Naturales (PORN), que nunca llegará a realizarse. Hoy sigue perteneciendo a la Red de ENP, pero no posee una figura de protección efectiva. Pero este paso es fundamental en la patrimonialización efectiva de un territorio de montaña cuyos valores naturales y paisajísticos son reconocidos por las instituciones del Estado. Quizás el inicio de la década de los 90 era

pronto para la valoración del patrimonio natural por una población envejecida y escasa y no percibieron ninguna oportunidad en su regulación como ENP.

En los últimos 25 años se opera un cambio sustancial con el desarrollo de estudios históricos, geográficos y naturalísticos que dan a conocer diferentes aspectos de la sierra. Se trata de trabajos etnográficos destinados a estudiar y conocer las estructuras sociales y físicas que irremediablemente se pierden (Blázquez, 2000; Mozo Cillero, 2001; Álvarez Sanchís, 2006), y análisis geográficos centrados en los paisajes y en la potencialidad del territorio para aportar dinamismo y terminar con la despoblación (Sánchez Muñoz, 2002; Abad Soria y García Quiroga, 2011; Sánchez Muñoz y Maya, 2012). El patrimonio, ya sea natural, cultural o artístico, se considera un recurso territorial utilizable para el desarrollo de la sierra y muy centrado en el turismo rural más que como un servicio cultural.

Al mismo tiempo se expande la cultura del excursionismo. Si a principios de siglo es propia de los medios urbanos, desde hace ya más de una década se ha introducido también en el medio rural, que valora las excursiones por la sierra y el conocimiento de un medio del que la juventud local se ha desconectado y redescubre, regresando a la montaña para actividades de ocio y cambian las apreciaciones, los valores y las actividades en la montaña. Las sendas se amplían y conectan las cumbres y los cordales, se abandonan los caminos tradicionales y se dispone de pistas de acceso a las majadas y pastizales.

La revalorización desde los ámbitos locales conlleva la realización de trabajos académicos, de webs montaÑeras que divulgan las excursiones y los elementos patrimoniales, prioritariamente el modelado glaciar (Anexo 1). Es muy significativa la poca atención prestada a los restos de una ganadería heredera de La Mesta y la trashumancia ovina frente al predominio de trabajos de divulgación, tanto de historia como de prehistoria y la cultura vetona, de geografía, centrada en la geomor-

fología y el mundo rural, y de etnografía. Estas corrientes se inician a finales de los años ochenta en torno a núcleos más dinámicos, pero a las tierras abulenses llegan más de dos décadas después en un proceso de redescubrimiento de lo local muy similar, cuando los pobladores locales se dedican a los sectores de servicios, industria o a la ganadería no vinculada a la trastermitancia.

La divulgación geográfica, geológica y de la flora se vincula con la existencia del Espacio Natural Protegido y ha generado una base de conocimiento necesaria para la difusión de La Serrota como patrimonio. En 2006 se cataloga el Punto de Interés Geológico (PIG) nº 5 “Morrenas de La Serrota”, primera catalogación como patrimonio de las huellas glaciares de La Serrota. Es un hito importante, aunque poco difundido y de poca exactitud, pues sus caracteres y localización son muy genéricas al denominarlo como “Morrenas de La Serrota”.

Los trabajos y actividades de divulgación (Anexo 1) promovidos por grupos excursionistas locales han tenido un gran impacto en la población local, invitando a una nueva mirada sobre los relieves en los que viven y han vivido sus predecesores. Se trata de pobladores autóctonos que han estudiado fuera y regresan a vivir o a pasar fines de semana o veranos y toman la iniciativa en el conocimiento del medio natural o cultural, cambiando las aportaciones y la valoración foránea por iniciativas de la población local.

Si en los años 80 la declaración del ENP se veía con recelo por los habitantes y se relegó su declaración efectiva, en la actualidad la juventud y los políticos locales consideran la denominación como ENP una marca o un sello de identidad positivo y acorde con sus valores excepcionales ambientales y culturales poco valorados hace solo treinta años.

La nueva apreciación del patrimonio natural por la población local contrasta con la apreciación de Miguel de Unamuno hace 100 años, señalando que *“el castellano, no sé bien porqué, hasta hace poco, no ha empeza-*

do a gustar el singular cariño -un cariño rudo y hondo, sin gestos ni arrumacos- de su tierra, ni a sentir la hermosura de esta. ¡La veía tan vieja! ¡Estaba tan cansada de parir! Y es claro, cuando el hijo de una tierra se despegaba de ella y no le descubre su hermosura, parece difícil que se la descubra el extraño. Y, sin embargo, así ha sido. Forasteros principalmente empezaron a percatarse de los tesoros de brava y solemne belleza que la tierra castellana guarda” (texto de Miguel de Unamuno, 1914; en Pérez Cardenal, 1914). Actualmente, las páginas web de montañeros locales del Valle de Amblés escriben textos que reflejan una estima profunda por el medio y el paisaje mediante reflexiones como esta: “Así y con todo vive La Serrota. Un espacio de reflexión. De ritmo lento. La montaña del olvido que queda para el recuerdo. Y es que su corazón sigue latiendo a un ritmo encantador. Valles que siguen el son del agua, faldas que conviven con la fresca pradera de las fieles compañeras tras su gélido invierno, negras avileñas envueltas en mar de piornos que esperan su turno para salpicar su luminosa tonalidad como si rayos de sol incandescentes se tratara” (Úbeda, 2019).

Treinta trabajos sobre el modelado glaciar, la geografía y la geología de la sierra realizados durante los últimos cien años constituyen un importante corpus de conocimiento, el soporte y fundamento principal, como sucede en otros muchos lugares, para el reconocimiento del modelado glaciar de La Serrota como un patrimonio natural digno de ser conocido, conservado y utilizado como servicio cultural.

6. Un recurso patrimonial: el glaciario cuaternario de La Serrota como patrimonio geomorfológico

El modelado glaciar de La Serrota constituye la huella más clara del intenso frío que afectó al ENP Sierras de La Paramera y Serrota durante el Pleistoceno. Es, pues, un elemento singular del ENP, testigo de una compleja evolución glaciar finalizada hace más de 14.000 años y representativo de La Serrota. Se trata de un patrimonio natural inventariado como PIG por el IGME que forma parte del ENP Sierras de La Paramera y Serrota y del Lugar de Interés Comunitario (LIC) del mismo nombre (Tabla 7).

Desde hace unas pocas décadas atrae a excursionistas y montañeros. Su historia y el proceso de conocimiento iniciado hace casi cien años permiten afirmar que constituye un bien cultural derivado del conocimiento de las formas de modelado glaciar. Se trata de un elemento singular que permite conocer los caracteres y rasgos del paisaje serrano dominados por las formas glaciares, para asegurar su conservación y el disfrute por las generaciones futuras. Se trata de conseguir unas aproximaciones de los visitantes y unas actuaciones de la población local respetuosas con el medio y el paisaje al tiempo que se dé continuidad a los servicios culturales beneficiosos para ambos colectivos.

