

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA / BIENNIAL JOURNAL OF EARTH SCIENCES

GEOGACETA

Sociedad Geológica de España

Vol. 74 · Julio - Diciembre / July - December 2023

ISSN: 0213-683X



Editores / Editors:
Alberto Pérez López
Aitor Cambeses



GEOGACETA

Revista semestral de Ciencias de la Tierra editada por la Sociedad Geológica de España
Journal of Earth Sciences published biannually by the Sociedad Geológica de España

<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>
<https://sociedadgeologica.org/>

ISSN: 0213-683X (versión impresa / printed version)
ISSN: 2173-6545 (Internet)
Depósito legal: S.743-2012

COMITÉ EDITORIAL / EDITORIAL BOARD

EDITOR PRINCIPAL / EDITOR IN CHIEF

Dr. Alberto Pérez López

Área de Estratigrafía, Departamento de Estratigrafía y Paleontología
Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18002 Granada (España)
Tel.: +34 958243334; e-mail: aperezl@ugr.es

EDITOR ADJUNTO / ASSOCIATE EDITOR

Dr. Aitor Cambeses

Área de Petrología y Geoquímica, Departamento de Mineralogía y Petrología
Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18002 Granada (España)
Tel.: +34 958 246 611; e-mail: aitorc@ugr.es

EDITORES ASISTENTES / EDITORIAL MANAGERS

Dra. Nieves López González

Área de Medio Marino y Protección Ambiental
Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Málaga
Puerto Pesquero s/n, 29640 Fuengirola, Málaga
Tel.: +34 952 197 124; e-mail: nieves.lopez@ieo.csic.es

Dra. Sonia García de Madinabeitia

Área de Petrología y Geoquímica, Departamento de Geología
Facultad de ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU)
Campus de Bizkaia, Barrio de Sarriena s/n, 48940 Leioa, Bizkaia
Tel.: +34 946 015 455; e-mail: sonia.gdm@ehu.es

SECRETARIO / SECRETARY

Dr. Miguel Gómez-Heras

Departamento de Geología y Geoquímica
Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid,
28040 Madrid (España)
Tel.: + 34 914 975 407; e-mail: miguel.gomezheras@uam.es

OFICINA INSTITUCIONAL / INSTITUTIONAL OFFICE

Isabel Corral Fernández

Secretaría de la Sociedad Geológica de España
Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca,
Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca (España)
Tel: +34 923 294 752; e-mail: sge@usal.es

SEDE EDITORIAL / EDITORIAL OFFICE

Isabel Corral Fernández, Universidad de Salamanca, e-mail: sge@usal.es

GEOGACETA es una publicación semestral de la Sociedad Geológica de España (SGE). En esta revista se publican las comunicaciones presentadas en las Sesiones Científicas de la Sociedad. Se publican artículos cortos (que no superan las cuatro páginas), originales e inéditos, no presentados simultáneamente en otra publicación. La línea editorial de **GEOGACETA** promueve la difusión de las investigaciones que desarrollan los miembros de la sociedad en colaboración con otros colegas y en relación con cualquier aspecto de las Ciencias de la Tierra. La gestión editorial de **GEOGACETA** la desarrolla el Comité Editorial (Editores, Secretario, Secretarías técnicas) en colaboración con el Comité Científico. Dicho comité se compone de un Consejo Asesor y un Consejo Científico. Los artículos que se publican en **GEOGACETA** se caracterizan por su carácter novedoso, provocativo y riguroso. Todos los artículos publicados han sido revisados al menos por dos revisores especializados en la temática del propio artículo y requieren de una valoración positiva por parte de los revisores, así como del informe positivo de los editores ante el Consejo Asesor. Al menos dos veces al año se reúnen Editores y Consejo Asesor. Las normas de publicación pueden consultarse en la web de la plataforma RECYT (Repositorio Español de Ciencia y Tecnología): <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>. La SGE informa que las ideas, opiniones y datos publicados son responsabilidad exclusiva de los autores. Los derechos de *Copyright* son de los autores. Los artículos los publica la SGE y están sujetos a la licencia Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0 International License (CC BY-NC-SA 4.0). <https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/deed.es>

GEOGACETA es una revista con una distribución nacional e internacional que está Indexada/Resumida en: Chemical Abstracts, DIALNET, GeoRef, ICYT, Latindex-Catálogo, Latindex-Directorio, Zoological Record, Scopus y Crossref.

Suscripción anual: Tarifa ordinaria para el año en España y Portugal 42,00 € / Resto del mundo 51,00 €

Imagen de portada / Cover illustration:

Anticlinal tumbado del Cilindro de Marboré (3328 m). Es uno de los grandes pliegues del macizo de Monte Perdido, compuesto por calizas cenozoicas. Un cabalgamiento corta la cima, constituida por areniscas del Cretácico Superior. Autor: Ánchel Belmonte Ribas (Geoparque Mundial UNESCO Sobrarbe-Pirineos).



Comunicaciones presentadas en la LXXIV Sesión Científica, Oviedo (Asturias), 26 de mayo de 2023

GEOGACETA 74
ISSN 0213-683X (versión impresa)
ISSN 2173-6545 (on-line)



Presidente de la SGE:
Dr. Juan Antonio Morales

Secretario de la SGE:
Dr. Miguel Gómez Heras

Editores:

Dr. Alberto Pérez López
Dr. Aitor Cambeses

Organización de la Sesión Científica:

María José Domínguez-Cuesta (Univ. Oviedo)
Laura Rodríguez-Rodríguez (Univ. Oviedo)
José Cuervas-Mons Jerymy Carrillo (Univ. Oviedo)
Montserrat Jiménez-Sánchez (Univ. Oviedo)
Mónica Meléndez (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Edgar Berrezueta (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

COMITÉ CIENTÍFICO / SCIENTIFIC COMMITTEE

CONSEJO ASESOR / ADVISORY BOARD

Juan Antonio Morales González (*Universidad de Huelva*)
Ana Ruiz Constán (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)
Miguel Gómez Heras (*Universidad Autónoma de Madrid*)
José Eugenio Ortiz Menéndez (*Escuela Politécnica de Madrid*)
Blanca María Martínez García (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)
Ramón Casillas Ruiz (*Universidad de La Laguna*)
Pedro Huerta Hurtado (*Universidad de Salamanca*)

Raquel Martín Banda (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)
Ángel Salazar Rincón (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)
Manuel Díaz Azpiroz (*Universidad Pablo Olavide*)
Álvaro Jiménez Berrocoso (Repsol)
Francisco Manuel Alonso Chaves (*Universidad de Huelva*)
Pilar Mata Campo (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)

CONSEJO CIENTÍFICO / SCIENTIFIC BOARD

Carmen Almécija Ruiz (*Universidad de Granada*)
Francisco Manuel Alonso Chaves (*Universidad de Huelva*)
Ignacio Arenillas Sierra (*Universidad de Zaragoza*)
Beatriz Bádenas Lago (*Universidad de Zaragoza*)
José Ignacio Canudo Sanagustín (*Universidad de Zaragoza*)
Antonio M. Casas Sainz (*Universidad de Zaragoza*)
César Casquet Martín (*Universidad Complutense de Madrid*)
Alejandro Cearreta Bilbao (*Universidad del País Vasco*)
Julia Cuevas Urionabarrenechea (*Universidad del País Vasco*)
Trinidad de Torres Pérez-Hidalgo (*Univ. Politécnica de Madrid*)
María Soledad Domingo Martínez (*Univ. Complutense de Madrid*)
María José Domínguez Cuesta (*Universidad de Oviedo*)
Agustina Fernández Fernández (*Universidad de Salamanca*)
Carlos Fernández Rodríguez (*Univ. Complutense de Madrid*)
Mercedes Ferrer Gijón (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)
Jacinta García Talegón (*Universidad de Salamanca*)
Annette E. Götz (*Univ. Georg-August, Göttingen, Alemania*)

Juan Carlos Gutiérrez Marco (*Instituto de Geociencias, UCM-CSIC*)
Faouziya Haissen (*Universidad de Casablanca, Marruecos*)
Pedro Huerta Hurtado (*Universidad de Salamanca*)
María José Huertas Coronel (*Univ. Complutense de Madrid*)
Carlos L. Liesa Carrera (*Universidad de Zaragoza*)
Blanca María Martínez García (*Universidad del País Vasco*)
Vinicius Meira (*Universidad de Campinas, Brasil*)
Lisa Mol (*Universidad de The West of England, Reino Unido*)
José Miguel Molina Cámara (*Universidad de Jaén*)
Francisco Moral Martos (*Universidad Pablo de Olavide*)
Pedro Proença Cunha (*Universidad de Coimbra, Portugal*)
Yamirka Rojas Agramonte (*Universidad Christian-Albrechts de Kiel, Alemania*)
José Luis Simón Gómez (*Universidad de Zaragoza*)
Juan Ignacio Soto Hermoso (*Universidad de Granada*)
Fernando Tornos Arroyo (*Instituto de Geociencias, UCM-CSIC*)
Iñaki Vadillo Pérez (*Universidad de Málaga*)
Patricia Vazquez (*Univ. Reims Champagne-Ardenne, Francia*)

Sobrarbe-Pirineos: Un geoparque de montañas



El Geoparque Mundial de la UNESCO Sobrarbe-Pirineos forma parte de las redes europea y mundial de geoparques desde 2006 y fue declarado Geoparque Mundial UNESCO en 2015, con la aprobación del Programa de Ciencias de la Tierra y Geoparques de la UNESCO.

Como rasgo singular del territorio, Sobrarbe cuenta con todas las figuras con las que la UNESCO reconoce la calidad del patrimonio. Además de un geoparque, Sobrarbe cuenta con la reserva de la biosfera Ordesa-Viñamala y dos bienes de patrimonio mundial, de los que el de Pirineos-Monte Perdido sustenta parte de su valor en sus rasgos geológicos. La totalidad del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, así como parte de los parques naturales de Posets-Maladeta y la Sierra y Cañones de Guara se encuentran también en el geoparque.

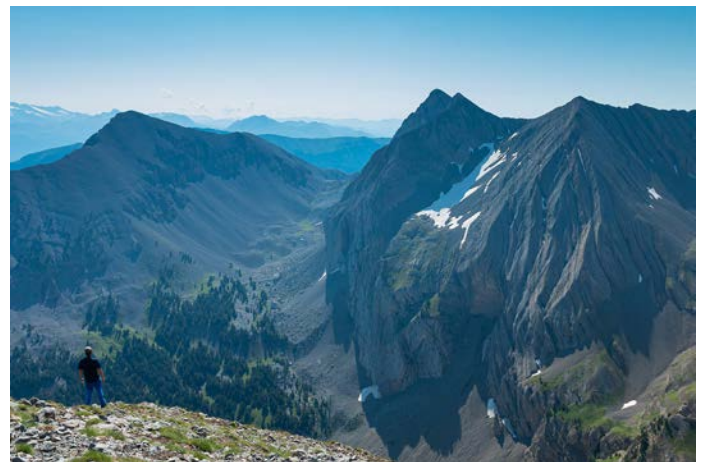
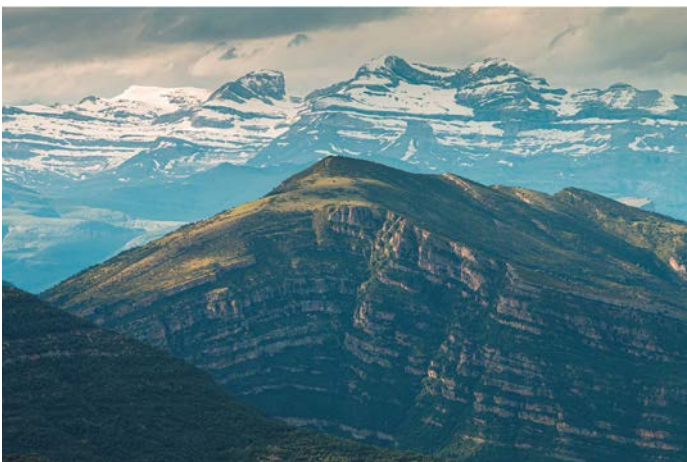
Se trata de un territorio con una notable geodiversidad. En el geoparque aflora una gran variedad de rocas de todo tipo, formadas desde el Cámbrico hasta la actualidad. En términos estructurales, los principales cabalgamientos

del Pirineo central son visibles con unas inmejorables condiciones de observación. Algunos afectan sólo a la cobertera mesocenoica (como Cotiella o Monte Perdido) y otros involucran también al basamento varisco (Gavarnie o Guarga). Es reseñable la existencia de grandes pliegues de orientación N-S así como magníficos ejemplos de relación entre tectónica y sedimentación, con varios Global Geosites reconociendo su condición de patrimonio geológico de importancia internacional. Distintos afloramientos, algunos visitados ya por Charles Lyell, han sido lugares clave para interpretar la arquitectura pirenaica.

Sobre la base de un relieve estructural, diversos procesos morfogenéticos han modelado las montañas de Sobrarbe. La alta montaña se caracteriza por un paisaje glaciar con infinidad de morfologías erosivas y deposicionales. Todavía dos glaciares (Monte Perdido y Lardana) permanecen activos bajo los dos picos más altos del geoparque. Las formas periglaciares abundan en todo el territorio. Muchos procesos son aún funcionales, con presencia de suelos permanentemente helados en condiciones topoclimáticamente favorables. Dada la abundancia de macizos y sierras calcáreas, el karst tiene un gran desarrollo tanto en superficie como en profundidad. Tres sistemas de más de un kilómetro de desnivel y docenas de cuevas heladas son también Global Geosites del geoparque Sobrarbe-Pirineos. Ríos en roca y aluviales, con importantes sistemas de terrazas y diversos tipos de movimientos en masa completan las grandes líneas del relieve.

El geoparque organiza multitud de actividades todo el año en torno a la ciencia, la educación, la divulgación científica, la conexión de lo geológico con el resto de elementos del patrimonio y el desarrollo territorial, económico y cultural. Existen muchas maneras de conocer la geología de Sobrarbe: el Espacio del Geoparque –centro de interpretación ubicado en Aínsa-, la red de 30 geo-rutas a pie y 13 en btt, una vía ferrata interpretada o un circuito minero. El geoparque es un lugar excepcional para disfrutar de la geología entre montañas.

www.geoparquepirineos.com



Ciclicidad climática en sedimentos lacustres de la Formación El Castellar (Cretácico inferior, Cordillera Ibérica)

Climatic cyclicity of the lacustrine sediments of the El Castellar Formation (Early Cretaceous, Iberian Chain)

Natalia Illueca*, Carlos L. Liesa y Ana R. Soria

Departamento de Ciencias de la Tierra-Instituto de Ciencias Ambientales (IUCA), Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain.
853503@unizar.es, carluis@unizar.es, anasoria@unizar.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The El Castellar Formation (late Hauterivian-early Barremian) in the Castillo de Aliaga section (Galve sub-basin, NE Spain) consists mainly of lacustrine marls and limestones. The spectral analysis of time series (depth domain) constructed from data of magnetic susceptibility and lithology shows the presence of three stratigraphic cycles, with periodicities of ~57, ~13 and ~3 m. These cycles have been attributed to large eccentricity (405 kyr), short eccentricity (95 kyr) and large precession (22.4 kyr) cycles, respectively. The series comprises 10 complete cycles of short eccentricity and another two incomplete, so that the studied succession would represent a time interval of ca. 1 Ma, what is in accordance with the chronostratigraphic framework of the subbasin.

Key-words: Milankovitch cycles, periodicity, cyclostratigraphy, spectral analysis, data series.

RESUMEN

La Formación El Castellar (Hauteriviense superior-Barremiense basal) en el perfil Castillo de Aliaga (subcuenca de Galve, NE España) está constituida principalmente por margas y calizas lacustres. El análisis espectral de series temporales (en el dominio de profundidad) de susceptibilidad magnética y litología muestra la presencia de tres ciclos estratigráficos, con periodicidades de ~57, ~13 y ~3 m, que han sido atribuidos, respectivamente, a los ciclos orbitales de excentricidad larga (405 ka) y corta (95 ka), y precesión larga (22,4 ka). La serie comprende 10 ciclos completos de excentricidad corta y otros dos incompletos, por lo que los sedimentos estudiados representarían en torno a 1 Ma, lo que está de acuerdo con el marco cronoestratigráfico de la subcuenca.

Palabras clave: Ciclos de Milankovitch, periodicidad, cicloestratigrafía, análisis espectral, series de datos.

Geogaceta, 74 (2023), 3-6
<https://doi.org/10.55407/geogaceta98398>
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 10/02/2023
Fecha de revisión: 20/04/2023
Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

La Formación El Castellar (Hauteriviense superior-Barremiense inferior) forma parte del registro geológico del margen occidental de la cuenca extensional cretácica del Maestrazgo. En la subcuenca de Galve, esta unidad está constituida por depósitos aluviales en su base, que evolucionan a una alternancia de margas y calizas de ambiente lacustre. La estratigrafía, paleontología, sedimentología y relaciones tectónica-sedimentación han sido ampliamente descritas (Soria, 1997; Soria *et al.*, 2001; Liesa *et al.*, 2006, 2023; Meléndez *et al.*, 2009; Gasca, 2015; Castanera *et al.*, 2022). Este trabajo pretende dar un paso más, estudiando la ciclicidad estratigráfica y climática de esta formación en esta subcuenca, como ya se ha realizado con éxito en otras unidades cretácicas de cuencas sedimentarias ibéricas (Soria *et al.*, 2012; Muñoz *et al.*, 2020). Para ello, se ha levantado un perfil estratigráfico de detalle en la zona de Aliaga (perfil Castillo de Aliaga; Fig. 1)

de la parte media y superior lacustre de esta unidad (Soria, 1997; Meléndez *et al.*, 2009).

Metodología

El perfil Castillo de Aliaga (40°40'37" N y 0°42'26"W), de 129 m, ha sido levantado capa a capa y representado a escala 1:50. Se tomaron 146 muestras (una por cada metro del perfil, más 16 extra); 98 de las cuales se estudiaron en sección pulida y/o lámina delgada, y 48 fueron levigadas y estudiadas con lupa binocular.

El análisis de la ciclicidad de esta unidad se ha realizado a partir de la construcción de dos series de datos: susceptibilidad magnética y litología. La primera de ellas está basada en datos cuantitativos tomados directamente en campo con un susceptómetro KT-20 (Georadis). La segunda se basa en un modelo numérico que distingue la litología de las rocas y sedimentos. El modelo numérico aplicado es: conglomerado (valor 1), arena (2), limo (3), arcilla (4), marga (5), margo-

caliza (6), caliza con textura *packstone* (7), caliza con textura *wackestone* (8) y caliza con textura *mudstone* (9). Todas las series están construidas con una frecuencia de un dato cada 50 cm (259 datos cada serie). Cada dato de la serie de susceptibilidad magnética promedia, al menos, tres mediciones para minimizar los errores instrumentales.

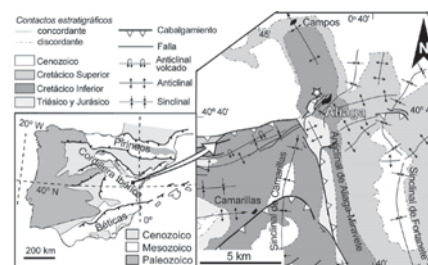


Fig. 1.- Mapa geológico del sector noreste de la subcuenca de Galve (Cordillera Ibérica) con la localización del perfil Castillo de Aliaga (estrella) (modificado de Meléndez *et al.*, 2009).

*Fig. 1.- Geological map of the north-eastern sector of the Galve subbasin (Iberian Range) and location of the Castillo de Aliaga profile (star) (modified of Meléndez *et al.*, 2009).*

El análisis espectral (de tipo RedFit; Schulz y Mudelsee, 2002) de las series temporales (en *depth domain*) se ha llevado a cabo utilizando el software PAST (Hammer *et al.*, 2001). Se han utilizado las bandas de confianza del 95% y 99%, calculadas a partir de un modelo de ruido rojo AR(1) (Schulz y Mudelsee, 2002). Las periodicidades obtenidas se han relacionado, a partir de sus relaciones mutuas, con las correspondientes a los ciclos orbitales de la banda de frecuencia de Milankovitch (1941) para el intervalo temporal estudiado, siguiendo a Laskar *et al.* (2011). Se ha aplicado un filtro gaussiano, centrado en una frecuencia 0,08 (12,5 m), para facilitar una mejor visualización de los ciclos de excentricidad corta (moda 95 ka).

Resultados

El perfil Castillo de Aliaga estudiado corresponde al tramo medio-superior lacustre de la Formación el Castellar. La litología es principalmente carbonatada, alternando materiales margosos y calcáreos, e intercalando ocasionalmente niveles detríticos de arcillas (Fig. 2). En el perfil se diferencian dos tramos carbonatados (A y C; Fig. 2) separados por uno lutítico (B). Son abundantes los rasgos de exposición subaérea como bioturbación, brechificación y oxidación, y, en la parte superior del perfil, presenta laminaciones y estratificaciones cruzadas.

Los valores de susceptibilidad magnética oscilan entre 2 y 173 x10⁻⁶ SI, con un promedio de 50,6 x10⁻⁶ SI (línea roja discontinua; Fig. 2). Los tramos carbonatados A y C tienen valores de susceptibilidad magnética por debajo de la media, y el tramo lutítico intermedio B tiene valores que están por encima de ella. Las dos series de tiempo (susceptibilidad magnética y litología) muestran a lo largo de la serie estratigráfica variaciones y tendencias cíclicas de sus valores.

Los resultados del análisis espectral de ambas series de datos muestran picos principales de frecuencia que pasan la banda de confianza del 95% y, a veces, están relativamente próximos entre sí (Fig. 3A). En el espectro de potencia de la serie de susceptibilidad magnética, el pico más importante tiene una periodicidad de 13,2 m. También sobrepasan dicha banda de confianza picos con periodicidades de 57,3, 34,4 y 1,4 m, y casi lo alcanza un pico en 3,3 m. En el espectro de potencia de la serie litología, dos picos en 1,6 y 1,4 m superan la banda de confianza del 99%;

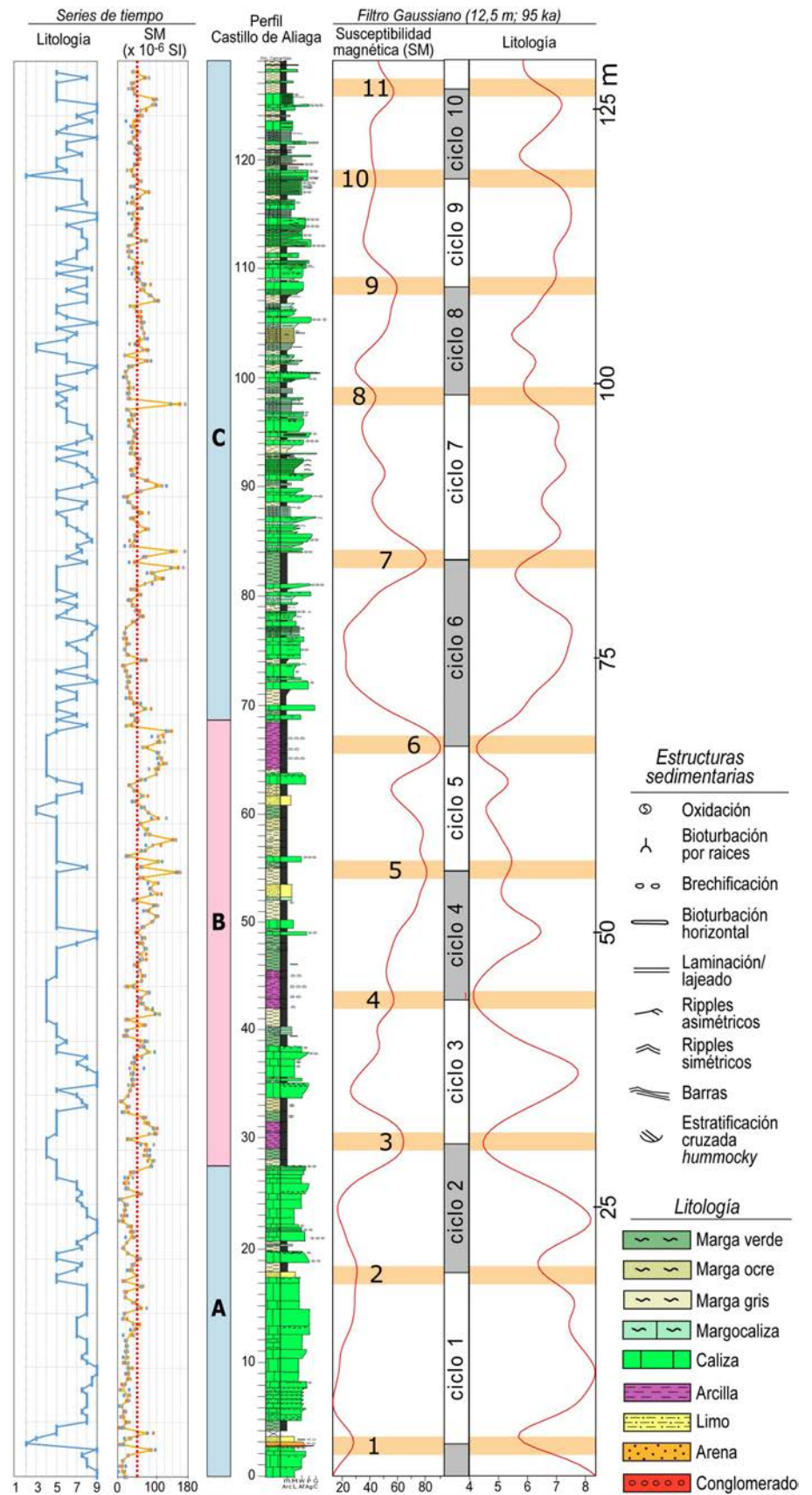


Fig. 2.- Columna estratigráfica Castillo de Aliaga de la Formación El Castellar, series de datos de susceptibilidad magnética y litología y curvas suavizadas mediante filtro gaussiano (25 datos, 12,5 m) con los ciclos diferenciados y atribuidos a la excentricidad corta (95 ka) (ver figura a color en versión web).

Fig. 3.- The Castillo de Aliaga stratigraphic section of the El Castellar Formation, the data curves of lithology and magnetic susceptibility (MN) series, and smoothed curves (by gaussian filter; 25 data, 12.5 m) with the distinguished cycles, here attributed to the short eccentricity (95 kyr) cycles (see color figure on web).

otros tres picos, con periodicidades de 86, 13,2 y 3,3 m, superan la del 95%, y el pico de 57,3 m casi lo alcanza (Fig. 3A).

Interpretación y discusión

Los resultados del análisis espectral de las dos series de tiempo son bastante similares (Fig. 3A). El ciclo de periodicidad mejor definida en ambas series es el de 13,2 m (banda de frecuencias F2 en Fig. 3A). El ciclo de 3,3 m aparece bien definido en la serie litología y se observa, aunque sin alcanzar la banda de confianza del 95%, en la serie de susceptibilidad magnética (banda F3; Fig. 3A). En frecuencias más bajas y en frecuencias más altas se han reconocido varios ciclos muy próximos entre sí, con periodicidades de 86, 57,3 y 34,4 m los primeros (banda F1), y de 1,6 y 1,4 m los segundos (banda F4).

Siguiendo a Muñoz *et al.* (2020), estas periodicidades tan próximas probablemente representan la expresión de un único ciclo y resultan de variaciones o alteraciones asociadas a una actividad tectónica coetánea con la sedimentación. Durante el depósito de la Formación El Castellar se ha descrito en la subcuenca de Galve una importante actividad tectónica asociada a fallas normales (Liesa *et al.*, 2006, 2019;

Meléndez *et al.*, 2009), la cual produciría cambios en la tasa de subsidencia y, por tanto, en los espesores registrados de los ciclos. En estos casos, puede diferenciarse una periodicidad principal y otra/s secundaria/s o subordinada/s.

En el caso de la banda F1, las periodicidades de 86 y 57,3 m representan, respectivamente, el pico principal en la serie de litología y en la de susceptibilidad magnética, aunque en ambos casos el espectro muestra un continuo entre ellos. Hemos considerado la periodicidad de 57,3 m como principal porque damos más confianza a los resultados obtenidos de la serie de datos de la susceptibilidad magnética y porque, como veremos más adelante, presenta un mejor ajuste en las relaciones entre los diferentes ciclos y su comparación con los ciclos de Milankovitch (Fig. 3B,C). La periodicidad de 34,4 m también representaría probablemente un ciclo subordinado.

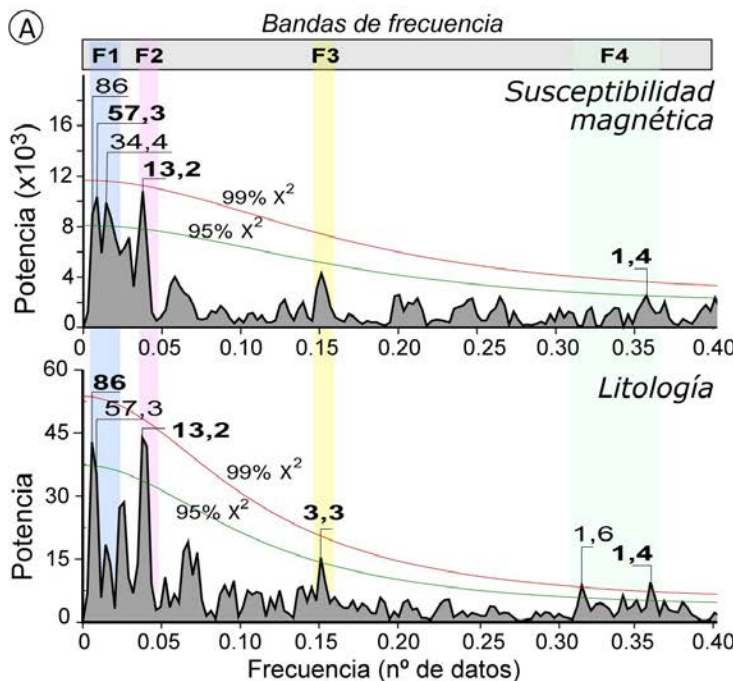
En el caso de la banda F4, la periodicidad de 1,4 m se considera la principal, por estar presente en los dos espectros de potencia, y la periodicidad 1,6 m, la subordinada.

Para relacionar los ciclos (principales y subordinados) inferidos en el perfil, expresados en metros, con los ciclos climáticos de origen astronómico (excentri-

cidad, oblicuidad y precesión; Milankovitch, 1941), expresados en tiempo, se han estudiado las relaciones mutuas entre los mismos (Fig. 3B y C). En el primer caso, se han tenido en cuenta las duraciones de los ciclos durante el periodo de tiempo estudiado (Laskar *et al.*, 2011), es decir, la edad Hauteriviense-Barremiense de la unidad (Fig. 3B).

Las relaciones entre las periodicidades obtenidas en el Perfil del Castillo de Aliaga (Fig. 3C) muestran un buen ajuste en sus valores con las relaciones entre algunos de los ciclos de la banda de frecuencia de Milankovitch, especialmente cuando se comparan las relaciones entre las periodicidades principales obtenidas (valores destacados en negrita y con color rojo en figuras 3A y 3B). Según este ajuste, las periodicidades principales de 57,3 m, 13,23 m y 3,3 m representarían, respectivamente, los ciclos de excentricidad larga (405 ka), excentricidad corta (moda de 95 ka) y precesión larga (22,4 ka).

Los ciclos de más alta frecuencia (banda F4) no quedan dentro de este esquema. Estos ciclos podrían ser bien el reflejo de ciclos de precesión en momentos donde la tasa de sedimentación fuera más reducida, quizás en relación con una menor subsidencia asociada al movimiento de las fallas normales que



(B) Relaciones entre ciclos para el Cretácico Inferior

Ciclos	Excentricidad			Oblicuidad	Precesión	
	Larga	Corta			Larga	Corta
Tiempo (Ka)	405	125	95	37,2	22,4	18,2
405	1	3,24	4,26	10,89	18,08	22,25
125		1	1,32	3,36	5,58	6,87
95			1	2,55	4,24	5,22
37,2				1	1,66	2,04
22,4					1	1,23
18,2						1

(C) Relaciones entre las periodicidades obtenidas en el perfil Castillo de Aliaga

Ciclos (m)	Bandas de Frecuencia						
	F1	F2	F3	F4	F4	F4	F4
	86	57,3	34,4	13,2	3,3	1,6	1,4
86	1	1,50	2,50	6,51	26,06	53,75	61,42
57,3		1	1,66	4,33	17,31	35,81	40,93
34,4			1	2,60	10,42	21,50	24,57
13,2				1	4,00	8,25	9,43
3,3					1	2,06	2,36
1,6						1	1,14
1,4							1

Relación entre periodicidades:
 1,50 de la misma banda de frecuencia
 35,81 de distinta banda de frecuencia
40,93 principales de distinta banda de frecuencia
4,00 principales de distinta banda de frecuencia y correlacionadas con los ciclos de Milankovitch

Fig. 3.- Resultados del análisis espectral. A) Espectros de potencia (periodicidades en metros) para las series de tiempo de susceptibilidad magnética y litología (periodicidades principales en negrita). B) Relaciones entre los ciclos de Milankovitch, con las periodicidades correspondientes al Cretácico Inferior (Laskar *et al.*, 2011). C) Relaciones entre las periodicidades obtenidas en el perfil Castillo de Aliaga (ver A). (Ver figura a color en versión web).

Fig. 3.- Results of the spectral analysis. A) Power spectra (periodicities in metres) for the time series of magnetic susceptibility and lithology (main periodicities in bold). B) Relations between all Milankovitch cycles, with the periodicities corresponding to Lower Cretaceous (Laskar *et al.*, 2011). C) Relations between the periodicities obtained in the Castillo de Aliaga section by spectral analysis (see A). (See color figure on web).

controlaron el depósito de la unidad, o bien ciclos por debajo de la banda de frecuencia de los ciclos de Milankovitch.

Las curvas de susceptibilidad magnética y litología suavizadas con filtro gaussiano (25 datos, 12,5 m), centrado en el ciclo principal con periodicidad de 13,2 m (ciclo de excentricidad corta de 95 ka), muestran con claridad el carácter cíclico de la unidad, aunque los máximos tienen distinta amplitud (Fig. 2). Nótese cómo ambas series muestran normalmente una correlación inversa, de modo que los máximos de susceptibilidad magnética (destacados con fondo naranja y numerados en orden cronológico) se correlacionan frecuentemente con los mínimos de la serie de litología (facies detríticas), y viceversa. Los máximos de la serie de susceptibilidad magnética han sido utilizados para definir los diferentes ciclos de 95 Ka. La serie comprende un total de 10 ciclos completos y otros dos incompletos, de modo que podemos inferir que el perfil estudiado comprendería un intervalo temporal de en torno a 1 Ma. No obstante, no existen hasta el momento datos de edad absoluta que permitan la calibración astrocronológica de la misma a partir de los resultados obtenidos en este trabajo.

Esta interpretación cicloestratigráfica resulta plausible, además, por: i) implica tasas de sedimentación moderadas (~129 mm/ka), coherentes con la transición entre la etapa de iniciación y de clímax del *rifting* de esta unidad (Liesa *et al.*, 2006), y parecidas a las de otras unidades bajo régimen tectónico similar (Doglioni *et al.*, 1998; Navarrete, 2015); ii) el intervalo temporal que abarcan los sedimentos estudiados (~1 Ma) es coherente con el marco cronoestratigráfico establecido para esta unidad a partir de la edad proporcionada por asociaciones de carofitas y de las relaciones estratigráficas entre la unidades infra- y suprayacentes (Soria, 1997; Gasca, 2015; Aurell *et al.*, 2016; Liesa *et al.*, 2019), y iii) la baja latitud (20-25°N) del área de estudio podría ser la causa de que no haya quedado registrado el ciclo de oblicuidad (Olsen, 1986).

Por último, los ciclos estratigráficos registrados serían un reflejo de ciclos climáticos, con gran efecto sobre la sedimentología y condiciones ambientales del sistema. Meléndez *et al.* (2009) ya definieron las secuencias de somerización que se desarrollan en la unidad lacustre, y es razonable atribuir estas secuencias de somerización con la potencial ciclicidad climática determinada en este estudio.

Conclusiones

El estudio cicloestratigráfico de la Formación El Castellar permite establecer que el registro sedimentario de la unidad tuvo un control climático orbital, registrándose los ciclos de excentricidad larga (405 ka), excentricidad corta (95 ka) y precesión larga (22,4 ka), con una periodicidad media de 57,3 m, 13,2 m y 3,3 m, respectivamente. Algunos de los ciclos muestran picos subordinados que probablemente son el reflejo de los cambios de subsidencia asociados a la actividad de fallas normales coetáneas con la sedimentación. El reconocimiento de, al menos, 10 ciclos de 95 ka a lo largo de la serie, implica un rango de edad para la misma de ~1 Ma, encajando con el que se atribuye a la Formación El Castellar, de edad Hauteriviense superior-Barremiense basal.

Contribución de los autores

Los tres coautores levantaron la columna estratigráfica, tomaron las muestras y obtuvieron los datos. La primera autora hizo el estudio cicloestratigráfico. La redacción fue abordada conjuntamente por los tres coautores.

Agradecimientos y financiación

Los autores agradecen el uso de Servicio General de Apoyo a la Investigación-SAI, Universidad de Zaragoza, los comentarios de dos revisores anónimos y la labor del editor. Esta investigación ha sido financiada por la Agencia Estatal de Investigación (AEI/10.13039/501100011033) del Gobierno de España (proyecto PID2019 - 108705 - GB - I00.) y el Gobierno de Aragón (E32_20R: Grupo *Geotransfer. Investigación Geológica para la Ciencia y la Sociedad*). N. Illueca se beneficia de un contrato dentro del Programa INVESTIGO, en el marco del Plan de Recuperación, Transformación y resiliencia.

Referencias

Aurell, M., Bádenas, B., Gasca, J.M., Canudo, J.I., Liesa, C., Soria, A.R., Moreno-Azanza, M. y Najas, L. (2016). *Cretaceous Research* 65, 138-162. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2016.04.020>
 Castanera, D., Bádenas, B., Aurell, M., Canudo, J.I. y Gasca, J.M. (2022). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 591, 110866. <https://doi.org/k6bt>

Doglioni, C., Carminati, E., Crespi, M., Cuffaro, M., Penati, M. y Riguzzi, F. (1998). *Marine and Petroleum Geology* 15, 737-750. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(98\)00052-X](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(98)00052-X)
 Gasca, J.M. (2015). *Aportaciones al conocimiento sobre los dinosaurios del Barremiense inferior (Cretácico inferior) de Teruel, España asociaciones fósiles, sistemática, paleobiodiversidad y afinidades paleobiogeográficas*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 234 p.
 Hammer, Ø., Harper, D.A.T. y Ryan, P.D. (2001). *Paleontologia Electronica* 4. <http://palaeo-electronica.org>
 Laskar, J., Fienga, A., Gastineau, M. y Manche, H. (2011). *Astronomy & Astrophysics* 532, A89. <https://doi.org/10.1051/0004-6361/201116836>
 Liesa, C.L., Soria, A.R., Meléndez, N. y Meléndez, A. (2006). *Journal of the Geological Society* 163(3), 487-498. <https://doi.org/10.1144/0016-764904-169>
 Liesa, C.L., Casas, A.M., Aurell, M., Simón, J.L. y Soria, A.R. (2023). *Basin Research* 35, 295-335. Doi: 10.1111/bre.12713
 Meléndez, M.N., Liesa, C.L., Soria, A.R. y Meléndez, A. (2009). *Sedimentary Geology* 222, 64-77. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.05.019>
 Milankovitch, M.M. (1941). Canon of insolation and the iceage problem. *Königlich Serbische Akademie Beograd Special Publication* 132, 484 p.
 Muñoz, A., Angulo, A., Liesa, C.L., Luzón, M.A., Mayayo, M.J., Pérez, A., Soria, A.R., Val, V. y Yuste, A. (2020). *Boletín Geológico y Minero* 131(2), 243-268. <https://doi.org/k6bv>
 Navarrete, R. (2015). *Controles alocíclicos de la sedimentación barremiense en la Subcuenca de Galve (Formación Camarillas, margen occidental e la Cuenca del Maestrazgo)*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 444 p.
 Olsen, P.E. (1986). *Science* 234, 842-848. Doi: 10.1126/science.234.4778.842
 Schulz, M. y Mudelsee, M. (2002). *Computers & Geosciences* 28, 421-426. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(01\)00044-9](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(01)00044-9)
 Soria, A. (1997). *Estudio estratigráfico-sedimentológico y tectónico del Cretácico inferior en la parte occidental de la cuenca del Maestrazgo, subcuencas de Las Parras y Galve*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 363 p.
 Soria A.R., Liesa C.L., Meléndez A. y Meléndez M.N. (2001). *Geotemas* 3, 257-260.
 Soria, A.R., Muñoz, A., Liesa, C.L., Luzón, A., Meléndez, A. y Meléndez, M.N. (2012). *Terra Nova* 24, 407-416. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2012.0180x>

The Oko Limestones: a Late Miocene-Pliocene fluvial to palustrine-lacustrine carbonate wetland enclosed in the South-Pyrenean Thrust Front (Navarre, Spain)

Las Calizas de Oko: un humedal fluvial a palustre-lacustre carbonático del Mioceno tardío-Plioceno encajado en el Frente Cabalgante Surpirenaico (Navarra, España)

Asier Valenzuela^{1*}, Zuriñe Larena¹, Xabier Murelaga¹ and Juan Ignacio Baceta¹

¹ Dept. of Geology, Faculty of Science and Technology, University of the Basque Country (UPV/EHU), B^o Sarriena, s/n, 48940 Leioa (Bizkaia).
asiervalenzuela5@gmail.com, zurine.larena@ehu.eus, xabier.murelaga@ehu.eus, juanignacio.baceta@ehu.eus.

*Corresponding author

ABSTRACT

This work presents the sedimentological study of the Upper Miocene-Pliocene Oko Limestones, exposed in the Antzin-Murieta Basin, in Navarre. Two stratigraphic sections of the carbonate unit have been studied: the Oko cemetery and Ega road sections. The former exposes facies that characterize a fluvial carbonate environment, with a distinct development of microbial oncolitic deposits. The coeval deposits exposed in the Ega road section, instead, largely represent a palustrine-lacustrine setting that evolved under alternating conditions of ponding and desiccation. Data integration from these sections and the intermediate areas, allows the interpretation of a fluvial to palustrine-lacustrine wetland with a marked east-southeast trend, which developed coevally to the uplift of the Piedramillera thrust sheet.

Key-words: Oko Limestones, Upper Miocene-Pliocene, fluvial to palustrine-lacustrine environments, South-Pyrenean Thrust Front.

RESUMEN

Este trabajo presenta el estudio sedimentológico de las Calizas de Oko del Mioceno Superior-Plioceno, expuestas en la Cubeta de Antzin-Murieta, en Navarra. Se han estudiado dos secciones estratigráficas de la unidad carbonática: las secciones del cementerio de Oko y de la carretera del Ega. La primera comprende facies que caracterizan un ambiente fluvial carbonático, con un notable desarrollo de depósitos oncolíticos microbianos. Los depósitos coetáneos expuestos en la sección de la carretera Ega, en cambio, representan en gran medida un entorno palustre-lacustre que evolucionó bajo condiciones alternas de encharcamiento y desecación. La integración de datos de estas secciones y de las zonas intermedias, permite la interpretación de un humedal fluvial a palustre-lacustre con una marcada tendencia este-sureste, que se desarrolló coetáneamente al levantamiento de la lámina cabalgante de Piedramillera.

Palabras clave: Calizas de Oko, Mioceno Superior-Plioceno, ambientes fluviales a palustres-lacustres, Frente Cabalgante Surpirenaico.

Geogaceta, 74 (2023), 7-10

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98229>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 01/02/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introduction

Pre-Quaternary fluvial to palustrine-lacustrine carbonate systems are well known in the geological record (see Arenas-Abad et al., 2010). In Spain, some excellent examples from different tectonic settings have been documented in the Jurassic of Asturias, Oligocene of Mallorca and Upper Miocene of the Ebro Basin (Arenas et al., 2007, 2015; Vázquez-Urbez et al., 2013).

Here, we document the preliminary sedimentological analysis of the Upper Miocene-Pliocene Oko Limestones (Baceta et al., 1997; López-Horgue and Olivé, 1998), representing the last depositional stage during the emplacement of the South-Pyrenean Thrust Front (SPTF), to the west of the Pamplona transfer fault system.

Geological setting

In western Navarre, the boundary between the Pyrenean fold and thrust belt and the Ebro foreland basin is defined at surface by the Piedramillera and Learza-Monjardín thrust sheets, which can be traced in continuity east-west along 20 km from the Estella diapir to the Kodes mountain ridge (Fig. 1). The integration of data from outcrops and several seismic lines, documents that both tectonic features represent the surface tips of the SPTF. At depth, the SPTF occurs as a single basal thrust rooted at 5500-6000 m subsea, with an estimated tectonic shortening of about 15 km (Bravo, 2022). The growth of the Piedramillera thrust sheet during Early-Middle Miocene times, determined the formation of a series of small depositional troughs on the hanging block to

the north, among which the Antzin-Murieta Basin is the most representative (Fig. 1). This is a small syncline basin that was infilled by ca. 500 m thick alluvial to palustrine deposits, unconformably onto folded Upper Cretaceous marine strata (Fig. 2).

The infilling succession consists of four informal lithological units, including (1) the basal conglomerates, (2) the lower mudstone unit, (3) the Oko Limestones and (4) the upper mudstone unit. Detailed mapping of this sedimentary fill documents the irregular physiography of the basal unconformity, and the lateral interfingering of the four main units in both north-south and east-west oriented sections (Fig. 2). Based on regional criteria, the succession was deposited during Late Miocene-Pliocene times (Baceta et al., 1997; López-Horgue and Olivé, 1998).

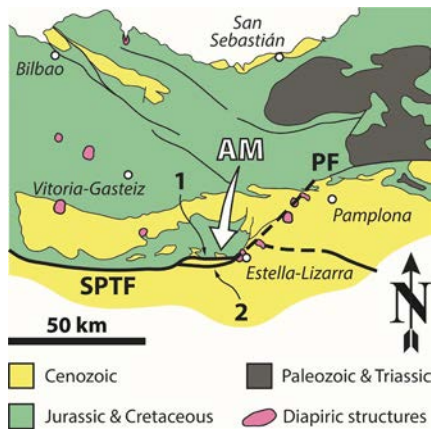


Fig. 1.- Synthetic geological map of the Western Pyrenees. AM: Antzin-Murieta Basin; 1: Piedramillera thrust; 2: Learza-Monjardín thrust; SPTF: South-Pyrenean Thrust Front; PF: Pamplona Fault. See color figure on the web.

Fig. 1.- Mapa geológico sintético de los Pirineos Occidentales. AM: Cubeta de Antzin-Murieta; 1: cabalgamiento de Piedramillera; 2: cabalgamiento de Learza-Monjardín; SPTF: Frente Cabalgante Surpirenaico; PF: Falla de Pamplona. Ver figura en color en la web.

Facies analysis

Two stratigraphic sections of the Oko Limestones were studied in detail: the Oko cemetery section, on the southern flank of the basin, and the Ega road section, along the road NA 132-A (kilometre point 9+800), separated 3.2 km from each other (Fig. 2).

Oko cemetery section

At this site, the upper 65 m of the Oko Limestones are exposed dipping 20-25° to the north-northeast (Fig. 2). The succession is defined by m-thick beds and bed packages of indurated carbonates, alternating with poorly exposed marl intervals. The indurated carbonates exhibit irregular erosional bases and laterally pinch and swell over distances of 50-200 m. According to composition and texture, these channel-like carbonate bodies consist of two distinct facies deposited in vertical succession: the oncoïd rudstone-floatstones and the oncoïd-intraclast packstone to wackestones (Fig. 3).

The oncoïd rudstone-floatstones are 20-60 cm thick accumulations of ovoid to cylindrical microbial oncoïds, ranging 0.5-5 cm in size, commonly in fining-upward arrangement (Figs. 3 and 4A). Individual oncoïds display empty or calcite spar-filled nuclei, with morphologies that resemble to plant stems. Alter-

natively, the nuclei consist of dark-grey micrite intraclasts, oncoïd fragments or bioclasts (gastropod shells). Oncoïd cortices vary in thickness from a few mm to 2 cm, and consist of 200-500 µm thick laminae that surround symmetrically the nuclei. Matrix, if present, is of wackestone to grainstone texture comprising micrite, intraclasts and broken oncoïds.

The oncoïd-intraclast packstone-wackestones form continuous but heterogeneous intervals up to 1 m thick, in gradual vertical transition from the oncoïd rudstone-floatstones, or defining the base of the sharp-based carbonate beds (Fig. 3). They mainly consist of packstone-wackestones with floating micritic intraclasts, broken oncoïds and very sparse fragments of ostracods and gastropods (Fig. 4B). The intraclasts are diverse in size, rounding degree and coloration, features indicative of reworking and mixing of material from different levels or sources. Most beds show randomly-oriented cracks, non-recognised microbial remains and irregular fenestrae infilled of calcite spar and microspar.

The tops of the beds and bed packages are defined by thin intervals of charophyte-ostracod wackestones and/or intraclastic wackestone-mudstones, with the latter exhibiting sub-vertical to irregular spar-filled root traces. The marl interbeds are usually laminated, lack fossil remains and comprise sparse to abun-

dant root traces (Fig. 3). The succession exposed at the Oko cemetery extends with similar characteristic across the southern flank of the Antzin-Murieta Basin (Fig. 2).

Ega road section

At this section, the Oko Limestones display facies that differ significantly from those exposed at Oko (Fig. 2). The unit, up to 210 m thick, is dominated by limestones of two main facies types: charophyte-gastropod wackestones and intraclastic wackestone-mudstones (Fig. 3).

The charophyte-gastropod wackestones crop out as massive to slightly laminated beds, 10-80 cm thick, with sharp to gradual undulating bases and tops. Most beds show sub-vertical root traces up to 20 cm high, more conspicuous at their tops (Fig. 3). These limestones are made of sparse to abundant gastropod shells, charophyte stems and oogonia averaging 1-2 mm in size, and to a lesser extent, of tiny ostracods and micritic intraclasts (Fig. 4C). The charophytes and gastropods are commonly broken by bioturbation and compactional processes, and show dissolution or neomorphism to calcite microspar. Moldic and fenestral porosity are noticeable in these deposits (Fig. 4C).

The intraclastic wackestone-mudstones occur as beds of 10-80 cm thick, also with sharp to gradual wavy bases and

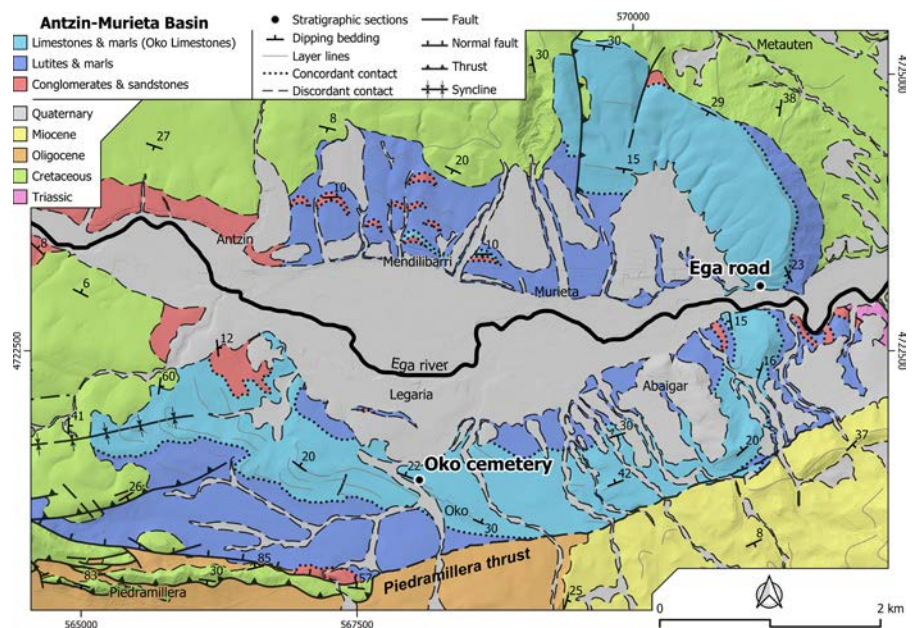


Fig. 2.- Geological map of the Antzin-Murieta Basin. Note the position of the two sections studied in detail. CRS: ETRS89 / UTM zone 30N (EPSG:25830). See color figure on the web.

Fig. 2.- Mapa geológico de la Cubeta de Antzin-Murieta. Nótese la posición de las dos secciones estudiadas en detalle. SRC: ETRS89 / UTM zone 30N (EPSG: 25830). Ver figura en color en la web.

tops. A nodular fabric is distinct in many beds, given by the abundant root marks, rhizocretions and desiccation cracks (Fig. 3). In thin section, different generations of cracking, brecciation, and void filling by calcite spar and minute intraclasts are visible (Fig. 4D). Some beds show moderate to intense neomorphism.

The two main facies described above are interbedded with thin, massive to laminated marls that include root traces and very sparse charophytes. No vertical arrangements indicative of facies cyclicity is evident in the section (Fig. 3). The facies succession exposed at the Ega road section is characteristic of all outcrops of the Oko Limestones across the northeast and southeast of the basin (Fig. 2).

Facies model

Considering the sedimentological features of the Oko Limestones across the Antzin-Murieta Basin, a fluvial to palustrine-lacustrine carbonate environment is proposed. According to Arenas et al. (2007, 2015) and Arenas-Abad

et al. (2010), the beds and bed packages consisting of oncoïd rudstone-floatstones and/or oncoïd-intraclast packstone-wackestones found at the Oko cemetery section, likely represent deposits that infilled a series of stacked, shallow, low-energy fluvial channels, which trended towards the east and southeast. These channels developed over a flat marly alluvial plain, during episodes of increased discharge, eroding previous deposits and pulling out plant fragments that acted as nuclei for the oncoïdal growths. The fining-upward sequences are indicative of a progressive decrease in energy levels, succeeded by the subsequent ponding and final abandonment of the channelled areas. This final filling stage is represented by the vertical transition to bioclastic wackestones and/or intraclastic wackestone-mudstones with abundant root traces, suggesting the establishment of full palustrine conditions.

The facies of the Ega road section attest the persistence of palustrine-lacustrine conditions in the areas to the east of the western fluvial channelled

domain. According to Alonso-Zarza and Wright (2010), the charophyte-gastropod wackestones represent shallow, semi-permanent subaquatic conditions. The interbedding of this facies with intraclastic wackestone-mudstones with abundant root traces and minor massive to laminated marls, is indicative of stages of oscillating water table conditions, punctuated by episodes of partial exposure and active plant recolonization. The persistent but random superposition of facies found in the Ega road section, indicates alternating phases of ponding and desiccation, which is fully consistent with the episodes of increasing then decreasing water discharge, channelling and subsequent abandonment recorded in the Oko cemetery section.

Conclusions

The sedimentological study carried out on the Oko Limestones provides significant data about the facies types, distribution and depositional conditions that prevailed in the Antzin-Murieta Basin during Late Miocene-Pliocene times. The integration of the facies analysis and cartographic data, suggests that this carbonate unit was deposited across a small endorheic depression, developed between the hanging block of the Piedramillera thrust sheet and the rising Estella diapir to the east. The fluvial to palustrine-lacustrine environment was mainly fed by the alluvial systems developed along the west and northwest margins of the basin.

The Oko Limestones have potential for future sedimentological studies, since its microbialite facies can provide significant environmental data of past continental wetland environments. Detailed age dating of the Oko Limestones will be essential to accurately constraint its chronostratigraphic position.

Author contributions

Field work (mapping, logging and sampling): all authors. Sedimentology and microfacies analysis: AV, ZL and JIB. Palaeontology: AV and XM. Synthesis and interpretations: all authors.

Acknowledgments

This is a contribution of the Basque University System Research Group

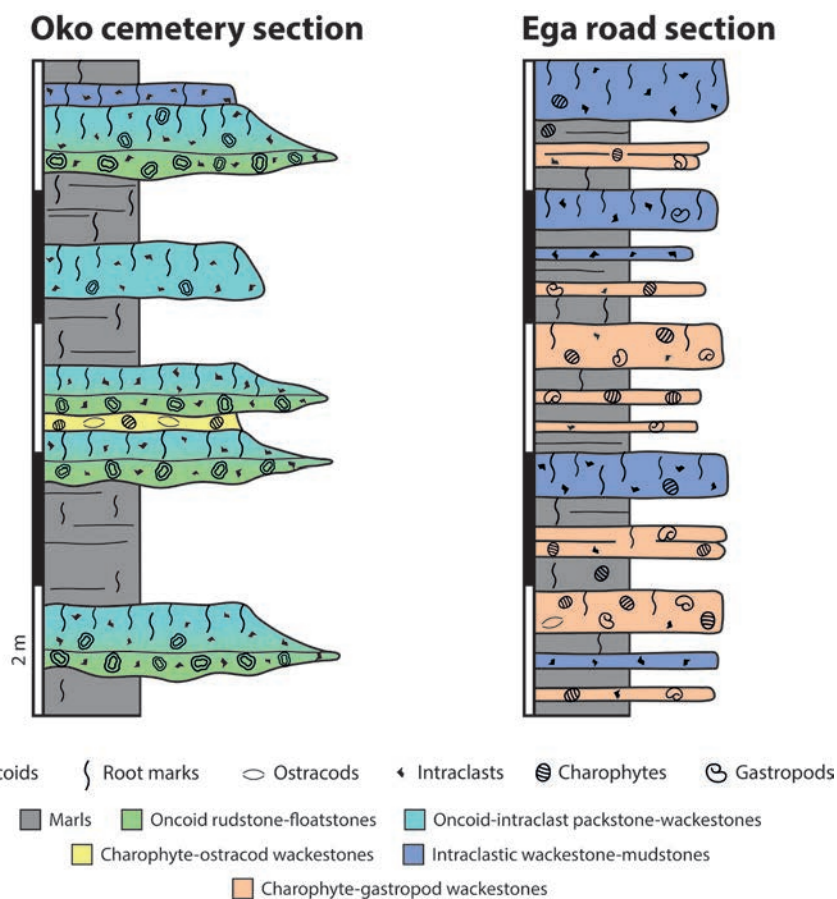


Fig. 3.- Synthetic stratigraphic columns showing the general characteristics of the two sections studied in detail of the Oko Limestones. See color figure on the web.

Fig. 3.- Columnas estratigráficas sintéticas que muestran las características generales de las dos secciones estudiadas en detalle de las Calizas de Oko. Ver figura en color en la web.

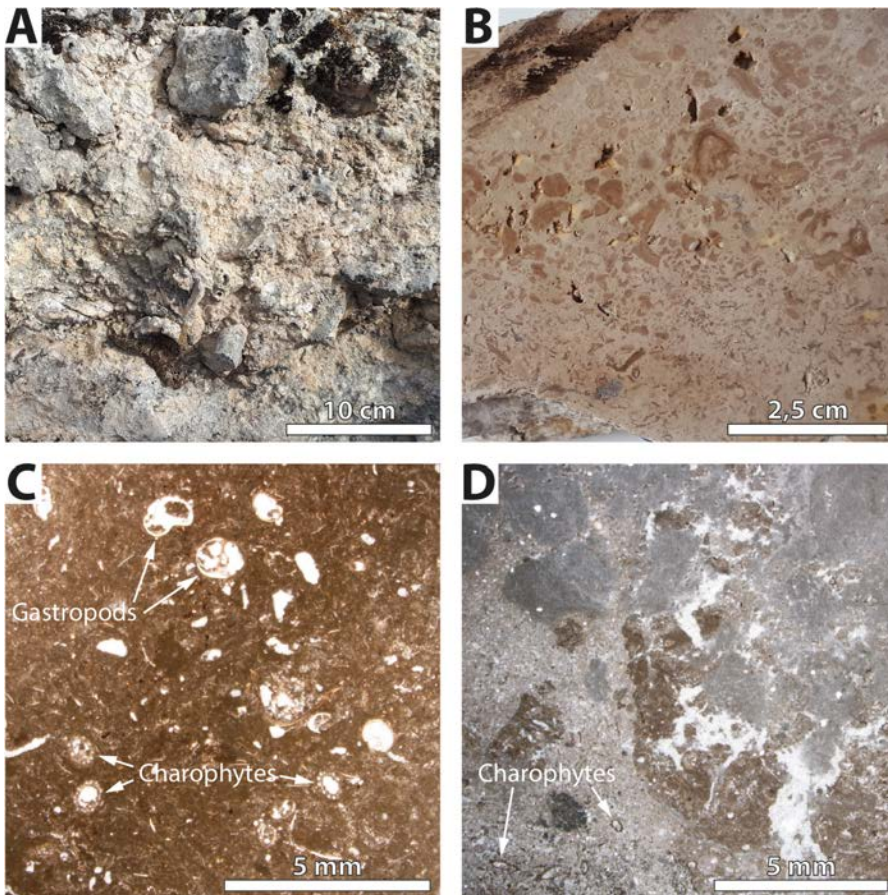


Fig. 4.- Field, hand sample and thin section photographs of the main facies of the studied Oko Limestones. A) Oncoïd rudstone-floatstone. B) Oncoïd-intraclast packstone-wackestone; in this case, most intraclasts are oncoïd fragments. C) Charophyte-gastropod wackestone. D) Intraclastic wackestone-mudstone; different generations of cracking, brecciation and void filling can be recognised. See color figure on the web.

Fig. 4.- Fotografías de campo, muestra de mano y láminas delgadas de las principales facies de las estudiadas Calizas de Oko. A) Rudstone-floatstone de oncoïdes. B) Packstone-wackestone de oncoïdes-intraclastos; en este caso, la mayoría de los intraclastos son fragmentos de oncoïdes. C) Wackestone de carofitas-gasterópodos. D) Wackestone-mudstone intraclástica; pueden reconocerse diferentes generaciones de agrietamiento, brechificación y relleno de huecos. Ver figura en color en la web.

IT1602-22. AV acknowledges funding from the Dept. of Education of the Basque Government through the Ikeraker programme. The feedback pro-

vided by C. Arenas and an anonymous reviewer resulted in a significant improvement of the final version of this manuscript.

References

- Alonso-Zarza, A.M. and Wright, V.P. (2010). In: *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes* (A.M. Alonso-Zarza and L.H. Tanner, Eds.). *Developments in Sedimentology* 61, Elsevier, 103-131. DOI:10.1016/S0070-4571(09)06102-0.
- Arenas, C., Cabrera, L. and Ramos, E. (2007). *Sedimentary Geology* 197, 1-27. DOI:10.1016/j.sedgeo.2006.08.009.
- Arenas-Abad, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo-Tirapu, G. and Sancho-Marcén, C. (2010). In: *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes* (A.M. Alonso-Zarza and L.H. Tanner, Eds.). *Developments in Sedimentology* 61, Elsevier, 133-175. DOI: 10.1016/S0070-4571(09)06103-2.
- Arenas, C., Piñuela, L., and García-Ramos, J.C. (2015). *Sedimentology* 62, 1149-1183. DOI:10.1111/sed.12182.
- Baceta, J.I., López-Horgue, M.A., Gómez, J. and Hernández, A. (1997). *Mapa Geológico de Navarra 1:25.000, hoja nº 172-I (Arroniz)*. Gobierno de Navarra, Pamplona, 95 p.
- Bravo, C. (2022). *Tectono-sedimentary evolution of the Urbasa-Andia Plateau and the Pamplona Basin (SE Basque-Cantabrian Basin): surface and subsurface data integration in a 3D geocellular model*. Doctoral Thesis, UPV/EHU, 171 p.
- López-Horgue, M.A. and Olivé, A. (1998). *Mapa Geológico de Navarra 1:25.000, hoja nº 171-II (Mendoza)*. Gobierno de Navarra, Pamplona, 71 p.
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C., Pardo, G. and Pérez-Rivares, J. (2013). *Journal of Sedimentary Research* 83, 562-590. DOI: 10.2110/jsr.2013.47

La Formación Ermita y su significado en la cordillera Varisca

Stratigraphic review of the Ermita Formation and significance in the Variscan Chain

Javier Sanz-López* y Silvia Blanco-Ferrera

Facultad de Geología, c/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo

sanzjavier@uniovi.es, blancosilvia@uniovi.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The review of the stratigraphy of the Ermita Formation supports subdivision in the Valverde, Baleas and Remedio members. The latter member is formally proposed in this study. Sedimentation of the Ermita Formation in the upper Famennian post-dated a regional, angular unconformity. Uplift of the Cantabrian block seems to have been active from the early Famennian, coinciding with sediment supplies from the Variscan hinterland. The uplift and erosion sealed by the regional unconformity occurred between the middle and late Famennian. The next Mississippian interval of condensed sedimentation includes a paraconformity associated to erosion recognized by an intra-Tournaisian hiatus. The interval of starved basin with low subsidence rate ended in the late Serpukhovian. It was coeval with the continental collision and the formation of orogenic troughs filled by sediments with the propagation of the Variscan deformation in the hinterland.

Key-words: Remedio Member, Famennian, Tournaisian, unconformities, Cantabrian Zone.

RESUMEN

La estratigrafía de la Formación Ermita es revisada y subdividida en los miembros Valverde, Baleas y Remedio. Se propone formalmente a este último miembro en el trabajo. La deposición de la Formación Ermita fosiliza una discordancia angular regional en el Fameniense superior. La elevación del bloque Cantábrico parece que estuvo activo desde el Fameniense temprano en coincidencia con la llegada de aportes provenientes del interior de la cordillera Varisca. La elevación y erosión sellada por la discordancia regional tuvo lugar entre el Fameniense medio y el tardío. El intervalo Misisípico posterior de sedimentación condensada en la zona Cantábrica incluye una paraconformidad asociada con una erosión intra-Tournaisiense. La subsidencia baja y el desabastecimiento de aportes hasta el Serpukhoviense tardío fueron contemporáneos con la colisión continental y el relleno por sedimento de los surcos orogénicos generados con la propagación de la deformación en la parte interna de la cordillera Varisca.

Palabras clave: Miembro Remedio, Fameniense, Tournaisiense, discordancia, zona Cantábrica.

Geogaceta, 74 (2023), 11-14

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98206>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 01/02/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

La sucesión marina cámbrico-devónica de la zona Cantábrica (ZC) fue depositada en un margen pasivo que rodeaba a un área emergida localizada en el núcleo del arco u oroclinal asturiano (bloque Cantábrico, BC). El Devónico consta de formaciones siliciclásticas intercaladas entre otras carbonatadas de carácter arrecifal depositados en una plataforma (facies asturleonese; ver síntesis en García-Alcalde *et al.*, 2002). Las sucesiones depositadas en la cuenca (facies palentina) fueron emplazadas en la ZC desde la zona Asturoccidental leonesa, parte externa y occidental del oroclinal asturiano. El BC pudo estar próximo al margen norte de Gondwana, aunque separado del mismo, a juzgar por los endemismos descritos en esporas de plantas y plancton marino (Askew y Wellman, 2020).

La erosión de las rocas del BC suministró sedimentos detríticos a la cuenca devónica. El incremento en los aportes desde el inicio del Frasnense estuvo asociado, según Loevezijn (2022), al desarrollo del umbral periférico de la cuenca de antepaís varisca en el margen del BC. La sucesión estratigráfica en el umbral está cortada por una superficie erosiva interpretada como la discordancia basal del antepaís varisco (Keller *et al.*, 2008). La discordancia quedó enterrada por un intervalo condensado de edad Fameniense tardío-Serpukhoviense tardío localizado entre la sedimentación en un margen pasivo y la formación de depocentros rellenados por depósitos sinorogénicos generados por la deformación varisca en el antepaís de la ZC (Marcos y Pulgar, 1982).

La Formación Ermita fue depositada justo encima de la discordancia angular y su estratigrafía ha sido discutida en re-

cientos trabajos (van Loevezijn, 2022, y trabajos previos). Este autor utilizó la denominación de unidad informal "equivalente (o equivalentes) de la Fm Vidrieros" para un conjunto de estratos depositado en una posición estratigráfica similar a la de la Fm Ermita. En nuestra opinión, es necesario revisar la litoestratigrafía de la Fm Ermita y de las formaciones adyacentes para establecer los acontecimientos sucedidos en torno al intervalo Fameniense-Tournaisiense en la ZC.

Estratigrafía en facies asturleonese

La Fm Nocedo se depositó en una plataforma mixta de gradiente suave que acumuló espesores cercanos a 400 m durante el Frasnense (van Loevezijn y van Loevezijn-Peña, 2017; Fig. 1). La Fm Fueyo está subdividida en un tramo A inferior de lutitas laminadas con intercalaciones

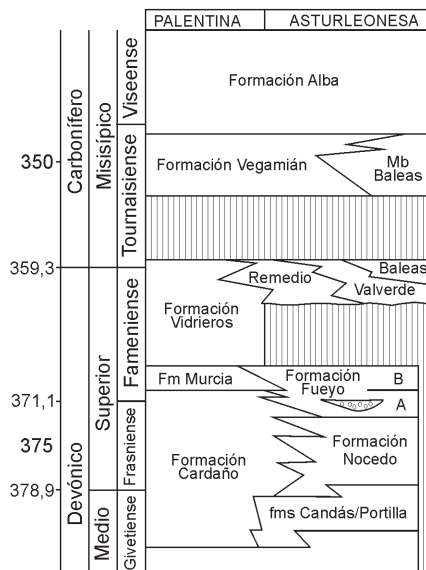


Fig. 1.- Esquema de correlación entre las unidades litoestratigráficas del Givetiano al Viséense de las facies palentina y asturleonense con las edades asignadas.

Fig. 1.- Correlation sketch of Givetian to Viséan lithostratigraphic units in the Palentine and Asturleonese facies and assigned ages.

de limolitas (100-120 m) que localmente incluye canales de conglomerados (Rodríguez Fernández *et al.*, 1985). Un tramo B (unos 20-30 m) presenta un tránsito gradual desde el A, con un incremento en las capas de limolitas y areniscas, e intensa bioturbación hacia el techo. Este tramo fue incluido por algunos autores en la parte inferior de la Fm Ermita (suprayacente), hecho que llevó a estos autores a denominar capas de Llombera a la Fm Ermita original (Keller *et al.*, 2008). Por tanto, la denominación de capas de Llombera es innecesaria.

La Fm Fuego contiene faunas escasas de moluscos, braquiópodos y conodontos del final del Frasnienense al Famenienense inferior (García-Alcalde *et al.*, 2002; Fig. 1). Algunas muestras procedentes de las capas más altas de la formación indican un Famenienense inferior alto a quizás la base del Famenienense medio, (entre las zonas de conodontos de *Palmatolepis pectinata* y *P. gracilis*, o quizás la Zona de *P. marginifera* Inferior; van Loevezijn, 2022).

La Fm Ermita se encuentra discordante sobre rocas de distinta edad en la facies asturleonense (Adrichem Boogaert, 1967): Famenienense en la parte externa del oroclinal asturiano, y Cámbrico medio, en el núcleo del oroclinal. La geometría bajo la discordancia muestra la inclinación de los estratos hacia la parte externa del oroclinal asturiano y localmente pe-

queños paleo-relieves de escala métrica (Fernández *et al.*, 2021).

La Fm Ermita consta de areniscas, cuarcitas y localmente conglomerados y calizas, con disposición transgresiva sobre la discordancia angular en la facies asturleonense. Sjerp (1967) dividió la formación en el Miembro Valverde, formado por areniscas, y el Mb Mampodre, formado por calizas bioclásticas alternando con lutitas en la sección de Valverde (V en Fig. 2). Los autores posteriores no han utilizado esta subdivisión y en cambio muchos de ellos denominaron Fm Baleas al Mb Mampodre. Aquí proponemos utilizar la denominación de Mb Valverde para los intervalos arenosos, y de Mb Baleas para los tramos calcáreos de la Fm Ermita, ya que este último término es de uso generalizado. El miembro calcáreo suele encontrarse hacia el techo de la formación, pero también se dispone directamente sobre la discordancia, puede faltar o estar intercalado entre el Mb Valverde (Fig. 2).

Los conodontos estudiados en la Fm Ermita fueron atribuidos al intervalo entre el Famenienense superior (Zona de *Bispathodus costatus*) y el Tournaisiense inferior (Zona de *Siphonodella sulcata*) de acuerdo con Sanz-López y Blanco-Ferrera (2012). Estos autores identificaron conodontos del Tournaisiense superior (Zona

de *Gnathodus cuneiformis*) en la parte más alta del Mb Baleas donde se observan *hardgrounds*, bioclastos con envueltas de óxidos de hierro, granos de glauconita y conodontos retrabajados. La laguna estratigráfica de parte del Tournaisiense permitió reconocer una paraconformidad intra-Mb Baleas (Fig. 1).

La unidad "equivalente a la Fm Vidrieros" (van Loevezijn, 2022), incluida primero en las fms Fuego o Vegamián (Rodríguez Fernández *et al.*, 1985; van Loevezijn, 1988) fue depositada en la parte externa de una rampa mixta, entre las areniscas de la Fm Ermita en la parte interna y la Fm Vidrieros en la cuenca (van Loevezijn, 2022). La unidad aflora en un área reducida del sinclinal de Alba (Fig. 2), entre las poblaciones de Cuevas de Vinayo (42°48'50"N, 5°45'04"W) y Sorribos de Alba (42°48'16", 5°40'13"W). La litología y la deformación explican el pésimo y discontinuo afloramiento de la unidad, aunque la estabilidad nomenclatural aconseja su propuesta como Mb Remedio de la Fm Ermita (según el arroyo Olleros Remedio). El área tipo incluye secciones parciales próximas a Olleros de Alba (42°48'25"N, 5°41'01"W y 42°48'11"N, 5°41'58"W) y a Santiago de las Villas (42°48'27"N, 5°43'39"W). El miembro consta de un tramo basal de lutita limosa con cemento calcáreo que

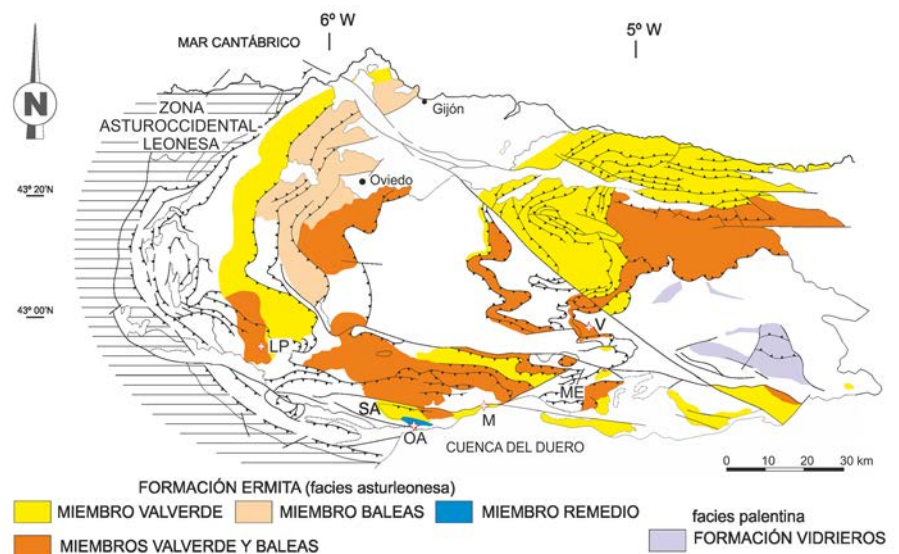


Fig. 2.- Esquema geológico de la zona Cantábrica con la distribución de los miembros de la Fm Ermita y la Fm Vidrieros. Se ha separado las secciones donde se encuentran juntos los mbs Valverde y Baleas, de las que sólo está presente uno de ellos Localidades: Las Palomas (PP), Matallana (M), manto de Eslla (ME), Olleros de Alba (OA), sinclinal de Alba (SA) y Valverde (V) Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Geologic sketch of the Cantabrian Zone showing the distribution of members of the Ermita Fm and the Vidrieros Fm. Note the differentiation of areas where Valverde and Baleas are present and others where only one member occurs. Localities: Las Palomas (PP), Matallana (M), Eslla Nappe (ME), Olleros de Alba (OA), Alba Syncline (SA) and Valverde (V). See figure in colour on the web.

incluye horizontes de areniscas de grano fino (unos 13 m de espesor; Fig. 3) y, encima, lutitas laminadas de color gris a gris oscuro (unos 30 m). Ambos contienen lentejones aislados y delgados de caliza arcillosa (8-15 cm de espesor máximo). El contenido en limolita y algunas capas de areniscas se incrementa en el tramo final del miembro (unos 6 m). El conjunto se dispone sobre limolitas carbonatadas, lutitas laminadas y areniscas bioturbadas de la Fm Fueyo. Por encima, el Mb Valverde (unos 7 m) está formado por areniscas de grano fino con una capa de lutita (27 cm) y una caliza arcillosa (Fig. 3). La caliza sólo se observa actualmente cerca de la Ermita Entresierra. Sobre la caliza, un horizonte de lutita amarilla a blanca de 0,5 cm de espesor corresponde a la base de la Formación Vegamián. La caliza está bioturbada y el relleno de los tubos sub-verticales contiene granos de arena, glauconita, y conodontos.

Los conodontos procedentes de las capas inferiores del Mb Remedio fueron atribuidos a las zonas de *B. costatus* y *B. ultimus* del Famenienense superior (Fig. 3; van Loevezijn, 2022). La caliza más alta de la Fm Ermita proporcionó conodontos de la base del Tournaisiense, (García-López y Sanz-López, 2002). Sin embargo, la presencia en la muestra de fragmentos de *S. duplicata*, tal vez introducidos a través de los tubos de bioturbación, indica un horizonte del Tournaisiense inferior más moderno que la Zona de *S. sulcata*.

La Fm Vegamián consta de una decena de metros de lutitas ricas en materia orgánica con lentejones de chert y fosfato. Hacia la base y el techo, pueden encontrarse capas de arenisca. La presencia de conodontos retrabajados, granos de glauconita y fosfato, permiten diferenciar las areniscas y lutitas de la Fm Vegamián de las del Mb Valverde. La base de la Fm Vegamián es erosiva, aunque raramente se observa una discordancia angular (Sanz-López y Blanco-Ferrera, 2012). Los conodontos de la base de la Fm Vegamián suelen incluir especies del Devónico, Tournaisiense medio y superior (Sanz-López y Blanco-Ferrera, 2012). Por tanto, la laguna estratigráfica previa a la Fm Vegamián es similar en edad a la reconocida como una paraconformidad en el tramo superior del Mb Baleas (Fig. 1).

Estratigrafía en facies palentina

La parte superior de la Fm Cardaño está formada por 75 m de calizas nodu-

lares y arcillosas entre lutitas, que dominan en los metros finales. El límite entre el Frasnienense y el Famenienense se localiza en este tramo final (Sanz-López *et al.*, 1999a). Encima, la Fm Murcia consiste en areniscas y cuarcitas con algunas lutitas (60-200 m). Los ammonoideos estudiados indican una edad Famenienense inferior (Montesinos y Sanz-López, 1999). El tramo lutítico final de la Fm Cardaño y la Fm Murcia son correlacionables con la Fm Fueyo en la facies asturleonense (Fig. 1).

La Fm Vidrieros corresponde a 90 m de lutitas, margas y calizas nodulares con ricas faunas de cefalópodos y conodontos. Sanz-López *et al.* (1999b) correlacionaron las faunas con las de la parte superior de la Fm Fueyo (ahora Mb Remedio) y con las de la Fm Ermita. Los conodontos del techo de la Fm Vidrieros (Zona de *S. sulcata*) sugieren que también existe aquí la laguna estratigráfica previa a la Fm Vegamián.

Los inicios de la cuenca de antepaís varisca

El BC fue el área madre de los sedimentos depositados en la ZC desde el Cámbrico, aunque la rotación de los estratos previa a la discordancia Famenienense fue relacionada con el desarrollo de un umbral periférico migrante en los inicios de la cuenca de antepaís Varisca (Keller *et al.*, 2008). Van Loevezijn y van Loevezijn-Peña (2017) situaron los inicios de la cuenca de antepaís en el Frasnienense basal. Esta interpretación debería ser confirmada ya que está basada en un modelo de estratigrafía secuencial en el que varios hiatos sedimentarios no están comprobados por la bioestratigrafía.

En nuestra opinión, movimientos del BC debieron iniciarse a la vez que la sedimentación de la Fm Fueyo, ya que esta formación incluye frecuentes capas deslizadas y su espesor se reduce hacia el interior del oroclinal asturiano, donde sólo el tramo B fue depositado (flanco E del sinclinal de las Palomas y manto del Esla). Además, un aporte desde un área fuente con rocas metamórficas y foliadas (como los complejos de la zona de Galicia-Tras os Montes) fue identificado a partir de clastos y circones detríticos provenientes del conglomerado del tramo A (Frankenfeld, 1982; Rodríguez Fernández *et al.*, 1985; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2021). Un cambio del área madre también se

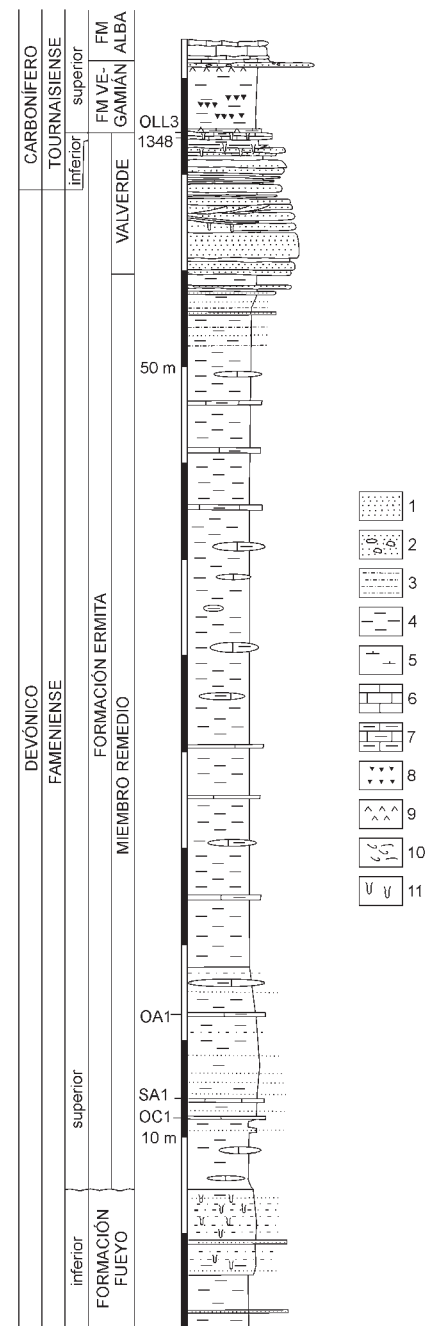


Fig. 3.- Columna estratigráfica compuesta del Mb Remedio basada en secciones parciales cercanas a Olleros de Alba y Ermita Entresierra. 1, arenisca; 2, arenisca con cantos; 3, limolita; 4, lutita; 5, marga; 6, caliza; 7, caliza arcillosa; 8, chert; 9, cinerita; 10, bioclastos; 11, bioturbación.

Fig. 3.- Composite stratigraphic log of the Remedio Mb based on partial sections close Olleros de Alba: elevation 1189 and Entresierra Hermitage. 1, sandstone; 2, sandstone with pebbles; 3, siltstone; 4, shale; 5, marl; 6, limestone; 7, argillaceous limestone; 8, chert; 9, volcanic ash; 10, bioclasts; 11, bioturbation.

registró en la facies palentina, la llegada de areniscas de la Fm Murcia interrumpió la sedimentación de lutitas y carbonatos hemipelágicos en el Famenienense inferior. Van Loevezijn (1988) interpretó la deposición de la Fm Murcia en un abanico sub-

marino de aguas profundas con un área fuente situada al Este actual.

La laguna sedimentaria entre la Fm Fueyo y el Mb Remedio de la Fm Ermita acota el intervalo durante el que tuvo lugar una elevación del BC o del umbral periférico (Fameniense inferior alto o medio, hasta el superior). La laguna desaparece en la cuenca palentina con la sedimentación de las lutitas y carbonatos de la Fm Vidrieros, que indican una cuenca desabastecida de aportes desde la ZC.

El enterramiento de la discordancia angular y la sedimentación de la Fm Ermita se restringió al área pene-aplanada de la facies asturleonense en el Fameniense superior, mientras que a la cuenca no llegaron aportes abundantes de sedimentos detríticos (unidades carbonatadas 5b-e de la Fm Vidrieros de acuerdo con Sanz-López *et al.*, 1999b). La baja tasa de sedimentación y el desabastecimiento en los aportes se generalizó a toda el área sumergida del BC durante la sedimentación en aguas profundas de las fms Vegamián y Alba. La discordancia previa a la Fm Vegamián e intra-Mb Baleas sugiere una subsidencia muy baja con nuevos movimientos en el umbral periférico. Desde el Serpukhoviense superior, el emplazamiento de láminas cabalgantes variscas en la ZC generó una elevada subsidencia en relación con la migración de los depocentros sedimentarios (Marcos y Pulgar, 1982).

Los complejos de origen peri-gondwánico de la zona de Galicia-Tras os Montes fueron involucrados en una cuña imbricada por subducción durante la evolución más temprana de la cordillera Varisca en el Devónico Inferior (Martínez-Catalán *et al.*, 2021). Esta cuña afectó a la subducción continental del margen continental nor-gondwánico en el intervalo Frasnense-Fameniense (375-360 Ma).

La flexión del BC y la baja tasa de subsidencia desde el Fameniense pudieron estar en relación con el inicio de la colisión continental en el margen nor-gondwánico. El prisma de acreción varisco involucró al margen nor-gondwánico (Parautóctono) y se propagó generando un surco frontal rellenado por un manto tectónico sinorogénico de turbiditas y olistostromos entre el Fameniense y el

Serpukhoviense (González Clavijo *et al.*, 2021). El enterramiento de la discordancia angular en el final del Fameniense y el desabastecimiento de aportes en la ZC fue coincidente con la propagación de la deformación y desarrollo del clivaje regional en la zona Centroibérica (desde 360 Ma según Dallmeyer *et al.*, 1997).

Contribución de los autores

Ambos autores realizaron la adquisición de datos en el campo, establecieron la estructura del trabajo, edición, figuras y revisión del manuscrito.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto PID2020-118642GB-I00 del Ministerio de Ciencia e Innovación. Nuestro agradecimiento a dos revisores anónimos por sus sugerencias y correcciones.

Referencias

- Adrichem Boogaert, H.A., van. (1967). *Leidse Geologische Mededelingen* 39, 129-192.
- Askew, A.J. y Wellman, C.H. (2020). *Journal of the Geological Society* 177, 315-324. <https://doi.org/jvcf>
- Dallmeyer, R.D., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Gil Ibarra, J.I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P., Aller, J. y Bastida, F. (1997). *Tectonophysics* 277, 307-337. <https://doi.org/cbgjjs>
- Fernández, L.P., García-Alcalde, J.L. y Alonso, J.L. (2021). *Geo-temas* 18, 150-153.
- Frankenfeld, H. (1982), *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Abhandlungen 163, 238-241.
- García-Alcalde, J.L., Carls, P., Alonso, M. V.P., Sanz López, J., Soto, F., Truyóls-Massoni, M. y Valenzuela-Ríos, J.I. (2002). En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds). The Geological Society of London, 67-91, <https://doi.org/jvcg>.
- García-López, S. y Sanz-López, J. (2002). En: *Palaeozoic conodonts from northern Spain* (S. García-López y F. Bastida, Eds.). Cuadernos del Museo Geominero 1, Madrid, 163-205.

- González Clavijo, E., Días da Silva, I., Martínez Catalán, J.R., Gómez Barreiro, J., Gutiérrez Alonso, G., Díez Montes, A., Hofmann, M., Gärtner, A. y Linnemann, U. (2021). *Solid Earth* 12, 835-867. <https://doi.org/gqzqsv>

- Gutiérrez-Alonso, G., López-Carmona, A., Núñez-Guerrero, E., Martínez García, A., Fernández-Suárez, J., Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Marco, J.C., Bernárdez, E., Colmenero, J.R., Hofmann, M. y Linnemann, U. (2021). En: *Pannotia to Pangea: Neoproterozoic and Paleozoic Orogenic Cycles in the Circum-Atlantic Region* (J.B. Murphy, R.A. Strachan y C. Quesada, Eds). Geological Society, London, Special Publications 503, 563-588.
- Keller, M., Bahlburg, H. y Reuther, C.-D. (2008). *Tectonophysics* 461, 414-427. <https://doi.org/cbq4k7>

- Loevezijn, G.B.S., van (1988). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Monatsheften 5, 278-292.
- Loevezijn, G.B.S., van (2022). *Boletín Geológico y Minero* 133, 55-73. <https://doi.org/jvck>

- Loevezijn, G.B.S., van y Loevezijn Peña, A.L., van (2017). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 168, 313-339. <https://doi.org/jvcj>
- Marcos, A. y Pulgar, F.J. (1982). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* Abhandlungen 163, 256-260.

- Martínez Catalán, J.R., Schulmann, K., Ghienne, J.F. (2021). *Earth-Science Reviews* 220, 103700. <https://doi.org/gqb7nc>
- Montesinos, J.R. y Sanz-López, J. (1999). *Newsletters on Stratigraphy* 37, 130-143.
- Rodríguez-Fernández, L.R., García-Alcalde, J.L. y Menéndez-Álvarez, J.R. (1985). En: *19 Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère* 1, 133-144.

- Sanz-López, J. y Blanco-Ferrera, S. (2012). *Geo-Temas* 13, 163-166.
- Sanz-López, J., García-López, S. y Montesinos, J.R. (1999a). *Revista Española de Paleontología* 14, 21-35.
- Sanz-López, J., García-López, S., Montesinos, J.R. y Arbizu, M. (1999b). *Bolettino della Società Paleontologica Italiana* 37, 145-158.
- Sjerp, N. (1967). *Leidse Geologische Mededelingen* 39, 55-128.

Sedimentología de un sistema de abanico deltaico dominado por flujos supercríticos (Formación La Peza, ¿Serravaliense?-Tortonense basal, Cordillera Bética)

Sedimentology of a supercritical-flow dominated fan delta (La Peza Formation, Serravalian? to Tortonian transition, Betic Cordillera)

Fernando García-García* y Juan Antonio Sánchez-Guerra

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Campus de Fuente Nueva, s/n, 18071 - Granada

*Corresponding author

ABSTRACT

This sedimentological study focuses on the grey detrital member of the La Peza Formation (Serravalian?-Lower Tortonian, SW of the Guadix Basin, Betic Cordillera) on the basis of outcrop observations. The 135 m thick succession consists of 15 coarsening and thickening-upward meter to decameter thick sequences made up of five facies association (FA 1-5) representing different depositional subenvironments: (A) Delta plain (distributary channel (FA-1) and distributary mouth-bar (FA-3), interdistributary bay (FA-2)); (B) Wave-dominated shoreface (FA-4), and (C) Chutes along a deltaic slope (FA-5). Gravel facies associations (FA-1, 3, 5) consists of deposition of high-concentration coarse-grained flows (i.e. from hyperconcentrated to high-density turbiditic flows) with common structures and bedforms linked to supercritical conditions related to hydraulic jumps in slopes or channel-lobe transition zones. All these features fit to a non-mature, steep and short sedimentary systems (fan delta-type) attached to a basin margin with emergent reliefs close to the coast.

Key-words: High-density turbidite, supercritical flow, coarse-grained delta, fan delta.

Geogaceta, 74 (2023), 15-18

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98197>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

En la última década, los estudios sobre flujos de alta concentración de sedimento (desde hiperconcentrados a turbiditas de alta densidad) han cobrado un nuevo protagonismo a raíz del mejor conocimiento de los procesos y las facies resultantes de dichos flujos bajo condiciones supercríticas (Cartigny et al., 2013). La mayoría de estos trabajos se han centrado en contextos marino profundos de cañones, canales y abanicos submarinos (Postma y Kleverlaan, 2018; Ono y Plink-Björklund, 2018; Postma et al. 2021, entre otros). Los depósitos conglomeráticos de la Formación La Peza (transición Serravaliense-Tortonense, Cordillera Bética) presentan un magnífico ejem-

plo donde observar en afloramiento las peculiaridades sedimentarias de flujos hiperconcentrados a concentrados (p.ej. turbidíticos de alta densidad) con ocasionales regímenes de flujo supercrítico en registros sedimentarios de contextos ambientales menos comúnmente documentados en este resurgir del interés por las corrientes de alta concentración de sedimento en régimen supercrítico.

Metodología

El trabajo de campo consistió en el levantamiento de perfiles estratigráficos, reconstrucción de la arquitectura de cuerpos sedimentarios y análisis de facies y asociaciones de facies a partir de observaciones y fotografías de afloramientos

RESUMEN

En este trabajo se ha llevado a cabo la caracterización sedimentológica en afloramiento del miembro detrítico gris de la Formación La Peza (¿Serravaliense?-Tortonense basal, SO de la Depresión de Guadix, Cordillera Bética). Se han diferenciado en los 135 m de potencia del miembro detrítico 15 secuencias grano y estratocrecientes de espesor métrico a decamétrico constituidas por cinco asociaciones de facies (AF 1-5) características de otros tantos subambientes deposicionales: (A) Llanura deltaica (canal distributario (AF-1) y barra de desembocadura (AF-3), bahía interdistributaria (AF-2)); (B) Zona infralitoral dominada por acción del oleaje (AF-4), y (C) Canales de chute en un talud/frente deltaico de grano grueso (AF-5). Las asociaciones de facies de gravas (AF-1,3,5) representan flujos de alta concentración de sedimento de grano grueso (desde flujo hiperconcentrados a turbiditas de alta densidad) con comunes estructuras de formas de lecho asociadas a flujos supercríticos características de zonas de pendiente con saltos hidráulicos. Estos rasgos son característicos de sistemas sedimentarios inmaduros de corto recorrido y alta pendiente del tipo abanicos deltaicos probablemente adosados a un margen de cuenca con relieves emergentes próximos a costa.

Palabras clave: Turbidita de alta densidad, flujo supercrítico, delta de grano grueso, abanico deltaico.

Fecha de recepción: 31/01/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

to. Se realizaron medidas sistemáticas de paleocorrientes diferenciando entre las obtenidas en estructuras sedimentarias con indicación de polaridad horizontal en sentido del flujo (imbricación de clastos, estratificaciones cruzadas inclinadas a favor de la corriente -foreset-) o en sentido contrario del flujo ligadas a formas del lecho generadas en régimen supercrítico como las antidunas (laminaación/estratificación cruzada inclinada contracorriente -backset-).

Contexto geológico de la Fm La Peza

Los afloramientos de la Formación La Peza se extienden adosados a lo largo de bordes de falla que limitan las depresiones de Granada y Guadix. Litoestratigráfica-

mente la formación está formalmente definida a partir del estratotipo ubicado en el afloramiento inmediatamente al norte de la localidad granadina del mismo nombre (Rodríguez-Fernández, 1982). Es en esta sección tipo del pueblo de La Peza, situada a 40 km de la ciudad de Granada en el borde suroeste de la Depresión de Guadix, y al norte y pie de los más altos relieves de Sierra Nevada, donde se ha llevado a cabo este estudio (Fig. 1A, B). En el conjunto de formaciones Neógeno-Cuaternarias que aparecen al suroeste de la Depresión de Guadix, la Formación La Peza representa la más antigua, superponiéndose a ella y en discordancia el conjunto de formaciones del relleno marino (Tortonienense) y continental (Plio-Cuaternario) de la Cuenca de Guadix (Fig. 1C, D). La Formación La Peza, de potencia variable y que llega a alcanzar más de 150 m, la integran tres miembros estratigráficos: Miembro detrítico rojo, miembro de margas con yeso (donde se han encontrado dientes de carpas (*Cyprinus* Linnaeus, Gaudant *et al.*, 2014) y miembro detrítico gris (Rodríguez-Fernández, *op.cit.*). Formas de foraminíferos planctónicos que aparecen en los niveles superiores de la formación han permitido datar el Tortonienense basal lo que llevó a asignar a esta formación la edad Serravaliense-Tortonienense basal (Rodríguez-Fernández, *op.cit.*). En el afloramiento estudiado, la sucesión sedimentaria se encuentra tectónicamente basculada hacia el norte con fuertes ángulos de buzamiento (45-50°) y aparece cortada por multitud de fallas y deslizamientos.

Estratigrafía del Mb detrítico gris

El miembro detrítico gris de la Formación La Peza presenta una potencia de unos 135 m en el que se alternan tramos de litofacies finas (limos, arenas limosas y niveles carbonatados, estos últimos solo aparecen en la mitad superior del miembro) y paquetes de gravas de potencia métrica con bases netas. Este conjunto de litofacies se encuentra organizado en 15 secuencias de escala métrica a decamétrica (de 5 a 20 m) estrato- y granocrecientes en el tramo inferior (primeras 7 secuencias), y de estrato y granodecreciente en el tramo superior (secuencias 8 a 15) (Fig. 2, 3A). Las secuencias inferiores (hasta la secuencia 8) presentan mayor potencia de litofacies finas mientras que a partir de la secuencia 12 se reduce considera-

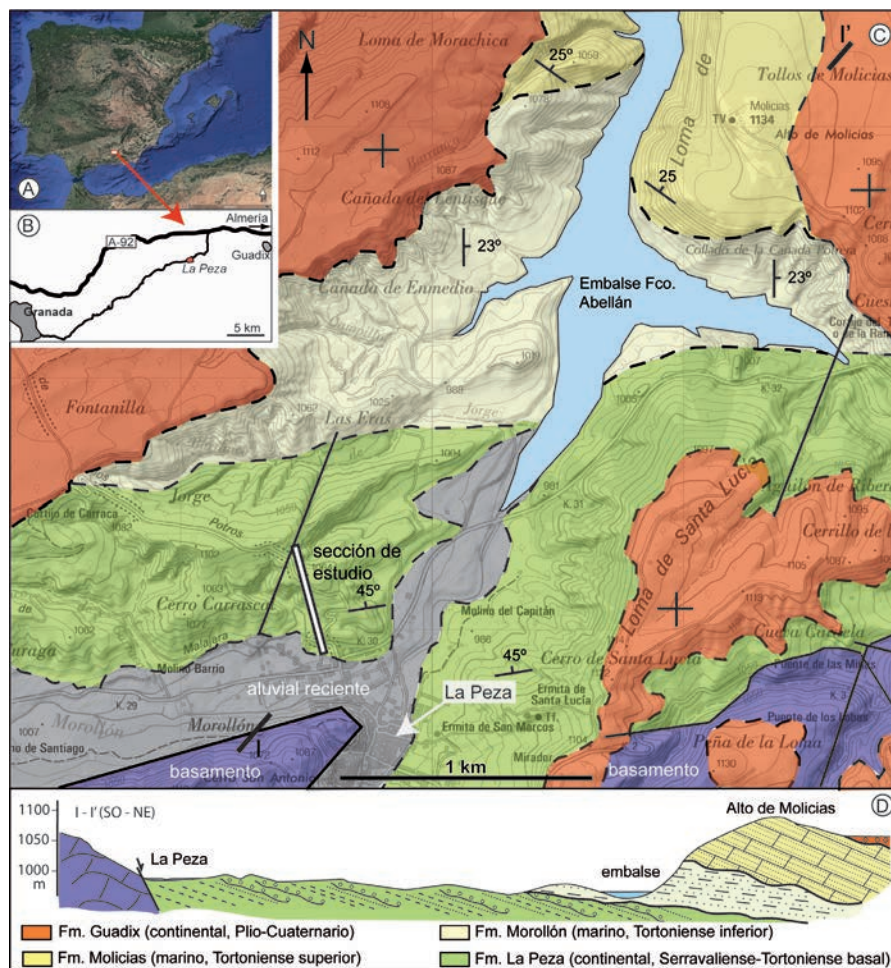


Fig. 1.- A y B. Localización del afloramiento de La Peza, C. Mapa geológico del entorno de La Peza con la posición de la sección estudiada, D. Corte geológico (localización del corte en el mapa) (ver figura en color en la web).

Fig. 1.- A and B. Location of La Peza outcrops, C. Geological map of the study area with location of the studied section, D. Geological cross-section (see section location in the map) (see colour figure in web).

blemente la potencia de los tramos de sedimento fino de cada secuencia en detrimento de la grava lo que confiere una tendencia secuencial vertical de conjunto granocreciente y estratodecreciente a todo el miembro detrítico.

Asociaciones de facies

El conjunto de litofacies se han agrupado en cinco asociaciones de facies (AF 1-5) que caracterizan otros tantos subambientes deposicionales. A continuación se describen e interpretan cada una de las asociaciones de facies definidas:

Asociación de facies 1: Está representada por cuerpos canalizados de grava con potencia de 50 cm a 1 m de base neta y erosiva y techo plano. El relleno de los canales lo constituyen gravas, bien de granos subredondeados tamaño canto a guija o bien de gránulos de textura angulosa en fábricas clasto-soportadas exhibiendo a veces imbricación de clastos

hacia SO. La tendencia granulométrica vertical de estos rellenos es de tipo normal culminando en areniscas. Es común que entre las estructuras de ordenamiento interno se reconozcan en la parte inferior de los cuerpos estructuras de corte y relleno (*cut-and-fill*), estratificaciones cruzadas inclinadas a favor de la corriente (*foresets*) y hacia la parte media alta se reconozcan laminaciones planares, de bajo ángulo e incluso con inclinación contracorriente (*backset*). Estos cuerpos canalizados bien aparecen aislados embebidos entre litofacies de grano fino (AF-2 y AF-5), bien amalgamados o bien aparecen a techo de los depósitos descritos en la asociación de facies 3.

Interpretación: Representan canales fluviales rellenos por flujos de alta concentración de sedimento, a menudo flujos de tipo hiperconcentrados (en el sentido de Nemec, 2009), que fluían hacia suroeste. Estos flujos debieron alcanzar regímenes supercríticos en relación con

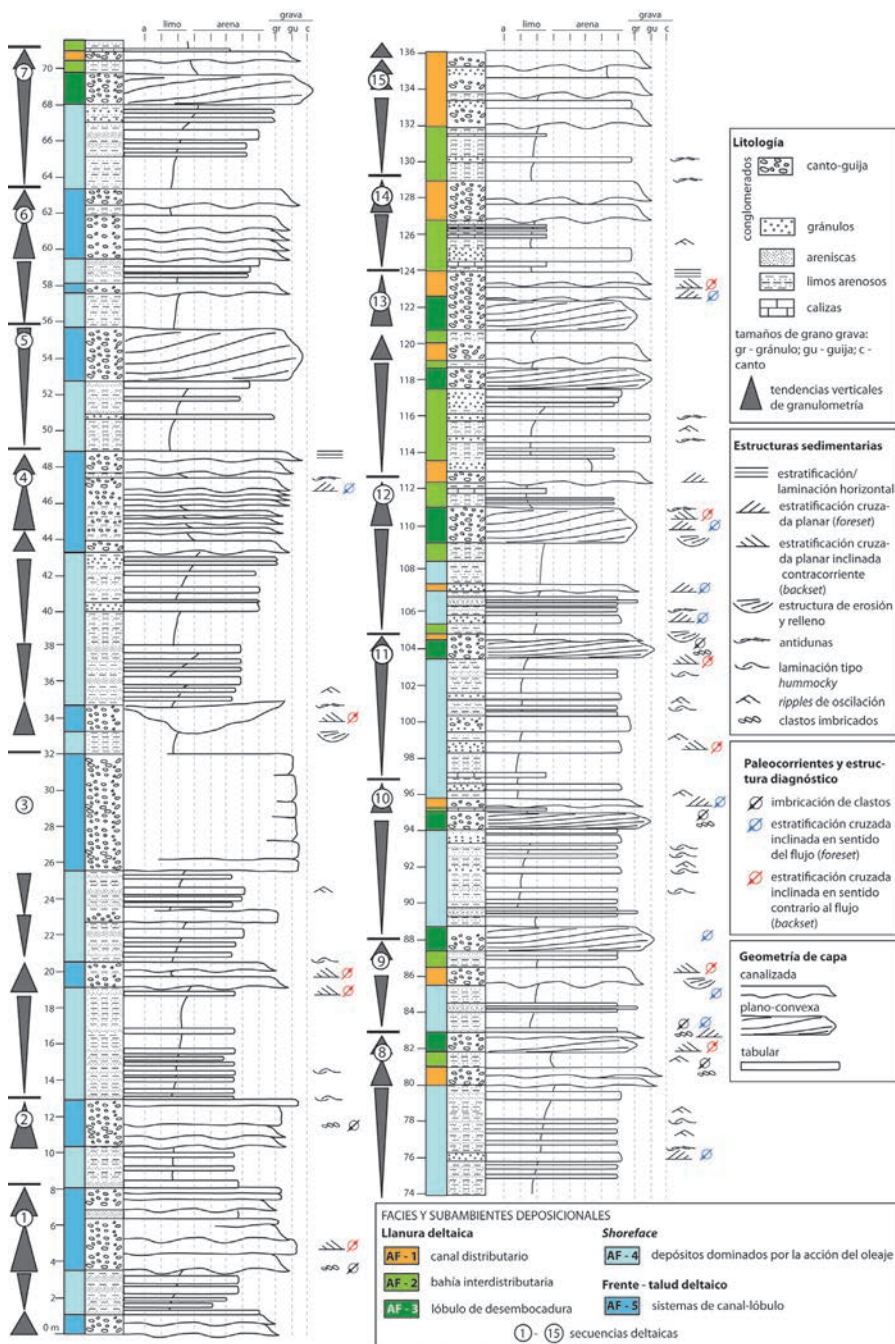


Fig. 2.- Columna estratigráfica del miembro detrítico gris de la Formación La Peza levantada en el afloramiento al norte de la localidad (ver figura en color en la web).

Fig. 2.- Stratigraphic column of the grey detritic member of the La Peza Formation in the outcrop at the north of the village (see colour figure in web).

saltos hidráulicos donde se desarrollaron antidunas y otras formas de lecho que migraban contracorriente.

Asociación de facies 2: Esta asociación está representada por limos y arenas, y niveles centimétricos de calizas. Los limos y arenas muestran comunes laminaciones cruzadas simétricas (*ripples* de oscilación). En algunos niveles de granulometría más arcillosa se han reconocido grietas de sinéresis. Los niveles calizos contienen caráceas, ostrácodos, oncoídes y tubos encostrados. Están estratigráficamente relacionados con la AF-1.

Interpretación: Representan áreas de baja energía entre los canales, bahías interdistributarias parcialmente sumergidas cuyo fondo es removido por oleaje de buen tiempo. La salinidad del agua pudo ser cambiante (grietas de sinéresis) con dominio de condiciones salobres e influencia de aguas bicarbonatadas aportadas desde acuíferos en macizos carbonatados a través de surgencias (calizas tobáceas).

Asociación de facies 3: Representados por cuerpos de grava de potencia de 1 a 5 m con geometría tabular a plano-convexa. Los clastos suelen tener tamaño canto y/o guija

con textura subredondeada. Comúnmente presenta fábrica soportada por la matriz y también por clastos, aún con abundante matriz, con desarrollo de imbricación hacia suroeste. La tendencia granulométrica vertical suele ser de granocreciente a granodecreciente. A escala de todo el cuerpo, la organización interna más común es la de estratificación inclinada en el sentido del flujo. Estos depósitos suelen aparecer bajo los depósitos de AF-1 (Fig. 3A).

Interpretación: Esta asociación de facies representa lóbulos o barras de grava. La textura subredondeada de los clastos podría relacionarse con el transporte fluvial y con cierto retrabajamiento costero. Estas barras migraron hacia suroeste por acreción de capas de grava (en algún caso, cliniformas de progradación) en su frente relacionadas con la pérdida de inercia de flujos de alta concentración aportados por canales distributarios (AF-1) en la desembocadura en un cuerpo de aguas relativamente tranquilas.

Asociación de facies 4: Está representada por limos y areniscas bien seleccionadas de granulometría fina a media con espesor centimétrico a decimétrico. Los niveles arenosos muestran laminaciones cruzadas simétricas (*ripples* de oscilación), laminaciones de tipo *hummocky* de pequeña escala y bioturbación.

Interpretaciones: La aparición de comunes estructuras de flujo oscilatorio y combinado indican fondo subacuoso modelado por el oleaje, tanto de buen tiempo como de tormenta representativo de un ambiente subacuoso abierto a profundidad somera, desde luego sobre el nivel de base del oleaje de tormenta como pudiera ser el subambiente de *shoreface*. Una interpretación alternativa es que estas estructuras no estuvieran relacionadas con flujo oscilatorio sino con la fricción generada por flujos de alta concentración de sedimento entrando en la masa de agua del tipo de los flujos hiperpícnicos (Mutti *et al.*, 2003).

Asociación de facies 5: Esta asociación está representada por paquetes de gravas de granulometría dominante gránulo y guija con clastos angulosos y matriz de arenisca de grano grueso. Presentan fábrica soportada por la matriz o por los clastos, con rara imbricación de los mismos. Aparecen en cuerpos de base neta y erosiva, con tendencia granulométrica positiva bien aislados en cuerpos de potencia inferior al metro embebidos entre las facies de grano fino de AF-4 o bien amalgamados llegando a formar paquete

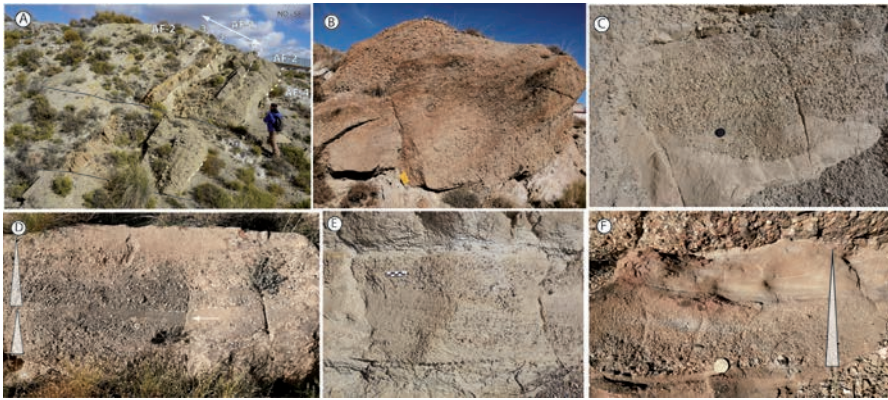


Fig. 3.- A. Secuencia de barra de desembocadura (AF-2) sobre depósitos infralitorales (AF-4) y canales distributarios (AF-1: canales 1 a 3) que evolucionan en secuencia granodecreciente a facies finas de bahía interdistributaria (AF-2), B-F. Diferentes rasgos de afloramiento de los facies de canales rellenos por flujos concentrados (AF-1 y AF-5) (en todas las fotografías el flujo fue hacia la izquierda): Canal con base neta y canalizada (B), estructuras de cut-and-fill ligadas a condiciones supercríticas (C), turbiditas de alta densidad con desarrollo de laminaciones de foreset (flecha) (D), backsets (E) y turbidita de alta densidad (F) (ver figura en color en la web).
 Fig. 3.- A. Sequence of distributive mouth-bar (FA-2) overlying shoreface deposits (FA-4) and different distributary channels (FA-1: channels 1 to 3) vertical evolving to fine-grained distributary bay deposits (FA-4), B-F. Sedimentological features of gravel-sandstone channels infilling by concentrated flows (FA-1 and 5) (flow toward the left in all the pictures). Sharp-based chute-type channel (B), cut and fill structure at the base of a channel (C), high-density turbidite with cross-laminated gravels downflow dipping (foreset) (D), backset (E) and high-density turbidite (F) (see colour figure in web).

tes de gravas de 5 m de potencia con gradaciones internas de tamaño de grano y ratio clastos y matriz. Como estructuras de ordenamiento interno muestran estructuras de erosión y relleno (*cut-and-fill*) estratificaciones y laminaciones cruzadas inclinadas tanto hacia suroeste como hacia noreste (Fig. 3B-F). Los techos de algunos de estos cuerpos presentan laminaciones de muy bajo ángulo (antidunas).

Interpretación: Estos cuerpos representan canales rellenos por flujos concentrados inestables (por pulsos u oleadas de granos) con abundantes formas del lecho que migran en sentido contrario al flujo (que predominantemente es hacia suroeste) representativas de condiciones de flujo supercrítico (antidunas, *backsets*). Su relación con las facies de grano fino de AF-4 indican que estos canales son subacuáticos con desarrollo de condiciones supercríticas ligados a saltos hidráulicos. Las características de estos flujos canalizados de alta concentración permitirían catalogarlos como flujos de derrubios poco cohesivos a turbiditas de alta concentración depositadas en la transición de canales de tipo *chute* (en el sentido de Prior y Bornhold, 1988) a lóbulos (el desconfinamiento de flujos favorece la preservación de estructuras de flujo supercrítico) en un talud de naturaleza deltaica.

Modelo deposicional

La sucesión analizada representa un sistema siliciclástico subacuoso fluvio-litoral

de grano grueso con dominio de la influencia del oleaje en la zona de *shoreface* a la que entran esporádicos flujos concentrados de gravas y arenas que van ganando protagonismo en el tiempo. En la parte inferior de la sucesión dominan los flujos concentrados de sedimento inmaduro que atravesarían la zona costera en forma de turbiditas de alta densidad confinadas en canales de *chutes* aislados o amalgamados (secuencias 1 a 7) (Fig. 2). En el tramo intermedio de la sucesión (secuencias 8-11), sobre los depósitos litorales dominados por acción de oleaje, progradan sistemas de barra-canal distributario dominados por flujos hiperconcentrados con bahías interdistributarias propios de la llanura deltaica inferior o subacuosa en transición al frente deltaico. Finalmente, la parte alta de la sucesión (secuencias 12-15) muestra secuencias con mayor protagonismo de los canales respecto a las barras de distributario y dominio de carbonatos tobáceos en las áreas de bahía interdistributarias hasta la secuencia 15 dominada estas últimas por canales distributarios amalgamados sin representación de barras o de finos interdistributarios. Estas últimas secuencias representan la progradación de la llanura deltaica superior o emergida en transición al sistema alimentador representado por canales de flujo hiperconcentrado propios de abanicos aluviales o ríos de alto gradiente.

Conclusiones

El miembro detrítico gris de la Forma-

ción La Peza (¿Serravaliense?-Tortonense inferior, Cordillera Bética) representa la instalación y progradación en un margen de cuenca de un sistema deltaico de grano grueso que evoluciona desde un talud deltaico, dominado por flujos concentrados de gravas transportados directamente desde el área fuente, a un dispositivo deltaico maduro con desarrollo de llanura deltaica construida por secuencias de barra-canal distributario con dominio de flujos hiperconcentrados, a menudo en régimen supercrítico, característico de abanicos deltaicos.

Contribución de los autores

Ambos autores hemos contribuido en la adquisición de datos, investigación y redacción del manuscrito.

Agradecimientos

A los proyectos I+D+i P20_00066 (FEDER-Junta de Andalucía 2020) y RA-RNM-368-UGR20 (Programa FEDER-UGR 2020), el grupo de investigación RNM178 (Junta de Andalucía), becas (JAS-G) de iniciación a la investigación y de colaboración (Plan Propio UGR-2022 y MEFP-2022-23) y ayuda Marcos Lamolda (Dpto. Estratigrafía y Paleontología, UGR).

Referencias

- Cartigny, M.J.B., Eggenhuisen, J.T., Hansen, E.W.M., Postma, G. (2013). *Journal of Sedimentary Research* 83, 1046-1064. doi:10.2110/jsr.2013.71
- Gaudant, J., García-Alix, A., Freudenthal, M. (2014). *Comptes Rendus Palevol* 14, 25-29. doi.org/10.1016/j.crpv.2014.10.001
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D., Cavanna, G. (2003). *Mar. Petr. Geol.*, 20, 733-755. doi:10.1016/j.marpetgeo.2003.09.001
- Nemec, W. (2009) En: *Lecture abstract. Annual Meeting of the IAS Alguero (Italy)*.
- Ono, K., Plink-Björklund, P. (2018). *Sedimentology* 65, 639-669. doi: 10.1111/sed.12396
- Postma, G., Kleverlaan, K. (2018). *Sedimentary Geology* 364, 53-70. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.11.015
- Prior, D.B. y Bornhold, B.D. (1988). En: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (W. Nemec y R.J. Steel, Eds.). Blackie and Son, Londres, 125-143.
- Rodríguez-Fernández, J. (1982). *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 224 p.

Evidence of a Cenomanian shallow-marine carbonate platform in the northwestern margin of the Bortziriak-Cinco Villas massif, eastern Basque-Cantabrian Basin

Evidencia de una plataforma carbonatada marina somera de edad Cenomaniense en el margen noroeste del Macizo de Bortziriak-Cinco Villas, este de la Cuenca Vasco-Cantábrica

Martin Ladron de Guevara^{1*}, Arantxa Bodego¹, Eneko Iriarte², Luis Troya³, Laura Damas-Mollá¹ and Arantza Aranburu¹

¹ Geologia Saila, Zientzia eta Teknologia Fakultatea, Euskal Herriko Unibertsitatea. Sarriena auzoa z/g, 48940 Leioa, Bizkaia.
martin.ladrondeguevara@ehu.eus; arantxa.bodego@ehu.eus; laura.damas@ehu.eus; arantza.aranburu@ehu.eus

² Laboratorio de Evolución Humana, Departamento de Historia, Geografía y Comunicación – Laboratorio de Isótopos Estables IsoTOPIK, Edificio de I+D+i, Universidad de Burgos, Plaza Misael Bañuelos s/n, 09001 Burgos.
eiriarte@ubu.es

³ Museu de Ciències Naturals de Barcelona, Departament de Paleontologia, Passeig Picasso s/n, 08003 Barcelona.
troya.luis@gmail.com

*Corresponding author

ABSTRACT

Basin margin evolution of rift basins is not always well constrained. In the northeastern margin of the Basque-Cantabrian Basin, a revision of a carbonate succession permits deciphering the transition from syn- to post-rift phases in the poorly studied northwestern margin of the Bortziriak-Cinco Villas massif. The sedimentological analysis shows three main lithofacies, attributed to a shallow-marine, non-rimmed carbonate platform. On the other hand, biostratigraphic analysis based on the presence of *Caprina adversa rudist* indicates a Cenomanian age for the succession. Thus, this study illustrates the existence of a Cenomanian shallow-marine carbonate platform unconformably overlying the Palaeozoic massif. This platform development was the result of a generalized transgression during the early post-rift stage.

Key-words: Cenomanian, Basque-Cantabrian Basin, *Caprina adversa*, transgression, post-rift.

RESUMEN

La evolución de las cuencas tipo rift en sus márgenes no siempre está bien acotada. En el margen noreste de la Cuenca Vasco-Cantábrica, la revisión de un afloramiento de una sucesión carbonatada ha permitido interpretar la transición entre las fases sin y postrift del escasamente estudiado margen noroeste del macizo paleozoico de Bortziriak-Cinco Villas. El análisis sedimentológico muestra la presencia de tres litofacies atribuidas a una plataforma marina somera sin resalte. La presencia de *Caprina adversa* indica una edad Cenomaniense para la sucesión estudiada. Dicha plataforma se dispone de forma discordante sobre el macizo paleozoico. Se confirma que el desarrollo de la plataforma fue el resultado de una transgresión generalizada acontecida durante el inicio de la etapa post-rift.

Palabras clave: Cenomaniense, Cuenca Vasco-Cantábrica, *Caprina adversa*, transgresión, post-rift.

Geogaceta, 74 (2023), 19-22

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98191>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 31/01/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introduction

Deep marine environments extended during the Late Cretaceous post-rift phase in the Basque-Cantabrian Basin (BCB). According to Martín-Chivelet and Floquet (2019), basin subsidence and transgression of marine facies was generalized due to thermal subsidence of the asthenosphere and eustatic sea level changes. In the northeastern BCB, syn-rift coastal and shallow marine environments of late Albian to early Cenomanian age evolved within a few million years into deep basin settings. Nevertheless, this relatively abrupt transition (Bodego *et al.*, 2023) and coetaneous shallow marine facies distribution is not clearly recorded in the northeastern BCB margin.

The northwest margin of the Palaeozoic Bortziriak-Cinco Villas massif preserves Upper Cretaceous outcrops that are key to comprehend the geological evolution of the northeastern BCB margin. Based on lithofacies analysis and biostratigraphic revision, the aim of this work is to clarify the transition from syn-rift to post-rift in the northwest margin of the Palaeozoic Bortziriak-Cinco Villas massif.

Geological setting

The study area represents the northeastern margin of the Mesozoic Basque-Cantabrian hyperextended rift basin (e.g. Roca *et al.*, 2011), to the northwest of the Palaeozoic Bortziriak-Cinco Villas massif (Fig. 1A). The basin underwent se-

veral rifting phases (Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous) during which thick successions of marine to coastal sediments were deposited (e.g. EVE, 1992; Bodego *et al.*, 2015). Controlled by those rifting pulses, subsiding blocks underwent episodic subaerial exposure periods until the early late Albian. Thereafter, coastal to marine environments covered the area (upper Albian-lower Cenomanian Oiartzun Fm; EVE, 1990). Subsequently, due to the widespread Late Cretaceous marine transgression, deep marine carbonates dominated, although local outcrops evidence the existence of shallow marine carbonates (e.g. Feuillée and Sigal, 1965)

The studied outcrop is located on top of the southern hanging-wall of the tectonically inverted E-W Ereñozu-Ari-

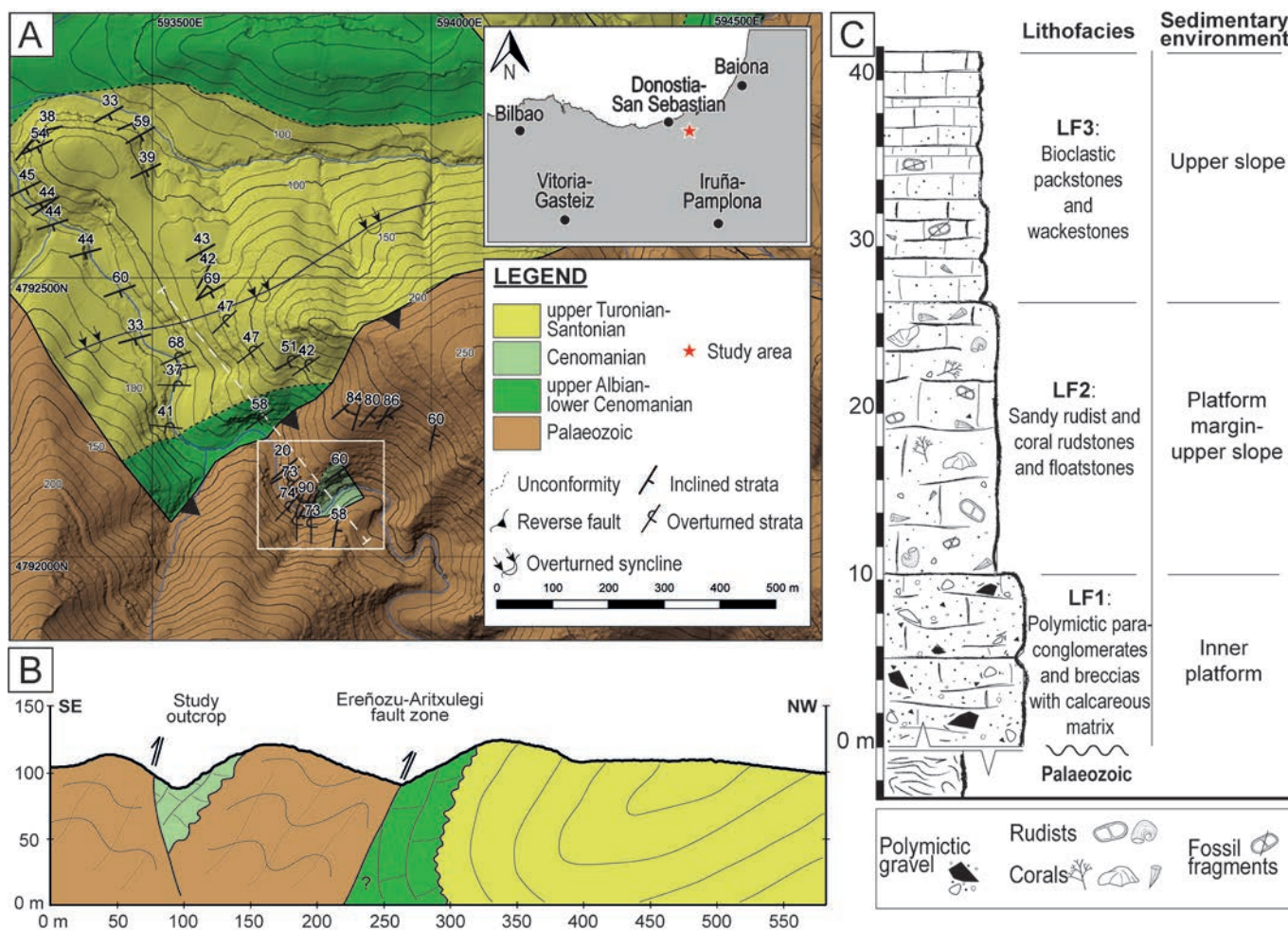


Fig. 1.- A) Location of the study area and the detailed geological map (study outcrop is delimited by a white box). B) Schematic cross section in a SE-NW direction (its location is indicated by the white dashed line in A). C) Stratigraphic log of the study outcrop. It highlights the different lithofacies together with the interpretation of the sedimentary environment and its assumed stratigraphic relationship with the Palaeozoic. See figure in colour in the web.

Fig. 1.- A) Localización de la zona de estudio y mapa geológico detallado (el cuadro blanco delimita la sección estudiada). B) Sección esquemática en dirección SE-NO. Nótese el trazado de la sección en el mapa detallado. C) Columna estratigráfica del afloramiento estudiado. En él se destacan las distintas litofacies junto a la interpretación del ambiente sedimentario y su relación estratigráfica supuesta con el Paleozoico. Ver figura en color en la web.

txulegi basement fault (Figs. 1A and B). The outcrop shows Cretaceous red carbonates overlying folded Carboniferous sandstones and shales (Culm facies) and it is limited by small-scale faults, disconnected from other Cretaceous outcrops. The carbonate succession is around 40 m thick and displays a high diagenetic imprint showing abundant post-depositional recrystallization textures, veins, diagenetic breccias and stylolites.

Facies analysis

Three lithofacies (LF1, LF2 and LF3) have been differentiated based on depositional textures (Fig. 1C):

LF1. Polymictic paraconglomerates and breccias

Lithofacies 1 crops out at the base of the succession and it is 10 m thick (Fig. 1C).

It is made up of massive, poorly sorted, calcareous matrix-supported polymictic conglomerates and breccias (Fig. 2A). Grain size varies from very coarse sand to cobble, and locally, quartz sand is very abundant. Quartz grains are mono- and polycrystalline. Both types are rounded, but the seconds are more angular when they have siliceous overgrowths, which are presumably inherited. Planar-elongated gravels occasionally present horizontal alignment (bedding). Extraclasts are made up of: 1) Carboniferous black and green angular to sub-angular sandstone, shale, slate and schist (Culm facies); 2) Permo-Triassic red quartzarenite and siltstone (Buntsandstein facies); and 3) well rounded quartzite fragments (Buntsandstein facies). Carbonate matrix is strongly recrystallized, and it is largely composed by echinoderm plates, rudist fragments, peloids and cortoids besides carbonate mud (Fig. 1C).

The poor sorting and low roundness of the polygenic extraclasts, along with local horizontal bedding, suggests short and tractive sedimentary transport. The absence of clear sedimentary structures within the carbonate matrix (e.g cross lamination) is attributed to post-depositional diagenetic processes. Therefore, the existence of such primary structures cannot be ruled out. Thus, the input of the detrital coarse-sized material is attributed to energetic currents directly entering into a shallow marine platform environment.

LF2. Sandy rudstones and floatstones

Above the LF1 lies a 15 m thick limestone succession composed of massive, sandy, rudist and coral rudstone and floatstones (Figs. 1C and 2B). The transition from LF1 to LF2 is gradual. Bioclasts are composed of fragments and whole

fossils of corals (branching, massive and solitary scleractinians) and bivalve rudist shells (caprinids) up to 20 cm in width (Fig. 2B). Locally, isolated polymictic gravel-size extraclasts, mostly rounded quartzite and sandstone, are present. Matrix consists of very-coarse, mixed, calcareous (70-90%) and siliciclastic (10-30%) sand. The carbonate sand is mainly made of echinoderm plates, calcareous skeletal rounded to sub-angular fragments, coralline red algae, bryozoans, gastropods, miliolids, orbitolinids, pe-loids and cortoids. The nature of the siliciclastic sand is similar to that of LF1.

The presence of caprinid and coral rubble points to relatively energetic shallow marine conditions. In addition, the presence of scarce extraclasts and sand-size quartz grains within the carbonate sand suggests the transport of siliciclastic sediment from more proximal environments (inner platform?). Therefore, this lithofacies indicates a relatively

high energetic shallow marine carbonate dominated environment and implies the existence of adjacent rudist bioherms and reef-building corals.

LF3. Bioclastic wackestone-packstone

LF2 changes gradually to a 10 to 15 m thick bioclastic wackestone-packstone limestone (Figs. 1C and 2C). The grains, clasts and fossil fragments are relatively well sorted. They consist of medium to coarse grain-size, very well rounded, rudist and coral fragments (Fig. 2C), echinoderm plates, miliolids, orbitolinids, pe-loids and cortoids. Borings are common on shell fragments. Siliciclastic fraction is less than 20% and it is mostly made up by fine to medium size, mono- and polycrystalline quartz grains.

The bioclastic components suggest the deposition of this lithofacies under low to moderate energy conditions, below the wave abrasion zone (Fig. 2C) but above storm wave base level, allowing

periodical energetic remobilization of the mixed carbonate and detrital sand. The absence of gravels and the relatively low proportion of siliciclastic grains corroborates its deposition further from the coastline, where currents supplied sand-sized quartz grains into this depositional environment.

Biostratigraphy

The fossil content of the succession is very diverse. In particular, there are well-preserved sections of *Caprina adversa* d'Orbigny, 1822 (Fig. 2B). Transverse, oblique and longitudinal sections of complete left valves are widely present (Fig. 2B). Sections are elliptical in shape and elongated anteroposteriorly, with the two characteristic cavities corresponding to the body cavity and the posterior myophoric cavity, separated by a thin wall. Around the inner shell layer, there are numerous thin and pyriform paleal canals, which locally bifurcate. In a similar way, transverse sections of incomplete right valves are common too. In them, a distinction is made between the body cavity and the posterior accessory cavity, which forms a row of rectangular canals in sections far from the commissure.

Similarly, partial sections of *Ichthyosarcolithes* genus have been found, as well as other unidentified Polyconitidae rudists (Fig. 2B).

This rudist assemblage is representative of the Cenomanian, being *Caprina adversa* the species of *Caprina* genus, which is characteristic of that age (Troya, 2016).

Depositional model and discussion

LF1 is interpreted as inner shelf deposits (Fig. 1C) where occasional wave, storm and currents reworked and winnowed the sedimentary substrate. The presence of gravel- and sand-size extraclasts in the sediment indicates episodic continental inputs, probably derived from subaerial domains during flood events. These may be attributed to fan deltas or wadi channels penetrating into the inner carbonate platform. Nevertheless, the absence of channel geometries does not rule out the possibility of the existence of coastal cliffs, which could derive the clastic material directly into the platform.

LF2 is attributed to a margin to upper slope environment (Fig. 1C), with organic

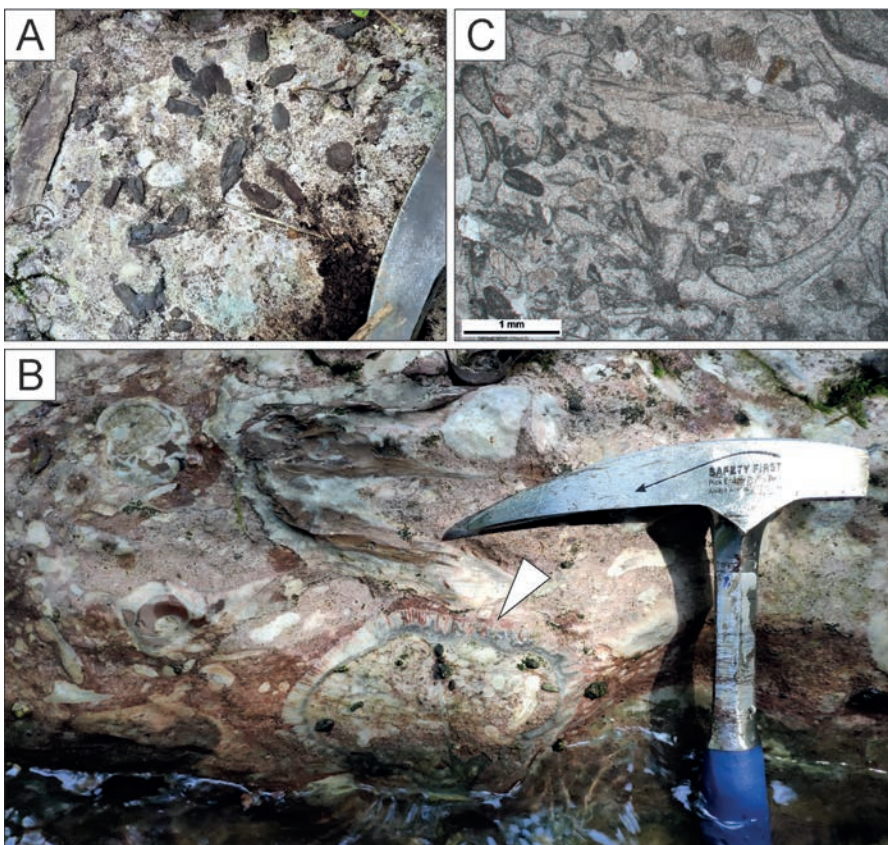


Fig. 2.- A) Field picture of LF1. Note the angular dark coloured rock fragments "floating" in a whitish calcareous matrix. B) Field example of a red coloured limestone with several fossils and calcareous fragments (LF2). Note the transverse section of *Caprina adversa* (white arrow) and the multiple sections of other rudists (*Ichthyosarcolithes?*) and corals. C) Bioclastic packstone (LF3) PPL microphotograph. See figure in colour in the web.

*Fig. 3.- A) Imagen de LF1 en campo. Nótese los fragmentos oscuros y angulosos "flotando" en la matriz blanquecina calcárea. B) Ejemplo de una caliza de color roja con gran variedad de fósiles y fragmentos calcáreos. Nótese una sección transversal de *Caprina adversa* y las múltiples secciones de otros rudistas (*Ichthyosarcolithes?*) y corales. C) Microfotografía PPL de LF3. Ver figura en color en la web.*

build-ups (rudist and coral bioherms). The occurrence of *Caprina adversa* and coarse skeletal debris (matrix), suggests an energetic environment with constant wave and/or current action. The presence of rudist and coral rudstones and floatstones indicates periodic storm activity.

Finally, LF3 is attributed to an upper slope environment (Fig. 1C), where finer skeletal grains were transported from energetic zones and deposited under less energetic conditions, where they were bioturbated. However, episodic storms would rework the sediments, mixing them with skeletal debris from the margin.

The gradual decrease in siliciclastic content resulting in an upward-deepening trend also supports the development of more distal environments towards the upper part of the succession.

Although the outcrop is limited and it has no lateral continuity, based on the presented data and the proximity of coetaneous flysch deposits towards the west in basinal areas (Bodego *et al.*, 2015), it must be suggested a quite steep and narrow facies belt distribution from proximal to distal depositional settings. Thus, the studied lithofacies association can represent the development of a relatively narrow non-rimmed carbonate platform in the northwest margin of the Bortziarik-Cinco Villas massif during the generalized Cenomanian transgression registered in the area (Bodego *et al.*, 2023) and in other parts of the BCB (*e.g.* López-Horgue *et al.*, 2014). Drzewiecki and Simo (2000) suggested the development of carbonate platforms of similar characteristics in other parts of the Pyrenees for the Cenomanian and Turonian.

The described succession was previously ascribed to the upper Albian-lower Cenomanian Oiartzun Fm (EVE, 1992; Bodego *et al.*, 2015, 2019). However, Cenomanian *Caprina adversa* is not present in the limestones included in the Oiartzun Fm (*e.g.* EVE, 1992; Bodego *et al.*, 2015, 2019). Besides that, limestones of the Oiartzun braidplain depositional system were interfingering with alternating conglomerates, sandstones and mudstones related to coastal environments, which are not observed in this study and were restricted to specific areas (palaeohighs), away from the input of siliciclastic material. Moreover, although the stratigraphic contact with respect

to older Palaeozoic materials is not visible, stratigraphic and sedimentological evidences suggest that the studied carbonates lie unconformably on top of Palaeozoic rocks. This outcrop represents the easternmost Urganian facies of the area, which are spatially disconnected to the other mapped Oiartzun Fm outcrops (EVE, 1992; Bodego *et al.*, 2015, 2019). Based on the biostratigraphy and its location, we interpret that these carbonates are part of a younger lithostratigraphic unit (middle to late Cenomanian? in age) rather than being part of the Oiartzun Fm. Hence, it is now correlated with the Sara Limestone unit, which is described in the eastern adjacent Sara-Vera basin (Floquet *et al.*, 1988; Razin, 1989)

Conclusions

It has been carried out the sedimentological and biostratigraphic study of a carbonate succession on top of the Palaeozoic Bortziarik-Cinco Villas massif, in the northeastern margin of the BCB. The presence of *Caprina adversa* indicates a Cenomanian age. The three lithofacies identified (LF1, LF2 and LF3) reflect a fining- and deepening-upward trend resulted from the development of a shallow-marine non-rimmed carbonate platform. This platform represents a younger lithostratigraphic unit (Sara Limestone unit) than the previously ascribed Oiartzun Fm, indicating its formation during the Cenomanian transgression overlaying unconformably the northwest margin of the Bortziarik-Cinco Villas Palaeozoic massif.

Author contributions

Ladron de Guevara: conceptualization, coordination, fieldwork, investigation, writing and visualization. Bodego: conceptualization, supervision, fieldwork, writing, editing and funding acquisition. Troya: palaeontologic analysis, writing and editing. Damas-Mollá: fieldwork, palaeontologic analysis and editing. Aranburu: conceptualization, supervision and editing. Iriarte: fieldwork, supervision and editing.

Acknowledgments

This work has been carried out by the UPV/EHU Research Group IT1678-

22 (Government of the Basque Country) along with the support of UPV/EHU PIF 19/149 early career researcher forming fellowship and TotalEnergies funding. The authors also want to thank Enric Vicens Batet for helping in the search of specialist palaeontologists.

References

- Bodego, A., Iriarte, E., Agirrezabala, L. M., García-Mondéjar, J. and López-Horgue, M. A. (2015). *Cretaceous Research* 55, 229-261.
<https://doi.org/jtt4>
- Bodego, A., Iriarte, E. and López-Horgue, M.A. (2019). *Geogaceta* 66, 39-42.
- Bodego, A., Ladron de Guevara, M. and Iriarte, E. (2023). *Munibe, Cienc. nat* 71, <https://doi.org/j2w4>
- Drzewiecki, P.A. and Simo, J.A. (2000). *Sedimentology* 47, 471-495.
<https://doi.org/fm3h3z>
- Feuillée, P. and Sigal, J. (1965). *Bulletin de la Société géologique de France* 7, 45-55.
- Floquet, M., Mathey, B., Rosse, P. and Vadot, J. P. (1988). *Bulletin de la Société Géologique de France* 4(6), 1021-1027.
- EVE, (1990). *Mapa geológico del País Vasco 1:25.000, hoja nº 64-II (San Sebastián) y memoria*. EVE, Bilbao.
- EVE, (1992). *Mapa geológico del País Vasco 1:25.000, hoja nº 65-I-III (Irun-Ventas) y memoria*. EVE, Bilbao.
- López-Horgue, M.A., Poyato-Ariza, F. J., Cavin, L. and Bermúdez-Rochas, D.D. (2014). *Journal of Iberian Geology* 40 (3), 489-506.
<https://doi.org/jtt6>
- Martín-Chivelet, J. and Floquet, P. (2019). In: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (Quesada, C. and Oliveira, J.T., Eds), Springer Nature, Switzerland, Volume 3: 286-291.
- Roca, E., Muñoz, J.A., Ferrer, O. and Ellouz, N. (2011). *Tectonics*, 30 (2).
<https://doi.org/dttdvp>.
- Troya, L. (2016). *Rudistas (Hippuritida, bivalvia) del Cenomaniense-Coniaciense (Cretácico Superior) del Pirineo meridional-central. Paleontología y bioestratigrafía*. Doctoral thesis, Universitat Autònoma de Barcelona.
- Razin, P. (1989). *Evolution tecto sédimentaire alpine des Pyrénées Basques à l'Ouest de la transformante de Pamplona (province du Labourd)*. Doctoral thesis, Bordeaux.

Análisis de biolitos del cámbrico inferior en taludes carbonatados: Las calizas de Tamames (Salamanca)

Analysis of lower cambric bioliths in carbonated slopes: The Tamames limestone (Salamanca)

Ismael Pinilla Serrano¹* y Pedro Barba Regidor¹

¹ Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Pl. Merced s/n, 37008, Salamanca.

ipinillas@usal.es, barba@usal.es

*Corresponding author

ABSTRACT

In this work, the facies in the faces of the Tamames Limestone quarry walls of Series 2 (Cambrian) in the Las Zorreras quarry (Salamanca) are described and interpreted. All described facies correspond to different zones within carbonate slopes related to overlapping bioherms. The dominant clasts of these facies display a cryptalgal texture, of likely microbial origin. The microbes played a more important role than archeocyats role in the bioconstruction growth dynamics.

Key-words: Lower Cambrian, Tamames Limestone, biolith, cryptalgal texture, carbonate slopes.

RESUMEN

En este trabajo se describen e interpretan las facies en los frentes de los bancos de explotación de la Caliza de Tamames de la Serie 2 (Cámbrico) en la cantera de Las Zorreras (Salamanca). Todas las facies descritas corresponden a diferentes zonas dentro de taludes carbonatados que incluyen biohermos superpuestos. Los clastos dominantes de estas facies tienen textura criptalgal, y origen microbiano. Estos microbios jugaron un papel más importante en la actividad bioconstructora que los propios arqueociatos.

Palabras clave: Cámbrico inferior, Calizas de Tamames, biolito, textura criptalgal, talud carbonatado.

Geogaceta, 74 (2023), 23-26

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98075>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 24/01/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

Los principales organismos generadores de acumulaciones de carbonatos, en el Cámbrico inferior, son los arqueociatos, algas y los microbios (bacterias y cianobacterias) como ya indicaron Aitken (1967), Rowland y Gangloff (1988) y Riding (2011). Todos ellos constituyen los denominados biolitos (Jones y Hay, 1975 y Wu, 2022)

En el Macizo Ibérico durante el Cámbrico inferior-medio se desarrolló un nivel carbonatado con tránsito gradual a muro y, neto a techo respecto a las sucesiones terrígenas encajantes.

En la Zona Centroibérica (ZCI) la sucesión terrígena de muro constituye una secuencia de somerización, desde ambientes de talud y complejos de canales distributarios profundos a ambientes de plataforma terrígena que evoluciona a ambientes de plataforma carbonatada (Ugidos *et al.*, 2020). La sucesión terrígena de techo está casi en su totalidad erosionada, situándose el Ordovícico Inferior mediante una discordancia angular (Discordancia Toledánica) sobre las sucesiones del Cámbrico inferior o del Ediacárico.

Situación de las secciones estudiadas

Al sur de la Provincia de Salamanca en la antigua cantera de Las Zorreras existen 3 bancos de explotación: S1, de 20 m de longitud y 8 m de potencia; S2, con dos subsecciones, S2-a y S2-b, de 40 y 25 m de longitud por 3 y 5 m de potencia respectivamente; y S3, de 15 m de longitud y 4 m de potencia. Tienen una orientación media de 145°-325° y una localización según coordenadas UTM, Datum ETRS89, 30T 265.733 4.495.742. Presenta una potencia total de 15 m, oscilando entre cotas de 1.038 m y 1.053 m.

Estos afloramientos se sitúan en el flanco NE del Sinclinal de Endrinal, uno de los pliegues tardivariscos de fase 3 compresiva que afloran en la parte norte del Dominio del Complejo Esquistito-Grauváquico de la ZCI (Ayarza *et al.*, 2021) (Fig. 1).

Antecedentes estratigráficos

Corrales y Valladares (1980) correlacionan los afloramientos de las Calizas de Tamames del flanco NE del Sinclinal

de Tamames con los del Sinclinal de Endrinal. Se establece un modelo en el que las facies del primero corresponden a depósitos de las diferentes partes de una

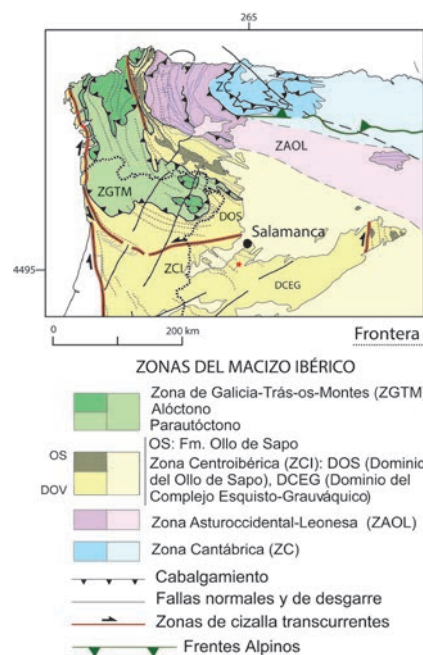


Fig. 1.- Situación geológica (modificada de Ayarza *et al.* 2021). La estrella roja localiza la cantera. Ver figura en color en versión web.

Fig. 1.-Geological situation (Modified from Ayarza *et al.* 2021). Red star locate the quarry.

llanura mareal carbonatada y los segundos a facies arrecifales de arqueociatos. Valladares y Corrales (1980) interpretan que los arrecifes de arqueociatos en el Sinclinal de Endrinal constituyen pequeños parches superpuestos y no un único edificio arrecifal.

La presencia de arqueociatos *Rasetticyathus endrinalensis* en distintos afloramientos de las Calizas de Tamames (Perejón, 1984) ha permitido otorgar una edad de techo del Ovetiense (Piso 3, Serie 2 del Cámbrico). Esta edad se confirma con la presencia de trilobites del género *Pararedlichia*, (Ovetiense) a 30 m del muro de las calizas (García de Figuerola y Martínez García, 1972) y la presencia de trilobites *Lunugralus tamamensis* del Ovetiense inferior bajo en la base de las Areniscas de Tamames (Liñán *et al.*, 2015).

Descripción de facies

Para ello se ha seguido la clasificación de biolitos de Riding (2011).

Facies A: alternancias de estratos de calizas rudstone y floatstone

Sólo aparece en el banco inferior (S1). Son alternancia de estratos carbonatados de 13,5 a 1,5 cm de potencia, con textura rudstone y floatstone (Fig. 2A).

Los estratos con textura floatstone están ordenados en secuencias granocrecientes y decrecientes, con clastos de hasta 2-3 cm de diámetro, dentro de una matriz lutítica, rica en sulfuros, en una proporción de hasta un 20%. La forma de los clastos es variable (redondeados, alargados, convexos, ovalados...) y están dispuestos de forma caótica, generalmente deformados y plegados dando slump asimétricos que se deslizan hacia el SE con pendientes de 15° (sl en Fig. 2A), coincidente con las inclinaciones de las clinoformas.

Pueden reconocerse secciones transversales de arqueociatos, con cubiertas de carácter microbiano y rellenos geopeetales en su cavidad interna.

En los estratos con textura rudstone

los clastos son de menor diámetro (1-2 cm), con forma ovalada y textura grumosa con cambios de tonalidades, así como poros irregulares rellenos de esparita.

Facies B: masas grumosas, subredondeadas y botroidales.

Esta facies aparece en los bancos S1 y S2. Está constituida por masas de color crema, subredondeadas e irregulares de aproximadamente 1 m de diámetro. Presentan textura grumosa, esponjosa y en ocasiones, afanítica. Estas masas están compuestas por mesoclots más pequeños, también de textura grumosa y contactos irregulares. En ocasiones presentan poros irregulares rellenos de cemento esparítico de color gris. Estas masas pueden corresponder a trombolitos (textura grumosa) y a leiolitos (textura afanítica).

En el banco S1, se disponen intercaladas con las facies A (Fig. 2B). Lateralmente se han podido medir, gracias a la presencia de secciones ortogonales,

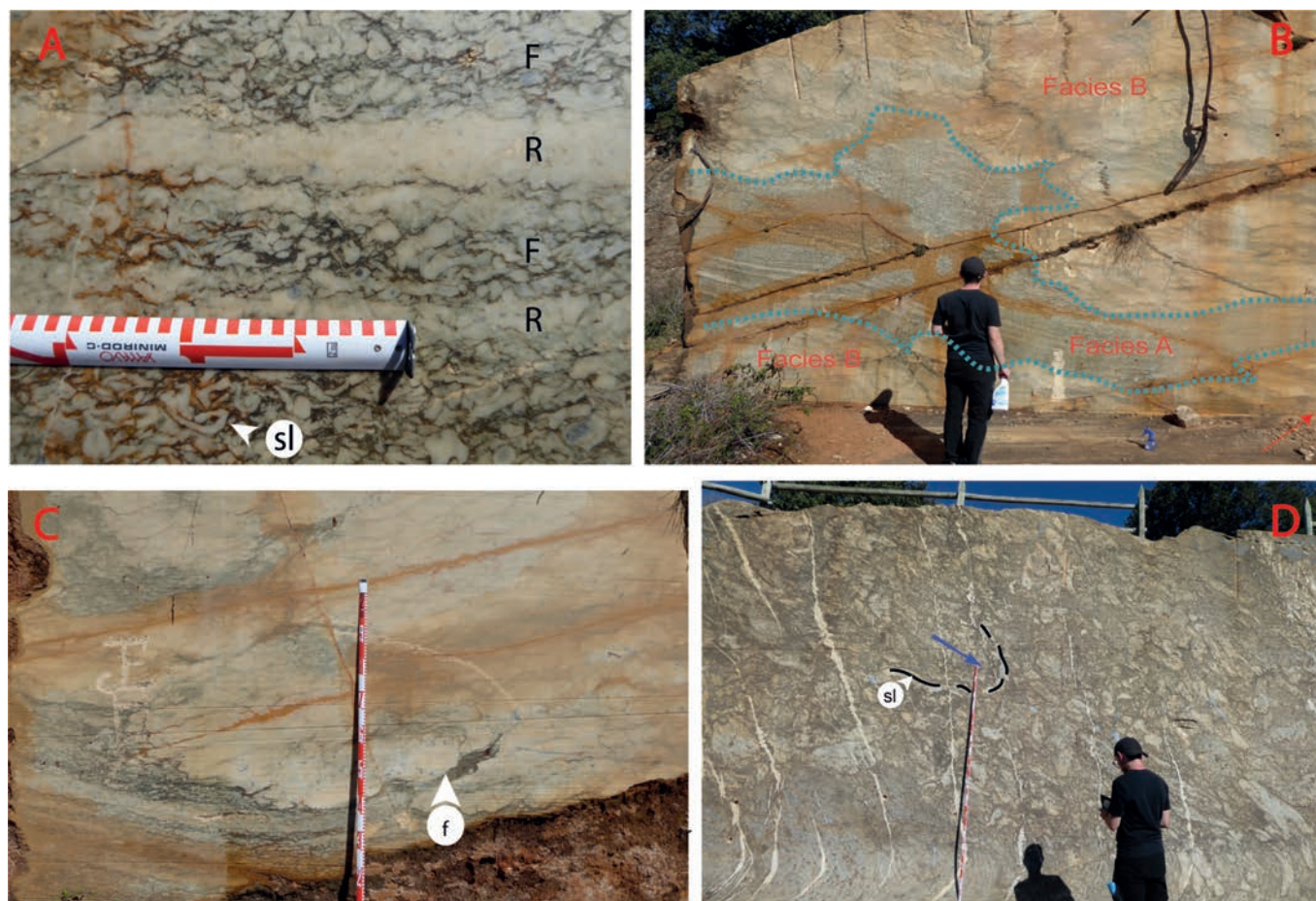


Fig. 2.- A) Facies A, estratos con textura floatstone (F) y textura rudstone (R); slumps (sl). B) Interrelaciones (línea azul) entre facies A y B en S1. C) Inyecciones (f) de facies A en B. D) Facies C; slumps asimétricos (sl), flecha azul dirección del eje mayor. Ver figura en color en versión web.
 Fig. 2.- A) Facies A, F beds with texture floatstone and R rudstone; slumps (sl). Interrelationships (blue line) between facies A and B in S1. C) Flame (f) of facies A in B. D) Facies C; asymmetric slumps (sl), blue arrow direction of major axis. See color figure on web.

clinoformas de hasta 38° buzando hacia el SW. Las facies A rellenan los paleorreliieves que generan la facies B (Fig. 2B). El contacto de B sobre A, es neto y puede presentar estructuras de carga e inyección de tipo *flame* (Fig. 2C)

Facies C: calizas floatstone masivas

Esta facies solo aparece en la zona más occidental del banco S2. Son calizas *floatstone*, masivas, caóticas y mal clasificadas. Los clastos presentan características muy variadas, dentro de una matriz gris oscura y ricas en sulfuros, en una proporción menor al 30%. La orientación de los ejes mayores de los clastos marca *slumps* asimétricos que buzando 35-40° al SE (Fig. 2D).

Las características de los clastos, y por tanto su origen, son muy diversos.

Existen grandes clastos, de hasta 0,5 m, con formas plano-convexas, con una textura grumosa de aspecto ramoso y de color amarillento, que corresponderían a dendrolitos. Otros clastos presentan textura esponjosa, coagulada y de color blanquecino, que corresponderían a trombolitos.

Cabe destacar la presencia de clastos tabulares de 30 cm de largo y 5 cm de espesor, imbricados hacia el SW (Fig. 3A). Están constituidos por tres capas: una dendrolítica de tonos amarillos; una segunda de espesores milimétricos isopacos, de color gris claro de posible cemento fibroso en la que es frecuente la presencia de poros (*pe*) de aspecto estromatáctico y una tercera capa, de textura trombolítica blanquecina de aspecto esponjoso, con formas irregulares a techo. Es común en ellos la presencia de fracturas transversales, sin movimiento, rellenas de matriz (*gm*).

Como clastos también aparecen arqueociatos de tamaño centimétrico fragmentados y enteros, con rellenos geopetales y de cemento ferruginoso en sus cavidades centrales. Es frecuente que presenten cubiertas microbianas, de hasta 4 cm, más gruesas que las presentes en las facies A.

Facies D: interdigitaciones de calizas rudstone y floatstone de arqueociatos y masas trombolíticas

Subfacies D1: acumulación de arqueociatos en secciones transversales de hasta 2 cm y longitudinales de hasta 5 cm, localmente dentro de una matriz de menos del 10%, rica en óxidos de hierro, resultando en textura *rudstone a floatstone*. Suelen presentar rellenos geopetales y de cemento ferruginoso, tanto en las cavidades centrales como en los interseptos. Es común la presencia de clastos y cubiertas de carácter trombolítico alrededor de los arqueociatos. (Fig. 3B).

Subfacies D2: masas trombolíticas esponjosas y coaguladas, de tonos blanco amarillentos y grisáceos, de distribución irregular. Internamente pueden verse arqueociatos embebidos en una matriz lutítica en un porcentaje menor al 15%, y poros irregulares alargados hasta 5 cm, con rellenos que presentan varias generaciones de cemento esparítico. (Fig. 3C). Hay presencia de alineaciones de clastos marcando posibles clinoformas de hasta 50° de buzamiento.

Interpretación y modelo sedimentario

Se ha observado que en la cantera de Las Zorreras dominan las facies deposi-

tadas por flujos de gravedad en taludes carbonatados asociados a biolitos construidos principalmente por cianobacterias, como se observa por el dominio de los clastos de carácter criptalgal sobre los de arqueociatos. El desarrollo de los taludes dependerá del grado de litificación temprana, en este caso, los clastos de textura criptoalgal, desarrollan un comportamiento más plástico, como se deduce de la presencia de estructuras flares en las facies A. La matriz en todas las facies es rica en sulfuros diseminados y seguramente proceda del *lagoon* interno de las bioconstrucciones, que pueden ser transportadas al talud por tormentas, también posibles desencadenantes de los colapsos gravitacionales.

Kenter (1990) mostró una correlación entre la textura de los sedimentos de talud y su ángulo de reposo. Las texturas con menor presencia de matriz (*rudstone*) y mayor tamaño de clasto corresponderían a pendientes de las clinoformas mayores, mientras que las texturas con dominio de la matriz (*floatstone*) y menor tamaño de clasto, corresponderían a pendientes mucho menores. McIlreath y James (1978) y Playton *et al.* (2010) diferencian 4 zonas en el talud (superior, medio, inferior y base de talud) con inclinaciones decrecientes y diferentes texturas.

En el banco S1 se identifican dos tipos de clinoformas, unas buzando 15° hacia el E y otras 38° hacia el SW. Esto indicaría, probablemente, que corresponden a taludes carbonatados relacionados con diferentes parches arrecifales o flancos opuestos del mismo. Las texturas asociadas a estas clinoformas son fundamentalmente *rudstone* y *floatstone* con clastos de menos de 4 cm. En el banco S2 se han deducido clinoformas a partir de los planos axiales de los *slumps*, dando



Fig. 3.- A) Facies C; clastos tabulares con 3 bandas: dendrolítica (1), cemento fibroso (2) y trombolítica (3); poro estromatáctico (pe); grieta rellena de matriz (gm); arqueociatos (a). B) Facies D1; acumulaciones de arqueociatos (a); cubiertas y masas trombolíticas (T). C) Facies D2; masas trombolíticas (T). arqueociato embebido (a), grietas rellenas esparita (gs); relleno geopetal (rg)

Fig. 3.- A) Facies C; tabular clasts with 3 bands: dendrolitic (1), fibrous cement (2) and thrombolitic (3); stromatolitic pore (pe); matrix-filled crack (gm); archaeocyaths (a). B) Facies D1; paraboundstone of archaeocyaths (a); covered and thrombolitic masses (T). C) Facies D2; thrombolitic masses (T). Embedded archaeocyaths (a); sprite-filled cracks (gs); geopetal infill (rg).

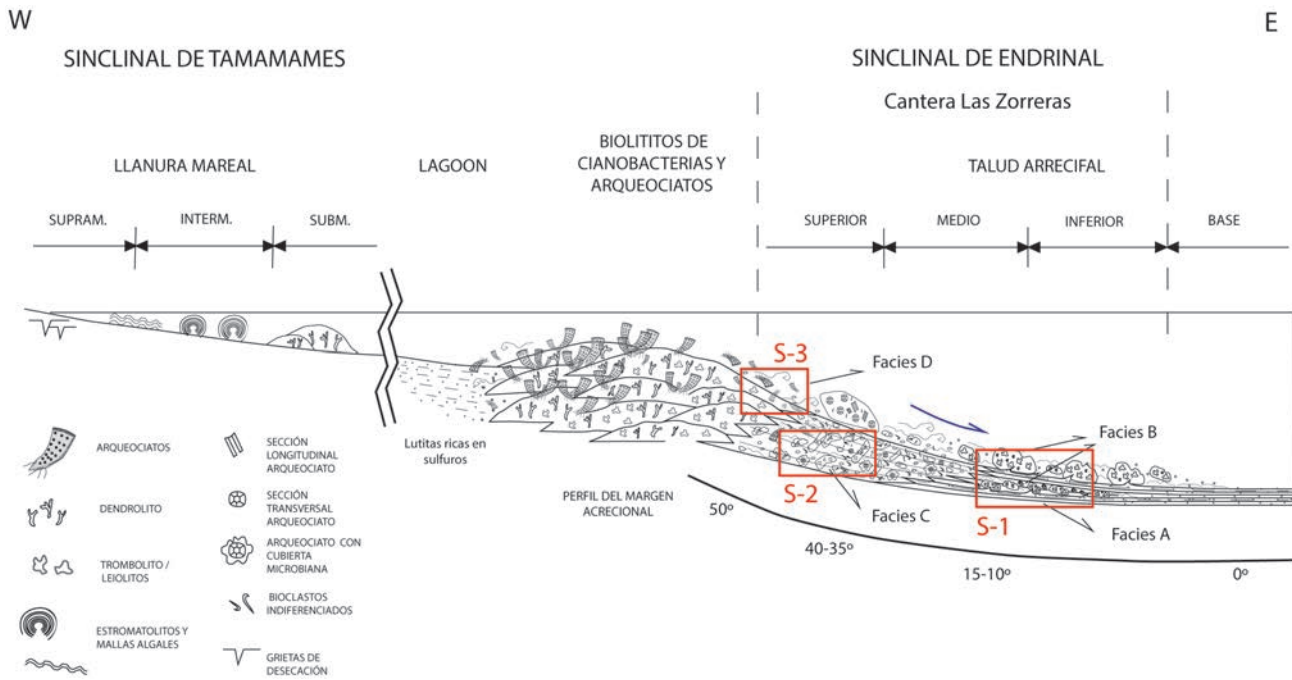


Figura 4.- Modelo sedimentario de la plataforma carbonatada de las Calizas de Tamames entre el Sinclinal de Tamames y la cantera de Las Zorreras (Sinclinal de Endrinal). Los rectángulos en rojo muestran la localización de las diferentes secciones y las facies dominantes en cada una de ellas y su situación en sección estratigráfica S-1 a muro y S-3 a techo.

Figure 4.- Sedimentary model of the Tamames Limestone carbonate platform between Tamames Syncline and Las Zorreras quarry (Endrinal Syncline). Red rectangles show the different sections locations and dominant facies in each of them and their location in the stratigraphic section S-1 (wall), and S-3 (top).

buzamientos entre 35° y 40°. Las facies C presentan texturas *floatstone* con clastos de tamaño bloque. En el banco S3 se observan posibles clinofórmulas de hasta 50° de inclinación y textura *rudstone* a *floatstone* de arqueociatos, pudiendo definirse también como una *paraboundstone*. Según los trabajos de Kenter (1990) y la zonación propuesta por McIlreath y James (1978) y Playton *et al.* (2010) corresponderían respectivamente a la parte inferior, media y superior del *apron* dentro de un margen de tipo deposicional-acrecional (progradación de las facies). (Fig. 4).

Conclusiones

Se han diferenciado 4 tipos de facies con diferentes texturas (tamaños de clastos y proporción de matriz). En todas estas facies se han podido medir clinofórmulas que presentan diferente ángulo y orientación mostrando la presencia de diferentes biolitos superpuestos como ya indicaron otros autores. Se han identificado clastos con diferentes tipos de texturas criptalgales (trombolítica, dendrolítica e incluso leirolítica), de forma dominante sobre los arqueociatos. Todo indica que estos sedimentos han sido depositados por flujos de gravedad en taludes carbonatados (las facies A y B en el talud inferior, las facies C en el talud medio y las facies D en el talud

superior) asociados a diferentes biolitos constituidos principalmente por cianobacterias y en menor cantidad arqueociatos. Los procesos de tempestades son los posibles causantes de la desestabilización y el transporte hacia el talud, junto a la matriz, que puede tener origen en el *lagoon* postarrecifal.

Agradecimientos

A los revisores por sus comentarios constructivos y afán por mejorar este trabajo.

El presente estudio ha sido financiado por el proyecto ID2020-117332GB-C21. Depósitos minerales estratégicos tardivariscos: impronta estructural y geofísica, del Ministerio de Ciencia e Innovación.

Referencias

Aitken, J.D. (1967). *J. Sediment. Petrol.*, 37: 1163-1178.
 Ayarza, P., Martínez Catalán, J.R., Martínez García, A., Alcalde, J., Andrés, J., Simancas, J.F., Palomeras, I., Martí, D., DeFelipe, I., Juhlin, C. y Carbonell, R. (2021). *Solid Earth*, 12: 1515-1547. <https://doi.org/10.5194/se-12-1515-2021>
 Corrales, I. y Valladares, M.I. (1980). *Studia geológica salmanticensia*, XVI, 95-102.
 García de Figuerola, L.C. y Martínez Gar-

cía, E. (1972). *Studia geológica salmanticensia*, III, 33-41.
 Jones, R. L., y Hay, W. W. (1975). Vol. 2: Inorganic Components, 481-496.
 Kenter, J.A.M. (1990). *Sedimentology*, 37, 777-94.
 Liñán, E., Gámez Vintaned, J. A. y Gozalo, R. (2015). *Geological Magazine* 6(6), 1-14. <https://doi.org/10.1017/S0016756800023189>
 McIlreath, I.A., y James, N.P. (1978) *Facies Models: Geoscience Canada Reprint Series* 1, 133-149.
 Playton, T.E.; Janson, X. y Kerans, Ch. (2010). *Facies Model 4: GEOText6*, 449-476.
 Perejón, A. (1984). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 213-265.
 Riding, R. (2011). *Encyclopedia of Geobiology. Encyclopedia of Earth Science Series, Springer*, 635-654.
 Rowland, M. y Gangloff, R.A. (1988). *PA-LAIOS*, 3 (2), 111-135.
 Ugidos, J. M., Barba, P., y Valladares, M. I. (2020). (Vol. 5, pp. 147-268). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/bs.sats.2020.08.004>
 Valladares, I. y Corrales, I. (1980). *IX Congreso Nacional de Sedimentología. Guía de Sesiones de Campo. Ediciones Universidad de Salamanca*, 15-25.
 Wu, Y. S. (2022). *Biopetrology*, 1(1), 19-29. <http://biopetrology.com/yswcb>

Cálculo de la (micro)tasa de alteración en calcarenitas expuestas en clima semiárido costero

Directional analysis of the variation of the weathering (micro)rate in calcarenites exposed to coastal semiarid climate.

Javier Martínez Martínez^{1*}, Édgar Berrezueta², Héctor Aguilera³, Nicoletta Fusi⁴ y Miguel Gómez-Heras⁵

¹ CN Instituto Geológico y Minero de España (CN IGME-CSIC). Calle La Calera, 1. 28760 Tres Cantos (Madrid). javier.martinez@igme.es

² CN Instituto Geológico y Minero de España (CN IGME-CSIC). Calle Matemático Pedrayes, 25. 33005 Oviedo (Asturias). e.berrezueta@igme.es

³ CN Instituto Geológico y Minero de España (CN IGME-CSIC). Calle Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. h.aguilera@igme.es

⁴ University of Milano-Bicocca. 20126 Milán (Italia). nicoletta.fusi@unimib.it

⁵ Universidad Autónoma de Madrid. Ciudad Universitaria de Cantoblanco. 28049 Madrid. miguel.gomezheras@uam.es

*Corresponding author

ABSTRACT

This paper proposes a new methodology to calculate weathering rates of rocks after brief periods of direct exposure to the environment. The methodology bases on X-Ray microtomography and Digital Image Analysis. Two porous carbonate rocks have been studied: a calcarenite and a calcirrudite with an average porosity of 20%. They were exposed for one year to a coastal semiarid Mediterranean climate (Nueva Tabarca, Alicante; SE of Spain). The obtained microrates indicate a higher weathering rate in calcirrudite (18.75 mm/year) than in calcarenite (9.13 mm/year). This variation is justified by the differences in the porous system of each rock and its influence on the effectiveness of the usual alteration processes acting on rocks exposed to coastal semiarid climates. In addition, obtained results validate the proposed methodology, which constitutes an important advance in the study of the weathering rates of materials. It allows a quick and quantitative way to analyse the vulnerability of rocks to specific exposure environments.

Key-words: weathering, erosion, heritage, Tabarca, salt crystallization.

RESUMEN

En este trabajo se propone una nueva metodología, basada en microtomografía de Rayos X y Análisis Digital de Imagen, para el cálculo de tasas de alteración de rocas a partir de breves periodos de exposición directa al ambiente. Se han estudiado dos rocas carbonatadas porosas (una calcarenita y una calcirrudita con porosidad media del 20%), expuestas durante un año a un clima Mediterráneo semiárido costero (Nueva Tabarca, Alicante). Las microtasas obtenidas indican una mayor velocidad de alteración en la calcirrudita (18.75 mm/año) que en la calcarenita (9.13 mm/año). Esta variación se justifica por las diferencias en el sistema poroso de cada roca y su influencia en la efectividad de los procesos de alteración habituales en climas semiáridos costeros. Además, los resultados obtenidos validan la metodología planteada, la cual constituye un importante avance en el estudio de la velocidad de deterioro de materiales, permitiendo de una forma rápida y cuantitativa, analizar la vulnerabilidad de las rocas a determinados ambientes de exposición.

Palabras clave: alteración, erosión, patrimonio, Tabarca, cristalización de sales.

Geogaceta, 74 (2023), 27-30

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98288>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 06/02/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

Establecer las tasas de alteración de rocas es una tarea muy compleja debido a la lentitud del proceso que obliga a establecer prolongados tiempos de exposición o a seleccionar estructuras expuestas durante un tiempo largo (Sancho et al., 2003), al carácter continuo de la degradación (que dificulta establecer un "tiempo cero" a partir del cual empezar a considerar el avance del deterioro) y a la evolución no lineal de los procesos de meteorización (Martínez-Martínez et al., 2013). Además, cuanto mayor es el tiempo de exposición de las rocas al ambiente (ej. ciclos de temperatura y humedad), mayor es el deterioro acumulado en las mismas (por lo tanto,

más fácilmente cuantificable) pero menor es el control que tiene el investigador sobre las condiciones ambientales y climáticas a las que ha estado expuesta la roca (Ruedrich et al., 2011).

Las metodologías propuestas para el cálculo de las tasas de alteración y erosión de rocas se agrupan en dos clases, de acuerdo al tiempo de exposición considerado: tasas a corto plazo (décadas-siglos de exposición) y tasas a largo plazo (siglos-milenios). En este trabajo se presenta una metodología novedosa, basada en la combinación de microTomografía Computarizada de Rayos X (microCT-RX) y Análisis Digital de Imagen (ADI) sobre muestras expuestas a la intemperie durante un año. Dada la brevedad del periodo de exposición, a las tasas así calculadas se ha propuesto llamarlas microtasas de alteración.

En la bibliografía relacionada se suele usar indistintamente los términos "tasa de erosión" y "tasa de alteración" (p.ej. Sancho et al., 2003; Tang et al., 2004). Sin embargo, hay diferencias conceptuales importantes, debiendo reservarse el término "erosión" a la cuantificación del material perdido y eliminado de un volumen inicial de roca, y el término "alteración" a la modificación de las características petrológicas iniciales de la roca debido a su exposición al ambiente circundante. De acuerdo a esta diferenciación, la metodología propuesta en este trabajo cuantifica de forma precisa la tasa de alteración de las rocas.

La alteración de las rocas supone, en la mayoría de los casos, un deterioro de las propiedades físicas de la roca afectada, favoreciendo la posterior erosión del material degradado (Erkal et al., 2012). Es por este motivo que muchas veces ambas tasas (erosión y alteración) se consideran equivalentes. Conocer la tasa y profundidad de la alteración de una roca puede ser de gran interés, especialmente en el ámbito de la Geología aplicada al Patrimonio Cultural, en el que la posibilidad de intervenir en material alterado, previamente a su pérdida y erosión, puede suponer preservar volúmenes de gran interés y valor histórico-artístico.

Material de estudio

En este trabajo se ha estudiado la tasa de alteración de una calcarenita y una calcirrudita empleadas como material de construcción en el complejo fortificado de la isla de Nueva Tabarca (siglo XVIII, Alicante) (Figura 1). Estas rocas presentan alta porosidad (Tabla I) y color amarillento, y proceden de los afloramientos Miocenos del oeste de la isla (Martínez-Martínez et al., 2014).

En términos generales, el contenido en bioclastos es del 90% y corresponde prin-

Sistema poroso	Crn	Crr
Φ (%)	17.97	24.43
Φ [0.01-0.1]	25.74	11.95
Φ [0.1-1]	57.05	32.57
Φ [1-10]	4.07	37.60
Φ [10-100]	5.68	15.43

Tabla I. Porosidad abierta (Φ) y distribución de tamaño de poro (rango de tamaño definido en μm) de las rocas estudiadas (Crn: calcarenita; Crr: calcirrudita). Valores obtenidos con Porosimetría de Mercurio.

Table I. Porosity (Φ) and pore size distribution (pore range expressed in μm) of the studied rocks (Crn: calcarenite; Crr: calcirrudite). Values obtained by means of Mercury Porosimetry.

cipalmente a algas rojas, foraminíferos y briozoos (Martínez-Martínez et al., 2018). El contenido en litoclastos de las muestras estudiadas es bajo (menor al 5%).

Metodología

Preparación de la muestra

Se preparó una probeta de 3x2x1 cm, con acabado pulido en una de las superficies mayores, de cada uno de los litotipos. La mitad inferior de las probetas se cubrió con recubrimiento termorretráctil, asilándola de la exposición directa a la intemperie.

Condiciones de exposición

Las dos muestras estuvieron expuestas en el antepecho de la cubierta del edificio del museo de la isla de Nueva Tabarca (Alicante) (Figura 2), en condiciones de clima Mediterráneo semiárido costero (50 metros de la línea de costa), sin presencia de elementos vegetales (árboles, palmeras) ni arquitectónicos que apantallaran la exposición directa de las muestras a los agentes ambientales.

El periodo de exposición directa fue de un año y con orientación sur.

Cálculo de la microtasa de alteración

La muestra alterada (tras un año de exposición directa) se escaneó mediante Tomografía Computarizada de Rayos X de alta resolución (microCT-RX BIR Actis 130/150) y se obtuvo el modelo 3D de alta resolución mediante el programa Avizo (Mercury) (tamaño de vóxel: 24x24x27 μm). El modelo 3D se posprocesó, obteniendo 600 imágenes 2D secuenciadas, consecutivas (62.5 μm de distancia entre imágenes) y orientadas paralelamente a la superficie expuesta a la intemperie. Este paquete de imágenes abarca 37,5 mm desde el exterior de la muestra hacia el interior de la probeta.

Cada imagen 2D se subdividió en dos áreas de trabajo, correspondiendo la superior a la zona expuesta a la intemperie (alterada), con orientación sur y la inferior a la zona protegida con recubrimiento termorretráctil (inalterada). En cada subárea de trabajo se calculó la porosidad mediante Análisis Digital de Imágenes (ADI) con el software libre Image J 1.150i. La porosidad se cuantificó (en %) según la proporción entre el área ocupada por los poros (definidos por los píxeles con Nivel de Gris inferior a 40) y el área total de la subárea de trabajo considerada.

La curva de evolución de la porosidad en el área protegida por el recubrimiento termorretráctil ofrece el perfil de la roca inalterada. El umbral de referencia de la porosidad asociada a la fracción inalterada de la muestra estudiada se obtiene a partir del valor máximo de porosidad medido en este perfil (criterio conservador). Este valor se extrapola al perfil de evolución de la porosidad en la zona alterada, sirviendo de criterio para establecer la profundidad a la que la porosidad en la zona alterada es similar o inferior a la porosidad obtenida en la zona inalterada.

Esta distancia corresponde a la profundidad de la capa alterada. La micro-

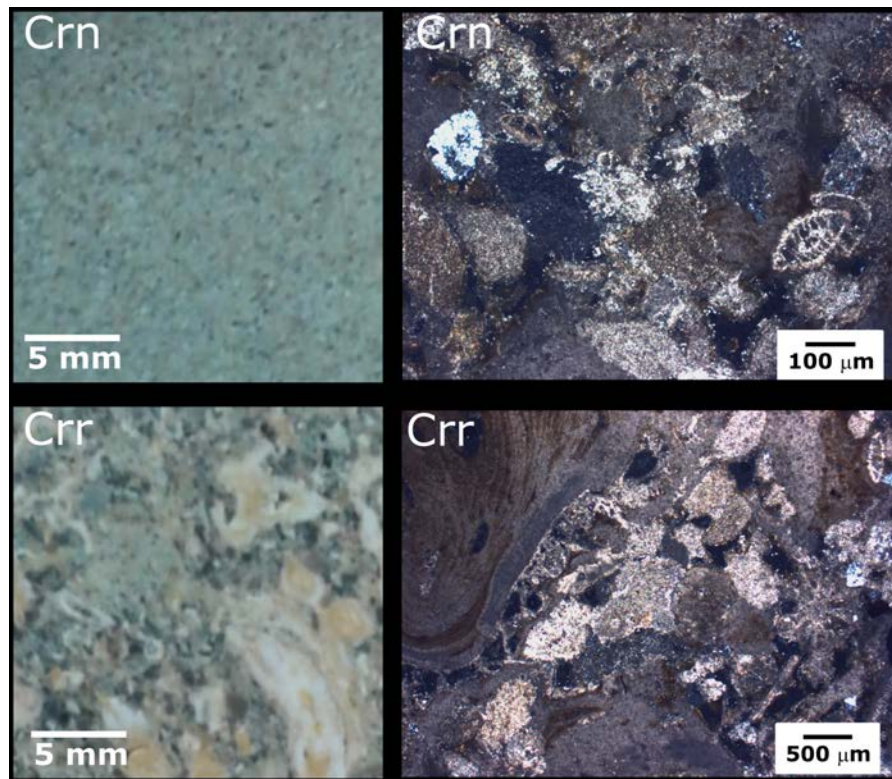


Fig. 1.- Rocas estudiadas: calcarenita (Crn, arriba) y calcirrudita (Crr, abajo) vistas a mesoescala (izquierda) y bajo Microscopio Óptico Petrográfico con Nícoles paralelos (derecha).
Fig. 1.- Studied rocks: calcarenite (Crn, above) and calcirrudite (Crr, below) view at mesoscale (left) and microscale under Petrographic Microscope (parallel nicols, right)

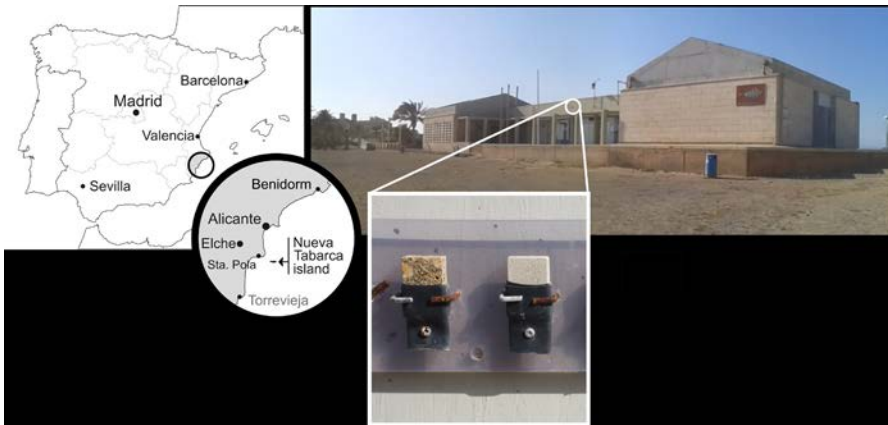


Fig. 2.- Localización de isla de Nueva Tabarca (Alicante) y de las muestras expuestas en el edificio del Museo de Nueva Tabarca (imagen superior derecha). Detalle de las muestras expuestas (calcirrudita, izquierda; calcarenita, derecha) y esquema explicando la sección expuesta y la sección protegida (no expuesta) de cada muestra.

Fig. 2.- Location of the island of Nueva Tabarca (Alicante, Spain) and of the exposed samples in the building of the Nueva Tabarca Museum (above, right). Detail of the exposed samples (calcirrudite, left; calcarenite, right) and sketch showing the protected and exposed parts of each sample.

tasa de alteración (expresada en $\mu\text{m}/\text{año}$ o $\text{mm}/\text{año}$) se obtiene dividiendo esta distancia por el tiempo de exposición (un año, en la metodología propuesta).

Resultados

La Figura 3 muestra las curvas de evolución de la porosidad en las dos ro-

cas estudiadas (tanto en el área expuesta como en el área protegida). La curva roja muestra la evolución en la superficie no protegida, y la curva azul la evolución en la superficie protegida. En esta curva azul se observa una reducción de la porosidad en las imágenes más próximas a la superficie debido al *beam hardening effect* (Fusi y Martínez-Martínez, 2013). Este efecto ge-

nera una subestimación de la porosidad en la sección interior de las piezas estudiadas.

La máxima porosidad medida en la sección alterada de la calcarenita es de 18,1%, siendo 8.04 veces mayor que la porosidad medida en la fracción inalterada (2,25%). Este valor máximo se reduce hasta 16,2% en el caso de la calcirrudita, suponiendo un incremento de 2,16 veces el valor de porosidad en la roca inalterada.

La profundidad de la capa alterada (entendida como la distancia desde la superficie a la que la porosidad de la parte alterada de la roca se equipara a la porosidad de referencia de la parte inalterada) varía según la litología considerada. En el caso de la calcarenita esta profundidad es de 9,03 mm, mientras que en la calcirrudita este valor asciende a 18,75 mm. Teniendo en cuenta que la duración de exposición es de un año, las microtasas de exposición corresponden a 9130 mm/ka y 18750 mm/ka para las calcarenitas y calcirruditas estudiadas, respectivamente.

Discusión

Los resultados obtenidos muestran una fuerte dependencia de la tasa de al-

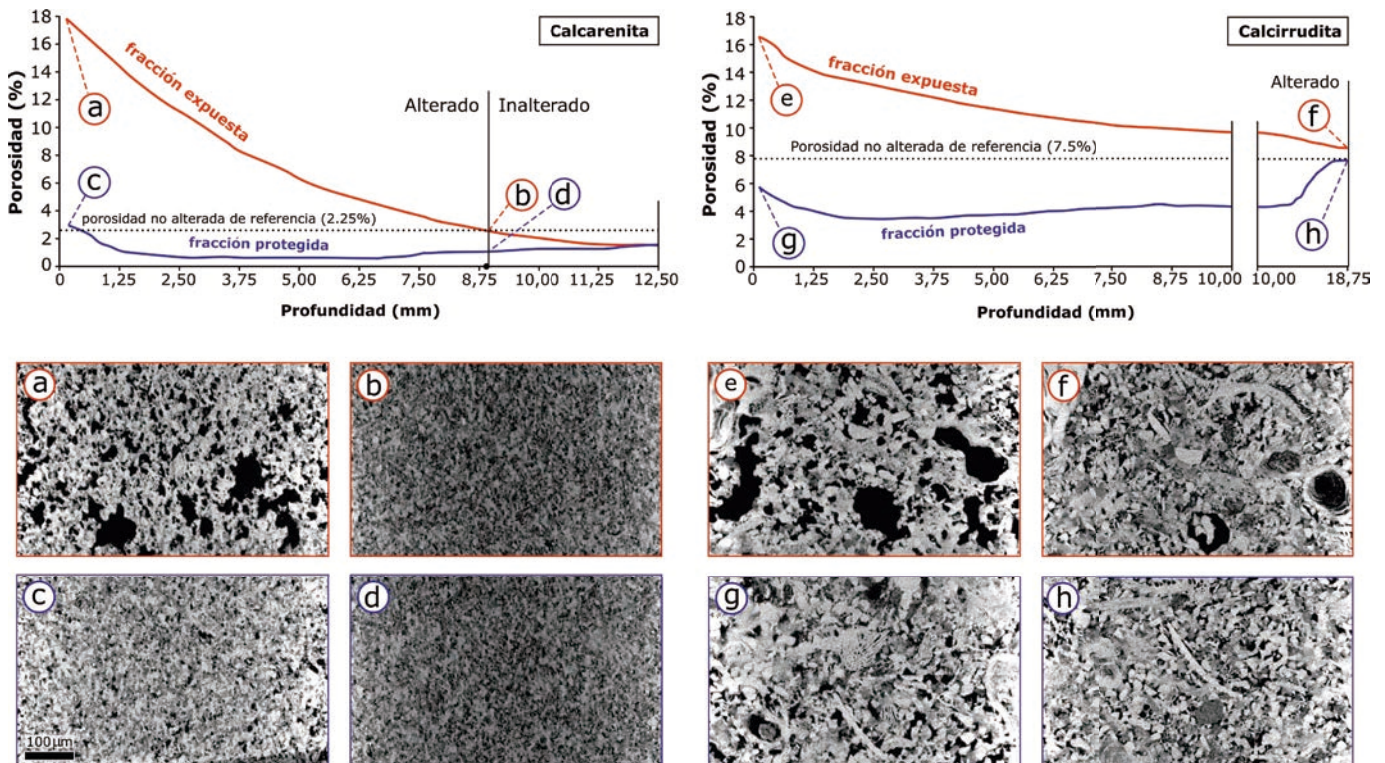


Fig. 3.- Curvas de evolución de la porosidad obtenidas en la calcarenita (izquierda) y calcirrudita (derecha). En rojo: evolución en la fracción expuesta de la muestra. En azul: evolución en la fracción protegida con termorretráctil (no expuesta). En línea negra punteada: umbral de referencia de la porosidad no alterada. Las imágenes inferiores (microtomografía Rayos X) muestran el aspecto de la roca a diferentes profundidades del perfil.