El modelado glaciar de La Serrota ha sido reconocido como un patrimonio geomorfológico singular (Fernández Ruiz *et al.*, 2006; Ruiz

Tabla 7. Figuras de protección o reconocimiento legal de La Serrota.

Table 7. Protected status or legal recognition of La Serrota.

Año	Institución	Legislación	Nombre	Superficie Ha.
1991	Junta de Castilla y León	Ley 8/1991; Orden de 27/04/1992	Espacio Natural Sierras de La Paramera y Serrota	41000
1998	Junta de Castilla y León	Orden FYM/775/2015, Plan básico de Gestión y Conservación	LIC (ZEC) Sierra de la Paramera y Serrota	22663
2006	Instituto Geológico y Minero de España	Inventario PIG	Morrenas de La Serrota	--

Pedrosa, 2024). La definición y evaluación de los Lugares de Interés Geomorfológico (Panizza y Piacente, 1993; Panizza, 2001; Reynard y Panizza, 2005; Reynard, 2009) han permitido importantes avances en los procesos de patrimonialización (Reynard y Giusti, 2018) y se han aplicado en el ENP Sierras de La Paramera y Serrota (Ruiz Pedrosa, 2024). Aplicando métodos ya contrastados en otros espacios (Serrano y González Trueba, 2005; Serrano *et al.*, 2020; Ruiz Pedrosa *et al.*, 2024) se ha realizado la evaluación de sus valores intrínsecos, de uso y gestión y didácticos para conocer su potencial de uso o conservación (Anexo 2). En el destacan aspectos derivados de su evaluación científica, paisajística, el potencial educativo y el geoturístico:

- El Lugar de Interés Geomorfológico “Circos Glaciares de la Serrota” muestra su catalogación como lugar, frente a elemento, lo que le dota de una impronta paisajística fundamental. Además, se ha clasificado como excepcional por ser el único lugar del ENP donde hay modelado glaciar (Ruiz Pedrosa, 2024). Se trata de tres circos glaciares pleistocenos intensamente degradados, situados en la vertiente este de La Serrota: el glaciar Media Luna, La Honda y las Serradillas, siendo los dos últimos los de mayor tamaño. Los circos y los depósitos morrénicos frontales y laterales son bien visibles y fácilmente interpretables, aunque tienen poco desarrollo y están fuertemente erosionados por la red hidrológica.
- El valor paisajístico del Lugar de Interés Geomorfológico es alto por su localización entre los 1800 m y 2292 m de la cumbre principal que ofrece una amplia visión de Ávila, la Paramera, el Valle de Amblés, el valle de Alberche y como línea del cielo por el sur, el Alto Gredos. La accesibilidad es media porque al fuerte desnivel (950 metros) se suma la necesidad de acceder a pie, por pistas y sendas sin balizar.
- El patrimonio geomorfológico aporta sobre todo servicios culturales, entre los

que destaca el potencial educativo. Los valores derivados de la evaluación no son altos por la dificultad de acceso y la ausencia de documentación orientada tanto a la educación formal como a la ambiental. Sin embargo, la potencialidad como recurso es elevada por la claridad e interés de las formas glaciares, su visibilidad y la buena conservación. Hay que añadir que para la educación (ambiental, formal, de mayores, etc) es un carácter positivo la existencia de pistas y sendas que llevan, no sin esfuerzo, por lugares significativos a ritmos humanos que permiten una integración en el medio físico y humano, así como una más fácil comprensión de los elementos y de la interpretación del paisaje.

- Los circos glaciares de La Serrota poseen también un alto potencial como recurso geoturístico, basado en el excursionismo culto que aprovecha las potencialidades del paisaje, del modelado y las rocas complementados con los elementos humanos (majadas, chozos, sendas, refugios de piedra, poblaciones, etc.), es decir los elementos geográficos y geológicos, para disfrutar con el reconocimiento y aprendizaje de los elementos clave del paisaje. Un turismo lento y respetuoso con el medio que debe estar guiado por interpretes locales conocedores del medio humano y físico donde los elementos abióticos, aquellos menos sensibles a las actividades humanas, sean utilizados como medio de interpretación, conocimiento y disfrute.

El proceso de patrimonialización de La Serrota, constituye, de este modo, un largo proceso con ritmos cambiantes y numerosos componentes que intervienen en un proceso en continuo cambio (Figura 11).

7. Conclusiones

El modelado glaciar cuaternario de La Serrota constituye un patrimonio natural geomorfológico de indudable valor en el presente y

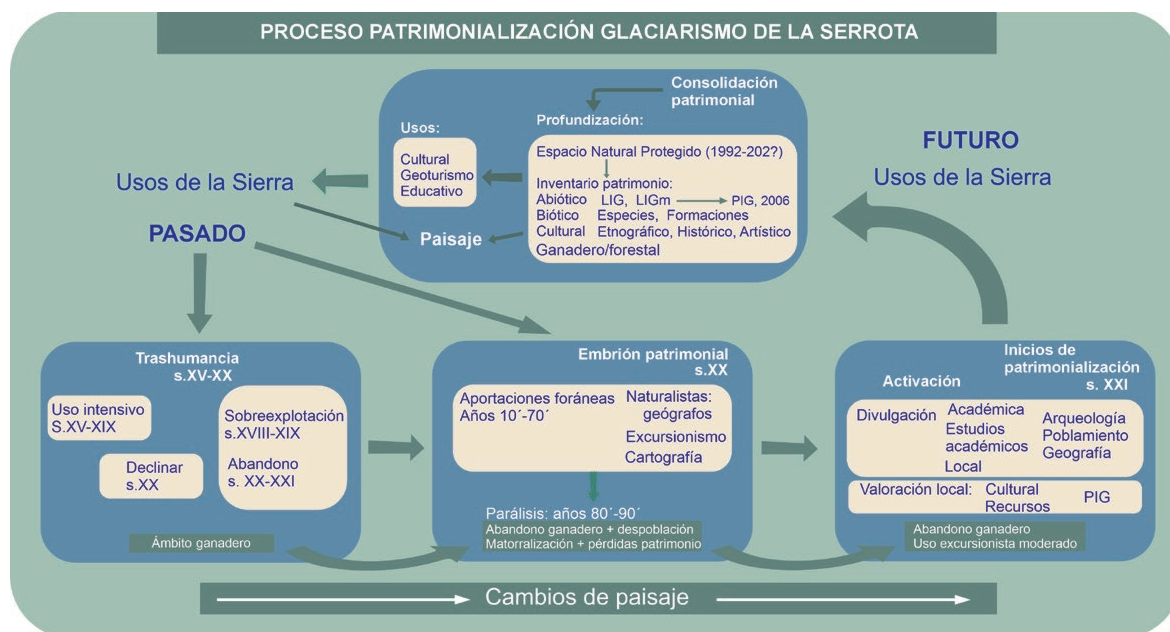


Figura 11. El proceso de patrimonialización en una montaña media marginal: La Serrota.