Fig. 3.- Curves of the porosity evolution obtained in the studied calcarenite (left) and calcirrudite (right). In red: porosity evolution in the exposed section of the sample. In blue: porosity evolution in the protected (non exposed) section of the sample. In dotted black line: reference threshold of the non-altered porosity of each rock. The images below (X-Ray microtomography) show the rock aspect at different depths in the porosity profile.

teración con las características de la roca estudiada. La microtasa obtenida en la calcirrudita es prácticamente el doble que el valor obtenido en la calcarenita. Esta diferencia está justificada por dos aspectos fundamentales, relacionados directamente con las características del sistema poroso de las rocas: el contenido en poros (porosidad abierta, %; Tabla I) y el tamaño de los mismos. En ambos parámetros, la calcirrudita presenta valores sensiblemente mayores a la calcarenita, lo cual indica que el sistema poroso de la primera es más abierto y conectado que en la segunda, y permite el acceso del agua salada (asociada al spray marino del ambiente costero) a una mayor profundidad por procesos de succión capilar.

Los dos procesos principales asociados al deterioro físico de los materiales en ambientes costeros semiáridos son la cristalización de sales en el sistema poroso de las rocas, y la dilatación diferencial de las sales presentes en los poros, que generan tensiones capaces de generar microfisuración y disgregación de componentes poco cohesionados (Martínez-Martínez et al., 2021). Estos procesos son más efectivos en poros con tamaños comprendidos entre 0,1 y 10 μm (Steiger et al., 2011), siendo la calcirrudita la que posee una población de poros mayor con tamaños comprendidos entre estos límites (70,17%, respecto al 61,12% de la calcarenita). Por lo tanto, la calcirrudita resulta, además, más vulnerable a los procesos de alteración asociados al ambiente de exposición estudiado.

Cabe señalar, por último, que estas microtasas corresponden a la velocidad de alteración de las rocas, no de erosión y pérdida de material. La tasa de erosión puede considerarse uno o dos órdenes de magnitud menor en rocas similares (Pope et al., 2002). Además, también es importante subrayar que la microtasa así obtenida puede estar sobrestimada, puesto que la alteración medida tras un año de exposición directa se extrapola linealmente en el tiempo. Esta extrapolación lineal no tiene por qué coincidir con el patrón de deterioro seguido por las rocas, ya que estas pueden mostrar una deceleración en el tiempo, o bien un com-

portamiento caótico en el que alternen periodos de estabilidad y otros de rápido deterioro (Pope et al., 2002). En cualquiera de estas dos situaciones, la alteración real será inferior a la calculada.

Sin embargo, la metodología planteada constituye un importante avance en el estudio de la velocidad de deterioro de materiales, permitiendo de una forma rápida y cuantitativa, analizar la durabilidad de las rocas a determinados ambientes de exposición.

Conclusiones

Se ha obtenido una microtasa de alteración de rocas expuestas a un clima Mediterráneo semiárido costero (isla de Nueva Tabarca, Alicante), que varía entre 9,03 y 18,75 mm/año, dependiendo de la roca considerada. La tasa más baja corresponde a una calcarenita de grano fino, mientras que el valor mayor se obtiene en una calcirrudita de grano muy grueso y elevada porosidad.

La diferencia de tasas en función de la litología se justifica por la mayor accesibilidad del agua salada al interior de las muestras en la calcirrudita, lo cual permite la cristalización de sales en poros más internos. Además, la calcirrudita es más susceptible al deterioro porque contiene una mayor población de poros contenidos en el rango de tamaño más susceptible al deterioro por las tensiones generadas durante la cristalización de sales y la dilatación diferencial de sales (halita) en rocas carbonatadas (rango de poro: 0,1-10 μm).

Los resultados obtenidos validan la metodología propuesta, constituyendo una forma rápida y eficaz de cuantificar el deterioro de materiales expuestos a unas condiciones específicas. Futuros trabajos ahondarán en el análisis comparativo de las microtasas de alteración obtenidas y el grado de erosión sufrido por las rocas en exposiciones de larga duración a agentes climáticos.

Contribución de los autores

La contribución individual de cada

autor al trabajo ha sido: planteamiento del estudio, J.M.M.; metodología y obtención de datos, J.M.M., E.B., N.F., H.A.; análisis y discusión de los datos, J.M.M., M.G.H., E.B.; figuras: J.M.M., E.B.; elaboración del manuscrito, J.M.M., E.B.; revisión del manuscrito, J.M.M., E.B., H.A., M.G.H.

Agradecimientos

Esta publicación es parte de los proyectos de I+D+i PID2020-116896RB-C21 y PID2020-116896RB-C22, financiados por MCIN/AEI/10.13039/501100011033 (Ministerio de Ciencia e Innovación). Los autores agradecen al Dr. Eduardo Molina Piernas y a otro revisor anónimo las correcciones y sugerencias realizadas sobre el manuscrito original.

Referencias

- Erka., A., Dayala, D. y Sequeira, L. (2012). *Building and Environment* 57, 336-348. <https://doi.org/f3875b>
- Ruedrich, J., Kirchner, D. y Siegesmund, S. (2011). *Environmental Earth Sciences*, 63, 1573-1586. <https://doi.org/bbsnkt>
- Martínez-Martínez, J., García-del-Cura, M.A., Benavente, D., Ordóñez, S., Baltuille, J.M., Álvarez Areces, E. y Fernández Suárez, J. (2018). *Geogaceta* 61, 71-74.
- Martínez-Martínez, J., Giannetti, A., Peral Lozano, J., Corbí, H. y Cuevas-González, J. (2014). *Geogaceta* 53, 83-86.
- Fusi, N. y Martínez-Martínez, J. (2013). *Engineering Geology* 166, 272-282. <https://doi.org/f5j86v>
- Martínez-Martínez, J., Arizzi, A. y Benavente, D. (2021). *Minerals* 11, 91. <https://doi.org/k59d>
- Pope, G., Meierding, T.C. y Paradise, T.R. (2002). *Geomorphology* 1182, 211-225. <https://doi.org/fj2cpv>
- Sancho, C., Fort, R. y Belmonte, A. (2003). *Catena* 53, 53-64. <https://doi.org/dzdvwk>
- Steiger, M., Charola, A.E. y Sterflinger, K. (2011). En: *Stone in architecture*. Springer Berlin Heidelberg, 227-316. <https://doi.org/fb78d8>
- Tang, W., Davidson, C.I., Finger, S., Vance, K. (2004). *Atmospheric Environment* 38, 5589-5599. <https://doi.org/c4ckgs>

Albitization evidences of Mesozoic carbonates: petrological study of authigenic albites in the northwest of the Bortziriak-Cinco Villas Massif, eastern Basque-Cantabrian Basin

Evidencias de albitización de carbonatos mesozoicos: estudio petrológico de albitas autigénicas al noroeste del Macizo Bortziriak-Cinco Villas, este de la Cuenca Vasco-Cantábrica

Martin Ladron de Guevara¹, Arantxa Bodego¹ and Eneko Iriarte²

¹ Geologia Saila, Zientzia eta Teknologia Fakultatea, Euskal Herriko Unibertsitatea. Sarriena auzoa z/g, 48940 Leioa, Bizkaia.

martin.ladrondeguevara@ehu.eus; arantxa.bodego@ehu.eus

² Laboratorio de Evolución Humana, Departamento de Historia, Geografía y Comunicación – Laboratorio de Isótopos Estables IsoTOPIK, Edificio de I+D+i, Universidad de Burgos, Plaza Misael Bañuelos s/n, 09001 Burgos.

eiriarte@ubu.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The presence of authigenic Na-feldspars in sedimentary carbonate rocks is unusual and its origin is controversial in terms of genesis and timing. The use of optical microscopy, cathodoluminescence and in situ semi-quantitative EDX analysis techniques, has allowed the identification and characterization of authigenic albite crystals in the Mesozoic pre- and syn-rift carbonates of the northwestern margin of the Bortziriak-Cinco Villas Massif, in the northeastern Basque-Cantabrian Basin (western Pyrenees). The euhedral habit, crystal size, spatial distribution and crosscutting relationships, together with the pure albitic composition, suggest a relatively early replacement origin. Compaction of sediments during burial, besides possible fluid migration linked to the intense syn-rift halokinetic activity, may have been decisive for the mobilisation of cations, and hence, for the albitization of the carbonate rocks.

Key-words: Diagenesis, albitization, Mesozoic carbonates, rifting, Basque-Cantabrian Basin.

RESUMEN

La presencia de feldespatos sódicos autigénicos en rocas sedimentarias carbonáticas es inusual y su origen es controvertido en términos de génesis y cronología. El empleo de la microscopía óptica, catodoluminiscencia y los análisis semi-cuantitativos in situ por EDX, han permitido la identificación y caracterización de albitas autigénicas en los carbonatos pre- y sinrift del Mesozoico, en el margen noroeste del Macizo de Bortziriak-Cinco Villas, al noreste de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Pirineos occidentales). El hábito euhédrico, el tamaño de cristal, la distribución espacial y las relaciones de corte, junto a la composición albitica, sugieren un origen relativamente temprano por remplazamiento. La compactación por enterramiento de los sedimentos además de la posible migración de fluidos relacionada con la intensa actividad halokinética syn-rift, pudo ser decisiva para la movilización de cationes, y, por lo tanto, para la albitización de las rocas carbonatadas.

Palabras clave: Diagénesis, albitización, carbonatos mesozoicos, rifting, Cuenca Vasco-Cantábrica.

Geogaceta, 74 (2023), 31-34

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98190>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 31/01/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introduction

Albitization is a well-known Na-meta-somatic process in which usually, plagioclase feldspar or alkali feldspar is replaced completely or partially by albite. This is a very common alteration process among igneous rocks, particularly in granites, related to feldspar dissolution-precipitation processes (Pettersson and Eliasson, 1997). Albitization is also a common reaction in sandstone reservoirs at expenses of detrital feldspars (Perez and Boles, 2005). Nevertheless, Na-feldspar replacement has also been described in sedimentary carbonate rocks (*i.e.* Kastner and Siever, 1979; Spötl *et al.*, 1999). Examples of albitization processes are documented in Mesozoic

carbonates of the hyperextended Arzacq-Mauléon basin, (northern Pyrenees) (Incerpi *et al.*, 2020), attributed to Cretaceous Na- and Si-rich albitizing fluids (Boulvais *et al.*, 2007).

In the Basque-Cantabrian Basin (BCB), authigenic albites have already been described and their genesis is related to diapiric processes associated with Cenozoic Mississippi Valley-type Zn-Pb deposits (Perona *et al.*, 2002; Perona, 2016). However, the occurrence of albites of authigenic origin remains poorly unknown in other parts of the BCB.

The aim of this work is twofold. Firstly, it describes for the first time the occurrence of authigenic feldspars in a Mesozoic pre- and syn-rift carbonate succession in

the northeastern margin of the BCB, in the northwest of the Bortziriak-Cinco Villas massif. Secondly, this work focuses on their petrological characterization and their stratigraphical and spatial distribution in order to understand the possible origin and timing of these minerals.

Geological setting

The study area is located in the northeastern margin of the inverted, hyperextended BCB (western Pyrenees) (Roca *et al.*, 2011; Tugend *et al.*, 2014). The studied Mesozoic rift succession crops out in the northwestern margin of the Bortziriak-Cinco Villas Massif, which is composed of Carboniferous (Culm fa-

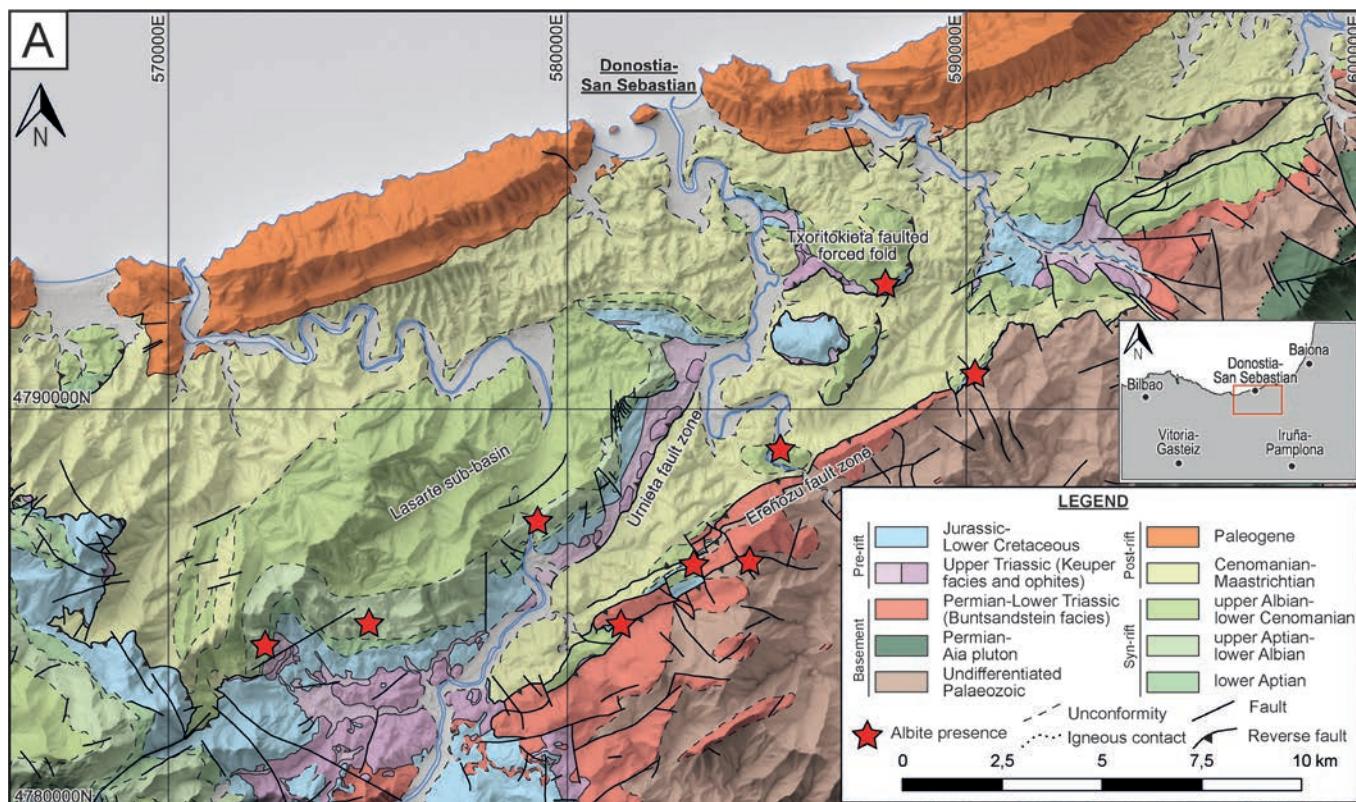


Fig. 1.- Geological map of the study area and the location of the points where albitization evidence has been found. See figure in colour in the web.

Fig. 1.- Mapa geológica de la zona de estudio y ubicación de los puntos en los que se han encontrado evidencias de albitización. Ver figura en color en la web.

cies) and Triassic (Buntsandstein and Keuper facies) rocks (Campos, 1979) (Fig. 1). These units formed the basement during the Mesozoic rifting phases. The sedimentary cover in the area is thick, particularly in the Lasarte sub-basin (Fig. 1). It consists of: Jurassic micritic limestones and marls; Lower Cretaceous siliciclastic to carbonate deposits; Aptian to Cenomanian shallow to deep-water siliciclastic and shallow-marine carbonate rocks (Campos, 1979; Bodego *et al.*, 2015 and references therein). The Meso-Cenozoic post-rift deposits are mainly composed of Upper Cretaceous deep-water alternating marls and limestones and Cenozoic turbiditic sandstones (Campos, 1979).

During the Aptian to Cenomanian rifting phase, extensional basement-involved faults (e.g. Ereñozu and Urnieta faults) caused the compartmentalization of the area (i.e. the Lasarte sub-basin) (Fig. 1). In addition, the coeval syn-extensional halokinetic movement of Keuper rocks (red clays and evaporites) conditioned the formation of syn-depositional extensional faults and forced folds (e.g. Txoritokieta forced fold (Fig. 1)) (Bodego and Agirrezabala, 2013; Bodego *et al.*, 2018).

Methodology

The study is based in both fieldwork and laboratory work. Fieldwork involved stratigraphic logging, detailed geological cartography and sampling, based on the lithostratigraphy and geological map of Bodego *et al.* (2015). Carbonate classification is based on Embry and Klovan (1972). Studied samples are Jurassic to lower Cenomanian mudstones, wackestones, packstones and grainstones.

The petrographic study has been carried out on polished thin sections using an Olympus BH-2 petrographic microscope attached to a Nikon Digital Sight DS – U3 camera. The cathodoluminescence study has been performed using a Technosyn Cold Cathode Luminescence 8200 MKII device coupled to the same petrographic microscope and attached to an Olympus Camedia C 7070 camera. The diameter of the electron beam used is 4.5 mm and it was accelerated with a potential of 15-17 kV at 0.5-0.6 mA. Energy Dispersion X-ray (EDX) and X-ray Diffraction (XRD) analyses were performed at the SGIKER General Services of the University of the Basque Country (UPV/EHU).

Results

Petrography

Feldspar crystals are colourless and clear under plane-polarised light (PPL) but may also show impurities such as calcite inclusions. Contrary to rounded and anhedral sand and silt size quartz grains, feldspars are euhedral, and have low surface relief and cleavage is not present (Fig. 2A). Depending on the section, they may be prismatic, tabular, or equidimensional (Figs. 2A and B). Locally, hexagonal faces are observed. Under cross-polarised light (XPL), feldspars show first order greyish interference colours, and polysynthetic and *Roc-Tourné* twinning is common (Fig. 2C). Their size is variable in the same sample, but they are usually less than 0.2 mm long. Besides, maximum crystal size is bigger among upper Albian - Cenomanian carbonates compared to older limestones. They are non-luminescent under cathodoluminescence (CL) and usually stand out in the orange dull luminescent calcareous matrix (Figs. 2D and E). Euhedral quartz, calcite, dolomite, pyrite and clay minerals complete the mineralogical paragenesis.

Feldspars are randomly oriented and

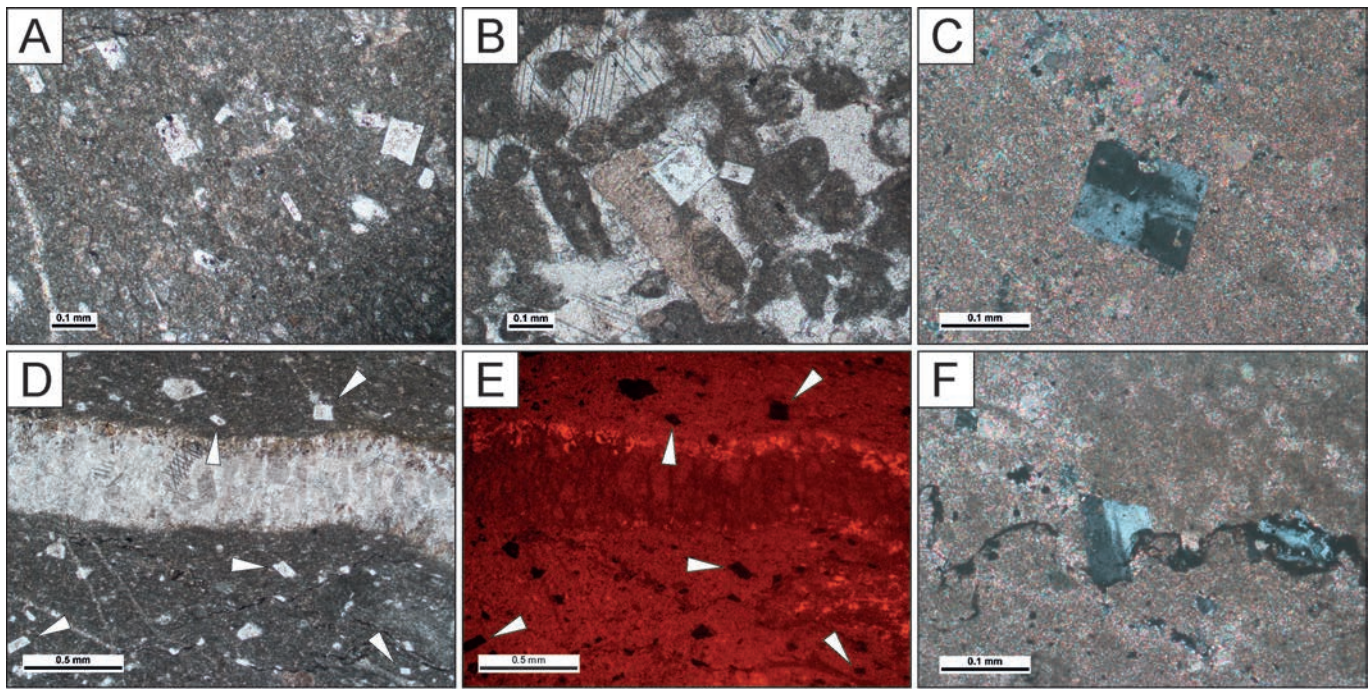


Fig. 2.- Microphotographs of: A) Tabular and prismatic euhedral crystals randomly oriented and distributed in a micrite matrix (PPL). B) Cross-cut relationship between feldspars and sedimentary allochems (PPL). C) Characteristic Roc-Tourné twinning (XPL). D) PPL and E) CL of the same visual area. Euhedral crystals are pointed out (white arrows) to differentiate them from other quartz grains. F) Crosscut relationship between a stylolite and feldspars (XPL) in which partial dissolution of the feldspars is observed. See figure in colour on the web.

Fig. 2.- Microfotografías de: A) Cristales euhédricos tabulares y prismáticos orientados al azar y distribuidos en la matriz. B) Relación de corte entre feldspatos y aloquímicos. C) Macla Roc-Tourné (polarizadores cruzados). D) Luz transmitida y E) CL, respectivamente, de la misma área. Los cristales euhédricos están resaltados (flechas blancas) para diferenciarlos de otros granos de cuarzo. F) relación de corte entre un estilolito y feldspatos en el que se observa la disolución parcial de los feldspatos (polarizadores cruzados). Ver figura en color en la web.

distributed. They crosscut primary sedimentary textures replacing completely or partially the micritic matrix (Figs. 2A and D), carbonate allochems (e.g. peloids and bioclasts) (Fig. 2B) and neomorphic intergranular spar calcite (Fig. 2B). On the contrary, pressure dissolution seams or stylolites crosscut the feldspars (Fig. 2F).

EDX semi-quantitative analysis

Measurements have been systematically carried out on euhedral feldspars ($n=24$), rounded sand and silt-sized quartz grains, carbonate matrix and on clay aggregates around stylolites (Fig. 3). Results are given in weight percentage of cations. Carbon is not considered for the semi-quantitative estimation, as it may partially or completely come from sample preparation to improve conductivity.

Analyses made on the matrix of the rocks estimates O (56%) and Ca (44%), indicating calcite as the main rock forming mineral (Fig 3). Locally, it may show other minor elements such as Fe. Euhedral crystals (Fig. 3) show the presence of O (51.10%), Na (7.97%), Al (9.45%) and Si (31.16%). Other elements such as K, Ca

and Mg complete estimates. This composition corresponds to almost pure albite feldspars.

The case of quartz grains (Fig. 3), the average weight percentage for O and Si respectively are 53.49% and 46.51%. Finally, measurements on clay aggregates from stylolites show more variability detecting an array of elements comprising of O, Si, Mg, Al, K, Ca, Fe, Ti and Zr, (Fig. 3) which mainly compose quartz and clay minerals (illite and chlorite groups), apart from pyrite, rutile and zircon.

Interpretation and discussion

Authigenic nature of feldspars

On the one hand, the idiomorphic habit of feldspars, their irregular crystal size, their random orientation and distribution along thin sections, and the fact that feldspars crosscut primary depositional textures, support their authigenic character. This contrasts with anhedral and rounded quartz grains, which suggests a detrital origin.

On the other hand, albite crystals stand by their lack of CL and systematic

semi-quantitative cationic analyses show clear compositional differences between the different minerals. In addition, it is relevant the absence of other types of (sedimentary) feldspar such as K-feldspar or plagioclase which could have been the precursor minerals before transformation.

All that would exclude a detrital origin of the albites, supporting a post-depositional diagenetic (authigenic) *in situ* formation by replacement due to the albitization of the limestones. Nevertheless, the formation of stylolites (burial and/or inversion?) clearly postdates the formation of feldspars, incorporating crystals and dissolving them forming clay mineral aggregates.

Albitization timing

Spötl *et al.* (1999) considered a deep burial diagenetic setting and migration of sulphate-bearing brines, which favoured the precipitation of albite and pyrite. The presence of pyrite is also notorious in our samples. However, crosscutting relationships between albites and stylolites are the opposite in our case, favouring a

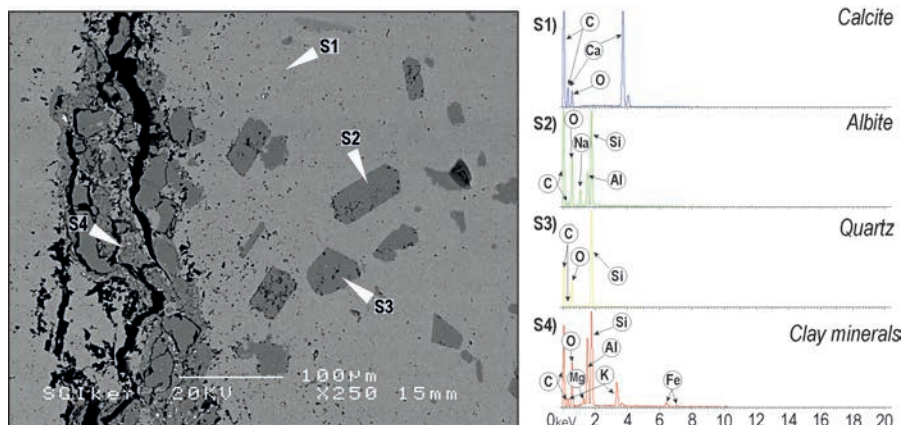


Fig. 3.- Back scattered electron (BSE) image (left) and EDX elemental analysis points with their respective spectrums (right). See figure in colour on the web.

Fig. 3.- Imagen de electrones retrodispersados (BSE) (izquierda) y los puntos de análisis elemental con sus respectivos espectros (derecha). Ver figura en color en la web.

relatively earlier diagenetic process. Therefore, stylolites post-date albites.

As stated by Kastner and Siever (1979), early diagenetic isochemical authigenesis models and fluid-exchange models need pore waters to become enriched in Na^+ and Al^{+3} with respect to H^+ and H^+SiO_4^- . Apart from that, it is known there is no direct relationship between temperature and albite formation (Kastner and Siever, 1979; Spötl *et al.*, 1999). So, the studied albitization processes could have occurred in early diagenetic stages. Considering the pre- and syn-rift character of the deposits and the more than likely high rate of sedimentation during the mid-Cretaceous (Bodego *et al.*, 2015), early compaction of sediments may have accelerated the release of the elements needed for the saturation of pore waters. Besides, a high permeable scenario where important extensional faulting and salt tectonics occurred (Bodego *et al.*, 2018), could have favoured the release and migration of brines along the fault zones into the younger and less compacted sediments, where albitization has been more intense, favouring crystal growth. Perona (2016) also considered geological structures rooted in Keuper facies and related brine flows for the formation of MVT Zn-Pb deposits in the BCB, where albites were also present.

Although the age of the mineralization remains unclear, the youngest albitized limestone units are, Albian to Cenomanian rocks. Stylolites could have been formed by burial loading or by the action of compressive stress during the Cenozoic tectonic inversion. Since large successions of basin sediments were

deposited during the Late Cretaceous and Early Paleogene, dissolution seams probably started to form during the Late Cretaceous post-rift phase, and it could have increased subsequently, when compressive stresses acted. This could rule out an origin related to the migration of albitizing fluids during the Cenozoic tectonic basin inversion.

Conclusions

A petrological study of albite feldspars hosted into Mesozoic carbonates to the northeast of the Bortziriak-Cinco Villas massif has been carried out:

- (1) It has been contrasted the pure albitic composition and the authigenic origin of the feldspars.
- (2) A possible early diagenetic (replacement) origin has been suggested for their formation, although more data is needed in order to gain certainty in terms of timing, as different scenarios exist.

Author contributions

Ladron de Guevara: conceptualization, coordination, methodology, data acquisition, investigation, writing and visualization. Bodego: conceptualization, supervision, data acquisition, writing, editing and funding acquisition. Iriarte: conceptualization, supervision, data acquisition, writing and editing.

Acknowledgments

This work has been carried out by the UPV/EHU Research Group IT1678-

22 (Government of the Basque Country) along with the support of UPV/EHU PIF 19/149 early career researcher forming fellowship and TotalEnergies funding. The authors thank for technical and human support provided by SGIker (UPV/EHU/ ERDF, EU).

References

- Bodego, A. and Agirrezabala, L.M. (2013). *Basin Research*, 25, 594-612. <https://doi.org/f5cwwk>
- Bodego, A., Iriarte, E., Agirrezabala, L. M., García-Mondéjar, J. and López-Horgue, M. A. (2015). *Cretaceous Research*, 55, 229-261. <https://doi.org/jtt4>
- Bodego, A., Iriarte, E., López-Horgue, M. A. and Álvarez, I. (2018). *Marine and Petroleum Geology*, 91, 667-682. <https://doi.org/gdh2rd>
- Boulvais, P., Ruffet, G., Cornichet, J. and Mermet, M. (2007). *Lithos*, 93(1-2), 89-106. <https://doi.org/fqmfw9>
- Campos, J. (1979). *Munibe*, 31 (1-2), 3-319.
- Embry, A. F. and J. E. Klovan (1972) *Geol. Rundsch.*, 61, 672-686.
- Incerpi, N., Manatschal, G., Martire, L., Bernasconi, S. M., Gerdes, A. and Bertok, C. (2020). *International Journal of Earth Sciences*, 109(3), 1071-1093. <https://doi.org/jt8s>
- Kastner, M. and Siever, R., (1979). *American Journal of Science* 279, 435-479. <https://doi.org/d5btsc>
- Perez, R. J., and Boles, J. R. (2005). *American Journal of Science*, 305(4), 312-343. <https://doi.org/fk25qs>
- Perona, J., Grandía, F., Canals, A., Cardellach, E. Maestro, E. and García, J. (2002). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 25, 79-80.
- Perona, J. (2016). *Mineralizaciones de Zn-Pb asociadas a los diapiros de Murguía y Orduña (Cuenca Vasco-Cantábrica)*. Doctoral thesis, Universitat Autònoma de Barcelona.
- Petersson, J. and Eliasson, T. (1997). *Lithos*, 42(1-2), 123-146.
- Roca, E., Muñoz, J. A., Ferrer, O. and El-louz, N. (2011). *Tectonics*, 30(2). <https://doi.org/dtttdvp>
- Spötl, C., Longstaffe, F.J., Ramseyer, K. and Ruedinger, B. (1999). *Sedimentology* 46, 649-666. <https://doi.org/fscjfn>
- Tugend, J., Manatschal, G., Kuszniir, N. J., Masini, E., Mohn, G., and Thinn, I. (2014). *Tectonics*, 33(7), 1239-1276. <https://doi.org/f6fdj2>

Petrología estructural y mineralogía mantélica de la Peridotita de Loma Caribe, Cordillera Central, República Dominicana

Structural petrology and mantle mineralogy of the Loma Caribe Peridotite, Cordillera Central, Dominican Republic

Javier Escuder-Viruete^{1*}, Mercedes Castillo Carrión¹, Álvaro Rubio Ordóñez², Francisco José Fernández², Fernando Pérez Valera³, Javier Escuder-Magallón¹ y Pablo Valverde Vaquero¹

¹ Instituto Geológico y Minero España - CSIC, C. La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid.
j.escuder@igme.es, m.castillo@igme.es, p.valverde@igme.es, javier.escuder@estudiante.uam.es

² Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C. Jesús Arias de Velasco, 33005 Oviedo.
rubioalvaro@uniovi.es, fjfernandez@uniovi.es

³ Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante. 03080 Sant Vicent de Raspeig, Alicante.
fperez@ua.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The Loma Caribe Peridotite (LCP) consists of granular and porphyroclastic peridotites, (GP and PCP, respectively). GP developed high-T ductile foliations during the mantle upwelling beneath the spreading ridge and the subsequent crust-mantle shear as the lithosphere migrated away from the ridge. However, the porphyroclastic to mylonitic foliations present in the PCP, as well as those present in the overlying foliated serpentinites, are related to tectonic exhumation and denudation of the mantle. The LCP mantle is composed mainly of depleted harzburgites grading to Cpx-rich harzburgites and lherzolites, with mineral compositions similar to those of fore-arc peridotites. By comparison with experimental data, variations in modal proportions and mineral chemistry are consistent with 26-38% and 12-44% partial melting for PG and PPC, respectively.

Key-words: Loma Caribe Peridotite, mantle fabrics, mantle melting, mantle metasomatism, Dominican Republic.

RESUMEN

Las diferencias texturales, químico-mineralógicas y en la orientación de la fábrica en la peridotita de Loma Caribe (PLC) permiten distinguir peridotitas granulares (PG) y porfiroclásticas (PPC). Las PG presentan foliaciones dúctiles de alta-T desarrolladas durante el ascenso de manto bajo una zona de dorsal y el posterior cizallamiento corteza-manto producido al alejarse la litosfera de la dorsal. Sin embargo, las foliaciones porfiroclásticas a miloníticas presentes en las PPC, así como la presente en las serpentinitas foliadas suprayacentes, se relacionan con la exhumación tectónica y denudación del manto. El manto de la PLC está compuesto principalmente por harzburgitas empobrecidas que gradualmente pasan a harzburgitas ricas en Cpx y lherzolitas, con composiciones minerales similares a peridotitas de ante-arco. En comparación con datos experimentales, las variaciones en las proporciones modales y la química mineral son consistentes con 26-38% de fusión parcial para las PG y 12-44% para las PPC.

Palabras-clave: Peridotita Loma Caribe, fábricas del manto, fusión de manto, metasomatismo de manto, República Dominicana.

Geogaceta, 74 (2023), 35-38

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98187>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 31/01/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

En el margen septentrional de la placa de Caribe, diversos macizos ofiolíticos representan vestigios de litosfera oceánica obducida y acrecionada al margen meridional de la placa de América del Norte durante la colisión final arco-continente en el Eoceno medio-superior (Lewis et al., 2006). Localizado en el Dominio de la Cordillera Central de la República Dominicana (Fig. 1), el macizo peridotítico de Loma Caribe se extiende unos 100 km en la dirección NO-SE desde el área de La Vega hasta el norte de Santo Domingo. La Peridotita de Loma Caribe (PLC) ha sido interpretada como: (a) un fragmento de litosfera oceánica

de una cuenca de tras-arco relacionada con la subducción al NE de la placa Pacífica, o hacia el SO de la proto-Caribeña; (b) litosfera de ante-arco de la placa Caribeña; o (c) una mélangé ofiolítica formada durante la inversión en la polaridad de subducción (Mercier de Lepinay, 1987; Lewis y Draper, 1990; Draper et al., 1996; Lewis et al., 2006; Marchesi et al., 2016; Farré-de-Pablo et al., 2020). En este trabajo se describen y analizan las fábricas estructurales y la mineralogía primaria de la PLC a escala regional con el fin de establecer las relaciones entre la evolución estructural, petrológica y mineralógica para así reconstruir su historia tectónica, magmática y metasomática.

Litologías, fábricas y estructuras

En el sector de La Vega, la PLC está constituida por una sección mantélica de ~2,0 km de espesor, sobre la que se superpone una delgada corteza pluto-volcánica (~0,1-0,8 km; Escuder-Viruete, 2010). El contacto entre el manto y la corteza aflora muy raramente y el Moho original no está preservado. Localmente, las rocas volcánicas están en contacto deposicional o tectónico con las rocas del manto. La base de la sección mantélica no aflora, por lo que se desconoce si se superpone a una base anfibolítica dinamo-térmica. La PLC está principalmente compuesta por harzburgitas que contienen pequeños cuerpos, diques

y venas de dunitas, cromititas, orto y clinopiroxenitas.

Las diferentes fábricas, junto con las texturas y composiciones minerales permiten subdividir el manto en peridotitas porfiroclásticas (PPC) y peridotitas granulares (PG). Aunque su distribución no está claramente establecida.

La foliación mantélica en las harzburgitas está definida por el estiramiento y fragmentación del ortopiroxeno, y por el alineamiento de los granos de cromita, así como por un bandeado modal difuso. En las PG es posible reconocer a escala de afloramiento dos foliaciones de desarrollo débil. La foliación dominante presenta una dirección NE a ENE y un alto ángulo de buzamiento al NO o SE, sub-perpendicular a la elongación y al bandeado magmático acumulado en lentes de dunitas y cromititas y sub-paralela a diques piroxeníticos. Esta foliación se interpreta

como resultado del flujo astenosférico ascendente bajo la zona de dorsal.

La foliación secundaria presenta una dirección N130°E±25 y ángulos de buzamiento medios y bajos al NE y SO. Esta foliación es sub-paralela al cumulado magmático y localmente corta al ortopiroxeno elongado de la primera foliación. Esta fábrica está sobrepuesta por fábricas dúctiles sub-paralelas de menor T y se interpreta como resultado del cizallamiento corteza-manto a medida que la litosfera se aleja de la zona de dorsal.

En contraste, las PPC presentan una foliación bien desarrollada y más penetrativa. La foliación tiene una dirección NO a ONO y un ángulo de buzamiento de medio a alto generalmente hacia el SO. La foliación es localmente milonítica y se caracteriza por una lineación de estiramiento NO-SE a O-E. Su desarrollo

está acompañado por una reducción del tamaño de grano y la transposición extrema de las intrusiones duniticas y piroxeníticas.

Hacia los niveles estructurales más altos las peridotitas están extensamente serpentizadas y cizalladas, dando lugar a un tramo de serpentinitas foliadas de espesor entre 50 y 350 m. Estas serpentinitas foliadas están intruidas por diques y sills sub-concordantes de gabros y doleritas, que muestran contactos enfriados. Estas fábricas y texturas implican una deformación litosférica progresivamente más fría, relacionada con la exhumación y denudación tectónica. Esta deformación retrógrada puede explicar el súbito enfriamiento de los magmas máficos, los contactos entre basaltos y manto, favorecer la infiltración de fluidos superficiales, la serpentización y las condiciones de fO₂ reducidas.

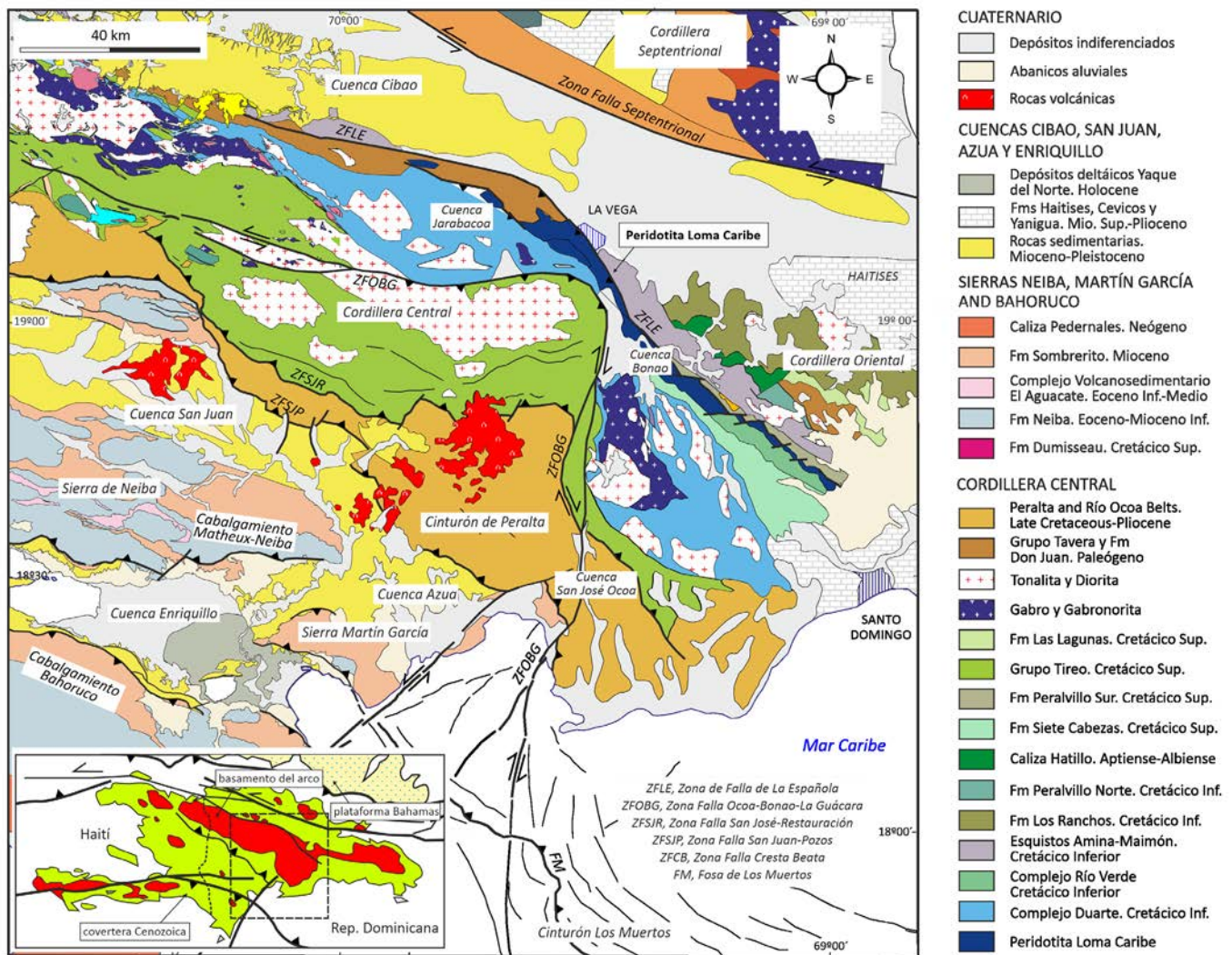


Fig. 1. Mapa geológico esquemático mostrando la situación de la Peridotita Loma Caribe en la Cordillera Central de la República Dominicana y en la isla de La Española (recuadro). Ver figura en color en versión web.

Fig. 1. Schematic geological map showing the location of the Loma Caribe Peridotite in the Cordillera Central of the Dominican Republic and in the Hispaniola Island (inlet). See color figure on web.

Además de las fábricas pre-emplazamiento descritas, la PLC está afectada por fábricas dúctil-frágiles y frágiles relacionadas con episodios deformativos sin- y post-emplazamiento. La compresión durante el Eoceno medio-superior se manifiesta con un plegamiento a escala regional de vergencia NE, relacionado con cabalgamientos dirigidos al NE, así como retro-cabalgamientos dirigidos al SO y pliegues asociados, que son responsables del basculamiento, plegamiento e incluso inversión local de la PLC. Estas estructuras deforman también a unidades clásticas olistostrómicas y turbidíticas del Grupo Tavera (Eoceno superior-Oligoceno). El acortamiento en el Mioceno superior-Pleistoceno re-aplasta todas las estructuras anteriores y genera un grupo de fallas inversas de dirección ONO a NO, con ángulos de buzamiento medio y alto al NE y SO, así como desgarreres NE-SO a O-E.

Texturas y mineralogía

La litología dominante en la PLC es harzburgita, que gradúa localmente a harzburgita rica en clinopiroxeno (<6%

modal) y lherzolita. El contenido modal de olivino varía entre 58 y 88%; el ortopiroxeno entre 12 y 34%; y la Cr-espinela entre 0,4 to 1,5%. El anfíbol está presente como accesorio. Las PG presentan una textura granuda secundaria de tamaño de grano uniforme (4-8 mm, máx. 12 mm), en la que el olivino y el ortopiroxeno no muestran deformación interna. Los contactos curvados olivino-olivino y olivino-piroxeno sugieren su modificación por procesos de fusión parcial. Las PPC presentan porfiroclastos milimétricos elongados de olivino y ortopiroxeno (y raro clinopiroxeno) rodeados por una matriz neoblástica de grano fino (<0,3 mm) compuesta por olivino, orto y clinopiroxeno, espinela y en ocasiones anfíbol (Mg-hornblenda a tremolita). Los neoblastos presentan generalmente extinción recta y contornos poligonales con puntos triples a 120°, indicativos de una recristalización pervasiva.

La composición mineral fue obtenida mediante microsonda electrónica en el CNME de Madrid. Los minerales de las harzburgitas no muestran zonación, exhiben una pequeña variación composicional, y se asemejan principalmente a

las peridotitas de zona de supra-subducción (ZSS). El olivino presenta un estrecho rango composicional (Mg# 89-93; Fig. 2a) para una limitada variación en NiO (0,28-0,50 wt.%). La Cr-espinela muestra un amplio rango composicional de Cr# (Cr/(Cr+Al)) entre 0,14 y 0,91, para Mg# (Mg/(Mg+Fe²⁺)) entre 0,22 y 0,75 (Fig. 2b). Los contenidos en TiO₂ (<0,02 wt.%; Fig. 2c) y NiO (0,01-0,09 wt.%) son muy bajos. Por tanto, las Cr-espinelas comparten composiciones características tanto de las peridotitas abisales como de las de ZSS. El ortopiroxeno exhibe un alto Mg# (Mg/(Mg+Fe^{tot})) entre 0,90 y 0,93, para contenidos bajos en Al₂O₃ (0,7-4,2 wt.%), Cr₂O₃ (0,40-0,62 wt.%) y TiO₂ (<0,02%); similares a los de peridotitas de ZSS (Fig. 2d). Análogamente, el clinopiroxeno presenta un alto Mg# (0,90-0,96); pero bajo Al₂O₃ (1,0-5,2 wt.%), Cr₂O₃ (0,7-1,1 wt.%), Na₂O (<0,03 wt.%) y TiO₂ (0,01-0,12 wt.%) (Figs. 2e, f).

En las PG, sin embargo, el clinopiroxeno de textura intersticial puede presentar un mayor contenido en TiO₂ (<0,5 wt.%) y Na₂O (<0,3 wt.%), así como la espinela intersticial ser más rica en TiO₂ (<0,2 wt.%), sugiriendo la interacción con, o la

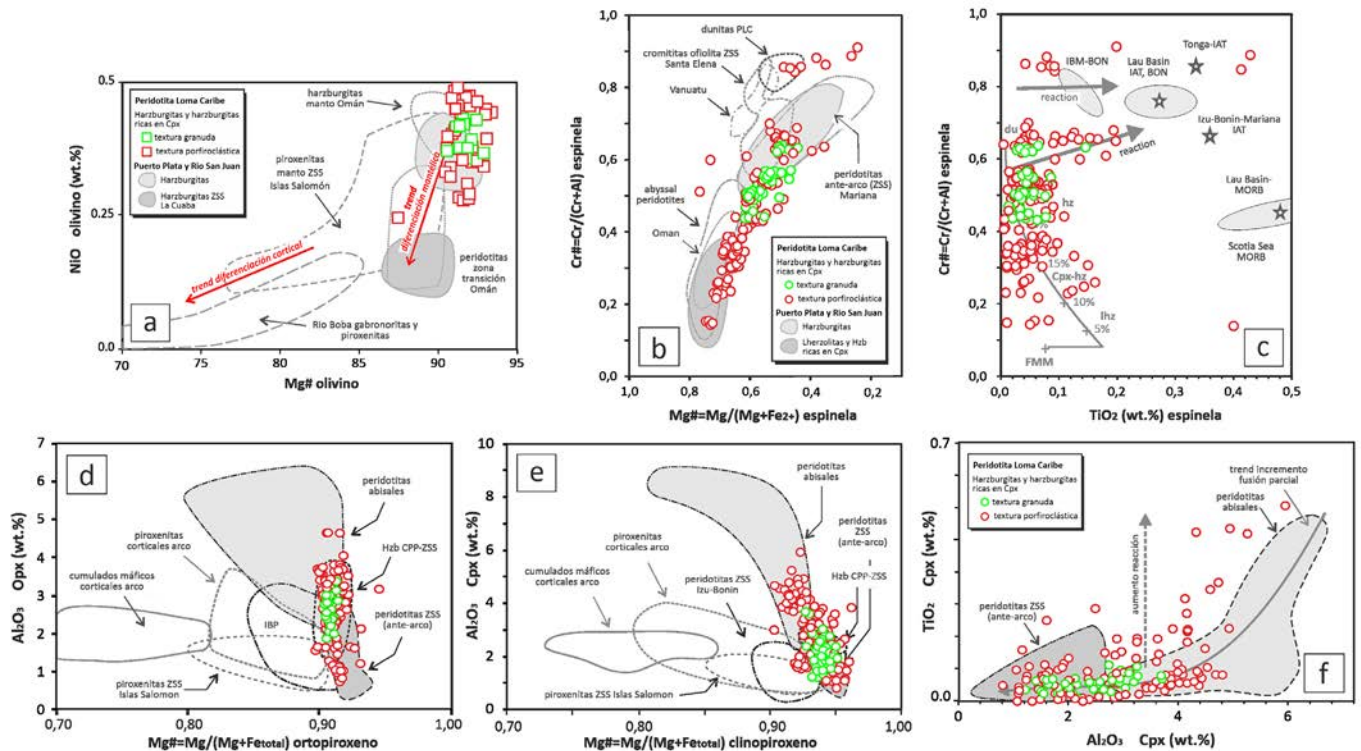


Fig. 2. Diagramas de (a) Mg# versus NiO₂ en el olivino, (b) Mg# versus Cr# en la espinela, (c) TiO₂ versus Cr# en la espinela, (d) Mg# versus Al₂O₃ en el ortopiroxeno, (e) Mg# versus Al₂O₃ en el clinopiroxeno, y (f) Al₂O₃ versus TiO₂ en el clinopiroxeno para las harzburgitas de la PLC. Las referencias de los campos composicionales están incluidas en Escuder-Viruete et al. (2014, 2015). ZSS, zona de supra-subducción; Hzb ZSS-CPP, harzburgitas del Complejo Ofiolítico de Puerto Plata. Ver figura en color en versión web.

Fig. 2. Plots of (a) Mg# vs. NiO₂ in Ol, (b) Mg# vs. Cr# in Spl, (c) TiO₂ vs. Cr# in Spl, (d) Mg# vs. Al₂O₃ in Opx, (e) Mg# vs. Al₂O₃ in Cpx, and (f) Al₂O₃ versus TiO₂ in Cpx for the LCP harzburgites. References to compositional fields are included in Escuder-Viruete et al. (2014, 2015). ZSS, supra-subduction zone; Hzb ZSS-CPP, Harzburgites from the Puerto Plata Ophiolitic Complex. See color figure on web.

cristalización desde, un fundido que impregna la peridotita. El anfíbol intersticial también indica el paso de fluidos hidratados tardíos. Estas características composicionales están también presentes en las PPC y se atribuyen a la circulación de un fundido hidratado evolucionado durante la deformación de la peridotita. En general, las PPC muestran un mayor rango de composición mineral que las PG, lo que implica un mayor grado de fusión en equilibrio de un manto fértil fuente de MORB. Por comparación con los datos experimentales de Hirose y Kawamoto, estas tasas gradúan entre 12 y 44% para las PPC frente a 26 y 38% para las PG, las cuales son más altas a las propuestas por Marchesi et al. (2006) mediante modelización geoquímica e incluyendo lherzolitas.

Conclusiones

El análisis estructural, petrológico y mineralógico regional de la PLC revela importantes diferencias en la textura, química-mineral y orientación de las fábricas, que nos permite distinguir dos tipos de peridotitas. Las PG presentan dos foliaciones dúctiles de alta-T. La primera es sub-perpendicular al bandeo acumulado en dunitas-cromititas y sub-paralela a diques piroxeníticos. Se interpreta como una fábrica astenosférica relacionada con el flujo ascendente de manto bajo una zona de dorsal. La segunda fábrica traspone a la primera y es subparalela a los lentes de dunitas-cromititas, y su desarrollo se relaciona con el cizallamiento corteza-manto producido al alejarse la litosfera de la dorsal. Las PPC muestran fábricas subparalelas al techo estructural del macizo peridotí-

tico, que se caracteriza por la formación de serpentinitas foliadas, interpretándose como relacionadas con la exhumación tectónica del manto.

El manto de la PLC está compuesto principalmente por harzburgitas empobrecidas que gradúan a harzburgitas ricas en clinopiroxeno y lherzolitas, con composiciones minerales similares a las de peridotitas de ante-arco. Variaciones en la composición modal y la química mineral son consistentes con un mayor rango de fusión parcial en las PPC que en las PG. La presencia de venas y sills de dunitas, cromititas y piroxenitas implica un flujo magmático canalizado, que interacciona de manera limitada con las harzburgitas caja. Por tanto, un proceso mixto acumulado y de reacción para estas intrusiones explica mejor la presencia de espinela rica en Ti y de anfíbol y clinopiroxeno intersticial. Las harzburgitas porfiroclásticas registran condiciones redox más reducidas, posiblemente como resultado de la interacción con fluidos tardíos relacionados con la serpentinitización durante la deformación.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto PID2019-105625RB-C22 del MCIN/AEI/ 10.13039/501100011033. Los autores agradecen los comentarios realizados por dos revisores anónimos que han contribuido a mejorar el manuscrito.

Referencias

Draper, G. Gutiérrez, G. y Lewis, J.F. (1996). *Geology*, 24, 1143–1146. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<1143:-](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1143:-)

[TEOTHP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1143:-)

Escuder-Viruete, J. (2010). *Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6073-I (La Vega)*. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 249 pp.

<https://www.sgn.gob.do>

Escuder-Viruete, J. Castillo-Carrión, M. Gabites, J. Suárez, A. y Pérez-Estaún, A. (2014). *Lithos* 196–197, 261–280.

<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.03.013>

Escuder-Viruete, J. Baumgartner, P.O. y Castillo-Carrión, M. (2015). *Lithos* 231, 16–34.

<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.05.019>

Farré-de-Pablo, J. Proenza, J.A. González-Jiménez, J.M. Aiglsperger, T. García-Casco, A. Escuder-Viruete, J. Colás, V. y Longo, F. (2020). *Geoscience Frontiers*, 11, 2083–2102.

<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.05.005>

Hirose, K. y Kawamoto, T. (1995). *Earth and Planetary Science Letters* 133, 463–473.

Lewis, J.F. y Draper, G. (1990). En: *The Caribbean Region* (G. Dengo y J.E. Case, Eds.), Geological Society of America, The Geology of North America, H, 77–140.

Lewis, J.F. Draper, G. Proenza, J.A. Espaillet, J. y Jiménez, J. (2006). *Geologica Acta*, 4, 237–263.

<https://doi.org/10.1344/105.000000368>

Marchesi, C. Garrido, C.J. Proenza, J.A. Hidas, K. Varas-Reus, M.I. Butjosa, L. y Lewis, J.F. (2016). *Lithos*, 252–253, 1–15.

<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.02.009>

Mercier de Lépinay, B. (1987). L'évolution géologique de la bordure nord-caribbe: L'exemple de la transversale dell'île d'Hispaniola (Grandes Antilles). Thèse d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, 366 p.

Influencia de los minerales accesorios en las tierras raras de pizarras Ordovícicas (Fm. Luarca, Sinclinal de Truchas, León, España)

Influence of accessory minerals on rare earth elements in Ordovician slates (Fm. Luarca, Truchas Syncline, León, Spain)

Alba Lozano^{1,2*}, Luis González-Menéndez³, Fernando Gómez Fernández¹, Ignacio González-Álvarez⁴, Pablo Caldevilla¹ y Porfirio García de Arriba¹

¹ Área de Prospección en Investigación Minera, ESTIM, Universidad de León, 24007, León, España.
alozl@unileon.es, f.gomez@unileon.es, pcald@unileon.es.

² Vicerrectorado de Investigación, Universidad de Barcelona, Gran Vía de les Corts Catalanes, 585, 08007, Barcelona, España.
alozl@unileon.es

³ CN-IGME-CSIC, Unidad de León. Avda. Real 1, Parque Científico. 24006, León, España.
l.gonzalez@igme.es.

⁴ CSIRO, Mineral Resources, Discovery Program, Kensington 6151, Australia.
ignacio.gonzalez-alvarez@csiro.au

*Corresponding author

ABSTRACT

This work investigates the distribution of rare earth elements (REE), critical elements of economic interest, in accessory minerals of Ordovician slates of the Truchas Syncline (Luarca Fm., Central-Iberian Zone, León). The mineralogy of these shales consists of quartz, muscovite and chlorite (\pm albite) and various accessory minerals: monazite (partly syn-metamorphic), xenotime, allanite, zircon, apatite, oxides (rutile and magnetite) and sulfides (pyrite-pyrrhotine, chalcopyrite, galena, sphalerite and pentlandite). Multiple linear regressions were performed between the average REE composition of the studied slates and different accessory minerals from the literature. The results show that the combination of monazite and xenotime, with modal abundances of 0.046% and 0.013%, respectively, satisfactorily explains the REE patterns of the whole rock, in agreement with the scanning electron microscope observations. These results improve the understanding of the mineralogical control of REE geochemistry in these Ordovician slates. In addition, the reporting of sin-metamorphic monazite is of interest due to its geochronology potential.

Key-words: Truchas Syncline, rare earth elements, monazite, allanite, xenotime.

Geogaceta, 74 (2023), 39-42
<https://doi.org/10.55407/geogaceta98044>
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Las formaciones de pizarras del registro geológico representan un importante volumen de rocas comúnmente depositadas en plataformas marinas. Su procedencia continental derivada de diversos tipos de roca fuente en combinación con los procesos sedimentarios hace que su composición media se considere representativa de la corteza continental superior (Rudnick y Gao, 2003 y referencias incluidas). Por esta razón, los contenidos de algunas formaciones de pizarras (PAAS, NASC) se utilizan con

frecuencia como estándares comparativos (Gromet *et al.*, 1984; Nance y Taylor, 1976).

Un aspecto de interés en estas litologías es conocer la relación entre la geoquímica de roca total y la mineralogía, en especial la de las tierras raras (REE), consideradas como elementos críticos de interés económico.

En esta investigación preliminar se estudia la relación entre la composición de REE y la mineralogía de accesorios portadores de las mismas en pizarras negras Ordovícicas de la Formación Luarca en el dominio del Sinclinal de Truchas (León).

RESUMEN

En este trabajo se investiga la distribución de tierras raras (REE), elementos críticos de interés económico, en minerales accesorios de Pizarras Ordovícicas del Sinclinal de Truchas (Fm. Luarca, Zona Centro-Ibérica, León). Estas pizarras están formadas por cuarzo, moscovita y clorita (\pm albite) y minerales accesorios diversos: monacita (en parte sin-metamórfica), xenotima, allanita, zircón, apatito, óxidos (rutilo y magnetita) y sulfuros (pirita-pirrotina, calcopirita, galena, esfalerita y pentlandita). Se han realizado regresiones lineales múltiples entre la composición media de REE de las pizarras y de diferentes minerales accesorios de la literatura. Los resultados muestran que la combinación de monacita y xenotima, con abundancias modales de 0.046% y 0.013% respectivamente, explica satisfactoriamente los patrones de REE en roca total, de acuerdo con las observaciones de microscopía electrónica de barrido. Estos resultados permiten conocer el control mineralógico de la geoquímica de REE en estas pizarras Ordovícicas. Adicionalmente, la observación de monacita sin-metamórfica es importante para futuros estudios geocronológicos.

Palabras clave: Sinclinal de Truchas, tierras raras, monacita, allanita, xenotima.

Fecha de recepción: 27/01/2023
Fecha de revisión: 20/04/2023
Fecha de aceptación: 26/05/2023

Situación Geológica

Las pizarras Ordovícicas estudiadas (Formación Luarca) se sitúan principalmente en el flanco norte del Sinclinal de Truchas (León; Fig. 1). Este sinclinal es una estructura Varisca de fase 3 desarrollada en la parte norte de la zona Centroibérica (ZCI), muy cerca de su límite norte con la Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL; Pérez Estaun, 1978; Suárez *et al.*, 1994; Rodríguez Fernández *et al.*, 2021). Esta estructura afecta a las formaciones del Paleozoico inferior, dentro de las cuales las del periodo Or-

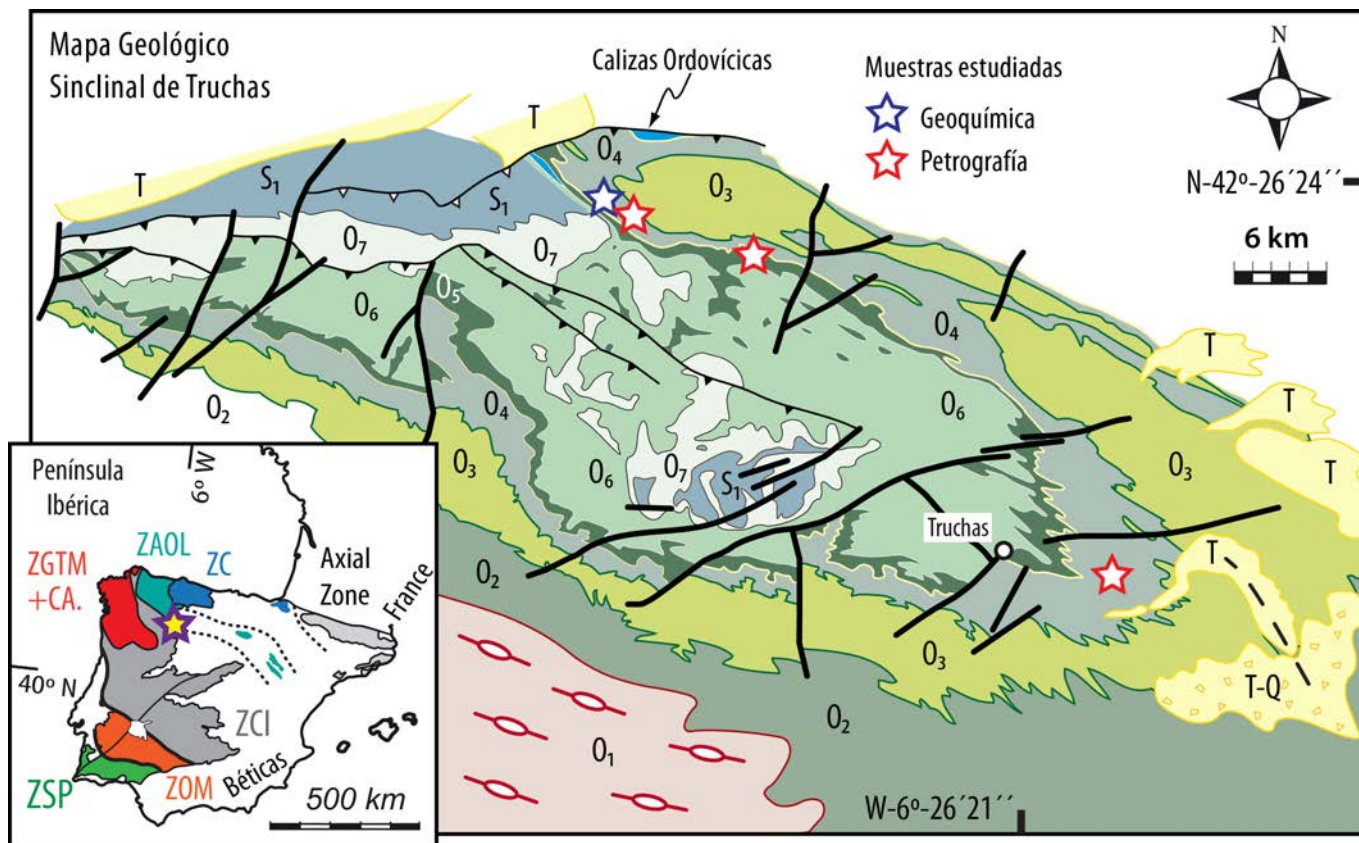


Fig. 1.- Mapa Geológico del Sinclinal de Truchas (basado en Suárez et al. 1994) y situación en el esquema del Varisco peninsular: ZC: Zona Cantábrica. ZAOL: Zona asturoccidental-Leonesa. ZGT+CA: Zona de Galicia Tras os Montes y Complejo Alóctonos. ZCI: Zona Centro-Ibérica. ZOM: Zona de Ossamorena. ZSP: Zona Sur-Portuguesa. O1: Ortogneises Olo de Sapo (Ordovícico Inferior). O2: Fm. Capas de los Montes (Ordovícico Inferior). O3: Fm. Cuarcita armoricana + Fm Rubiana (Ordovícico Inferior-Medio). O4: Fm. Luarca (Ordovícico Medio). O5: Fm. Casaio (Ordovícico Medio-Superior). O6: Fm. Rozadais (Ordovícico Superior). O7: Fm. Losadilla (Ordovícico Superior). S1: Fm. Llagarinos (Silúrico). T-Q: Cenozoico. Ver figura en color en versión web.

Fig.1. Geological map of the Truchas Syncline (after Suárez et al., 1994) and location in the Variscan Peninsular inset. ZC, Cantabrian Zone. ZAOL, West Asturian-Leonese Zone. ZGT+CA, Galicia Tras-Os-Montes Zone and Allocthonous Complexes. ZCI, Central-Iberian Zone. ZOM, Ossamorena Zone. ZSP, South Portuguese Zone. O1, Olo de Sapo orthogneises (Lower Ordovician). O2, Capas de los Montes Fm. (Lower Ordovician). O3, Armorican Quartzite + Rubiana Fm. (Lower /Middle Ordovician). O4, Luarca Fm. (Middle Ordovician). O5, Casaio Fm. (Middle-Upper Ordovician). O6, Rozadais Fm. (Upper Ordovician). O7, Losadilla Fm. (Upper Ordovician). S1, Llagarinos Fm. (Silurian). T-Q, Cenozoic. See color figure on web.

Ordovícico alcanzan un notable desarrollo y espesor.

La litología de estas formaciones consiste en composiciones variables de pizarras, cuarzo-filitas y grauvacas, ricas en filosilicatos como moscovita y clorita. La orogenia Varisca produjo en esta zona un metamorfismo regional de bajo grado (esquistos verdes) con temperaturas máximas en torno a 385°C para presiones ≤ 2kb (González-Menéndez et al., 2021). En estas condiciones las REE suelen presentar escasa movilidad (Hammerli et al., 2016). Sin embargo, en otros contextos geológicos estos elementos pueden ser móviles (ej. Hellman y Henderson, 1977; González-Álvarez y Kerrich 2010; etc.).

Materiales y métodos

En esta investigación se usaron 16 muestras de pizarras negras de la Forma-

ción Luarca (Ordovícico medio) del flanco N del sinclinal de Truchas (Fig. 1), en el entorno de la población de Pombriego. Se estudió la geoquímica de elementos mayoritarios (ICP-AES) y de elementos accesorios (ICP-MS) previa fusión y digestión ácida de cada muestra (García de Arriba, 2020). Para el estudio mineralógico y petrográfico se usaron 3 láminas delgadas de muestras equivalentes de la misma Formación Luarca (Gómez-Fernández et al., 2021).

Para investigar el control mineralógico de los accesorios sobre las REE se realizaron modelos de regresión lineal múltiple (Le Maitre, 1982) de la composición media de REE (Tabla 1) de las 16 muestras de estudio. Estos modelos tratan de ajustar la composición de roca total (REE) mediante una combinación lineal de la composición de REE de minerales accesorios. Para ello se ha utilizado la siguiente ecuación con el software R-studio:

$$[REE]_{roca\ total} = \sum a_i * [REE]_{accesorios} + a_0$$

siendo el coeficiente a_i la moda de cada mineral accesorio i , y a_0 el valor en la ordenada en el origen del modelo (constante). Las composiciones de REE de diferentes minerales accesorios se han obtenido de la literatura (abreviaturas según Whitney y Evans, 2010): monacita (Mnz), xenotima (Xtm) y allanita (Aln) de metapelitas afectadas por metamorfismo (Janots et al., 2006), y las composiciones de REE de apatito (Ap) y zircón (Zrn) de granitos peraluminosos (Bea, 1996). Se han realizado los modelos de diferentes combinaciones de estos minerales y se ha evaluado la calidad del ajuste mediante estadísticos.

Geoquímica y mineralogía

La composición de las pizarras investigadas es rica en aluminio (índice de satu-

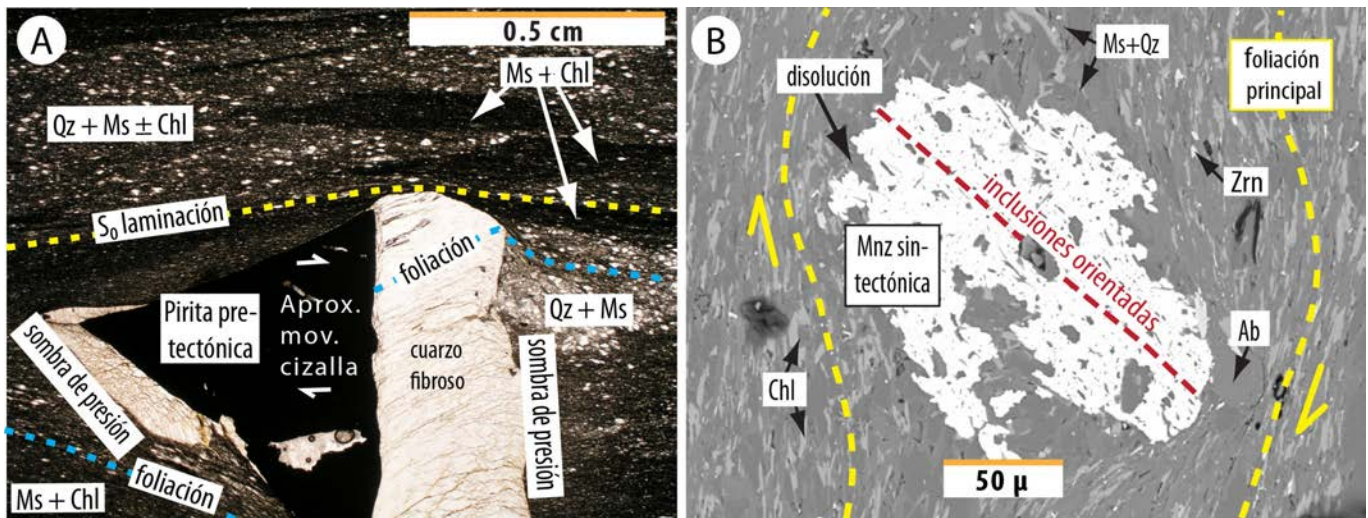


Fig. 2. Muestras de la Fm. Pizarras de Luarca. A) Fotomicrografía de microscopía óptica en polarizadores cruzados. Destaca un cristal pre-tectónico de pirita de gran tamaño. La matriz está formada por Qz+Ms+Chl. B) Imagen de electrones retrodispersados de microscopía electrónica de barrido (SEM) centrada en un blasto de monacita sin-tectónica (sin-metamórfico) con inclusiones orientadas de minerales de la matriz (Qz+Ms+Chl ± Ab). Abreviaturas minerales: Whitney y Evans (2010). Ver figura en color en versión web.

Fig. 2. Samples from the Pizarras de Luarca Fm. A) Photomicrographs of optical microscopy in cross-polarized polarizers: a large pre-tectonic pyrite crystal stands out. The matrix is formed by Qz+Ms+Chl. B) Backscattered Electron (BES) image Scanning electron microscopy (SEM) photomicrograph centered on a syn-tectonic (syn-metamorphic) monazite blast with oriented inclusions of matrix minerals (Qz+Ms+Chl ± Ab). Mineral abbreviations according Whitney and Evans (2010). See color figure on web.

ración en aluminio: $A/CNK = 4.23 \pm 0.64$) y con una relación media $FeO_T/(FeO_T + MgO) = 0.82 \pm 0.03$ (García de Arriba, 2020).

Respecto a la mineralogía, tanto en este trabajo como en estudios previos (Pérez Estaún, 1978; Ward y Gómez-Fer-

nández, 2003; Gómez-Fernández *et al.*, 2009; Cárdenes *et al.*, 2010) se han identificado asociaciones de moscovita (Ms) + clorita (Chl) + cuarzo (Qz) ± albita (Ab) como minerales principales, y presencia de grafito en la matriz.

En el presente trabajo, las fases accesorias identificadas mediante microscopía óptica y electrónica de barrido (SEM) son: Mnz, Xtm, Zrn, Ap, Aln, rutilo (Rt), magnetita (Mag), calcopirita, pirita/pirrotita (Py/Po), galena (Gn), esfalerita (Sp) y pentlandita (Pn) (Fig. 2).

Existe una mayor abundancia modal y variedad textural de la Mnz en comparación con otros accesorios portadores de REE. Destaca la presencia de cristales de Mnz con carácter sin-tectónico (sin-metamórfico), conteniendo inclusiones orientadas que registran una foliación rotada, y con tamaños considerables (100-200 μ) lo cual es de interés por su potencial para geocronología / petrocronología U-Pb (Fig. 2B). Se han diferenciado otros tipos texturales de Mnz (posiblemente detríticos-igneos y diagenéticos) con tamaños inferiores (<30 μm).

Geoquímica de las tierras raras

La composición media de REE en las muestras de pizarra estudiadas (n=16) y normalizadas al condrito (Boyton, 1984) se muestra en la tabla 1 y el patrón de REE se representa en la figura 3 (línea azul de trazos). Las muestras están enriquecidas en tierras raras ligeras (LREE= La, Ce, Pr, Nd, Sm) frente a las tierras raras pesadas estudiadas (HREE = Gd, Tb, Dy, Ho). Este fraccionamiento (LREE/HREE) es característico de muchas pizarras y en el caso estudiado tiene un valor medio de 6.06

Modelo 1: Luarca = Mnz + Xtm

REE	Fm. Luarca (n=16)	sd	Estimado	Residuales
La	176.09	4.41	196.68	-20.60
Ce	130.86	7.58	160.48	-29.62
Pr	101.33	0.93	124.93	-23.60
Nd	76.99	3.51	98.46	-21.47
Sm	46.29	0.72	57.37	-11.08
Gd	28.33	0.75	47.79	-19.47
Tb	23.02	0.10	39.06	-16.04
Dy	19.28	0.69	29.59	-10.31
Ho	17.41	0.13	25.21	-7.80
Coefficientes calculados				
Monacita	0.00046	Xenotima	0.00013	
R ² : 0.9915	F-statistic: 467.4		p: 2.59·10 ⁰⁷	

Tabla 1.- Concentración media de REE (n=16) normalizadas al condrito y su desviación estándar (sd). Resultados del modelo con mejor ajuste (Estimado) y sus Residuales. Coeficientes calculados por el modelo para los minerales accesorios seleccionados.

Table 1.- Mean concentration of REE (n=16) normalized to Chondrite and standard deviation (sd). Best fit model results (Estimate) and Residuals. Coefficients calculated by the model for the selected accessory minerals.

± 0.42.

Modelo de regresión lineal múltiple

Para las diferentes combinaciones de minerales los dos mejores resultados obtenidos son significativos con un nivel de confianza > 95% y los valores de la constante difieren de 0 (Fig. 3), debido a la diferencia de composición de REE de los minerales accesorios utilizados respecto a los de las muestras de estudio (no analizados).

El modelo estadísticamente más significativo (Modelo 1, R²: 0.992, Tabla I), indica que las REE de las pizarras estudiadas están controladas principalmente por Mnz y Xtm, con modas de 0.046% y 0.013%, respectivamente. A pesar de la sobreestimación del modelo (Línea roja, Fig. 3), su resultado está en concordancia con la mayor abundancia de Mnz observada en el SEM con respecto a otros minerales portadores de REE. Los modelos realizados con otras asociaciones de minerales accesorios: e.j. Mnz + Xtm + Aln (Fig. 3) o Ap + Zrn, generan peores ajustes al patrón de REE de roca total.

Conclusiones

Las pizarras Ordovícicas del Sinclinal de Truchas (Fm. Luarca) presentan unas abundancias y patrones de REE que pueden ser explicadas por la presencia de Mnz (0.046%) y Xtm (0.013%). Otros minerales accesorios identificados en estas pizarras (Ap, Zrn, Aln) son menos importantes en este sentido, posiblemente debido a su menor abundancia modal y/o menor contenido en REE.

La presencia en estas pizarras de monacita sedimentaria, diagenética y sin-metamórfica es de especial interés para futuros estudios geocronológicos y para un mejor entendimiento de la evolución en la movilidad de las REE en estas pizarras.

Contribución de los autores

A. Lozano: Investigación, redacción, edición. L. González-Menéndez: Investigación, redacción, edición; F. Gómez Fernández: adquisición de datos; I. González-Álvarez: Investigación, revisión; P. Caldevilla: Investigación, revisión; P. García de Arriba: adquisición de datos.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el marco de una beca postdoctoral Margarita Salas concedida a A. Lozano (Ministerio de Universidades y Unión Europea Next Generation EU/PRTR.i. Plan de recuperación, transformación y resiliencia).

Referencias

- Bea, F. (1996) *Journal of Petrology*, 37(3), 521-552. <https://doi.org/dkx2b7>
- Boyton, W.V. (1984). In: *Rare Earth Element Geochemistry* (Henderson, P. Ed.) Elsevier, New York, 63-114. <https://doi.org/gmhkcm>
- Cárdenas, V., Rubio Ordóñez, A., López Munguira, A. y Monterosso, C. (2010). *Trabajos de Geología*, 30, 412-420.
- García de Arriba, P. (2020). TFM, Univ. de León, 99 pp.
- Gómez-Fernández, F., Castaño, M. A., Bauluz, B. y Ward, C. R. (2009). *Materiales de Construcción*, 59, 296, 91-104. <https://doi.org/bsdrmw>
- Gómez-Fernández, F., Cunningham, J.K., Caldevilla, P., Herrero-Hernández, A. y Beard, A.D. (2021). *Ore Geology Reviews*, 138, 104344. <https://doi.org/jqvb>
- González-Álvarez, I. y Kerrich, R. (2010). *Precambrian Research* 177, 291-307. <https://doi.org/chqq23>
- González-Menéndez L., Gómez-Fernández, F., Cunningham, J.K., Menéndez, S., Caldevilla, P., Gallastegui, G. y Cuesta, A. (2021). *Journal of Iberian Geology*, 47, 387-409. <https://doi.org/jqt9>
- Gromet, L.P., Haskin, L.A., Korotev, R.L. y

Dymek, R.F. (1984). *Geochimica et cosmochimica acta*, 48(12), 2469-2482.

<https://doi.org/bkkm9c>

Hammerli, J.; Spandle, C. y Oliver, N.H.S (2016). *Contributions to Mineral and Petrology*, 171(4), 1-21.

<https://doi.org/f8n73m>

Hellman, P.L. y Henderson, P. (1977). *Nature* 267 (5), 38-40.

Janots, E. Negro, F. Brunet, F., Goffé, B., Engi, M. y Bouybaouène, M.L. (2006) *Lithos*, 87 (3-4), 214-234.

<https://doi.org/c7bpc2>

Le Maitre, R.W. (1982). *Numerical Petrology. Statistical Interpretation of Geochemical Data*. Elsevier. 281 p.

Nance, W.B. y Taylor S.R. (1976). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 1539-1551. <https://doi.org/fs65z6>

Pérez Estaun, A. (1978). *Memoria del Instituto Geológico y Minero de España*, 92, 149 p.

Rodríguez Fernández, L.R., Toyos, J.M., Díez Montes, A., González Menéndez, L., Heredia Carballo, N., Gallastegui, G., Martín Parra, L.M. y Rubio Pascual, F. (2021). *Mapa y memoria de la hoja nº 18 (Ponferrada). Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Primera edición en línea*. IGME, CSIC. Madrid.

Rudnick, R.L. y Gao, S. (2003). *Earth Systems and Environmental Sciences*, 4, 1-51. <https://doi.org/gknkj8>

Suárez, A., Barba, P., Heredia, N. y Rodríguez Fernández, L.R. (1994). *Mapa Geológico de la Provincia de León. Escala 1:200.000*. Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE).

Ward, C. R. y Gómez-Fernández, F. (2003). *European Journal of Mineralogy*, 15, 1051-1062. <https://doi.org/bhmk5p>

Whitney, D.L. y Evans, B.W. (2010). *American Mineralogist*, 95 (1), 185-187.

<https://doi.org/fnvvtt>

Petrology and geochemical modeling (Ba-W-Sn) of the Peña do Seo granitoids (West Asturian-Leonese Zone, León, Spain)

Petrología y modelización geoquímica (Ba-W-Sn) de los granitoides de Peña do Seo (Zona Asturoccidental-Leonesa, León, España)

Pablo Caldevilla^{1*}, Luis González-Menéndez², Alba Lozano^{1,3}, Fernando Gómez-Fernández¹ and Ana María Castañón¹

¹Departamento de Tecnología Minera, Topografía y de Estructuras, Universidad de León, 24007, León, España.

pcald@unileon.es, alozl@unileon.es, f.gomez@unileon.es, amcasg@unileon.es.

²IGME-CSIC, Unidad de León. Avda. Real 1, Parque Científico. 24006, León, España.

l.gonzalez@igme.es.

³Vicerrectorado de Investigación, Universidad de Barcelona, Gran Vía de les Corts Catalanes, 585, 08007, Barcelona, España.

*Corresponding author

ABSTRACT

The Cadafresnas granites and granitoid breccias (Peña do Seo, W of León) are small post-tectonic stocks of Variscan age related to W-Sn mineralizations. According to their mineralogical-geochemical characteristics, they are classified as granites-syenogranites, granodiorites and granitoids rich in quartz, of peraluminous/metalluminous composition. The Rb-Ba-Sr relationships allow assigning a metapelitic source for the granites and a metagreywacke source for the granitoid breccias. Using geochemical modeling (partial melting), the contribution of these sources to explain the Ba, W and Sn contents of the granites and granite breccias is investigated. The results indicate that the partial melting of these lithologies explains part of the content of these elements in the studied rocks, requiring additional processes of fractional crystallization and/or hydrothermal injections.

Key-words: Peña do Seo, granites, partial melting, geochemical modelling, dehydration.

Geogaceta, 74 (2023), 43-46

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98144>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introduction

Peña do Seo is a W-Sn vein-type ore deposit in the West-Asturian-Leonese Zone (WALZ, Fig. 1), associated with granites and granitoid breccias. These are late Variscan in age, and form part of the Boal-Los Ancares magmatic belt (289 ± 3 Ma; Suárez, 1970a; Fernández-Suárez, 1994; Fernández-Suárez *et al.*, 2000). Even though these igneous rocks are related to W-Sn ore deposits, recent detailed studies are lacking. In order to update their knowledge and study their origin and possible sources of its Ba, W and Sn, a petrological study and geochemical modeling were performed.

The granites and granitoid breccias

The Cadafresnas post-Variscan grani-

tes are formed by K-feldspar (Kfs: 35 %), plagioclase (Pl: 25 %), quartz (Qtz: 20 %), muscovite (Ms: 10 %) ± biotite (Bt: 5-10 %) ± garnet (Grt: <2 %) ± altered cordierite (Crd: <2 %), with apatite and zircon as the main accessory minerals. Some of these granites are altered, with albite, sericite and pinnite. The granitoid breccias are composed of quartz (Qtz: 20%), K-feldspar (Kfs: 20%), muscovite (Ms: 25%), prehnite (Prh: 5%), fluorite (Fl: <5%) and cassiterite (Cst: <5%), with pyrite, a Pb-Bi-Ag sulfosalt, waylandite and native bismuth as accessories in the muscovite-sericite matrix. Sericite is found altering the K-feldspar. Both granites and granitoid breccias have a coarse-grained porphyritic texture (Caldevilla *et al.*, 2023).

Calculated normative composition (Q: quartz, A: orthose, P: plagioclase) classifies the rocks as: monzogranites,

RESUMEN

Los granitos y brechas graníticas de Cadafresnas (Peña do Seo, O de León) son pequeños stocks post-tectónicos de edad Varisca relacionados con mineralizaciones de W-Sn. Por sus características mineralógico-geoquímicas se clasifican como granitos-sienogranitos, granodioritas y granitoides ricos en cuarzo, de composición peraluminosa/metalluminosa. Las relaciones de Rb-Ba-Sr permiten asignar una fuente metapelítica para los granitos y metagrauwáquica para las brechas graníticas. Mediante modelización geoquímica (fusión parcial) se investiga la contribución de estas fuentes para explicar los contenidos de Ba, W y Sn de los granitos y brechas graníticas. Los resultados indican que la fusión parcial de estas litologías explica parte del contenido de estos elementos en las rocas estudiadas, siendo necesarios procesos adicionales de cristalización fraccionada y/o inyecciones hidrotermales.

Palabras clave: Peña do Seo, granitos, fusión parcial, modelización geoquímica, deshidratación.

Fecha de recepción: 27/01/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

syenogranites, alkali-feldspar granites and quartz-rich granitoids (Cadafresnas granites), and granodiorites, monzogranites and quartz-rich granitoids (granitoid breccias) (Fig. 2A).

According to the Rb/Sr vs Rb/Ba ratios of the studied rocks (Table I; Fig. 2B, after Sylvester, 1998), two different possible sources can be envisaged. The Cadafresnas granites, due to their elevated Rb/Sr, Rb/Ba and low CaO/Na₂O ratios, probably were derived from the melting of shales/metapelites. On the other hand, the lower Rb/Sr, Rb/Ba and elevated CaO/Na₂O ratios of the granitoid breccias are more compatible with compositionally intermediate metagreywackes as the most probable source (Caldevilla *et al.*, 2023).

The Cadafresnas granites and the granitoid breccias show different contents in Ba (avg. 62 ppm in granites and 785 ppm

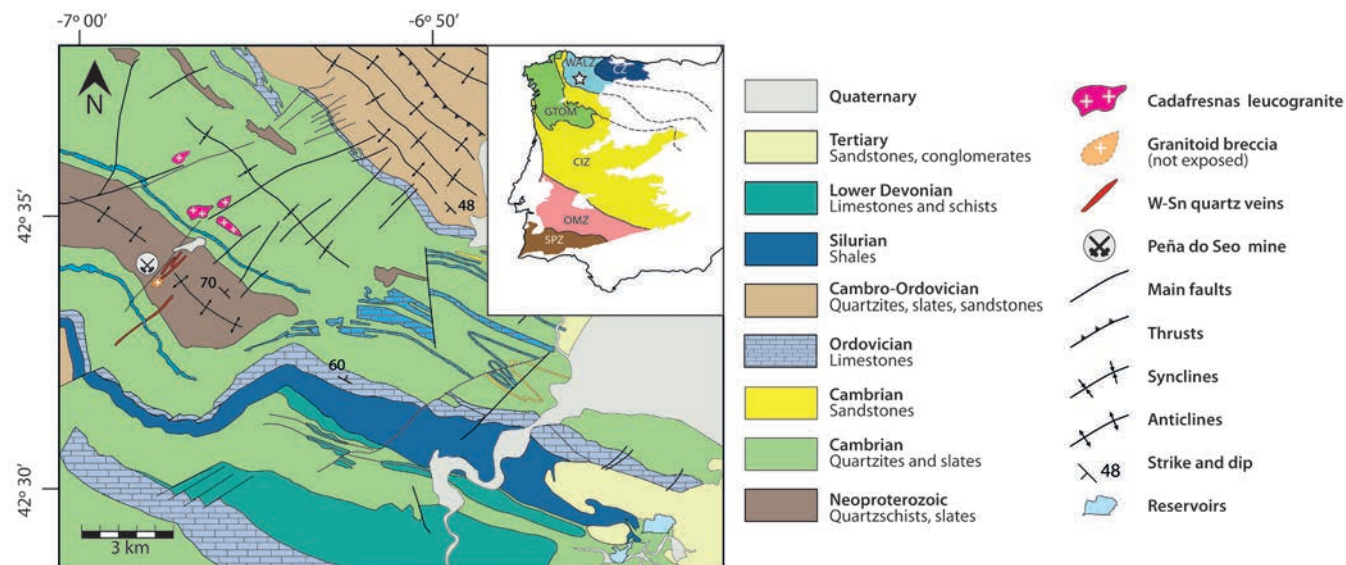


Fig. 1. Simplified geological map of the Peña do Seo area, modified after Abril-Hurtado et al. (1981), and map of the different zones of the Iberian Variscan Massif, based on Julivert et al. (1972). WALZ: West Asturian-Leonese Zone; CZ: Cantabrian Zone; GTOM: Galicia-Trás-Os-Montes Zone; CIZ: Central-Iberian Zone; OMZ: Ossa Morena Zone; SPZ: South Portuguese Zone. The location of Peña do Seo mine is marked with a star, within the WALZ. Ver figura en color en versión web.

Fig. 1. Mapa geológico simplificado del área de Peña do Seo, modificado de Abril-Hurtado et al. (1981), y mapa de las distintas zonas del Macizo Varisco Ibérico, basado en Julivert et al. (1972). WALZ: Zona Asturoccidental-Leonesa; CZ: Zona Cantábrica; GTOM: Zona Galicia-Trás-Os-Montes; CIZ: Zona Centro-Ibérica; OMZ: Zona de Ossa Morena; SPZ: Zona Sudportuguesa. La ubicación de la mina Peña do Seo está marcada con una estrella, en la WALZ. See color figure on web.

in granitoid breccias, Table I), W (avg. 43 ppm for granites and 25 ppm for granitoid breccias) and Sn (avg. 58 ppm for granites and 842 ppm for granitoid breccias). In order to investigate the possible role of these sources (metapelites, metagreywackes) for explaining such variable element contents, geochemical modeling with melting equations was performed.

Geochemical Modeling

A non-modal batch melting equation is used to calculate the Ba, W and Sn contents in the melt: $C_L = C_0 / [D_0 + F(1-P)]$ (Zou, 2007 and references therein). C_L is the concentration in the melt, C_0 is the initial element content, D_0 is the bulk distribution coefficient, P is the bulk dis-

	Ba	Rb	Sr	W	Sn
Granites (n=9)	62	349	25	43	58
Gr. Breccias (n=3)	785	171	171	25	848

Table I. Average contents (ppm) of Ba, Rb, Sr, W and Sn in the granites and granitoid breccias (Whole rock, Caldevilla et al., 2023). Tabla I. Contenidos medios (ppm) de Ba, Rb, Sr, W y Sn de los granitos y las breccias graníticas. (Roca total, Caldevilla et al., 2023).

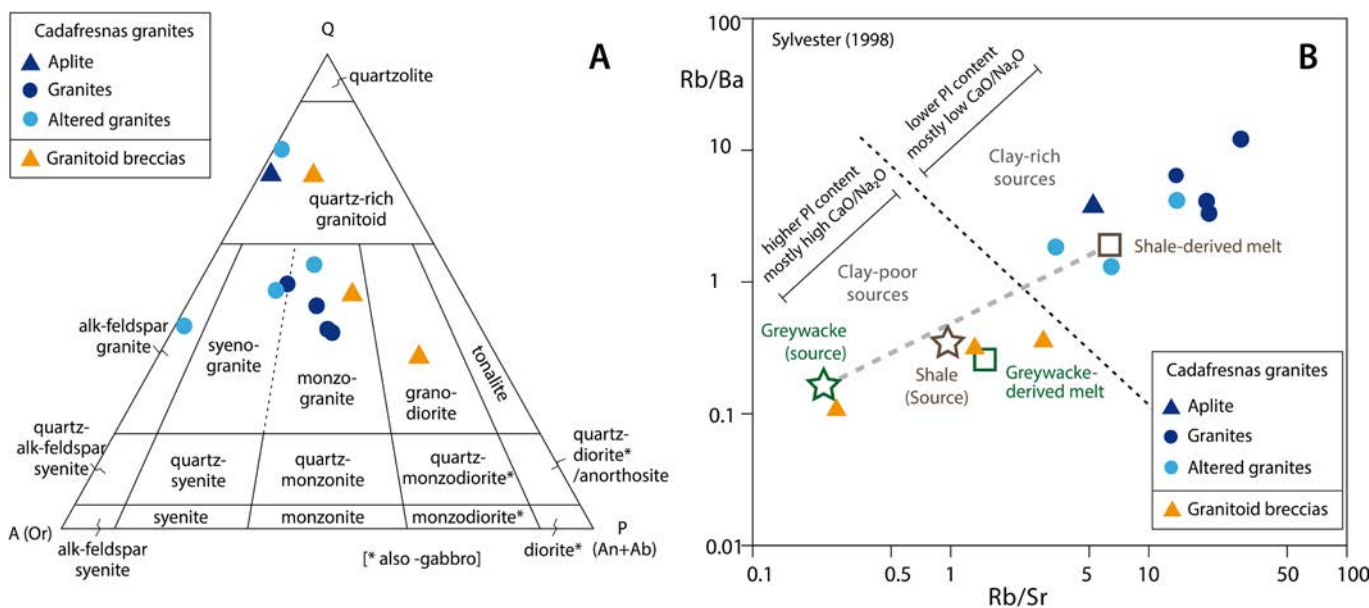


Fig. 2. A) QAP (Q: Quartz, A: orthose, P: plagioclase) diagram of Streckeisen (1976). Most of the studied rocks have composition typical of granites and granodiorites. Some of them classify as quartz-rich granitoids due to their elevated content in SiO₂. B) Rb/Ba vs. Rb/Sr diagram after Silvester (1998). Two magmatic pulses can be distinguished: i) Cadafresnas granites plot in the clay-rich source field and close to the pelite-derived melt. ii) The granitoid breccias are closer to clay poor rocks. See color figure on web.

Fig. 2. A) Clasificación QAP (Q: cuarzo, A: ortosa, P: albita+anortita) de Streckeisen (1976) para clasificar rocas ígneas saturadas en sílice. La mayoría muestran una composición Q-A-P típica de granitos y granodioritas. Algunas se clasifican como granitoides ricos en cuarzo dado su elevado contenido en SiO₂. B) Diagrama Rb/Ba vs. Rb/Sr según Silvester (1998). Se pueden distinguir dos pulsos magmáticos: i) Los granitos de Cadafresnas se ubican en el campo de fuente rica en arcillas y cerca del fundido derivado de pelita. ii) Las breccias graníticas están más cerca de rocas pobres en arcilla. Ver figura en color en la versión web.

	Kd _{Ms}	Kd _{Bt}	Kd _{Kfs}	Kd _{Qtz}	Kd _{Pl}	ppm in Ms	ppm in Bt	ppm in Kfs	ppm in Qtz	F	X _{Ms} (melt)	X _{Qtz} (melt)	X _{Pl} (melt)
Ba	4.5	6	10	0	0	246.1	2133	9736	0.58	0.2	0.7	0.25	0.05
W	2	0.29	0.00255	0.0002	0	103.4	11.84	0.04	0	0.2	0.7	0.25	0.05
Sn	0.49	0.34	0.13	0.003	0	66.24	11.37	0.60	0.05	0.2	0.7	0.25	0.05
Metapelite source					Metagreywacke source								
	X _{Ms}	X _{Bt}	X _{Qtz}	X _{Pl}		X _{Ms}	X _{Bt}	X _{Qtz}	X _{Pl}				
	0.35	0.15	0.45	0.05		0	0.35	0.40	0.25				
Melt Fraction (F)	C ₀ (Initial)	0.01	0.05	0.10	0.15	0.20	0.25	0.35	0.40				
MP Ba (ppm)	406	166	172	180	189	199	210	222	236				
MG Ba (ppm)	747	361	385	419	461	511	574	655	762				
MP W (ppm)	38	51	52	54	56	57	59	61	63				
MG W (ppm)	4	38	29	23	19	16	14	12	11				
MP Sn (ppm)	25	108	97	86	77	70	64	59	55				
MG Sn (ppm)	4	31	25	20	17	15	13	11	10				

Table II. Mineral/melt partition coefficients (Kd_{Ms}, Kd_{Bt}, Kd_{Kfs}, Kd_{Qtz}, Kd_{Pl}), Ba, W and Sn contents in the minerals (Michaud et al., 2021) and phases contributing to the melt (X_{Ms}, X_{Qtz}, X_{Pl}). Kd's for Ba, W and Ms from Icenhower and London (1995), Ewart and Griffin (1994), and Pichavant et al. (1988). Ba, W and Sn contents at different fractions of melting for the two models used. MP: metapelite protolith; MG: metagreywacke protolith. F: melt fraction, X: percentage contribution of mineral to melt.

Tabla II. Coeficientes de partición mineral/fundido (Kd_{Ms}, Kd_{Bt}, Kd_{Kfs}, Kd_{Qtz}, Kd_{Pl}), contenido de Ba, W y Sn en los minerales (Michaud et al., 2021) y fases que contribuyen al fundido (X_{Ms}, X_{Qtz}, X_{Pl}). Kd para Ba, W y Ms de Icenhower y London (1995), Ewart y Griffin (1994) y Pichavant et al. (1988). Contenidos en Ba, W y Sn en las diferentes fracciones de fundido para los dos modelos. MP: protolito metapelítico; MG: protolito metagrauwáquico. F: fracción de fundido, X: porcentaje contribución de cada mineral al fundido.

tribution coefficient for the phases that contribute to the melt and F is the melt proportion (F = 1-40%) (Tables I and II). The value of the initial bulk partition coefficient, D₀, is given by Σ(x_i·Kd_i) where x_i is the modal abundance of each mineral phase and Kd is the corresponding partition coefficient. We modeled two different sources; (1) metapelite (Fig. 3A), and (2) metagreywacke (Fig. 3B).

Results

Metapelite source

In this model we consider the Ms dehydration melting: Ms + Qtz + Pl = melt + Kfs + Sill, in a metapelite with 35% Ms + 15% Bt (+ 45% Qtz + 5% Pl). Ms dehydration can generate 20% of melt and its contribution to the melt can be about

70%. Qtz and Pl would contribute 25% and 5% respectively (Zhao et al. 2021). Contents of Ba, W and Sn for the different minerals, together with the mineral/melt partition coefficients (Kd) are shown in Table II. The calculated C_L contents are: Ba 166-236 ppm, W 51-63 ppm and Sn 108-55 ppm with increasing melt fractions (Table II, Fig.3A).

We also applied the model to an ini-

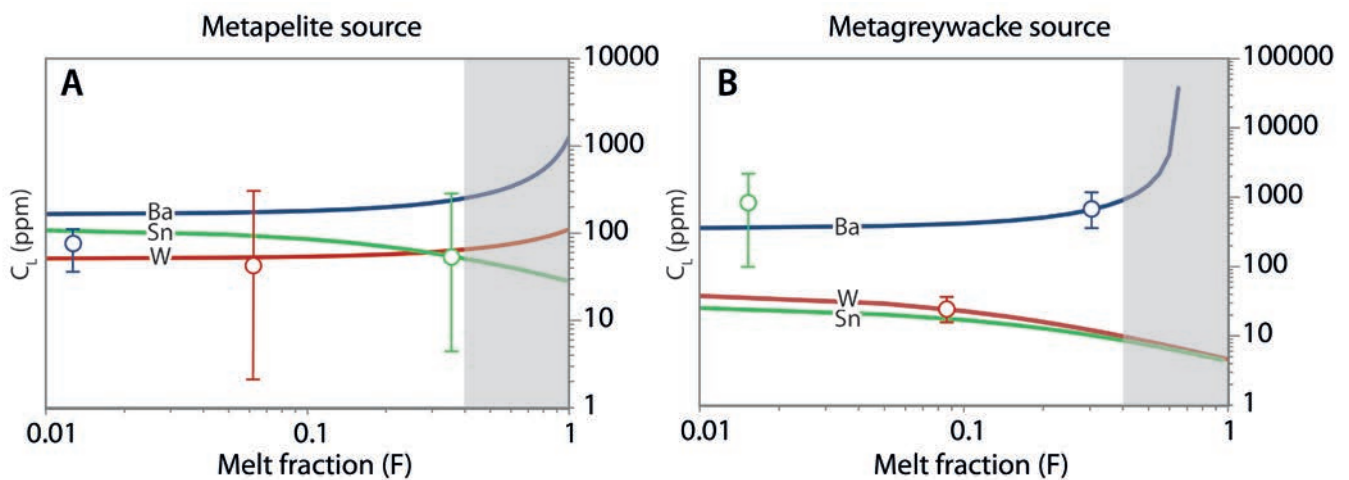


Fig. 3. Results of the melting models (equilibrium batch non-modal) for Ba, W and Sn (lines). A) Model using a metapelite as source. B) Model using a metagreywacke as source. Gray area indicates melt fraction >40%, very rare in natural conditions. W, Sn and Ba contents observed in granites can be reached by melting of a metapelite (modeled contents of Ba are even higher than observed). W and Ba contents in granitoid breccias can be reached by melting of a metagreywacke, but Sn contents are higher than modeled, suggesting the involvement of other processes. Whiskers indicate the maximum, minimum and average (circles) Ba, W, and Sn contents in the granites (metapelite source, A), and granitoid breccias (metagreywacke source, B). See color figure on web.

Fig. 3.- Resultados de los modelos de fusión (batch en equilibrio no modal) para Ba, W y Sn (líneas). A) Modelo utilizando una fuente metapelítica. B) Modelo utilizando una fuente metagrauwáquica. El área gris indica que fracciones de fundido >40% son muy poco frecuentes en condiciones naturales. Los contenidos de W, Sn y Ba observados en los granitos pueden alcanzarse mediante la fusión de una metapelita (los contenidos en Ba del modelo son incluso más altos que los observados) Los contenidos de W y Ba en las brechas graníticas se pueden alcanzar mediante la fusión de una metagrauwaca, pero los contenidos de Sn son extremadamente más altos que los obtenidos por el modelo, lo que sugiere la participación de otros procesos. Los whiskers indican el contenido máximo, mínimo y medio de Ba, W y Sn (círculos) en los granitos (fuente metapelítica, A) y las brechas graníticas (fuente metagrauwáquica, B). Ver figura en color en la versión web..

tial composition of the Villalba metapelitic schists, host of the W-Sn quartz veins, and obtained similar results to those described above.

Metagreywacke source

In this second model we consider the Bt dehydration melting: $Bt \pm Sill + Qtz = Opx/Grt/Crd + Kfs + melt$, in a metagreywacke with $\approx 35\%$ Bt (+ 40% Qtz + 25% Pl; Johnson *et al.*, 2008; Devaraju *et al.*, 2010). Bt dehydration can generate 25% of melt and its contribution to the melt can be about 70%. Qtz and Pl would contribute 25% and 5% respectively (approximations based on Johnson *et al.*, 2008). Ba, W and Sn contents in Bt and Kd's are shown in Table II. The results of the modelling (calculated C_L values) are: Ba 361-762 ppm, W 38-11 ppm and Sn 31-10 ppm with increasing melt fractions (Table II, Fig. 3B).

Conclusions

The calculated melts derived from the metapelitic sources are similar to the Cadafresnas granites for W (2-306 ppm, avg. 43 ppm) and Sn (4-300 ppm, avg. 58 ppm), but not for Ba (14-112 ppm, avg. 76 ppm). The higher Ba contents calculated require either fractionation to reproduce the lower Ba content of the granites or a different initial Ba content; the latter being the favored option.

The calculated melts from the metagreywacke source are similar to the granitoid breccias in W (15-39 ppm, avg. 25 ppm, Table I) and Ba (381-1140 ppm, avg. 785 ppm, Table I). Regarding Sn, its content in the granitoid breccias is highly variable (97-2320 ppm, avg. 848 ppm, Table I), and much higher than values obtained from this model (31-10 ppm, Table

II). The measured Sn and the highest Ba contents need an external hydrothermal fluid input to reach such elevated amounts.

Author contributions

Paper structure: PC, LGM; methodology: PC, LGM, AL; data acquisition: PC, LGM, FGF; editing: PC, LGM, AL; figures: PC, LFM; manuscript review: LGM, FGF, AL, AMC, research/analysis: PC, LGM, FGF, coordination and supervision: LGM, FGF, AMC.

Acknowledgements

This work was funded by Projects 0284_ESMIMET_3_E (INTERREG V-A Spain-Portugal Cooperation Programme, 2014-20) and LE167G18 (Junta de Castilla y León, Spain). Research of P. Caldevilla was funded by a PhD grant from the University of León (Spain). Research of A. Lozano is funded by a Margarita Salas Postdoctoral Grant (Ministerio de Universidades, Spain, and European Union Next Generation EU/PRTR.i. Plan de Recuperación, Transformación y Resiliencia).

References

Abril-Hurtado, J., Matte, P. and Rodríguez-Fernández, L.R. (1981). *Memoria de la Hoja n° 157 (Oencia). Mapa Geológico de España E 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera Edición*. IGME, Madrid, 48 p.

Caldevilla, P., González-Menéndez, L., Martín-Crespo, T., Vindel, E., Guedes, A., Berrezueta, E., Castañón-García, A.M. and Gómez-Fernández, F. (2023). *Ore Geology Reviews*, 155, 105361. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105361>

Devaraju, T. C., Sudhakara, T. L., Kau-

konen, R.J., Viljoen R. P., Alapieti T. T., Ahmed, S. A. and Sivakumar, S. (2010). *J. Geol. Soc. India*, 75, 465-487. <https://doi.org/10.1007/s12594-010-0050-8>

Fernández-Suárez, J. (1994). *Petrología de los granitos peraluminicos y metamorfismo de la banda Boal-Los Ancares*. PhD thesis, Departamento de Geología, Univ. of Oviedo, 418 p.

Fernández-Suárez, J., Dunning, G., Jenner, G.A. and Gutierrez-Alonso, G. (2000). *Journal of the Geological Society*, 157, 565-576. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.3.56>

Ewart, A. and Griffin, W.L. (1994). *Chemical Geology*, 117, 251-284. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90131-7](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90131-7)

Icenhower, J. and London, D. (1995). *American Mineralogist*, 80, 1229-1251. <https://doi.org/10.2138/am-1995-11-1213>

Johnson, T.E., White, R.W. and Powell, R. (2008). *J. Met. Geol.*, 26, 837-853. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00790.x>

Michaud, J.A.-S., Pichavant, M. and Villaros, A. (2021). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 176, 96. <https://doi.org/10.1007/s00410-021-01855-9>

Pichavant, M., Kontak, D., Briquieu, L., Valencia Herrera, J. and Clark, A. H. (1988). *Contrib. Miner. Petrol.* 100:325-338. <https://doi.org/10.1007/BF00379742>

Streckeisen, A. (1976). *Earth Sci. Rev.* 12, 1-33.

Suárez, O. (1970). *Studia geologica salmanticensis*, ISSN 0211-8327, Vol. 2, pp. 93-113.

Sylvester, P.J. (1998). *Lithos*, 45, 29-44. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00024-3Zhao](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3Zhao)

P., Chu, X., Williams-Jones, A.E., Mao, J. and Yuan, S. (2021). *Geology*, 50, 1, 121-125. <https://doi.org/10.1130/G49248.1>

Zou, H. (2007). *Quantitative Geochemistry*. Imperial College Press, London, 287 p.

El registro de tsunamis en costas áridas: 100 años después del tsunami de 1922 de Atacama en el norte de Chile

Tsunami record on arid coasts: 100 years of the 1922 Atacama tsunami in northern Chile

Manuel Abad^{1,2,3}, Tatiana Izquierdo^{1,3*}, Maximiliano Forch⁴, Perla Cortés³, Gabriel Easton⁴, José González-Alfaro⁴, Ana Alvarado-Justo³ y Francisco Ruiz⁵

¹ Departamento de Biología y Geología, Física y Química Inorgánica, Universidad Rey Juan Carlos, c/Tulipán s/n, 28933 Móstoles, Madrid (España).

manuel.abad@urjc.es; tatiana.izquierdo@urjc.es

² Corporación para la Investigación y Avance de la Paleontología e Historia Natural de Atacama (CIAHN), Avenida Prat, 58, Caldera (Chile)

³ Grupo de investigación en Dinámica de la Tierra y Evolución del Paisaje de la Universidad Rey Juan Carlos (DYNAMICAL), c/Tulipán s/n, 28933 Móstoles, Madrid (España).

cortesprado@urjc.es; a.alvarado.2021@alumnos.urjc.es

⁴ Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago (Chile).

mforch@gmail.com; geaston@uchile.cl; josgonal@uchile.cl

⁵ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, Campus del Carmen, 21007, Huelva (España).

ruizmu@uhu.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The Atacama earthquake of November 11, 1922 (Mw 8.5 – 8.6) is the second largest earthquake in Chile in the 20th century. In this paper we review the deposits associated with this tsunamigenic event and present new evidence of its record on the coast of the Atacama Desert. Its geological evidence appears punctually and heterogeneously due to the scarcity of environmental contexts suitable for its preservation on the coast, highlighting the good potential for preservation of boulder fields in cliff areas. It is likely that large tsunamigenic events that have taken place during the Present Interglacial on arid coasts, such as that of the Atacama Desert, have gone unnoticed to date by the scientific community, being necessary multidisciplinary studies and focused on very specific scenarios for their correct identification and analysis.

Key-words: 1922 tsunami, arid coasts, geological record, Atacama, Chile.

RESUMEN

El terremoto de Atacama del 11 de noviembre de 1922 (Mw 8,5 – 8,6) es el segundo mayor terremoto ocurrido en Chile en el siglo XX. En este trabajo revisamos los depósitos asociados a este evento tsunamigénico y presentamos nuevas evidencias de su registro en la costa del desierto de Atacama. Las evidencias geológicas aparecen de manera muy puntual y heterogénea debido a la escasez de contextos ambientales adecuados para su conservación, destacando el buen potencial de preservación de los campos de bloques en zonas acantiladas. Es probable que grandes eventos tsunamigénicos ocurridos durante el Presente Interglacial en costas áridas, como la del desierto de Atacama, hayan pasado desapercibidos hasta la fecha, siendo necesarios estudios multidisciplinares y enfocados a escenarios muy concretos para su correcta identificación y análisis.

Palabras clave: 1922 tsunami, costas áridas, registro geológico, Atacama, Chile.

Geogaceta, 74 (2023), 47-50

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98277>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 04/02/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

Los grandes terremotos (Mw 8,5 – 9,5) a lo largo del margen de subducción chileno ocurren en segmentos de cientos de km (Molina et al., 2020; Philibosian y Meltzner, 2020) con períodos de recurrencia de 300-500 años (Klein et al., 2017). El segmento de Atacama, en el norte de Chile, ha sido identificado como una brecha sísmica madura (p. ej., Métois et al., 2016) que rompió por última vez en 1922 (Fig. 1). El terremoto de Atacama del 11 de noviembre de 1922 (Mw~8,5–8,6, Carvajal et al., 2017, Kanamori et al., 2020) es el segundo mayor terremoto ocurrido en Chile en el siglo XX, tras el terremoto Mw 9,5 de Valdivia de 1960 (Ruiz y Madañaga, 2018).

Existen incógnitas sobre la localización exacta de su epicentro (latitud ~28,5°S), aunque se sabe que su zona de ruptura no fue menor de 500 km, desde La Serena (30°S) hasta Chañaral (26,3°S) y que tuvo una duración estimada de 75 s. Fue sentido de forma importante desde Iquique (20,2°S) hasta Concepción (36,8°S) (2.000 km) y percibido en gran parte del sur del continente sudamericano. Además, se generó un tsunami transoceánico con alturas de ola registradas de hasta 7–9 m (Bobilier, 1926; Willis, 1929), que causó daños a lo largo de la costa chilena, Perú, Hawái, Islas Samoa, Taiwán y Japón (Soloviev y Go, 1975).

A pesar de la magnitud del terremoto y de los daños que generó el tsunami en las costas del norte de Chile, ningún estu-

dio reciente se ha centrado en recopilar y analizar su registro geológico. En este trabajo revisamos los depósitos asociados a este tsunami y presentamos nuevas evidencias de su registro morfosedimentario en la costa del desierto de Atacama.

Las crónicas históricas

Bobilier (1926) y Cáceres (2016) recopilaron las descripciones históricas del tsunami. La primera ola tardó entre 20 y 30 minutos en impactar los principales puertos localizados frente a la zona de ruptura. Chañaral fue el más dañado por el impacto de 3 grandes olas que alcanzaron un *run-up* (cota máxima de inundación hacia tierra) de 9 m sobre el nivel del mar (s.n.m.) y penetraron 200 m

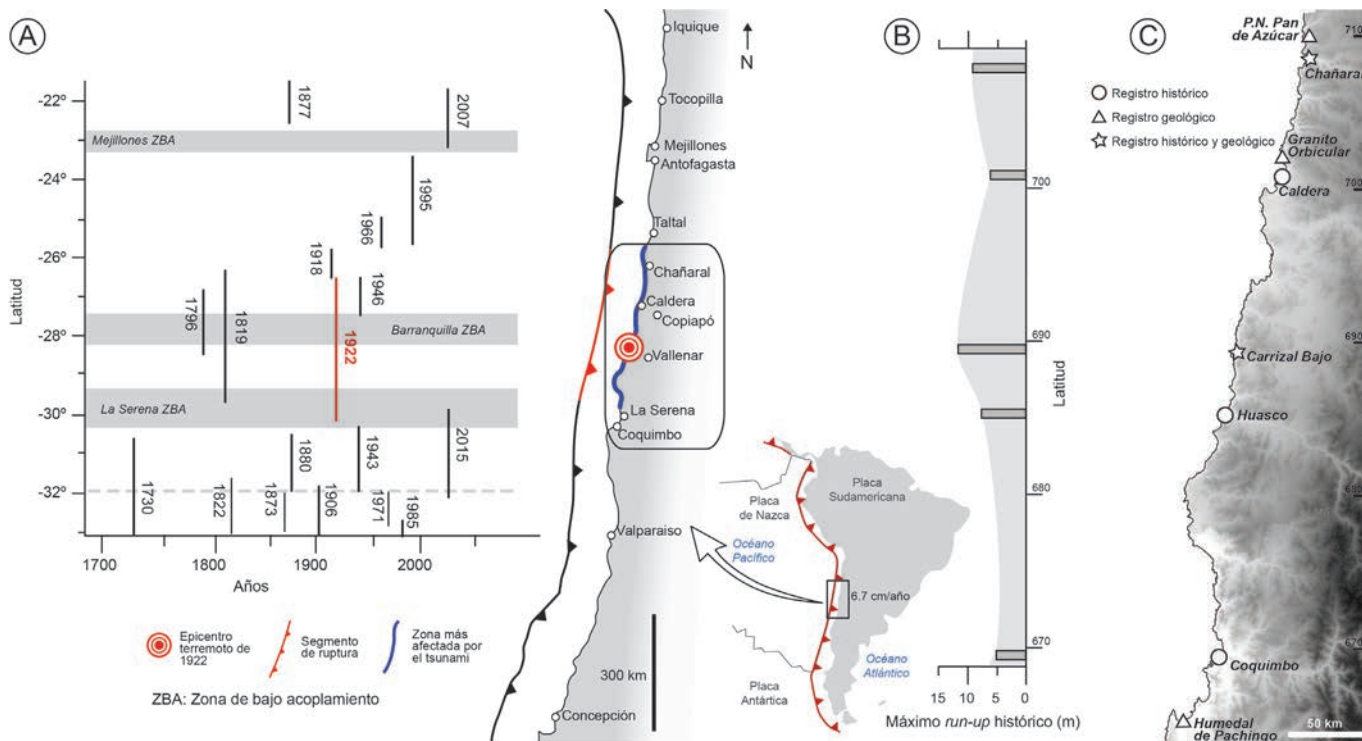


Fig. 1.- A) Localización de la zona de estudio y zonas de ruptura para los terremotos históricos más importantes del sector centro-norte de Chile; la zona recuadrada corresponde a B y C. B) Alturas máximas de run-up para el tsunami de 1922 mencionadas en las crónicas históricas. C) Localización de los diferentes tipos de registros del tsunami de 1922 en la zona de estudio.

Fig. 1.- A) Location of the study area and rupture zones for the most important historic earthquakes in central-north Chile; the squared area corresponds to B and C. B) Maximum run-up heights for the 1922 tsunami mentioned in the historical chronicles. C) Location of the different records for the 1922 tsunami in the study area.

tierra adentro, generando la destrucción de la zona baja de la ciudad y 20 fallecidos. En Caldera, las olas alcanzaron un *run-up* de 5,5 m s.n.m. inundando la estación y la maestranza de ferrocarriles, así como el edificio de la aduana, que llegó a separarse de los cimientos y flotar, chocando contra otras estructuras. En el refluo quedó al descubierto un naufragio localizado 25 m bajo el agua en la bahía. En Carrizal Bajo el mar se internó 2 km siguiendo el valle y destruyendo a su paso el muelle del ferrocarril, la maestranza y la estación. Las instalaciones de la fundición *Smelting Co.*, junto al muelle, fueron arrasadas y una locomotora junto con sus vagonetas fueron arrastradas y sepultadas por las olas. Finalmente, el puerto de Huasco también fue impactado por el tsunami que destruyó los muelles, la bodega y la aduana. Las olas penetraron 1,5 km por la desembocadura del río y un barco naufragado frente a la costa fue arrastrado hasta la playa.

Otras localidades costeras al norte y al sur de la zona de ruptura también se vieron afectadas. Hacia el norte, las ciudades de Taltal y Antofagasta sufrieron el impacto de 5 olas que dañaron embarcaciones mientras que, hacia el sur, el puerto de Coquimbo y su barrio bajo se

vieron fuertemente dañados por la inundación marina, que alcanzó un *run-up* de 4,6 m s.n.m. (Fig. 1B).

El registro geológico

Parque Nacional Pan de Azúcar

En dos playas situadas dentro de los límites del Parque Nacional Pan de Azúcar (Fig. 1C), Abad *et al.* (2021) describen dos campos de bloques. El primero, situado en Playa Piqueros, es un depósito de techo de acantilado localizado entre 6 y 9,5 m s.n.m. con bloques de calcarenitas que alcanzan las 17 T. El segundo, localizado en Playa Blanca, se trata de una cresta de bloques imbricados y apilados a más de 100 m de la línea de costa y a cotas entre 5 y 8 m s.n.m. Los autores argumentan que la situación de los depósitos junto con su buen estado de preservación permite asociar estos depósitos al tsunami de 1922.

Chañaral

Grijalba (2016) describe en Playa Grande de Chañaral (Fig. 1C) una capa de arenas amarillas de 15 cm de espesor, con morfología acanalada, que interpreta

como el depósito del tsunami de 1922 al aparecer en la base de los residuos mineros acumulados en esta playa desde finales de los años 30 del siglo XX.

Santuario de la Naturaleza del Granito Orbicular

En la playa localizada en este punto (Fig. 1C, 2) aparece a 3 m s.n.m un *cluster* de grandes bloques de brechas y areniscas fuertemente cementadas. El peso del mayor es de 167 T. Su zona de procedencia se localiza a menos de 15 m de su posición actual, donde aflora extensamente una terraza marina en la zona intermareal. La edad del evento que erosionó y movilizó este conjunto de bloques se ha estimado a partir de la datación por radiocarbono de un fisurélido (*Lottia orbigny*) muestreado en una capa de arena de 15 cm bajo este grupo de bloques (muestra MB-15). La edad calibrada obtenida es de 1447 a 1513 AD, predatando el evento (Fig. 2). Desde esta fecha hasta 1922 no hay registro histórico de eventos tsunamigénicos con las características necesarias para generar este tipo de depósitos (Abad *et al.*, 2020), por lo que este *cluster* de bloques debió formarse durante ese evento.

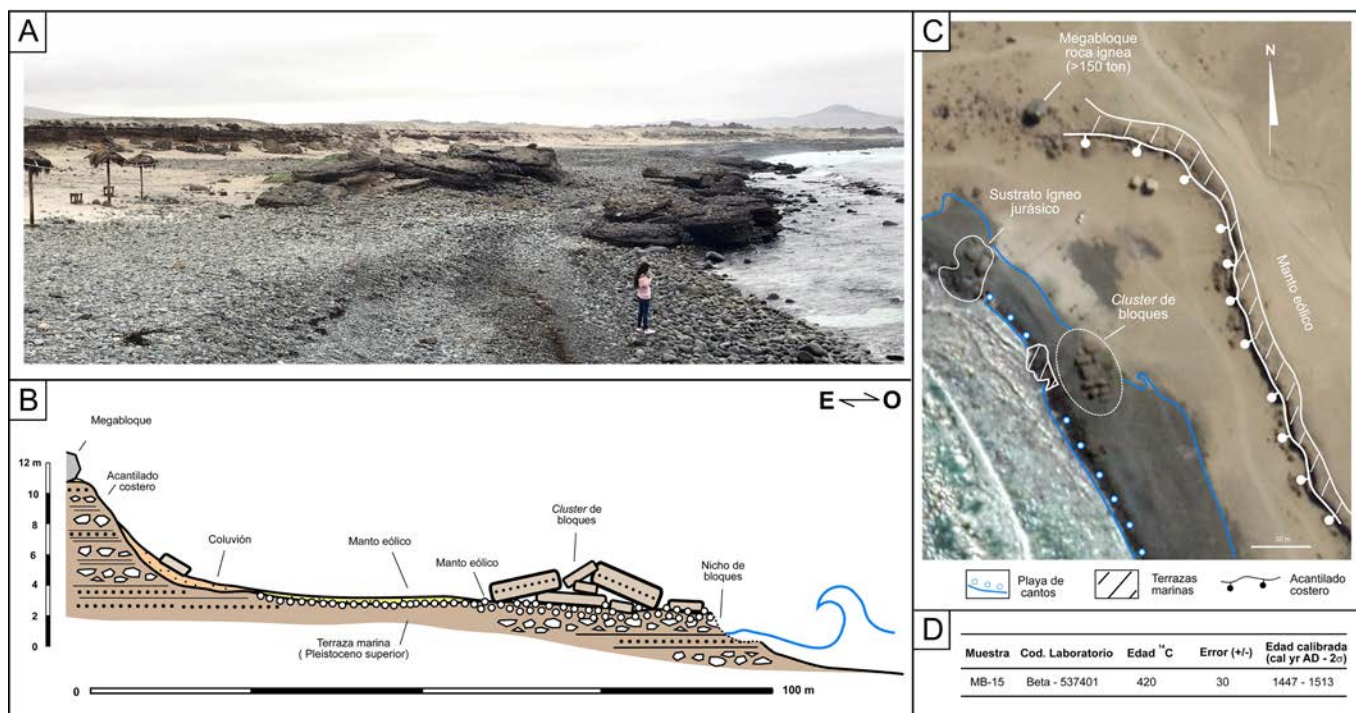


Fig. 2.- A) Visual desde el norte del cluster de bloques en la playa del Santuario de la Naturaleza del Granito Orbicular. B) Corte esquemático donde se ilustra la relación del campo de bloques, el acantilado costero y la altura del nivel del mar. C) Esquema geomorfológico de la zona. D) Tabla con los resultados de la datación por radiocarbono de la muestra MB-15.

Fig. 2.- A) View from the north of the boulder cluster at Orbicular Granite Nature Sanctuary beach. B) Schematic profile showing the relationship between the boulder field, the marine cliff, and the sea level. C) Geomorphological schema of the study area. D) Table showing the radiocarbon dating results for sample MB-15.

Humedal de Carrizal Bajo

En la superficie del margen oriental del humedal costero de Carrizal Bajo,

a 550 m de la línea de costa y a 1,5 m s.n.m., se ha identificado un nivel de arenas que aparece intercalada entre depósitos aluvionales y eólicos recientes (Fig.

3). Son arenas medias grises con grano-clasificación normal, pasando a techo a arenas limosas. Posee base erosiva y un espesor de 12 cm, aunque tiende a acuñarse rápidamente hacia tierra. Son frecuentes en su parte basal y media restos dispersos de escorias de fundición. Lateralmente, este nivel alberga restos ferroviarios, en ocasiones muy bien conservados y de grandes dimensiones. Su contenido micropaleontológico es abundante y diverso, compuesto por taxones marinos (foraminíferos: *Quinqueloculina seminula* y *Cibicides ornatus*; ostrácodos: *Hermanites firma*, *Caudites clathratus*, *Xestoleberis chilensis* y *Paracytheridea longicaudata chilensis*; y espículas de esponja silíceas); salobres (foraminíferos: *Buccella peruviana*; y ostrácodos: *Cyprideis beaconnensis*); y de agua dulce (girogonitos de carófitas). Las características sedimentológicas y microfaunísticas de este nivel, junto con su posición estratigráfica cerca de la superficie del humedal, y la presencia de artefactos, como las escorias de fundición y restos del ferrocarril, permite asociar sin dudas este depósito a un evento de alta energía que tuvo lugar durante el periodo de actividad minera del puerto (mediados del siglo XIX y principios del XX).

cm s.n.m.

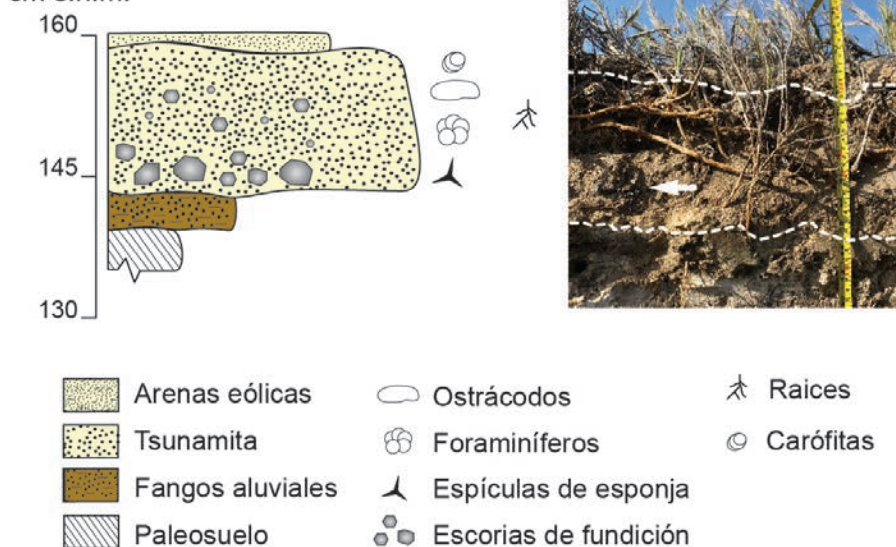


Fig. 3.- Sección estratigráfica del humedal de Carrizal Bajo, donde se registra una capa de arenas con microfauna marina y escorias de fundición depositada durante el tsunami de 1922, acompañada de la imagen del afloramiento. Las líneas blancas discontinuas delimitan techo y muro de la capa y la flecha señala varios fragmentos de escorias de fundición.

Fig. 3.- Stratigraphic section of the Carrizal Bajo wetland, where a layer of sand with marine microfauna and smelting scoria pieces deposited during the tsunami of 1922 is recorded, accompanied by the image of the outcrop in which the dashed white lines delimit the layer and the arrow points to several pieces of scoria.

Humedal de Pachingo

De Paolis *et al.* (2021) y Araya *et al.* (2022) describen en este humedal, situado al sur de la zona de ruptura del terremoto (Fig. 1), una capa de arenas grises, de finas a medias, de base erosiva, con selección moderada, que se extiende ~400 m tierra adentro y ~250 m lateralmente. Posee un espesor que varía de 15 a <1 cm, que disminuye hacia tierra. De Paolis *et al.* (2021) calculan una tasa de sedimentación en el humedal mediante ^{137}Cs y ^{210}Pb , que permite estimar que la edad del nivel de arena es posterior a 1910 AD. La capa, al igual que la de Carrizal Bajo, presenta fragmentos de escoria, lo que junto con la datación permite asociarlo al evento tsunamigénico de 1922.

Discusión y conclusiones

En este trabajo se pone en evidencia la dificultad de encontrar, analizar e interpretar el registro geológico de tsunamis en sistemas áridos y costas rocosas acantiladas, incluso en el caso de eventos especialmente destructivos, de escala regional y relativamente recientes, como es el tsunami de Atacama de 1922. Este evento alcanzó valores de *run-up* próximos a los 10 m s.n.m. y generó graves daños a lo largo de un segmento costero de más de 550 km, provocando un profundo impacto en la sociedad del norte de Chile a principios del siglo XX. Sin embargo, las evidencias geológicas que permiten reconstruirlo y profundizar en su conocimiento se han preservado de manera puntual y heterogénea, muy probablemente debido a la escasa abundancia y pequeñas dimensiones de los humedales costeros de la zona, que actúan como trampas naturales para este tipo de sedimentos. Igual o mayor importancia parecen haber tenido la actuación de procesos postdeposicionales sobre estos materiales (formación de calcretas y gypsicretas) y la erosión y transporte del viento sobre los depósitos arenosos depositados en las zonas supramareales tras la inundación marina (León *et al.*, 2023). Por el contrario, los campos de bloques en zonas acantiladas, con un amplio potencial de conservación, parecen tener especial relevancia en este contexto, así como el depósito de capas de arenas de origen marino en áreas de ocupación humana, que incluyen artefactos y facilitan su reconocimiento y fechado.

En consecuencia, es muy posible que muchos de los grandes eventos tsunamigénicos que han tenido lugar durante los últimos siglos y milenios en costas áridas, como la del desierto de Atacama, hayan pasado desapercibidos para la comunidad científica. Esto puede haber llevado a adquirir una falsa sensación de seguridad para los habitantes de estos bordes litorales o, directamente al diseño de planes de ordenación territorial y de gestión de emergencias que consideran escenarios mal dimensionados y menos peligrosos que los que, potencialmente, pueden experimentar estas zonas. Es fundamental abordar este tipo de investigación desde una perspectiva multidisciplinar, con el uso de diferentes indicadores o *proxies* que permitan desenmascarar este tipo de registros, que han permanecido camuflados en el paisaje y en las sucesiones sedimentarias durante gran parte del Holoceno.

Contribución de los autores

Todos los autores han contribuido en la conceptualización del trabajo, revisión de información previa, trabajo de campo, interpretación y discusión de resultados, y en la redacción del presente artículo.

Agradecimientos y financiación

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos DIUDA Programa Inserción N°22365 de la Universidad de Atacama, TSUARA (M2615) de la Universidad Rey Juan Carlos, TRAMPA (PID2021-127268NB-100) de investigación financiado por MCIN/ AEI /10.13039/501100011033/ y por FEDER y FONDECYT Regular 1201387 de ANID Chile. Los autores agradecen la labor de los revisores, así como el apoyo en campo a Grisel Rivera, Ian Pai Alarcón, Luciano Travella y Heinrich Zora.

Referencias

- Abad, M., Izquierdo, T., Cáceres, M., Bernárdez, E. y Rodríguez-Vidal, J. (2020). *Sedimentology*, 67(3), 1505-1528. <https://doi.org/gfvkd8>
- Abad, M., Izquierdo, T., Carrasco, G., Rodríguez-Vidal, J. y Ruiz, F. (2021). *Geogaceta*, 70, 11-14.
- Araya, K., Muñoz, P., Dezileau, L., Maldonado, A., Campos-Caba, R., Rebolledo, L., Cardenas, P. y Salamanca, M. (2022).

Geosciences, 12, 135.

<https://doi.org/jvm7>

- Bobilier, C. (1926). *Boletín del Servicio Sismológico de Chile XVI. Terremoto de Atacama*. Talleres El Diario Ilustrado, Santiago de Chile, 44 pp.
- Cáceres, M. (2016). *El terremoto que destruyó Atacama*. Ediciones On Demand, Santiago, 93 p.
- Carvajal, M., Cisternas, M., Gubler, A., Catalán, P.A., Winckler, P. y Wesson, R.L. (2017). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(1), 4-17. <https://doi.org/f9twdx>
- De Paolis, J.M., Dura, T., MacInnes, B., Ely, L.L., Cisternas, M., Carvajal, M., Tang, H., Fritz, H.M., Mizobe, C., Wesson, R.L., Figueroa, G., Brennan, N., Horton, B.P., Pilarczyk, J.E., Corbett, D.R., Gill, B.C. y Weiss, R. (2021). *Quaternary Science Review*, 266, 107052. <https://doi.org/gqv858>
- Grijalba, V.M. (2016). *Geología y análisis histórico-meteorológico del aluvión de marzo de 2015 en Chañaral, Atacama*. Tesis de Titulación, Univ. de Chile, 110 p.
- Kanamori, H., Rivera, L., Ye, L., Lay, T., Murotani, S. y Tsumura, K. (2020). *Geophysical Journal International*, 219(1), 645-661. <https://doi.org/jvm8>
- Klein, E., Vigny, C., Fleitout, L., Grandin, R., Jolivet, R., Rivera, E. y Métois, M. (2017). *Earth and Planetary Science Letters*, 469, 123-134. <https://doi.org/gbhjmw>
- León, T., Lau, A., Easton, G. y Goff, J. (2023). *Earth Science Reviews*, 236, 104273. <https://doi.org/jvm6>
- Métois, M., Vigny, C. y Socquet, A. (2016). *Pure and Applied Geophysics*, 173(5), 1431-1449. <https://doi.org/f8mxmt>
- Molina, D., Tassara, A., Mapuero, J.P. y Melnick, D. (2020). In: EGU General Assembly 2020, Online, 4-8 May 2020, EGU2020-12150
- Philibosian, B. y Meltzner, A.J. (2020). *Quaternary Science Review*, 241, 106390. <https://doi.org/gg44c3>
- Ruiz, S. y Madariaga, R. (2018). *Tectonophysics*, 733, 37-56. <https://doi.org/gdcdjx>
- Soloviev, S.L. y Go, C.N. (1975). *A Catalogue of Tsunamis on the Eastern Shore of the Pacific Ocean*. Nauka Publishing House, Moscow, 285 p.
- Willis, B. (1929). *Studies in comparative seismology: Earthquake conditions in Chile*, Carnegie Institution of Washington, Washington, 382 p.

Reconstrucción topográfica del paleoglaciario del valle del río Miera (Cantabria) durante el último máximo glaciario local

Topographic reconstruction of the Miera river valley paleoglacier (Cantabria) during the local glacial maximum

Laro Incera Sañudo^{1*}, Laura Rodríguez-Rodríguez¹ y Montserrat Jiménez-Sánchez¹

¹ Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/Jesús Arias de Velasco s/n, 33005, Oviedo, España. larioincera@gmail.com

*Corresponding author

ABSTRACT

This study presents a geomorphological map revision of Miera valley (Cantabria, N Spain) with a twofold goal: 1) to know the distribution of glacial landforms in Alto Miera (Cantabria); and 2) to reconstruct quantitatively the maximum extent reached by the Miera paleo glacier during the local glacial maximum and thus to infer the paleo equilibrium line altitude according to different methods. The reconstruction presented indicates that the paleo glacier covered an area of 6.5 km², distributed at elevations between 1564 m and 560 m. The ice tongue reached a length over 6 km and a maximum thickness of 128 m. The glacier equilibrium line would have been located between 1001 m and 951 m.

Key-words: Glacial geomorphology, paleoglaciario, Miera river, Cantabria, Pleistocene glaciation.

RESUMEN

Este estudio presenta una revisión de la cartografía geomorfológica del valle del río Miera (Cantabria, N España) con dos objetivos: 1) conocer la distribución de las formas de origen glaciario en el Alto Miera (Cantabria) y 2) reconstruir cuantitativamente la máxima extensión ocupada por el hielo durante el máximo avance glaciario local y estimar la altitud de su paleolínea de equilibrio glaciario mediante diversos métodos. La reconstrucción presentada indica que el glaciario alcanzó una superficie de 6.5 km², distribuida a cotas comprendidas entre los 1564 m y los 560 m. La lengua de hielo alcanzó una longitud de más de 6 km y un espesor máximo de 128 m. La línea de equilibrio glaciario se habría situado entre 1001 m y 951 m.

Palabras clave: Geomorfología glaciario, paleoglaciario, río Miera, Cantabria, glaciación pleistocena.

Geogaceta, 74 (2023), 51-54

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98266>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 03/02/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

En las montañas del Norte de España se han documentado varias localidades en las que el máximo avance glaciario local anterior al Último Máximo Glaciario global o LGM, mientras que otros sectores cercanos parecen haber alcanzado su máximo avance glaciario sincrónicamente (Jiménez-Sánchez et al., 2013). En la montaña cantábrica oriental, las dataciones realizadas indican una primera fase temprana de desarrollo de los glaciares entre los 78-65 ka, y una segunda fase entre los 45-40 ka. Posteriormente, tuvo lugar un nuevo avance entre los 27-25 ka, seguido de un retroceso y un último avance glaciario entre los 21-18 ka, ya sincrónico con el LGM (Frochoso et al., 2013). Trabajos previos realizados en el valle del Miera, estiman que el glaciario alcanzó una cota de 620 m s.n.m. (Serrano et al., 2013a), así como una longitud de 5 km y un espesor aproximado de 70 m en el momento de máxima extensión de hielo (Moñino et al., 1987). Si bien, no se aventuran a establecer una fecha concreta de cuando el hielo ocupó todo el valle.

Las distintas fases de avance y retroceso han causado un alto desarrollo de las formas glaciares en la montaña pasiega, pese a la relativamente baja altitud de sus zonas más elevadas, como el pico Castro Valnera (1718 m). Estas características convierten este enclave en una zona de gran interés geomorfológico. Por este motivo, este trabajo pretende avanzar en el conocimiento de la geomorfología del valle, con los objetivos de establecer una distribución espacial de las formas de erosión y depósito en el valle del Miera, y reconstruir cuantitativamente la etapa de máxima extensión de hielo, así como el cálculo de la paleo-ELA a partir de las evidencias geomorfológicas.

Área de estudio

El área de estudio (43°11'15"N, 3°41'12"O) corresponde a la cuenca alta del río Miera (~19 km²) y se sitúa en el municipio de San Roque de Riomiera, en la Cordillera Cantábrica oriental (Cantabria; Figura 1). Al sur limita con la provincia de Burgos (Castilla y León), al este con el Parque Natural de los Collados del

Asón (municipio de Soba) y al oeste con el municipio de Vega de Pas. El río Miera nace próximo al Portillo de Lunada (1350 m), y desemboca en la ría de Cubas, recorriendo un total de 45 km. La zona de estudio se sitúa entre la localidad de La Concha (560 m) y el Alto de Las Corvas (1564 m). La cabecera del valle delimita la divisoria entre las cuencas Cantábrica y Mediterránea, formando una barrera orográfica de más de 1350 m de altura. Estas condiciones de altitud moderada y proximidad al mar determinan un clima de montaña atlántico con precipitaciones persistentes que pudieron propiciar grandes acumulaciones de nieve y el desarrollo de glaciares en la montaña pasiega durante las fases frías del Pleistoceno (Serrano et al., 2013a).

En cuanto a la localización geológica, las montañas pasiegas se encuentran dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica, en el contacto entre el dominio silíceo wealdense y el complejo calcáreo urgoniano del Aptiense-Albiense, ambos discordantes sobre el Grupo Pas (Pujalte et al., 2004). Estructuralmente, la zona de estudio se caracteriza por una baja deformación que

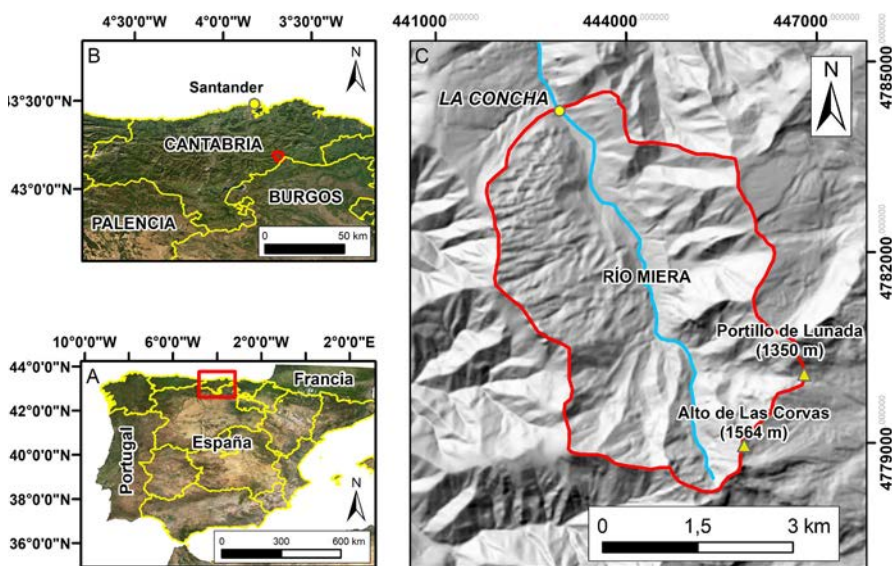


Fig. 1.- A) Situación de la zona de estudio en el contexto de la Península Ibérica. B) Situación de la zona de estudio en el contexto de Cantabria. C) Modelo de sombreado mostrando la extensión del área de estudio en la cabecera del río Miera.

Fig. 1.- A) Location of the study area within the Iberian Peninsula and B) within Cantabria. C) Hillshade model showing the extent of the study area located in the headwaters of the Miera River.

da lugar a un relieve monoclin. La ladera oriental, construida sobre areniscas, tiene pendientes mayores que la occidental, esculpida sobre calizas arcillosas y arenosas, condicionando la forma asimétrica del valle (González et al., 2012).

En el valle del Miera están ampliamente representados los modelados kárstico y glaciar (González et al., 2012). Además, los procesos de ladera también son muy notables, con la presencia de distintos movimientos en masa (Serrano, 1996).

Metodología

Para la realización de la cartografía geomorfológica se recurrió a la fotointerpretación, al análisis de modelos digitales del terreno y a varias jornadas de campo para realizar observaciones directas y tomar datos de las distintas formaciones superficiales. Todos estos datos fueron recogidos en un SIG donde se elaboró la cartografía.

Para la reconstrucción de la evolución glaciar se tuvo en cuenta la distribución espacial de los rasgos glaciares, que permitió delimitar el área que fue cubierta por el hielo. La restitución topográfica de los glaciares se realizó mediante el software ArcGIS, al cual se le incorporó la caja de herramientas *GLacier REconstruction* o *GLARE* (Pellitero et al., 2016), que permite realizar reconstrucciones de

sistemas glaciares antiguos siguiendo la metodología propuesta por Benn y Hulton (2010). Para reconstruir el glaciar, se trazó una polilínea por el eje central del valle y de sus principales tributarios en sentido ascendente. A lo largo de estas líneas se realizan cálculos iterativos para modelizar un perfil teórico del hielo que se ajuste a las evidencias de la fase de máximo avance glaciar. En el modelo se introdujeron los datos del perfil topográfico del valle principal siguiendo la paleo-línea de flujo, obtenidos del modelo digital de elevaciones, la densidad del hielo, los valores del esfuerzo de cizalla en la base del glaciar (*Shear Stress*) y el factor de forma del valle (*f*). Se aplicó un factor de forma de 0.67 calculado a partir de 6 secciones transversales al valle en lugares representativos. En el caso del esfuerzo de cizalla basal, se empleó la hoja Excel *Profiler v.2* (Benn y Hulton, 2010) con el fin de determinar los valores más adecuados para ajustar las variaciones del espesor del hielo a lo largo del perfil a las evidencias geomorfológicas de la etapa de máximo avance glaciar.

En cuanto al cálculo de la ELA se han utilizado los métodos *Accumulation Area Ratio* (AAR) y *Area-Altitude Balance Ratio* (AABR) (Benn y Lehmkuhl, 2000; Vieira, 2008). Para llevar a cabo estos cálculos, se añadió al SIG la caja de herramientas propuesta por Pellitero et al. (2015) y se utilizó como entrada el modelo de elevaciones del hielo para la máxima extensión

glaciar. Se consideró el *Balance Ratio* (BR) de 1.9 ± 0.81 , propuesto por Rea (2009) para glaciares ubicados en latitudes medias y que tienen influencia marina. Por lo tanto, se aplicaron valores de AAR entre 0.5 y 0.7 a intervalos de 0.05, y un valor BR entre 1 y 3 a intervalos de 0.1 en el método AABR.

Resultados y discusión

Las distintas formas de erosión y depósito encontradas y descritas a continuación corresponden al mapa geomorfológico elaborado (Figura 2).

Formas glaciares y fluvioglaciares

Se han cartografiado un total de siete circos glaciares en la vertiente norte de la cabecera del valle. El circo glaciar ubicado bajo el Alto de Las Corvas (1564 m) es el ubicado a mayor cota, seguido de otros cuatro circos situados junto a Torcaverosa (1544 m). Bajo el Picón de Los Lastreros a una cota de 1407 m se encuentra el sexto de los circos glaciares. Por último, el circo glaciar ubicado en el Portillo de Ocejo (1097 m) es el situado a menor cota de los siete cartografiados. En definitiva, el rango de altitudes en las que se sitúan los circos oscila entre los 1097-1564 m. Cabe destacar que el rango de altitudes a las que se encuentran los circos en el valle del Miera son inferiores a las de otras áreas de la Cordillera Cantábrica, como por ejemplo, en el Puerto de La Ventana (Asturias), donde los circos están en el rango de los 1900-1700 m (González et al., 2021), o entre los 1500 y más de 2000 m en el Parque Natural de Redes y Picos de Europa (Jiménez-Sánchez et al., 2013).

Entre las distintas formas glaciares también se han identificado un total de quince morrenas. Destacan dos grandes morrenas laterales con disposición SSE-NNO que se extienden entre 620 y 830 m de altitud, situándose la cresta colgada a más de 120 m respecto al fondo del valle. La morrena de la ladera oriental tiene una longitud de 1.8 km mientras que la de la ladera occidental tiene ~1 km de longitud. Ambas pertenecen a la fase de máximo avance glaciar local, cuando el glaciar alcanzó una longitud de 5 km y un espesor estimado de 70 m (Moñino et al., 1987). Cabe destacar que, junto a la morrena lateral de la ladera occidental, se han cartografiado cinco morrenas más pequeñas y con disposición SO-NE.

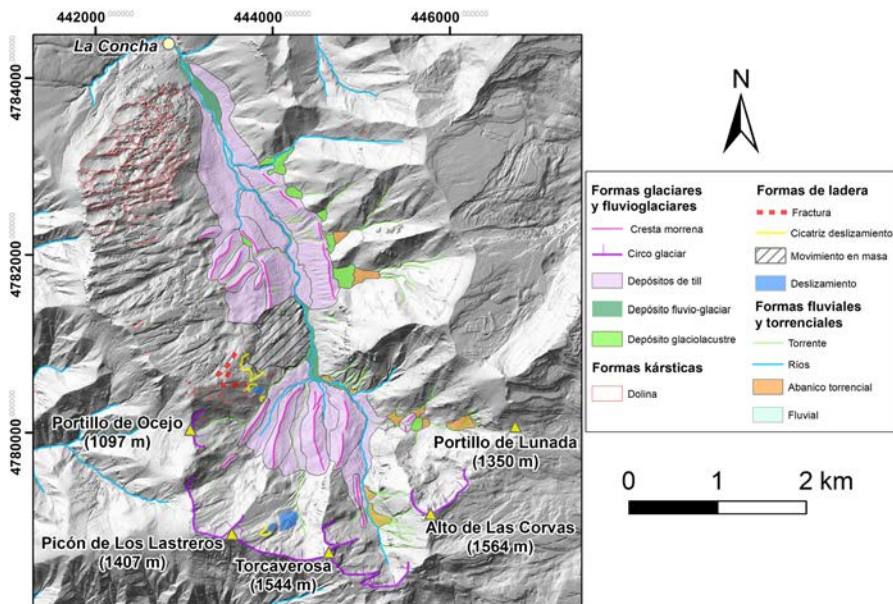


Fig. 2.- Mapa geomorfológico mostrando las formas de erosión y depósito identificadas. Se incluyen algunos topónimos mencionados en el cuerpo del texto. Ver figura en color en versión web.

Fig. 2.- Geomorphological map depicting the erosive and deposition landforms identified. Some place names mentioned in the main text are displayed. See color figure on web.

Más cerca de la cabecera del valle, en torno a los 850-1000 m de altitud, encontramos hasta cuatro morrenas con disposición S-N y longitudes de entre 1 y 0.6 km, que corresponderían a fases glaciares más recientes.

Por último, se han cartografiado varias morrenas ubicadas cerca de los circos glaciares, a una altitud de 1000-1100 m. La situada bajo el Portillo de Lunada es una morrena frontal con una longitud de 200 m y orientación NE-SO. Las otras dos

morrenas tienen longitudes de entre 580 m y 213 m, y disposiciones S-N y SO-NE, respectivamente. Estas morrenas corresponden a las fases de evolución más recientes descritas por Moñino et al. (1987).

En cuanto a los depósitos de origen fluvioglaciar, estos se concentran entre la posición alcanzada por el frente glaciar durante el máximo y las morrenas que corresponden a la fase intermedia. Por último, cabe destacar un total de siete depósitos glaciolacustres u obturación

lateral, mayoritariamente desarrollados tras las morrenas laterales debido al bloqueo de la escorrentía superficial procedente de pequeños valles tributarios.

Otras formas de erosión y depósito

Destacan las ligadas a la dinámica de vertientes, fluvial y torrencial. Se ha cartografiado un gran movimiento en masa sobre la ladera oeste que afecta al till y a los materiales del sustrato que afloran en la parte superior de la ladera. En la parte superior de este gran movimiento se ha identificado una cicatriz de ~650 m de longitud, junto con dos fracturas ubicadas ladera arriba con ~400-450 m de longitud y disposición NE-SO y E-O. En el desarrollo de este gran movimiento en masa, pueden haber influido distintos factores. Desde el punto de vista estructural la ladera oeste tiene una pendiente mucho más suave que la este debido a la inclinación de las capas que buzcan en torno a los 30°E, lo que propicia el deslizamiento de los materiales a favor de la estratificación. Otros factores que pueden haber influido son el cambio en geometría provocado por la erosión glaciar y el estado de esfuerzos tras la deglaciación, favoreciendo un efecto de descompresión en las laderas del valle. Este fenómeno podría ser el origen de las fracturas identificadas por encima de la cicatriz de este gran movimiento en masa y que podría evidenciar una inestabilidad de tipo *sackungen*. No se descarta la actuación de otros factores desencadenantes.

Las formas fluviales observadas están asociadas al cauce del río Miera, que se caracteriza por estar fuertemente encajado en los depósitos de till de fondo y fluvioglaciares. Se han cartografiado un total de 14 abanicos torrenciales que se ubican principalmente en los valles tributarios de la vertiente oriental del valle principal.

Reconstrucción de la máxima extensión de hielo y cálculo de la paleo-ELA

El paleo-glaciar del valle de Miera ocupó una extensión de 6.5 km², a cotas de entre 1564 m (Alto de Las Corvas) y 560 m en el frente de ablación (localidad de La Concha). Los circos y los valles glaciares drenaban el hielo hacia el norte hasta confluir en una única lengua de hielo de más de 6 km de largo y hasta 700 m de anchura, con una dispo-

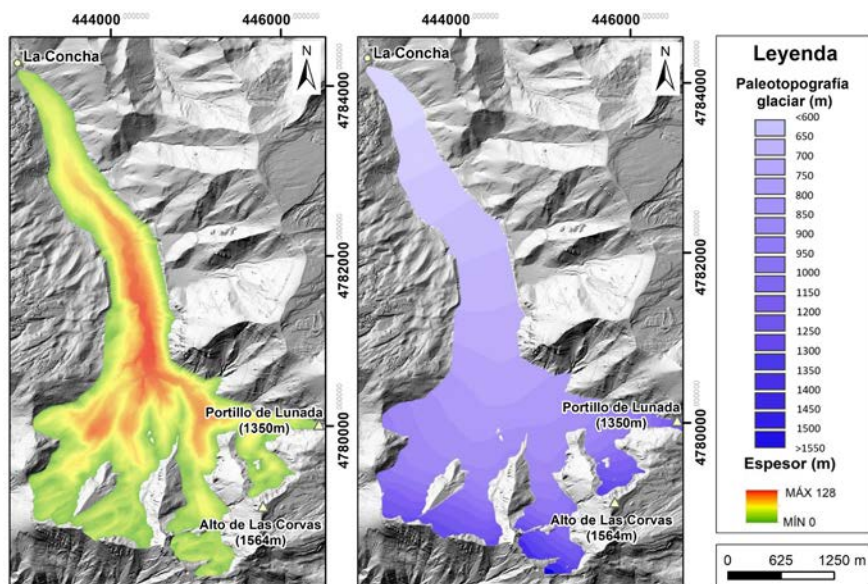


Fig. 3.- A) Modelo de espesor de hielo reconstruido para el máximo avance glaciar local. B) Superficie cubierta por el paleoglaciar de Miera durante su máximo avance local. Ver figura en color en versión web.

Fig. 3.- A) Ice thickness model reconstructed for the local glacial maximum advance. B) Surface extent covered by the Miera paleo glacier during its local maximum advance. See color figure on web.

sición aproximada SE-NO. Por otro lado, los espesores de hielo alcanzaron en su punto máximo los 128 m. (Figura 3). En este momento, el paleo-glaciar del Miera estaba conectado con el valle del Trueba, situado al sur (provincia de Burgos), a través de varios collados que habrían servido de transfluencia de hielo desde el icefield del Trueba, como es el caso del collado del Portillo de Lunada, junto al cual se encontraron bloques erráticos depositados por el glaciar al retirarse y que evidenciarían la circulación del glaciar en este punto. Cabe destacar que la cabecera situada en el collado del Portillo de Lunada (1350 m) presenta rasgos de circo glaciar muy erosionados, por lo que la reconstrucción del espesor en este lugar es aproximada. En el tramo donde se encuentran mejor conservadas las crestas de las morrenas se han obtenido valores fiables del espesor de hielo durante la etapa de máxima extensión del hielo. En el frente del glaciar el till no presenta formas de morrena bien definidas, por lo que las estimaciones se basan en la distribución de los depósitos de till indiferenciado, muy retrabajados, y los depósitos fluvio-glaciares.

Los espesores obtenidos muestran discrepancias significativas con los obtenidos por otros autores. Mientras que en este trabajo el espesor máximo se estima en unos 128 m, cuando, según Moñino et al. (1987), el glaciar alcanzó un espesor de unos 70 m. Estas discrepancias pueden ser debidas a las diferencias metodológicas entre ambos estudios y/o a las formas glaciares tomadas como referencia para su estimación.

En cuanto a las paleo-ELAs estimadas, por el método AAR se obtuvo una paleo-ELA media de 1001 ± 37 m. A través del método AABR se calculó una paleo-ELA media de 951 ± 30 m. Los valores de las paleo-ELAs obtenidos se sitúan en rangos ligeramente inferiores a los calculados por otros autores con los mismos métodos: 1033 ± 33 m mediante el método AABR según Santos-González et al. (2013) y 1120 m mediante el método AAR según Serrano et al. (2013b). En un trabajo previo, Serrano y Gutiérrez (2002) sitúan la paleo-ELA del glaciar del Miera

en 1230 ± 10 m. Las diferencias pueden deberse a la utilización de otras áreas de estudio, a la topografía utilizada en los cálculos, a los rasgos glaciares tomados como referencia a la hora de reconstruir el glaciar, o a la consideración de otros parámetros AAR y BR en el cálculo.

Conclusiones

A partir de las evidencias glaciares se ha reconstruido el glaciar del Miera durante su fase de *máximo avance* glaciar local, en la que el glaciar ocupó 6.5 km^2 dando lugar a dos grandes morrenas laterales de hasta 1.8 km de longitud y situadas a 120 m de altura sobre el valle. En este momento, el glaciar del Miera estuvo conectado con el valle situado inmediatamente al sur, lo que permitió transfluencias de hielo desde el valle del Trueba como muestran las evidencias encontradas en las jornadas de campo.

La utilización de diversas herramientas SIG permitió reconstruir en detalle la paleo-topografía y el espesor (128 m) alcanzados por el paleo-glaciar del valle del Miera. El glaciar ocupó un rango de alturas de 900 m desde las cotas más altas localizadas en las cabeceras (más de 1400 m) hasta los 560 m en el frente de ablación, en la localidad de La Concha. La longitud máxima en el momento de mayor avance fue de más de 6 km. Se concluye que la paleo-ELA estimada podría haber oscilado entre 1001 y 951 m durante el máximo avance, momento en el que todo el valle principal se encontraba ocupado por el hielo.

Referencias

- Benn, D. y Lehmkuhl, F. (2000). *Quaternary International*, 65-66, 15-29. <https://doi.org/chz8m7>
- Benn, D. y Hulton N. (2010). *Computers & Geosciences* 36, 605-610. <https://doi.org/fdjpbm>
- Frochoso, M., González-Pellejero, R., & Allende, F. (2013). *Open Geosciences*, 5(1), 12-27. <https://doi.org/k59f>
- González Díez A., Fernández Maroto G., Doughty M., Bonachea Pico J., Remon-

do J, Tejerina, Díaz de Terán Mira J.R., Flor Blanco G., Flor Rodríguez G., Martínez Cedrún P, Maria Bruschi V. (2012). En: *XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander 2010-2012*.

González Díaz, B., Ruiz Fernández, J., García Hernández, C., Menéndez Duarte, R. A., & González Díaz, J. A. (2021). *CADERNOS do laboratório xeolóxico de laxe*.

Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Domínguez-Cuesta, M.J., Farias, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Rico, M., Valcárcel, M. (2013). *Geomorphology*, 196, 50-64. <https://doi.org/f45rvk>

Moñino, M.; Rivas, V.; Cendrero, A. (1987). En: *V Reunión Sobre el Cuaternario, AEQUA, Santander*, 35-41.

Pujalte, V.; Robles, S.; García Ramos, J.C.; Hernández J.M. (2004). *Geología de España* (J.A. Vera Ed.). IGME, Madrid, 288-291.

Pellitero, R., Rea, B., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S., Ribolini, A. (2015). *Computers & Geosciences*, 82, 55-62. <https://doi.org/f7mwq6>

Pellitero, R., Rea, B., Spagnolo, M., Bakke, J., Ivy-Ochs, S., Frew, C., Hughes, P., Ribolini, A., Lukas, S., Renssen H. (2016) *Computers & Geosciences* 94, 77-85. <https://doi.org/f827s2>

Rea, B.R. (2009). *Quaternary Science Reviews*, 28, 237-248. <https://doi.org/bcn4sd>

Santos-González J., Redondo-Vega J.M., González-Gutiérrez R.B., Gómez-Villar A. (2013). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 387, 185-199. <https://doi.org/f5dn49>

Serrano, E. (1996). *CADERNOS do Laboratório Xeolóxico de Laxe: Revista de xeoloxía galega e do hercínico peninsular*, (21), 505-517.

Serrano E. y Gutiérrez A. (2002). En: VII Reunión Nacional De Geomorfología. 91-161.

Serrano, E.; Gómez Lende, M.; González Trueba, J.J.; Turu, V.; Ros, X. (2013a). *Cuaternario y Geomorfología*. 91-92.

Serrano, E., González-Trueba, J. J., Pellitero, R., González-García, M., & Gómez-Lende, M. (2013b). *Geomorphology*, 196, 65-82. <https://doi.org/f45rpp>

Vieira, G. (2008). *Geomorphology*, 97, 190-207. <https://doi.org/bt2pnj>

El paleomovimiento de Fonfría (Villablino, Cordillera Cantábrica)

The Fonfría paleolandslide (Villablino, Cantabrian Mountains)

Ángela Suárez Rodríguez^{1*}, Augusto Rodríguez García¹ y Rodrigo Castaño de Luis¹

¹ Unidad Territorial del IGME-CSIC en León. Av. Real 1, Parque Científico Edificio 1, 24006 León.

a.suarez@igme.es, a.rodriguez@igme.es, r.castano@igme.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The Fonfría landslide is classified by geomorphological mapping as a paraglacial paleolandslide, complex and inactive, at least until 2000, before the Fonfría mining activity. Later, during and after the mining activity, the landslide started to be partially affected by new landslides and gravitational-deformation structures.

Key-words: Paraglacial landslide, conditioning factors, propagation mechanisms, mining activity, Cantabrian Mountains.

RESUMEN

La cartografía geomorfológica permite clasificar el movimiento de ladera de Fonfría como un paleomovimiento paraglacial, complejo e inactivo, al menos hasta el año 2000, en la fase previa a la explotación minera de carbón de Fonfría. Posteriormente, durante la fase de actividad minera y después, el movimiento empieza a ser afectado por estructuras de deformación gravitacional, reactivándose parcialmente.

Palabras clave: Movimiento paraglacial, factores condicionantes, mecanismos de propagación, actividad minera, Cordillera Cantábrica.

Geogaceta, 74 (2023), 55-58

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98194>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 31/01/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

El movimiento de ladera de Fonfría se localiza en la vertiente suroccidental de la Cordillera Cantábrica, al norte de la localidad de Caboalles de Abajo (municipio de Villablino, provincia de León) (Fig. 1).

En 1982, el movimiento de Fonfría se representó, junto con otros, en la Hoja N^o 101 (Villablino) del Mapa Geológico Nacional a E. 1:50.000 (MAGNA) de Navarro Vázquez (1982) (Fig. 2).

En 2001, afectando al movimiento, comienza la explotación minera de carbón a cielo abierto de Fonfría. Esta explotación trabaja en la excavación de varias cortas a cielo abierto y en el vertido de una escombrera que afecta a la cabecera del movimiento, en la ladera orientada al oeste del arroyo de la Cañada. Debido al agotamiento de recursos, al aumento en las dificultades de extracción, así como al impacto medioambiental asociado, en 2016 se cierra la explotación, concluyendo las obras de restauración en 2019.

Entre los años 2014 y 2022 se han detectado (con trabajo de campo y fotointerpretación geomorfológica) nuevas estructuras de deformación activas (Fig. 3) que afectan al movimiento inicial (denominado en este trabajo paleomovimiento). Entre estas estructuras se inclu-

yen varios escarpes, grietas y 4 nuevos movimientos de reactivación parcial del paleomovimiento (Fig. 3) (Suárez Rodríguez y Rodríguez García, 2017 y 2020).

El objetivo de este trabajo es describir e interpretar el origen y evolución del paleomovimiento de Fonfría en la fase previa a la actividad minera, prestando especial atención a los factores condicionantes, mecanismos de propagación y grado de actividad. La evolución del paleomovimiento

en la fase de actividad minera y posterior se publicará en un trabajo posterior.

Marco geológico y geomorfológico

Desde el punto de vista geológico, el paleomovimiento de Fonfría se localiza en la cuenca carbonífera de Villablino, afectando a una sucesión de rocas sedimentarias del Estefaniense (Carbonífero superior), formada por areniscas líticas y cuarcitas,

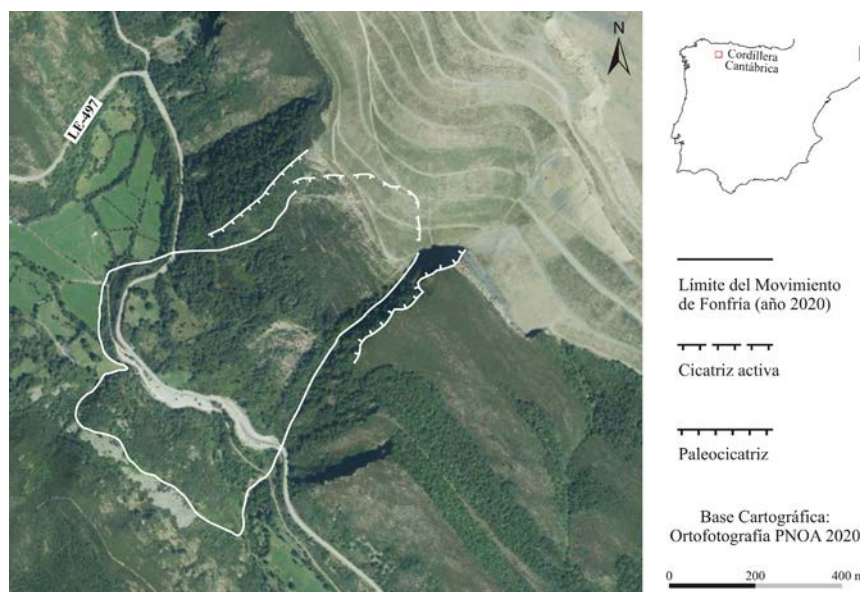


Fig. 1.- Ortoimagen del movimiento de ladera de Fonfría.

Fig. 1.- Ortoimage of the Fonfría landslide.

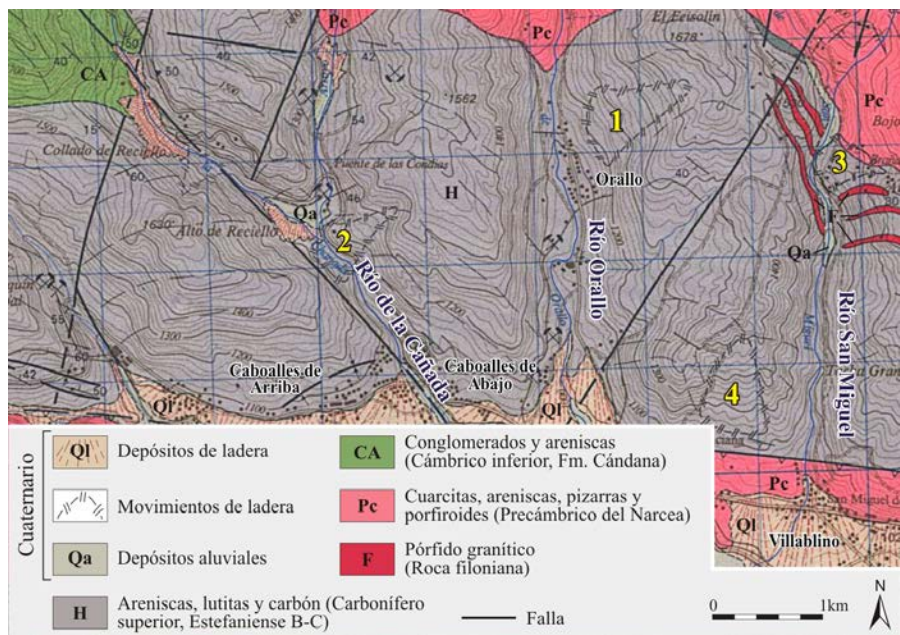


Fig. 2.- Mapa geológico (Navarro Vazquez, 1982) del entorno de los movimientos de ladera del Feixolín (1), Fonfría (2), San Miguel (3) y Villager (4). Ver figura en color en versión web.
 Fig. 2.- Geological map (Navarro Vazquez, 1982) of the Feixolín (1), Fonfría (2), San Miguel (3) and Villager (4) landslides surroundings. See color figure on web.

lutitas (con abundantes restos de flora) y capas de carbón (Fig. 2). El espesor de las capas de carbón oscila entre unos centímetros y 3 m (Navarro Vázquez, 1982). La sucesión sedimentaria presenta una estructura isoclinal con buzamientos que oscilan entre los 40° y 46° hacia el SO.

Durante el Cuaternario, la Cordillera Cantábrica fue afectada por procesos glaciares (Hernández-Pacheco, 1914). Estos procesos, en el entorno de la zona de estudio, originaron numerosas formas glaciares, tanto erosivas como deposicionales (Suárez Rodríguez y Rodríguez García, 2017).

El paleomovimiento de Fonfría: fase previa a la actividad minera

El paleomovimiento de Fonfría forma parte de un conjunto de movimientos de grandes dimensiones, denominados Feixolín, San Miguel y Villager (Navarro Vázquez, 1982) (Fig. 2) y localizados, respectivamente, en las laderas de los antiguos valles glaciares de los ríos Orallo, Cañada, San Miguel y Sil (Suárez Rodríguez y Rodríguez García, 2017). Esta relación espacial, entre grandes movimientos y antiguos valles glaciares, permite interpretar dichos movimientos como movimientos paraglaciaros, es decir, movimientos desencadenados por procesos de deglaciación y descompresión en las laderas de antiguos valles glaciares (Church y Ryder, 1972; Wyrwoll (1977).

En la Cordillera Cantábrica, algunos movimientos paraglaciaros han sido datados en 16.1 ka (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2018). En el entorno del paleomovimiento de Fonfría, la retirada del hielo glaciar, coincidente con el inicio de las condiciones paraglaciaras, también ha sido datada en 16 ka (Jalut *et al.*, 2010).

Factores condicionantes

En los taludes de la corta a cielo abierto, situados en el sector de la antigua cabecera del paleomovimiento de Fonfría, hoy en día ocupado parcialmente por una escombrera (Figs. 3 y 4), así como en la carretera LE-497 que recorre el pie del paleomovimiento, se puede observar la litología del sustrato. Algunas de estas rocas, concretamente las lutitas y capas de carbón (Fig. 5A), presentan propiedades geomecánicas (bajo coeficiente de rozamiento, permeabilidad y resistencia a la tracción) que favorecen la aparición de superficies de deslizamiento. Por su parte, las rocas se disponen en estratos con un buzamiento ligeramente superior a la inclinación de la ladera.

Estas dos características, litología y estructura, seguramente condicionaron el paleomovimiento de Fonfría.

Mecanismos de propagación

En la foto aérea del año 2000 y anteriores (previas a la actividad minera) se observan varias formas del relieve (escar-

pes, rellanos, vaguadas y abombamientos) que permiten delimitar el paleomovimiento de Fonfría y subdividirlo en tres unidades, denominadas A, B y B* (Fig. 3).

La unidad A es la más extensa. La cabecera, como se observa en las fotos aéreas previas a la actividad minera (Fig. 3), no presenta una inclinación a contrapendiente. Este dato, junto con la estructura del sustrato (estratificación subparalela a la ladera) permiten interpretar esta unidad como un deslizamiento traslacional (Hungry *et al.*, 2014).

Por su parte, como se observa en la cartografía geológica, geomorfológica y en el corte geomorfológico (Figs. 2, 3 y 4), el pie de la unidad A cruzó el arroyo de la Cañada, remontando la ladera opuesta, con un desnivel mínimo de 40 metros, y llegando al menos hasta la cota de 1200 m. En este sentido, la extensión de los depósitos fluviales observados aguas arriba de esta unidad se interpretan como el resultado de los procesos de obturación y represamiento del arroyo de la Cañada (Fig. 3).

Los afloramientos de esta unidad A están constituidos por grandes bloques angulosos, clasto-soportados con escasa matriz. Destacar que estos grandes bloques, en los afloramientos del arroyo de la Cañada, presentan frecuentemente su eje mayor subhorizontal (Fig. 5C) y, en ocasiones, una fracturación con escasa disgregación (Fig. 5C y D), (estructuras en puzle, *jigsaw-brecciated units* en Hewitt *et al.*, 2008) En el resto de afloramientos la disposición de los ejes mayores es más aleatoria y no se observan estructuras en puzle (Fig. 5B).

Estos datos sedimentológicos permiten interpretar la unidad A como una masa desplazada por un proceso de deslizamiento traslacional de tipo corrimiento (Corominas y García Yagüe, 1997). En este sentido, la presencia/ausencia de ejes mayores subhorizontales y estructuras en puzle en los grandes bloques se interpretan, en el arroyo de la Cañada, como la traslación de grandes bloques a lo largo del fondo (subhorizontal) del paleovalle (de origen glaciar) a gran velocidad y, en el resto de afloramientos, como el resultado de un aumento de la deformación interna de los materiales hacia los niveles más altos respecto a la superficie de deslizamiento principal. La unidad A como se observa en la Fig. 4, alcanzó posiblemente una profundidad mínima de 60 metros.

Las relaciones cartográficas de las unidades B y B*, afectando a los materiales de la unidad A, permiten interpretar dichas unidades como movimientos ori-

ginados a partir de la unidad A, pudiendo ser simultáneos o posteriores.

La unidad B se caracteriza por presentar una cabecera bien delimitada por un escarpe y un pie con una pendiente relativamente abrupta, mientras que la

unidad B* se caracteriza por una cabecera poco definida, ocupada por una zona acarvacada, y un pie de pendiente relativamente suave.

Estas morfologías permiten interpretar a la unidad B como una masa des-

plazada por un mecanismo con menor deformación interna de tipo *debris slide* y a la unidad B* como una masa desplazada por un mecanismo con mayor deformación de tipo *debris flow* (Hungry *et al.*, 2014).

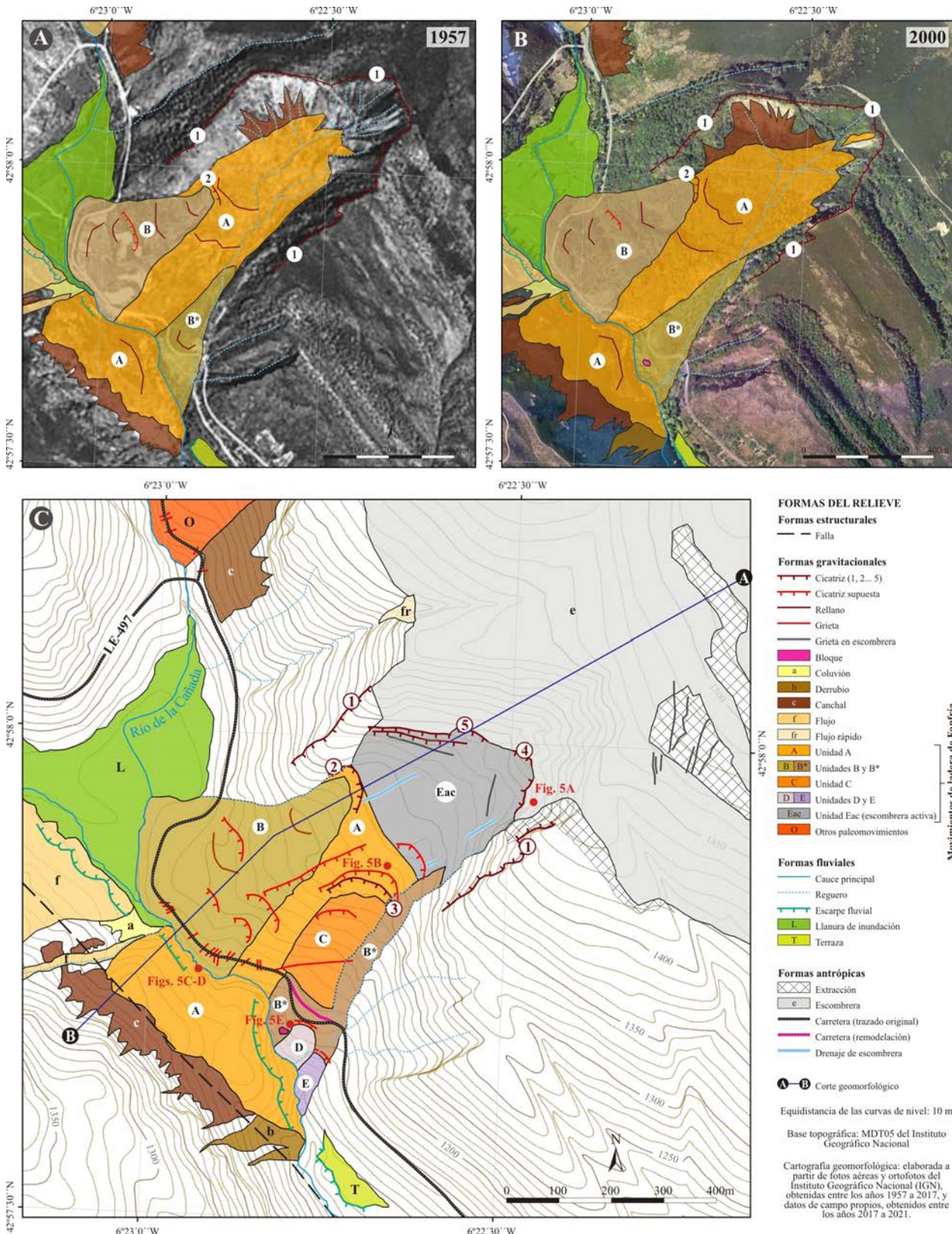


Fig. 3.- Cartografía geomorfológica del movimiento de ladera de Fonfría, A) año 1957 y B) año 2000. C) Cartografía actual sobre mapa topográfico (IGN). Ver figura en color en versión web.

Fig. 3.- Geomorphological mapping of the Fonfría landslide in the years A) 1957 and B) 2000. C) Geomorphology using the topographic map (IGN). See color figure on web.

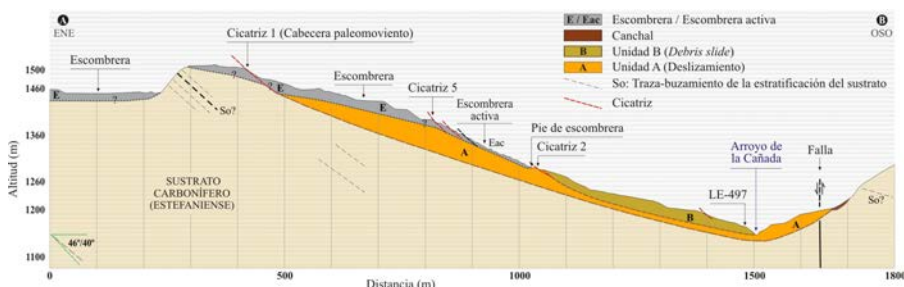


Fig. 4.- Corte geomorfológico del movimiento de ladera de Fonfría.
 Fig. 4. - Geomorphological cross-section of the Fonfría landslide.

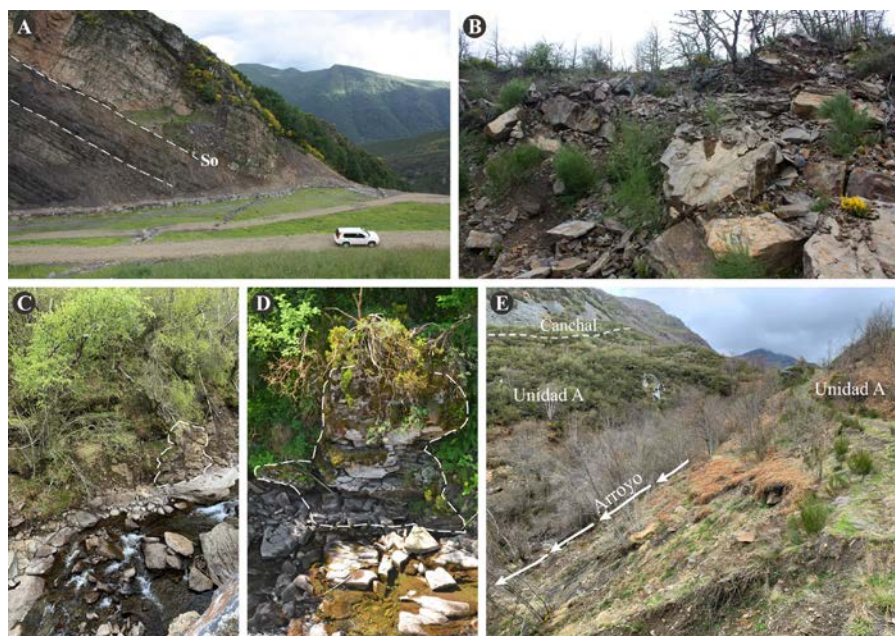


Fig. 5.- Panorámicas de los afloramientos A, B, C, D y E, localizados en la Fig. 3C. Explicación en el texto. Ver figura en color en versión web.
 Fig. 5. - Panoramic view of the A, B, C, D y E outcrops, located in the Fig. 3C. Explained in the text. See color figure on web.

Grado de actividad

En las fotos aéreas del año 1957 y 2000 (Fig. 3) y en otras previas a la actividad minera, la ausencia de escarpes no vegetados y grietas permiten clasificar al paleomovimiento de Fonfría como inactivo.

Conclusiones

La cartografía geomorfológica y geomorfología histórica, así como el trabajo de campo realizado permiten clasificar el movimiento de Fonfría, en la fase previa a la actividad minera, como un paleomovimiento de grandes dimensiones, antiguo (de origen paraglaciar), condicionado por la litología y estructura del

sustrato, complejo (con mecanismos de propagación de tipo deslizamiento traslacional en la unidad principal y debris slide y debris flow en las unidades laterales e inactivo (al menos hasta el año 2000).

Contribución de los autores

Ángela Suárez Rodríguez y Augusto Rodríguez García: adquisición de datos e investigación. Rodrigo Castaño de Luis: edición y figuras.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el Convenio (2019-2022) entre la Dirección General de Energía y Minas de la

Junta de Castilla y León y el Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC) titulado "Estudio de movimientos de ladera relacionados con explotaciones mineras en el valle de Laciana (León)".

Referencias

Church, M. y Ryder, J. M. (1972). *Geological Society of America Bulletin*, 83 (10), 3059-3072. <https://doi.org/fh4scf>

Corominas, J. y García Yagüe, A. 1997. *IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Granada, 3, 1051-1072.

Hernández-Pacheco, E. (1914). *Boletín Real. Sociedad Española de Historia Natural*, 45, 407-408.

Hewitt, K., Clague, J.J. y Orwin, J.F. (2008). *Earth-Science Reviews*, 87 (1-2), 1-38. <https://doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2007.10.002>

Hungr, O., Leroueil, S. y Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11:167-194. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y>

Jalut, G., Michels, V.T., Dedoubat, J.J., Otto, T., Ezquerro, J., Fontugne, M., Belet, J.M., Bonnet, L., García de Celis, A., Redondo-Vega, J.M., Vidal-Romaní, J.R. y Santos, L. (2010). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297 (2), 330-350. <https://doi.org/d2sth4>

Navarro Vazquez, D. (1982). Villablino. *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 101 (Villablino) y memoria*. IGME, Madrid, 56 p.

Rodríguez-Rodríguez, L., González-Lemos, S., Ballesteros, D., Valenzuela, P., Domínguez-Cuesta, M. J., Llana-Fúnez, S. y Jiménez-Sánchez, M. (2018). *Land Degradation and Development*, 29 (9), 3159-3173. <https://doi.org/gd9tgx>

Suárez Rodríguez, A. y Rodríguez García, A. (2017). *GeoLaciana 2017*. Aula Geológica Robles de Laciana, 25-36.

Suárez Rodríguez y Rodríguez García, (2020) "Cartografía geomorfológica histórica de los movimientos de ladera de Fonfría (pedanía de Caboalles de Abajo)" Informe técnico-científico restringido, elaborado para la Junta de Castilla y León. IGME-CSIC.