Figure 11. The patrimonialization process in a marginal subalpine mountain: La Serrota.

para el futuro y ha sido inventariado como PIG y como Lugar de Interés Geomorfológico del ENP Sierras de La Paramera y Serrota. El desarrollo glaciario moderado durante el Cuaternario, su emplazamiento sobre una montaña de modesta altitud, así como su abandono y baja frecuentación hacen de él un elemento significativo para el territorio en el que se emplaza. Su futuro pasa por ser considerado un recurso territorial a escala comarcal y provincial que forme parte de estructuras territoriales más amplias incluida la cercana ciudad de Ávila. La Serrota ya fue un importante patrimonio ganadero desde la prehistoria y sobre todo en la Baja Edad Media y en la Edad Moderna, con cambios paisajísticos significativos y modificaciones patrimoniales que han desembocado en un paisaje deforestado y matorralizado con restos culturales pastoriles dispersos y profundas huellas de la intensa humanización y frecuentación en el pasado reciente.

El proceso de patrimonialización, o reconocimiento de las formas de relieve como un patrimonio natural común y reconocible digno de ser legado a las generaciones futuras, es

un largo proceso en el que intervienen numerosos factores (Figura 11). A la génesis de las formas de modelado y las modificaciones del paisaje en época histórica se suman más de cien años de estudios que han generado el embrión patrimonial donde la valoración de los circos ha procedido del exterior del territorio, sobre todo por la cultura montañera y los naturalistas, geólogos y geógrafos. La activación efectiva e inicio de la patrimonialización comienza con el reconocimiento del territorio en la REN de Castilla y León y su inventariado como PIG, acciones poco efectivas por la baja implicación de la población local y la limitada difusión, pero recientemente muy activa y continuada desde las redes sociales. La difusión de los estudios, la frecuentación de la montaña por excursionistas y la valoración local como recurso cultural, unido a las nuevas oportunidades de difusión mediante las redes sociales, han permitido reconocer sus valores patrimoniales por la población local, particularmente la más joven y dinámica. El incendio del 2022, que no afectó a los circos glaciares, ha supuesto un incentivo para reconocer por parte de la población local los aspectos ambientales y paisajísticos perdidos

mediante una nueva mirada a su propio territorio.

El proceso de patrimonialización no ha terminado, pues no existe una consolidación patrimonial ni del paisaje ni del territorio ni de los elementos geomorfológicos concretada en su reconocimiento. El futuro pasa, pues, por consolidar el patrimonio mediante su conocimiento y difusión rigurosa, el aprovechamiento de sus servicios culturales mediante un uso cultural, geoturístico y educativo que respete a los elementos integradores del patrimonio, el paisaje y los potenciales cambios de uso que se producen desde hace más de cien años y aún están en proceso de cambio, así como la implicación de la población local. Este futuro, en el marco de despoblamiento, abandono de los pastos y los usos de la montaña, así como los cambios de paisaje, pasa por la difusión del bien de interés común y un uso moderado que incluya el reconocimiento de un pasado ya perdido —trashumancia, sistema tradicional, ganadería estacional y ovina— y de un futuro común vinculado a un territorio y una sociedad en cambio constante desde hace más de quinientos años. Su consolidación pasa por un

empleo educativo del patrimonio natural capaz de generar una conciencia patrimonial que garantice tanto la permanencia de sus servicios ecosistémicos y culturales como el propio bien patrimonial. En este sentido, el excursionismo, como actividad intrínseca e histórica del elemento patrimonial, un excursionismo culto asociado al geoturismo y a la educación, como fuente de recursos culturales, ajeno a la construcción de infraestructuras, la masificación y la prisa, encuentra en La Serrota el ámbito idóneo para su desarrollo.

Los glaciares de La Serrota han suscitado el interés de excursionistas e investigadores desde la primera mitad del siglo XX y de la población local con mayor fuerza recientemente. Podemos señalar una patrimonialización donde los elementos geomorfológicos, y el glaciario en particular, tienen un papel relevante por ser la vanguardia de los elementos patrimoniales bajo su consideración como Lugar de Interés Geomorfológico integrando componentes territoriales y paisajísticos. Pero la patrimonialización está aún en proceso de consolidación pues el reconocimiento de sus valores y servicios aún no está finalizado.

ANEXOS

Anexo 1. Publicaciones con difusión e influencia en la patrimonialización de La Serrota y su modelado glaciar. D, difusión. I, Influencia. En relación con el conocimiento y la patrimonialización de La Serrota y los circos glaciares. Al margen de su importancia o influencia científica. N, Nula; B, Baja; M, Media; A, Alta.

Annex 1. Publications with diffusion and influence on the geoheritage and glacial landforms of La Serrota. D, dissemination. I, Influence. In relation to the knowledge and geoheritage recognition processes of La Serrota and the glacial Cirques. Regardless of their importance or scientific influence. N, Null; B, Low; M, Medium; A, High.

Año	Autor	Título	Carácter				
			Tipo			D	I
XIV 1582	--	Libro de la Montería de Alfonso XI	Libro	Informe	Cinegético	A	A
Siglo XIX							
1879	Martín Donayre	Descripción física y geológica de la provincia de Ávila	Libro	Científico	Geología	M	M
1ª mitad s.XX							
1915	Schmieder	Die Sierra de Gredos (alemán)	Artículo	Científico	Geografía	B	B
1916	Obermaier	El Hombre fósil	Libro	Científico	Historia Prehistoria	B	B