Wyrwoll, K.H. (1977). *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, 3, 59-67.

Methodology for sea level rise hazard assessment in the exposed coastal zone of the Portuguese mainland

Metodología para la evaluación del riesgo de subida del nivel del mar en la zona costera expuesta del Portugal I

Jorge Trindade^{1,2,3,*}, Eusébio Reis^{2,3}, Jorge Rocha^{2,3}, Pedro Pinto Santos^{2,3}, Ricardo A.C. Garcia^{2,3}, Sérgio C. Oliveira^{2,3}, Andreia Silva⁴, Samuel Pinheiro⁴ and Jose Cuervas-Mons⁵

¹ Department of Sciences and Technology, Universidade Aberta, Lisbon, Portugal.

jorge.trindade@uab.pt

² Centre of Geographical Studies, Institute of Geography and Spatial Planning, Universidade de Lisboa, Lisbon, Portugal.

eusebioreis@campus.ul.pt, jorge.rocha@campus.ul.pt, pmpsantos@campus.ul.pt, rgarcia@campus.ul.pt, cruzdeoliveira@campus.ul.pt

³ Associated Laboratory Terra, Universidade de Lisboa, Lisbon, Portugal

⁴ Institute of Geography and Spatial Planning, Universidade de Lisboa, Lisbon, Portugal.

andreiavessilva@campus.ul.pt, samuelpinheiro@campus.ul.pt

⁵ Department of Geology, University of Oviedo, Oviedo, Spain.

jcuervas@geol.uniovi.es

*Corresponding author

ABSTRACT

Future scenarios of sea level rise in Portugal are expected to put at risk sensitive areas from a natural and urban point of view. This research proposes a methodology for the assessment of sea level rise Hazard zones using the evaluation of permanent and episodic components as important factors to predict flooding and coastal erosion hazards for the Shared Socioeconomic Pathway 1, 2 and 5 scenarios, in 2040, 2070 and 2100.

Key-words: sea level rise, hazard, coastal flood, coastal erosion.

RESUMEN

Se espera que los futuros escenarios de subida del nivel del mar en Portugal pongan en riesgo zonas sensibles desde el punto de vista natural y urbano. Esta investigación propone una metodología para la evaluación de las zonas de riesgo de subida del nivel del mar utilizando la evaluación de los componentes permanentes y episódicos como factores importantes para predecir los riesgos de inundación y erosión costera para los escenarios Shared Socioeconomic Pathway 1, 2 y 5, en 2040, 2070 y 2100.

Palabras clave: subida del nivel del mar, peligro, inundación costera, erosión costera.

Geogaceta, 74 (2023), 59-62

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98169>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/01/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introduction

Coastal zones are facing vast land use management challenges that result from the interactions between the biophysical elements and the built environment. Global human presence in the coastal zone has been increasing and is expected to expand over this century (Brown et al., 2013). Population living and working in coastal areas is expected to grow 50% over the next 40 years in the most conservative scenario (Neumann et al., 2015).

Coastal zones have a high strategic value, concentrating a large part of the population and Gross Domestic Product of coastal nations, productive power and critical infrastructures that need protection against environmental threats, such as the sea level rise (SLR) and associated coastal hazards, which will compromise their resilience in the medium to long

term. Although there are many examples of good practices in coastal zone management regarding SLR future impacts, local regulatory measures for preventing coastal hazards can be either absent, lacking in practical implementation, or don't consider future scenarios of SLR and their impacts on the coastal zone.

Western European countries have highly complex land use planning systems, tools, and implementation. These may incorporate prevention measures based on hazard mitigation and adaptation which are typically based on local dimensions of the hazard. But, as SLR and human presence / expansion in the coast are a global concern, strategic coastal zone management regarding coastal hazards must also consider exposure and vulnerability.

Strategic coastal zone management is thus a fundamental mid- to long term

hazard prevention tool that needs: (i) to be supported by in depth SLR estimation; and assessment of the related hazards; and (ii) to consider future expected changes in land use and land cover, specifically in-built environments, where human presence is an important driver of coastal processes, as well as community exposure and vulnerability.

The Portuguese mainland coastline stretches for close to 1000 km. Rocky and low-lying sandy systems are predominant, with human presence and related coastal built environments being common because of the higher population density near the coast.

SLR over the last decades (1977 – 2000) is estimated around 2.1 ± 0.1 mm/yr and a rise of 1.14 m is expected for 2100 (Antunes, 2019). Extreme sea levels during storms are also expected to increase both in frequency and magnitude (Op-

penheimer, et al., 2019). These trends are accompanied by an expected increase in the concentration of coastal population in Portugal, allowing to anticipate an increase in exposure and vulnerability of the coastal communities in the Portuguese coast.

The hazards resulting from SLR in the Portuguese coast include permanent flooding of estuarine systems, episodic flooding due to wave overtopping of sedimentary barriers and coastal protection structures, erosion and coastline retreat in the low lying sandy coastal zones, and intensification of slope instability in rocky coasts. Pocket beaches, while not overtopped, are likely to become steeper or narrower (Bon de Sousa et al., 2018).

Objective criteria for delineating SLR hazard zones (SLRHZ) are thus an important initial step to be addressed to deliver effective mid- to long-term risk reduction for population, infrastructure, and asset safety. In this context SLRHZ mapping can also incorporate estimations of SLR based on the uncertainties associated with a range of future shared socioeconomic pathways.

Methodological steps for SLRHZ delimitation

This work proposes a methodology for SLR hazard mapping in exposed coastal zones of the Portuguese mainland for 2040, 2070 and 2100. This research is developed under the framework of the R&D project Highwaters: Assessing sea level rise exposure and social vulnerability scenarios for sustainable land use planning.

Permanent components: Coastal geomorphology

Coastal processes that determine first-order coastal hazards are highly dependent on the type or geomorphological characteristics of coastal systems. The impacts of SLR are and will be significantly different in sandy coasts, when compared to the rocky and anthropic coasts, due to their morpho-litho-biological framework. In these areas, the Portuguese coast is expected to experience episodic wave overtopping due to the combined forcing from storm surge and storm waves. As sea level rises wave breaker zones tend to migrate landwards and intensify erosion processes and coastline retreat. This retreat will also

promote saltwater intrusion in coastal aquifers (Nicholls & Cazenave, 2010). The same morpho-lithological framework argument can be used for rocky coasts because the landward translation of energetic hydrodynamic processes will allow wave action to reach further in-shore and trigger cliff top edge retreat in coastal cliffs and shore platform lowering (Shadrack et al., 2022).

Identification and classification of the coastal systems is thus a fundamental step towards SLRHZ delimitation.

The 0 m orthometric height (corresponding the mean sea level according to the 1938 Cascais altimetric datum) based on 2011 LIDAR data is used in coastal stretches directly exposed to the Atlantic Ocean storm waves as a seaward reference for SLRHZ delimitation. The coastal type of classification system includes sandy and rocky coasts but also areas with strong anthropic intervention (Fig. 1) and uses both bio-physical and land use criteria.

These may include: (i) beach-dune, cliff, and shore platform intertidal and supratidal morphology; (ii) subaerial beach and dune morphology; (iii) presence of plant species characteristic of sandy coastal environments; (iv) land use applies whenever the coastal segment is predominantly occupied by urban features and coastal protection structures.

Permanent components: Tide height, long-term coastline retreat and SLR

Tide height is part of the total water level that can trigger hazardous coastal processes. The magnitude of episodic wave overtopping and storm erosion in beach systems are the most common hazards that depend directly on tide height and stage. It is also a well-known and predictable parameter that can be added to scenarios of SLR. Portugal has a regulatory framework (Law n.º 12/2010, January 25th) with clear criteria for the delimitation of the Highest Astronomical Tide Level (HATL).

HATL validation uses biophysical proxies including presence/absence of plants and specific morphologies attributed to the transition between beach and dune systems, and the position of the base of the cliff face or the presence/absence of slope deposits in rocky systems (Fig. 2).

Long term coastline recession is an important parameter that, indirectly and

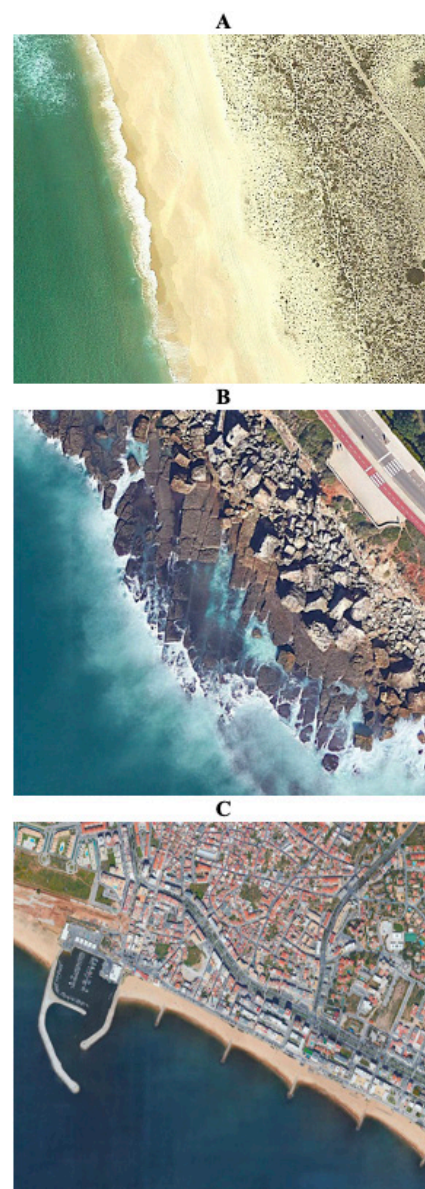


Fig. 1.- Examples of exposed coastal systems in the Portuguese mainland. A) sandy coast; B) rocky coast; C) anthropogenic coast. Image source: Google Earth Pro 7.3.4.8642.

Fig. 1.- Ejemplos de sistemas costeros expuestos en Portugal continental. A) Costa arenosa; b) Costa rocosa; c) Costa antropogénica. Fuente de imagen: Google Earth Pro 7.3.4.8642.

not exclusively, reflects the recent past SLR trends and mainly the lack of sediment supply in the Portuguese coastal area (Ferreira et al., 2008).

Erosional trends were measured in the Portuguese coast using a comparison of successive coastline positions in sandy systems for the period between 1953 and 2010 (Ponte Lira et al., 2016). Rocky and anthropogenic coasts are considered relatively stable systems at the time scale and magnitude of the coastline change considered in this work. Nevertheless, small coastal stretches with highly dy-



Fig. 2.- HATL delimitation in A) a composite coastal system (Santa Rita Beach, Lourinhã, Western Portugal) and B) in an anthropogenic coast (Vila do Conde, Northwestern Portugal). Solid red line – 0 m orthometric height. Dashed red line – HATL. Image source: Google Earth Pro 7.3.4.8642.

Fig. 2.- Delimitación de HATL en A) un sistema costero mixto (Playa de Santa Rita, Lourinhã, Oeste de Portugal) y B) en una costa antropogénica (Vila do Conde, Noroeste de Portugal). Línea roja continua: 0 m de altitud ortométrica. Línea roja discontinua: HATL. Fuente de la imagen: Google Earth Pro 7.3.4.8642.

namic cliffs are considered on a case-by-case basis.

Local erosion rates are calculated by linear regression and projected to determine shoreline position scenarios for 2040, 2070 and 2100 in areas that have eroded in the recent past (Fig. 3).

The sea level rise expected for 2040, 2070 and 2100 according to the Shared Socioeconomic Pathway (SSP) 1 (2.6), SSP2 (4.5) and SSP5 (8.5) is based on the projections available in the NASA Sea Level Projection Tool global model. This model considers the scenarios proposed by the 6th Assessment Report the Intergovernmental Panel on Climate Change (Fox-Kemper et al., 2021).



Fig. 3.- 2040, 2070 and 2100 scenarios of coastline recession at Costa Nova, Western Portugal. Image source: Google Earth Pro 7.3.4.8642. Ver figura en color en versión web.

Fig. 3.- Escenarios de 2040, 2070 y 2100 de recesión costera en Costa Nova, oeste de Portugal. Fuente de la imagen: Google Earth Pro 7.3.4.8642. See color figure on web.

Episodic components: Storm surge and wave run up

Storms are frequent in the Portuguese coast because most of the coastline is exposed to the North Atlantic and its energetic wave climate during the winter. Between 1994 and 2008 wave buoys located along the western coast recorded 32 storms with significant wave height >5m, mostly from the NW and WNW quadrants (Costa & Esteves, 2010). Their impacts on the shoreline and on the coast are primarily related to episodic coastline retreat and destruction of beach support facilities, coastal protection infrastructures, roads, private prop-

erty, and other assets. Occasionally there was also life loss, injured and displaced people. These consequences are amplified not only because of the growing urban pressure along the coastal zone and therefore the growing exposure to storm-induced coastal processes, but also when high tides combine with energetic waves leading to extreme runup and storm surge, resulting in an extreme water levels.

Storm surge height is calculated from reconstructed tide gauge time series from 1979 to 2019 (Tadesse & Wahl, 2021). Tide gauges include Vigo (Spain), providing reference values for the Portuguese north-western coastal sector, Cascais (Portugal), with storm surge data representative of the south-western coast, and Lagos (Portugal), for the southern coastal sector.

Wave run up is assumed according to local estimates based on available literature, excluding rocky shores where the HATL directly contacts the cliff base.

Final SLRHZ delimitation

Mapping of SLRHZ scenarios is dependent on the height of extreme water levels and predicted coastal recession. Extreme water levels are determined from the sum of the HATL, SLR scenarios, storm surge levels and wave run up. Results of wave extreme water levels along the Portuguese coast show a clear differentiation between the northern and the southern sectors (Fig. 4). Extreme water level values can reach 10.9 m in sandy systems of the northern sedimentary cells while the southern sectors have maximum values of 7.5 m. Lower differences can be observed in rocky coasts.

Because sandy coast morphology can be complex and direct data extrapolation can lead to incorrect results an additional validation criterion is added. If the height of the frontal dune top is exceeded by the local extreme water levels or if dune crest is eroded in a mid- long-term scenario, then the local SLRHZ should be extended to the interdune depression.

Conclusion

Mapping SLRHZ in the coastal zone of the Portuguese mainland is fundamental to support coastal decision making.

The criteria for SLRHZ mapping must be differentiated according to the coastal sub-system and the spatial distribution of types of coastal processes

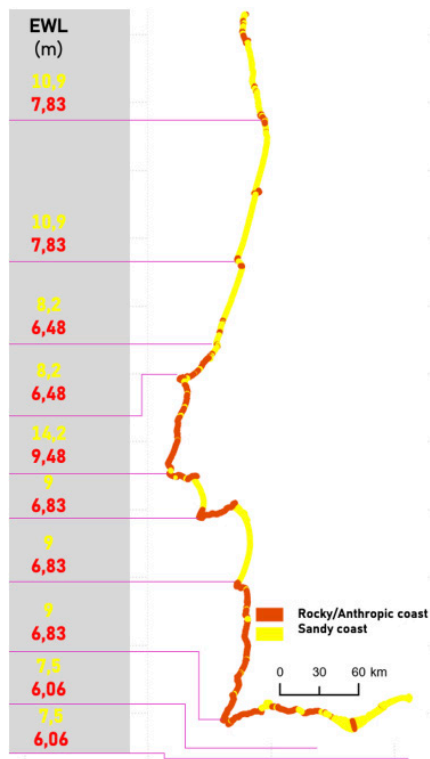


Fig. 4.- Wave extreme water levels (EWL) detailed by sedimentary cell and coastal system, for the Portuguese coast. Ver figura en color en versión web.

Fig. 4. Niveles de agua extremos (EWL) detallados por celda sedimentaria y sistema costero, para la costa portuguesa. See color figure on web.

and hazards, namely extreme water levels and coastline recession.

An effective decision-making support tool for future land use planning the Portuguese coast should include not only the SLRHZ mapping but also should incorporate a more comprehensive risk model that considers future scenarios of exposure, physical vulnerability, social

vulnerability, and coping capacity.

Acknowledgements

This research has been financed by Portuguese funds through FCT (Foundation for Science and Technology, I. P.), in the framework of the project "HighWaters – Assessing sea level rise exposure and social vulnerability scenarios for sustainable land use planning" (EXPL/GES-AMB/1246/2021).

References

Antunes, C. (2019). Assessment of Sea Level Rise at West Coast of Portugal Mainland and Its Projection for the 21st Century. *Journal of Marine Science and Engineering*, 7(3), Artigo 3. <https://doi.org/10.3390/jmse7030061>

Bon de Sousa, L., Loureiro, C., & Ferreira, O. (2018). Morphological and economic impacts of rising sea levels on cliff-backed platform beaches in southern Portugal. *Applied Geography*, 99, 31–43. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2018.07.023>

Brown, S., Nicholls, R., Woodroffe, C., Hanson, S., Hinkel, J., Kebede, A., Neumann, B., & Vafeidis, A. (2013). Sea-level rise impacts and responses: A global perspective. *Faculty of Science, Medicine and Health - Papers: part A*, 117–149. https://doi.org/10.1007/978-94-007-5234-4_5

Costa, M., & Esteves, R. (2010). Clima de agitação marítima na costa oeste de Portugal Continental. *Proceedings of XI Jornadas Técnicas de Engenharia Naval - O Sector Marítimo Português*, 413–426.

Ferreira, Ó., Dias, J.A., & Taborda, R. (2008). Implications of Sea-Level Rise for Conti-

mental Portugal. *Journal of Coastal Research*, 24(2), 317–324. JSTOR.

Neumann, B., Vafeidis, A. T., Zimmermann, J., & Nicholls, R. J. (2015). Future Coastal Population Growth and Exposure to Sea-Level Rise and Coastal Flooding—A Global Assessment. *PLOS ONE*, 10(3), e0118571. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0118571>

Nicholls, R. J., & Cazenave, A. (2010). Sea-Level Rise and Its Impact on Coastal Zones. *Science*, 328(5985), 1517–1520. <https://doi.org/10.1126/science.1185782>

Oppenheimer, M., Glavovic, B.C., Hinkel, J., van de Wal, R., Magnan, A.K., Abd-Elgawad, A., Cai, R., Cifuentes-Jara, M., DeConto, R.M., Ghosh, T., Hay, J., Isla, F., Marzeion, B., Meyssignac, B., & Sebessvari, Z. (2019). Sea Level Rise and Implications for Low-Lying Islands, Coasts and Communities. Em *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* (pp. 321–445). IPCC.

Ponte Lira, C., Nobre Silva, A., Taborda, R., & Freire de Andrade, C. (2016). Coastline evolution of Portuguese low-lying sandy coast in the last 50 years: An integrated approach. *Earth System Science Data*, 8(1), 265–278. <https://doi.org/10.5194/essd-8-265-2016>

Shadrack, J. R., Rood, D. H., Hurst, M. D., Piggott, M. D., Hebditch, B. G., Seal, A. J., & Wilcken, K. M. (2022). Sea-level rise will likely accelerate rock coast cliff retreat rates. *Nature Communications*, 13(1), Artigo 1. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-34386-3>

Tadesse, M. G., & Wahl, T. (2021). A database of global storm surge reconstructions. *Scientific Data*, 8(1), Artigo 1. <https://doi.org/10.1038/s41597-021-00906-x>

Turbidez y distribución del tamaño de partículas en el agua subterránea como parámetros de alerta temprana frente a la contaminación fecal en un manantial kárstico

Turbidity and particle size distribution in groundwater as early-warning parameters against fecal contamination in a karst spring

Jaime Fernández Ortega^{1*}, Juan Antonio Barberá¹, José Francisco Martín Rodríguez¹ y Bartolomé Andreo¹

¹ Centro de Hidrogeología y Departamento de Geología de la Universidad de Málaga. Facultad de Ciencias. 29071, Málaga
jaimeortega@uma.es; jabarbera@uma.es; josefranciscomr@uma.es; andreo@uma.es

*Corresponding author

ABSTRACT

In the present work we examined in detail a flooding event in a karst spring intended for drinking water supply of Ubrique municipality (Cádiz province). Thus, an approach focused on the characterization of sediment transport and the presence of *Escherichia coli* as an indicator of fecal contamination has been applied. The results show the temporal variations of physico-chemical parameters, particle distribution and its direct implications on bacterial transport in a karst spring during a heavy rain episode. In addition, the usefulness of continuous monitoring strategies of such parameters for the development of a telemetry/remote system to prevent the contamination in springs intended for human consumption is analyzed.

Key-words: karst, turbidity, early-warning, drinking water, Ubrique.

Geogaceta, 74 (2023), 63-66
<https://doi.org/10.55407/geogaceta98625>
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

En el presente trabajo se ha investigado con detalle un episodio de crecida en un manantial kárstico destinado al abastecimiento de Ubrique (Serranía de Grazalema, provincia de Cádiz). Para ello se ha aplicado un conjunto de técnicas examinadas a la caracterización del transporte de sedimento y de la presencia de *Escherichia coli* como indicador de contaminación fecal. Los resultados muestran las variaciones temporales de parámetros físico-químicos, la distribución de partículas y sus implicaciones directas en el transporte de bacterias en un manantial kárstico durante un episodio de lluvia intensa. Además, se analiza la utilidad del control continuo de dichos parámetros para el desarrollo de un sistema de medida y envío remoto de datos con el fin de prevenir la contaminación en manantiales destinados al consumo humano.

Palabras clave: karst, turbidez, alerta temprana, agua potable, Ubrique.

Fecha de recepción: 24/02/2023
Fecha de revisión: 20/04/2023
Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

Los acuíferos kársticos se han aprovechado históricamente para el suministro de agua potable (Stevanović, 2019). Este tipo de formaciones presentan una elevada vulnerabilidad a la contaminación debido a la presencia de una red de fracturas y conductos kársticos que favorece la circulación de las aguas subterráneas (Goldscheider y Drew 2007). La movilización de sedimentos es bien conocida en el karst y provoca variaciones de turbidez en el agua de los manantiales. Además, las partículas en suspensión actúan como vector de transporte de bacterias durante episodios de lluvia intensa (Mahler et al., 2000), por lo que su presencia en captaciones destinadas al abastecimiento puede tener implicaciones directas para la salud.

Actualmente, los Sistemas de Alerta Temprana (SAT) abarcan un conjunto de técnicas diseñadas para optimizar y proteger la captación de agua en manantiales o sondeos (Grayman et al., 2001). Sin

embargo, la elección de los parámetros óptimos que permitan detectar de forma rápida y fiable la posible llegada de agua subterránea contaminada a un punto de captación depende de las fuentes de contaminación y de las características hidrogeológicas del sistema.

El objetivo del trabajo es la caracterización preliminar de los procesos relacionados con la movilización de sedimento y sus implicaciones en la actividad bacteriológica del agua del manantial. Para ello se analiza uno de los eventos de lluvia que provocó respuesta hidrodinámica con turbidez asociada en una de las principales surgencias (Cornicabra de la Sierra de Ubrique (Cádiz). Con ello se valorará el interés de la turbidez y distribución de partículas como parámetros de alerta temprana frente a la contaminación de acuíferos kársticos.

Área de estudio

El acuífero de la Sierra de Ubrique (Fig. 1), ubicado dentro de los límites del Parque

Natural Sierra de Grazalema (Cádiz), constituye un sistema kárstico formado por dos macizos montañosos (sierras del Caíllo y de Ubrique) de orografía pronunciada (de 317 a 1395 m s.n.m.).

El régimen climático del área es de tipo mediterráneo-húmedo y el período de lluvias comprende principalmente otoño y primavera. La precipitación media anual es 1348 mm (período 2012/13 a 2017/18, Sánchez et al., 2018).

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio se encuentra en la Zona Externa de la Cordillera Bética (Martín-Algarra, 1987). Las formaciones geológicas que definen el basamento del acuífero son arcillas, areniscas y rocas evaporíticas del Triásico Superior (Keuper). Las principales litologías permeables son dolomías (Jurásico inferior) y calizas (Jurásico medio-superior) con un espesor de varios centenares de metros (hasta 500 m). Sobre ellas, afloran margas y margocalizas del Cretácico-Paleógeno. Finalmente, sobre la secuencia de materiales mesozoicos cabalgan formacio-

nes terciarias del denominado Complejo de Flysch del Campo de Gibraltar.

La estructura geológica se caracteriza por pliegues anticlinales de charnela plana, con dirección NE-SO, y sinclinales estrechos afectados por fallas inversas, a partir de las cuales se desarrollaron cabalgamientos con vergencia hacia el NNO (Fig. 1).

La recarga del acuífero se produce principalmente por infiltración directa (recarga difusa) de agua de lluvia sobre afloramientos permeables (26 km²), pero también a partir del agua de escorrentía de cuencas endorreicas asociadas a sumideros (recarga concentrada, 3 km²; Fig. 1), como es el caso de la sima de Villaluenga del Rosario (Marín et al., 2021). La densa fracturación de las calizas, junto con la elevada pluviometría, han favorecido el desarrollo de formas exokársticas, lo que conlleva una elevada tasa de infiltración. La aplicación de técnicas de trazadores artificiales en la zona de estudio permitió verificar la conexión hidrogeológica entre varios puntos de infiltración ubicados en el área de recarga (sumideros y simas) y los principales manantiales (Martín-Rodríguez et al., 2022). La descarga se produce hacia el borde occidental de los afloramientos carbonáticos, a través de dos manantiales permanentes situados en el casco urbano de Ubrique (Cornicabra y Algarrobal, 349 y 317 m s.n.m., respectivamente). Existen, además, otros manantiales de régimen intermitente (Garciago, 422 m s.n.m. y Arroyo Seco 352-521 m s.n.m., Fig. 1).

Materiales y métodos

El control continuo de parámetros físico-químicos se ha llevado a cabo entre los días 19 de enero y 1 de febrero de 2021 mediante la instalación de un sensor para la medida de la altura de lámina de agua con compensación barométrica Odyssey® (Dataflow Systems LTD, Nueva Zelanda) y de un fluorímetro portátil GGUN® FL30 (Albilá, Suiza), con termómetro y conductímetro incorporado, para la medida de temperatura, conductividad eléctrica y turbidez del agua.

Durante el periodo mencionado anteriormente, cada dos días, se han tomado medidas puntuales de la temperatura del agua subterránea, conductividad eléctrica (WTW Cond 3110, Xylem™, EEUU) y turbidez (2100Qis, HACHT™, EEUU) para la calibración del registro continuo. Se han recogido manualmente muestras para la determinación de la actividad de *Escherichia coli* (*E. coli*) mediante el sistema de

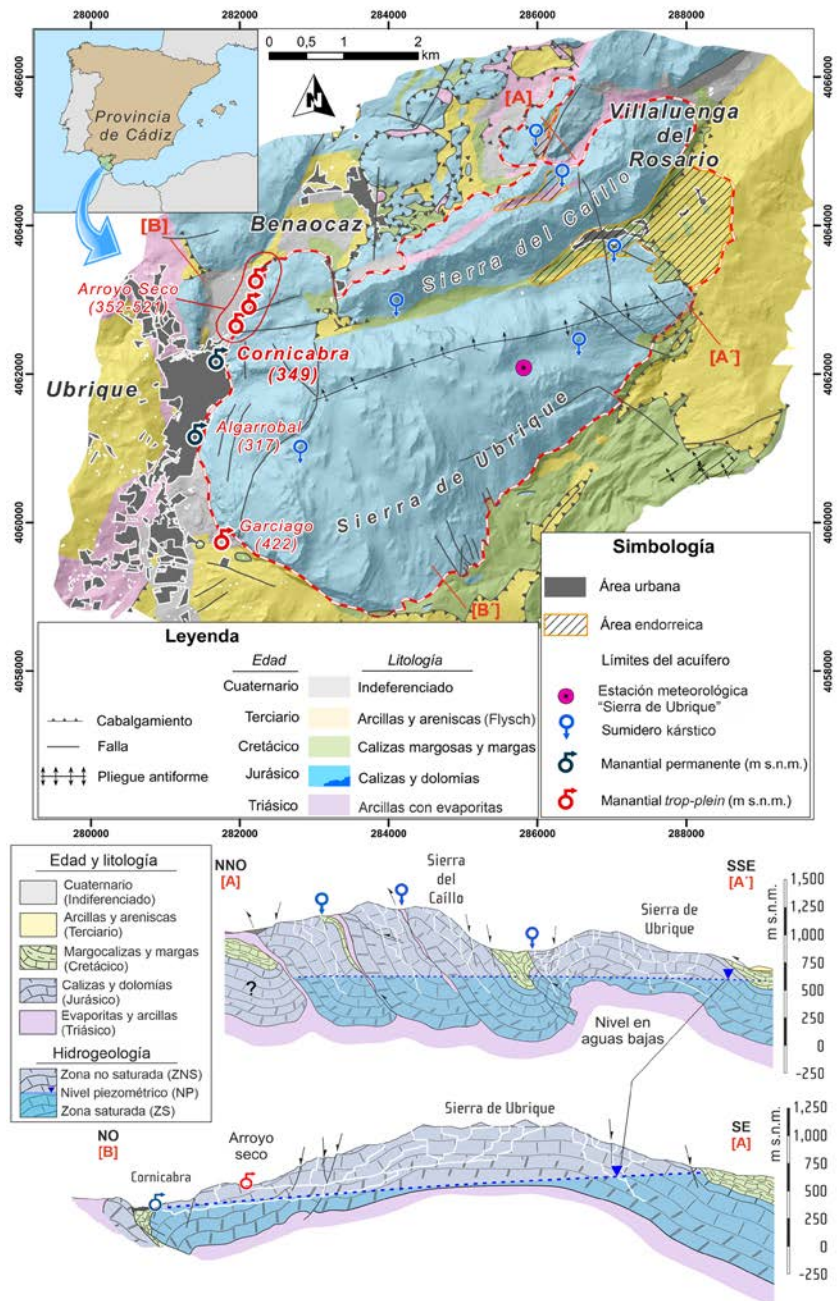


Fig. 1.- Localización de la zona de estudio, esquema geológico del acuífero de la Sierra de Ubrique y cortes hidrogeológicos.

Fig. 1.- Geological setting of Sierra de Ubrique aquifer and hydrogeological cross-sections.

cultivo Colisure (IDEXX™, EEUU). El uso del automuestreador ISCO 3700 (Teledyne™, EEUU) ha permitido tomar muestras con una periodicidad de 4 horas, para medir posteriormente el número y distribución de tamaños de partículas con un contador PCSS fluid lite (Markus Klotz® GmbH, Alemania).

Resultados

Actividad bacteriana

Durante el evento de precipitación estudiado, se obtuvieron 5 muestras (A

a E, Tabla I) para la determinación de *E. coli*. La tabla I muestra los valores de *E. coli* obtenidos, en Unidades Formadoras de Colonias (UFC), y los valores normalizados de los parámetros medidos (redimensionados entre 0 -color blanco- para el mínimo y 1 -color rojo- para el máximo) de los parámetros medidos (caudal -Q-, temperatura -T-, conductividad eléctrica -CE- y turbidez) y distribución de tamaños de partículas.

Los resultados evidencian mayor actividad bacteriana (105 y 74 UFC) en las muestras con valores máximos de turbidez y partículas, especialmente entre 1 y

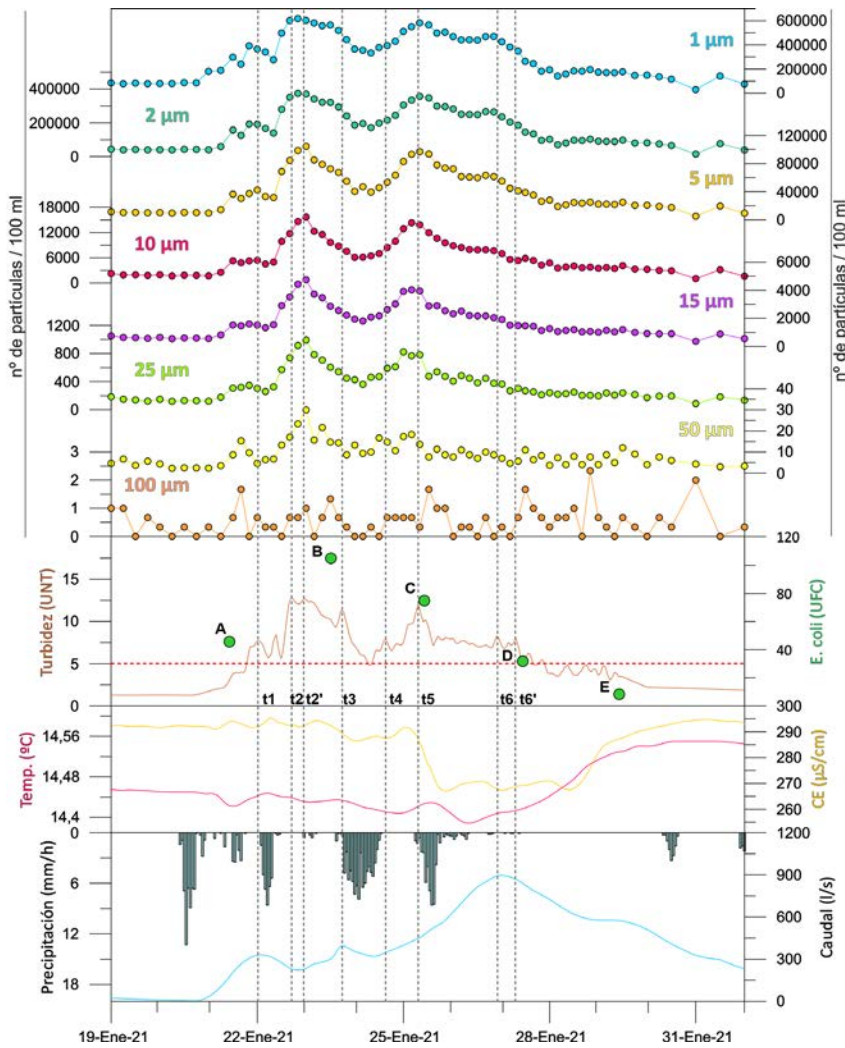


Fig. 2.- Series temporales del evento de precipitación y respuestas asociadas en el manantial de Cornicabra. La línea de puntos roja indica el máximo legal de turbidez recogido en el RD 140/2003.

Fig. 2.- Time series of the precipitation event and the associated responses in Cornicabra spring. The red dotted line indicates the legal maximum turbidity included in RD 140/2003.

25 μm (B y C, Tabla I). Valores bajos de la actividad de *E. coli* coinciden con máximos de caudal y mínimos de CE y T. En cambio, la muestra con la actividad bacteriana más baja (8 UFC) muestra valores mínimos de partículas (hasta 25 μm , D y E, Tabla I). Destaca el valor de *E. Coli* de la muestra A (46 UFC), más elevado que el medido en la muestra E, pero con menor turbidez.

Análisis de series temporales

Durante el período de estudio se acumularon 245 mm de lluvia en la estación de la Sierra de Ubrique (1023 m s.n.m. (Fig. 1), distribuidos en cuatro episodios que produjeron la recarga del acuífero (Fig. 2). En el primero se registró la máxima intensidad de precipitación (13 mm/hora), mientras que el tercero tuvo la mayor duración, 23 horas. Los efectos de la lluvia provocaron un rápido aumento de caudal, desde 30 hasta 330 l/s en

24 horas (22 de enero). Posteriormente, se registraron tres picos de caudal con valores en torno a 400, 900 y 600 l/s, respectivamente, a los 2, 5 y 8 días del primer pico (Fig. 2).

La conductividad eléctrica presenta valores próximos a 290 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con cuatro máximos relativos (en torno a 295 $\mu\text{S}/\text{cm}$) previamente a una disminución hasta 270 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (durante 48 horas), como consecuencia del tercer pulso de recarga (Fig. 2).

La turbidez presenta una rápida respuesta en las 24 horas desde el inicio del incremento de caudal y aumenta hasta 8 UNT (t1, Fig. 2). El registro muestra sus máximos en dos instantes sucesivos, (t2 y t2', Fig. 2) inmediatamente después del segundo episodio de lluvia. Los mayores valores de *E. coli* se observan en dos muestras durante el intervalo de turbidez >10 UNT (B y C, Fig. 2). A partir del instante t5, se observa un descenso de la CE y múltiples picos de turbidez, entre 8 y

5 UNT (t6 y t6'). La actividad de *E. coli* disminuye hacia el final del evento (E, Fig. 2).

La figura 2 muestra la distribución temporal de tamaño de partículas en ocho clases (1, 2, 5, 10, 15, 25, 50 y 100 μm , respectivamente). Se observan variaciones similares entre ellas y el registro de turbidez, excepto la clase de 100 μm (Fig. 2). El número máximo de partículas aumenta al disminuir tamaño de las mismas. La detección de partículas con tamaños superiores a 25 μm fue notablemente inferior que los demás tamaños de partículas y muestran menor sensibilidad al pico de turbidez t6 (Fig. 2). Se aprecia un aumento de las partículas, especialmente notable en las inferiores a 5 μm , conforme aumenta la descarga del manantial en los primeros instantes de la crecida.

	Muestra					UFC
	A	B	C	D	E	
<i>E. coli</i>	46	105	74	32	8	
Q	0	0,19	0,45	1	0,60	
T	0	0,15	0,09	0	1	
CE	1	0,94	0,51	0	0,73	
Turbidez	0	1	0,96	0,41	0,13	
1 μm	0,31	0,99	1	0,22	0	Valores normalizados
2 μm	0,24	0,89	1	0,19	0	
5 μm	0,17	0,69	1	0,20	0	
10 μm	0,15	0,71	1	0,22	0	
15 μm	0,19	0,98	1	0,16	0	
25 μm	0,19	1	0,65	0,08	0	
50 μm	0,14	1	0	0,48	0,62	
100 μm	0	0,67	1	1	0	

Tabla I.- Relación entre *Escherichia coli* y valores normalizados de parámetros físico-químicos y distribución de partículas en cinco instantes del evento de crecida (véase posición de las muestras en la figura 3).

Table I.- Relationship between *Escherichia coli* and normalized values of physical-chemical parameters and particle size distribution at five instants of the flooding event (see position of samples in figure 3).

Discusión

En respuesta a los eventos de precipitación de máxima intensidad del período estudiado se produjeron máximos de caudal de 300-500 l/s y elevada turbidez y actividad de *E. coli* (t1 a t5; Figs. 2 y 3). Durante los instantes iniciales de la crecida, la detección de bacterias es apreciable (A, Tabla I) aun cuando la turbidez no supera el umbral máximo de 5 UNT establecido en el RD 140/2003. Esta situación implicaría un riesgo para la

salud humana si el agua subterránea llegase a ser incorporada a la red de abastecimiento.

La presencia de *E. coli* se asocia con la llegada de flujos de recarga concentrada generados por escorrentía superficial, dado que la supervivencia de estos microorganismos en el interior del sistema es limitada (Pronk *et al.*, 2007). Así, el pico simultáneo de turbidez y caudal (t1, Fig. 3) en el manantial de Cornicabra se explica como resultado de la rápida circulación de las aguas infiltradas en sumideros y simas (con alta carga bacteriana). Esto produce el rápido aumento de turbidez y la entrada de partículas (sedimentos) desde el exterior del sistema.

Inmediatamente después del quinto pico significativo de turbidez (t5, >10 NTU; Figs. 2 y 3), se observa una disminución de la CE, turbidez y *E. coli*, coincidiendo con el aumento de caudal registrado en el manantial, de 600 a 900 l/s. El penúltimo pico significativo de turbidez (t6, 8 NTU) se produce a la par que el máximo caudal registrado. El descenso de la turbidez y la menor proporción de partículas en suspensión (por cada 100 ml), coincidiendo con la menor conductividad eléctrica del agua, se interpreta como consecuencia de la dilución y el posterior descenso de carga hidráulica del sistema, lo que contribuye a la decantación de las partículas (Fig. 3).

Los picos de turbidez t1, t3 y t6 coinciden con los de caudal, lo que sugiere un proceso simultáneo de aumento de la turbidez asociado a la entrada de recarga concentrada. Por otro lado, los picos t2, t2', t4, t5 y t6' coinciden con mínimos relativos o incrementos de caudal y se podrían relacionar con la movilización de sedimento para-autoctono en el interior del sistema (introducido durante eventos previos de crecida).

Esta relación no lineal entre la carga hidráulica y el transporte de sedimento se aprecia en la figura 3. La movilización de partículas que genera la turbidez en el agua del manantial de Cornicabra muestra un rápido aumento de los tamaños de 1-2 μm , entre 5 y 8 NTU (con detección de bacterias asociada), directamente ligado al aumento de la descarga del sistema (Fig. 3). Frank *et al.*, (2018) observaron un comportamiento similar en el manantial de Sagebach, principal punto de drenaje del acuífero kárstico de Gottesacker (Alpes austríacos), en el que se reconocen abundantes formas exokársticas de infiltración preferencial, aunque de pequeña entidad. Sin embargo, estos autores contabilizaron valores de distribución de partículas y *E.*

coli inferiores para niveles similares de turbidez, si se comparan con los resultados obtenidos por Pronk *et al.*, (2007) y la presente investigación. En estos estudios registraron, a su vez, valores máximos de caudal significativamente inferiores a los presentados en este trabajo. En concreto, el estudio de Pronk *et al.*, (2007), desarrollado en el principal punto de drenaje del sistema kárstico de Yverdon (Jura, Suiza), presentó el menor caudal máximo (120 l/s) y la mayor actividad bacteriana (1200 UFC) durante un episodio de crecida. En dicho artículo se destaca la presencia de un sumidero kárstico activo, de dimensiones significativas, en el que se llegó a infiltrar caudal máximo de 600 l/s.

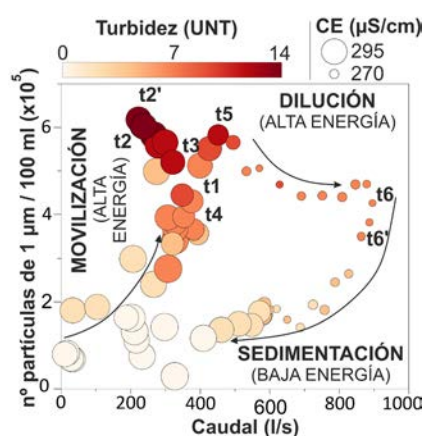


Fig. 3.- Procesos de movilización de sedimento representados en función del caudal y de las partículas de 1 μm .

Fig. 3.- Sediment mobilization processes represented as function of spring discharge and 1 μm particles.

Conclusiones

En este trabajo se presenta una caracterización preliminar de los procesos que determinan el transporte de partículas (sedimentos) en el acuífero estudiado y se plantean, de manera incipiente, hipótesis sobre el origen de la turbidez en un contexto dual de los procesos de recarga (difusa vs concentrada).

Se ha demostrado que existe relación entre la presencia de turbidez y la actividad bacteriana en el agua del manantial de Cornicabra. Así, el uso combinado de turbidez y distribución de partículas, junto con otros parámetros del agua y la actividad bacteriana es esencial para establecer las medidas de prevención adecuadas en captaciones de agua destinadas al consumo humano.

Contribución de los autores

Jaime Fernández Ortega se ha encar-

gado de la adquisición de datos y resultados, primera redacción del texto y elaboración de figuras. José Francisco Martín Rodríguez ha contribuido a la elaboración del mapa y cortes geológicos. Juan Antonio Barberá y Bartolomé Andreo han contribuido a la financiación y coordinación del proyecto de investigación, así como a la revisión científica de este manuscrito.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución del grupo de investigación RNM-308 del PAIDI de la Junta de Andalucía. Ha sido financiado por el proyecto europeo KARMA (*Karst Aquifer Resources availability and quality in the Mediterranean Area* – ANR-18-PRIM-0005), a través del Programa Conjunto Internacional del Ministerio de Ciencia e Innovación (PCI2019-103675) y por el proyecto PID2019-111759RB-I00.

Referencias

- Frank, S., Goeppert, N. y Goldscheider, N., (2018). *Science of the Total Environment* 615,1446–1459. <https://doi.org/jxtb>
- Goldscheider, N. y Drew, D. (2007). En: *IAH International Contributions to Hydrogeology* 26. CRC, Boca Raton, FL
- Grayman, W.M., Deininger, R.A., y Males, R.M. (2001). AWWA Res. Fdn, Denver.
- Mahler, B.J., Person, J., Lods, G. y Drogue, C. (2000). *Journal of Hydrology* 238, (3–4), 17993. <https://doi.org/dcd8gz>
- Marín, A.I., Martín-Rodríguez, J.F., Barberá, J.A., Fernández-Ortega, J., Mudarra, M., Sánchez, D., Andreo, B., (2021). *Hydrogeology Journal* 29, 379–396. <https://doi.org/gpxnmk>
- Martín-Algarra, M. (1987). *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y Externas de la Cordillera Bética*. PhD Thesis, University of Granada, Spain, 1171 pp
- Martín Rodríguez, J.F., Mudarra, M., Andreo, B., 2022. Contribución ID: 142, Poster *Eurokarst Conference*, Málaga, España, junio 2022
- Pronk, M., Goldscheider, N., Zopfi, J., 2007. *Environmental Science Technology* 41(24),8400–8405. <https://doi.org/c5cth3>
- Sánchez, D., Barberá, J.A., Mudarra, M., Andreo, B. y Martín-Rodríguez, J.F. (2018). *Geol Soc London Spec Publ* 466:275–293. <https://doi.org/jxtd>
- Stevanović, Z. (2019). *Environmental Earth Sciences* 78, 662. <https://doi.org/jxtc>

Análisis de la interacción entre el acuífero aluvial del río Guadiaro y los sistemas hidrológicos de su desembocadura

Analysis of the interaction between the Guadiaro-River alluvial aquifer and the hydrological systems at its mouth

Alejandro Millán Madrid^{1*}, José Manuel Gil Márquez¹ y Bartolomé Andreo Navarro¹

¹ Centro de Hidrogeología y Departamento de Geología de la Universidad de Málaga. Facultad de Ciencias. 29071, Málaga
ale.mm@uma.es; jmgil@uma.es; andreo@uma.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The alluvial aquifer of the Guadiaro, Genal and Hozgarganta rivers, located in the western part of the Mediterranean coast, is made up of recent alluvial deposits and old fluvial terraces that occupy the meadows of these rivers. Near the Guadiaro river mouth, the Torreguadiaro lagoon exists and an estuary of great ecological value is formed where the fluvial-tidal dynamics play a key role. To clarify the hydrological and hydrogeological interactions, occurring between the different systems, temperature and water level sensors have been installed at several points to record continuous measurements of such variables. The results of the time series analysis, based on spectral and cross-correlation analyses, corroborate the clear tidal influence on the hydrodynamics of the the Guadiaro river stuary and the alluvial aquifer, and also show an interaction between the latter and the Torreguadiaro lagoon.

Key-words: alluvial aquifer, Guadiaro River, Torreguadiaro lagoon, tidal influence.

Geogaceta, 74 (2023), 67-70
<https://doi.org/10.55407/geogaceta98447>
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

El acuífero aluvial de los ríos Guadiaro, Genal y Hozgarganta, situado en la zona occidental del litoral mediterráneo andaluz, está constituido por los depósitos aluviales recientes y las terrazas fluviales que ocupan las vegas de dichos ríos. En el sector de la desembocadura se encuentra la laguna de Torreguadiaro y existe un estuario donde la dinámica fluvio-mareal juega un papel clave. Para esclarecer las interacciones hidrológicas e hidrogeológicas que se dan entre los distintos sistemas, se han instalado sensores de registro continuo de la temperatura y del nivel de lámina de agua en varios puntos. Los resultados de los análisis correlatorio cruzado y espectral aplicado a las series temporales corroboran la influencia mareal sobre el estuario del río Guadiaro y el acuífero aluvial, y ponen de manifiesto la interacción entre este último y la laguna de Torreguadiaro.

Palabras clave: acuífero aluvial, río Guadiaro, laguna de Torreguadiaro, influencia mareal.

Fecha de recepción: 13/02/2023
Fecha de revisión: 20/04/2023
Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

El acuífero aluvial de los ríos Guadiaro, Genal y Hozgarganta se sitúa en el sector occidental del litoral mediterráneo andaluz, entre las provincias de Cádiz y Málaga (Fig. 1). Tradicionalmente, en los valles de dichos ríos se ha concentrado una importante actividad agrícola, que ha crecido en las últimas décadas (Castillo Rodríguez, 2011). Además, en los últimos años se ha producido una transición desde cultivos de cítricos hacia frutales subtropicales. Todo ello acarrea un considerable aumento en el consumo de agua destinado al regadío.

El acuífero aluvial de los ríos Guadiaro, Genal y Hozgarganta está constituido por los depósitos aluviales recientes y por antiguas terrazas fluviales, de edad Cuaternario, que ocupan las vegas de dichos ríos (IGME, 1982). El acuífero, de 60 km² de extensión, está formado por arenas,

gravas, limos y arcillas y sus límites están marcados principalmente por el contacto con los materiales impermeables del Flysch del Campo de Gibraltar (Fig. 1). Al sureste, limita con el mar Mediterráneo y al suroeste con el acuífero plioceno de Sotogrande, formado por arenas y areniscas. Este último podría descargar parte de sus recursos hacia el acuífero cuaternario (IGME, 1982 y Gollonet y Rodríguez, 2005).

La anchura de los depósitos aluviales es muy variable, aunque no suele superar los 600 m (Morales-García, 2007). El espesor del acuífero cuaternario aumenta hacia la desembocadura del río Guadiaro, donde alcanza más de 50 m. Se trata de un acuífero muy permeable y transmissivo, con el nivel piezométrico próximo a la superficie, lo que lo hace muy vulnerable a la contaminación, dada la escasa zona no saturada que presenta y las actividades antrópicas que sobre él se desarrollan.

La desembocadura del río Guadiaro da lugar a la formación de un estuario de gran interés ecológico. En sus inmediaciones se encuentran las lagunas de Torreguadiaro y del Estuario (Fig. 1), claves en los flujos migratorios de aves (Muñoz-Pérez *et al.*, 2000). En las últimas décadas, este entorno ha sido objeto de severas transformaciones, debido a la creación del puerto deportivo de Sotogrande (Fig. 1) y al crecimiento urbanístico ligado al turismo. Todo ello ha supuesto un cambio en el régimen sedimentario del estuario, donde la dinámica fluvio-mareal juega un papel clave sobre los sistemas hidrológicos de la zona.

El objetivo de este trabajo es identificar y valorar la intensidad de las interacciones hidrogeológicas existentes entre los distintos sistemas hidrológicos de la desembocadura del río Guadiaro (Fig. 1) a partir del tratamiento estadístico de series temporales de nivel de agua y tem-

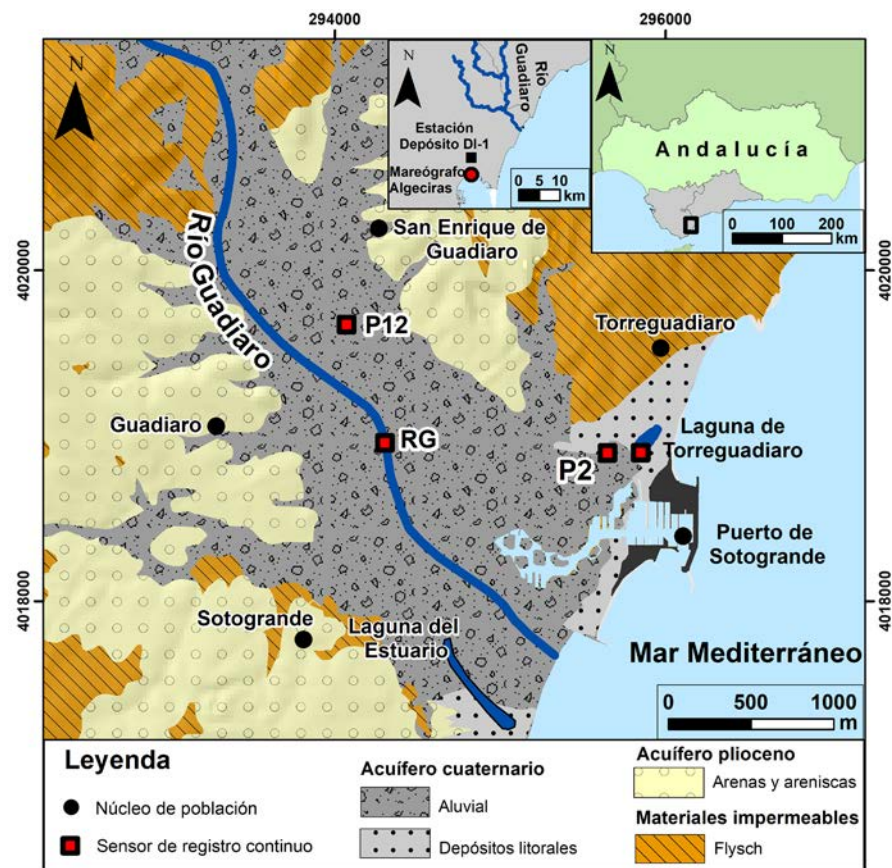


Fig. 1.- Localización geográfica del área de estudio. Se muestran los acuíferos existentes en este sector, así como la ubicación de los sensores de registro continuo. Ver figura en color en versión web.

Fig. 1.- Geographical location of the study area, showing the different aquifers that exist in this sector and their boundaries, as well as the location of the data loggers. See color figure on web.

peratura en diferentes puntos de agua subterránea y superficial (mar Mediterráneo, río Guadiaro y humedal).

Metodología

Se han instalado sensores de medida y registro continuo (*Odyssey® Depth/Temperature Logger*) en dos puntos del acuífero aluvial (P2 y P12), en el cauce del río Guadiaro (sector de la desembocadura; RG) y en la laguna de Torreguadiaro (Fig. 1) para controlar, con periodicidad horaria, las variaciones de lámina de agua y temperatura. Con objeto de contrastar los datos obtenidos por los equipos se han realizado medidas puntuales de nivel piezométrico en P2 y P12 y de altura de lámina de agua en el río y en el humedal.

Los puntos P2 y P12 son dos pozos de gran diámetro situados en el acuífero aluvial del río Guadiaro, a una distancia de la línea de costa de 400 m y 2100 m, respectivamente. Estos pozos no se usan actualmente por lo que las variaciones de su nivel piezométrico no están condicionadas por extracción de agua mediante

bombeo. Además, son representativos de zonas del acuífero situadas a distinta distancia de la línea de costa. Las series temporales tienen una duración comprendida entre el 11 de agosto de 2022 y el 20 de octubre de 2022, fecha en la que se realizó la última descarga conjunta de datos.

Con el fin de comparar los registros obtenidos en los puntos de control frente a la oscilación mareal se han utilizado los datos registrados en el mareógrafo de Algeciras, localizado en el puerto homónimo (Fig. 1). Estos datos están disponibles en la web de Puertos del Estado (www.puertos.es). Para identificar posibles efectos de la evaporación sobre la lámina de agua del humedal y ante la falta de disponibilidad de datos horarios de este parámetro, se han utilizado los datos de temperatura del aire de la estación número 7 (Depósito DI-1) del SAIH HIDROSUR, situada 15 km al SO de la desembocadura del río Guadiaro (Fig. 1). En investigaciones previas (Nieto, 2020) bajo condiciones similares se ha aplicado la misma metodología ya que la temperatura es uno de los principales factores de los que depende la evaporación.

A todas las series temporales se les ha realizado un análisis espectral simple, que permite identificar frecuencias correspondientes a periodicidades promedios. Con el fin de establecer posibles relaciones entre una serie de datos de entrada (causa) y otra de salida (efecto) se han realizado varios análisis correlatorios cruzados entre los distintos registros disponibles. La ventana de observación que se ha utilizado para estos análisis es de 300 horas. Tanto los análisis espectrales simples, como los correlatorios cruzados han sido elaborados con el *software* de acceso libre Trasero 2.1 (Padilla y Delgado, 2013).

Resultados

En la figura 2 se muestra la altura de lámina de agua registrada por los sensores, así como la evolución del nivel del mar. Se puede observar el registro completo disponible (Fig. 2A), y el periodo que corresponde a una semana (entre los días 21 y 28 de septiembre; Fig. 2B) en el que se aprecian las evoluciones de forma más detallada. Se ha seleccionado este periodo debido a que se produce un ascenso generalizado de los niveles.

Los mayores rangos de amplitud de lámina de agua se registran en el nivel del mar y del río Guadiaro, con variaciones de 121 y 92,5 cm, respectivamente. Por el contrario, la altura de la lámina de agua en la laguna de Torreguadiaro es la que presenta una amplitud menor, con una variación de 16 cm, mientras que los puntos P2 y P12 muestran variaciones de 25,5 y 18,2 cm, respectivamente.

Se puede apreciar que la periodicidad mareal semidiurna, que presenta máximos y mínimos característicos cada 12 horas, se refleja claramente en el nivel del acuífero cuaternario (P2) y del río Guadiaro (Fig. 2A y 2B), lo que sugiere una notable influencia del mar sobre estos puntos.

La evolución de la lámina de agua de la laguna de Torreguadiaro presenta cierta correspondencia con el nivel del mar y del acuífero cuaternario en P2. No obstante, parece guardar más relación con los ciclos mareales mensuales (Fig. 2A), dado que las variaciones intradiarias que se registran en el nivel de la laguna son de menor magnitud (Fig. 2B). Los cambios piezométricos interdiarios observados en el pozo P2 tardan en verse reflejados en la lámina de agua del humedal.

En el registro del pozo P12 también se puede apreciar una evolución con algu-

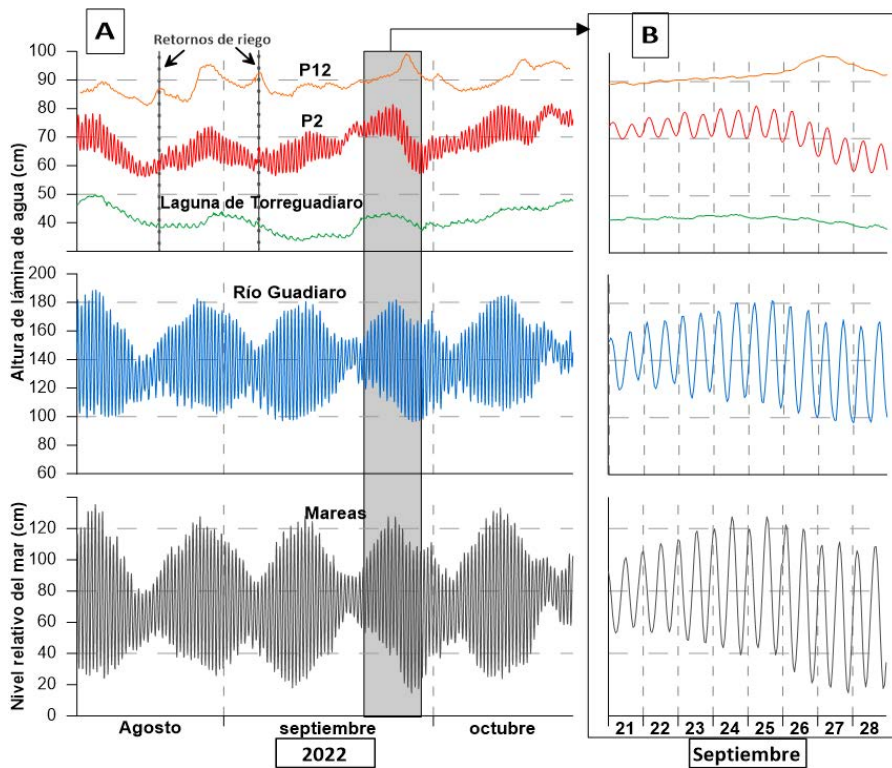


Fig. 2.- Evolución de la altura de lámina de agua de los distintos sistemas hidrológicos e hidrogeológicos que conforman el área del bajo Guadiaro. Período A) completo. B) comprendido entre el 21 y 28 de septiembre. Ver figura en color en versión web.

Fig. 2.- Evolution of the water stage/table at different hydrological and hydrogeological systems in the lower Guadiaro area. Period A) Complete. B) from September 21 to 28. See color figure on web.

nas similitudes a las series temporales de P2 y del río Guadiaro (Fig. 2A), por lo que existe cierta influencia mareal desfasada, aunque la señal intradiaria que se observa es muy tenue (Fig. 2B). No obstante, este pozo podría estar influenciado por retornos de riego ya que durante los trabajos de campo se han observado riegos por inundación en los cultivos adyacentes y presenta ascensos marcados del nivel de agua que no se observan en el resto de puntos de control (Fig. 2A), ni se relacionan con eventos de precipitación.

Los análisis espectrales realizados a las distintas series de datos (Fig. 3) ponen de manifiesto que los registros del río Guadiaro y del acuífero cuaternario en P2 presentan señales periódicas muy acentuadas a las 12 horas, características de las mareas semidiurnas, lo que corrobora la influencia del mar Mediterráneo sobre estos puntos. En la laguna de Torreguadiaro se detecta un pico de frecuencia a las 24 horas que coincide con la señal de la temperatura del aire (Fig.3) y, por tanto, podría guardar relación con la evaporación. La señal de las mareas (12 horas) apenas se refleja en la lámina de agua del humedal pese a su cercanía a la línea de costa. En estudios previos realizados en humedales costeros (Fernández-Ayuso

et al., 2019) tampoco se pudo constatar el efecto de las mareas sobre las lagunas cercanas mediante este tipo de análisis. Sin embargo, Nieto (2020) sí detectó la influencia mareal en humedales situados en acuíferos costeros.

Los resultados del análisis espectral del nivel piezométrico del acuífero cuaternario (P12) muestran una tenue señal a las 12 horas (Fig. 3), que está ligada una vez más a la periodicidad de las mareas semidiurnas (Fig. 2B).

Los resultados de los análisis correlatorios cruzados (Fig. 4) entre las mareas (señal de entrada) y el nivel del agua en el río Guadiaro y el acuífero aluvial (en P2) corroboran la influencia de las mareas sobre estos sistemas, con valores máximos del coeficiente de correlación (r_{xy}) de 0,97 y 0,66 y un retardo de 2 y 4 horas, respectivamente. También se observa una correlación significativa ($r_{xy}=0,68$) entre el río Guadiaro y el punto P2, con un retraso de 1 hora. Esto se podría deber a que las mareas penetran directamente por el estuario del río Guadiaro y posteriormente se propagan hacia el acuífero.

El correlograma cruzado realizado entre el nivel piezométrico en el acuífero aluvial en P2, como señal de entrada, y el nivel de agua de la laguna de Torreguadiaro,

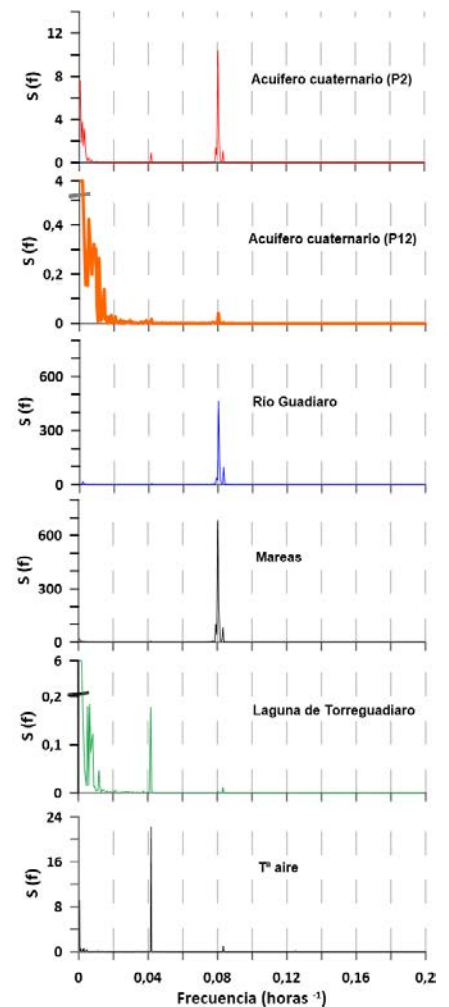


Fig. 3.- Resultados de los análisis espectrales realizados a las series temporales de datos de nivel piezométrico del acuífero cuaternario (P2 y P12), río Guadiaro, laguna de Torreguadiaro, mareas y temperatura del aire. El eje X muestra la frecuencia de la señal periódica en horas⁻¹ y el eje Y representa la densidad espectral-S(f).

Fig. 3.- Results of the spectral analysis of the time series of the quaternary aquifer (P2 and P12), Guadiaro river, Torreguadiaro wetland, tides and air temperature. The X-axis shows the frequency of the periodic signal in hours⁻¹ and the Y-axis represents the spectral density-S(f).

como señal de salida, muestra un coeficiente de correlación (r_{xy}) de 0,57, aunque con un retardo de 42 horas. Ello podría indicar que el humedal estaría recibiendo aportes subterráneos del acuífero cuaternario. Esta correlación no se detecta si se utiliza la serie temporal de mareas o de altura del nivel del agua en el río Guadiaro como señal de entrada. El retardo en la respuesta podría tener su origen en una menor transmisividad del medio en el entorno de la laguna, posiblemente como consecuencia de la acumulación de sedimentos finos en su cubeta. De ahí que la señal intradiaria de las mareas se atenúe antes de llegar al humedal y no se vea reflejado en este el pico de frecuencia espectral asociado a 12 h.

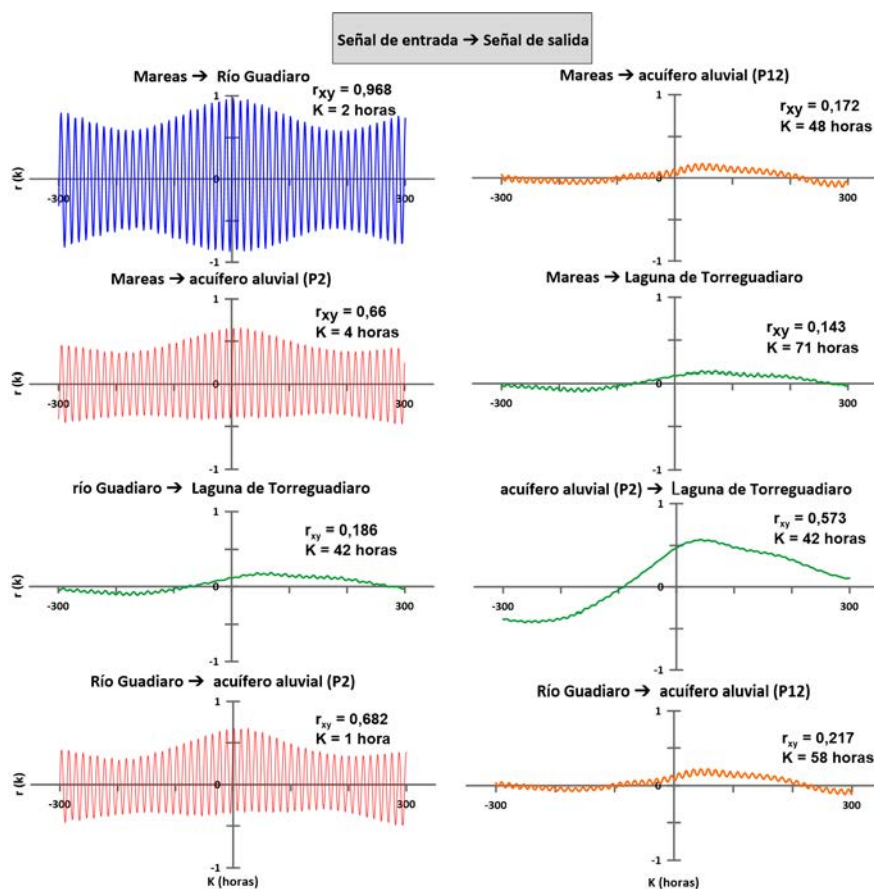


Fig. 4.- Resultados de los análisis de correlatorio cruzado entre las series temporales de mareas, temperatura del aire y altura de lámina de agua en el acuífero (P2 y P12), río Guadiaro y laguna de Torreguadiaro. En la zona superior derecha de cada gráfico se muestran los correspondientes valores máximos de r_{xy} (coeficiente de correlación) y de k (paso de tiempo en horas).
 Fig. 4.- Results of the cross-correlation analysis between the time series of tides, air temperature and water table in the aquifer (P2 and P12), and water stage in the Guadiaro river and the Torreguadiaro lagoon. In the upper right area of each graph is shown the corresponding maximum values of r_{xy} (correlation coefficient) and the k (time step in hours).

El punto P12 del acuífero aluvial no muestra correlación con el resto de series de datos (Fig. 4), lo que podría deberse a su mayor distancia a la línea de costa y a la posible afección de los retornos de riego.

Conclusiones

A partir de los resultados obtenidos de los análisis realizados a las series temporales de datos de altura de lámina de agua de los distintos sistemas que conforman el sector de desembocadura del río Guadiaro, se corrobora la destacada influencia que ejerce sobre ellos el mar Mediterráneo.

El acuífero cuaternario en el pozo P2 y el estuario del río Guadiaro muestran respuestas significativas de nivel de lámina de agua a las variaciones mareales de tipo semidiurno (Fig 2B) e interdiario (Fig. 2A). Esto se ha corroborado mediante los resultados de los análisis espectrales y correlatorios cruzados. El río Guadiaro y el punto P2 también presentan una buena correlación entre sí, lo que sugiere que la onda mareal se podría transmitir desde el estuario hacia

el acuífero, aunque dada la escasa distancia que separa a P2 de la línea de costa, posiblemente también reciba influencia mareal directamente desde el mar. En el punto P12 se ha detectado cierta influencia de las mareas, aunque algo desfasada (Fig. 2A). Esta influencia se ha observado en la señal intradiaria (Fig. 2B) y en el análisis espectral (Fig. 3), aunque de forma muy atenuada.

La evolución limnimétrica de la laguna de Torreguadiaro parece estar relacionada con la piezometría del acuífero cuaternario, del que recibiría aportes subterráneos. Pese a su situación geográfica, no se ha constatado la influencia de las mareas semidiurnas sobre el humedal. Esto posiblemente sea debido a la presencia de sedimentos finos en el fondo de la cubeta que amortiguan la señal de la onda mareal.

No obstante, este sector se está investigando actualmente por lo que se espera precisar aún más las relaciones existentes entre los distintos sistemas hidrológicos utilizando diversas metodologías, con una red de monitorización más completa y un periodo de estudio más amplio.

Contribución de los autores

La instalación de equipos, la toma de medidas en campo y la elaboración de mapas y gráficos e interpretaciones preliminares han sido realizadas por A. Millán, investigador predoctoral. J.M. Gil ha participado en la instalación de los equipos. La supervisión de las investigaciones y la revisión del artículo se ha llevado a cabo por parte de J.M. Gil y B. Andreo.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución del grupo de investigación RNM-308 del PAIDI de la Junta de Andalucía. Ha sido financiado por el proyecto *LifeWatch ERIC INDALO*.

Referencias

Castillo Rodríguez, J.A. (2011). La organización del espacio en los valles del Guadiaro y Genal. Anuario de Estudios sobre Ronda y la Serranía, 9-46.
 Fernández-Ayuso, A., Aguilera, H., Guardiola-Albert, C., Rodríguez-Rodríguez, M., Heredia, J. y Naranjo-Fernández, N. (2019). Unraveling the hydrological behavior of a coastal pond in Doñana National Park (Southwest Spain). <https://doi.org/10.1111/gwat.12906>
 Gollonet, J. y Rodríguez, A. (2005). Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Cádiz. 211-221 pp. Campo de Gibraltar. IGME (1982). Estudio de los recursos hídricos subterráneos de la comarca del Campo de Gibraltar. Tomos I, III y IV. Geología e Hidrogeología. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid
 Morales-García, R. (2007). Atlas Hidrogeológico de Málaga. Guadiaro-Genal-Hozgarganta (M.A.S. 060.047). Tomo II, 149-154.
 Muñoz-Pérez, J.J., Gómez-Pina G. (2000). Recuperación ambiental del estuario del río Guadiaro (San Roque, Cádiz). V Jornadas Españolas de Costas y Puertos, 905-915.
 Nieto, J.M. (2020). Hidrogeología del bajo Guadalhorce y de los humedales de su desembocadura. Tesis Doctoral. Universidad de Málaga. Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga
 Padilla, A. y Delgado, J. (2013). Tratamiento y gestión de series temporales hidrológicas. Programa Trasero 2.1. Departamento de ciclo hídrico, Diputación Provincial de Alicante, 87p.

Las barreras hidrodinámicas negativas: un sistema efectivo para reducir la descarga de agua dulce al mar

Negative hydrodynamic barriers: an effective system to reduce the freshwater discharge into the sea

Fernando Sola¹ y Ángela Vallejos¹

¹ Recursos Hídricos y Geología Ambiental, Dpto. Biología y Geología. Universidad de Almería. Carretera Sacramento s/n, 04120, Almería.

fesola@ual.es; avallejo@ual.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The growing demand for water is a widespread problem, especially in arid and semi-arid areas. Coastal areas are particularly sensitive to this problem, although in these areas there is the paradox that coastal aquifers naturally drain large volumes of freshwater into the sea through submarine discharge. In this work we propose, for the first time, the use of negative hydrodynamic barriers as an effective system to reduce the volume of these discharges. For this purpose, the aquifer of the Andarax river delta has been studied, where the presence of a set of boreholes that capture the saline water wedge penetrating the aquifer. This would be acting as a hydrodynamic barrier, which on the one hand prevents the advance of the saline wedge to the continent, and on the other hand, the outflow of freshwater to the sea. The problem with this type of barrier is the economic cost linked to the energy consumption required to continuously pump saline water, so its use would only be appropriate where there is a desalination plant that is supplied with saline water from the wedge that penetrates the aquifer.

Key-words: Coastal aquifer, marine intrusion, water resources, Andarax delta.

RESUMEN

La necesidad de recursos hídricos para satisfacer las crecientes demandas es un problema generalizado, especialmente acuciante en las zonas áridas y semiáridas. Las zonas costeras son especialmente sensibles a este problema, si bien, en estas áreas se da la paradoja de que los acuíferos costeros, de forma natural, drenan grandes volúmenes de agua dulce al mar a través de la descarga submarina. En este trabajo se plantea, por primera vez, la utilización de barreras hidrodinámicas negativas como un sistema efectivo para reducir el volumen de estas descargas. Para ello, se ha estudiado el acuífero del delta del río Andarax, donde la presencia de una batería de sondeos que captan la cuña de agua salina que penetra en el acuífero, estaría actuando como una barrera hidrodinámica, que por un lado evita el avance de la cuña salina al continente, y por otro, la salida de agua dulce al mar. El problema que suscita este tipo de barreras es el coste económico ligado al consumo energético necesario para bombear continuamente agua salina, por lo que su uso sólo sería conveniente allí donde exista una planta desaladora que se abastezca de agua salina de la cuña que penetra en el acuífero.

Palabras clave: Acuífero costero, intrusión marina, recursos hídricos, delta Andarax.

Geogaceta, 74 (2023), 71-74

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98162>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/01/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

Las zonas costeras son áreas densamente pobladas donde existe generalmente un importante desarrollo agrícola, lo que supone la necesidad de recursos hídricos para satisfacer esas demandas. En zonas semiáridas, como pueden ser las costas de la cuenca mediterránea, gran parte de las necesidades se cubren con agua subterránea, pero dado que frecuentemente las demandas anuales superan el volumen de agua infiltrada, los acuíferos costeros sufren explotación intensiva, con el consiguiente riesgo de intrusión marina que esto conlleva.

Distintas soluciones se han planteado para evitar la intrusión marina, entre ellas la recarga artificial con aguas regeneradas o la utilización de recursos de agua

no convencionales como puede ser la desalación. Una solución pobremente desarrollada sería evitar la descarga natural de agua dulce al mar. Esta descarga es un proceso natural en el que flujo subterráneo acaba saliendo en forma de descarga difusa o puntual en el lecho marino, perdiéndose de esta forma este valioso recurso. Esta descarga se podría evitar construyendo una barrera impermeable entre el acuífero y el mar que impidiese su salida. Sin embargo, este tipo de infraestructura sería muy cara y poco viable. Estas barreras también se han planteado con el objetivo contrario, es decir, evitar que el agua de mar entre en el acuífero salinizándolo (Custodio y Llamas, 1976; Wu *et al.*, 2020; Armanuos *et al.*, 2020). Existen otro tipo de barreras, las barreras hidrodinámicas (Ebeling *et*

al., 2019), que tendrían los mismos resultados, especialmente las barreras hidrodinámicas negativas.

Este tipo de barreras, ya citadas en Custodio y Llamas (1976), consiste en la construcción de una batería de sondeos que extraen agua salina de la cuña de agua de mar que penetra en el acuífero, formando así un freno a la entrada de esta cuña tierra adentro. Este tipo de solución ha sido testada tanto en estudios de simulación numérica (Pool y Carrera, 2009; Stein *et al.*, 2019) como en casos reales (Stein *et al.*, 2020), pero siempre se ha planteado como un medio para impedir la entrada de agua salina al acuífero, previniendo así la intrusión marina, y no como una forma de reducir la salida de agua dulce al mar, evitando así la pérdida de este recurso.

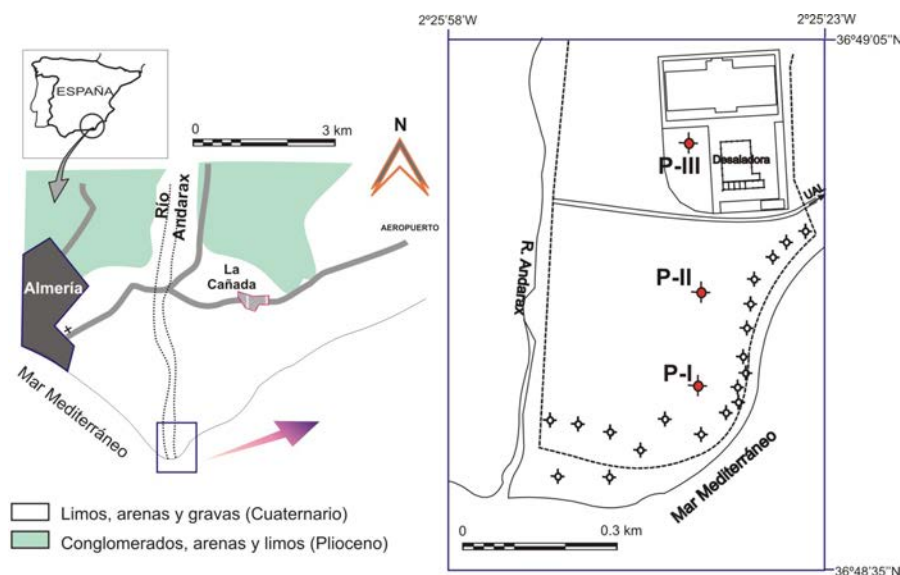


Fig. 1.- Esquema hidrogeológico simplificado del delta del río Andarax (Almería) y localización de los sondeos de abastecimiento a la planta desaladora de Almería. P-I, P-II y P-III: piezómetros de control. Ver figura en color en versión web.

Fig. 1.- Simplified hydrogeological sketch of the Andarax river delta (Almería) and location of the supply boreholes to the Almería desalination plant. P-I, P-II and P-III: control piezometers. See color figure on web.

En este trabajo se estudia el uso de las barreras hidrodinámicas negativas como solución a la salida de agua dulce al mar. Para ello, se analizan los datos registrados en el entorno de la Planta Desaladora de Almería. Esta desaladora se abastece de agua salina a través de una batería de sondeos que captan la cuña salina que penetra en el acuífero del delta del río Andarax.

Contexto geológico

El delta del río Andarax conforma un acuífero multicapa detrítico costero compuesto por sedimentos fluvio-deltaicos de edad Plio-cuaternario. La potencia de este acuífero es de unos 100 m con una base impermeable constituida por limos y margas del Plioceno inferior. En el año 2007 se instaló una planta desaladora con objeto de abastecer de agua a la ciudad de Almería. Esta planta se abastece de agua salada a través de 16 sondeos costeros, los cuales tienen su tramo ranurado en la parte media-baja del acuífero con objeto de captar solamente el agua salada de la cuña de agua marina que penetra en el acuífero.

El régimen de explotación que tiene la planta es variable, según las necesidades, pero en general se extrae un volumen de unos 4000 m³/h durante unas 12 horas al día, a excepción de los fines de semana en que los pueden bombear las 24 horas. Como consecuencia de estas

extracciones, la cuña de agua marina que de manera natural antes de la puesta en funcionamiento de la planta desaladora, se extendía varios kilómetros tierra adentro, ha reducido significativamente su espesor, lo cual se ha vinculado al efecto de barrera hidráulica negativa que esta batería de extracción ha tenido en el acuífero (Stein *et al.*, 2020).

Materiales y Métodos

Para estudiar el efecto de los bombeos de la planta desaladora sobre el acuífero del delta del río Andarax, se han controlado los caudales de extracción por parte de la planta y se han comparado con registros de conductividad eléctrica, temperatura y nivel piezométrico medidos en tres piezómetros completamente ranurados ubicados aguas arriba de la batería de extracción. Estos tres piezómetros (P-I, P-II y P-III) se sitúan a una distancia de 200, 500 y 1000 m de la costa, respectivamente (figura 1).

Los datos de conductividad eléctrica y temperatura se han registrado mensualmente haciendo una testificación en profundidad mediante una sonda Solinst con medidas cada 2 m. Además, para tener un registro en continuo de estos valores, puntualmente se han instalado CTD-divers en los piezómetros a profundidades de interés para interpretar el proceso.

Resultados

Los perfiles de conductividad eléctrica (CE), realizados en los tres piezómetros situados aguas arriba de la batería de extracción, nos dan una idea bastante fidedigna de cómo es la distribución de salinidades en esta área (figura 2). El más alejado de ellos (P-III) es el que sufre menores variaciones durante los ciclos de bombeo-parada de la planta desaladora. En P-II sí se observa que en los momentos en que la planta está extrayendo agua salina, la posición de la interfase tiende a descender frente a los momentos de parada, pasando la interfase de estar situada a una cota de unos -40 m s.n.m., a cotas de -72 m s.n.m. aproximadamente. El piezómetro P-I presenta más variabilidad entre los perfiles en bombeo y en reposo, mostrando un pico de conductividad eléctrica entre las cotas -10 y -20 m s.n.m. con valores próximos al agua de mar y un descenso drástico de salinidad hasta la base del piezómetro. El incremento de salinidad detectado entre las cotas -10 y -20 m s.n.m. se atenúa claramente cuando cesa el bombeo. El corto periodo de tiempo entre los ciclos bombeo-parada no permiten al sistema acuífero alcanzar la estabilización. De ahí que en los momentos de parada puedan llegar a medirse valores de conductividad eléctrica más altos en los piezómetros interiores que en P-I.

Con objeto de observar cómo evoluciona este pico de salinidad del tramo superior del piezómetro P-I con ciclos de bombeo-parada de la extracción, se colocó un CTD-diver a una profundidad de 13 m (figura 3), que es donde se sitúa el máximo de este pico de salinidad. Los resultados muestran que en los momentos en que la planta desaladora está extrayendo agua salina, lo cual se evidencia por los descensos de hasta 2 m en el nivel piezométrico, la conductividad eléctrica a esta profundidad se incrementa hasta valores de 48.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mientras que en los momentos de parada la conductividad eléctrica desciende hasta los 28.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Por su parte, los registros mediante CTD-diver obtenidos a una profundidad de 30 m en el piezómetro P-II (figura 3), muestran que durante los momentos de bombeo la conductividad eléctrica disminuye hasta los 4.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, incrementándose hasta alcanzar los 17.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en los momentos de parada.

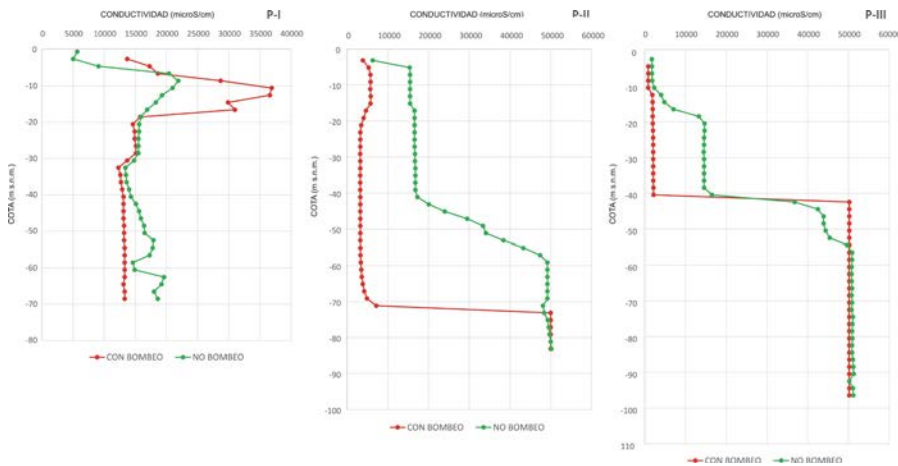


Fig. 2.- Perfiles de conductividad eléctrica a lo largo de los piezómetros P-I, P-II y P-III, en momentos de bombeo (rojo) y parada de extracciones de la planta desaladora (verde). Ver figura en color en versión web.

Fig. 2.- Electrical conductivity profiles along the piezometers P-I, P-II and P-III corresponding to pumping (red line) and stopping in desalination plant water extractions (green line). See color figure on web.

Discusión

El acuífero del delta del río Andarax es un acuífero multicapa compuesto por conglomerados, arenas y limos. Los tramos de granulometría más fina pueden llegar a individualizar tramos acuíferos más o menos desconectados. Esto es lo que ocurre en la parte superior del piezómetro P-I, donde un nivel de limos separa un tramo acuífero superior de otro inferior. Como consecuencia de esto, este tramo superior está intruido por una cuña de agua marina diferenciada, que es la causante de que se midan valores de conductividad próximos al agua de mar en la parte alta del piezómetro P-I. La extensión lateral de este tramo de limos debe de ser limitada, lo cual es esperable en un medio deltaico, de modo que en los piezómetros P-II y P-III no se puede hablar de la presencia de dos tramos acuíferos.

El avance o retroceso de la cuña superior de agua de mar está fuertemente controlado por los ciclos de bombeo-parada por parte de la planta desaladora (figura 4). Así, en los momentos en que se bombea agua salina de la parte baja del acuífero la cuña superior tiende a avanzar tierra adentro, mientras que en los momentos de parada se retrae hacia el mar. Esta oscilación cíclica de la cuña de agua de mar superior es inversa a la que se observa en la cuña inferior. Esta última, en los momentos de bombeo, tiende a retroceder hacia el mar como consecuencia de la formación de una barrera hidrodinámica bajo la batería de

pozos de extracción. Una vez cesan los bombeos y la barrera desaparece, la cuña de agua de mar tiende a avanzar hacia tierra adentro.

El retroceso hacia el mar que sufre la

cuña superior de agua marina en los momentos de cese de las extracciones estaría ligado al empuje que el flujo de agua dulce ejerce sobre ésta. Este empuje cesa en los momentos de bombeo, lo cual indicaría que en estos momentos no existiría una descarga de agua dulce al mar, es decir, que la barrera hidrodinámica negativa que generan los bombeos estaría actuando como barrera a la descarga de agua dulce del acuífero en el mar. Este efecto de barrera frente a la descarga de agua dulce al mar generado por la batería de pozos de extracción hubiese sido más difícil de reconocer de no existir esta cuña superior en la parte alta del piezómetro P-I.

La utilización de las barreras hidráulicas negativas como medio para evitar la pérdida de agua dulce al mar solo estaría justificada en lugares donde se extrae agua salina para abastecer a una planta desaladora, ya que requiere de un continuo bombeo de agua salada, con el consiguiente coste energético que esto supone.

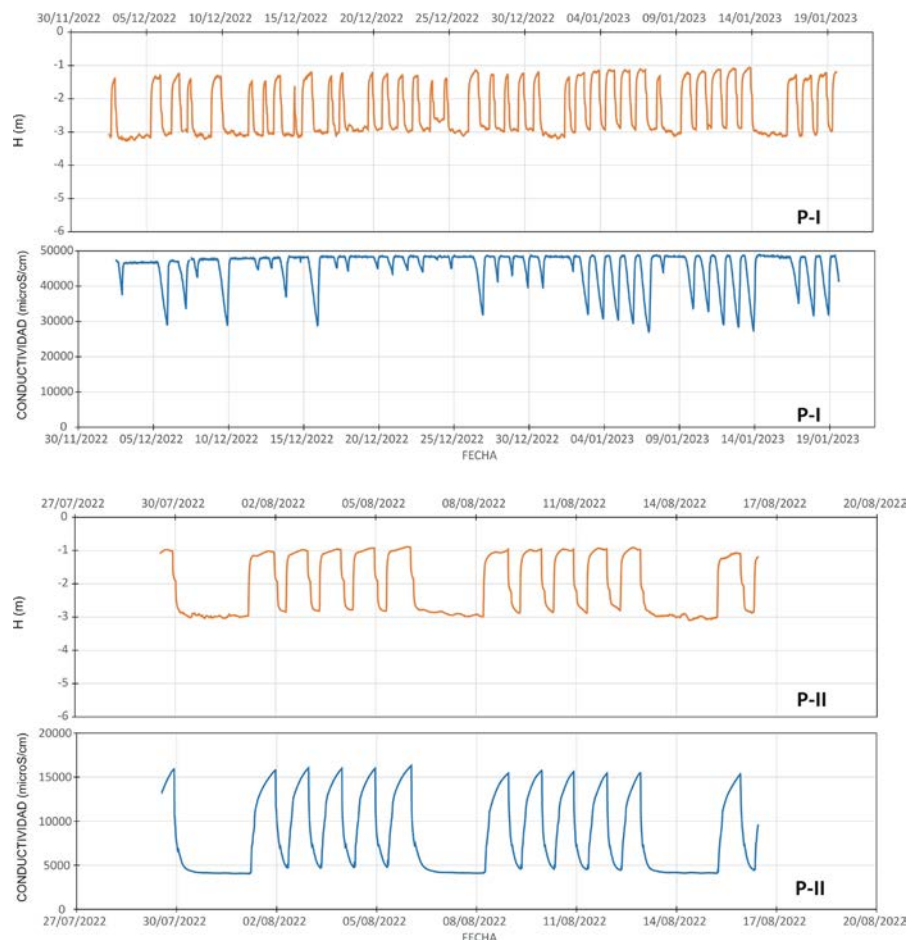


Fig. 3.- Registro de nivel piezométrico (m s.n.m.) y conductividad eléctrica ($\mu\text{S/cm}$) realizados en el piezómetro P-I a una profundidad de 13 m y en el piezómetro P-II a una profundidad de 30 m. Ver figura en color en versión web.

Fig. 3.- Piezometric level (m a.s.l.) and electrical conductivity ($\mu\text{S/cm}$) registers in the P-I piezometer at 13 m depth and in the P-II piezometer at 30 m depth. See color figure on web.

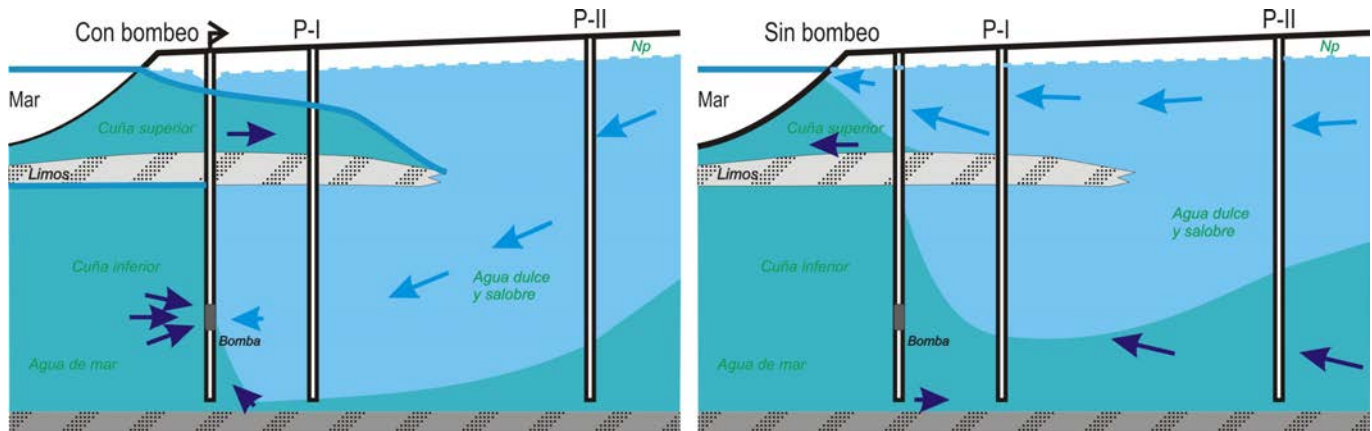


Fig. 4.- Esquema hidrodinámico del efecto de los ciclos de bombeo-parada de las extracciones de agua salina para abastecimiento a la planta desaladora sobre el acuífero del delta del Andarax. Ver figura en color en versión web.

Fig. 4.- Hydrodynamic scheme of the effect of the pumping-stopping cycles of saline water extractions for supplying the desalination plant on the Andarax delta aquifer. See color figure on web.

Conclusiones

La utilización de barreras hidráulicas negativas se ha probado como un método efectivo para evitar la intrusión marina en un acuífero costero. En este trabajo, por primera vez, se aboga al uso de estas barreras como medio eficaz contra la pérdida de agua dulce de un acuífero en el mar.

Estas barreras siempre captan un cierto porcentaje de agua dulce, que en el caso de abastecer a una planta desaladora implicaría una reducción en los costes de explotación.

Contribución de los autores

Los dos autores han participado en las distintas tareas realizadas: estructura

del trabajo, metodología, adquisición de datos, elaboración de figuras, discusión de resultados y redacción del manuscrito.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido parcialmente llevada a cabo en el marco de Ceimar y Ceia3 y financiada a través del proyecto PID2019-108832GB-I00 del MICINN y UAL2020-RNM-B1953 (UAL-FEDER).

Agradecemos los comentarios y correcciones realizadas por los revisores anónimos.

Referencias

Armanuos, A.M., Al-Ansari, N., Yaseen, A.M. (2020). *Water* 12(9), 2403. <https://doi.org/10.3390/w12092403>

Custodio, E., Llamas, M.R. (1978). *Hydrología Subterránea*. Omega, Barcelona, 2350 p.

Ebeling, P., Händel, F., Walther, M. (2019). *Science of Total Environment* 693, 133478. <https://doi.org/gk7s6j>

Pool, M., Carrera, J. (2009). *Hydrogeology Journal* 18, 95–105. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0516-1>

Stein, S., Yechieli, Y., Shalev, E., Kasher, R., Sivan, O. (2019). *Water Research* 156, 46–57. <https://doi.org/gp9zrf>

Stein, S., Sola, F., Yechieli, Y., Shalev, E., Sivan, O., Kasher, R., Vallejos, A. (2020). *Science of the Total Environment* 732, 139249. <https://doi.org/gp94mf>

Wu, H., Lu, C., Kong, J., Werner, A.D. (2020). *Water Resources Research*, 56, e2020WR027792.

<https://doi.org/10.1029/2019WR025750>

Nuevas icnitas de grandes mamíferos en el Mioceno de la Cuenca del Ebro (Huesca, España)

New large mammal ichnites from the Miocene of the Ebro Basin (Huesca, Spain)

Martín Linares Montes^{1,2*}, M^a Aránzazu Luzón^{1,3}, José Ignacio Canudo^{1,2} y Diego Castanera⁴

¹ Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza, España.
martinlinmon@gmail.com

² Grupo de investigación Aragosaurus-Instituto Universitario de Ciencias Ambientales de Aragón.
jicanudo@unizar.es

³ Grupo de investigación Geotransfer-Instituto Universitario de Ciencias Ambientales de Aragón.
aluzon@unizar.es

⁴ Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis/Museo Aragonés de Paleontología, Avenida Sagunto, 44002, Teruel, España.

castanera@fundaciondinopolis.org

* Corresponding author

ABSTRACT

Los Ibones tracksite represents a new contribution to the knowledge of the vertebrate ichnological record of the Miocene of the Ebro Basin. The tracksite is located on the surface of a limestone level in the transition between the Uncastillo and Alcubierre formations. It corresponds to deposits from a shallow pond area that suffered sub-aerial exposure and located in a distal alluvial plain. The tracksite is included in TSU N1 T5 and an early Miocene age has been proposed as most likely. Eight large footprints with low grade of morphological preservation have been identified. Most of their anatomical elements cannot be recognized with one exception that shows the presence of digits in anterior position. Considering their size and morphology, a large mammal, possibly a perissodactyl or an artiodactyl, is most likely the trackmaker.

Key-words: Ebro Basin, Miocene, fossil footprints, Perissodactyla, Artiodactyla.

Geogaceta, 74 (2023), 75-78

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98219>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

La Cuenca del Ebro ha demostrado ser en los últimos años una zona especialmente rica en yacimientos de icnitas del cenozoico (Astibia et al., 2007; Díaz-Martínez et al. 2016; 2020; Rabal-Garcés et al., 2018; Linares et al., 2022). Este registro icnológico abarca más de 20 millones de años y presenta una elevada icnodiversidad, con la mayoría de los grupos principales de vertebrados representados (aves, mamíferos carnívoros, artiodáctilos, perisodáctilos, reptiles, etc.).

Gran parte de los yacimientos cenozoicos se localizan en los sectores Este (Cataluña, ej.: Santamaría et al., 1989-1990) y Oeste (Navarra, Álava y La Rioja, ej.: Díaz-Martínez et al., 2018), siendo

los yacimientos encontrados en Aragón más escasos. Además, hasta la fecha los yacimientos miocenos de Aragón no cuentan con estudios detallados, como el yacimiento de Casa de la Tejera (Fm. Uncastillo) o el de Sierra de Luna (Fm. Alcubierre), (Rabal-Garcés et al., 2018).

A los yacimientos miocenos previamente publicados se les suma un nuevo registro situado en la zona central de la Cuenca del Ebro, el yacimiento de Los Ibones, objeto de este trabajo y localizado en el tránsito entre las formaciones (Uncastillo y Alcubierre).

Contexto geográfico y geológico

El yacimiento de Los Ibones se localiza en el Cerro de Los Ibones a unos 7 km al noroeste de la localidad oscen-

RESUMEN

El yacimiento de Los Ibones supone una nueva aportación al conocimiento del registro icnológico de vertebrados del Mioceno de la Cuenca del Ebro. El yacimiento se encuentra en la superficie de un nivel de calizas en el tránsito entre las formaciones Uncastillo y Alcubierre. Se corresponde con depósitos en un área encharcada de escasa profundidad sometida a exposición subaérea y localizada en zonas aluviales distales. El yacimiento se incluye en la UTS N1 T5 y se propone una edad Mioceno inferior como lo más probable. Se han identificado ocho icnitas de grandes dimensiones y bajo grado de preservación morfológica, no reconociéndose en su mayoría sus elementos anatómicos salvo con una excepción que muestra la presencia de dedos en posición anterior. Considerando su tamaño y forma, un mamífero de gran tamaño, posiblemente un perisodáctilo o un artiodáctilo, sería el productor más probable.

Palabras clave: Cuenca del Ebro, Mioceno, huellas fósiles, Perissodactyla, Artiodactyla.

Fecha de recepción: 01/02/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

se de La Paúl (Fig. 1). Se encuentra en el techo de un estrato, con una superficie de afloramiento (de 10 m de longitud y 2,5 m de anchura), de calizas grises de textura *mudstone-wackestone* que buza unos 20° hacia el sureste. Además de la presencia de grandes icnitas redondeadas de vertebrados se observan marcas de bioturbación por raíces y grietas de desecación.

El yacimiento se sitúa en un conjunto en el que alternan margas, lutitas, calizas grises y areniscas grises y ocreas de grano fino a medio (Fig. 2). Se encuentra en la UTS N1 (T5) de Arenas (1993) y se corresponde con el tránsito entre las formaciones Uncastillo (Puigdefábregas, 1975) y Alcubierre (Quirantes, 1978). Pertenece a la unidad Remolinos-Lanaja del mapa de Zuera de la serie Magna (1:50000)

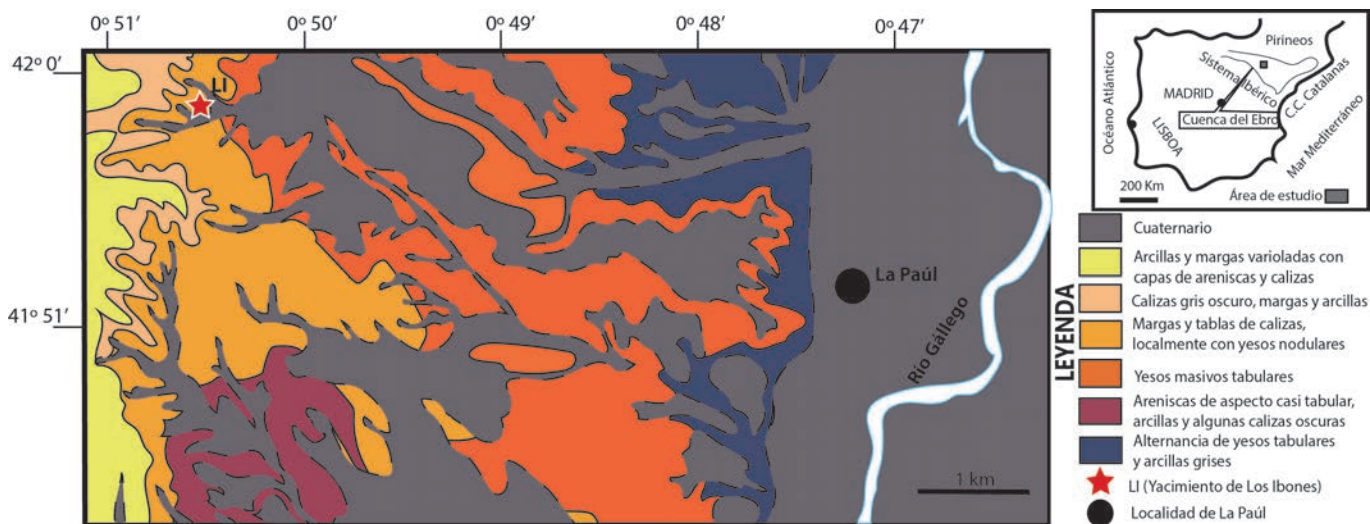


Fig. 1.- Situación geográfica y geológica del yacimiento de Los Ibones (LI) (modificado de Soriano et al., 1990).
 Fig. 1.- Geographical and geological setting of the Los Ibones tracksite (LI) (modified from Soriano et al., 1990).

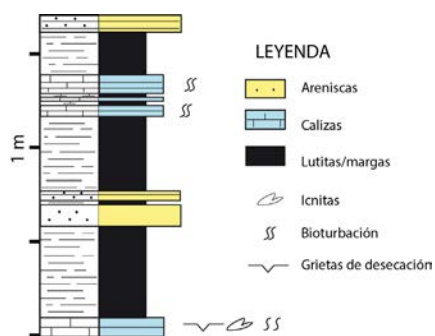


Fig. 2.- Columna estratigráfica de la serie del yacimiento de Los Ibones. Ver figura en color en la web.
 Fig. 2.- Stratigraphic log of the Los Ibones tracksite section. See figure in color in the web.

asignada al Aragoniense (Soriano et al., 1990), si bien atendiendo a la edad propuesta para N1 por Pérez Rivarés et al. (2004), podría corresponderse con la parte más alta del Ramblense (tránsito MN3/MN4). La Fm. Uncastillo se compone de una alternancia de lutitas ocre y rojas con niveles tabulares y canaliformes de areniscas de grano fino-medio que progresivamente hacia el Sur dan paso a una alternancia de yesos y margas con intercalaciones calcáreas. Hacia techo de la formación tiene lugar el paso a una alternancia de margas y calizas que se corresponden con la Fm. Alcubierre, la cual presenta ocasionales intercalaciones de depósitos terrígenos y evaporíticos.

Los materiales de la Fm. Uncastillo en la zona central de la Cuenca del Ebro, donde se encuentra el yacimiento representan depósitos aluviales distales, de procedencia norte, por lo que la asociación litológica en la que se encuentra el yacimiento representa la transición entre estas zonas y las áreas lacustres someras

carbonatadas que se localizaban hacia el sur. En concreto, dadas sus características, el yacimiento de Los Ibones, representaría una zona encharcada de escasa profundidad sometida a exposición subaérea dentro de la llanura aluvial distal.

Materiales

En la superficie del yacimiento de Los Ibones se han identificado 8 icnitas distintas aisladas de grandes dimensiones. Se han medido las dimensiones de las icnitas: longitud total y anchura total (Tabla 1). Asimismo, se han clasificado atendiendo a su grado de preservación

Sigla	Grado de conservación	Longitud (cm)	Anchura (cm)
LI 1	0	24	19
LI 2	1	23	20
LI 3	1.5	20	19
LI 4	1	30	29
LI 5	0	15	15
LI 6	0	28	24
LI 7	1	26	22
LI 8	0	21	17

Tabla 1.- Medidas y grado de preservación morfológica de las icnitas del yacimiento de Los Ibones.
 Table 1.- Measurements and morphological preservation grade of the tracks from Los Ibones tracksite.

morfológica (Marchetti et al., 2019).

Además, se ha realizado un modelo 3D (Fig. 3.A) empleando técnicas de fotogrametría para la observación de los detalles de las icnitas. Para la realización de este modelo y el mapa de profundi-

dades de las icnitas se han empleado los programas Agisoft Metashape Standard Edition (v.1.6.5.11249. www.agisoft.com) y Cloudcompare (<https://www.danielgm.net/cc/>) (Fig. 3.B).

Resultados

En el yacimiento se distinguen 8 icnitas de grandes dimensiones que se encuentran aparentemente de forma aislada (aunque 6 de ellas tienen cierta lineación) y tienen morfología que varía de subcircular a ligeramente ovalada (longitud: 20-30 cm y anchura 15-19 cm) (Tabla I). Se observa una mayor longitud que anchura en todos los casos con excepción de LI5 (Fig. 3.C; Tabla I). En su mayoría no se ha reconocido la presencia de impresiones digitales en las icnitas, con la excepción de una única huella (LI3). En dicha icnita se observa una mejor definición de sus elementos anatómicos identificándose la presencia de dos dedos bien marcados, uno de los cuales posee mayores dimensiones y se encuentra más adelantado, y la posible impresión de un tercer dígito peor conservado (Fig. 3.D, 3.E).

No se ha podido determinar si se trata de huellas de manos o pies. La única excepción es la de una icnita de menores dimensiones (LI5) que se encuentra parcialmente solapada con otra icnita mayor, considerándose dicho solapamiento como el resultado del animal pisando con el pie (LI4) encima de la impresión de la mano (LI5).

La mayoría de las icnitas estudiadas poseen grados de preservación morfológica de 0 o 1 (Marchetti et al., 2019), es decir, una conservación pobre o muy pobre,

al no encontrarse preservados elementos anatómicos identificables en la mayoría de las icnitas y de presentar una elevada deformación. Por todo ello resulta difícil identificar el productor de las mismas, y su atribución icnotaxonómica.

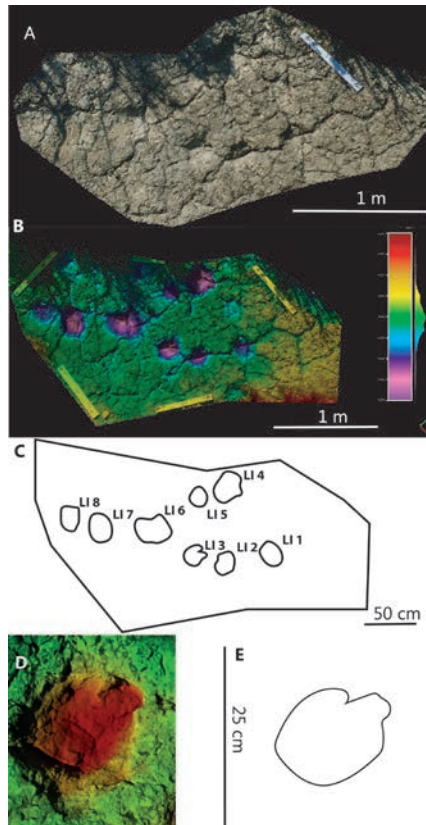


Fig. 3.- A) Modelo 3D del yacimiento de Los Ibones. B) Mapa de falso color según la profundidad del yacimiento de los Ibones. C) Mapa del yacimiento de Los Ibones y las icnitas observadas. D) Detalle de la icnita LI3 con posibles marcas de dedos en posición anterior. E) Mapa de falso color según la profundidad en detalle de la línea de contorno de la icnita LI3.

Fig. 3.- A) 3D model of the Los Ibones tracksite. B) False-colour depth map of the Los Ibones tracksite. C) Sketch map of the Los Ibones tracksite. D) False-colour depth map of LI3 ichnite with possible digit impressions in anterior position. E) Outline drawing of LI3 ichnite.

Discusión

Debido a las grandes dimensiones, a la morfología de las icnitas y a la edad del yacimiento (Mioceno inferior, quizá en tránsito a Mioceno medio) el productor más probable sería un gran mamífero. Se han identificado tres grupos de grandes mamíferos en la cuenca del Ebro durante el Mioceno inferior/medio: los perisodáctilos, los artiodáctilos y los proboscídeos (Cuenca et al., 1992). Estos tres grandes grupos serían los mejores candidatos a

ser los productores de las icnitas.

Dentro de los perisodáctilos existen múltiples especies que debido a su talla pudieron ser los productores (Scherler et al., 2013), habiéndose identificado icnitas de dimensiones similares en otros yacimientos de icnitas europeos. En el Mioceno destaca el icnogénero *Rhinoce-ripeda* (Vialov, 1966), e icnitas asociadas tentativamente con el icnogénero *Palaeotheriopus* (Ellenberger, 1980; Gierlinski et al., 2007). El caso de los artiodáctilos también existen diversos posibles icnotaxones a los cuales asociar las icnitas estudiadas, relacionadas con icnogéneros miocenos de considerables dimensiones o bien didáctilos, como *Megapecoripeda* (Kordos, 1985), o tetradáctilos, como *Fus-tinianapodus* (Díaz-Martínez et al., 2020). Por último, los proboscídeos, atendiendo a la propuesta de Lucas et al. (2007), se encuentran representados en el Mioceno por el icnogénero *Proboscipeda* (Panin y Avram, 1962).

Respecto a su posible asociación con los perisodáctilos estos se caracterizan por tener un número impar de dígitos, observándose una posible situación similar en una de las icnitas estudiadas con mejor definición (LI3), donde aparentemente se intuye un dedo central de mayores dimensiones y dos laterales algo más retrasados. Esta interpretación crea dudas en relación a los dedos laterales ya que uno de ellos estaría mucho más marcado que el otro. Dentro de este grupo *Rhinoce-ripeda*, relacionado con rinocerontes, posee tres dedos en sus autópodos, con un dedo central de mayores dimensiones que los laterales, además de presentar una almohadilla en su parte posterior. En ocasiones, los detalles anatómicos usualmente no se conservan adecuadamente dando lugar a morfologías redondeadas similares a algunas de las icnitas observadas en el yacimiento de Los Ibones (Kordos, 1985; Guérin y Demathieu, 1993; Lucas y Jones, 2021). Sin embargo, otras icnitas estudiadas presentan una morfología más elongada con una dominancia de la longitud frente a la anchura.

Los artiodáctilos poseen una gran variedad de formas y grupos distintos, poseen una gran homogeneidad en la morfología de sus autópodos, aunque se pueden separar en dos grupos atendiendo a si presentan 2 o 4 dígitos. Además, en los casos de peor conservación se observan morfologías similares (Díaz-Martínez et al., 2020; Linares et al., 2021) a

las encontradas en el yacimiento de Los Ibones. La única huella del yacimiento con impresiones digitales (LI3) posee una morfología que no coincide con lo observado en las huellas de dichos grupos cuando están bien preservadas pero que recuerda a algunas icnitas de artiodáctilo del yacimiento de Abiego en el caso de icnitas profundas y bajo grado de conservación (Linares et al., 2021; este volumen).

Las icnitas de proboscídeos son huellas de grandes dimensiones con forma ovalada-semicircular (Aramayo et al., 2015), presentan dedos cortos y romos en posición anterior, que no coincide con lo observado en las icnitas estudiadas.

También hay que tener en cuenta que debido a las características de las icnitas (ausencia de detalles anatómicos, baja definición, redondez, etc.) existe la posibilidad de que no se trate de icnitas verdaderas sino de subhuellas, lo cual dificultaría la asociación de las mismas a uno de estos grupos. Así, cabe la posibilidad que los grandes mamíferos pisaran en el nivel de lutitas superior al nivel carbonatado (Fig. 2) donde actualmente observamos las icnitas. En el caso de ser subhuellas, las dimensiones obtenidas (Tabla 1) serían mayores que las de las huellas reales producidas en la superficie de paso (Milàn y Bromley, 2006).

Atendiendo a los datos arriba mencionados (falta de detalles anatómicos claros en muchas de las icnitas, posibilidad de que sean subhuellas) es complicado llegar a una conclusión clara sobre la asociación de las icnitas con un productor concreto. Se considera que el productor de las icnitas se corresponde con un mamífero de grandes dimensiones o bien un perisodáctilo (en el caso de que LI3 sea realmente tridáctila) o un artiodáctilo (si esta forma es consecuencia de la deformación) teniendo en cuenta que son icnitas algo alargadas.

Conclusiones

El yacimiento de Los Ibones es un nuevo yacimiento de icnitas en el Mioceno de la Cuenca del Ebro. Se localiza en la superficie de un nivel de calizas, con marcas de bioturbación y grietas de desecación en el tránsito entre las formaciones Uncastillo y Alcubierre. Se propone como edad más probable para el mismo Mioceno inferior (Ramblense, en tránsito al Aragoniense), en el tránsito entre las biozonas MN3/MN4. En el yacimiento se

han reconocido 8 icnitas aisladas con mal estado de conservación que ha impedido establecer de forma concreta el productor de las mismas. Los datos apuntan a que se trataba de un mamífero de grandes dimensiones que posiblemente perteneciera al grupo de los perisodáctilos o de los artiodáctilos.

Contribución autores

Linares: Estructura del trabajo, metodología, adquisición de datos, edición, figuras, revisión del manuscrito, investigación/análisis, coordinación.

Luzón: Estructura del trabajo, adquisición de datos, figuras, revisión del manuscrito, coordinación.

Canudo: Estructura del trabajo, revisión del manuscrito.

Castanera: Estructura del trabajo, metodología, adquisición de datos, revisión del manuscrito, coordinación.

Agradecimientos

Este trabajo está financiado por los grupos de investigación Aragosaurus, recursos geológicos y paleoambientes, Geotransfer y E04_20R FOCONTUR del Gobierno de Aragón, y los proyectos PID2019-108705-GB-I00, PID2021-122612OB-I00 y Unidad de Paleontología de Teruel, financiados por el Ministerio de Ciencia e Innovación (Gobierno de España).

Gracias a los revisores han ayudado a mejorar el manuscrito.

Referencias

Aramayo, S.A., de Bianco, T.M., Bastianelli, N.V. y Melchor, R.N. (2015). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 439, 144-165. <https://doi.org/gpbzn9>

Arenas, C. (1993). *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del Margen Pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis doctoral, Univ. Zaragoza, 858 pp.

Astibia, H., Suberbiola, X.P., Payros, A., Murelaga, X., Berreteaga, A., Baceta, J.I. y Badiola, A. (2007). *Ichnos*, 14(3-4), 175-184. <https://doi.org/fkbtqh>

Cuenca, G., Canudo, J. I., Laplana, C. y Andrés, J. A. (1992). *Acta Geológica Hispánica*, 127-143.

Díaz Martínez, I., Suarez Hernando, O., Martínez García, B.M., Larrasoña, J. C. y Murelaga, X. (2016). <https://doi.org/jt6c>

Díaz Martínez, I., Murelaga, X., y Astibia, H. (2018). En *Registro fósil de los Pirineos occidentales: bienes de interés paleontológico y geológico. Proyección social* (pp. 161-168). Servicio Central de Publicaciones= Argitalpen Zerbitzu Nagusia.

Díaz-Martínez I., Suárez-Hernando O., Larrasoña J.C., Martínez-García B.M., Baceta J.I. y Murelaga X. (2020). *Scientific reports*, 10(1), 1-16.UK. 10(1), 1-16. <https://doi.org/gqjg4w>

Ellenberger, P. (1980). *Palaeovertebrata, Mémoire Jubilé R. Lavocat*: 37-78.

Gierlinski, G.D., Adach, L. y Niedzwiedzki, G. (2007). *Cenozoic vertebrate tracks and traces, New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, 42, 5-6.

Guérin, C. y Demathieu, G. (1993). *Geobios*, 26(4), 497-513. <https://doi.org/cxqzn5>

Kordos L. 1985. *Geologica Hungarica*. 46, 257-415.

Linares Montes, M., Canudo, J.I., Luzón, A. y Castanera, D. (2021). *Comunicações Geológicas*, 108, 103-107. <https://doi.org/jt5n>

Linares Montes, M., Luzón, A., Cuenca-Bescós, G., Canudo, J.I. y Castanera, D. (2022). *Historical Biology*, 1-21. <https://doi.org/10.1080/08912963.2022.2104644>

Lucas, S.G. y Jones, G.E. (2021). *Fossil Record* 7, 82, 237.

cord 7, 82, 237.

Lucas, S.G., Allen, B.D., Morgan, G.S., Myers, R.G., Love, D. W. y Bustos, D. (2007). *Cenozoic Vertebrate Tracks and Traces*, 42, 149-154.

Marchetti, L., Belvedere, M., Voigt, S., Klein, H., Castanera, D., Díaz-Martínez, I., ... y Farlow, J. O. (2019). *Earth-Science Reviews*, 193, 109-145. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.008>

Milàn, J. y Bromley, R.G. (2006). *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 231(3), 253-264. <https://doi.org/dgx2dw>

Panin N. y Avram E. (1962). *Studii si Cercetari de Geologie*, 7, 455-484.

Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2004). *Geologica Acta: an international earth science journal*, 2(3), 221-234.

Puigdefabregas, C. (1975). *Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos*, 104, 188 pp.

Quirantes J. (1978). *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario Continental de los Monegros*. Instituto Fernando el Católico, (C.S.I.C.), Diputación Provincial de Zaragoza.

Rabal-Garcés, R., Castanera, D., Luzón, A., Barco, J.L. y Canudo, J.I. (2018). *Geoheritage*, 10(3), 499-509. <https://doi.org/gd63rf>

Santamaría, R., López, G. y Casanovas-Cladellas, L. (1989-1990). *Paleontología y evolución*, 23, 141-152.

Scherler, L., Mennecart, B., Hiard, F. y Becker, D. (2013). *Swiss Journal of Geosciences*, 106, 349-369. <https://doi.org/f5h6cb>

Soriano, C., Álvaro, M., Ortega, I. y Hernández, A. (1990) *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 323 (Zuera) y memoria*. IGME, Madrid, 65 p.

Vialov, O.S. (1966). Sledy zhiznedeyatel'nosti organizmov I ihk paleontologicheskoe znachenie. *Akademii Nauk Ukrainan, SSSR*, 29 p.

El yacimiento de icnitas de artiodáctilos de Fondota (Abiego, Huesca): paleoambiente e icnotafonomía

The artiodactyl tracksite of Fondota (Abiego, Huesca): paleoenvironment and ichnotaphonomy

Martín Linares Montes^{1,2*}, Diego Castanera³ José Ignacio Canudo^{1,2} y M^a Aránzazu Luzón^{1,4}

¹ Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza, España.

martinlinmon@gmail.com

² Grupo de investigación Aragosaurus-Instituto Universitario de Ciencias Ambientales de Aragón.

jicanudo@unizar.es

³ Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis/Museo Aragonés de Paleontología, Avenida Sagunto, 44002, Teruel, España.

castanera@fundaciondinopolis.org

⁴ Grupo de investigación Geotransfer-Instituto Universitario de Ciencias Ambientales de Aragón.

aluzon@unizar.es

* Corresponding author

ABSTRACT

The Fondota tracksite (Abiego, Huesca) is one of the paleontological sites with more vertebrate ichnite fossils in the Ebro Basin. They present a great variety in the quality of morphological preservation (MP), so it is essential to know the sedimentological conditions under which it was generated. The tracksite is located in the lower part of the Peraltilla Formation (Early Oligocene) and is situated on the top of a grey massive limestone level with indications of shallow conditions and subaerial exposure (nodulization, stromatolite lamination...). This limestone level represents a palustrine area developed over channel deposits in an alluvial distal setting. In that situation the ichnites were originated under different conditions with variations in humidity and water content in the substrate. These conditions had a direct influence in the low or high values of MP, and thus in the presence/absence of anatomical details.

Key-words: Peraltilla Formation, sedimentology, Ebro Basin, Oligocene, Anoplotheriipus.

RESUMEN

El yacimiento de Fondota (Abiego, Huesca) es uno los yacimientos con más fósiles de icnitas de vertebrados de la Cuenca del Ebro. Éstas presentan una gran variedad de grados de preservación morfológica (MP) por lo que resulta fundamental conocer las condiciones sedimentológicas bajo las que se desarrolló. El yacimiento, localizado en la parte inferior de la Formación Peraltilla (Oligoceno inferior), se sitúa en la superficie de un nivel de calizas grises masivas que presenta indicadores de escasa profundidad y desecación (nodulización, laminación estromatolítica...). El nivel calcáreo correspondió a un área encharcada desarrollada sobre depósitos de un relleno de canal en una zona aluvial distal. En dicha situación, las icnitas se originaron bajo diferentes condiciones con variaciones en la humedad y el contenido de agua del substrato. Estas condiciones tuvieron una influencia directa en los valores altos o bajos de MP, y, por tanto, en la presencia/ausencia de detalles anatómicos.

Palabras clave: Fm. Peraltilla, sedimentología, Cuenca del Ebro, Oligoceno, Anoplotheriipus.

Geogaceta, 74 (2023), 79-82

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98217>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 01/02/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

La Cuenca del Ebro presenta una excepcional riqueza en yacimientos icnológicos de vertebrados del Cenozoico (Astibia et al., 2007; Rabal-Garcés et al., 2018 y referencias). Entre ellos, destaca el yacimiento de Fondota del Oligoceno inferior de Abiego (Huesca), que es uno de los yacimientos con mayor número de icnitas y rastros en la cuenca (Rabal-Garcés et al., 2018; Linares et al., 2021).

Se han identificado más de 600 icnitas de tres icnotaxones de artiodáctilos (Linares et al., 2021) (Fig. 1). Hasta el momento no se había realizado un estudio de las características sedimentológicas que permita conocer sus condiciones de

formación e incrementar su interés científico y divulgativo.

Las icnitas de Fondota presentan gran variedad de grados de preservación, observándose icnitas con buena preservación en las que se distinguen los detalles anatómicos (Fig. 1D) y otras con mala, donde únicamente se observa la depresión producida por el animal en el barro (Fig. 1B). El grado de preservación de las icnitas depende de las condiciones reológicas del sedimento durante la formación de las huellas (Marty et al., 2009; Razzolini et al., 2014; Falk et al., 2017; Marchetti et al., 2019). Resulta, por tanto, fundamental analizar los materiales en los que se generaron las huellas que han dado lugar al yacimiento y analizar la in-

fluencia de los depósitos en la formación y preservación de las icnitas.

El objetivo del trabajo es la caracterización sedimentológica del yacimiento de Fondota y del paleoambiente que representa y determinar su influencia en la conservación de las icnitas. Para ello se utilizan las icnitas del icnogénero *Anoplotheriipus* (Fig. 1B-1D) como ejemplo, al ser las más abundantes del yacimiento y encontrarse distribuidas por toda la superficie del mismo.

Situación geológica y geográfica

El yacimiento se encuentra en las cercañas (NE) del núcleo urbano de Abiego (Huesca). Se sitúa próximo al margen

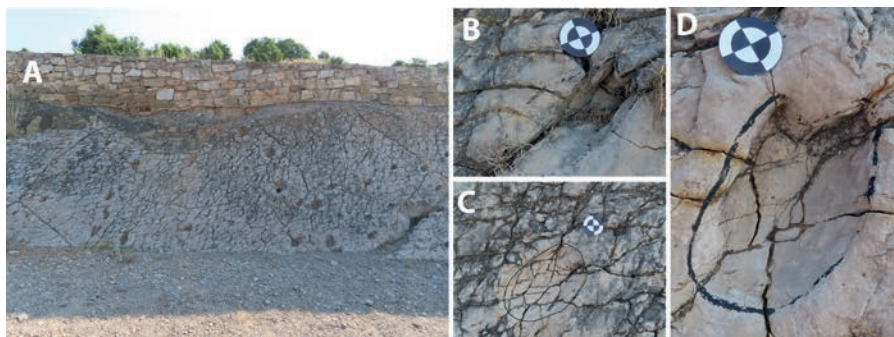


Fig. 1.- A) Vista general del sector central del yacimiento de Fondota. B) Icnita de *Anoplotheriipus* con mala conservación y elevada profundidad. C) Icnita de *Anoplotheriipus* con mala conservación y baja profundidad. D) Icnita de *Anoplotheriipus* con buena conservación y profundidad intermedia. Escala = 5 cm diámetro.

Fig. 1. – A) General view of the central sector of Fondota tracksite. B) Poorly-preserved Anoplotheriipus footprint with high depth. C) Poorly-preserved and shallow Anoplotheriipus footprint. D) Well-preserved Anoplotheriipus footprint with intermediate depth. Scale = 5 cm diameter.

norte de la Cuenca del Ebro, en su sector central (Fig. 2). Durante el estadio endorreico de esta cuenca se desarrollaron sistemas aluviales en los márgenes que gradaron a zonas lacustres hacia la zona central (Muñoz et al., 2002; Pardo et al., 2004). La sedimentación estuvo muy influenciada por la actividad tectónica y el levantamiento de las cadenas montañosas circundantes. Se ha dividido el relleno de la cuenca en 8 unidades tectosedimentarias (Muñoz et al., 2002; Pardo et al., 2004), encontrándose el yacimiento de Fondota en la UTS T3 (Luzón, 2005).

Desde el punto de vista litoestratigráfico, el yacimiento se localiza en la parte inferior de la Formación Peraltilla (Luzón, 2005; Linares et al., 2021). Se trata de una unidad aluvial de procedencia pirenaica y sus depósitos forman parte del sistema fluvial de Huesca (Hirst y Nichols, 1986). En la zona de estudio está mayoritariamente integrada por una alternancia de niveles de lutitas marrones-anaranjadas y de areniscas marrones a ocre, en niveles tabulares o canaliformes, siendo estos últimos, en general, más potentes.

En la zona de Abiego y hacia el sureste, aparece en su base un conjunto carbonatado, con intercalaciones de margas, y más escasas de yesos y areniscas poco potentes, que se corresponde con la unidad informal “Capas de Abiego” (García Sansegundo, 2004). El yacimiento, se encuentra en la parte más alta de ese conjunto, en transición a la serie detrítica (Fig. 3).

La edad del yacimiento de Fondota se establece como Oligoceno inferior por su correlación con el yacimiento de micromamíferos de Peraltilla (Álvarez Sierra et al., 1990), asignado a la biozona MP-23,

que se sitúa en un conjunto de calizas, lutitas y areniscas, en la base de la Fm. Peraltilla en las proximidades de la localidad del mismo nombre.

Caracterización sedimentológica

El afloramiento con las icnitas es un paquete de calizas con una superficie de afloramiento de 50 m de longitud por 7 m de anchura. Presenta 60 cm de potencia y está compuesto por varios estratos tabulares con superficies irregulares, encontrándose las icnitas en la superficie del más moderno (Figs. 1 y 4). El paquete calcáreo se apoya predominantemente sobre un nivel de areniscas, si bien localmente aparecen lutitas bajo las calizas.

Las areniscas situadas debajo del nivel icnológico son de grano medio a grueso y se disponen en un nivel de geometría tabular con base localmente canalizada, y una potencia de unos dos metros. Contiene cicatrices internas también canalizadas que individualizan secuencias granodecrescentes de espesor decimétrico con *ripples* asimétricos y estratificación cruzada en surco. Por encima del nivel de calizas aparecen lutitas rojizas y grises con intercalaciones de areniscas en niveles tabulares, de espesor generalmente decimétrico, en ocasiones con bases localmente erosivas.

Las calizas son masivas y las superficies de estratificación no son continuas. La observación en lámina delgada revela una textura *wackestone - packstone* con contenido variable en terrígenos (Fig. 5). Los restos fósiles son tallos y oogonios de carofitas, además de escasas valvas de ostrácodos y bivalvos. Otros componentes carbonatados son pellets, intraclastos

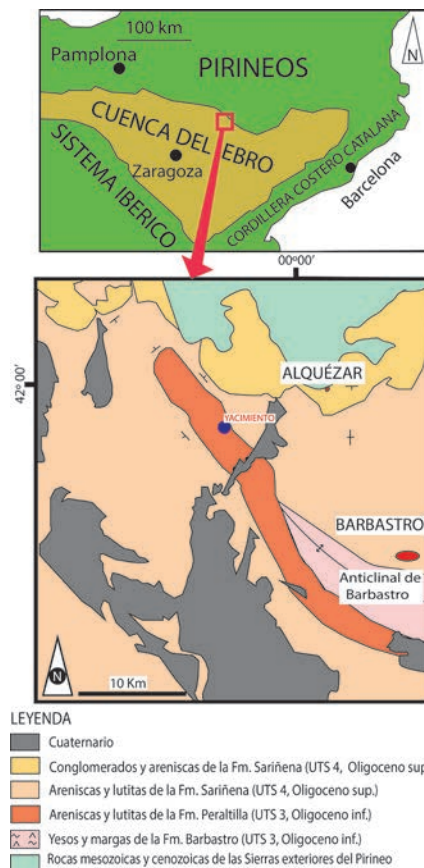


Fig. 2.- Situación geográfica y geológica del yacimiento de Fondota en la Cuenca del Ebro. Modificado de Luzón (2005).

Fig. 2. – Geographical and geological setting of the Fondota tracksite in the Ebro Basin. Modified from Luzón (2005).

y extraclastos. Como fracción terrígena dominan los granos de cuarzo de angulosidad media-alta, similares a los que integran las areniscas. Existen algunas muestras con nodulización, en las cuales se observan una individualización de nódulos de micrita, entre los que existe cemento carbonatado u óxidos de hierro. En algunas muestras se observa la preservación de laminación estromatolítica.

Interpretación paleoambiental e implicaciones icnotafonómicas

La unidad predominantemente lutítico-carbonatada localizada por debajo del yacimiento de Fondota se corresponde con la litofacies “Calizas y margas” (KM) de Luzón y González (2003), interpretada por estos autores como relacionada con el desarrollo de lagunas someras, sometidas a frecuentes oscilaciones de la lámina de agua, en áreas distales de abanicos aluviales de procedencia norte. La serie detrítica localizada por encima se corresponde con la litofacies “Lutitas y areniscas” (LA), que representa la exis-

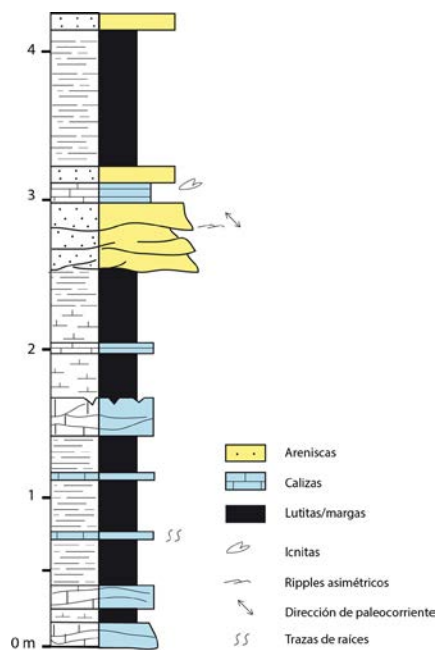


Fig. 3.- Columna estratigráfica detallada de la serie del yacimiento de Fondota.

Fig. 3. – Detailed stratigraphic log of the Fondota tracksite.

tencia de flujos acuosos desconfiados o canalizados en las zonas distales de los abanicos aluviales, en concreto de un abanico de grandes dimensiones que accedió a la Cuenca del Ebro por sectores localizados hacia el noreste de la zona en la que se encuentra el yacimiento. El tránsito desde la litofacies KM a LA refleja la progradación del sistema aluvial sobre zonas lacustres-palustres.

Dada su posición estratigráfica, las facies con las que se relaciona y el espesor y características del nivel del yacimiento, el conjunto se corresponde a la litofacies LA. Se encuentra, a techo de una secuencia granodecreciente que refleja el progresivo relleno y abandono de un canal y el desarrollo de una zona encharcada en ese espacio, que frecuentarían los productores de las huellas.

El sedimento original, se correspondería a una mezcla de barro micrítico generado *in situ*, restos de organismos carbonatados y granos detríticos que alcanzarían la zona en momentos de avenida, viéndose ésta en ocasiones desecada. Se trataría de una zona de poca profundidad que estaría sometida a momentos de exposición subaérea con oscilaciones de la lámina de agua y pérdida de humedad.

Las características y condiciones descritas son propicias para la formación y preservación de las icnitas (ej. Razzolini et al., 2014; Falk et al., 2017). Se han re-

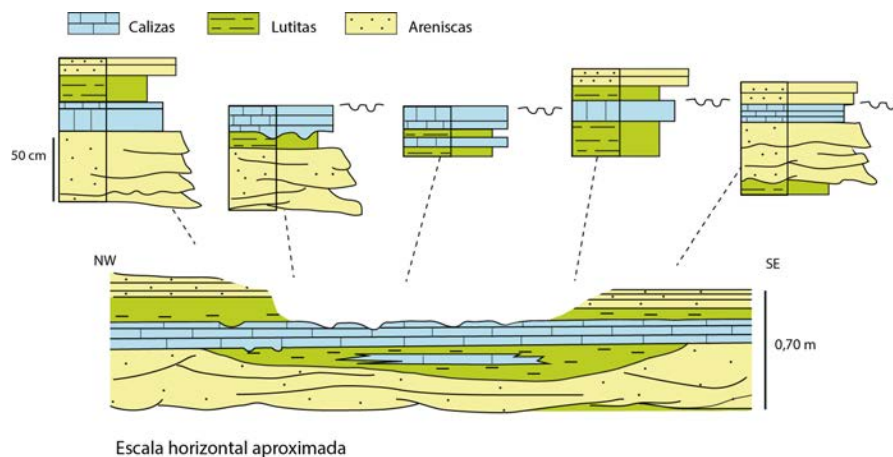


Fig. 4.- Detalle de las características litológicas y de la arquitectura del conjunto en el que se encuentra el yacimiento de Fondota.

Fig. 4. – Detail of lithological features and architecture of the set where Fondota site is located.

conocido icnitas con distintos grados de preservación y diferente definición de los elementos anatómicos (Fig. 1). Estas diferencias se han relacionado con las condiciones del sustrato en el momento de origen de las mismas (Marty et al., 2009; Morse et al., 2013). Se postula la presencia de, al menos, tres situaciones diferentes en la formación de las icnitas de *Anoplotheriipus*. Por un lado, se han reconocido icnitas de escasa profundidad y sin mucha definición en los elementos

anatómicos de los autópodos (Fig. 1C) que se desarrollarían en unas condiciones de cierta sequedad y baja saturación en agua del sustrato. Hay icnitas de mayor profundidad con una definición ligeramente superior al caso anterior que se generaron en una situación de mayor humedad y saturación del sustrato, mostrando fuerte deformación, de manera que en su mayoría presentan una mala conservación en la actualidad (Fig. 1B). Por último, existen icnitas con una mejor

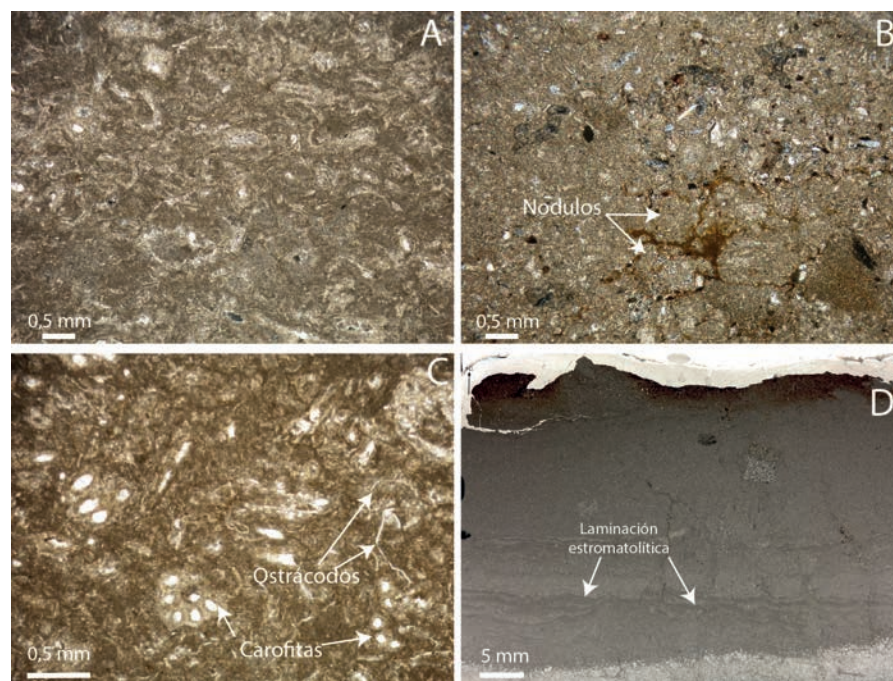


Fig. 5.- Fotografías de láminas delgadas de muestras del yacimiento de Fondota. A) Carofitas. B) Calizas con extraclastos silíceos y carbonatados. Se observa nodulización remarcada por el desarrollo de óxidos. C) Carofitas y ostrácodos. D) Caliza micrítica con laminación estromatolítica caracterizada por la existencia de láminas detríticas y láminas calcíticas con morfologías algales/microbianas y grietas de retracción.

Fig. 5. – Pictures of thin sections of the samples from Fondota tracksite. A) Charophytes. B) Limestone with siliceous and carbonate extraclasts. Notice the micrite nodules bordered by oxides. C) Charophyte and ostracod. D) Micritic limestone with stromatolite lamination (detrital and calcite laminae with microbial-algal morphologies) and retraction cracks.

definición de sus elementos anatómicos y en general una mejor preservación (Fig. 1D); se desarrollarían en condiciones intermedias a las antes mencionadas y cuando el sustrato era firme.

Las diferentes condiciones de formación pueden estar relacionadas con factores distintos. Uno tendría relación con variaciones temporales de la lámina de agua, desarrollándose las pisadas, en distintos momentos que variaban desde condiciones de exposición a condiciones con cierta lámina de agua. Otra posibilidad sería que las diferencias de saturación estuvieran relacionadas con la existencia de zonas expuestas y zonas encharcadas en la orilla del sistema e incluso que el distinto grado de saturación se debiera a la posición de las pisadas respecto a la orilla, encontrándose los ambientes menos saturados más alejados de esta. Sin embargo, con los datos actuales no se ha podido establecer de forma concluyente la razón concreta detrás de estas diferencias, de manera que los estudios futuros deben centrarse en toda la superficie del yacimiento y la distribución de las pisadas.

Conclusiones

El yacimiento de Fondota se formó en la orilla de una zona encharcada de escasa profundidad y permanencia en el tiempo. Se desarrolló en la parte distal de un sistema aluvial de procedencia norte. El sustrato de la zona encharcada se componía de una mezcla de barro micrítico precipitado *in situ* y bioclastos (ostrácodos, carofitas, bivalvos...), con aportes terrígenos esporádicos.

Los animales pisaron un sustrato con condiciones de humedad y saturación distintas, que explica la variedad en la preservación de las icnitas. Estas condiciones pudieron darse en distintos mo-

mentos de pisada o en momentos similares, más o menos alejados de la orilla.

Contribución autores

Linares: Estructura del trabajo, metodología, adquisición de datos, edición, figuras, revisión del manuscrito, investigación/análisis, coordinación.

Castanera: Estructura del trabajo, adquisición de datos, revisión del manuscrito, coordinación.

Canudo: Estructura del trabajo, revisión del manuscrito.

Luzón: Estructura del trabajo, metodología, adquisición de datos, revisión del manuscrito, investigación/análisis, coordinación.

Agradecimientos

Este trabajo está financiado por los grupos de investigación Aragosaurus, recursos geológicos y paleoambientes, Geotransfer y E04_23R FOCONTUR del Gobierno de Aragón, y los proyectos PID2019-108705-GB-I00, PID2021-122612OB-I00 y Unidad de Paleontología de Teruel, financiados por el Ministerio de Ciencia e Innovación (Gobierno de España).

Gracias a los revisores cuyos comentarios han ayudado a mejorar el manuscrito.

Bibliografía

Álvarez Sierra, M., Daams, R., Lacomba, J.I., López Martínez, N., Meulen, A. J.V.D., Sesé, C., y Visser, J. D. (1990). *Scripta Geologica*, 94, 1-75.

Astibia, H., Suberbiola, X.P., Payros, A., Murelaga, X., Berreteaga, A., Baceta, J. I. y Badiola, A. (2007). *Ichnos*, 14(3-4), 175-184. <https://doi.org/fkbtqh>

Falk, A.R., Hasiotis, S.T., Gong, E., Lim, J.D. y Brewer, E.D. (2017). *Palaos*, 32(11),

689-707. <https://doi.org/gqjg42>

García Sansegundo, J. (2004). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja nº 287 (Barbastro) y memoria*. IGME. 22 pp.

Hirst, J.P.P., y Nichols, G.J. (1986). En: *Fore-land basins* (P.A. Allen y P. Homewood, Eds.), 247-258.

Linares Montes, M., Canudo, J.I., Luzón, A. y Castanera, D. (2021). *Comunicações Geológicas*, 108, 103-107.

<https://doi.org/jt5n>

Luzón, A. (2005). *Sedimentary Geology*, 177(1-2), 19-39.

<https://doi.org/d86g64>

Luzón A. y González A. (2003). *Revista Sociedad Geológica Española*, 16, 239-56.

Marchetti, L., Belvedere, M., Voigt, S., Klein, H., Castanera, D., Díaz-Martínez, I., Marty, D., Xing, L., Feola, S., Melchor, R.N. y Farlow, J. O. (2019). *Earth-Science Reviews*, 193, 109-145. <https://doi.org/gjdwxc>

Marty, D., Strasser, A., y Meyer, C.A. (2009). *Ichnos*, 16(1-2), 127-142.

<https://doi.org/fgq6rc>

Morse, S.A., Bennett, M. R., Liutkus Pierce, C., Thackeray, F., McClymont, J., Savage, R. y Crompton, R.H. (2013). *American journal of physical anthropology*, 151(2), 265-279. <https://doi.org/jt5q>

Muñoz, A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pérez, A., Pardo, G. y Villena, J. (2002). *Geology of Spain*. Geological Society of London, London, 301-309

Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A. y Pérez, A., (2004) En: *Geología de España*. Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España. 343-353

Rabal-Garcés, R., Castanera, D., Luzón, A., Barco, J.L. y Canudo, J. I. (2018). *Geoh Heritage*, 10(3), 499-509.

<https://doi.org/gd63rf>

Razzolini, N. L., Vila, B., Castanera, D., Falkingham, P.L., Barco, J.L., Canudo, J.I., Manning, P.L. y Galobart, A. (2014). *PLoS one*, 9(4), e93708. <https://doi.org/jt5r>

Estudio paleontológico de las facies lacustres-palustres de Peña Adrián, Mioceno Superior (Miranda de Ebro, Cuenca Miranda-Trebiño)

Paleontological study of the lacustrine-palustrine facies of Peña Adrian, Late Miocene (Miranda de Ebro, Miranda-Trebiño basin)

Zuriñe Larena¹, Josep Sanjuan², Ana Pascual¹, Mariano Larráz³, Asier Valenzuela¹, Concha Arenas⁴, Xabier Murelaga^{1*} y Juan Ignacio Baceta¹

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencia y Tecnología. Euskal Herriko Unibertsitatea UPV/EHU Apartado 644, E-48080 Bilbao. zuriñe.larena@ehu.es; ana.pascual@ehu.es, asiervalenzuela5@gmail.com; xabier.murelaga@ehu.es y juanignacio.baceta@ehu.es

² Departamento de Dinámica de la Tierra y del Océano, Facultad de Ciencias de la Tierra Martí i Franqués, s/n, E-08028 Barcelona.

josepsanjuan@ub.edu

³ Departamento de Biología Ambiental (Zoología). Facultad de Ciencias, Universidad de Navarra, Apartado 177, E-31080.

mlarraz@external.unav.es

⁴ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, E-50009-Zaragoza.

carenas@unizar.es

*Corresponding author

ABSTRACT

This work presents the results of the paleontological study of the Peña Adrián section (Miranda de Ebro, Burgos), formed by alluvial and palustrine-lacustrine facies from the Upper Miocene. Two levels of marls have been sampled, PAF15 and PAF24 (A and B) where different genera and species of gastropods, charophytes and ostracods have been identified. From the stratigraphic and paleontological study, it has been possible to recognize the environmental conditions of the lacustrine system and their variation throughout the succession, showing phases of higher and lower energy until the final retraction of the lake system.

Key-words: Miranda-Trebiño basin, palustrine-lacustrine, charophytes, gastropods, ostracods, Miocene.

Geogaceta, 74 (2023), 83-86

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98198>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Los depósitos carbonatados lacustres-palustres de aguas someras son comunes durante el Mioceno Inferior-Medio en diferentes cuencas continentales de la Península Ibérica, pero son pocos los estudios realizados en materiales lacustres del Mioceno Superior. Este trabajo se ha centrado en el estudio de la sucesión de depósitos lacustres-palustres de Peña Adrián, situada próxima a la localidad de Valverde de Miranda (Coordenadas 42°39'35.68"N, 3°00'08.57"W) al suroeste de la cuenca de Miranda-Trebiño.

Esta sección alcanza 40m de potencia y destaca por estar formada por los depósitos cenozoicos más jóvenes de la cuenca de Miranda-Trebiño, así como por la abundancia de fósiles de gasterópodos. En este trabajo se presentan los

resultados obtenidos a partir del estudio estratigráfico, petrográfico y paleontológico efectuado con el fin de establecer las condiciones paleoambientales y paleoecológicas del sistema lacustre.

Contexto geológico y estratigráfico

El área estudiada se encuentra en la cuenca de Miranda-Trebiño (Fig. 1), prolongación occidental de la cordillera Pirenaica. Se trata de una cuenca de *piggy-back* que de este-oeste tiene unos 30-40Km de longitud. La cuenca comenzó a formarse durante el Eoceno superior, debido al levantamiento de la lámina cabalgante de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenes. Su relleno está compuesto por más de 3000m de depósitos, desde aluviales a lacustres-palustres, atribuidos al Eoceno superior (Priabonense), Oligo-

RESUMEN

Este trabajo presenta los resultados del estudio paleontológico de la sección de Peña Adrián (Miranda de Ebro, Burgos), formada por facies aluviales y palustre-lacustres del Mioceno Superior. Se han muestreado dos niveles margosos, PAF15 y PAF24 (A y B) donde se han identificado diferentes géneros y especies de gasterópodos, carofitas, y ostrácodos. A partir del estudio estratigráfico y paleontológico ha sido posible conocer las condiciones ambientales del sistema lacustre y su variación a lo largo de la sucesión, mostrando fases de mayor y menor energía hasta la colmatación y retracción final del sistema.

Palabras clave: Cuenca Miranda-Trebiño, lacustres-palustres, carofitas, gasterópodos, ostrácodos, Mioceno.

Fecha de recepción: 01/02/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

cenozoico y Mioceno Inferior que se disponen con un dispositivo de relleno asimétrico, resultado del desplazamiento hacia el norte del depocentro durante el relleno de la cuenca (Riba, 1956, 1961; Martín Alafont *et al.*, 1978).

Los materiales cenozoicos de la cuenca han sido divididos en cinco conjuntos principales o macrosecuencias, separadas por discordancias angulares: 1) Eoceno superior; 2) Oligoceno inferior-medio, 3) Oligoceno superior-Mioceno Inferior, 4) Mioceno Inferior-Medio y 5) Mioceno Superior-Plioceno. Los afloramientos de Peña Adrián son los más representativos de la macrosecuencia de relleno más joven, los cuales se extienden a lo largo de un área de unos 4km² al sur de la ciudad de Miranda de Ebro. La sucesión estratigráfica de esta macrosecuencia se compone de base a techo de 4 unidades principales (Fig. 2):

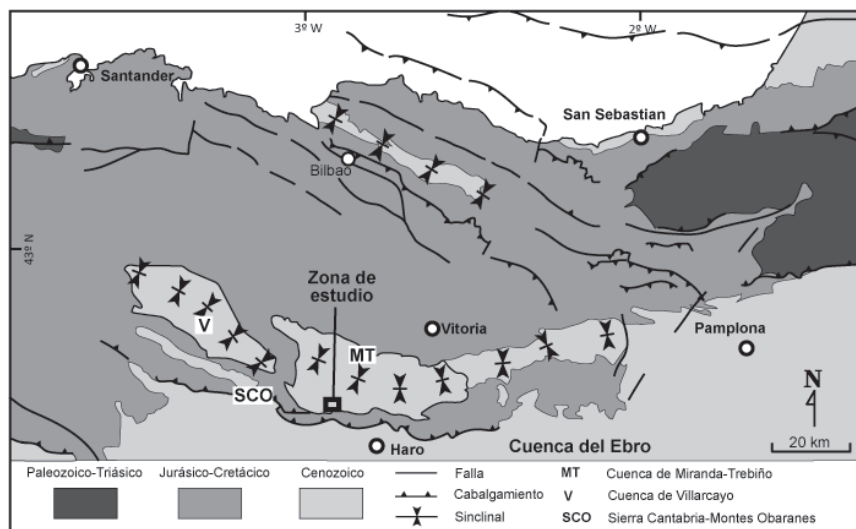


Fig. 1.- Localización del área de estudio en el margen sur de la cuenca Vasco-Cantábrica.

Fig. 1.- Location of the study area in the southern margin of the Basque-Cantabrian basin.

Unidad 1 (U1, 15m). Sucesión de lutitas rojas entre las que se intercalan cuerpos canaliformes de areniscas y conglomerados heterolíticos. Representan sistemas aluviales con amplias llanuras de inundación intersectadas por canales fluviales.

Unidad 2 (U2, 10-12m). Formada por intervalos de calizas bioclásticas masivas con abundantes marcas de raíces, alternando con calizas-margocalizas estratificadas. Estas litofacies caracterizan ambientes lacustres someros y de baja energía con intermitente exposición subaérea y colonización por plantas.

Unidad 3 (U3, 8-9m). Se compone de calizas bioclásticas estratificadas con laminación horizontal persistente, margocalizas masivas o laminadas y, localmente, estratificación cruzada de bajo ángulo. Constituyen facies lacustres someras eventualmente sujetas a condiciones de moderada-elevada energía y actividad de corrientes tractivas.

Unidad 4 (U4, 6-7m). Consiste en calizas micríticas masivas con escaso contenido bioclástico y abundantes marcas de raíces y otros rasgos pedogénicos. Caracterizan un ambiente lacustre relativamente tranquilo, colonizado por vegetación arbustiva.

Metodología

De los 40m de serie, que se ha levantado en Peña Adrián, la mayoría de las muestras recogidas han sido en rocas calizas a las que se les han realizado láminas delgadas para su estudio petrográfico y donde se han podido observar cortes de gasterópodos y carofitas. Para poder realizar estimaciones paleoecológicas y bioestratigráficas se han buscado niveles

margosos que se puedan disgregar y lavar. En esta serie se han encontrado dos niveles margosos con abundantes restos de gasterópodos PAF15 y PAF24 (Fig. 2), que son los que se han muestreado para extraer los fósiles descritos en este trabajo. En el nivel PAF24 se han diferenciado dos subniveles, uno de color más oscuro PAF24A y otro de coloraciones más grisáceas PAF24B. En cada uno de los niveles se han recogido alrededor de 3 kg de muestra.

Para los gasterópodos se ha utilizado la fracción comprendida entre los 2mm y los 0,5mm y para las carofitas y los ostrácodos la comprendida entre 0,5 mm y 0,16mm. Al tratarse de muestras muy ricas en restos de gasterópodos se han contabilizado los ejemplares enteros, o cuando eran fragmentarios, los ápices de las conchas. En el caso de las carofitas y los ostrácodos se han contabilizado los individuos encontrados en 0,75g por muestra.

Resultados

Se han identificado 23 restos de carofitas (tallos y girogonitos), 56 caparazones y valvas de ostrácodos y 4114 conchas de gasterópodos (Tabla I). No se ha encontrado hasta la fecha ni una esquirola de vertebrado. En las muestras de campo sí se llegan a ver conchas de gasterópodos de mayor tamaño que la fracción del tamiz de 2 mm (Fig. 3), pero estos son muy escasos y al lavar el sedimento se rompen por lo que en las fracciones estudiadas solo aparecen restos de alguna concha de mayor tamaño y los gasterópodos de menor talla como *Mercuria* sp., que es el taxón predominante. Los restos de carofitas aparecen

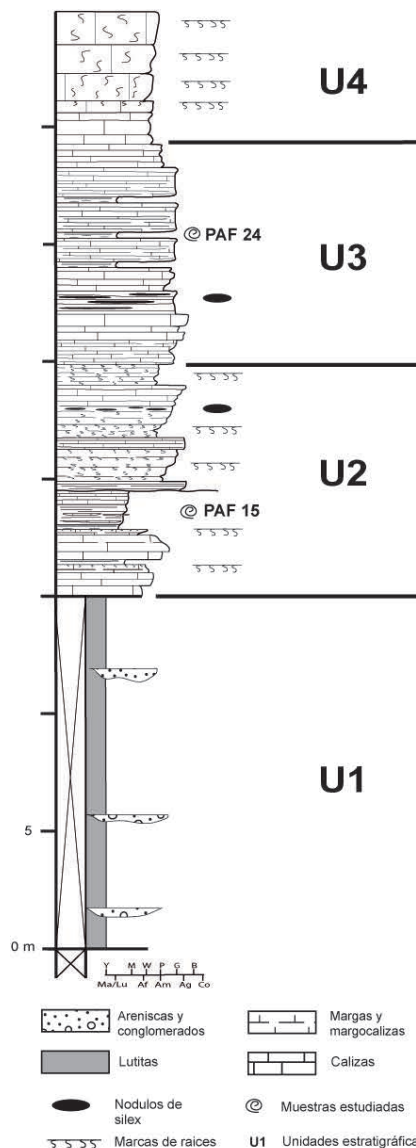


Fig. 2.- Sección estratigráfica estudiada en este trabajo con la situación de los niveles muestreados.

Fig. 2.- Stratigraphic section measured in this study with the location of the studied levels.

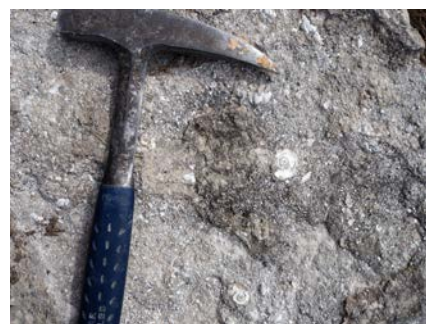


Fig. 3.- Aspecto del nivel rico en gasterópodos donde se pueden observar algunos ejemplares de *Planorbidae* indet., *Stagnicola* sp. y los abundantes puntos blancos serían ejemplares de *Mercuria* sp. Ver la figura en color en la web.

Fig. 3.- Aspect of a level rich in gastropods where some specimens of *Planorbidae* indet., *Stagnicola* sp. and the abundant white dots would be individuals of *Mercuria* sp. See the color figure on the web.

sobre todo en el nivel PAF15 siendo muy escasos en los otros dos niveles. Los ostrácodos son más abundantes en los niveles PAF24 A y B (Tabla I).

Carofitas (Tabla I y Fig. 4)

En la muestra PAF15 se ha recuperado un elevado número de girogonitos de carofita pertenecientes a la especie *Chara cf. molassica* var. *notata* (Straub) que se encuentran asociados a tallos de carofita corticados pertenecientes al género *Chara* (Fig. 4). *Chara molassica* var. *notata* presenta un rango bioestratigráfico amplio en Europa, desde el Oligoceno superior (Chattienense) hasta el Mioceno superior (Tortonienense) (Sanjuan et al., 2022). Además, es una especie índice de la biozona europea de carofitas homónima del Oligoceno superior definida por Riveline et al., (1996). Desde un punto de vista paleoecológico, parece que ésta era una especie euritípica, ya que se ha encontrado tanto en facies relacionadas con lagos someros de agua dulce (Feist y Ringeade, 1977) como en lagos de agua salobre (Sanjuan et al., 2022).



Fig. 4.- Restos de carofitas procedentes de la muestra PAF 15. 1. Asociación de tallos corticados y girogonitos de carofitas. 2-4 detalle de los girogonitos de *Chara cf. molassica* var. *notata*; 2 y 3 vistas laterales del girogonito ; 4 vista basal. Ver la figura en color en la web.

Fig. 4.- Charophyte remains from sample PAF-15. 1. Association of corticated stems and charophyte gyrogonites. 2-4 detail of the gyrogonites of Chara cf. molassica var. notata; 2 and 3 side views of the gyrogonite; 4 basal. See the color figure on the web.

Gasterópodos (Tabla I y Fig. 5)

La especie más abundante es *Mercuria* sp. El género *Mercuria* se encuentra sobre todo en arroyos, surgencias y

fuentes con aguas limpias y oxigenadas (Álvarez-Halcón et al., 2012). En el nivel PAF15 se han encontrado algunos representantes de la familia Planorbidae y más concretamente de la especie *Gyraulus laevis* (Alder). Esta especie suele vivir en aguas limpias, de curso lento, incluso estancadas. (Álvarez-Halcón et al., 2012). Suele tratarse de aguas con vegetación más o menos desarrollada. Soporta la presencia de nitratos y pH básicos (hasta 9-9,9) (Welter-Schultes, 2012). *Bithynia tentaculata* (Linnaeus) está representada en la muestra por los opérculos, ya que las conchas se habrán roto en el lavado-tamizado del sedimento. *Bithynia tentaculata* se encuentra en ríos y lagos de escasa corriente y suele colonizar lagunas. Puede desarrollarse en aguas con cierta salinidad. (Larraz y Equísoain, 1993) y en lugares en los que existen macrofitos emergentes (Larraz et al., 2014). Prefiere aguas oxigenadas; vive hasta los 15m de profundidad (Welter-Schultes, 2012). Al igual que los Planorbidae de mayor talla solamente se han encontrado ejemplares de Lymnaeidae rotos o juveniles. Dentro de esta familia se han clasificado como *Stagnicola* sp. que vive en aguas de escasa corriente con abundante vegetación y de pH neutro, soporta la desecación (Welter-Schultes, 2012). También tolera bajas cantidades de oxígeno (Álvarez-Halcón et al., 2012).



Fig. 5.- Gasterópodos: 1- *Mercuria* sp., 2- *Bithynia tentaculata*, 3- *Gyraulus laevis* y 4- *Stagnicola* sp. Ver la figura en color en la web.

Fig. 5.- Gastropods: 1- Mercuria sp., 2- Bithynia tentaculata, 3- Gyraulus laevis and 4- Stagnicola sp. See the color figure on the web.

Ostrácodos (Tabla I y Fig. 6)

Un total de 7 especies, han sido identificadas en este trabajo, siendo las más abundantes *Ilyocypris bradyi* Sars y *Cypris bispinosa* Lucas, esta última sólo representada por su espina característica (Fig. 6.1). La presencia de *I. bradyi* indica energía de corrientes.

La interpretación paleoambiental basada en ostrácodos define dos subambientes:

	PAF 24A	PAF 24B	PAF 15
Ostrácodos			
<i>Candona</i> sp.	1		1
<i>Cypris bispinosa</i>	1	14	2
<i>Darwinula stevensoni</i>	3	4	2
<i>Ilyocypris gibba</i>	2		
<i>Ilyocypris bradyi</i>	14	3	
<i>Paralimnocythere psammophila</i>			3
<i>Pseudocandona parallela</i>	2	1	3
Carofitas			
<i>Chara cf. molassica</i> var. <i>notata</i>	2	3	18
Gasterópodos			
<i>Gyraulus laevis</i>	0	0	17
<i>Mercuria</i> sp.	933	2007	1156
<i>Bithynia tentaculata</i>	1	5	7
<i>Stagnicola</i> sp.	1	2	2

Tabla I.- Número de restos fósiles encontrados en cada una de las muestras estudiadas. *Tabla I.- Fossil remains found in the studied samples*

1- Borde de lago con aguas semipermanentes, de baja energía o incluso estancadas (definido por *P. psammophila*) y alta vegetación en PAF15.

2- Llegada de pequeños arroyos o riachuelos de agua energética al borde del lago (definido por *I. bradyi*) en PAF 24A y PAF 24B.

Las aguas templadas de dicho lago presentaban buena oxigenación y alto contenido en carbonato (Martín Rubio, 2003; Martínez-García *et al.*, 2014, 2015), siendo oligotróficas y con baja salinidad, como lo refleja la presencia de *C. bispinosa* (Herrero-Hernández *et al.*, 2016)

Conclusiones

El estudio de la sección de Peña Adrián revela la existencia de un paleosistema lacustre somero de bajo gradiente, con aguas templadas y bien oxigenadas, que evolucionó durante su desarrollo en lo que respecta a condiciones de energía y biofacies asociadas. La abundancia relativa de girogonitos y tallos de carofitas, y la presencia del gasterópodo *G. laevis* y del ostrácodo *P. sammophila* indica que la unidad U2 se depositó en condiciones de baja energía, probablemente en áreas marginales del sistema lacustre colonizadas por la vegetación. Las facies de la unidad U3, en cambio, caracterizarían condiciones más abiertas y energéticas dentro del sistema lacustre, como lo evidencia la abundancia de laminación y formas de lecho asociadas a corrientes tractivas y la abundancia relativa del gasterópodo *Mercuria* sp. y del ostrácodo *I. bradyi*

Por último, la unidad U4 probablemente representa la etapa de colmatación y retracción final del sistema lacustre. La drástica caída en la abundancia de fracción bioclástica probablemente sugiere condiciones de cierto estrés para la actividad biológica.

A partir del contexto estratigráfico y la asociación de carofitas es posible afinar la edad de la sucesión lacustre, que ahora se atribuye exclusivamente al Mioceno Superior.

Contribución de los autores

El trabajo realizado por los autores se puede dividir en dos grupos: Z.L., A.V., C.A. y J.I.B. se han encargado del estudio estratigráfico y petrográfico, mientras que J.S., A.P., M.L. y X.M. se han encargado de la parte más paleontológica.

Agradecimientos

La primera firmante (Z. L.) disfruta de una beca predoctoral de la Universidad del País Vasco/EHU. Este trabajo ha recibido financiación de los grupos de investigación IT-1602-22 y IT-976-16 del Gobierno Vasco, del Proyecto IBERINSULA (PID2020-113912GB-I00 / AEI / 10.13039/501100011033) de la Agencia Española de Investigación y del Proyecto 2021 SGR- Cat 00349. Agència de la Gestió d'ajuts universitaris i de Recerca.

Los autores agraden la labor de Blanca Martínez-García y del revisor anónimo por las sugerencias para la mejora del manuscrito.

References

Álvarez-Halcón, R.M., Oscoz, J. y Larraz, M.L. (2012). *Guía de Campo. Moluscos acuáticos de la Cuenca del Ebro*. Edita: Confederación Hidrográfica del Ebro. 147 p.

Feist-Castel, M. y Ringeade, M. (1977). *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 341–354.

Herrero-Hernández, A, Alonso-Gavilán, G. y Civis Llovera, J. (2016). *Estudios Geológicos* 72 (2), e053. <https://doi.org/10.3989/egeol.42381.400>

Larraz, M.L. y Equisoain J.J. (1993). *Publicaciones de la Universidad de Navarra (Serie Zoológica)* 23, 1-304.

Larraz, M.L., Zuazu, J., Tomás, P., Durán, C. y Oscoz, J. (2014). *Noticiario de la Sociedad Española de Malacología (SEM)* 61, 55-58.

Martín Alafont, J.M., Ramírez del Pozo, J. y Portero, J.M. (1978). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 138 (Puebla de Arganzón) y memoria*. IGME. 46 p.

Martínez-García, B., Suarez-Hernando, O., Hernández, J.M., Suárez-Bilbao, A. y Murelaga, X. (2015). *Estudios Geológicos* 71(1), e024: <http://dx.doi.org/10.3989/egeol.41729.320>

Martínez-García, B., Suarez-Hernando, O., Suárez-Bilbao, A., Pascual, A., Ordiales, A., Larrasoana, J.C., Murelaga, X., y Ruiz-Sánchez, F.J. (2014). *Ameghiniana* 51(5), 405-419. <https://doi.org/10.5710/AMGH.14.08.2014.2745>

Martín-Rubio, M. (2003). *Ostrácodos del Plioceno y reciente en el Sector occidental de la cuenca del Ebro: paleoecología y geoquímica*. Tesis Doctoral. Univ. País Vasco/EHU, 312 p.

Meisch, C. (2000). En: *Süßwasserfauna von Mitteleuropa* (J. Schwoerbel, J. y P. Zwick, Eds.). Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg/Berlin, 522 p.

Riba, O. (1956). *La Cuenca Terciaria de Miranda Treviño*. Informe inédito CIEPSA, 28 p.

Riba, O. (1961). *Nuevas observaciones sobre el Terciario continental de la Cuenca de Miranda Treviño*. Informe inédito CIEPSA, 19 p.

Riveline, J., Berger, J. P., Feist, M., Martín-Closas, C., Schudack, M., y Soulié-Marsche, I., (1996). *Bulletin de la Société Géologique de France* 167, 437–468.

Sanjuan, J., Matamoros, D., Casanovas-Vilar, I., Vicente, A., Moreno-Bedmar, J.A. y Martín-Closas, C. (2022). *Historical Biology*. <https://doi.org/10.1080/08912963.2022.2106861>

Straub E.W., (1952). *Geol Jahrb.* 66, 433–524.

Welter-Schultes, F.W. (2012). *European non marine molluscs, a guide for species identification*. Planet Poster. Göttingen. 677 p.

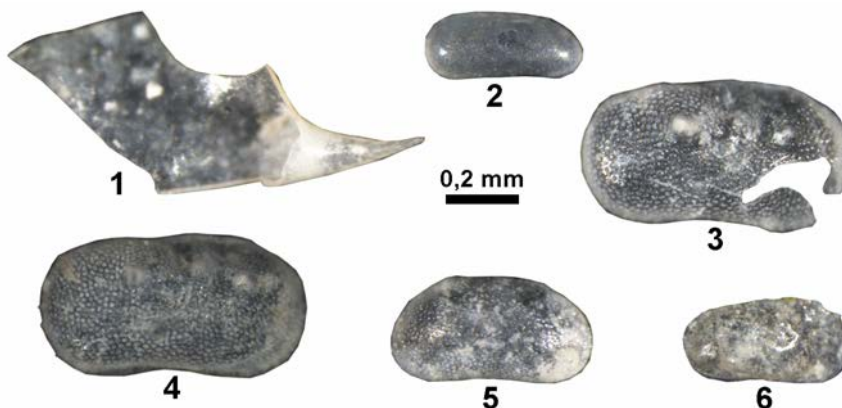


Fig. 6.- Ostrácodos: 1- *Cypris bispinosa* valva derecha (VD) fragmento, 2- *Darwinula stevensoni*, VD 3- *Ilyocypris gibba*, VD 4- *Ilyocypris bradyi*, VD 5- *Pseudocandona parallela* VD y 6- *Paralimnocythere psammophila* VD. Ver la figura en color en la web.

Fig. 6.- Ostracods: 1- Cypris bispinosa, right valve (RV) fragment 2- Darwinula stevensoni RV, 3- Ilyocypris gibba RV, 4- Ilyocypris bradyi RV,, 5- Pseudocandona parallela RV and 6- Paralimnocythere psammophila RV. See the color figure on the web.

La divulgación del patrimonio geológico como herramienta de sensibilización de la sociedad hacia el riesgo geológico

The dissemination of geological heritage as a tool to raise awareness society on geological risk

Viola Bruschi*, Miguel A. Sánchez Carro¹, Gustavo Gutiérrez² y Germán Flor Blanco³

¹ Dpto. de Ciencia e Ingeniería del Terreno y de los Materiales (Grupo Geología Aplicada), ETS de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidad de Cantabria. 39005 Santander.

viola.bruschi@unican.es; miguelangel.sanchez@unican.es

² Asociación Costa Quebrada. Soto de la Marina, Cantabria.

gustavo@costaquebrada.com

³ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, UNESCO IGCP Group 725 Forecasting coastal change. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, Oviedo, 33005, Spain.

florgerman@uniovi.es

*Corresponding author

ABSTRACT

Proposal for the elaboration of informative panels, whose contents are fundamentally focused on the dissemination of geological hazard and risk associated with the cliff retreat processes in two beaches which are touristic attractions. The panels have been defined on the basis of coastal retreat data and for its placement in two beaches located in Costa Quebrada aspiring UNESCO Geopark which are tourist attractions. The objective of this contribution is to provide society with greater knowledge and awareness about geological heritage and the processes that determine its evolution, thus obtaining a significant reduction in the exposure factor and a broader vision of geological risk.

Key-words: *Geologic heritage, cliff retreat, dissemination tools, geologic risk, Costa Quebrada aspiring Geopark.*

Geogaceta, 74 (2023), 87-90

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98198>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

La divulgación del patrimonio geológico tiene cada vez más interés, tanto a nivel nacional como internacional, sobre todo en aquellos territorios ocupados por algunas de las figuras de protección y/o de puesta en valor del patrimonio geológico.

Los ejemplos de herramientas de divulgación del patrimonio geológico, diseñadas con el fin de dar a conocer la historia del Planeta Tierra, son muy variadas y se aplican en muy diversos ámbitos. La mayor parte de ellas están enfocadas hacia la descripción de aspectos propios de las Ciencias de la Tierra, o de la relación de estos con otros elementos patrimoniales. De esa manera, se ilustran morfologías, tipos de rocas y su formación, estructuras, aspectos relacionados con la mineralogía o la paleontología, etc.

Sin embargo, son más escasos los ejemplos enfocados hacia la comprensión de los riesgos geológicos.

Según el último informe del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC, 2023), los procesos asociados al cambio climático y que pueden desencadenar algún tipo de riesgo geológico se van incrementado cada vez más, asumiendo una escala humana.

De la misma forma que las actividades divulgativas sirven para transmitir los procesos que, a lo largo de los períodos geológicos, han dado lugar al paisaje actual, tenemos que transmitir que muchos de esos procesos no pertenecen solo y únicamente al pasado geológico, sino que siguen desarrollándose en la actualidad y que en ciertos casos están asociados a importantes riesgos geológicos.

Por otro lado, cabe señalar la importancia de transmitir estos mismos conceptos, en aquellas zonas que constituyen importantes focos turísticos, como es el caso de los Parques Naturales, Parques Geológicos, Geoparques, etc., donde además se están

RESUMEN

Propuesta para la elaboración de paneles divulgativos, cuyos contenidos se centran fundamentalmente en la divulgación de la peligrosidad y riesgo geológico asociados a los procesos de retroceso de los acantilados, en dos playas que son importantes focos de atracción turística. Los paneles han sido elaborados sobre la base de datos de retroceso costero y para su colocación en los accesos a dos playas ubicadas en Costa Quebrada aspirante Geoparque. El objetivo de la presente contribución es proporcionar a la sociedad un mayor conocimiento y una mayor sensibilización ante el patrimonio geológico y los procesos que determinan su evolución, obteniendo de esta forma una importante disminución del factor de exposición y una visión más amplia del riesgo geológico.

Palabras clave: *Patrimonio Geológico, retroceso costero, divulgación, riesgo geológico, Costa Quebrada aspirante Geoparque.*

Fecha de recepción: 07/02/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

desarrollando actividades divulgativas.

Actualmente los ejemplos de paneles cuyos contenidos proporcionen conocimiento específico sobre los riesgos geológicos son escasos (Macedo, 2015; Díez Herrero et al., 2016).

Es por todo ello, que aquí se presenta una propuesta elaborada para la divulgación y conocimiento de los riesgos naturales en general, y geológicos en particular, con especial atención en aquellas zonas de uso recreativo, con el fin concienciar a la población sobre los riesgos geológicos y su peligrosidad asociada.

Contexto geológico del área de estudio

La propuesta que aquí se presenta ha sido elaborada para el diseño y colocación de paneles en zonas de playas situadas en el norte de España, en la región de Cantabria, muy cerca de la ciudad de Santander,

y más en concreto, en un área que corresponde al territorio de Costa Quebrada, actualmente aspirante Geoparque (Fig.1).

Desde un punto de vista geomorfológico, la franja costera está caracterizada por una alternancia de entrantes y salientes que conforman acantilados con alturas entre 40 y 60 metros, cuyo retroceso está controlado por tres principales factores: la litología y erosión diferencial; la estructura, caracterizada por estratos casi verticales y la dirección de la línea de costa con respecto a la acción del oleaje (Flor Blanco et al., 2022).

Desde el punto de vista geológico general, el área está constituida fundamentalmente por una alternancia de calizas, margas, así como de areniscas y lutitas, todas ellas del período Cretácico, en particular por una sucesión completa del Aptiense-Campaniense situada en el flanco norte del sinclinal de Santillana-San Román, con estratos que presentan un buzamiento de más o menos 80 grados en dirección sures-te (Solé Pont et al., 2008 a y b).

Las playas de Covachos y de Los Caballos

Entre las posibles áreas costeras que caracterizan el territorio del parque, se han seleccionados dos: la playa de Covachos y la playa de Los Caballos.

La selección de dichas playas se ha

basado en dos aspectos principales: por un lado, en los importantes procesos de retroceso y dismantelamiento de la costa acantilada que en ellas se pueden claramente observar y, por otro lado, en la fuerte presión turística de las dos zonas, sobre todo en período estival.

La playa de Covachos

La primera playa, que se encuentra en la zona más oriental del parque (Figs. 1 y 2), está caracterizada por la existencia de potentes acantilados constituidos por una alternancia de calizas y margas de edad Santiense (Cretácico Sup.), muy fracturadas, con una dirección de los estratos N70°E y un buzamiento de unos 75 grados hacia el SE (Solé Pont et al., 2008b).

Dichas características, asociadas al fuerte oleaje generado por los grandes temporales, a la erosión diferencial y las intensas precipitaciones, determinan importantes procesos gravitacionales de tipo vuelco y deslizamientos rotacionales que, según los datos recopilados, han determinado un retroceso total del acantilado de 1,59 m entre 1946 y 2002, y de 1,97 m entre el 2002 y el 2017 (Rubio de la Fuente, 2020).

En la Figura 3, se muestra un esquema que permite describir de forma sencilla el retroceso experimentado por el acantilado hacia el sur de la playa de Covachos.

En la secuencia de los tres esquemas (A, B y C), se puede observar la formación de unas primeras grietas que se producen en la parte alta del acantilado, en correspondencia con planos de estratificación, y producida por pequeños desplazamientos de los bloques, ya separados entre sí, en la parte más expuesta del acantilado.

Las intensas precipitaciones ocasionadas en momentos de grandes temporales producen una intensa infiltración y desencadenan el proceso de separación de los bloques y su sucesivo vuelco y acumulación en la base del acantilado. Como se puede apreciar, en las figuras 3B y 3C se han añadido unos elementos que representan la colocación preferencial de los usuarios cuando acuden a la playa, sobre todo en los meses de verano y que corresponde a una situación de riesgo importante

La playa de Los Caballos

La segunda playa, para la cual se ha propuesto un mismo análisis y mismo tipo de actuación, es la playa de Los Caballos, que está ubicada en un sector más occidental, cerca de la desembocadura del río Saja (Fig. 1).

En este caso, la playa está caracterizada por un acantilado de unos 60 metros de altura, constituido por una alternancia de margas grises y areniscas de la Fm. Patrocinio, del Aptiense inferior (Cretácico Inf.; Fig. 4) y surcado por fallas de dirección NO-SE (Solé Pont et al., 2008a y b).

En este caso, la estratificación presenta una dirección N120°E con un buzamiento de unos 25-30° hacia el SO (Solé Pont et al., 2008a y b).

El acantilado de la playa de Los Caballos, por sus características geológicas, está afectado por intensos procesos de tipo deslizamiento rotacional y desprendimiento.

Como en el caso anterior, los principales factores que intervienen en la desestabilización del acantilado y en los sucesivos procesos de deslizamientos, son las intensas lluvias, el fuerte oleaje y el fuerte viento que se producen en los momentos de grandes temporales (Crozier, 2010; Gariano y Guzzetti, 2016).

Desde los datos recopilados por un estudio de evolución histórica de la zona acantilada (Rubio de la Fuente, 2020), se ha determinado unos valores de retroceso del acantilado de unos 7,98 m entre el año 1946 y el 2002, y de 3,47 m entre el 2002 y el 2017; corresponden, por lo tanto, a unas tasas de retroceso del acantilado de 0,14 m/año para el primer período,

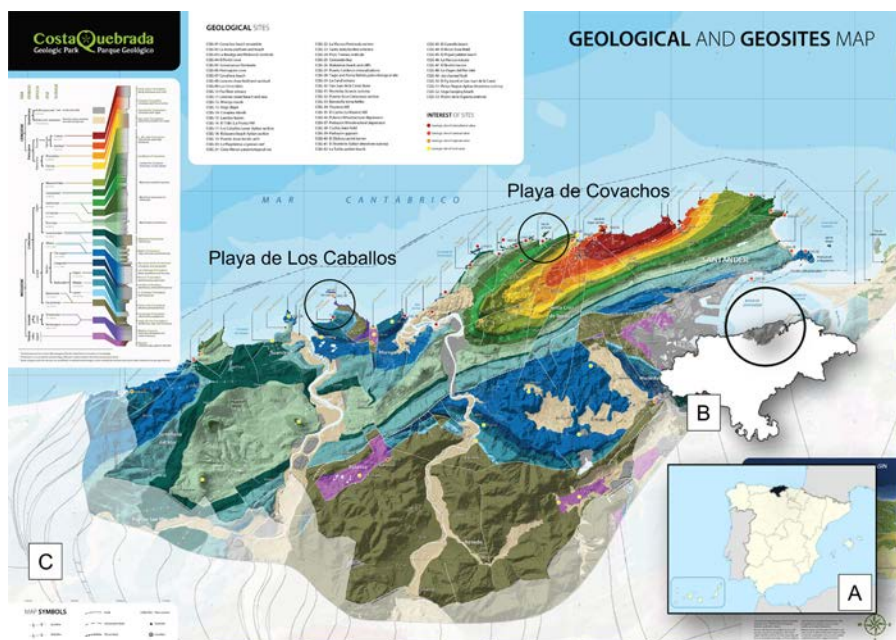


Fig. 1.- Mapa geológico del Geoparque aspirante Costa Quebrada (Elaborado por Asociación Costa Quebrada) y ubicación de las playas seleccionadas para las propuestas. A) Ubicación de la región Cantabria. B) Ubicación del Geoparque aspirante. C) Ubicación de las playas de Covachos y de Los Caballos. Ver figura en color en la Web.

Fig. 1.- Geological Map of the Costa Quebrada aspiring UNESCO Geopark (produced by Asociación Costa Quebrada) and location of the beaches selected for the proposals. A) Location of the Cantabria region. B) Location of the Costa Quebrada aspiring UNESCO Geopark. C) Location of Covachos and Los Caballos beaches. See colour figure on the Web.



Fig. 2.- Acantilado de la playa de Covachos. tomada en momento de marea alta. En ella se pueden apreciar los rasgos propios de los procesos gravitacionales del tipo vuelco que producen el retroceso del acantilado y la acumulación de bloques en la base del mismo. Ver figura en color en la Web.

Fig. 2.- A photograph of Covachos beach cliff taken at high tide. The figure shows typical rock topple features producing the retreat of the cliff and the accumulation of blocks at the cliff foot. See colour figure on the Web.

y de 0,23 m/año para el segundo. Los datos han sido obtenidos por medio de comparación de ortofotos desde el año 1946 hasta el año 2017.

Como en el caso de la playa de Covachos, se ha elaborado un esquema que ilustra de manera sencilla la evolución del acantilado de Los Caballos, añadiendo también, en este caso, el factor antrópico, representado por los símbolos de colores que están ubicados según la colocación preferencial de los usuarios de la playa (Fig. 5).

Un factor importante que interviene en la identificación del riesgo, en este caso concreto, es la marea que, en su punto más álgido, principalmente durante las mareas vivas, hace perder a la playa de Los Caballos entre un 50% y un 70% de su anchura, lo que supone que los



Fig. 4.- Playa de Los Caballos. Se observan los procesos gravitacionales que afectan al acantilado. Ver figura en color en la Web.

Fig. 4.- Los Caballos beach. The image shows the gravitational processes affecting the cliff. See colour figure on the Web.

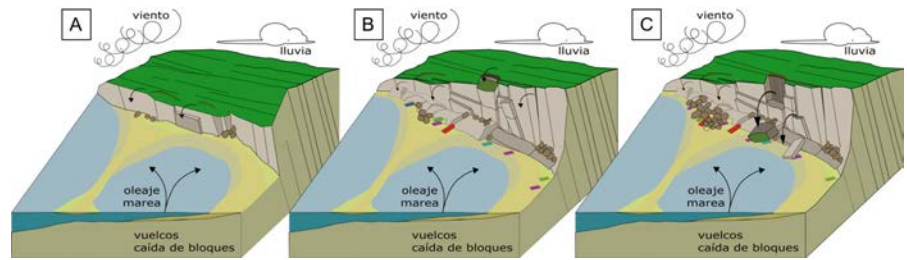


Fig. 3.- Esquema explicativo del proceso de retroceso del acantilado en la playa de Covachos. A) Formación de las primeras grietas apreciables en la parte alta del acantilado. B) Debido a la disposición de los estratos, y a los efectos de la infiltración de lluvia, de los vientos y fuerte oleaje, se produce la separación de grandes bloques y vuelcos. En diferentes colores se indica la posición de las toallas de los potenciales usuarios de la playa. C) Desprendimiento de los bloques por vuelco y los potenciales efectos sobre los usuarios de la playa. Ver figura en color en la Web.

Fig. 3.- Explanatory scheme of the retreating cliff process in Covachos beach. A) Formation of the first appreciable cracks in the upper part of the cliff. B) Due to the disposition of the strata, and to the effects of the water infiltration, winds and strong waves, the separation of large blocks and overturning occurs. Different colours indicate the position of the towels of potential users. C) Detachment of the blocks due to overturning and the potential effects on users. See colour figure on the Web.

usuarios retrocedan hasta ubicarse en las zonas más cercanas al pie del acantilado, incrementando de forma importante la exposición al riesgo (Fig. 5C).

Propuesta para los paneles

Los análisis llevados a cabo y los resultados obtenidos han puesto de manifiesto la necesidad de diseñar el panel, en colaboración con la Asociación Costa Quebrada, que será colocado en el acceso a la playa de Los Caballos (Fig. 6).

Como se puede apreciar, en el panel se proporciona una descripción de los principales aspectos geológicos del entorno, así como de los principales procesos que controlan su evolución natural. Por otro lado, y ante la necesidad de reducir el factor exposición, se indican los elementos que representan un posible riesgo, y las pautas a seguir para su reducción.