Año	Autor	Título	Carácter				
			Tipo			D	I
1917	Obermaier y Carandell	Nuevos datos para la extensión del glaciario cuaternario en la Cordillera Central	Artículo	Científico	Geografía	M	M
1919	González de Amezúa	La Serrota	Artículo	Divulgación	Montaña Excursión	A	A
1925	Obermaier	El Hombre fósil	Libro	Científico	Prehistoria	A	M
1934	Hdez. Pacheco y Vidal Box	El glaciario cuaternario de La Serrota	Libro	Científico	Geografía	M	A
1953	O. Schmieder	La Sierra de Gredos (español)	Artículo	Científico	Geografía	A	A
2ª Mitad s. XX							
1976	Arenillas y Martínez de Pisón	La morfología glaciaria de La Serrota (Ávila)	Artículo	Científico	Geografía	A	A
1982	Alonso Otero et al.	La morfología glaciaria en las montañas de Castilla y León	Capítulo libro, Actas	Científico	Geografía	B	B
1989	Velasco	Leyendas y vinculaciones.	Libro	Divulgación	Etnografía	M	M
1990	Arenillas et al.	Gredos. La Sierra y su entorno.	Libro	Científico	O.T., Paisaje	M	M
1994	Andrade	Dinámica de la vegetación durante los últimos 3000 años en las Sierras de La Paramera, La Serrota y Villafranca (Ávila), a partir del análisis polínico	Tesis	Científico	Paleobotánica	B	B
1998	García Merino y Serrano	El espacio natural de las sierras de La Paramera y La Serrota.	Capítulo libro	Divulgación	Geografía	B	A
1999	Sánchez Muñoz	La cuenca alta del Adaja (Ávila): variedad litológica	Artículo	Científico	Geología	B	B
s. XXI							
2000	Blázquez	Villafranca de la Sierra. Aproximación a la historia religiosa de un pueblo	Libro	Científico	Etnografía	M	A
2001	Mozo Cillero	Villafranca de la Sierra. Sus hombres y sus tierras	Libro	Divulgación	Etnografía	M	A
2002	Sánchez Muñoz	La Cuenca Alta del Adaja (Ávila): diagnóstico geográfico y bases para un desarrollo rural integrado	Tesis	Académico/Científico	Geografía	M	M
2002	Martín Fernández	Sierras desconocidas de Ávila	Libro	Divulgación	Excursión	A	A
2004	Abad Soria et al.	Zoogeografía de las aves de ribera del curso alto del Adaja	Artículo de libro. Actas	Científico	Biogeografía	B	B
2006	Álvarez-Sanchís	Guía Arqueológica de Castros y Verracos de la Prov. de Ávila	Libro	Divulgación	Historia Prehistoria	A	A
2006	Abad Soria y García Quiroga	Análisis y valoración del paisaje en las Sierras de la Paramera y La Serrota (Ávila)	Artículo	Científico	Geografía	M	M
2006	IGME Fernández Ruiz et al.	Mapa Geológico de España 1/50.000. 555. Navatagordo Inventario PIG morrenas	Mapa y Memoria	Científico	Geología	M	A

Año	Autor	Título	Carácter				
			Tipo			D	I
2008	IGME Martín Parra et al.	Mapa Geológico de España 1/50.000. 530. Vadillo de la Sª	Mapa y Memoria	Científico	Geología	M	B
2011	Abad y García Quiroga	Guía El valle de Amblés y las sierras de Ávila, La Paramera y La Serrota. Patrimonio natural Abulnense.	Libro	Divulgación	Geografía	A	A
2012	Sánchez Muñoz y Maya	La Serrota: un territorio desfavorecido que conserva la riqueza de las tradiciones	Capítulo libro	Científico	Geografía	A	A
2018	Úbeda Pinto	Las Huellas Glaciares de La Serrota (Ávila). Un patrimonio natural débilmente reconocido	Académico TFG	Académico	Geografía	M	A
2020	Úbeda Pinto	Crónica: Huellas Glaciares La Serrota	Web/ campo	Divulgación	Geografía	M	M
post 2018	MeteoSierra.com	Glaciares de La Serrota	Web	Divulgación	Geografía	M	A
2022	Carrasco et al.	The glaciers of the Sierra de Gredos.	Capitulo de libro	Científico/ académico	Geografía	M	B
2024	Ruiz Pedrosa	Patrimonio Geomrfológico (...) en las sierras de la Paramera y la Serrota	Tesis doctoral	Académico	Geografía	M	M
2024	Geolodía	Ingredientes para un glaciar. Cepeda La Mora	Web/ campo	Divulgación	Geología	A	A

D, difusión. I, Influencia. En relación con el conocimiento y la patrimonialización de La Serrota y los Circos glaciares. Al margen de su importancia o influencia científica. N, Nula; B, Baja; M, Media; A, Alta.

Anexo 2. Ficha de descripción del Lugar de Interés Geomorfológico Circos glaciares de La Serrota.

Annex 2. Description sheet of the Glacial Cirques of La Serrota Geomorphosite.

IDENTIFICACIÓN			
Identificación	Nombre: Circos glaciares de La Serrota	Lugar: La Serrota	Nº 7
			Altitud: 2292
Situación	Tº Municipal: Pradosegar	Coordenadas: 40,499450; -5,078918	
Valores geomorfológicos	Tipo	Lugar Excepcional	
	Génesis	Glaciar	
	Morfología	Tres circos de origen glaciar en la vertiente este de la Sierra, Las Cerradillas, La Honda, Media Luna. Depósitos morrénicos y morrenas frontales y laterales múltiples y bien conservadas, con cubetas de sobreexcavación colmatadas con turberas.	
	Dinámica	Glaciarismo heredado, soliflucción y periglacialismo actual	
	Cronología	Pleistoceno	
	Interés principal	Glaciar	
	Interés secundario	Granítico	
	Representatividad	Alta	
	Atribución del LIGm	Glaciar	

IDENTIFICACIÓN		
Valores añadidos	Paisajístico	Amplia visión panorámica de Ávila, la Paramera, el valle de Amblés, la Sierra de Gredos y valle del Alberche
	Elementos culturales	Chozos e infraestructuras pastoriles
	Económico	Turístico
	Social	Esparcimiento, turístico, servicios culturales
	Conservación	Buena
	Usos actuales	Senderismo, pastoreo
	Infraestructuras	Pistas y caminos
	Impactos	Afluencia de excursionistas, 4x4 ganaderos
	Situación legal	LIC, Sierras de La Paramera y Serrota
Accesibilidad	Distancia a pie	7 km desde Pradosegar
	Desnivel	950 m
	Seguridad	Media, camino sin balizar, pedreras

Anexo 3. Ficha general de evaluación del Lugar de Interés Geomorfológico Circos glaciares de La Serrota.

Annex 3. General evaluation sheet of the Glacial Cirques of La Serrota Geomorphosite.

Parámetros	Criterios	Circos Glaciares de La Serrota
1. Factores que condicionan su uso	Accesibilidad	4
	Fragilidad	4
	Estacionalidad	2
	Intensidad de la actividad física	2
	Visibilidad	4
	Usos actuales	2
	Nivel de protección (legislación)	4
	TOTAL (sobre 28)	22
2. Geología y geomorfología	Geología	2
	Litología (rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas)	2
	Formas del relieve	4
	Procesos de erosión, transporte y sedimentación	4
	Meteorización (química, física o biológica)	0
	Procesos activos	0
	Biodiversidad	0
	Hidrología	2
	TOTAL (sobre 32)	14
3. Valores adicionales	Paisaje	4
	Elementos culturales	2
	Influencia antrópica	0
	Valor económico	2
	TOTAL (sobre 16)	8
Valor global (sobre 76)		44

Anexo 4. Ficha de evaluación didáctica del Lugar de Interés Geomorfológico Circos glaciares de La Serrota.

Annex 4. Didactic evaluation sheet of the Glacial Cirques of La Serrota Geomorphosite.