Conclusiones

Los datos recopilados y el uso de los elementos del patrimonio geológico como servicios para la sociedad, han puesto claramente de manifiesto la necesidad de divulgar los conceptos de peligrosidad y riesgo asociados a los procesos geológicos que controlan la evolución de este sector de la costa.

La contribución que se presenta es parte de diferentes líneas de investigación que se están llevando a cabo en el territorio correspondiente a Costa Quebrada aspirante Geoparque de, con el fin de profundizar en el estudio de la evolución geomorfológica de la zona costera.

Los resultados que se están recopilando en dichas investigaciones permiten por otro lado, mejorar los contenidos para la divulgación científica, en sentido estricto, y definir herramientas que incrementen cada vez más la sensibilidad de la

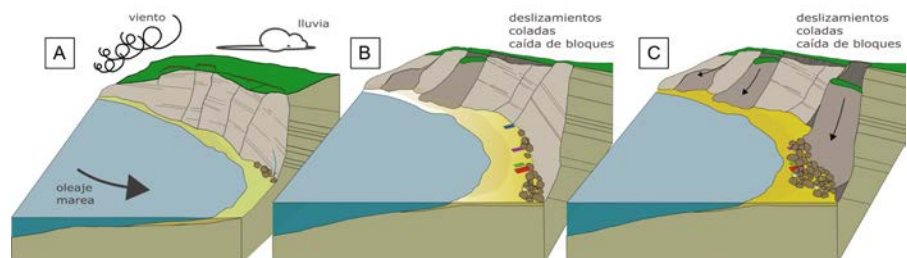


Fig. 5.- Esquema explicativo del proceso de retroceso del acantilado en la playa de Los Caballos. A) Formación de las primeras grietas apreciables en la parte alta del acantilado. B) Debido a la disposición de los estratos, y a los efectos de la infiltración de lluvia, de los vientos y fuerte oleaje, y de las características litológicas, se desencadenan deslizamientos de tipo rotacionales y desprendimientos. C) En diferentes colores se indica la posición de las toallas de los potenciales usuarios de la playa. Ver figura en color en la Web.

Fig. 5.- Explanatory scheme of the retreating cliff process in Los Caballos beach. A) Formation of the first appreciable cracks in the upper part of the cliff. B) Due to the disposition of the strata, and to the effects of the water infiltration, winds and strong waves, and the lithology rotational landslides and rockfall occurs. C) Different colours indicate the position of the towels of potential users. See colour figure on the Web.



Fig. 6.- Panel definitivo diseñado para su colocación en la zona de acceso a la playa de Los Caballos. A través de esquemas sencillos, se ilustran los principales riesgos presentes en la playa y los accesos más seguros a la misma. Ver figura en color en la Web.

Fig. 6.- Definitive panel elaborated to be placed in the access area to Los Caballos beach. Through simple diagrams, the main risks present on the beach and the safest accesses to it are illustrated. See colour figure on the Web.

sociedad hacia la protección y conservación del patrimonio geológico.

Por último, cabe señalar que un Geoparque debe dar a conocer los riesgos geológicos presentes en su territorio y ayudar así a diseñar estrategias de mitigación de desastres en colaboración con

las comunidades locales (Macedo, 2015; UNESCO, 2023).

Contribución de los autores

Bruschi: estructura del trabajo, metodología, adquisición de datos, edición,

figuras 1, 2, 3 y 4, revisión del manuscrito, investigación/análisis.

Sánchez Carro: metodología, adquisición de datos, revisión del manuscrito, investigación/análisis.

Gutiérrez: elaboración figura 6.

Flor Blanco: revisión del manuscrito.

Agradecimientos

La presente investigación no ha recibido ayudas específicas provenientes de agencias del sector público, sector comercial o entidades sin ánimo de lucro.

Se agradece a Tania Rubio de la Fuente por el Trabajo de Fin de Grado realizado en los acantilados de la zona de estudio; así como a los revisores anónimos de este trabajo por sus comentarios y sugerencias

Referencias

Crozier, M.J. (2010). *Geomorphology*, 124, 260–267.

Díez Herrero, A., García Peiróten, E., Laín Huerta, L., Martín Duque, J.F., Martín Moreno, C., Sacristán Arroyo, N., y Vicente Rodado, F. (2016). *A todo riesgo X. Convivir con los desastres geológicos cotidianos*. Guión de la excursión científico-didáctica de la Semana de la Ciencia 2016. IGME, Madrid-Segovia, 74 p.

Flor-Blanco, G., Bruschi, V., Adrados, L., Domínguez-Cuesta, M. J., Gracia-Prieto, F. J., Llana-Fúnez, S., y Flor, G. (2022). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 273, 107913.

Gariano, S.L., Guzzetti, F. (2016). *Earth-Science Reviews* 162, 227–252.

Macedo, L. (2015). En: *1 Simposio de Geoparques*. Comunicaciones 91-93.

IPCC (2023): *Synthesis Report of the Sixth Assessment Report* <https://www.ipcc.ch/ar6-syr/>

Rubio de la Fuente, T. (2020). *Análisis del retroceso del acantilado y propuestas de actuación*. Trabajo de Fin de Grado, Univ. de Cantabria, 93 p.

Solé Pont, F.J., Mediato Arribas, J.F. y Hernaiz Huerta, P.P. (2008a). *Mapa geológico de Cantabria 1:25.000, hoja nº 34-I (Suances)*. Gobierno de Cantabria, IGME.

Solé Pont, F.J., Mediato Arribas, J.F., Larrondo Echevarría, E. y Hernaiz Huerta, P.P. (2008b). *Mapa geológico de Cantabria 1:25.000, hoja nº 34-II (Muriedas)*. Gobierno de Cantabria, IGME.

UNESCO. <https://en.unesco.org/global-geoparks>

Los campos de bufones de Pría y Arenillas (Asturias). ¿Patrimonio geológico mundial?

The blowholes fields of Pría and Arenillas (Asturias). World geological heritage?

Germán Flor-Blanco^{1,2,*}, Luna Adrados³, Sergio Llana-Fúnez¹, y Viola Bruschi⁴

¹ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, UNESCO IGCP Group 725 Forecasting coastal change. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, Oviedo, 33005, Spain.

florgerman@uniovi.es

² Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, Oviedo, 33005, Spain. Grupo GEOCANTABRICA.

llanasergio@uniovi.es

³ Geolag. Geological Tourism, Residencial La Vallina, 20, 4A, San Claudio, 33191, Spain.

info@geolag.com

⁴ Departamento de Ciencia e Ingeniería del Terreno y de los Materiales, E.T.S. Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidad de Cantabria, Avenida Los Castros s/n, Santander, Spain.

bruschiv@unican.es

*Corresponding author

ABSTRACT

This work highlights the geological heritage of a sector of the eastern Asturian limestone coast, quantitatively and qualitatively characterising the unique morphologies. To this end, an analysis of the main karst-marine landforms observed in these cliffs has been carried out, generating the broadest possible inventory of the morphologies present. Also blowholes are an outstanding feature in the inventory, being represented in two fields, those of Pría and Arenillas, which can be considered the largest concentration sites of these in Europe and possibly in the world. And finally a detailed study of the bedding has been carried out, measuring the directions of development of faults and diaclasses in those contacts with the greatest extension.

On this coast, in addition to karst and karst-marine forms of various types, other types of elements linked to coastal dynamics can be observed, such as beaches and confined estuaries. Some of the forms linked to karst are included in the Spanish Inventory of Places of Geological Interest (IELIG). Given their international relevance, it is proposed that they be included in the Global GEOSITES Project.

Key-words: Limestone cliffs, Asturias, karst, blowholes, geological heritage.

Geogaceta, 74 (2023), 91-94

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98280>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

El entorno de los "Bufones de Pría y de Arenillas" está situado en el sector oriental de la costa asturiana (Fig. 1). Hay que destacar la importancia geológica y turística del entorno, al estar incluido en la costa mejor preservada de la Península Ibérica, con figuras de protección como "Monumento Natural" en el caso de "Arenillas" y donde sorprende que "Pría" no tenga la misma figura, estando ambas dentro del ZEC y ZEPA de las Rías de Ribadesella y Tina Mayor. Además, éstos han sido inclui-

dos dentro de la Base de Datos de Lugares de Interés Geológico-IELIG (CA037-Pría y CA037b-Arenillas). Tras un minucioso estudio en esta zona y comparando con otras costas cársticas del mundo, junto con la revisión de gran parte de la bibliografía encontrada en esta zona (Cvijic, 1918; Adrados, 2011; Adrados et al., 2014; Flor-Blanco et al., 2022), se ha podido constatar que se trata de la mayor concentración de morfologías de este tipo en Europa y, posiblemente, en el mundo.

Esta costa, eminentemente acantilada con una tendencia ONO-ESE/O-E, se

RESUMEN

Este trabajo pone en valor el patrimonio geológico de un sector de la costa calcárea oriental asturiana, caracterizando cuantitativa y cualitativamente las morfologías singulares. Para ello, se ha realizado un análisis de los principales elementos kársticos-marinos observados en estos acantilados. También se ha generado un inventario lo más amplio posible de las morfologías presentes, en las que destacan los bufones, estando representados en dos campos, el de Pría y el de Arenillas, los cuales pueden considerarse como la mayor concentración de éstos de Europa y posiblemente del mundo. Y finalmente se realizó un estudio detallado de los contactos entre estratos, midiendo las direcciones de desarrollo de fallas y diaclasas en aquellos de mayor extensión.

En esta costa, además de las formas kársticas y kárstico-marinas de varios tipos, pueden observarse otros tipos de elementos ligados a la dinámica litoral como playas y estuarios confinados. Algunas de las formas ligadas al karst están incluidas en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG). Dada su relevancia internacional se propone su incorporación al Proyecto Global GEOSITES.

Palabras clave: Acantilados calcáreos, Asturias, karst, bufones, patrimonio geológico.

Fecha de recepción: 05/02/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

caracteriza por contener una gran variedad de estructuras y formas del relieve en diferentes estadios de evolución y presentan una alta concentración de lugares con interés geológico, destacando el geomorfológico, no solo en el oriente asturiano sino a lo largo de todo el litoral cantábrico. Trabajos previos han plasmado las características generales de la costa acantilada asturiana (Domínguez-Cuesta et al., 2019), mientras que otras investigaciones se han centrado más en los rasgos geomórficos y evolutivos de este sector oriental (Romero, 1986; Hoyos Gómez y

Herrero Organero 1989 y Flor y Flor-Blanco, 2013), destacando el trabajo de inventariado y reconstrucción evolutiva a escala local realizado por Adrados (2011) y el de Flor-Blanco et al., (2022).

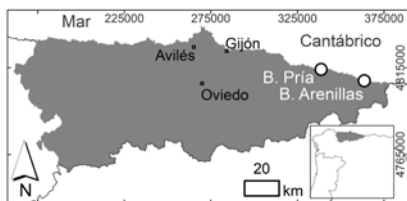


Fig. 1.- Situación de ambos campos de bufones.

Fig. 1. Location of both blowhole fields.

La zona que nos ocupa se caracteriza por la exposición de calizas del Carbónífero Superior, en su mayoría de grano fino, pero también hay formaciones cuarzo-arenitas, de edad ordovícica en la rasa superior (IGME, 2016). Destacar que los bufones estudiados se desarrollan en la Formación Valdeteja (calizas compactas microbiales de tipo *boundstone*), donde la estratificación vertical y con rumbo E-O es mucho menos marcada que en otros tipos de calizas, (Bahamonde et al., 2008).

El control litológico y estructural es fundamental para comprender el desa-

rollo de las distintas formas kársticas, pero es importante tener en cuenta que todas ellas han iniciado su evolución sobre superficies planas denominadas regionalmente "rasas". Estas se encuentran escalonadas, formando hasta siete niveles muy bien conservados en este sector de la costa asturiana y ampliamente estudiadas (Mary, 1983, Flor y Peón, 2004; Flor y Flor-Blanco, 2014, Domínguez-Cuesta et al., 2015; López-Fernández et al., 2020). Además, en un reciente estudio (Flor-Blanco et al., 2022), se han identificado otras unidades bien representadas: lapiaz o *karren*, viseras de erosión (*notchs*), arcos, islotes, cuevas, dolinas/ uvalas, dolinas de colapso inundadas total o parcialmente por el mar, ensenadas sin apenas depósitos, playas y el estuario colmatado de Guadamía.

Otros puntos de interés importantes son: los bufones de Ballota y Santiuste, el complejo kárstico de Cobijero, la playa interior de Gulpiyuri y la franja calcárea llanisca, en general, que muestra, en pocos kilómetros, todas las formas evolutivas de una costa calcárea en recesión. Todos ellos constituyen un destacado patrimonio geológico, ya que, en algunos casos, representan ejemplos únicos de morfologías kárstico-marinas bastante vulnerables a las modificaciones natura-

les y humanas. Desde el punto de vista del patrimonio geológico, este sector oriental asturiano debería ser declarado Global GEOSITE por la UNESCO por su estado de conservación y a su singularidad a nivel mundial.

Materiales y métodos

La metodología empleada en este estudio incluye: i) recopilación de capas de información digital topográfica y geológica del Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC) ii) fotointerpretación aérea (visor de mapas de Asturias-SITPA-IDEAS, la Fototeca Digital del Instituto Geográfico Nacional-IGN y Google Maps), iii) trabajo de campo consistente en el estudio de las cotas de los niveles de rasa, identificación de formas meso y micro kársticas y su geometría, iv) representación de la estratificación, fallas y diaclasas mediante el programa Stereonet versión 10.1.1, v) creación de una base de datos SIG (ArcGIS v. 10.3), y vi) clasificación genética de las formas y zonas de interés.

Resultados y discusión

Formación y evolución de los bufones

El proceso de evolución se inicia con la formación de una "rasa" costera, caracterizada por una morfología plana causada principalmente por el levantamiento regional, junto con un descenso relativo del nivel del mar que favoreció la activación de los procesos kársticos en condiciones continentales. La disolución kárstica aprovechó fundamentalmente la estratificación de la Fm. Valdeteja y la red de fracturas (ENE-OSO, NO-SE, NNO y NE-SO, principalmente), dando como resultado la mayor parte de las morfologías exokársticas (dolinas, *karren*, etc.)

Posteriormente, el oleaje habría comenzado a erosionar el pie del acantilado y, simultáneamente a la actividad kárstica superficial, los sistemas de drenaje subterráneo produjeron una profusa red kárstica, dando lugar a galerías, cuevas y simas. En la etapa siguiente, los procesos de disolución de las calizas generaron colapsos de las dolinas, mientras que el siguiente estadio corresponde con la erosión del frente del acantilado por parte del oleaje, conectándose las cavidades subverticales con el mar y dando lugar a los bufones, tal y como los conocemos (Fig. 2).

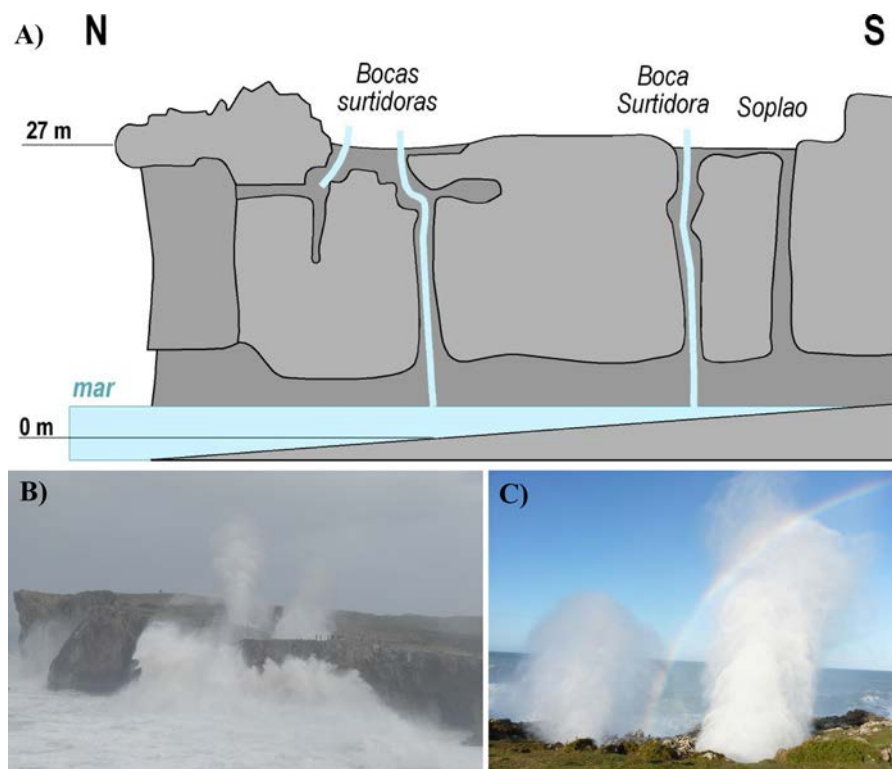


Fig. 2.- A) Modelo conceptual de bufones bien desarrollados (modificado de Adrados, 2011), B) Pría (diciembre 2019), C) Arenillas (marzo 2014).

Fig. 2. A) Conceptual model of well-developed blowholes (modified from Adrados, 2011, B) Pría (December 2019), C) Arenillas (March 2014).

Para nuestro análisis, solo se han tenido en cuenta aquellos bufones de, al menos, 1 metro de diámetro o que fuesen perfectamente visibles en campo, aunque cada vez más aparecen hendiduras y pequeñas dolinas de colapso en donde el sonido de agua al golpear es evidente. Ambas localizaciones están ampliamente modeladas por dolinas de colapso y bufones tapados por vegetación o sedimentos que, en temporales fuertes, se intuyen al abombarse la cubierta vegetal. Sus formas son va-

riables e, incluso, se conjugan varias direcciones de fracturas en su formación (Tabla I).

En el caso de campo de "Pría", se han detectado hasta 21 bufones con formas en planta que van desde subelípticas a irregulares y elongadas, con dimensiones entre 2 m² y 435 m² (Tabla I). En el caso de "Arenillas", la concentración es menor, con 13 morfologías destacables, donde gran parte tienen una forma subelíptica y otras de tipo lenticular, con dimensiones entre 10 m² y 180 m² (Tabla I).

Campo Bufones de Pría				Campo Bufones de Arenillas			
Forma en planta	Superficie (m ²)	Altura (m)	Dirección	Forma en planta	Superficie (m ²)	Altura (m)	Dirección
Subelíptica	25	35	E-O	Subelíptica	50	25	NNE-SSO
Subtriangular	90	35	NE-SO/NO-SE	Lenticular	55	26	N-S
Irregular	35	40	ENE-OSO	Subelíptica	180	27	ENE-SSO
Elongada-estrecha	5	37	NO-SE	Subelíptica	115	22	ENE-OSO
Irregular	105	30	NE-SO	Subelíptica-estrecha	110	18	NE-SO
Elongada-estrecha	15	30	NO-SE	Subelíptica-estrecha	110	18	NE-SO
Elongada-estrecha	15	28	NO-SE	Elongada-lenticular	145	22-23	NE-SO
Subelíptica	80	30	NO-SE	Subelíptica	25	25	E-O
Subelíptica	55	20	E-O	Subelíptica	125	22	E-O
Subelíptica	435	20	NO-SE	Subelíptica	125	25	ENE-OSO
Subelíptica	135	20	NO-SE	Subelíptica	110	25	E-O
Subelíptica	185	22	ENE-OSO	Lenticular	15	29	ENE-OSO
Lenticular	5	17-18	E-O	Lenticular	10	45	E-O
Lenticular-muy estrecha	6.5	18	ENE-OSO				
Irregular	8	17	N-S				
Irregular	3.5	19	ENE-SSO				
Lenticular-muy estrecha	8	17	NNE-SSO				
Lenticular-muy estrecha	2	17	ONO-ESE				
Subelíptica	3.5	22	E-O				
Subelíptica	2.5	22	NE-SO				
Irregular	7	20	NE-SO/NO-SE				

Tabla. I.- Características de ambos campos de bufones.

Table. I.- Features of both blowhole fields.

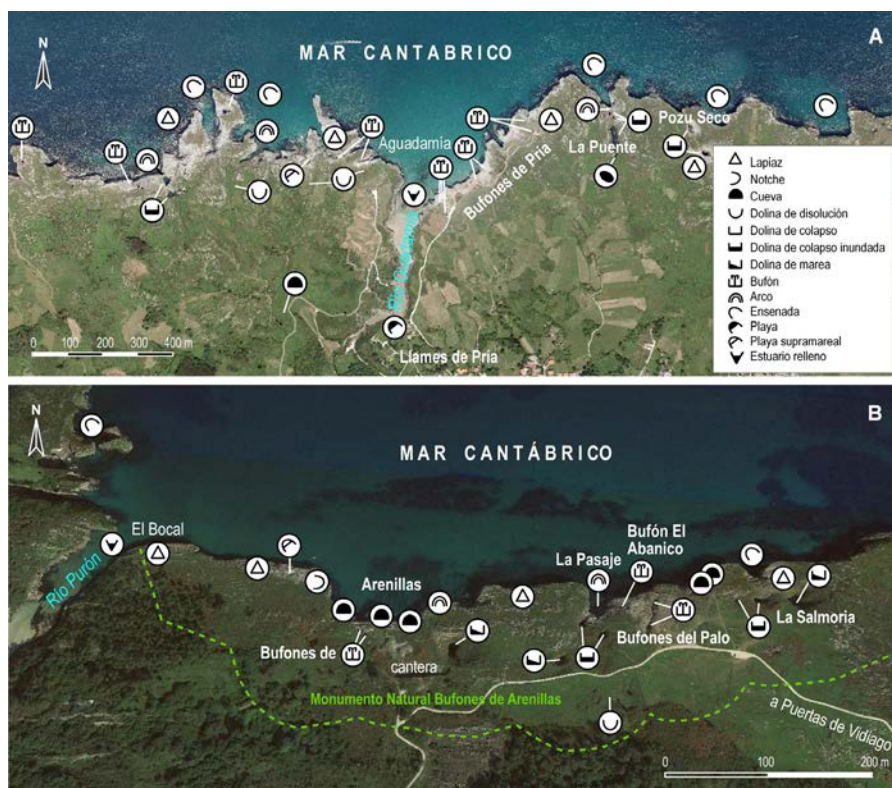


Fig. 3.- Cartografía e inventario de las distintas morfologías en las dos zonas de estudio: (A) Pría y (B) Arenillas

Fig. 3.- Mapping and inventory of the different morphologies in the two study areas: (A) Pría y (B) Arenillas.

Singularidad del entorno

A lo largo del estudio realizado se han supervisado ortofotos, modelos digitales de terreno, imágenes satelitales y fuentes bibliográficas de aquellas zonas susceptibles a lo largo del mundo donde pudieran concentrarse morfologías similares. Es verdad que ciertas zonas del planeta sí se citan afloramientos puntuales en cotas más bajas. Encontramos ejemplos como Benagil (Algarve), Islas Baleares, sur de Australia, Cerdeña, algunas islas griegas, sur de Tailandia e incluso en otro tipo de litologías de tipo ígneo, como es el caso de Hawaii o Canarias. Se da el caso que, en algunas costas como las de Baja California, el término "blowhole" o bufón se atribuye a grietas estrechas donde se concentra la energía al golpear el oleaje dando lugar a algo parecido a lo que ocurre en nuestros bufones, con lo cual, si esto se extrapolase a la zona de estudio, toda la costa calcárea cantábrica y su número se incrementaría aún más.

Dentro de las zonas de estudio se han resaltado sus singularidades, habiéndose cartografiado y catalogado otro tipo de formas que no dejan de resaltar la espectacularidad del entorno por su elevada concentración en dos áreas no muy extensas (Fig. 3). En toda la zona, el microkarst es ampliamente visible mediante el lapiaz o karren, el cual ha quedado, en gran medida, al descubierto debido al deterioro de la capa vegetal a causa de la gran afluencia turística. En la base de los acantilados se han desarrollado las viseras de abrasión (notch) a cotas variables entre 3 y 4 m. Las dolinas se suceden a lo largo de todo el recorrido en ambas zonas y con distintos grados de evolución: de disolución, de colapso con o sin depósitos, y capturadas o no por el mar. También se suceden los arcos, las ensenadas y aquellas morfologías que ya tienen una componente sedimentaria como: playas supramareales o colgadas, playas arenosas y estuarios con avanzado estado de colmatación (Guadamía y Purón).

Otra de las singularidades a tener en cuenta es a la altura de la culminante, ya que todos están esculpidos en dos rasas distintas a pesar de su cercanía, con alturas que oscilan entre los 17 m y los 45 m, destacando aquellos bufones que se sitúan en valores de altura cercanos al primer caso (Tabla 1). Esto es importante, ya que la mayor parte de los bufones revisados a lo largo del mundo suelen estar a cotas más bajas (< 10 m).

Propuestas futuras y conclusiones

Se ha podido cuantificar el número de bufones y sus direcciones de desarrollo. Dadas las singularidades expuestas, se ha solicitado en dos ocasiones al Gobierno del Principado de Asturias su propuesta como "Geoparque Mundial de la UNESCO", pero la respuesta recibida de la administración ha sido negativa. Además, esta sugerencia va ligada a la intención por nuestra parte, de que estos dos campos de bufones sean incluidos dentro de la lista de "Global GEOSITES", siendo un proyecto promovido por el IGME-CSIC, por la Asociación Europea para la Conservación del Patrimonio Geológico (ProGEO) y la Unión Internacional de las Ciencias Geológicas (IUGS) con el co-patrocinio de la UNESCO.

Por otro lado, la gran afluencia de turistas que reciben se ha incrementado en la última década tras el desarrollo de herramientas digitales como el visor "Google Earth". Esto ha llevado a que se haya tenido que hacer una reordenación de accesos, favoreciendo la restricción de vehículos rodados hasta los bufones y la construcción de parkings disuasorios, que han tenido gran éxito en otros parajes protegidos como los de Menorca (Islas Baleares) y Cabo de Gata (Almería).

Desde 2022, la Real Academia de las Ciencias Naturales está planteando una serie de puntos de Geodiversidad, en los que estarían contemplados ambos espacios al considerarse como la mayor concentración en toda Europa y posiblemente del mundo y enclaves únicos a preservar.

Contribución de los autores

Flor-Blanco: Estructura del trabajo, metodología, adquisición de datos,

edición, tablas, revisión del manuscrito, investigación/análisis, coordinación y supervisión.

Adrados: Adquisición de datos, figuras, supervisión y revisión del texto.

Llana-Fúnez: Adquisición de datos, investigación/análisis.

Flor: metodología, adquisición de datos.

Bruschi: Estructura del trabajo y supervisión.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado gracias a la Ayuda SV-PA-21-AYUD/2021/51766 financiada por FICYT. Gobierno del Principado de Asturias. Unión Europea. Fondo Europeo de Desarrollo Regional FEDER. Hay que destacar la labor de apoyo de María José Domínguez Cuesta, integrante del equipo de investigación.

Referencias

Adrados, L. (2011). Costa Oriental de Asturias: un paisaje singular: 11 excursiones geológicas por sus playas, acantilados, cuevas y bufones. (Adrados Eds), 304 p.

Adrados, L., Flor-Blanco, G., Domínguez-Cuesta, M.J., Fariás Arquer, P. (2014). *El río Aguamía y los bufones de Pría. Geología 2014, Sociedad Geológica de España, guía de campo, 8 p.*

Bahamonde, J. R., Kenter, J. A., Della Porta, G. P., y van Hoeflaken, F. (2008). Facies belts of a Carboniferous carbonate platform (San Antolín-La Huelga section, NE Cantabrian Zone). *Trabajos de geología*, (28), 69-86.

Cvijic, J. (1918). Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst.

Revue de Géographie Alpine, 6(4), 375-426.

Domínguez-Cuesta, M. J., Jiménez-Sánchez, M., González-Fernández, J. A., Quintana, L., Flor, G., y Flor-Blanco, G. (2015). *Geologica Acta: an international earth science journal*, 13(2), 97-106.

<https://doi.org/k6bx>

Domínguez-Cuesta, M. J., Valenzuela, P., Rodríguez-Rodríguez, L., Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., Piñuela, L., y García-Ramos, J. C. (2019). Cliff coast of Asturias. En: *The Spanish Coastal Systems: Dynamic Processes, Sediments and Management*. Springer, 49-77.

Flor, G. y Peón, A. (2004). *Geomorfología do NW da península ibérica*, 13-31.

Flor, G., y Flor-Blanco, G. (2013). VII Jornadas de Geomorfología Litoral (Flor y Flor-Blanco, Eds), Oviedo. 40 p.

Flor, G., y Flor-Blanco, G. (2014). En: *Landscapes and landforms of Spain*. Springer, 239-248.

Flor-Blanco, G., Bruschi, V., Adrados, L., Domínguez-Cuesta, M. J., Gracia-Prieto, F. J., Llana-Fúnez, S., y Flor, G. (2022). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 273, 107913. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2022.107913>

Hoyos Gómez, M., y Herrero Organero, N. (1989). El Karst en la Cornisa Cantábrica (Durán, J.J. y López-Martínez, J., eds). Sociedad Española de Geomorfología, 109-120.

López-Fernández, C., Llana-Fúnez, S., Fernández-Viejo, G., Domínguez-Cuesta, M. J., y Díaz-Díaz, L. M. (2020). *Geomorphology*, 364, 107242. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107242>

Mary, G. (1983). *Trabajos de Geología*, (13), 3-37.

Romero, D. y Sendín, M.Á. (1986). *Ería*, 10,123-126.

Aplicación de A-DInSAR al análisis de movimientos del terreno: un caso de estudio en Asturias (N España)

A-DInSAR application in the ground motion analysis: a study case in Asturias (N Spain)

José Cuervas-Mons^{1*}, María José Domínguez-Cuesta¹, Jerymy Antonio Carrillo¹, Félix Mateos-Redondo², Oriol Monserrat³ y Anna Barra³.

¹ Departamento de Geología. Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo (España);
jcuervas@geol.uniovi.es, dominguezmaria@uniovi.es, uo259533@uniovi.es

² GEA Asesoría Geológica—S. COOP ASTUR, 33192 Llanera, Spain;
felix@geaasesoriageologica.com

³ División de Geomática, CTTC/CERCA, 08860 Castelldefels, España.
omonserrat@cttc.cat, anna.barra@cttc.cat

*Corresponding author

ABSTRACT

In this work, A-DInSAR (Advanced-Differential SAR Interferometry) techniques have been applied to study ground motion in the surroundings of Boo, Asturias (N Spain). For this purpose, 57 SAR images from the Sentinel-1 A satellite were processed between February 2018 and January 2020 by means of the PSIG (Persistent Scatterer Interferometry of Geomatics Division of CTTC) software. The results allowed identifying mean deformation velocities in the Line-of-Sight direction (LOS) ranging from -35.9 to 13.5 mm year⁻¹. The evidence detected during the fieldwork has allowed relating these velocities with small slope movements and structural pathologies of houses and buildings. This study reveals the usefulness of A-DInSAR techniques for the study and analysis of slope stability in urban environments.

Key-words: A-DInSAR, Sentinel-1, Slope stability, Boo.

Geogaceta, 74 (2023), 95-98
<https://doi.org/10.55407/geogaceta98230>
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

En este trabajo se han aplicado las técnicas A-DInSAR (Interferometría SAR Diferencial Avanzadas) para estudiar los movimientos del terreno en el entorno de Boo, Asturias (N España). Para ello se procesaron 57 imágenes SAR del satélite Sentinel-1 A entre febrero de 2018 y enero de 2020 por medio del software PSIG (Persistent Scatterer Interferometry de la División de Geomática del CTTC). Los resultados permitieron identificar velocidades medias de deformación en la dirección suelo-satélite (LOS) que van desde $-35,9$ hasta $13,5$ mm/año. Las evidencias detectadas durante el trabajo de campo han permitido relacionar estas velocidades con movimientos de ladera de pequeñas dimensiones y con patologías estructurales de viviendas y edificaciones. Este estudio pone de manifiesto la utilidad de las técnicas A-DInSAR para el estudio y análisis de estabilidad de laderas en entornos urbanos.

Palabras clave: A-DInSAR, Sentinel-1, Estabilidad de laderas, Boo.

Fecha de recepción: 01/02/2023
Fecha de revisión: 20/04/2023
Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción y objetivos

Desde el comienzo del siglo XXI, las técnicas A-DInSAR (Interferometría SAR Diferencial Avanzadas) se han constituido como poderosas herramientas en la detección, modelización y monitorización de movimientos del terreno (Ferreti *et al.*, 2000; Berardino *et al.*, 2002; Mora *et al.*, 2003). La implementación de estas técnicas en estudios sobre movimientos del terreno asociados a minería subterránea es ampliamente conocida, ya que presentan una alta resolución espacial y temporal (Herrera *et al.*, 2007; Graniczny *et al.*, 2014; Pawluszek-Filipiak y Borkowski, 2020).

El área de estudio se ubica en la población de Boo, localizada en el municipio de Aller, zona centro de Asturias, España (Fig. 1). Esta población, con 486 habitantes, se caracteriza por presentar fuertes pendientes en superficie y haber sido una zona de explotación sub-

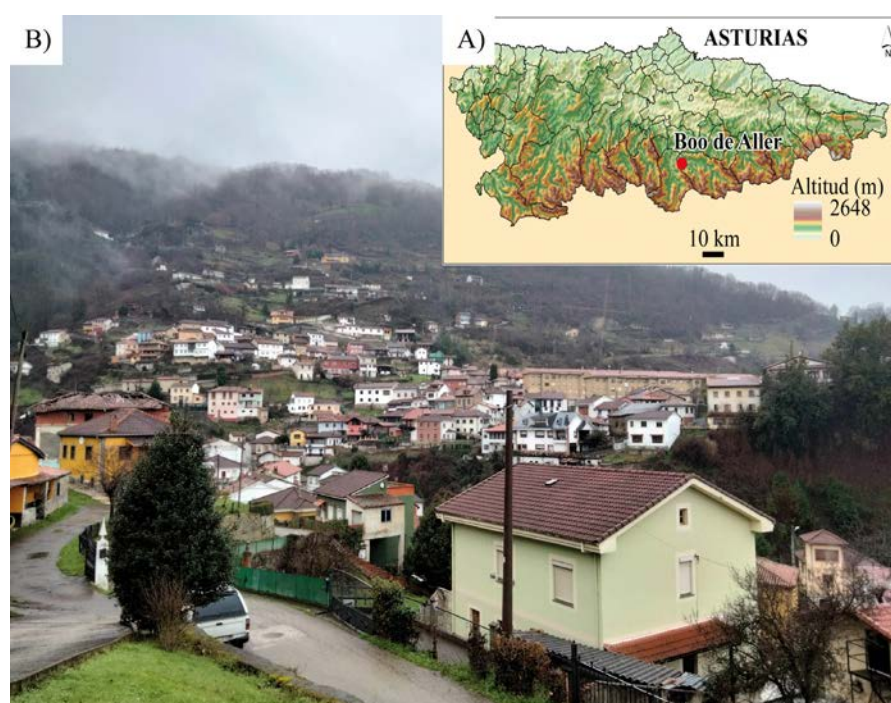


Fig. 1.- A) Localización geográfica y B) Panorámica de la población de Boo (Aller, Asturias).
Fig. 1.- A) Geographical location and B) Overview of Boo village (Aller, Asturias).

terránea de carbón entre 1992 y 2006 (González-Nicieza *et al.*, 2007). En esta población han tenido lugar diferentes inestabilidades del terreno: un deslizamiento en mayo de 1991 (Laguna-Megal y Mulas de la Peña, 1992); la aparición y desarrollo de grietas en enero de 2011 y 2012, un proceso de subsidencia/colapso en febrero de 2014 y un desprendimiento con una persona fallecida en 2019 (Valenzuela *et al.*, 2017). González-Nicieza *et al.* (2007) estimaron una subsidencia de 700 mm entre 1992 y 1999, mientras que Riesgo-Fernández *et al.* (2020) estimaron deformaciones tensionales horizontales de hasta 2 mm/m, las cuales fueron relacionadas con deslizamientos y subsidencia natural producida por la variación del nivel freático.

Las capas de carbón explotadas en el área de estudio de este trabajo, aparecen referidas en publicaciones previas de González-Nicieza *et al.* (2007) y Riesgo-Fernández *et al.* (2020). Sin embargo, al tratarse de un entorno urbano con presencia de galerías subterráneas de explotación del carbón, existe un alto grado de confidencialidad sobre los datos mineros y geológicos asociados a las explotaciones mineras.

Desde el punto de vista geológico, Boo se localiza en la Cuenca Carbonífera Central (Zona Cantábrica) (Fig. 1B). Los materiales geológicos consisten en una alternancia de areniscas, areniscas lutíticas y lutitas con intercalaciones de capas de carbón, pertenecientes al Paquete María Luisa, de edad Carbonífero Superior (Velandó *et al.*, 1973). Los depósitos cuaternarios son principalmente coluviones de matriz limo-arcillosa con cantos de lutitas y areniscas. El carbón explotado en Boo corresponde a las capas Molino y Mariana, con espesores de 0,8 a 2 m, inclinación media de 32° y entre los 8 y 181 m s.n.m. (González-Nicieza *et al.*, 2007; Riesgo-Fernández *et al.*, 2020).

El objetivo de este trabajo es aplicar técnicas A-DInSAR para detectar movimientos del terreno en Boo y su entorno.

Metodología

El procedimiento metodológico seguido en este trabajo ha sido el siguiente (Fig. 2): 1) descarga y procesado de 57 imágenes SLC IW SAR del satélite Sentinel-1 A en órbita descendente mediante el software PSIG (Persistent Scatterer Interferometry of Geomatics Division),

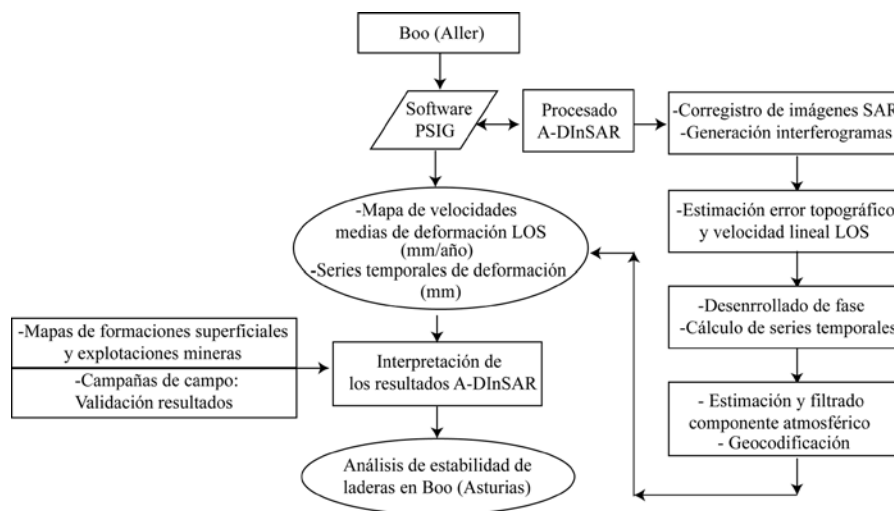


Fig. 2.- Procedimiento metodológico seguido en este trabajo.
Fig. 2.- Methodological procedure followed in this work.

diseñado por el Centro Tecnológico de Telecomunicaciones de Cataluña (CTTC) (Biescas *et al.*, 2007; Devánthery *et al.*, 2014); 2) obtención de un mapa de velocidades medias de deformación LOS (Line-of-Sight) en mm/año y de series temporales de deformación en mm; 3) recopilación de mapas de formaciones superficiales 1:25000 del Principado de Asturias y posición de las explotaciones mineras subterráneas (González-Nicieza *et al.*, 2007); 3) combinación y análisis de los resultados A-DInSAR con información geoespacial en un Sistema de Información Geográfica (SIG); 4) validación de los resultados A-DInSAR mediante campañas de campo y 5) interpretación de los resultados obtenidos.

El procesado A-DInSAR ha supuesto las siguientes etapas (Fig. 2): 1) Corregistro de las 57 imágenes SAR descargadas y generación de 508 interferogramas enrollados; 2) estimación del error topográfico y de la velocidad lineal LOS sobre un grupo de puntos seleccionados; 3) desenrollado de las fases para cada interferograma y cálculo de las series temporales de deformación; 4) estimación y filtrado del componente atmosférico y 5) geo-codificación de los puntos medidos y exportación a un SIG.

Resultados y discusión

Referente al mapa de velocidades medias de deformación LOS (mm/año), se obtuvieron un total de 426 puntos, cuyas velocidades medias LOS varían entre -35,9 y 13,5 mm/año. La mayoría de puntos han sido medidos sobre las poblaciones de Boo y Bustillé (Fig. 3). Otros

puntos fueron medidos sobre edificaciones aisladas y dispersas a lo largo del área de estudio.

Los ratios de velocidades LOS comprendidos entre -35,9 y -6,0 mm/año (25 PS, 5,87%) fueron detectados principalmente como un grupo de puntos en la zona más occidental de la población de Boo (Fig. 3). En la zona donde fueron medidos estos puntos se observó una vivienda abandonada con evidencias de haber sufrido asientos diferenciales y con múltiples daños estructurales. (Fig. 3 y Fig. 4A).

Por otro lado, puntos no activos (VLOS ≤ 6,0 mm/año; 327 PS, 76,76%) fueron medidos en gran parte de Boo y Bustillé así como en diferentes edificaciones aisladas y dispersas a lo largo de la zona de estudio (Fig. 3). Algunos de estos puntos han sido medidos sobre la posición en profundidad de trabajos mineros que explotaron la capa Molinos, correspondiendo con el 3º nivel de Molino oeste (Fig. 3) (González-Nicieza *et al.*, 2007).

Con respecto a los puntos con velocidades LOS superiores a 6 mm/año (74 PS, 17,37%), estos se ubican sobretodo en el centro y en el norte de Boo (3º nivel de Molino oeste, Fig. 3). Durante la revisión de estos puntos en el campo, se han encontrado escasas evidencias de movimiento. Únicamente algunas grietas tensionales de pequeña longitud (unos pocos metros de largo) y con anchos milimétricos. Sin embargo, en la zona central del pueblo se observaron grietas abiertas en muros (Fig. 4B) y dos edificios abandonados con daños estructurales y grietas completamente abiertas (Fig. 3 y Fig. 4C-D). Estos edifi-

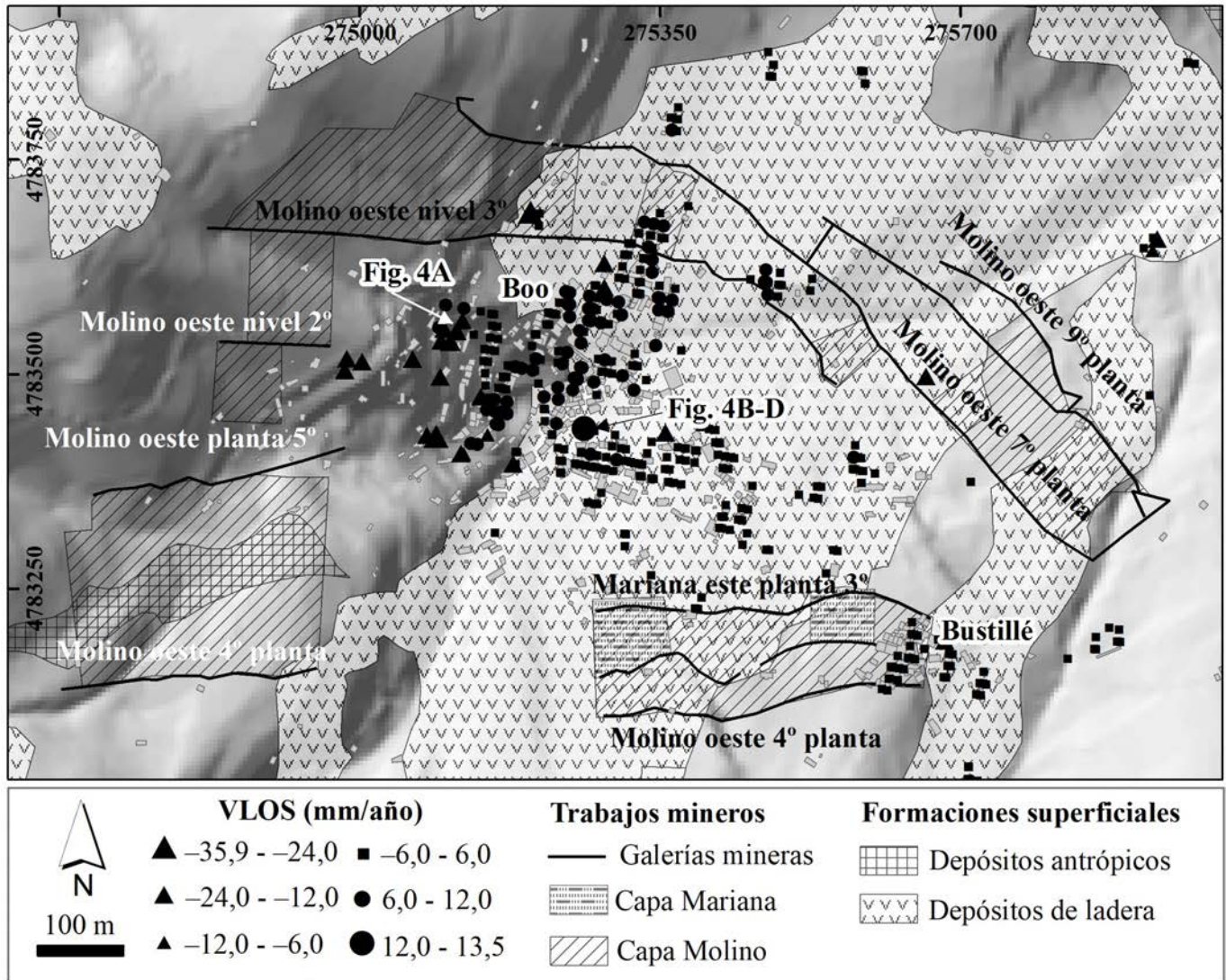


Fig. 3.- Mapa de velocidades medias de deformación LOS (mm/año), capas de carbón Mariana y Molino explotadas (González-Nicieza et al., 2007) y formaciones superficiales.

Fig. 3.- LOS mean deformation velocity map (mm/year), exploited coal Mariana y Molino layers (González-Nicieza et al., 2007) and surficial formations.

cios además presentaban evidencias de asentamientos diferenciales. Las deformaciones detectadas en campo han sido halladas en zonas donde, no existe referencia a la presencia de explotaciones mineras subterráneas (González-Nicieza et al., 2007; Riesgo-Fernández et al., 2020), habiendo únicamente cartografiados depósitos de ladera en superficie. Estos depósitos consisten en coluviones limo-arcillosos. En el caso de Bustillé, donde se han detectado velocidades LOS entre -6,0 y 6,0 mm/año, no se han observado evidencias de movimiento durante el reconocimiento de campo. Esta población está situada en el sector minero de Molino oeste (4º planta) (Fig. 3).

Es necesario destacar que, debido a la falta de adecuados reflectores naturales o artificiales que permitan reflejar la señal SAR, hay diferentes sectores en la zona de estudio donde no se han medido

puntos (trabajos mineros Molino oeste 2º nivel, 4º, 5º, 7º y 9º plantas y Mariana este, planta 3º) y, por tanto, no pueden ser analizados (Fig. 3).

Las observaciones realizadas en el campo, permiten relacionar algunas de las deformaciones y patologías detectadas en las construcciones con procesos de ladera originados por la acción de la gravedad o a defectos de construcción, no habiéndose encontrado evidencias que permitan relacionarlas con la actividad minera subterránea. En esta línea, Riesgo-Fernández et al. (2020) señaló que la mayoría de movimientos observados en Boo se deben relacionar a fenómenos distintos a la subsidencia minera, tales como inestabilidades de ladera (*rockfalls, creep* y *slides*) y a defectos de construcción.

Así mismo, hay que tener en cuenta que la resolución de las imágenes SAR

proporcionadas por el satélite Sentinel-1 A es aproximadamente 14 x 4 m. Esta resolución es idónea para analizar movimientos del terreno de grandes dimensiones que no requieran demasiada precisión. Sin embargo, para estudiar en detalle daños en edificaciones o movimientos de pequeñas dimensiones pueden resultar imprecisos. Para estos casos serían más convenientes imágenes de alta resolución proporcionadas por satélites cuyos sensores sean de banda X, tales como CosmoSky-Med, TerraSAR-X o Capella, cuyas resoluciones alcanzan los 5, 3 y 0,5 m, respectivamente (Mondini et al., 2022).

Con el fin de mejorar los resultados obtenidos en este trabajo, se proponen nuevas líneas de investigación. Estos nuevos enfoques irían dirigidos a: 1) realizar nuevos procesados con otros satélites con banda X, otras órbitas e imágenes, 2)



Fig. 4.- Evidencias de movimiento encontradas en Boo. A) Vivienda con múltiples daños estructurales y con evidencias de haber sufrido asentamientos diferenciales. B) Grietas en un muro junto a la vivienda de la fotografía C. C) Daños estructurales y múltiples grietas en una vivienda abandonada. D) Otra vivienda con abundantes anomalías estructurales. Ver localización de evidencias en la Fig. 3.

Fig. 4.- Movement evidence found in Boo. A) A dwelling with multiple structural damage and evidence of differential settlement. B) Cracks in a wall next to the dwelling in photograph C. C) Structural damage and multiple cracks in an abandoned dwelling. D) Another house with abundant structural anomalies. See location of evidence in Fig. 3.

instalar corner reflectors para mejorar la señal SAR en aquellas zonas donde no se han medido puntos y 3) aplicar la técnica Ground Based SAR (GB-SAR). Estos futuros trabajos permitirán monitorear áreas no estudiadas en este trabajo y disponer de una información de conjunto que permitiría una mejor interpretación de los movimientos.

Conclusiones

En este trabajo se ha realizado un estudio de movimientos del terreno en la población de Boo (Asturias, Norte de España) a partir de las técnicas A-DInSAR desde enero de 2018 a enero de 2020.

Los resultados A-DInSAR obtenidos muestran velocidades LOS máximas de $-35,9$ mm/año y $13,5$ mm/año relacionadas con movimientos del terreno asociados a inestabilidades de ladera y defectos constructivos, como mostraron los trabajos de campo.

Este trabajo muestra como la aplicación de la técnica PSI utilizando el software PSIG es una herramienta útil para detectar y monitorear desplazamientos del terreno donde hay problemáticas

de inestabilidad de ladera y subsidencia. Sin embargo, se encuentra muy limitada cuando es aplicada en zonas no urbanas y cuando los datos de los que se dispone son muy limitados.

Por último, se describen posibles líneas de investigación futuras con el fin de mejorar los resultados e interpretaciones realizadas.

Contribución de los autores

José Cuervas-Mons: Estructura del trabajo, metodología, adquisición de datos, edición, figuras, revisión del manuscrito, investigación/análisis y coordinación. María José Domínguez-Cuesta: investigación/análisis, revisión del manuscrito y supervisión. Jerymy Carrillo: investigación/análisis y revisión del manuscrito. Félix Mateos-Redondo, Oriol Monserrat y Anna Barra: revisión del manuscrito.

Agradecimientos y financiación

El presente trabajo ha sido realizado en el marco del Programa de Apoyo y Promoción de la Investigación 2021 de

la Universidad de Oviedo (Proyecto Ref. PAPI-21-PF-22).

Referencias

- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R. y Sansosti, E. (2002). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 40, 2375-2383. <https://doi.org/bxwz5c>
- Biescas, E., Crosetto, M., Agudo, M. y Monserrat, O. (2007). *Journal of Surveying Engineering* 133, 66-71. <https://doi.org/dvbw5z>
- Devanthery, N., Crosetto, M., Monserrat, O., Cuevas-González, M. y Crippa, B. (2014). *Remote Sensing* 6, 6662-6679. <https://doi.org/gcfkxv>
- Ferreti, A., Prati, C. y Rocca F. (2000). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38, 2202-2212. <https://doi.org/crs7vn>
- González-Nicieza, C., Álvarez-Fernández, M., Menéndez-Díaz, A. y Álvarez-Vigil, A. (2007). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 66, 319-329. <https://doi.org/djqgrc>
- Graniczny, M., Colombo, D., Kowalski, Z., Przyucka, M. y Zdanowski, A. (2014). *Pure and Applied Geophysics* 172, 3029-3042. <https://doi.org/f7v73b>
- Herrera, G., Tomás, R., López-Sánchez, J., Delgado, J., Mallorqui, J., Duque, S. y Mulas, J. (2007). *Engineering Geology* 90, 148-159. <https://doi.org/c46scc>
- Laguna-Megal y Mulas de la Peña, J. (1992). *Geogaceta* 12, 86-89.
- Mora, O., Mallorqui, J. y Broquetas A. (2003). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41, 2243-2253. <https://doi.org/d6vdp5>
- Mondini, A., Guzzetti, F., Chang, K., Monserrat, O., Martha, T. y Manconi, A. *Earth-Science Reviews* 216, 103574. <https://doi.org/gj93fb>
- Pawluszek-Filipiak, K. y Borkowski, A. (2020). *Remote Sensing* 12, 242. <https://doi.org/gg4j9n>
- Riesgo-Fernández, P., Rodríguez-Granda, G., Krzemien, A., García-Cortés, S. y Fidalgo-Valverde, G. (2020). *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 126, 104175. <https://doi.org/jvf2>
- Valenzuela, P., Domínguez-Cuesta, M.J., Mora-García, M. y Jiménez-Sánchez, M. (2017). *Geomorphology* 293, 11-23. <https://doi.org/gb4z6d>
- Velando, F., Castello, R., y Orviz, F. (1973). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 78 (Pola de Lena) y memoria*. IGME, Madrid, 41 p.

Umrales de lluvia para el desencadenamiento de inestabilidades de ladera en el norte de Portugal y de España: estado del arte

Rainfall thresholds for the triggering of landslides in northern Portugal and Spain: state of the art

Pablo Valenzuela^{1*}, Teresa Vaz², Susana Pereira³, María José Domínguez-Cuesta⁴, Txomin Bornaetxea⁵, Victoria Rivas⁶, Juan Remondo¹, Alberto González-Díez¹, Jaime Bonachea¹, José Luís Zêzere², Carlos Bateira³, Javier Sánchez-Espeso⁷, Eliezer San Millán¹ y Lucía Francos⁴.

¹ Dpto. de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Univ. de Cantabria, Avda. de los Castros 48, 39005 Santander.

pablo.valenzuela@unican.es; juan.remondo@unican.es; alberto.gonzalez@unican.es; jaime.bonachea@unican.es; esanmi@gmail.com

² CEG, IGOT, Univ. de Lisboa, Rua Branca Edmée Marques, 1600-276 Lisboa.

tvaz@campus.ul.pt; zezere@campus.ul.pt

³ CEG, Univ. de Lisboa; FLUP, Univ. do Porto, Via Panorâmica s/n, 4150-564 Porto.

sspereira@letras.up.pt; cbateira@letras.up.pt

⁴ Dpto. de Geología, Univ. de Oviedo, C. Jesús A. de Velasco, s/n, 33005 Oviedo.

dominguezmaria@uniovi.es; francostrevias@hotmail.com

⁵ Dpto. de Geología, Univ. del País Vasco (UPV/EHU), Barrio Sarriena s/n, 48940 Leioa - Bizkaia.

txomin.bornaetxea@ehu.eus

⁶ Dpto. de Geografía, Urbanismo y Ord. del Territorio, Univ. de Cantabria, Avda. Los Castros 44, 39005 Santander.

maria.rivas@unican.es

⁷ Dpto. de Ing. Geográfica y Téc. de Expres. Gráfica, Univ. de Cantabria, Avda. Los Castros 44, 39005 Santander; javier.sanchez@unican.es

*Corresponding author

ABSTRACT

A great number of works focused on the calculation of empirical rainfall thresholds for the triggering of landslides have been developed in the northern areas of Portugal and Spain. Because of a review, 103 thresholds have been compiled. More than 30% of them have not yet been published. The comparison of four regional thresholds highlights relevant differences linked to the use of multiple methodologies to define the critical rainfall conditions.

Key-words: Landslide, Rainfall, Threshold, N of Portugal, N of Spain.

Geogaceta, 74 (2023), 99-102

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98196>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Por sus características climáticas, geológicas y orográficas, amplias zonas del NO de la Península Ibérica son altamente susceptibles a la ocurrencia de inestabilidades de ladera. Desde los años 80, diversos grupos de investigación han trabajado en la caracterización de las condiciones de precipitación y humedad del suelo que desencadenan inestabilidades mediante el cálculo de umbrales empíricos, siguiendo para ello diversas metodologías. A pesar de la abundancia de trabajos, muchos resultados han tenido escasa difusión o permanecen sin publicar, lo que ha dificultado el análisis global de los avances obtenidos hasta la fecha. En este contexto, se considera de interés abordar una recopilación exhaustiva que ponga de manifiesto los

resultados alcanzados y permita, en fases posteriores, su análisis y comparación. Este artículo esboza por primera vez el estado del arte relativo a los umbrales de lluvia en la zona de estudio y compara 4 umbrales regionales, representativos de cada área estudiada.

Área de estudio

El presente trabajo se centra en las Comunidades Autónomas del País Vasco (provincias de Guipúzcoa y Vizcaya), Cantabria y el Principado de Asturias, en España, así como en los distritos portugueses de Viana do Castelo, Braga, Oporto, Aveiro, Vila Real y Viseu (Fig. 1). Se trata de un área caracterizada por un relieve abrupto y por unas condiciones climáticas relativamente homogéneas. La proximidad e influencia del océano

RESUMEN

Gran número de trabajos sobre umbrales de lluvia para el desencadenamiento de inestabilidades de ladera se ha desarrollado en áreas del norte de Portugal y España. Como resultado de una revisión, se han recopilado 103 umbrales. Más del 30% aún no han sido publicados. La comparación de cuatro umbrales regionales pone de manifiesto importantes diferencias ligadas al uso de múltiples metodologías para definir las condiciones críticas de lluvia.

Palabras clave: Inestabilidad de ladera, Lluvia, Umbral, N de Portugal, N de España.

Fecha de recepción: 01/02/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

da lugar a abundantes precipitaciones, alcanzando valores medios de 1000 mm/año que pueden elevarse por encima de los 2000 mm/año en algunas zonas de Galicia y del norte de Portugal. La precipitación presenta un máximo invernal (diciembre-febrero) y un mínimo durante el verano (julio-agosto). El número de días con precipitaciones mayores o iguales a 1 mm es de 100, lo que ilustra que los eventos de lluvia continua durante varias jornadas son frecuentes, contribuyendo a mantener la humedad del suelo en niveles altos durante periodos largos (García Couto *et al.*, 2011) (Fig. 1).

Estado del arte

Se han recopilado 38 trabajos que tratan esta temática y que contienen 103 umbrales de lluvia, de los cuales el 66% ha

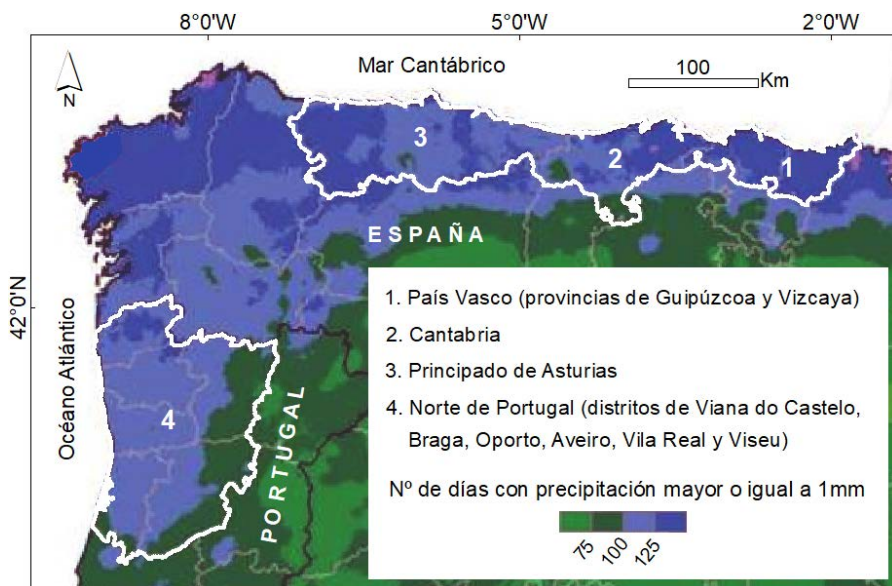


Fig. 1.- Número de días con precipitación ≥ 1 mm en el NO de la Península Ibérica (modificado de García Couto, 2011). Se indican las regiones que forman parte del área de estudio del presente trabajo. Ver figura en color en versión web.

Fig. 1.- Number of days with rainfall ≥ 1 mm in the NW of the Iberian Peninsula (modified from García Couto, 2011), showing the regions within the study area of the present work. See color figure on web.

sido presentado en medios científicos de amplia difusión, mientras que el restante 34% no ha sido publicado hasta la fecha. Dieciocho de ellos se han definido como umbrales descriptivos, que caracterizan las condiciones previas o simultáneas a la ocurrencia de un evento de inestabilidad individual o múltiple mediante el análisis de datos climáticos, pero sin un abordaje estadístico. Por otro lado, se han recopilado 85 umbrales expresados en forma de ecuación y resultantes de un análisis estadístico de las condiciones desencadenantes de una población de inestabilidades de ladera inventariadas en una determinada zona.

País Vasco

Se han inventariado 9 umbrales descriptivos centrados en eventos múltiples de inestabilidades registrados a escala local en varios municipios vizcaínos (Cendrero *et al.*, 1987), en las cuencas de Sollube y Mape-Vizcaya (Díaz *et al.*, 2012) y en la cuenca del río Deba-Guipúzcoa (Duque *et al.*, 1990; Remondo, 2001; Bonachea, 2006; Bonachea *et al.* 2012). En concreto, los eventos múltiples registrados en el municipio de Deba (Guipúzcoa) fueron objeto de análisis estadístico por parte de Rivas *et al.* (2022), obteniéndose 3 umbrales de tipo intensidad-duración (ID). Además, Bornaetxea *et al.* (2018) analizaron estadísticamente las condiciones desencadenantes de una pobla-

ción de inestabilidades registradas en la provincia guipuzcoana durante 10 años, definiendo 2 umbrales regionales de tipo precipitación acumulada-duración (ED).

Cantabria

Varios eventos múltiples de inestabilidades han sido objeto de estudio, obteniéndose 2 umbrales descriptivos para las cuencas del río Pas (González-Díez *et al.* 1999) y de los ríos Saja-Besaya (González-Díez *et al.* 2022). También se ha calculado un umbral descriptivo local para inestabilidades de ladera ligadas a procesos de tubificación (FODISPIL, 2005). A escala regional, San Millán (2015) calculó 4 umbrales estadísticos de tipo ID basados en un inventario recopilado durante un periodo de 9 años.

Principado de Asturias

Domínguez-Cuesta *et al.* (1999, 2012) calcularon los primeros umbrales descriptivos para caracterizar las condiciones desencadenantes de eventos múltiples de inestabilidades, tanto en la Cuenca Carbonífera Central como a escala regional. Posteriormente, Valenzuela *et al.* (2018) aplicaron una aproximación estadística a escala regional, calculando 16 umbrales de tipo ID que consideran la precipitación y la humedad del suelo. Además, Valenzuela (2017) y Valenzuela *et al.* (2019) utilizaron dos aproximacio-

nes estadísticas diferentes y un inventario recopilado durante 37 años para calcular 4 umbrales regionales, 8 umbrales temáticos considerando diversos factores (estacionalidad, tipo de ladera, tipo de inestabilidad y sustrato geológico afectado) y 18 umbrales locales, todos ellos de tipo ED.

Norte de Portugal

Los primeros umbrales descriptivos se desarrollaron en el marco de trabajos monográficos sobre grandes flujos de derrubios y movimientos complejos ocurridos en Cavez-Cabeceiras de Basto (Pedrosa and Marques, 1994), Covêlo do Gerês (Pedrosa *et al.*, 1995), Vila de Muros-Cinfães (Bateira, 2001) y Santa Marinha do Zêzere-Baião (Soares y Bateira, 2007). Los primeros abordajes estadísticos sistemáticos fueron llevados a cabo por Pereira *et al.* (2010, 2012) y Zêzere *et al.* (2015), utilizando un inventario de inestabilidades de 42 años para calcular 9 umbrales ID, ED y de lluvia antecedente (10 días) vs. lluvia del evento (72 horas) para las áreas de Casal Soeiro y Vila Real. En 2021, Vaz utilizó un inventario de inestabilidades de 146 años para calcular 13 umbrales para la zona de Oporto, 4 umbrales para el área de Santa Marta de Penaguião y otros 4 umbrales a escala regional, todos ellos de tipo ED.

Características de los umbrales

El cálculo de los 18 umbrales descriptivos se ha basado en el análisis de series de datos de precipitación diaria (78%) y horaria (22%), predominando los valores de lluvia acumulada en 24 horas o en un periodo de duración variable previo al evento; en 2 casos se aportan también datos de intensidad horaria. Cuatro de los umbrales describen las condiciones desencadenantes de movimientos en masa o flujos de derrubios concretos, mientras que el resto hacen referencia a eventos múltiples, aunque no en todos los casos se dispone de un inventario de inestabilidades desencadenadas durante los mismos.

Los 85 umbrales estadísticos han sido calculados en base a inventarios de inestabilidades de carácter regional (45%) o local (55%) con poblaciones de entre 26 y 688 datos, recopiladas en momentos concretos o a lo largo de periodos muy variables que oscilan entre 2 meses y 146

años. La mayoría de los inventarios se nutren de información procedente de la prensa, aunque otras fuentes como informes técnicos, testimonios de la población, fotografía aérea o registros de Protección Civil también han sido utilizadas.

La mayoría de los umbrales estadísticos se han calculado utilizando series de precipitación diarias. El 46% se basan en datos provenientes de estaciones meteorológicas representativas de un área, bien por su ubicación o por la calidad de sus registros; el 33% consideran la estación más cercana con datos disponibles y el 21% restante consideran el dato aportado por un ráster en el mismo punto de ocurrencia de cada inestabilidad. Cabe destacar la gran diversidad de criterios utilizados para definir la duración del evento de precipitación crítico. En concreto, 42 umbrales definen dicho evento como el periodo de lluvia antecedente, acumulada en intervalos variables de 1 a 90 días, con el mayor periodo de retorno, siempre igual o superior a 3 años. Otros 18 umbrales consideran únicamente la duración del evento de lluvia desencadenante, que se delimita con respecto al evento anterior considerando un determinado número de días sin precipitación, que suele ser diferente en función del periodo estacional. Así mismo, 16 umbrales definen dicho periodo crítico como el intervalo previo al desencadenamiento de la inestabilidad en el que el suelo presenta porcentajes de humedad cercanos a la saturación. Otras aproximaciones menos generalizadas utilizan periodos de días fijos (6 umbrales) o lo definen como el número de días previos con una precipitación mínima determinada (3 umbrales).

Una vez determinada la duración del evento crítico, las condiciones desencadenantes de cada inestabilidad se han expresado como pares de datos precipitación acumulada-duración (55 umbrales), intensidad-duración (27 umbrales) o como la combinación de la lluvia acumulada en 10 y 3 días antecedentes (3 umbrales).

Finalmente, las ecuaciones que definen 37 umbrales han sido calculadas aplicando un método probabilístico frecuentista, mientras que, en los 48 casos restantes, estas se han calculado por regresión lineal o potencial; en algunos de estos últimos, la probabilidad es estimada considerando la relación entre los eventos desencadenantes y no desencadenantes situados por encima del umbral.

Región	Autores	N.º inestab.	Ecuación	Prob.
País Vasco	Bornaetxea et al. (2018)	298	$E = 4,4 \pm 0,7 \cdot D^{0,47 \pm 0,04}$	5%
Cantabria	San Millán (2015)	97	$I = 0,4846 \cdot D^{-0,539}$	Mínima
Asturias	Valenzuela (2017)	463	$E = 1,19 \cdot D^{0,55}$	5%
N Portugal	Vaz (2021)	326	$E = 0,5 \cdot D^{0,9}$	5%

Tabla I.- Umbrales regionales para la ocurrencia de inestabilidades en el área de estudio.
Table I.- Regional thresholds for the triggering of landslides within the study area.

Comparación de los umbrales

Como queda patente, los umbrales anteriormente descritos han sido calculados con base en diferentes datos de partida y siguiendo criterios metodológicos muy diversos, lo que supone un inconveniente a la hora de compararlos.

Con carácter preliminar, y dado el elevado número de umbrales compilados, se han seleccionado cuatro umbrales estadísticos representativos de las zonas de estudio con el fin de abordar su comparación (Tabla I). Los cuatro representan condiciones de lluvia mínimas para la ocurrencia de inestabilidades, se han calculado a escala regional, usando inventarios de noticias de prensa que incluyen un número representativo de inestabilidades (entre 97 y 463) y considerando únicamente el evento de precipitación desencadenante. Sin embargo, existen relevantes diferencias entre ellos. En primer lugar, el umbral del País Vasco utiliza registros de precipitación a escala horaria, mientras que el resto utilizan datos diarios. Además, el umbral calculado para Cantabria

es de tipo ID, mientras que el resto son de tipo ED. Finalmente, se han empleado diferentes criterios para definir la duración del periodo crítico de lluvia. Dichas diferencias desaconsejan una comparación directa de las cuatro ecuaciones. Por ello, se ha optado por la representación de los datos de duración de los eventos de lluvia desencadenante (en horas) vs. los valores de precipitación acumulada durante los mismos (en mm) en un diagrama de dispersión (Fig. 2); el ajuste lineal de cada población de datos permite resaltar las semejanzas y diferencias existentes.

En un análisis a escala regional, como el presente, la diversidad de condiciones geológicas y ambientales que han condicionado cada inestabilidad particular hace que la influencia de estos factores en la definición de las condiciones desencadenantes quede algo enmascarada. A esto pueden también contribuir las particularidades metodológicas empleadas por cada autor; este trabajo centra el análisis en este segundo aspecto.

Los periodos de precipitación desencadenante son más cortos en el País Vas-

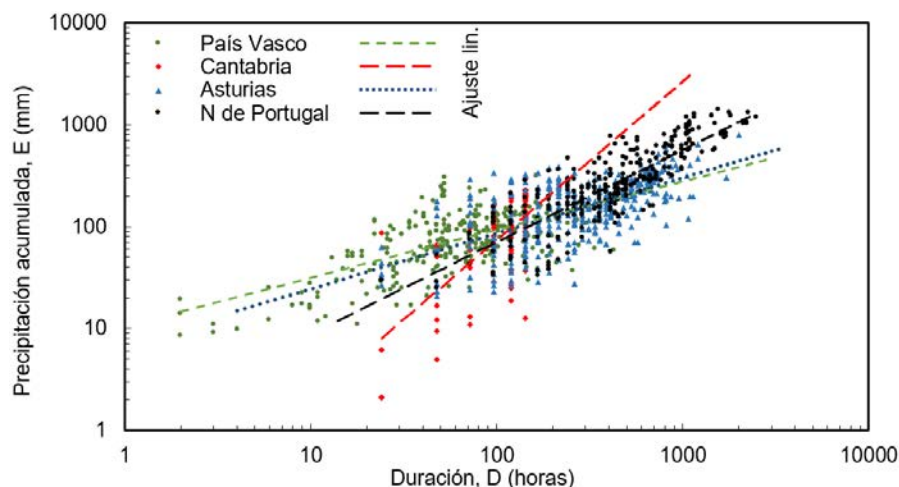


Fig. 2.- Condiciones de precipitación acumulada-duración utilizadas en el cálculo de los umbrales regionales del País Vasco, Cantabria, Asturias y norte de Portugal. Ver figura en color en versión web.

Fig. 2.- Accumulated precipitation-duration conditions used for the calculation of the regional thresholds for the Basque Country, Cantabria, Asturias and the north of Portugal. See color figure on web.

co que en el resto de áreas. Este hecho podría relacionarse con el uso de datos de precipitación horarios, que permitirían un mayor detalle a la hora de definir los periodos críticos en el área vasca. Otra fuente de incertidumbre podría deberse a los diferentes criterios utilizados para delimitar los periodos de lluvia críticos, incluyendo: (i) el algoritmo utilizado por Bornaetxea et al. (2018), los periodos con valores máximos de humedad del suelo considerados por Valenzuela (2017), el número de días con precipitación < 1 mm utilizado por Vaz (2021) o el periodo fijo de 6 días considerado por San Millán (2015). Por otro lado, los menores valores de precipitación acumulada se observan en Cantabria, lo que puede deberse a que todas las inestabilidades analizadas en este caso se han producido en taludes artificiales, más inestables, pero también a la menor duración del periodo crítico considerado. Las líneas de ajuste muestran una mayor semejanza en las condiciones desencadenantes de Asturias y País Vasco, seguidas por las del norte de Portugal. La mayor pendiente de la línea de tendencia correspondiente a Cantabria puede venir condicionada por el menor número de eventos de inestabilidad analizados, la corta duración de los periodos de lluvia definidos y el hecho de que se trate de taludes artificiales.

A pesar de las diferencias señaladas, las cuatro poblaciones de datos muestran una tendencia general que podría sugerir una mayor importancia relativa de la lluvia acumulada frente a la duración para el desencadenamiento de inestabilidades en el área de estudio.

Conclusiones preliminares

La exhaustiva revisión bibliográfica ha puesto de manifiesto por primera vez la existencia de numerosa información relativa a las condiciones de lluvia desencadenantes de inestabilidades de ladera en el NO de la Península Ibérica. Sin embargo, la variedad de metodologías empleadas en su cálculo supone un inconveniente a la hora de comparar los resultados obtenidos a lo largo del área de estudio. Uno de los aspectos más limitantes consiste en la gran diferencia en la duración de los eventos de lluvia considerados, dependiendo de la metodología seguida por cada investigador. De este modo, el abordaje de las siguientes fases del estudio requiere una reflexión

profunda sobre el significado de los resultados recopilados hasta el momento actual y la búsqueda de criterios que permitan su análisis y comparación.

Referencias

- Bateira, C. (2001). *Movimentos de vertente no NW de Portugal, Suscetibilidade Geomorfológica e Sistemas de Informação Geográfica*. Tesis Doctoral, Univ. de Porto, 469 p.
- Bonachea, J. (2006). *Desarrollo, aplicación y validación de procedimientos y modelos para la evaluación de amenazas, vulnerabilidad y riesgo debidos a procesos geomorfológicos*. Tesis Doctoral, Univ. de Cantabria, 356 p.
- Bonachea, J., Remondo, J., Bruschi, V.M., Díaz de Terán, J.R., González-Díez, A. y Cendrero, A. (2012). En: *Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología*, 171-174.
- Bornaetxea, T., Ormaetxea, O., Antigüedad, I. y Melillo, M. (2018). En: *Metodología de Análisis de Riscos através de Estudos de Casos* (L. Luorenço y A. Vieira, Coords.). Associação Portuguesa de Riscos, Prevenção e Segurança, 201-222.
- Cendrero, A., Díaz de Terán, J.R., Fernández, O., Garrote, R., González Lastra, J.R., Inoriza, I., Lüttig, G., Otamendi, J., Pérez, M., Serrano, A. y "Grupo Ikerlana". (1987). En: *Geology for Environmental planning. Special publication* (F.C. Wof y "Grupo Ikerlana", Eds.). Geological Survey of Norway 2, 25-41.
- Díaz, E., Sáenz de Olazagoitia, A., Ormaetxea, O. y Ibsate, A. (2012). *Cuaternario y Geomorfología*, 26, (1-2) 171-190.
- Domínguez-Cuesta, M.J., Francos Garrote, L. y Jiménez-Sánchez, M. (2012). En: *Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología*, 61-64.
- Domínguez-Cuesta, M.J., Jiménez Sánchez, M. y Rodríguez García, A. (1999). *Geomorphology*, 30 (1-2), 125-132. <https://doi.org/bskbdv>
- Duque, A., Echeverría, G., Fernández, E., Kerejeta, A., Cendrero, A. y Tamés, P. (1990). En: *Environmental Geology and Natural Hazards in the Andean Region* (M. Hermelin, Ed.), AGID Report nº 13, 189-206.
- FODISPIL. (2005). *Aplicación de la fotogrametría digital al análisis de la susceptibilidad y peligrosidad de los procesos de inestabilidad de laderas*. Informe de monitorización, Segundo año.
- García Couto, M.A. (Ed.). (2011). *Iberian climate atlas*. Agencia Estatal de Meteorología (España) e Instituto de Meteorología (Portugal), Madrid, 79 p.
- González Díez, A., Barrera Argüeso, J.A., Valenzuela, P., Del Jesús Clemente, M.D. y Díez Barrio M.A. 2022. En: *X Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*, 1-12.
- González Díez, A., Remondo, J., Díaz de Terán, J.R. y Cendrero, A. (1999). *Geomorphology*, 30 (1-2), 95-133.
- Pedrosa, A. y Marques, B.S. (1994). *Territorium*, 1, 23-34.
- Pedrosa, A., Bateira, C. y Soares, L. (1995). *Territorium*, 2, 21-77.
- Pereira, S., Zêzere, J.L. y Bateira, C. (2010). En: *VI Seminário Latino-Americano de Geografia Física. II Seminário Ibero-americano de Geografia Física*, 1-15.
- Pereira, S. y Zêzere, J.L. (2012). En: *Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología*, 109-112.
- Remondo, J. (2001). *Elaboración y validación de mapas de susceptibilidad de deslizamientos mediante técnicas de análisis espacial*. Tesis Doctoral, Univ. de Cantabria, 404 p.
- Rivas, V., Remondo, J., Bonachea, J. y Sánchez-Espeso, J. (2022). *Physical Geography*, 43, 419-439. <https://doi.org/jtwk>
- San Millán, E. (2015). *Influencia de las precipitaciones en la ocurrencia de los movimientos de ladera en Cantabria*. Trabajo Fin de Master, Univ. de Cantabria, 50 p.
- Soares, L. y Bateira, C. (2007). *Revista da Faculdade de Letras-Geografia-Universidade do Porto*, II Série, 1, 87-126.
- Valenzuela, P. (2017). *Landslide triggering in Asturias (NW Spain): rainfall and soil moisture conditions modelling*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 179 p.
- Valenzuela, P., Domínguez-Cuesta, M.J., Mora García, M.A. y Jiménez-Sánchez, M. (2018). *Landslides*, 15, 273-282. <https://doi.org/gczz4b>
- Valenzuela, P., Zêzere, J.L., Domínguez-Cuesta, M.J. y Mora García, M.A. (2019). *Landslides*, 16, 1285-1300. <https://doi.org/jtwm>
- Vaz, T. (2021). *Movimentos de vertente desencadeados pela precipitação em Portugal continental*. Tesis Doctoral, Univ. de Lisboa, 264 p.
- Zêzere, J. L., Vaz, T., Pereira, S., Oliveira, S.C., Marques, R. y García, R.A.C. (2015). *Environmental Earth Sciences*, 73(6), 2917-2936. <https://doi.org/f64h2m>

Microfracturación alpina en cuarzoarenitas en el valle de Tarna (Cordillera Cantábrica)

Alpine microfracturing in quartz-arenites in the Tarna valley (Cantabrian Mountains)

Sergio Llana Fúnez^{1,*} y Lucía Rey Domínguez¹

¹ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, calle J. Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.

llanasergio@uniovi.es, luciareydom.x2@gmail.com

*Corresponding author

ABSTRACT

Deformation associated to the Cenozoic rise of the Cantabrian Mountains is characterized by the development of faults with hectometric offsets, the reworking of previous structures, and the fracturing of the strongest lithological units of the preorogenic Paleozoic sequence, already affected by previous tectonic episodes in the brittle regime. In this contribution, new structural data from the fracturing of quartzarenites from the Barrios Fm and adjacent units in the slopes of Peña Grayal (Tarna valley, Asturias) are presented. These rocks contain several compressive cataclastic bands, some of which develop polished fault slip surfaces. The dominant slip surfaces are subvertical, left-lateral and with northeasterly trend, in coincidence with the orientation and kinematics of secondary cartographic faults with apparent left lateral offsets. Together with the neighbouring Ventaniella fault, also subvertical but with dextral offset and a northwesterly strike, are consistent with a N-S alpine shortening. The orientation of one of the systems of cataclastic bands, trending E-W and dipping gently to the north, is consistent with the orientation and kinematics of the main alpine thrusts onshore.

Key-words: fault, cataclastic bands, Cantabrian Mountains, slip surface, Alpine deformation.

RESUMEN

La deformación asociada al levantamiento cenozoico de la Cordillera Cantábrica se caracteriza por el desarrollo de fallas con saltos hectométricos, la reactivación de algunas estructuras previas, y una fracturación en las unidades litológicas paleozoicas más resistentes de la sucesión litológica que se sobrepone a la generada en episodios tectónicos previos. En este trabajo se presentan datos estructurales sobre la fracturación en las cuarzoarenitas de la Fm. Barrios y unidades adyacentes en las laderas de la Peña Grayal (valle de Tarna, Asturias). En concreto, se describen diversas bandas cataclásticas compresivas en las cuarzoarenitas, algunas de las cuales llegan a desarrollar superficies pulidas de deslizamiento de falla. Los sistemas dominantes son subverticales y coinciden con el trazado de fallas cartográficas secundarias: subverticales, levógira y con dirección noreste. Estos sistemas son conjugados con el movimiento de la falla de Ventaniella, también subvertical, pero dextrógira y de dirección noroeste. La orientación de uno de los sistemas de cizallas cataclásticas, de dirección E-O e inclinación baja a moderada hacia el norte, es consistente con la disposición de cabalgamientos principales del orógeno alpino en tierra.

Palabras clave: falla, bandas cataclásticas, Cordillera Cantábrica, superficie de deslizamiento, deformación alpina.

Geogaceta, 74 (2023), 103-106

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98254>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 02/02/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

El levantamiento de la Cordillera Cantábrica se produce en un periodo relativamente breve de convergencia entre la placa Ibérica y la Europea durante el Paleógeno y Neógeno (p.ej. Teixell *et al.*, 2018). La deformación que se asocia a este episodio se concentra, en tierra, en pocas grandes fallas de trazado E-O que se pueden reconocer por su impacto en el relieve (Alonso *et al.*, 2007). Así, salvo el cabalgamiento frontal alpino, que acumula un salto de orden kilométrico, el resto de fallas acomodan, generalmente, desplazamientos de rango hectométrico (Alonso *et al.*, 1996). Las principales estructuras compresivas reconocidas en tierra muestran buzamientos bajos hacia

el N, como es el caso del cabalgamiento frontal (Alonso *et al.*, 1996; Acevedo *et al.*, 2019) o el de la falla de Llanera (Alonso *et al.*, 2016).

Por otra parte, en el sector central y occidental de la Cordillera Cantábrica las estructuras alpinas afectan a rocas paleozoicas deformadas durante la orogenia varisca (p.ej. Pérez-Estaún *et al.*, 1988). Algunas de las estructuras variscas de orientación E-O son susceptibles de reactivación durante el acortamiento N-S alpino (Alonso *et al.*, 1996; Uzkeda *et al.*, 2018).

Los episodios de fracturación acumulados sobre las formaciones pre-alpinas de la Cordillera Cantábrica son muy variados, pero existe un registro de una fracturación, localmente intensa, en las

formaciones mesozoicas que debe de afectar también a las primeras (Lepvier y Martínez-García, 1990; Pastor Galán *et al.*, 2011; Uzkeda *et al.*, 2018).

En la mayor parte de los casos, la fracturación alpina se asocia con las reactivaciones mencionadas, con inversiones tectónicas de fallas normales mesozoicas, a veces sobrepuestas a estructuras variscas, o con el desarrollo de sistemas de diaclasas.

En general, en la literatura regional no abundan las descripciones detalladas hasta la escala microscópica de estructuras con una componente de cizalla que no procedan de la reactivación de estructuras previas.

En este trabajo presentamos datos de campo y de microscopio de estructuras

asociadas con episodios de fracturación, desarrollados en su mayor parte en las cuarzoarenitas de la Fm. Barrios, uno de los términos litológicos mecánicamente más resistentes de la sucesión estratigráfica de la zona Cantábrica (Llana-Fúnez *et al.*, 2022), y que afloran en las laderas de la Peña Grayal. Dentro de esta formación es habitual el desarrollo de bandas cataclásticas y de planos de falla secundarios como respuesta mecánica previsible a su alta competencia. El aspecto que caracteriza las bandas cataclásticas en Peña Grayal es que llegan habitualmente a desarrollar superficies pulidas indicativas de movimientos rápidos de las fallas. Uno de los sistemas muestra una inclinación baja hacia el norte consistente con la orientación que tienen las fallas principales alpinas en la Cordillera Cantábrica.

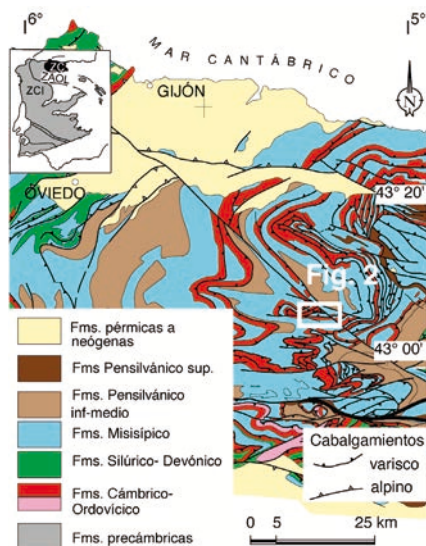


Fig. 1.- Mapa geológico sintético del sector central de la Cordillera Cantábrica (Alonso *et al.*, 2009).

*Fig. 1.- Synthetic geological map of the central part of the Cantabrian Mountains (after Alonso *et al.*, 2009).*

Contexto tectónico de la zona de estudio

Las observaciones estructurales en este trabajo se han realizado en un pequeño sector del basamento varisco levantado durante el alpino, dentro de la unidad de Bodón-Ponga, en la Zona Cantábrica. Concretamente, en una zona que abarca desde el bloque superior del cabalgamiento de Peña Ten y el sinclinal de Felechosa-Tarna, en su bloque inferior (Julivert, 1967; Álvarez-Marrón, 1989, 1995). La Peña Grayal está formada por cuarzoarenitas de la Fm. Barrios

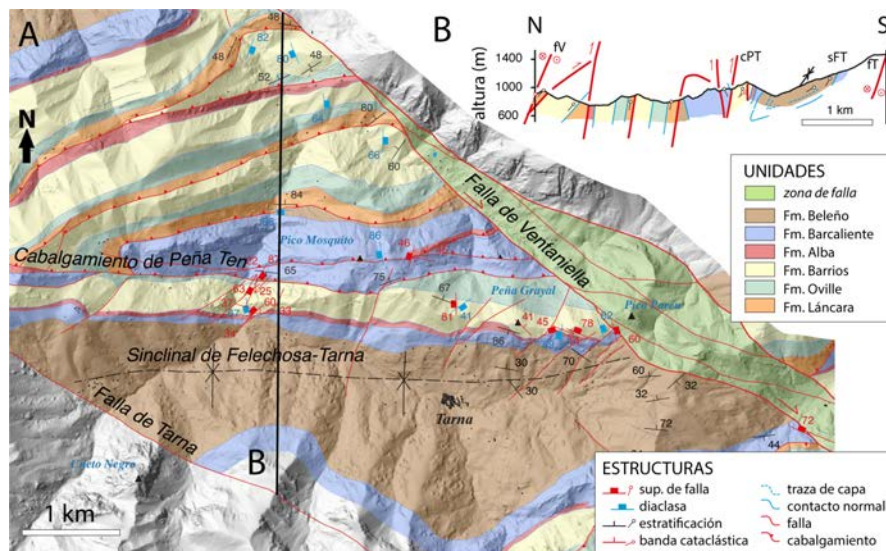


Fig. 2.- Mapa geológico de la zona de estudio. El corte geológico N-S según la línea en negro muestra parte de la estructura local. La base topográfica procede del Instituto Geográfico Nacional.

Fig. 2.- Geological map of the study area. The N-S geological section (black line) depicts the local structure. Topographical data comes from the Spanish Instituto Geográfico Nacional.

en el flanco septentrional del sinclinal de Felechosa-Tarna, en cuyo núcleo afloran fundamentalmente lutitas carboníferas. Próximo por el norte, el pico Mosquito estaría constituido por las formaciones carbonatadas carboníferas, situadas en el bloque superior del cabalgamiento de Peña Ten (localización de ambos picos en la Fig. 2).

Además, la zona de estudio se encontraría además limitada por el noreste por la falla de Ventaniella, que atraviesa la región de Ponga de NO a SE (Julivert, 1971; Álvarez-Marrón, 1995), y por el suroeste por la falla de Tarna (Fig. 2). La falla de Ventaniella tiene una historia tectónica compleja en diferentes sectores de su trazado actual, que incluye actividad significativa durante la extensión permotriásica en algunos sectores, y una reactivación como falla en dirección durante la compresión alpina (p.ej. Tavani *et al.*, 2011). En la actualidad presenta sismicidad de baja intensidad, que se concentra tanto en la estructura principal, como en la falla de Tarna (López-Fernández *et al.*, 2018).

Estructura tectónica local

La cartografía de la figura 2 muestra que el flanco septentrional del sinclinal de Felechosa-Tarna se encuentra afectado por numerosas fallas secundarias de dirección noreste y con saltos aparentes decamétricos levógiros. Estas fallas menores no afectan al trazado de la falla de Ventaniella. Los dos tipos de fallas son

consistentes con un acortamiento N-S, ya descrito para la convergencia alpina a partir del análisis de movimiento de fallas en rocas mesozoicas (Lepvier y Martínez-García, 1990). En el corte adjunto, se aprecia además la verticalización y ligera inversión del flanco septentrional del pliegue de Felechosa-Tarna en el que se encuentra el sector de la Fm. Barrios estudiado.

Estructuras menores

En el campo se han realizado observaciones sobre tres tipos de estructuras frágiles: superficies de deslizamiento de falla, planos de diaclasa y bandas cataclásticas.

Se han medido varias superficies de deslizamiento de falla en cuarzoarenitas y en calizas. Estas superficies presentan longitudes métricas a decamétricas. Dominan las superficies de falla subverticales y estrías con baja inclinación (Fig. 3 A). En muchos casos, las superficies están pulidas. Algunas de las superficies medidas en afloramiento corresponden a fallas secundarias con expresión cartográfica (Fig. 2).

Las diaclasas son muy abundantes, dominando un sistema subvertical de dirección N-S en cuarzoarenitas y calizas, pero no en lutitas. También se han podido observar abundantes diaclasas de baja inclinación, especialmente en las calizas, aunque no son tan frecuentes en las cuarzoarenitas (Fig. 3 B).

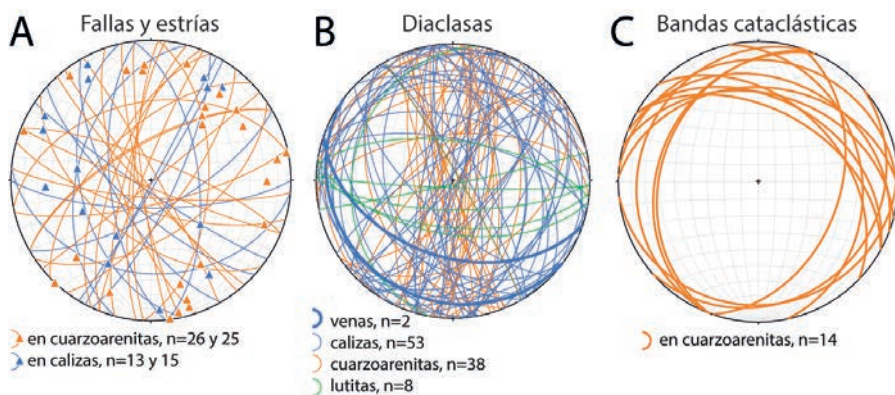


Fig. 3.- Patrones de orientación de las estructuras frágiles observadas: (A) muestra datos de fallas con estrías en cuarzoarenitas y calizas, (B) datos de diaclasas en todas las litologías y (C) la orientación de las bandas cataclásticas levemente inclinadas al N. Proyección equiareal, hemisferio inferior.