Criterios	Circos Glaciares de la Serrota
Idoneidad para la enseñanza primaria	2
Idoneidad para la enseñanza secundaria	4
Idoneidad para bachillerato	4
Relación con otras disciplinas	4
Material didáctico disponible	2
Técnicas de trabajo de campo	4
TOTAL (sobre 24)	20

Anexo 5. Ficha de evaluación geoturístico-excursionista del Lugar de Interés Geomorfológico Circos glaciares de La Serrota.

Annex 5. Geotourism-hiking evaluation sheet of the Glacial Cirques of La Serrota Geomorphosite.

LIGm	Escénico (sobre 15)	Científico (sobre 10)	Cultural (sobre 15)	Educativo (sobre 5)	Conservación (sobre 15)	Añadidos (sobre 40)	TOTAL (sobre 100)
Circos Glaciares de La Serrota	15	10	5	5	10	25	70

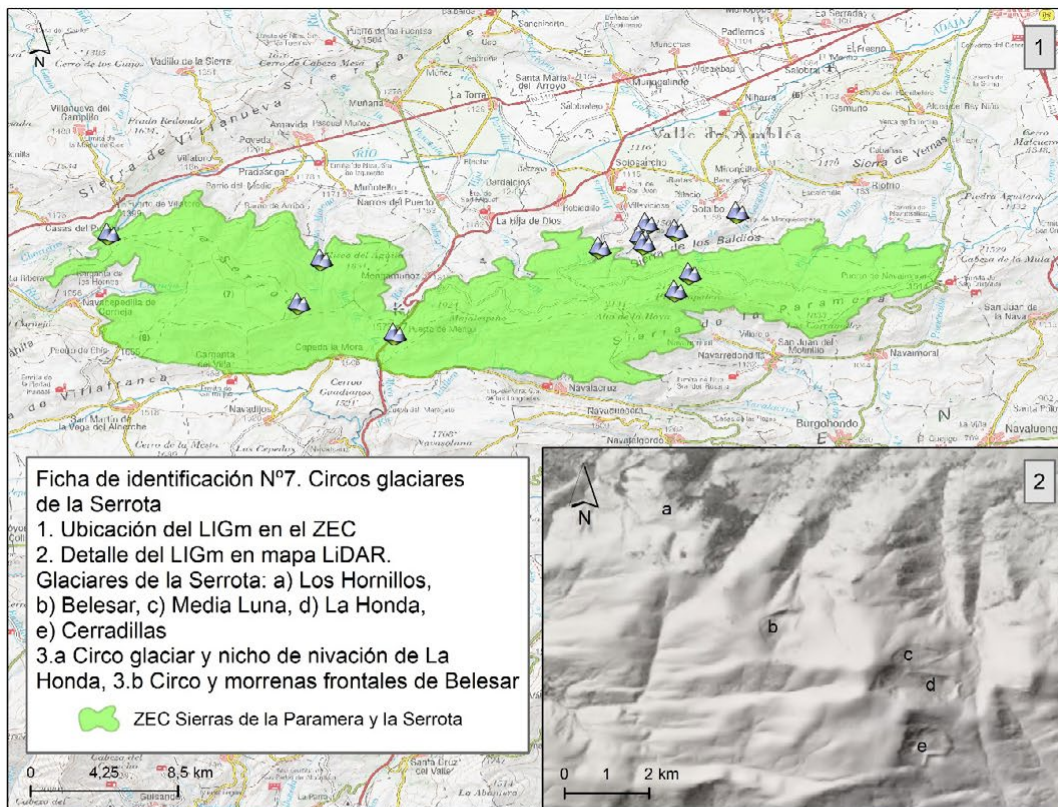
Anexo 6. Tabla de síntesis de la valoración del Lugar de Interés Geomorfológico Circos glaciares de La Serrota.

Annex 6. Summary table of the assessment of the Glacial Cirques of La Serrota Geomorphosite.

Valoración del potencial	Valor máximo	Valoración	
Evaluación del potencial de uso	76	44	Medio
Evaluación del potencial didáctico	24	20	Alto
Evaluación del potencial geoturístico-excursionista	100	70	Alto

Anexo 7. Ficha de identificación del LIGm Circos Glaciares de la Serrota.

Annex 7. Identification card of the Glacial Cirques of La Serrota Geomorphosite.



Financiación

Los autores agradecen el apoyo de los Proyectos PID2024-161150NB-I00 y PID2020-113247RB-C21 del Ministerio de Ciencia e Innovación y al GIR Pangea (Grupo de Investigación Reconocido Patrimonio Natural y Geografía Aplicada de la Universidad de Valladolid).

Bibliografía

- Abad Soria, J., Cid, M.A., Ferreras Chasco, C., Redondo, M., González Baselga, I. (2004). Zoo-geografía de las aves de ribera del curso alto del Adaja (Ávila, España). En: III Congreso Español de Biogeografía (pp. 265-272). Vitoria, España: Universidad del País Vasco.
- Abad Soria, J., García Quiroga, F. (2006). Análisis y valoración del paisaje en las Sierras de la Paramera y La Serrota (Ávila). M+A. Revista Electrónica de Medioambiente, 1, 97-119.
- Abad Soria, J., García Quiroga, F. (2011). Guía de El valle de Amblés y las sierras de Ávila, La Paramera y La Serrota. Patrimonio natural Abulense. Ávila, España: Diputación de Ávila.
- Alonso Otero, F., Arenillas, M., Sáenz Ridruejo, C. (1982). La morfología glaciar en las montañas de Castilla la Vieja y León. En: I Congreso de Geografía de Castilla y León (pp. 23-44). León, España: Consejo General de Castilla y León.
- Álvarez Sanchís J.R. (2006). Guía Arqueológica de Castros y Verracos de la provincia de Ávila. Ávila, España: Institución Gran Duque de Ávila.
- Álvarez Sanchís, J.R. (2024). Vettonos, señores del ganado. Desperta Ferro, Arqueología & Historia, 55, 34-39.
- Andrade, A. (1994). Dinámica de la vegetación durante los últimos 3.000 en las Sierras de la Paramera, La Serrota y Villafranca (Ávila) a partir del análisis polínico. Tesis doctoral. Universidad de Alcalá de Henares. Madrid.
- Andrade, A., Ruiz Zapata, M.B., Gil-García, M.J., Fombella, M.A. (1996). Acción antrópica y su impacto sobre la vegetación, desde el tránsito Subatlántico-Subboreal, en la vertiente norte de la Sierra de Gredos (Ávila, España). Estudio palinológico. En: Ruiz-Zapata, M.B. (Ed.), Estudios Palinológicos (pp. 7-12). Madrid, España: Universidad de Alcalá de Henares.
- Arenillas, T., Burgués, J.A., Martínez de Pisón, E., Troitño, M.A., Arenillas, M., Juárez, D. (1990). Gredos. La Sierra y su entorno. Madrid, España: MOPU.
- Arenillas, M., Martínez de Pisón, E. (1976). La morfología glaciar de La Serrota (Ávila). Boletín de la Real Sociedad Geográfica, 112, 21-36.
- Blázquez J. (2000). Villafranca de la Sierra. Aproximación a la historia religiosa de un pueblo. Salamanca, España, Ed. J. Blázquez.
- Brilha, J. (2016). Inventory and Quantitative Assessment of Geosites and Geodiversity Sites: a Review. Geoheritage, 8, 119-134. <https://doi.org/10.1007/s12371-014-0139-3>
- Cabo, A. (1992). La Cañada Leonesa Occidental. En: P. García Martín (Coord.). Cañadas, cordeles y veredas, Valladolid, Junta de castilla y León, 89-121.
- Carrasco, R.M., Pedraza, J., Palacios D. (2022). The glaciers of the Sierra de Gredos. En: Iberia. Land of glaciers. How the mountains were shaped by glaciers. Elsevier, Amsterdam, 457-484). <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00022-0>
- Clarimont, S. (2013). La patrimonialisation des espaces naturels en débat: la réforme du Parc National des Pyrénées (France). VertigO, Revue Electronique en Sciences de l'Environnement, 16. <https://doi.org/10.4000/vertigo.13549>
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., McCabe, A. M. (2009). The Last Glacial Maximum. Science, 325 (5941), 710-714. <https://doi.org/10.1126/science.1172873>
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., González-Casado, J.M., Carbó, A., Alvarez, J., Cloetingh, S. (2004). El Sistema Central. En: A. Vera (Ed.). Geología de España (pp. 621-626), Madrid, España: SGE-IGME.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, G., Silva, P.G., Andriessen, P., Cloetingh, S.A.P.L., González Casado, J.M., VanWees, J.D., Álvarez, J., Carbó, A. (2007). Cenozoic thick-skinned deformation and topography evolution of the Spanish Central System. Global Planetary Change, 58, 335-381. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.042>
- De Vicente, G. Cunha, P.P., Muñoz, A. Cloetingh, S.A., Olaiz, A., Vegas, R. 2018. The Spanish Portuguese Central system: an example of intense intraplate deformation and strain partitioning. Tectonics, 37, <https://doi.org/10.1029/2018TC005204>
- Fabián García, J.F. (2006). El IV y III Milenio AC en el Valle Amblés (Ávila). Valladolid, España: Junta Castilla y León. <https://www.jfrancisco-fabian.com/valleambles.pdf>.

- Fernández Ruiz, J., Herreros, V., Lillo, J., López Sopeña, F., Olivé, A. (2006). Mapa Geológico de España 1/50.000. 555. Navatargordo. Madrid, España: IGME.
- Fernández Fernández, V. (2012). Una mirada al tiempo vital de los Ancares. En: Investigando en rural (pp. 379-387). Navarra, España: Ulzama Ediciones.
- García Fernández, J. (2012). La deforestación y degradación de los montes en Gredos (siglos XIII-XVIII). En: Geografía y Paisaje. Llanuras y montañas de Castilla y León (pp. 417-516). Valladolid, España: Universidad de Valladolid/ Universidad de Alicante.
- García Merino, L.V., Serrano E. (1998). El espacio natural de las sierras de La Paramera y La Serrota. En Los espacios Naturales de Castilla y León (pp. 47-70). Valladolid, España: Páramo.
- García Ruiz, J.M., Arnáez, J., Lasanta, T., Nadal-Romero, E., López-Moreno, J.I. (2024). Mountain Environments: Changes and Impacts. Natural Landscapes and Human Adaptations to Diversity. Switzerland: Springer Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-3-031-51955-0>
- García Sainz, L. (1947). El clima de la España cuaternaria y los factores de su formación. Valencia, España: Universidad de Valencia.
- Gil de Arriba, C. (2013). Les enjeux de la patrimonialisation du Parc naturel des Marais de Santoña, Victoria et Joyel (Cantabrie, Espagne). Vértigo, Revue Electronique de Sciences du l'Environnement, 16. <https://doi.org/10.4000/vertigo.13647>
- Gnecco, C. (2021). Patrimonialización como despojo: tiempos otros y tiempos de otros. Mélanges de la Casa de Velázquez, 51 (2), 319-324. <https://doi.org/10.4000/mcv.15558>
- González de Amezúa, E. (1919). La Serrota. Anuario del Club Alpino Español, 1919, 44-46.
- González-Amuchástegui, M.J., Serrano Cañadas, E., González Trueba, J.J., González García, M. (2013). Geomorphosites, a useful tool for environmental management in natural protected areas Álava, the Basque Country, Spain. En: Managing Geosites in Protected Areas (pp. 87-94). Grenoble, Francia: EDITEM. <https://doi.org/10.3406/edyte.2013.1244>
- González-Amuchástegui, M.J., Serrano E. (2018). An essential tool for natural heritage management: the geomorphological map of Valderejo Natural Park. Geoscience, 8, 250. <https://doi.org/10.3390/geosciences8070250>
- González Trueba, J.J., Serrano, E. (2007). Naturaleza y Cultura en la Montaña cantábrica. Santander, España: Universidad de Cantabria.
- Guerra Doce, E., Ruiz Zapatero, P., Sánchez, P.J., López Sáez, J.A., Schaad, D.A., Fabián, J.F., Alonso Gavilán, G., Riquelme, J.A. (2017). Datos sobre la neolitización del Valle Amblés a la luz de la excavación del yacimiento de La Atalaya (Muñopepe, Ávila). BSAA Arqueología, 83, 11-70. <https://doi.org/10.24197/ba.LXXXIII.2017.11-70>
- Hernández Pacheco, F., Vidal Box, C. 1934. El glaciario cuaternario de La Serrota. Madrid, España: Museo Nacional de Ciencias Naturales.
- Hueso, K. (2020). La patrimonialización de salinas tradicionales, una herramienta para el desarrollo local. Estudios Geográficos, 81 (289), e047. <https://doi.org/10.3989/estgeogr.202061.061>
- ICOMOS (1999). *Carta Internacional del Turismo Cultural*. Paris, Unesco, <https://www.icomosictc.org/p/international-cultural-tourism-charter.html>
- ICOMOS (2022). *Carta Internacional de ICOMOS sobre el Turismo Cultural Patrimonial: Reforzar la protección del patrimonio cultural y la resiliencia de las comunidades mediante una gestión responsable y sostenible del turismo*. Paris, Unesco. <https://www.icomosictc.org/p/2022-icomos-international-cultural.html>
- IGUL. 1996. Légende pour le levé des cates géomorphologiques au 1:10.000. Lausanne, Suiza : Institut de Géographie-Université de Lausanne (IGUL).
- Kubalíková, L. (2013). Geomorphosite assessment for geotourism purposes. Czech Journal of Tourism, 22, 80-104. <https://doi.org/10.2478/cjot-2013-0005>
- Kubalíková, L. (2019). Assessing geotourism resources on a local level: a case study from Southern Moravia Czech Republic. Resources, 8, 150. <https://doi.org/10.3390/resources8030150>
- Lefebvre, P. (2005). L'invention occidentale de la haute montagne andine. M@ppemonde, 79,1-17.
- López Sáez, J.A. 2007. El Valle Amblés en el III milenio cal BC. Acerca del origen antropozógeno del paisaje. Cuadernos Abulenses, 36, 211-221.
- López Sáez, J.A., Blanco, A., López Merino, L., Ruiz Zapata, M.B., Dorado, M., Pérez Díaz, S., Valdeolmillos, A., Burjachs, F. (2009): Landscape and climatic changes during the end of the Late Prehistory in the Amblés Valley (Ávila, central Spain), from 1200 to 400 cal BC. Qua-

- ternary International, 200, 90-101. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.07.010>
- López Sáez, J.A., Schaad, A., Pérez Díaz, S., Blanco, A., Sánchez, F., Dorado, M., Ruiz Zapata, M.B., Gil, M.J., Gómez González, C., Franco, F. (2014). Vegetation history, climate and human impact in the Spanish Central System over the last 9,000 years. *Quaternary International*, 353, 98-122. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.06.034>
- Martí Henneberg, J. (1994). *L'excursionisme científic*. Barcelona, España: Alta-Fulla.
- Martin Donayre, F. (1879). Descripción física y geológica de la provincia de Ávila. Madrid. España: Imprenta y Fundación Manuel Tello.
- Martín Fernández, J.M. (2002). Sierras desconocidas de Ávila. Madrid, España: Editorial: El Senderista.
- Martín Parra L.M., Martínez Salanova, J., Moreno, F., Contreras, E., Iglesias, A., Martín Herrero, D. (2008). Mapa Geológico de España 1/50.000. 530. Vadillo de la Sierra. Madrid, España: IGME.
- Martínez de Pisón, E. (1972). La destrucción del paisaje natural en España. Madrid, España: Ed. Cuadernos para el Dialogo SA.
- Martínez de Pisón, E. (1997). El paisaje, patrimonio cultural. *Revista de Occidente*, 194-195, 37-49.
- Martínez de Pisón, E. (2014). Ordesa: del valle perdido a símbolo patrimonial. *Ería*, 94 (94), 145-160. <https://reunido.uniovi.es/index.php/RCG/article/view/10449>
- Martínez de Pisón, E., Palacios, D. (1998). Significado del episodio glaciar en la evolución morfológica y en el paisaje de la Sierra de Gredos. En: A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti (Eds.). *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. USC, Santiago de Compostela, 163-207.
- Martínez de Pisón, E., Álvaro, S. (2015). El sentimiento de la montaña. Doscientos años de soledad. Madrid, España: Ediciones Desnivel.
- MeteoSierra.com. Tiempo, montaña y naturaleza. (2018) Glaciares de La Serrota. Ávila: Meteosierra, <https://meteosierra.com/naturaleza/medio-natural/glaciares-de-la-serrota/>
- Mozo Cillero, C. (2001). Villafranca de la Sierra. Sus hombres y sus tierras. Ed. Diario de Ávila, Ávila, 286 pp.
- Obermaier, H., Carandell, J. (1917a). Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama. Madrid, España: Junta para la Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas, Museo Nacional de Ciencias Naturales, serie geológica nº19.
- Obermaier, H., Carandell, J. (1917b). Nuevos datos para la extensión del glaciario cuaternario en la Cordillera Central. *Boletín de la Sociedad Española de Historia natural*, 17, 252-260.
- Obermaier H. (1925). *El Hombre fósil*. Junta para la Ampliación de estudios e investigaciones Científicas, Madrid, España: Museo Nacional de Ciencias Naturales.
- Ortega Valcárcel, J. (1998). El Patrimonio Territorial: el territorio como recurso cultural y económico. *Ciudades*, 4, 33-48.
- Panizza, M. (2001). Geomorphosites: concepts, methods and examples of geomorphological survey. *Chinese Science Bulletin*, 46, 4-6.
- Panizza, M., Piacente, S. (1993). Geomorphological assets evaluation. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 87, 13-18. <https://doi.org/10.1007/BF03187227>
- Pedraza, J., Carrasco, R.M. (2006). El glaciario pleistoceno del Sistema Central. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 13 (3), 278-288.
- Peña Monné, J.L. (Ed.). (1997). *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Logroño, España: Geoforma Ediciones.
- Pérez Cardenal, A. 1914. *Alpinismo castellano*. Guía de crónicas y excursiones por las sierras de Gredos, Béjar y Francia. Madrid, España: Comisaría Regia de Turismo.
- Portal, C. (2010). Reliefs et patrimoine géomorphologique. Applications aux parcs naturels de la façade atlantique européenne. Nantes, Francia: Géographie. Université de Nantes.
- Portal, C. (2013). Patrimonialiser la nature abiotique ordinaire. *Espace Géographique* 42, 213-226. <https://doi.org/10.3917/eg.423.0213>
- Pralong, J.P. (2005). A method for evaluating the tourist potential and use of geomorphological sites. *Géomorphologie*, 3, 189-196. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.350>
- Reynard, E. (2009). Geomorphosites and landscapes. En: Reynard E, Coratza P, Regolini-Bissig G (eds) *Geomorphosites* (pp 21-34). München, Alemania: Verlag Dr Friedrich Pfeil.
- Reynard, E., Panizza, M. (2005). Geomorphosites: definition, assessment and mapping. *Géomorphologie*, 11(3), 177-180. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.337>
- Reynard, E., Giusti, C. (2018). The landscape and the cultural value of Geoheritage. En: *Geoheritage. Assessment, Protection, and Management* (pp. 147-166). Amsterdam, Países Bajos: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809531-7.00008-3>
- Ruiz Pedrosa, R.M. (2024). Patrimonio geomorfológico como recurso didáctico y geoturístico

- en Espacios Naturales Protegidos. Estudio de casos en las sierras de la Paramera y La Serrota y en el cañón del Río lobos. Tesis doctoral. Valladolid, España: Universidad de Valladolid.
- Ruiz Pedrosa, R.M., Serrano, E. (2023). Granite Landscapes and Landforms in the Castro de Ulaca Site (Ávila, Spain): A Narrow Relationship between Natural and Cultural Heritage. *Sustainability*, 15, 10470. <https://doi.org/10.3390/su151310470>
- Ruiz Pedrosa, R.M., González-Amuchástegui, M.J., Serrano, E. (2024). Geomorphosites as Geotouristic Resources: assessment of geomorphological heritage for local development in the Río Lobos Natural Park. *Land*, 13, 128. <https://doi.org/10.3390/land13020128>
- Ruiz Zapatero, G. Álvarez Sanchís, J. (1999). Ulaca la “Pompella” vettona. *Revista de Arqueología*, 216, 36-47.
- Sánchez Muñoz, M.J. (1999). La cuenca alta del Adaja (Ávila): variedad litológica. *Polígonos*, 9, 183-202. <https://doi.org/10.18002/pol.v0i9.581>
- Sánchez Muñoz, M.J. (2002). La Cuenca Alta del Adaja (Ávila): diagnóstico geográfico y bases para un desarrollo rural integrado. Ávila, España: Institución “Gran Duque de Alba”.
- Sánchez Muñoz, M.J., Maya Frades, A. (2012). La Serrota: un territorio desfavorecido que conserva la riqueza de las tradiciones. En: C. Delgado y J.I. Plaza (eds.), *Territorio y paisaje en las montañas españolas: estructuras y dinámicas espaciales* (pp. 121-134). Santander, España: Editorial Estdio.
- Serrano, E. (2023). Glaciares. Cultura y patrimonio. La huella cultural de los glaciares pirenaicos. Valladolid, España: Ediciones Universidad de Valladolid.
- Serrano, E., González Trueba, J.J. (2005). Assessment of geomorphosites in natural protected areas: the Picos de Europa National Park (Spain). *Geomorphologie*, 3, 197-208. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.364>
- Serrano, E., González Amuchastegui, M.J., Ruíz Flaño, P., González Trueba, J.J. (2009). Gestión ambiental y geomorfología: valoración de los lugares de interés geomorfológico del Parque Natural de las Hoces del Alto Ebro y Rudrón. *Cuaternario y Geomorfología*, 23 (3-4), 65-82.
- Serrano, E., González Trueba, J.J., Pellitero, R., González García, M., Gómez Lende, M. (2013). Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology*, 196, 65-82. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.001>
- Serrano, E., González Trueba, J.J., Gómez Lende, M. (2017). Naturaleza, cultura e historia del primer Parque Nacional: Picos de Europa. *Amibienta*, 121, 30-49.
- Serrano, E., González Amuchastegui, M.J., Ruiz Pedrosa, R.M. (2020). Patrimonio Natural y Geomorfología. Los Lugares de Interés Geomorfológico del Parque Natural del Cañón del Río Lobos. Valladolid, España: Ediciones Universidad de Valladolid.
- Serrano, E., González Amuchastegui, M.J., Ruiz Pedrosa, R.M. (2025). Geomorphosites and geomorphological maps applied to public use, tourism and natural heritage management in the Río Lobos Natural Park (Spain). *Geomorphology*, 471(2), 109573. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2024.109573>.
- Schmieder, O. (1953). La Sierra de Gredos. *Estudios Geográficos*, 52, 421-440/ 53, 629-653. (Original: Schmieder, O. 1915. Die Sierra de Gredos. München, Alemania: Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München).
- Sevilla, J. (2012). La mirada de Franz Schrader en l’origen de la patrimonialització de l’Alt Aragó. *Treballs Societat Catalana de Geografia*, 74, 173-196. <https://revistes.iec.cat/index.php/TSCG/article/view/67036>.
- Silva, R., Fernández, V. (2017). The limitless concept: the new heritage paradigm and its relation to space. En: F. Manero y J.L. García (coords.). *Territorial heritage and spatial planning. A geographical perspective* (pp. 57-84). Pamplona, España: Thomson Reuters Aranzadi.
- Smith, M.J., Parón, P., Griffiths, J.S. (2011). *Geomorphological mapping. Methods and applications*. Amsterdam, Países Bajos: Elsevier.
- Tricart, J. (1970). *Legende pour la carte géomorphologique de la France au 1/50.000*. RCP 77. Paris, Francia: CNRS.
- Troitiño, M.A. (1995). La protección y la ordenación de la Sierra de Gredos; crónica de un conflicto no resuelto. En: M.A. Troitiño Vinuesa (coord.). *Gredos, territorio, sociedad y cultura*. Diputación Provincial de Ávila, Ávila, 227-276.
- Úbeda Pinto, S. (2018). Las Huellas Glaciares de La Serrota (Ávila). Un patrimonio natural débilmente reconocido. TFG, Valladolid: Universidad de Valladolid. <http://uvadoc.uva.es/handle/10324/33547>.
- Úbeda Pinto, S. (2020). Crónica: Huellas Glaciares La Serrota. Ávila: Web Club de Montaña Azagaya-Gredos. <https://www.azagaya-gredos.com/cronica-la-serrota/#>.

- Velasco Maíllo, H.M. (1989). Leyendas y vinculaciones. En: J.P. Etienvre (coord.), *La Leyenda. Antropología, Historia, Literatura* (pp. 115-132), Madrid, España: Casa de Velazquez.
- Vera, J.A. (ed.). (2004). *Geología de España*. SGE, Madrid, 884 p.
- Verstappen, H.T. (2011). Old and new trends in Geomorphological and landforms mapping. En: Smith, M.J., Parón, P., Griffiths. J.S. (Eds). *Geomorphological mapping. Methods and applications* (pp. 13-38). Amsterdam, Países Bajos: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53446-0.00002-1>
- Vidal Box, C. (1948). Nuevas aportaciones al conocimiento geomorfológico de la Cordillera Central. *Estudios Geográficos*, 9, (30), 5-52.
- Villar García, L.M. (2009). La formación de las Comunidades de Villa y Tierra en las fronteras del Duero. *Biblioteca: estudio e investigación*, 24, 77-103.

Recibido el 1 de marzo de 2026

Aceptado el 6 de junio de 2026

ÍNDICE / INDEX

Prólogo CyG

<i>Silva Barroso, P.G.; Bautista Davila, B.</i> Libro 40 Aniversario AEQUA. Los QSites más relevantes para la Historia de los Estudios de Cuaternario en España	3
---	---

Artículos de Investigación / Research Papers

<i>Redondo Ortega, J. J.; Ramos Fernández, J.; Martínez Rodríguez, F.</i> Un abanico aluvial del Pleistoceno, de interés geoarqueológico, en el Cantal Alto de Rincón de la Victoria (Málaga)	7
<i>Alonso, V.</i> El periodo húmedo africano y el arte rupestre sahariano	23
<i>Abad, M.; Izquierdo, T.; Forch, M.; Pereira, N.; Melo, S.; Fernández, A.; Fernández Navarro, R.; Ruiz, F.</i> Depósitos de bloques en costas acantiladas del desierto de Atacama meridional como evidencia de múltiples impactos de tsunamis durante el Holoceno superior	59
<i>Serrano, E.; Ruiz Pedrosa, R. M.</i> Patrimonialización del modelado glaciar en montaña media. La Serrota (Sistema Central, Ávila)	85