Fig. 3.- Orientation patterns for brittle structures in the study area. (A) shows fault surfaces with slickenside in quartzarenites and limestones, (B) joint data in all lithotypes, and (C) the orientation of the cataclastic bands gently dipping to the N in quartzarenites. Equiareal projection, lower hemisphere.

El tercer tipo de estructura tectónica reconocida en el campo son bandas cataclásticas, que son bandas delgadas, normalmente <1 mm de potencia, que

involucran la trituración de los granos minerales (Fig. 4 A). Son bandas cohesivas que se han observado exclusivamente en las cuarzoarenitas. Están frecuentemente asociadas a las superficies pulidas de deslizamiento en fallas, pero también se han encontrado en las terminaciones de estas superficies, donde adoptan formas curvadas (*horsetailing*) (Fig. 4 B). Uno de los sistemas más extendidos en la zona estudiada y más significativo es el de bandas de dirección E-O y bajo buzamiento al norte (Fig. 3 C).

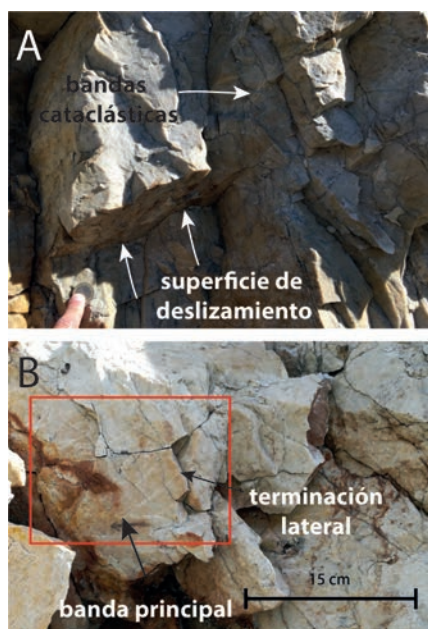


Fig. 4.- Aspecto de campo de bandas cataclásticas de dirección E-O levemente inclinadas hacia el N. Reconocibles en el campo por el color blanco lechoso, resultado de la trituración de los granos de cuarzo originales. (A) Tamaño decimétrico a métrico de superficies de deslizamiento asociadas a las bandas cataclásticas. En (B) se muestra la terminación lateral de una de las bandas de la que salen numerosas bandas secundarias en cola de caballo (*horsetailing*).

Fig. 4.- Field aspect of cataclastic bands striking E-W and dipping gently to the N. They can be identified in the field by a milky white colour product of the fracturing of quartz grains during shearing. The bands in (A) are decimetric to metric in size. The lateral termination of one of the bands in horsetailing is shown in (B).

Estas bandas cataclásticas se reconocen bien en el campo por el aspecto blanco lechoso, resultado de la reducción de tamaño de grano de cuarzo por trituración y abrasión durante la cataclasis y cizalla (Fig. 4). Esta reducción de tamaño de grano es reconocible en lámina delgada, donde se pueden apreciar dos cosas. La primera es la trituración de los granos subredondeados de origen sedimentario de las cuarzoarenitas, que partiendo de tamaños de 0,5 mm llegan a reducirse por debajo del grosor de la lámina delgada, de 30 μ m. El segundo aspecto destacable es que se genera poca porosidad y por tanto la roca resultante es cohesiva, en contraposición con lo esperable para una fracturación en el régimen frágil en niveles corticales próximos a la superficie, como es probable para la deformación alpina en la Cordillera Cantábrica.

Discusión

Las principales estructuras cartográficas de la zona de estudio, como son el cabalgamiento de Peña Ten así como el

sinclinal de Felechosa-Tarna se forman durante el desarrollo de la orogenia varisca (Julivert 1967). No se puede descartar que una parte de la verticalización del flanco septentrional del sinclinal de Felechosa-Tarna se relacione con la convergencia alpina posterior, pero no existen indicadores determinantes en uno u otro sentido y lo más probable es que sea heredada de la tectónica varisca.

En el episodio tectónico más reciente, se produce el salto en dirección dextro en la falla Ventaniella que llega a afectar a materiales mesozoicos al norte de la zona de estudio (Tavani *et al.*, 2011).

La ausencia de criterios geocronológicos precisos en las estructuras frágiles aquí descritas impide determinar con precisión la edad de la fracturación. Teniendo en cuenta que involucran muy poco acortamiento, que no se encuentran basculadas ni deformadas por estructuras más tardías, y que muestran una cinemática similar con la descrita para otras estructuras alpinas en el noroeste peninsular (Martín-González y Heredia 2011), la hipótesis más razonable es una génesis alpina para las mismas.

Desde el punto de vista de los procesos involucrados en su formación, el primer rasgo destacable de las estructuras frágiles descritas se encuentra en la cohesión que muestran las bandas cataclásticas. La rotura de una roca de la competencia de las cuarzoarenitas en condiciones corticales relativamente someras debería de generar porosidad secundaria, algo que no se aprecia ni en muestra de mano, ni en lámina pulida.

El segundo aspecto destacable es el desarrollo de superficies de deslizamiento

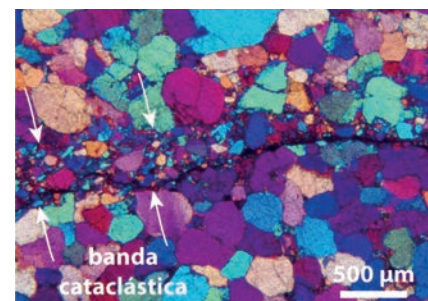


Fig. 5.- Aspecto microscópico de la trituración de granos de cuarzo en la terminación de una de las bandas cataclásticas. Imagen obtenida en microscopía óptica con niches cruzados y la cuña de yeso insertada.

Fig. 5.- Microscopic appearance of the fracturing of quartz grains in the termination of one of the cataclastic bands. Image acquired in crossed polarized optical microscopy with the gypsum plate inserted.

to pulidas, que indican no solo un desbaste por el movimiento de los bloques de falla, sino que además ese movimiento ha debido de ser rápido porque de otra forma no se habría formado superficies brillantes de falla. El brillo está relacionado con una rugosidad muy baja, de la misma magnitud que la longitud de onda reflejada que, en el caso del visible, se encuentra por debajo de la micra. Tasas de movimiento sísmico (m/s) en superficies de deslizamiento en fallas generan un pico térmico debido a la fricción suficientemente elevado como para facilitar una recristalización local rápida, como se ha descrito para este tipo de estructuras en otras regiones (p.ej. de Paola *et al.*, 2015).

Conclusiones

En este trabajo se describen dos tipos fundamentales de estructuras tectónicas desarrolladas en el régimen frágil en rocas silíceas. Un diaclasado muy penetrativo dominado por superficies subverticales de dirección N-S que responde a un esfuerzo principal con esa misma orientación. Y un segundo grupo de estructuras cataclásticas, de cizalla, en las que dominan superficies de deslizamiento subverticales de dirección noreste, coincidentes con la orientación de fallas cartográficas secundarias. En este segundo grupo de estructuras, se encuentran además numerosas bandas de dirección E-O y leve inclinación al N similar al de los cabalgamientos alpinos principales. Las bandas cataclásticas son coherentes con un acortamiento N-S, similar al de las diaclasas dominantes y al acortamiento asociado a fallas secundarias levógiras.

La orientación y cinemática similar a las estructuras mayores confiere a las bandas cataclásticas inclinadas al norte con bajo ángulo una relevancia especial porque con esta geometría se maximiza el acortamiento alpino, algo que no ocurre con estructuras de alto ángulo.

Otro aspecto destacable de las ban-

das cataclásticas se refiere a las condiciones en las que se forman, especialmente aquellas que desarrollan superficies pulidas, ya que se requieren velocidades sísmicas para su generación.

Contribución de los autores

Llana-Fúnez contribuyó en la planificación, adquisición de datos análisis y preparación del trabajo.

Parte de los datos de este trabajo han sido extraídos del TFG de L. Rey Domínguez, presentado en la Universidad de Oviedo en 2021. LRD contribuyó, por tanto, en la adquisición y análisis de datos, así como en la edición y preparación del trabajo.

Agradecimientos

Parte del trabajo se enmarca dentro del proyecto CGL2017-86487-P de la Agencia Estatal de Investigación (AEI). Se agradece financiación de la ayuda SV-PA-21-AYUD/2021/51766 por parte de la FICYT (Gobierno del Principado de Asturias) y del FEDER (Unión Europea). Los autores agradecen la revisión crítica realizada por Joaquina Álvarez Marrón y Nemesio Heredia Carballo

Referencias

- Acevedo, J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C. y Olona, J. (2019). *Geophysical Journal International* 219, 479-495. <https://doi.org/k6b4>
- Alonso, J.L., Barrón, E., González-Fernández, B., Menéndez Casares, E. y García-Ramos, J.C. (2016). *Trabajos de Geología* 36, 45-60. <https://doi.org/k6b5>
- Alonso, J.L., Marcos, A. y Suárez, A. (2009). *Geologica Acta* 7(4), 451-473.
- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1996). In: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 214-227. <https://doi.org/fb457q>

- Alonso, J.L., Pulgar, J.A. y Pedreira, D. (2007). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 15.2, 151-163.
- Álvarez-Marrón, J. (1989). *La estructura geológica de la región del Ponga (Zona Cantábrica, NW de España)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 237 p.
- Álvarez-Marrón, J. (1995). *Journal of Structural Geology* 17(4), 549-560. <https://doi.org/d6bb3t>
- De Paola, N., Holdsworth, R.E., Viti, C., Colletini, C., Bullock, R. (2015). *Earth and Planetary Science Letters* 431, 48-58. <https://doi.org/f7wsgx>
- Julivert, M. (1967). *Trabajos de Geología* 1, 59-76. doi: 10.17811/tdg.1.1967.59-77.
- Julivert, M. (1971). *American Journal of Science* 270 (1), 1-29. <https://doi.org/cvfrh3>
- Llana-Fúnez, S., Ruiz de la Argandoña, V.G., Olona, J., Pando, L., Zaragoza, A. y Torres, P. (2022). 6IWRP A Coruña, Book of abstracts 27-28. <https://doi.org/k6b7>
- Lepvier, C. y Martínez-García, E. (1990). *Tectonophysics* 184 (3-4), 345-356. <https://doi.org/dxqdfq>
- López-Fernández, C., Fernández-Viejo G., Olona, J. y Llana-Fúnez, S. (2018). *Bulletin of the Seismological Society of America* 108(2), 604-618. <https://doi.org/gddbsn>
- Martín-González, F. y Heredia, N. (2011). *Tectonophysics* 502, 75-89. <https://doi.org/fw23jm>
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Weil, A.B. (2011). *Tectonophysics* 507(1-4), 31-46. <https://doi.org/bxz4p3>
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquínez, J.L., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1988). *Tectonics* 7, 517-538. <https://doi.org/dbx4js>
- Tavani, S. Quintà, A. y Granado, P. (2011). *Tectonophysics* 509, 238-253. <https://doi.org/dxpk4n>
- Teixell, A., Labaume, P., Ayarza, P., Espurt, N., de Saint Blanquat, M. y Lagabriele, Y. (2018). *Tectonophysics* 724-725, 146-170. <https://doi.org/gc5g36>
- Uzkeda, H., Poblet, J., Bulnes, M. y Martín, S. (2018). *Geosphere* 14(4), 1635-1656. <https://doi.org/gd7b8p>

Tectónica Plio-Cuaternaria en la Bahía de Ocoa (La Española, NE del Caribe)

Pliocene-Quaternary tectonic activity in the Ocoa Bay (Hispaniola Island, NE Caribbean)

Francisco José Fernández^{1*}, Javier Escuder-Viruete², Fernando Pérez Valera³, Pablo Valverde Vaquero², Mercedes Castillo Carrión², Álvaro Rubio Ordóñez¹ y Alicia Medialdea⁴

¹ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C. Jesús Arias de Velasco, 33005 Oviedo.
ffernandez@uniovi.es, rubioalvaro@uniovi.es

² Instituto Geológico y Minero España - CSIC, C. La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid.
j.escuder@igme.es, m.castillo@igme.es y p.valverde@igme.es

³ Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante. 03080 Sant Vicent de Raspeig, Alicante
fperez@ua.es

⁴ CENIEH. Paseo de Atapuerca, 3 09002, Burgos
alicia.medialdea@cenieh.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The left-lateral Beata ridge (BR) and the right-lateral Ocoa-Bonao-La Guacara (OB) fault zones transfer the Plio-Quaternary deformation that results from the NNE-indentation of the Beata oceanic escarpment under the southern margin of Hispaniola. An arcuate relief bound the Ocoa bay, and the current tectonic uplift accelerates the fluvial incision and modifies the fluvial network. Both are active seismic faults whose respective kilometric traces converge 20 km northeaster ward of Ocoa bay, under the San José de Ocoa basin and potentially might be generated large earthquakes. In detail, strain is accommodated by the brittle partition of the fault zones and segmentation of the main faults into minor faults that bounded kilometric blocks of a lozenge shape, with the development of two significant partitions: the Sabana Buey pull-apart basin and the extensional block southward the Azua area; according to the respective fault topology and the relative fault rate displacement. The avulsion of the Ocoa river by the Sabana Buey basin opening occurred during the late Pleistocene, according to the OSL age of a lower alluvial fan (ca. 16 ky) incised by the current floodplain into the river mouth.

Key-words: Active tectonics, seismic faults, Caribbean plate, Dominican Republic.

RESUMEN

Las zonas de fallas de desgarre izquierdo de la cresta de Beata (BR) y derecho de Ocoa-Bonao-La-Guácara (OB) transfieren la deformación Plio-Cuaternaria que produce la indentación NNE del escarpe oceánico de Beata bajo el margen meridional de la Española. La bahía de Ocoa está bordeada por un relieve arqueado, y el levantamiento tectónico actual acelera la incisión fluvial y modifica la red fluvial. Ambas fallas son sísmicamente activas y sus trazas kilométricas convergen 20 km hacia el noreste de la bahía de Ocoa, bajo la cuenca de San José de Ocoa, y potencialmente pueden generar grandes terremotos. En detalle, la deformación está acomodada por la partición frágil de las zonas de falla y la segmentación de las fallas principales en fallas menores que bordean bloques romboidales, con desarrollo de dos importantes particiones: la cuenca de "pull-apart" de Sabana Buey y el bloque extensional del S del área de Azua; de acuerdo con la respectiva topología de la zona de falla y las tasas de desplazamiento relativo. La avulsión del río Ocoa por la apertura de la cuenca de Sabana Buey se produjo en el Pleistoceno superior, de acuerdo con la datación OSL de la base de un abanico aluvial inferior (ca. 16 ka) incidido por la llanura aluvial de inundación actual en la desembocadura del río.

Palabras-clave: Tectónica activa, fallas sísmicas, Placa Caribeña, República Dominicana.

Geogaceta, 74 (2023), 107-110
<https://doi.org/10.55407/geogaceta98192>
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 31/01/2023
Fecha de revisión: 20/04/2023
Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

La cresta de Beata define un alto batimétrico en la placa del Caribe de dirección SO-NE y más de 570 km de longitud, separando las cuencas de Haití y Venezuela. La convergencia oblicua entre la placa del Caribe y la de América del Norte se produce a tasas de 18-20 mm/año según la dirección N070°E (Fig. 1; Mann et al., 2002). Los primeros modelos tectónicos interpretaban la cresta de Beata como una falla transformante que aco-

modaba el acortamiento hacia el NE en el cabalgamiento frontal del prisma de los Muertos (p. ej. Ladd et al., 1981). Posteriormente, los perfiles geofísicos marinos de Mercier de Lepinay et al. (1988) mostraron la geometría del prisma de acreción y la indentación de la cresta de Beata. En tierra, diversos autores reconocen también la indentación de la cresta de Beata por la orientación arqueada y la rotación coherente de los ejes de los pliegues. Esta deformación tuvo lugar desde finales del Plioceno hasta la actualidad

(p. ej. Heubeck y Mann, 1991). Hernáiz Huerta y Pérez-Estaún (2002) y otros trabajos posteriores atribuyen las cinemáticas izquierda y derecha de las fallas que limitan la bahía de Ocoa y la curvatura de las estructuras a la indentación; para estos autores la falla de Enriquillo-Plantain Garden (EPGFZ) y el cabalgamiento de Bahoruco (Fig. 2) tendrían un importante papel.

La bahía de Ocoa se encuentra en una zona clave para resolver el puzle tectónico que produce la partición de la

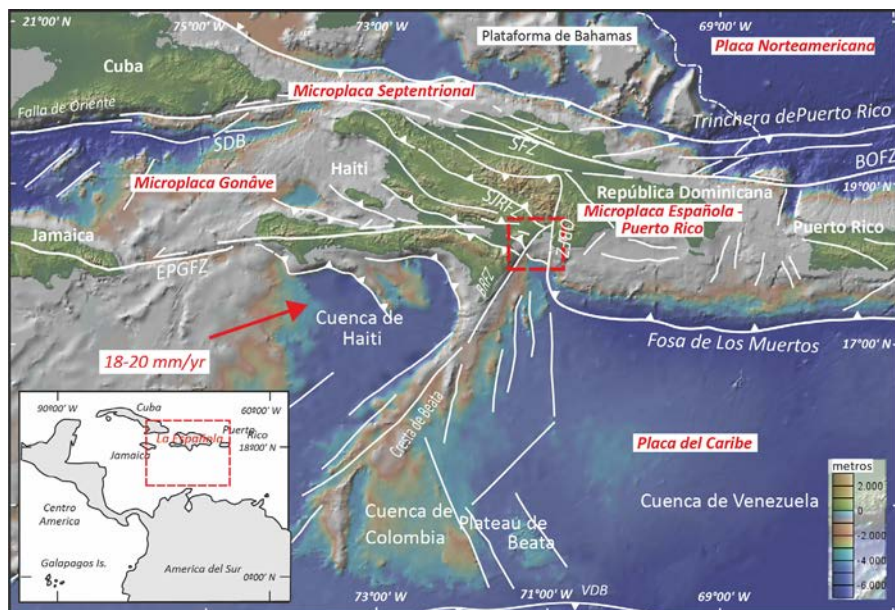


Fig. 1.- Mapa del borde noreste de la placa del Caribe mostrando la localización de las placas y los bordes de microplacas, así como las principales estructuras tectónicas. La flecha roja define el vector de movimiento relativo en dirección N070°E (mod. Mann et al., 2002). El cuadrado rectangular central rojo define la zona de la Fig. 2. El cuadrado rectangular inferior izquierdo muestra la localización de La Española. BRFZ, zona de falla de Beata Ridge; EPGFZ, zona de falla de Enriquillo-Platain Garden; OBFZ, zona de falla de Ocoa-Bonao-La Guacara; SFZ, zona de falla Septentrional; SJRFZ, zona de falla de San Juan-Restauración. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Map of the northeast edge of the Caribbean Plate showing the location of plate and microplate boundaries, as well as the main tectonic structures. The red arrow defines the movement vector of 18-20 mm/y in the direction N070°E of the Caribbean Plate with respect to the North American Plate (mod. Mann et al., 2002). The red central rectangle locates Fig. 2. BRFZ, Beata Ridge fault zone; EPGFZ, Enriquillo-Platain Garden fault zone; OBFZ, Ocoa-Bonao-La Guacara fault zone; SFZ, Septentrional fault zone; SJRFZ, San José-Restauración fault zone. See color figure in the web.

deformación debida a la indentación del escarpe de Beata bajo el margen meridional de La Española. Además, el conocimiento de la geometría, las relaciones de las fallas sismo-activas y su cinemática son imprescindibles para construir modelos de amenaza sísmica realistas.

En este trabajo se presentan indicadores tectónico-geomorfológicos que evidencian la actividad reciente de la BRFZ, OBFZ (Fig. 1) y las estructuras relacionadas en el entorno de la bahía de Ocoa. La edad de las terrazas fluviales, obtenida por luminiscencia estimulada ópticamente (OSL) permite establecer la edad de enterramiento del sedimento sinorogénico relacionado con la estructura.

Contexto Geológico

En la bahía de Ocoa se diferencian dos unidades tectonoestratigráficas: el Cinturón de Peralta, de edad comprendida entre el Cretácico Superior y el Plioceno (p. ej. Hernáiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002); y la secuencia de rocas que abarca desde la Fm Sombrerito (Mioceno Inferior) hasta el Plio-Cuaternario de la Fm.

Arrollo Seco, formada por conglomerados cementados similares a los abanicos aluviales no cementados recientes que forman parte del relleno de las cuencas de Azua, San Juan y Enriquillo (Fig. 2; p. ej. Díaz de Neira y Solé Pont, 2002). Las formaciones sedimentarias del cinturón de Peralta son parte de la cobertera que postdata el magmatismo de arco y registra la colisión oblicua arco-continente en el retro-arco (borde S de la isla) con el desarrollo de retro-cabalgamientos hacia el S y pliegues relacionados (p. ej. Pérez-Estaún et al., 2007). Además, esta deformación produjo en mayor medida el levantamiento de la Cordillera Central.

La evolución a una tectónica de escape hacia el océano Atlántico se produce en el Mioceno Medio y continúa activa en la actualidad (p.ej. Mann et al., 2002). Así, hacia el O de la bahía de Ocoa, la sismicidad somera se alinea a lo largo de la EPGFZ, mientras que hacia el E se registra una sismicidad intermedia y profunda a lo largo de la Fosa de los Muertos, situada con la misma orientación E-O, pero desplazada hacia el S más de 60 km (Fig.1; Escuder-Viruete et al., 2023). Por lo tanto,

la geometría y evolución de las cuencas de Azua, San Juan y Enriquillo y de los relieves que las separan están fuertemente condicionadas por esta tectónica de escape (Fig. 2).

Actividad neotectónica en la Bahía de Ocoa

Sector Occidental

El relieve estructural de la Sierra de Martín García consiste en un anticlinal de plano axial subvertical de dirección E-O y eje con ligera inmersión hacia el O. Es un pliegue de propagación de falla relacionado con la inversión de la cuenca de Enriquillo por el NE. La estructura se dobla en su contacto con la BRFZ (Fig. 3) de acuerdo con la cinemática lateral izquierda de la falla. Las rocas de falla de la BRFZ se observan en el acantilado costero de la sierra, y consisten en una sucesión de cataclasitas y brechas carbonatadas con desarrollo de una foliación sub-vertical anastomosada, y tienen un espesor superior a los 50 m. El bloque oriental está formado por los relieves del Cerro Vigía, Cerro Fermino y Cerro el Peñón al SE de Azua (Fig. 3). La cinemática de este bloque es compleja (Escuder-Viruete et al., 2023). Así, en el afloramiento costero de la sierra Martín García se observa una terraza de coral del Pleistoceno Medio sobre la que se sitúa un depósito de arenas de playa levantado y fosilizado por un abanico aluvial, deformado por fallas oblicuas de dirección N95-105°E y movimiento derecho. En el Cerro Vigía se observa el flanco NE del anticlinal cortado por fallas de dirección N120°E y estrías sub-horizontales y sentido derecho. En el cerro del Peñón la estratificación sub-horizontal está cortada por un clivaje de fractura anastomosada sub-horizontal que sugiere extensión horizontal local N-S.

Sector Central

El mayor relieve se sitúa al N de Azua, en la vertiente S de la cordillera Central, y se corresponde con el cabalgamiento de San Juan-Los Pozos (SJPFZ en Figs. 2 y 3) que superpone rocas del Cinturón de Peralta sobre el relleno Neógeno-Cuaternario de la cuenca de Azua. Hacia el E, la SJPFZ está cortada por una falla reciente: la falla de Azua (Mann et al., 1991), cuyo escarpe de falla produce una clara lineación en el relieve de dirección

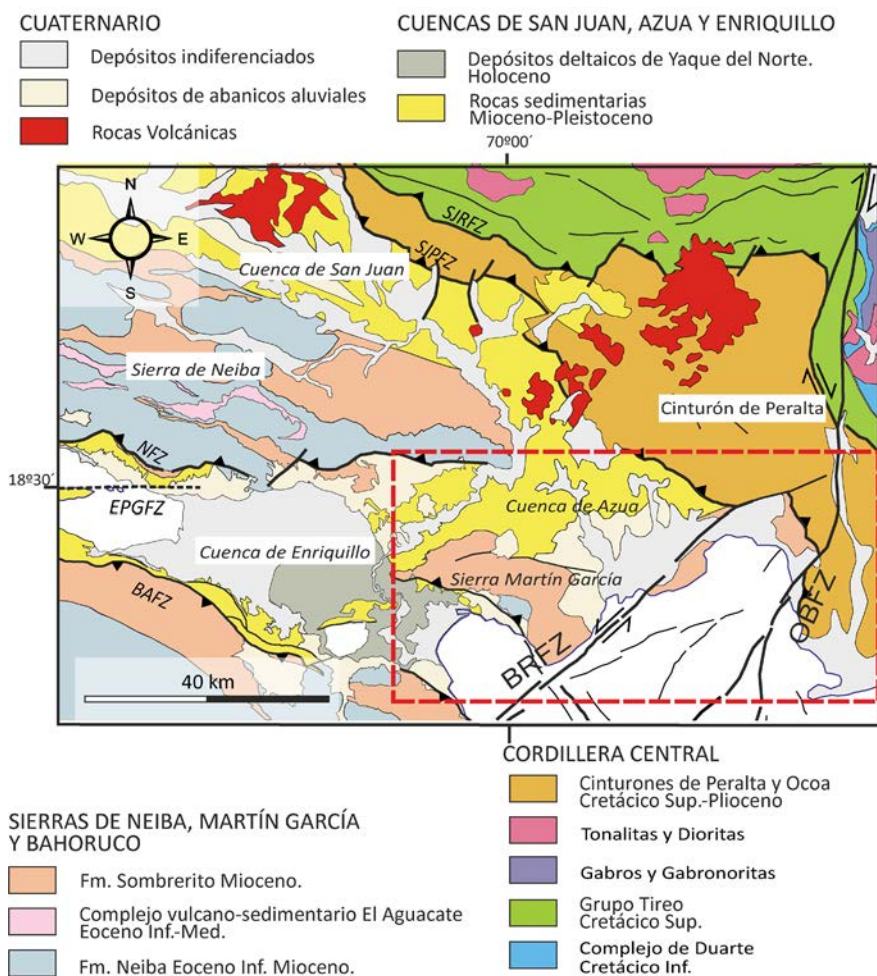


Fig. 2.- Mapa de las cuencas de San Juan, Azua y Enriquillo. El cuadrado rectangular rojo define la zona de estudio (Fig. 3). BRFZ, zona de falla de Beata Ridge; EPGFZ, zona de falla de Enriquillo-Platain Garden; OBFZ, zona de falla de Ocoa-Bonao-La Guacara; NFZ, zona de falla de Neiba; SJRFZ, zona de falla de San José-Restauración; SJPFZ, zona de falla de San Juan-Los Pozos; BAFZ, zona de falla de Bahoruco. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Map of the San Juan, Azua and Enriquillo basins. The red rectangle locates the study area (Fig. 3). BRFZ, Beata Ridge fault zone; EPGFZ, Enriquillo-Platain Garden fault zone; OBFZ, Ocoa-Bonao-La Guacara fault zone; SFZ, Septentrional fault zone; SJRFZ, San José-Restauración fault zone; SJPFZ, San Juan-Los Pozos fault zone; BAFZ, Bahoruco fault zone. See color figure in the web.

N70°E (Fig.3; Loma los Cacheos). La falla es izquierda-oblicua y su salto horizontal disminuye hacia terminación NE en continuidad con la traza de SJPFZ, dibujando hacia el E un arco con forma de Z. Este arco está cortado al menos por tres fallas con rumbo sub-paralelo a la BRFZ (Fig. 3), interpretadas como su segmentación en abanico, que hacia el N se corta por la OBFZ, bajo la cuenca de San José de Ocoa (Escuder-Viruet *et al.*, en prensa; Fig. 3). La falla de Azua y el abanico NE de la BRFZ también cortan un cabalgamiento Plio-Pleistoceno que superpone la Fm. Sombrero, hacia el SSO (Fig. 2) sobre los abanicos aluviales inferiores. En el bloque cabalgante se produce un anticlinal frontal expuesto en Loma los Cacheos y Loma Vieja (Fig. 3). Todo ello sugiere que la formación de los últimos cabalgamientos hacia el S en secuencia "piggy-back" de la

cordillera Central se produce simultánea con los desgarres que acomodan lateralmente la indentación.

Por otra parte, en la playa de Tortugueros, situada entre el Cerro Fermín y el Cerro Peñón (Fig. 3), se ha identificado un extenso afloramiento de estructuras de licuefacción, desarrolladas sobre gravas y arenas cementadas correspondientes a una secuencia de playa reciente, que de acuerdo con la escala de intensidad sísmica ambiental (ESI-07; Guerreri y Vittori 2007) se puede identificar como un registro paleo-sísmico devastador (intensidad XI-XII).

Sector Oriental

La sierra del Número se levanta en el bloque oriental de la OBFZ (Escuder-Viruet *et al.*, 2023; Fig. 3), donde los ca-

balgamientos y pliegues relacionados del cinturón de Peralta presentan una orientación N-S de acuerdo con su posición en el arco que genera el "indenter". Este bloque está intensamente cizallado por fallas discretas de desgarre derecho con orientaciones que varían entre ENE a NE (Pérez-Valera, 2010) y cuya cinemática es coherente con la cinemática general derecha de la OBFZ. La apertura de un surco de orientación E-O entre Sabana Buey y la Bahía de Ocoa produce la avulsión del río Ocoa en su desembocadura, de manera que los abanicos aluviales que progradaban hacia el S son localmente cortados por otros más recientes que vierten hacia el N en la vertiente S del surco y rellenos de terrazas fluviales que progradan hacia el O en la dirección actual de la desembocadura del río en la bahía (ver la orto-foto en p. ej. www.google.com/intl/es/earth). Este surco es interpretado como producido por la apertura de una pequeña cuenca de "pull-apart" consecuencia de flexión en Z de la OBFZ. En ocasiones se ha podido relacionar la avulsión de los cursos fluviales con terremotos (p. ej. Quigley y Duffy, 2020).

Los abanicos aluviales de este sector han podido ser datados por OSL (Escuder-Viruet *et al.*, 2023) porque, a diferencia de los sectores occidental y central donde los abanicos están prácticamente formados por cantos y bloques carbonatados, aquí presentan niveles arenosos ricos en cuarzo y feldespatos. La muestra 20JE05 de un nivel de arenas en la base de abanico aluvial que prograda hacia el N, de acuerdo con su posición sobre el escarpe de falla normal que bordea el surco por el S (Fig. 3) tiene una edad de 16,5±3 ka y se interpreta como la edad máxima para la apertura de esta cuenca.

Conclusiones

La Bahía de Ocoa es un relieve litoral situado en el retro-arco caribeño producido por la indentación de la cresta de Beata en el margen meridional de La Española, durante la convergencia oblicua intra-oceánica entre las placas del Caribe y América del Norte.

Desde el Mioceno se configuran y rellenan sin-tectónicamente las cuencas de Enriquillo, Azua y San Juan, bajo un régimen de convergencia oblicua izquierda y se inicia el proceso de indentación que todavía continúa.

En la actualidad, la deformación está controlada por dos fallas sísmogénicas

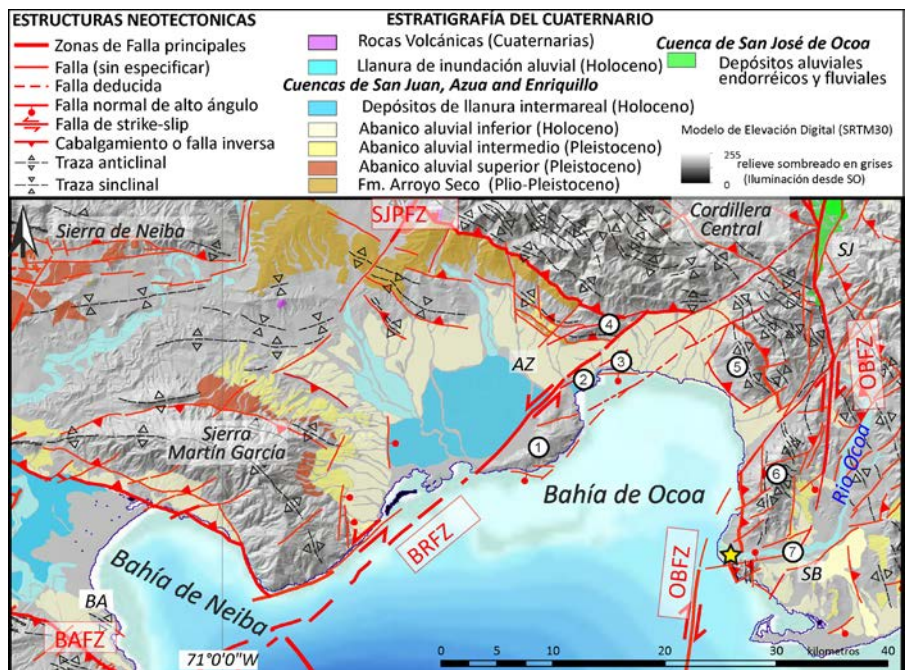


Fig. 3.- Mapa Neotectónico de la Bahía de Ocoa. El modelo de relieve sombreado ha sido hecho desde la síntesis de datos (Ryan et al., 2009) con GeoMapApp (www.geomapapp.org). La litoestratigrafía de las unidades Neógenas y Cuaternarias definidas en el proyecto SYSMIN (Pérez-Estaún et al., 2007) está incluida en el mapa. BA, Barahona; AZ, Azua; SJ, San José de Ocoa; SB, Sabana Buey; 1, Cerro Vigía; 2, Cerro Fermino; 3, Cerro Peñón; 4, Loma los Cacheos; 5, Loma Vieja; 6, Sierra del Número; 7, Cuenca de "pull apart". La estrella amarilla localiza la muestra 20JE05. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Neotectonic map of southern central Hispaniola. Shaded relief in grayscale has been made from the GMRT synthesis data set (Ryan et al., 2009) with GeoMapApp (www.geomapapp.org). The Late Neogene and Quaternary lithostratigraphic units defined in the SYSMIN Project (Pérez-Estaún et al., 2007) are included in the map. BA, Barahona; AZ, Azua; SJ, San José de Ocoa; SB, Sabana Buey; 1, Cerro La Vigía; 2, Cerro Fermino; 3, Cerro el Peñón; 4, Loma los Cacheos; 5, Loma Vieja; 6, Sierra el Número; 7, "pull apart" basin. Sample 20JE05 is located by the yellow star. See color figure in the web.

de desgarre izquierdo (BRZF) y derecho (OBFZ) que limitan la bahía por el O y el E, respectivamente. En este contexto, el paso del indenter bajo la cobertera produce estructuras que evolucionan de compresivas hacia el SO a extensionales, originando una partición de la deformación en las zonas de falla con bloques romboidales transtensivos a ambos lados de la bahía.

Contribución de los autores

FJF, JEV y FPV: Estructura del trabajo; metodología; figuras; adquisición de datos (también AM); Todos: edición, y revisión del manuscrito; JEV coordinación y supervisión.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto PID2019-105625RB-C22. Los autores agradecemos a Antonio Azor y Ángela Suárez la revisión del manuscrito original.

Referencias

Díez de Neira, J.A. y Solé Pont (2002). *Acta Geológica Hispánica*, v. 37, nº 2-3, 163-191.
 Escuder-Viruete, J., Fernández, F.J., Pérez-Valera, F. y Medialdea, A. (2023). *Tectonics*. <https://doi.org/10.1029/2022TC007618>
 Guerreri, L. y Vittori, E. Eds. (2007). *Intensity Scale ESI-2007. Memorie Descriptive*

Della Carta Geologica D'Italia, 74. APAT, SystemCart Srl, Roma, Italia.

Heubeck, C. y Mann, P. (1991). En: *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola*. (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. Eds.). Cambridge Geological Society of America Special Paper 262, 315-336.
 Hernáiz-Huerta, P.P. y Pérez-Estaún, A. (2002). *Acta Geológica Hispánica*, v. 37, nº 2-3, 183-205.

Quigley, M. y Duffy, B. (2020). *Geosciences*, 10, 114.

<https://doi.org/10.3390/geosciences10030114>

Ladd, J.W., Shih, Tai-Chang y Tsai, C.J. (1981). *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 65, 466-489.

Mann, P., McLaughlin, P.P.Jr. y Cooper, J.C. (1991). En: *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola*. (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. Eds.). Cambridge Geological Society of America Special Paper 262, 367-389.

Mann, P., Calais, E., Ruegg, J.C., Demets, C., Jansma, P.E. y Mattioli, G.S. (2002). *Tectonics* 21(6), 1-23.

<https://doi.org/10.1029/2001TC001304>

Mercier de Lépinay, B., Mauffret, A., Jany, I., Bouysse, P., Mascle, A., Renard, V., Dtephan, J.F. y Hernandez, E. (1988). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. Paris, 307,1289-1296.

Pérez-Estaún, A. Hernaiz-Huerta, P.P., Lopera, E., Joubert, M., Escuder Viruete, J., Díaz de Neira, A., Monthel, J., García-Senz, J., Urien, P., Contreras, F., Bernárdez, E., Stein, G., Deschamps, I., García-Lobón, J.L. y Ayala, C. (2007). *Boletín Geológico y Minero*, 118, 157-174.

Pérez-Valera, F. (2010). *Mapa Geológico de la Hoja a E 1:50.000 nº 6070-I (Sabana Buey)*. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 96 pp. <https://www.sgn.gob.do>

Ryan, W.B.F., Carbotte, S.M., Coplan, J. O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R.A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J., y Zemsky, R. (2009). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10, Q03014.

<https://doi.org/10.1029/2008GC002332>

Explorando los sedimentos contaminados como una fuente potencial de recursos: un enfoque de procesamiento de minerales para la recuperación de materiales críticos

Exploring polluted sediments as a potential resource: a mineral processing approach for the recovery of critical materials

Diego Baragaño^{1*}, Edgar Berrezueta² y Juan María Menéndez-Aguado³

¹ Escuela Politécnica de Ingeniería de Minas y Energía, Universidad de Cantabria, Blvr. Ronda Rufino Peón 254, 39300 Torrelavega, Cantabria, Spain.

diego.baragano@unican.es

² Instituto Geológico y Minero de España (IGME, CSIC), C/Matemático Pedrayes 25, 33005 Oviedo, Asturias, Spain.

e.berrezueta@igme.es

³ Escuela Politécnica de Mieres, Universidad de Oviedo, C/Gonzalo Gutiérrez Quirós, 33600 Mieres, Asturias, Spain.

maguado@uniovi.es

*Corresponding author

ABSTRACT

Several metal(loid)s, such as arsenic, cadmium, copper, lead, and zinc, can be found in low concentrations in marine sediments and pose an environmental threat. However, these elements have economic value, leading to the use of physico-chemical separation processes for recovery. To date, magnetic separation has not been used effectively for this purpose. This study aimed to apply wet high-intensity magnetic separation (WHIMS) to extract these elements from contaminated sediments collected in the Avilés estuary in North Spain. A 50 kg composite sample was analyzed through wet-sieving and ICP-MS, revealing that the majority of the material (62%) was in the 125–500 μm grain size fraction, which revealed lower concentrations of these elements compared to the <125 μm fraction, the most contaminated one. Then, WHIMS was applied to both grain size fractions at different voltage intensities, resulting in excellent recovery rates, especially for the coarser fraction. Microscopy analysis indicated that magnetic separation concentrated metal-enriched particles with high iron content into a smaller volumen of sediment. These results suggest that magnetic separation is a feasible option for the recovery of metal(loid)s from contaminated sediments, offering a dual benefit of restoring the coastal area and retrieving valuable materials.

Key-words: sediments, magnetic separation, remediation, metals recovery, pollution.

Geogaceta, 74 (2023), 111-114

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98292>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Las zonas costeras son importantes desde un punto de vista ecológico y económico debido a sus especies de plantas y animales únicas, tierra fértil, agua dulce y potencial para el turismo (Anbuselvan *et al.*, 2018). Sin embargo, las actividades humanas como la industria, la agricultura y la eliminación de residuos pueden

afectar negativamente la calidad del sedimento y dañar la fauna y la salud humana.

Metales y metaloides como As, Cd, Cu, Pb y Zn pueden ser liberados en el ambiente y encontrarse en los sedimentos debido a las actividades antrópicas, y su presencia supone una amenaza para la salud humana y el medio ambiente debido a su persistencia y efectos a largo plazo (Mossinger *et al.*, 2013).

RESUMEN

Metal(oid)es como el arsénico, cadmio, cobre, plomo y zinc, pueden suponer una amenaza medioambiental al presentarse en sedimentos marinos. Sin embargo, estos elementos también tienen valor económico, lo que ha generado un interés en su recuperación mediante el empleo de técnicas físico-químicas, aunque la separación magnética no ha sido empleada hasta ahora. En este trabajo, se aplicó la separación magnética de alta intensidad de campo en vía húmeda (WHIMS) para recuperar los metal(oid)es de sedimentos contaminados recogidos en el estuario de Avilés en el norte de España. Una muestra fue analizada mediante tamizado húmedo y análisis ICP-MS, mostrando que el 62% del material se corresponde con la fracción granulométrica 125–500 μm , con concentraciones inferiores a las observadas en la fracción <125 μm , la más contaminada. Después, se trataron las dos fracciones granulométricas a diferentes intensidades, obteniéndose excelentes resultados de recuperación elemental, especialmente para la granulometría más gruesa. El análisis microscópico indicó que la separación concentró partículas enriquecidas con metal(oid)es y hierro en un volumen reducido de sedimento. Estos resultados sugieren que la separación magnética es una opción viable para la recuperación de metal(oid)es de sedimentos contaminados, brindando un doble beneficio: la restauración de la zona costera y la recuperación de materiales valiosos.

Palabras clave: sedimentos, separación magnética, remediación, recuperación de metales, contaminación.

Fecha de recepción: 06/02/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Técnicas como el dragado, la inmovilización, la separación física y la extracción de metales han sido desarrolladas para tratar los sedimentos contaminados (Gao *et al.*, 2021). El dragado es la técnica más común, pero los sedimentos no reutilizados son depositados en vertederos. La separación física es una opción más sostenible y permite reducir la cantidad de material contaminado (Mulligan *et al.*,

2001). Además, la extracción de metales de los sedimentos contaminados es una oportunidad para recuperar material valioso y fomentar el concepto de economía circular.

Aunque se han utilizado varios procesos de separación física para limpiar sedimentos contaminados, principalmente el cribado, la flotación, las extracciones asistidas por ultrasonidos o los hidrociclones, la extracción magnética no se ha aplicado con éxito hasta ahora (Akcil *et al.*, 2015). Sin embargo, este enfoque se ha probado con eficacia en la remediación de suelos (Baragaño *et al.*, 2021).

El área de Avilés (Asturias-España), seleccionada como zona de estudio debido a su importancia industrial, durante decenas de años, se ha visto afectada (calidad del aire, suelo y sedimentos) por estas actividades. De acuerdo a Baragaño *et al.* (2022), la orilla izquierda del río de Avilés, cerca de una fundición de Zn, los sedimentos revelan una contaminación por metal(o)ides que superaron los niveles de referencia (Tabla I). Los sedimentos característicos de la zona están constituidos por una arena media formada por la fragmentación de limolitas triásicas, calizas jurásicas y conglomerados silíceos del Jurásico Medio (Flor-Blanco *et al.*, 2013).

En este contexto, el principal objetivo de este trabajo es comprobar la viabilidad de la separación magnética de alta intensidad para recuperar As y metales de un sedimento contaminado utilizando herramientas geoquímicas y mineralógicas.

Metodología

Para realizar los experimentos se recolectó, en una primera fase, una muestra de sedimento de 50 kg. Esta muestra se tamizó en vía húmeda para la obtención de las fracciones granulométricas <125, 125–500 y 500–2000. Estas fracciones se sometieron a análisis químicos mediante espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) previa digestión ácida (aqua regia) para la determinación de las concentraciones de As, Cd, Cu, Pb y Zn. Posteriormente, se seleccionaron las fracciones fina e intermedia para someterlas a una separación física con el objetivo de concentrar los elementos objetos de estudio en una masa de sedimento reducida. En este sentido, se empleó un separador magnético de alta intensidad de campo en vía húmeda (WHIMS 3X4L, OUTOTEC)

a dos valores de voltaje diferentes (10% y 30%), obteniendo dos fracciones diferentes: fracción magnética (MF) y fracción no magnética (NMF). Estas muestras también se sometieron al mismo análisis químico mediante ICP-MS.

Finalmente, se generó una probeta embutiendo en resina la MF obtenida al menor voltaje probado (10%), la cual ha sido observada mediante un microscopio electrónico de barrido (JEOL JSM-5600 SEM) con el objetivo de identificar la mineralogía de las partículas enriquecidas en los elementos de interés.

Resultados y discusión

El análisis químico del sedimento ha revelado que los niveles de As, Cd, Cu, Pb y Zn superan el límite Probable Effect Levels (PEL) establecido por las Guías Canadienses para la Protección de la Vida Acuática (CCME, 2001). Esta legislación, ampliamente utilizada para evaluar los sedimentos desde un punto de vista químico, establece dos valores límite: uno para indicar un alto riesgo de daño ambiental (TEL) y otro para alertar sobre el riesgo potencial de alcanzar el valor de intervención PEL (TEL).

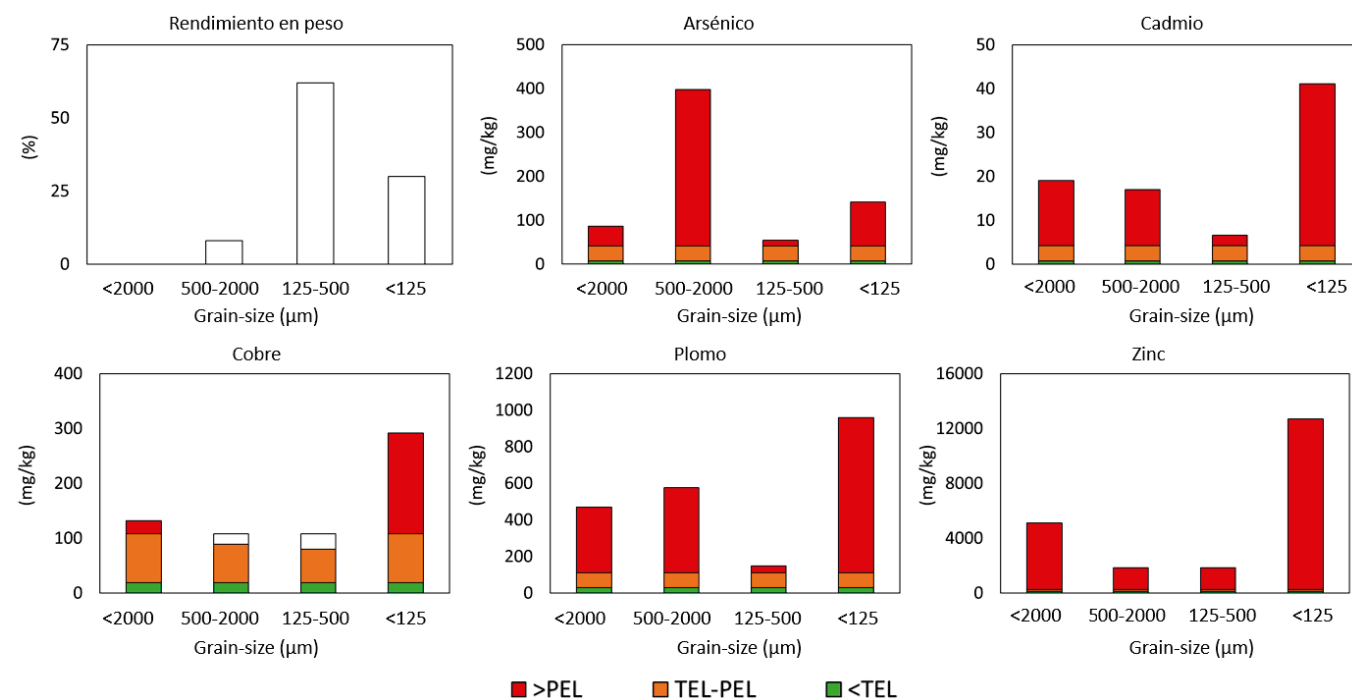


Fig. 1.- A) Rendimiento en peso de las tres fracciones granulométricas obtenidas mediante el tamizado en vía húmeda del sedimento contaminado obtenido para la elaboración del trabajo. Las concentraciones de B) arsénico, C) cadmio, D) cobre, E) plomo, y F) zinc se presentan gráficamente según una escala de colores donde se indica en color verde la concentración inferior al límite TEL, en naranja las concentraciones entre los límites TEL y PEL, y en color rojo las concentraciones que superan el límite PEL. Ver figura en color en versión web.

Fig. 1.- A) Weight recovery of the three grain-size fractions obtained by wet-sieving of the contaminated sediment. B) Arsenic, C) Cadmium, D) Copper, E) Lead, and F) Zinc concentrations are graphically presented on a color scale where the concentration below the TEL limit is indicated in green, the concentrations between the TEL and PEL limits are indicated in orange, and the concentrations exceeding the PEL limit are indicated in red. See color figure on web.

Después de realizar el tamizado en vía húmeda, se descubrió que la fracción granulométrica mayoritaria es la fracción 125-500 μm , que representa el 62% del sedimento, mientras que la fracción gruesa (500-2000 μm) solo representa el 8% (Fig. 1A). Por lo tanto, no se ha empleado la fracción gruesa para el análisis de separación magnética debido a su baja presencia y la imposibilidad de escalar la técnica desde un punto de vista económico. El análisis químico de las fracciones granulométricas muestra un claro enriquecimiento en la fracción más fina, <125 μm (Fig. 1B-1F), aunque algunos elementos tienen una elevada presencia en la fracción gruesa, como es el caso del As (Fig. 1B). Por lo tanto, la separación granulométrica permitiría eliminar el 8% del sedimento con concentraciones muy elevadas de uno de los elementos más peligrosos para el medio ambiente.

Cabe reseñar que el análisis de Cu muestra que las concentraciones de este metal disminuyen por debajo del PEL en dos de las fracciones granulométricas (Fig. 1D), siendo muy relevante en el caso de la fracción 125-500 μm debido a la elevada cantidad presente en el sedimento (62% en peso).

En la Tabla I se muestran las concentraciones de las fracciones magnéticas obtenidas tras las separaciones. De los resultados se desprende que la aplicación de la técnica de separación magnética ha permitido reducir las concentraciones de los elementos objeto de estudio en

la fracción NMF, incluso por debajo del límite PEL en el caso de As, Cd, Cu y Pb para la fracción granulométrica 125-500 μm . Por otro lado, las concentraciones en la fracción MF muestran valores más elevados, debido a la concentración de los elementos de interés en volúmenes más reducidos (como expresan los valores de rendimiento en peso en la Tabla I).

Los resultados para la fracción granulométrica 125-500 μm han sido excelentes, probablemente debido a la combinación de partículas contaminantes antropogénicas con otras geogénicas de carácter diamagnético, lo que facilita la separación. Sin embargo, para la fracción más fina los resultados son peores, posiblemente debido a la elevada presencia de contaminación y a las limitadas diferencias en las propiedades magnéticas entre las partículas de carácter antropogénico.

Por último, a partir del análisis mineralógico se han identificado partículas enriquecidas en los elementos de interés, principalmente partículas con altos contenidos de Zn. En la Fig. 2 se muestra un ejemplo de estas partículas ricas en Zn, así como los espectros obtenidos tras varios análisis semicuantitativos. De estos espectros se desprende que la partícula puede ser una escoria metalúrgica resultante de las actividades industriales llevadas a cabo en el entorno del emplazamiento en el pasado. En este sentido, el sulfuro de Zn identificado a partir del primer espectro podría corresponder al mineral no altera-

do por el proceso metalúrgico, quedando alojado dentro de la escoria. Es importante destacar la presencia de Fe identificada en el cuarto espectro, ya que este elemento proporciona propiedades para/ferro-magnéticas a la partícula, permitiendo su separación mediante la técnica de separación magnética.

Conclusiones

Las zonas costeras afectadas representan una gran preocupación desde un punto de vista ambiental que eventualmente necesitará ser resuelta. Uno de los problemas más urgentes es generado por las actividades de dragado, que son cruciales para el mantenimiento adecuado de los puertos y bahías y generan grandes cantidades de sedimentos considerados como desechos tóxicos debido a la presencia de metales y otros contaminantes. Para resolver este problema, estos sedimentos pueden ser aprovechados como recursos valiosos a través de la separación magnética.

Los resultados muestran que tanto el As como los metales Cu, Pb y Zn, fueron recuperados de los sedimentos obtenidos en una zona altamente impactada usando un separador magnético de alta intensidad húmedo. Los contaminantes se concentraron en una pequeña porción del sedimento probablemente debido a las propiedades ferromagnéticas de las partículas de sedimento contaminadas,

Fración granulométrica	V (%Vmax)	Fración magnética	Rendimiento en peso (%)	As (ppm)	Cd (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)
PEL				41.6	4.21	108	112	271
<125 μm	10	MF	13	197	73	537	1600	22000
		NMF	87	136	36	271	870	9770
	30	MF	29	218	65	487	1480	19400
		NMF	71	115	28	213	673	7550
125-500 μm	10	MF	5	224	32	265	882	9780
		NMF	95	18	3	27	78	907
	30	MF	10	135	24	253	766	7520
		NMF	90	7	4	25	66	810

Tabla I.- Rendimiento en peso y concentraciones de As, Cd, Cu, Pb y Zn en las fracciones magnéticas obtenidas tras la aplicación de la técnica de separación magnética a dos voltajes diferentes (10% y 30%). También se indican las concentraciones límite establecidas por el PEL.
Table I.- Weight recovery and concentrations of As, Cd, Cu, Pb, and Zn in the magnetic fractions obtained after magnetic separation technique was applied at two different voltages (10% and 30%). The Probable Effect Levels (PEL) established limit concentrations are also indicated.

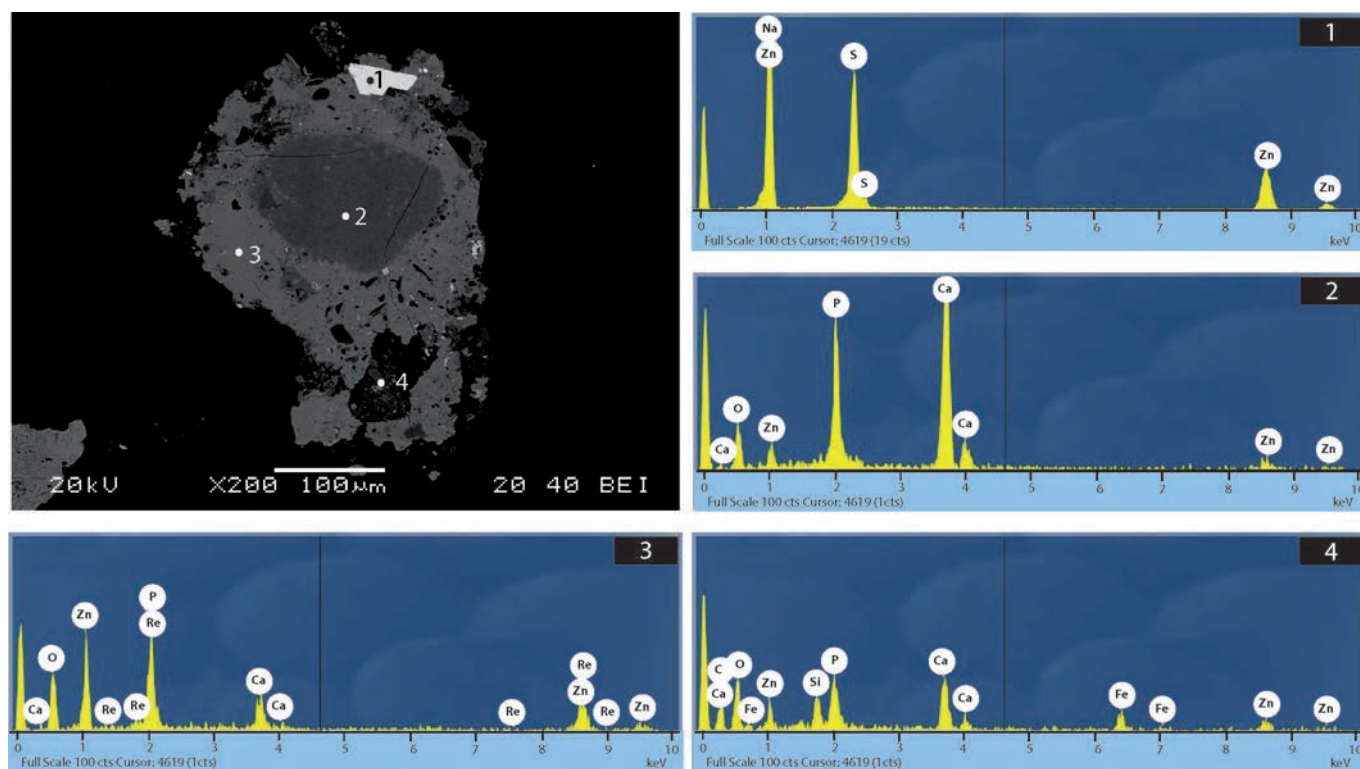


Fig. 2.- Partícula identificada en la fracción magnética que muestra contenidos elevados de Zn y Fe en su composición.

Fig. 2.- Particle identified in the magnetic fraction displaying high levels of Zn and Fe in its composition.

tal y como indica la presencia de Fe en las partículas enriquecidas en algunos elementos de interés, como el Zn. Por lo tanto, la ventaja del método es doble: las partículas enriquecidas con Zn detectadas en la fracción magnética pueden ser sometidas a procesos metalúrgicos para la recuperación de Zn, y los sedimentos no contaminados pueden ser reutilizados como material valioso para múltiples usos, como materiales de relleno o construcción. Estos aspectos deberán contemplarse en futuros trabajos.

Contribución de los autores

Todos los autores han contribuido en la conceptualización, metodología, análisis, interpretación y discusión de resultados, del trabajo y en la redacción del presente artículo.

Agradecimientos

La presente investigación no ha recibido ayudas específicas provenientes de

agencias del sector público, sector comercial o entidades sin ánimo de lucro.

Los autores agradecen a la Unidad de Microscopía Electrónica de los Servicios-Científico Técnicos de la Universidad de Oviedo y al laboratorio de la unidad del IGME-CSIC de Oviedo por su apoyo técnico.

D. Baragaño agradece a European Union-NextGenerationEU, Ministerio de Universidades, y Plan de Recuperación, Transformación y Resiliencia, a través de la Universidad de Oviedo por la beca postdoctoral Margarita Salas (Ref. MU-21-UP2021-030 32892642).

Agradecemos los comentarios de dos revisores anónimos que han contribuido a mejorar la calidad final de este artículo.

Referencias

- Akcil, A., Erust, C., Ozdemiroglu, S., Fonti, V. y Beolchini, F. (2015). *Journal of Cleaner Production* 86, 24–36. <https://doi.org/f6v9rx>
- Anbuselvan, N., Senthil Nathan, D. y Sri-dharan, M. (2018). *Marine Pollution Bul-*

letin 131, 712-726.

<https://doi.org/gdwkxv>

Baragaño, D., Ratié, G., Sierra, C., Chrastny, V., Komárek, M. y Gallego, J.R. (2022). *Journal of Hazardous Materials* 424, 127413. <https://doi.org/j8cz>

Baragaño, D., Gallego, J.R., Menéndez-Aguado, J., Marina, M.A. y Sierra, C. (2021). *Chemical Engineering Journal* 408, 127325. <https://doi.org/ghgtbq>

CCME, 2001. Canadian Water Quality Guidelines for the Protection of Aquatic Life: CCME Water Quality Index 1.0, Canadian Water Quality Guidelines for the Protection of Aquatic Life.

Flor-Blanco, G., Flor, G. y Pando, L. (2013). *Geo-Marine Letters* 33, 143-157.

<https://doi.org/f4tpbj>

Gao, M., Sun, Q., Wang, J. y Ding, S. (2021). *Science of The Total Environment* 782, 146930. <https://doi.org/gp9x6q>

Mossinger, J., White, M. y Goymer, P. (2013). *Nature* 504, 35. <https://doi.org/qcx>

Mulligan, C.N., Yong, R.N. y Gibbs, B.F. (2001). *Journal of Hazardous. Materials* 85, 145-163. <https://doi.org/b7mfng>

Desarrollo de una nave superficial autónoma para el estudio de ambientes acuáticos: ejemplo de las lagunas de Rabasa

Development of a superficial autonomous vehicle for aquatic environments study: example of the Rabasa lagoons

Juan Leandro Ronda¹, Boualem Youcef Nassim Benabdeloued² y José Enrique Tent-Manclús^{3,*}

¹Técnico en electrónica industrial. Camino ermita Moralet, 64. Alicante.

juanleronda@gmail.com

²Red Sísmica de la Comunidad Valenciana. Dpto. Física, Ingeniería de sistemas y Teoría de la señal, Universidad de Alicante, 03690-San Vicente del Raspeig (Alicante)

nassim@ua.es

³Red Sísmica de la Comunidad Valenciana. Dpto. Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente. Instituto Multidisciplinar para el Estudio del Medio "Ramón Margalef", Universidad de Alicante, 03690-San Vicente del Raspeig (Alicante).

je.tent@ua.es

*Corresponding author

ABSTRACT

Current practices in bathymetry survey in lakes (available method) are indeed having some limitations. New technologies such as using unmanned boat start to be common. As the available platforms do not fit all the requirements to study the dense vegetated margin lakes on Alicante, it has been developed a USV (Uncrewed Surface Vessel) and have been tested in the Señoret lake, one of the Alicante city Rabasa lakes. Ancient abandoned shales quarries used for the roof tile and brick industry filled with San Vicente del Raspeig aquifer waters. The platform is based in Arduino, has an Echosonar, GPS, Bluetooth connection and is remote controlled. The obtained bathymetry has a 1,6 m horizontal resolution and varies from 0,7 until 17 m depth.

Key-words: Alicante, Rabasa, USV, bathymetry.

RESUMEN

Los equipos actuales en levantamientos batimétricos en lagos tienen ciertamente algunas limitaciones, que en parte son solventados por las nuevas tecnologías, como el uso de botes no tripulados. Dado que las plataformas disponibles no cumplen todos los requisitos para estudiar los lagos con densa vegetación en Alicante, se ha desarrollado un USV (Uncrewed Surface Vessel) y se han probado en el lago Señoret, uno de los lagos de Rabasa en Alicante. Antiguas canteras de arcilla abandonadas de la industria de tejas y ladrillos llenas con las aguas del acuífero de San Vicente del Raspeig. La plataforma está basada en Arduino, cuenta con Ecosonda, GPS, conexión Bluetooth y es controlada a distancia. La batimetría obtenida tiene una resolución horizontal de 1,6 m varía desde 0,7 hasta 17 m de profundidad.

Palabras clave: Alicante, batimetría, USV, Rabasa.

Geogaceta, 74 (2023), 115-118

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98281>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 05/02/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

Una nave superficial autónoma (USV, del inglés Uncrewed Surface Vessel o Unmanned Surface Vehicle) es un vehículo robótico que navega autónomamente, aunque también puede ser manejado a control remoto. Este tipo de plataformas se han desarrollado en tiempos recientes por sus múltiples aplicaciones como, por ejemplo, la vigilancia y control de puertos, parques eólicos marinos, gasoductos o procesos costeros. Existe una gran oferta comercial tanto de compañías con experiencia en el sector naval, como de pequeñas compañías de *spin-off*. La oferta comercial también incluye modelos submarinos autónomos, los *gliders*, más complejos.

Tras un estudio de las opciones disponibles de este tipo de equipos, para su utilización en estudios de lagunas y zo-

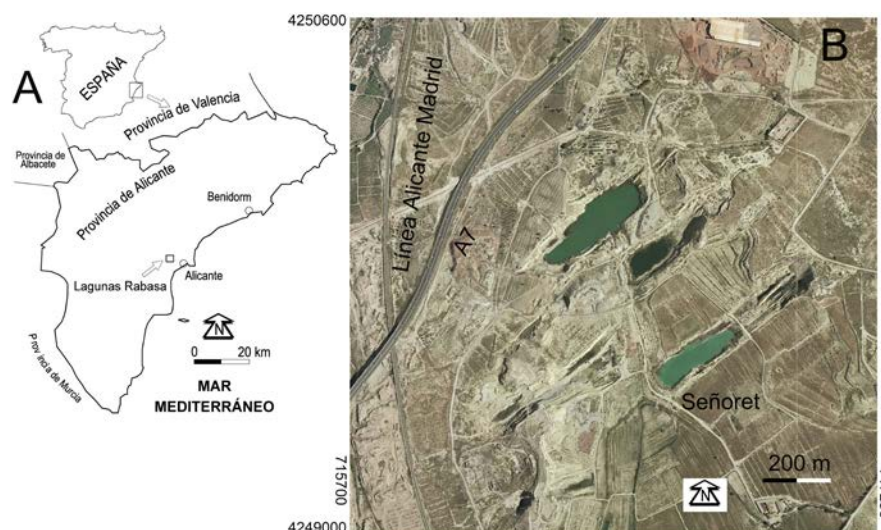


Fig. 1.- Situación de las lagunas de Rabasa. A) Localización dentro de la provincia de Alicante al Oeste de la ciudad de Alicante. B) Ortoimagen del año 2003 del Institut Cartogràfic Valencià. Se muestran las coordenadas UTM de los bordes.

Fig. 1.- Rabasa lakes (Location). A) Location within the Alicante province, West Alicante city. B) Orthoimage of the Institut Cartogràfic Valencià, year 2003. The edge UTM coordinates are shown.

nas costeras próximas a la costa, surgieron dudas al ver que todos los equipos consultados suelen tener un alto coste y que se suelen “extraviar”. Los más fiables suelen ser plataformas cerradas y de difícil modificación. En la mayoría de ellos no existe la opción de protecciones de hélices para impedir la entrada de restos vegetales, y pudiendo perder el control. Si no funcionan correctamente el equipo se queda parado y hay que rescatarlo. En cuanto a la propulsión suele ser eléctrica con baterías (Suhari *et al.*, 2017), aunque también hay equipos más complejos de propulsión eléctrica con motores de combustión con alternadores y baterías.

Para el trabajo en medios costeros y lagunas se necesita un equipo pequeño, que pueda transportarse en el maletero de un coche; modular, para poder añadir diferentes sensores o sistemas; de propulsión eléctrica, para facilitar su mantenimiento y reparación; y que no se quede enredado con la vegetación perilitoral.

La mayoría de los sistemas cumplirían los requisitos, exceptuando el último. Además, la modularidad está condicionada por el fabricante, por lo que se ha

desarrollado un USV adaptado a nuestras necesidades.

Como ejemplo para el desarrollo del equipo se toma las lagunas de Rabasa (Fig. 1) cercanas a la Universidad de Alicante, donde la vegetación de los márgenes es un condicionante importante. En este trabajo se describe el desarrollo del USV y la batimetría obtenida de la laguna del Señor.

Características principales

En la gestión de los elementos de control del USV (Fig. 2), se ha desarrollado a partir de una placa de Arduino basada en el microcontrolador ATmega328p, acompañada de los módulos; grabadora memoria microSD, GPS NEO-M8N, y Bluetooth HC-05.

Consta de dos propulsores subacuáticos eléctricos T60pro con hélices, aptos para el mar y, sobredimensionados para tener suficiente tracción ante un eventual encallado por la vegetación. Uno es levógiro mientras que el otro es dextrógiro. Son motores sin escobillas gobernados por un controlador electrónico ESC (Electronic Speed Control). La batería es



Fig. 2.- Fotografía del USV. Se aprecian las luces de todo horizonte, babor (encendida), estribor y la antena negra del GPS.

Fig. 2.- Photograph of the USV. The lights of all horizons, port (on), starboard and the black GPS antenna are appreciated.

de 12,6 V y 20,4 Ah.

El armazón está construido con perfiles de aluminio, formando una estructura resistente a la torsión. Incorpora asas de transporte y es plegable. La electrónica y la batería se encuentra en una caja estanca. El conjunto pesa 21,3 kilogramos. La principal característica de nuestro equipo es que las hélices fijas se encuentran enjauladas por una rejilla metálica.

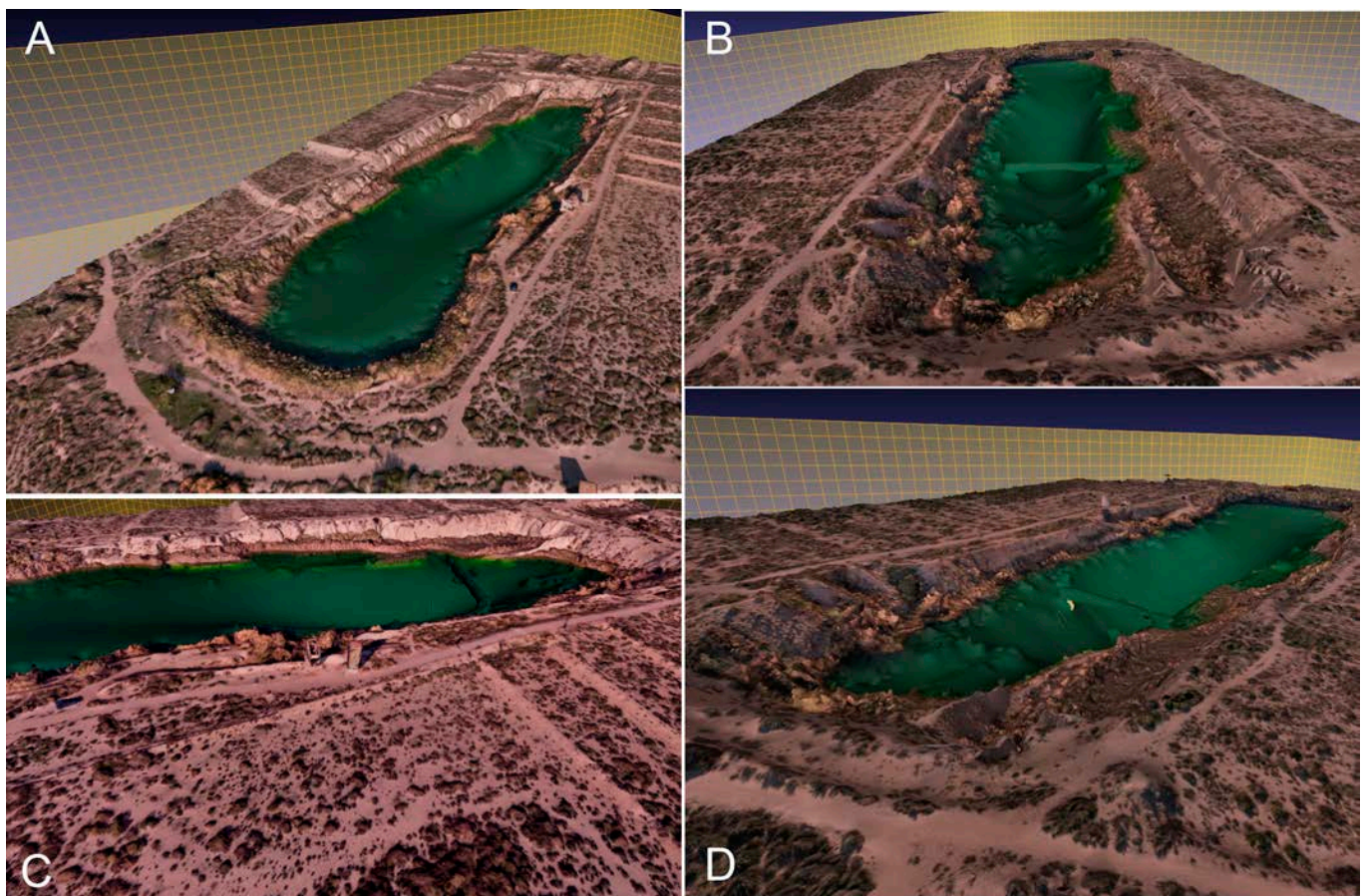


Fig. 3.- Modelos virtuales de afloramiento obtenidos mediante fotometría mediante drone. A) Vista desde el suroeste. B) Vista desde el noroeste. C) Vista desde el sureste perpendicular a la laguna. D) Vista desde el norte. Ver figura en color en versión web.

Fig. 3.- Virtual outcrop models obtained by drone photometry. A) View from the southwest. B) View from the northwest. C) View from the southeast perpendicular to the lake (lagoon). D) View from the north. See color figure on web.

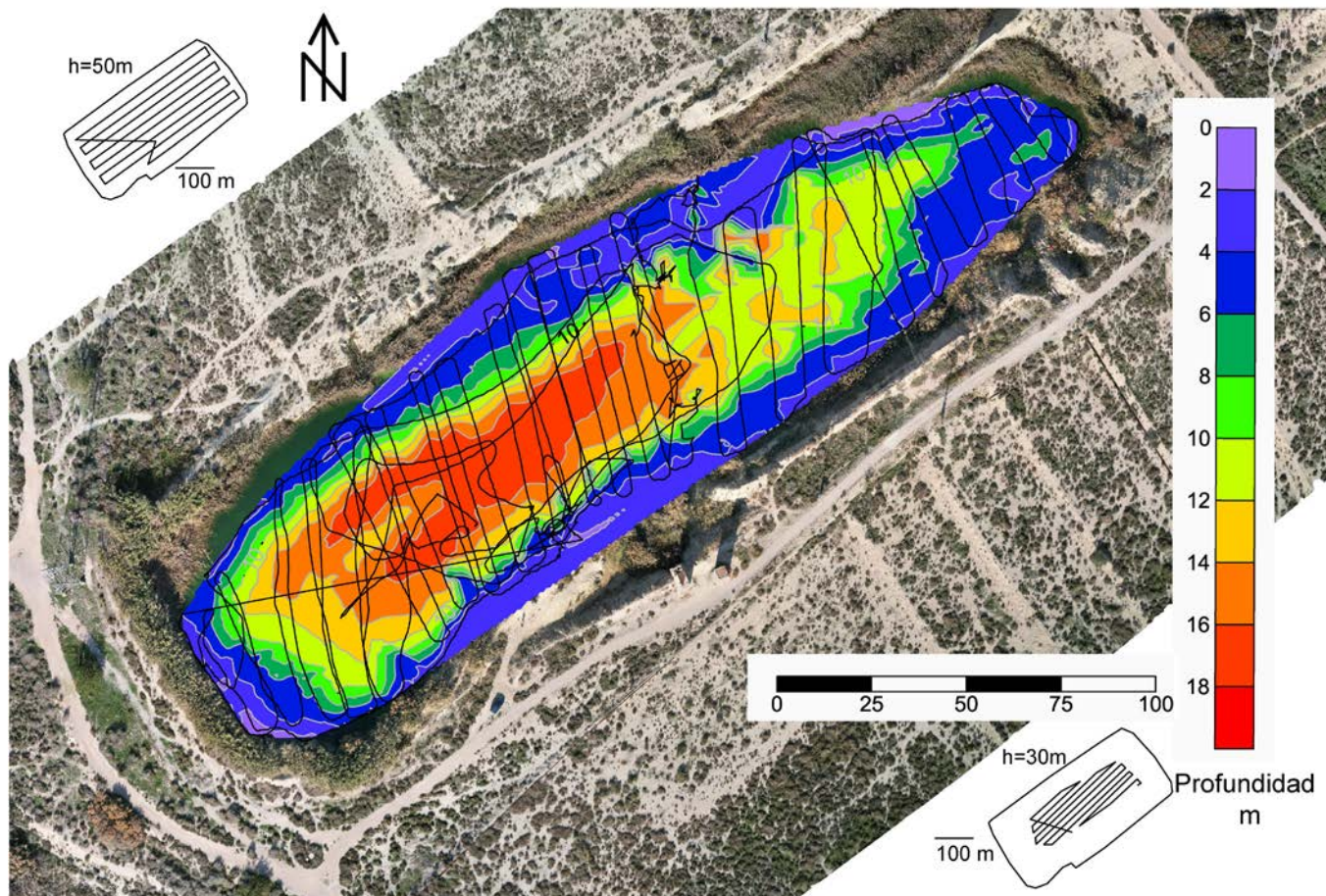


Fig. 4.- Batimetría a partir de datos del USV obtenida de la laguna del Señoret superpuesta a la ortoimagen realizada con el drone. La línea fina es el recorrido del USV para la obtención de la batimetría. En la esquina superior izquierda se muestra el trayecto del vuelo a 50 m y en la inferior derecha el trayecto a 30 m sobre el nivel de despegue. Ver figura en color en versión web.

Fig. 3.- Bathymetry from USV data obtained from the Señoret lakes superimposed on the orthoimage made with the drone. The fine line is the USV track used to obtain the bathymetry. In the upper left corner is shown the 50-m high track and in the lower right the 30-m high track. See color figure on web.

La flotabilidad se obtiene mediante dos tubos de PVC de 125 mm de diámetro, rellenos de poliestireno para que no puedan rellenarse de agua accidentalmente, de modo que el equipo sea inundible.

La nave incorpora unas señales luminosas para poder controlar la navegación; todo horizonte, alcance, babor y estribor, más un testigo de luz verde de 360°, que destella cuando el equipo recoge un dato. Para localizar su posición tiene un módulo GPS con antena activa exterior.

Los datos se graban en una tarjeta microSD y, también se transmiten inalámbricamente, en tiempo real desde la nave hacia la zona base de operaciones, mediante Bluetooth, a cualquier dispositivo. Mediante la aplicación de Android Bluetooth Serial Terminal, se realiza un cómodo seguimiento de la toma de datos, obteniendo las lecturas; fecha y hora UTC, latitud, longitud, profundidad, velocidad y rumbo de la navegación.

Se ha utilizado una ecosonda monohaz Furuno FCV-600L de doble frecuencia (50-200 kHz), para extraer el dato de profundidad. Su potencia de salida es de 350 Wrms y, tiene una sensibilidad de 15 dbµV, llegando a un rango de 300 metros. Incorpora un puerto de salida RS-232 por donde se obtiene el dato de profundidad a través del protocolo NMEA0183. Es un equipo antiguo, pero fiable y óptimo para realizar pruebas, al ser muy estable.

Desarrollo del prototipo

Se ha realizado una estructura sostenida por dos flotadores, formando un cataracán que facilita su maniobrabilidad. Se utilizan materiales ligeros, aluminio, PVC y plástico. El habitáculo donde alojar batería y electrónica es una caja estanca de plástico IP65. Los elementos sobresalientes de antena GPS, luces de navegación y transductor de la ecosonda, se adaptan para poder ser plegados para facilitar su transporte.

Se realizan pruebas de flotabilidad tanto en agua dulce como en el mar, observando el comportamiento y estabilidad ante el oleaje. El centro de giro de la nave coincide justo en su centro, obteniendo un buen control de navegación y poder sortear obstáculos.

Finalmente, se están realizando pruebas para añadir la transmisión de datos bidireccional por radiofrecuencia a 433 MHz, para reemplazar el protocolo Bluetooth (transmisión sólo hasta 40 m de distancia). Con este enlace entre transceptores, quedaría preparado para poder realizar navegación automática, sin necesidad de telemando, aparte de mandar información útil como estado de batería, consumos de energía, lectura de sensores que se vayan añadiendo, etc. También establecer comandos de actuación como navegar a un punto concreto de coordenadas o retornar a la zona base. Se podrán ir añadiendo funciones en función de la demanda, con sólo cambiar el programa del microcontrolador.

Las lagunas de Rabasa

Los lagos o lagunas de Rabasa, como se conocen en la actualidad, de la ciudad de Alicante corresponden a antiguas explotaciones industriales de arcillas en la zona conocida como Hondo de Piqueres (Jiménez de Cisneros, 1907) inundadas de agua. Los lagos se forman por el drenaje de las aguas del acuífero de San Vicente del Raspeig (Núñez Sélles *et al.*, 2019). A estas arcillas Jiménez de Cisneros (1907) las denominó margas *tegulinas*, término que hace referencia a su utilización para hacer tejas y ladrillos, del latín *tegula* (teja). Margas amarillentas-verdosas, micáceas, con niveles calizos intercalados y arcillas "tegulinas" azuladas en el mapa MAGNA 871 de Elda (Leret *et al.*, 1978).

Hay 5 lagunas de mayor tamaño y otras de menor entidad. Otros frentes de cantera han sido rellenados con escombros de construcción.

En el trabajo de De la Hera *et al.* (2004) se realiza una batimetría para calcular el volumen del agua de la laguna mayor. Situada al norte de la laguna del Señoret (Fig. 1). La batimetría de dicho trabajo se realiza mediante una barca tripulada y una ecosonda monocal canal Garmin 160C Fishfinder y un GPS diferencial Garmin 76S obteniendo 355 puntos de la laguna de aproximadamente 3 hm². Obteniendo una distancia entre puntos del orden de 5,93 m y con ello se construyen malla con un espaciado cuadrado de 2,93 m.

Modelo de afloramiento en la laguna del Señoret

Para calcular el perímetro de la laguna del Señoret se diseñaron dos vuelos de dron DJI air2s a diferente altura con la aplicación Dronelink con un solape entre fotos del 80% en ambos casos. El primer vuelo se realizó a 50 m sobre el nivel de despegue del dron situado a cota 2 m sobre la laguna, tomando 262 fotografías, mientras que el segundo se realizó a 30 m sobre dicho nivel y se tomaron 260. El primer vuelo abarca una extensión mayor y se diseñó por encima de la torre de alta tensión en la esquina W de la laguna. El segundo vuelo cubre una menor área y es por debajo de la torre pero por encima de una línea eléctrica que cruza por la mitad, de norte a sur, la laguna. Se obtuvieron 522 imágenes, que fueron procesadas con el programa de fotogrametría WebODM. Obteniendo modelo 3D (34 Millones de puntos, Fig. 3), ortofoto (de aproximadamente 10 cm de tamaño de pixel; Figura 4), modelo digital de elevaciones y modelo digital de terreno.

El software de procesado 3D considera los puntos del borde de la laguna por debajo del agua. En la zona poco profunda toma los datos del fondo de la laguna para interpolar (según la transparencia del cuerpo de agua). Esto produce que se recree la batimetría del centro de la laguna como puede verse en las cuatro capturas de la Fig. 3. Esa batimetría es falsa, como también, lo es, el "puente" generado en la Fig. 3B producto de la interpolación de los reflejos en el agua de una línea eléctrica.

Batimetría de la laguna del Señoret

La laguna del Señoret tiene una longitud máxima de 270 m, cubriendo un área de 1,58 hm² en diciembre de 2022, cuando se realizaron los vuelos.

La obtención de batimetría se realizó en dos días. El primer día se realizaron unas pruebas generales de adquisición y el segundo día se siguió un patrón a lo ancho de la laguna a baja velocidad.

En el primer día se obtuvieron 937 datos en 36 minutos y, el segundo 5.519 datos de batimetría en 3 horas y 8 minutos, de los cuales se descartaron 63 erróneos, producto de que fueron obtenidos en el momento de introducir/recuperar el equipo en el agua. La batimetría se obtuvo con 6.391 datos. De los cuales la mínima profundidad utilizada para el modelo fue de 0,7 m, la máxima de 17,6 m y, con un valor medio de profundidad de 8,75 m. La laguna del señoret en el momento del levantamiento presenta un perímetro de 680 m.

El procesado se realizó mediante el programa Surfer 24 mediante triangulación por interpolación lineal. Obteniendo una matriz de 153 por 277 que corresponde a un tamaño medio de cuadrícula de 1,6 m. El resultado se ha superpuesto a la ortoimagen obtenida mediante el vuelo del dron.

En el fondo se distinguen unos altos alineados NE-SW interpretados como niveles de calizas más resistentes. En el centro desplazado hacia el E existe un alto que puede corresponder a una construcción inundada dentro de la cantera.

El resultado se muestra en la Figura 4. Su desarrollo se ha realizado con vistas a implementar diferentes sensores y equipos, sin depender de ningún fabricante.

Conclusiones

Se ha desarrollado un USV para el estudio de lagunas y de acantilados costeros. Es una plataforma que permite añadir sensores. Se ha confeccionado una batimetría de la laguna del Señoret de las Lagunas de Rabasa mejorando la resolución del estu-

dio previo de De las Hera *et al.* (2014).

La ventaja de este tipo de plataformas es que no necesitas amarre en un puerto, se transportan en un coche. Permiten trabajar en zonas pequeñas y de poca profundidad (sólo 20 cm). El desarrollo de este equipo es para recogida de datos en embalses, canales, lagunas costeras, así como para trabajar en costas acantiladas desde tierra. Al tener tan poco calado se puede llegar a zonas muy someras.

El coste del equipo es aproximadamente de una décima parte de los equipos comerciales.

En un futuro se espera utilizar dicho equipo para la localización de surgencias de agua dulce en zonas costeras dentro de un programa de monitorización de las costas de la Comunidad Valenciana.

Agradecimientos

Este trabajo se ha financiado por el proyecto PID2020-114381GB-I00 de la Agencia Estatal de Investigación del Ministerio de Ciencia e Innovación, de fondos del programa thinkinazul Next-GenerationEU (PRTR-C17.11) de la Unión Europea, proyecto de la Generalitat Valenciana GVA-THINKINAZUL/2021/039 y del Institut Cartogràfic Valencià. Es una aportación del grupo de investigación de la VIGROB21-053 (Universidad de Alicante).

Referencias

- De la Hera, A., López-Pamo, E., Santofimia, E., Gallego, G., Morales, R., Durán-Valsero, J. J. y Murillo-Díaz, J. M. (2014). En: *Mathematics of Planet Earth* (E. Pardo-Igúzquiza, C. Guardiola-Albert, J. Heredia, L. Moreno-Merino, J. J. Durán, J. A. Vargas-Guzmán, Eds.). Springer, 503-506.
- Jiménez de Cisneros, D. (1907). Boletín de la Real Sociedad de Historia natural 7, 209-215.
- Leret, G., Núñez, A., Colodrón, I., Martínez, W., Cabañas, I. y Uralde, M. A. (1978). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 871 (Elda) y memoria*. IGME, Madrid, 64 p.
- Núñez Sellés, J., Andreu Rodes, J. M., Chillón Arias, M. F., Fernández Mejuto, M., Palencia Rocamora, R. (2019). En: *Congreso Nacional del Agua Orihuela. Innovación y Sostenibilidad*, 1387-1398.
- Suhari, K. T., Karim, H., Gunawan, P. H. y Purwanto, H. (2017). The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences 42-4/W5, 201-208 <https://doi.org/k6b3>

Relaciones genéticas entre yacimientos de Fe-Mn en la Sierra del Cuera (Cordillera Cantábrica, NO de España)

Genetic relationships between Fe-Mn ores in the Cuera Range (Cantabrian Mountains, NW Spain)

Brais Gonzalo-Guerra^{1,2*}, Nemesio Heredia² y Pedro Farias¹

¹ Universidad de Oviedo, Departamento de Geología, C/Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España.
b.gonzalo@csic.es, pfarias@uniovi.es

² Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC), C Matemático Pedrayes 25, 33005 Oviedo, España.
n.heredia@igme.es

*Corresponding author

ABSTRACT

This paper describes three different Fe-Mn ore-types found in Cuera Range (Cantabrian Mountains, NW Spain): Sedimentary (Carboniferous), low-temperature hydrothermal (early Permian) and karstic supergene (Quaternary). Relationships between these ore-types have been analyzed, finding that they follow a temporary evolutive path: firstly, sedimentary ores were formed. Secondly, Fe-Mn was remobilized by a hydrothermal event and, eventually, Fe-Mn was reconcentrated by recent karstic processes.

Key-words: Fe-Mn, ore-generation, fluid-flow, normal fault, ore-type

RESUMEN

En este trabajo se describen tres tipos de yacimientos de Fe-Mn en la Sierra del Cuera (Cordillera Cantábrica, NO de España): Sedimentarios (Carbonífero), hidrotermales de baja temperatura (Pérmico inferior) y supergénicos kársticos (Cuaternario). Se han analizado las interrelaciones entre estos yacimientos, determinando su evolución temporal: los yacimientos sedimentarios fueron los primeros en generarse. Posteriormente, el Fe-Mn fue remobilizado por un evento hidrotermal y, finalmente, reconcentrado por procesos kársticos recientes.

Palabras clave: Fe-Mn, generación de yacimientos, flujo hidrotermal, falla normal, yacimientos Introducción

Geogaceta, 74 (2023), 119-122

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98165>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/01/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

Los yacimientos minerales son singularidades geológicas generadas por diferentes procesos, entre los que destacan los geoquímicos y geotectónicos. Una vez que uno de estos procesos induce una concentración anómala de elementos, eventos posteriores pueden favorecer su reciclaje. De esta manera, se pueden generar yacimientos minerales diferentes que comparten las mismas sustancias y una misma línea evolutiva espacio-temporal.

El objetivo de este trabajo es encontrar las relaciones genéticas y la línea evolutiva de las mineralizaciones de Fe-Mn de la Sierra del Cuera en la Cordillera Cantábrica.

Contexto geológico

La zona de estudio se localiza en la vertiente sur de la Sierra del Cuera (Cordillera Cantábrica central, NO de España, Fig. 1A), levantada por la Orogenia Alpina que aquí tiene una edad Eoceno superior-Mioceno superior (Martín-González y Heredia, 2011). Este evento orogénico dio

lugar principalmente a la reactivación de fallas del Orógeno Varisco (Devónico Superior-Pérmico inferior) y a algunas fallas nuevas, todas ellas enraizadas en un cabalgamiento basal dirigido al Sur y despegado en la corteza media (Martín-González y Heredia, 2011; Pulgar *et al.*, 1999).

Las rocas sedimentarias del área de estudio tienen edades comprendidas entre el Cámbrico medio y el Cretácico, y pueden agruparse en dos grandes conjuntos: paleozoicas pre-pérmicas y permo-mesozoicas. Las rocas paleozoicas pre-pérmicas han sido deformadas por la Orogenia Varisca, que muestra una forma arqueada, en cuyo núcleo se localiza la Zona Cantábrica, la más externa de dicho orógeno (Pérez-Estaún *et al.*, 1988). En el extremo oriental de la Zona Cantábrica se localiza la Unidad de Bodón-Ponga (Alonso *et al.*, 2009), en la que se sitúa la zona estudiada, y que constituye un apretado imbricado de cabalgamientos (ahora verticales o volcados) que se emplazaron hacia el Sur en el Carbonífero superior (Figs. 1B y 1C). Además, en el Carbonífero superior-Pérmico basal se produjo la denominada

deformación tardi-Varisca, que acomodó los últimos esfuerzos variscos mediante fallas de desgarre NO-SE (Figs. 1B y 1C).

Las rocas permo-mesozoicas se formaron durante tres eventos principales (Heredia *et al.*, 2022): (I) El colapso extensional de la parte exterior del Orógeno Varisco (Pérmico inferior), período en el que se generaron cuencas continentales pequeñas y aisladas (López-Gómez *et al.*, 2019). (II) El *rifting* Mesozoico, asociado a la apertura del Golfo de Vizcaya, se desarrolló en dos etapas, separadas por una subsidencia termal, que dieron lugar a la gran Cuenca Vasco-Cantábrica. La primera etapa ocurrió en el Triásico Medio-Superior. Posteriormente, en el Jurásico Inferior, tuvo lugar un proceso de subsidencia termal, previa al *rifting* polifásico del Jurásico Superior-Cretácico Inferior. (III) La subsidencia termal del Cretácico Superior que terminó con el inicio de la Orogenia Alpina Pirenaica.

Las mineralizaciones estudiadas afectan a las rocas paleozoicas de: (a) la Formación Barcaliente (Bashkiriense), formada por calizas laminadas de fondo de cuenca y margas, (b) el Miembro Inferior

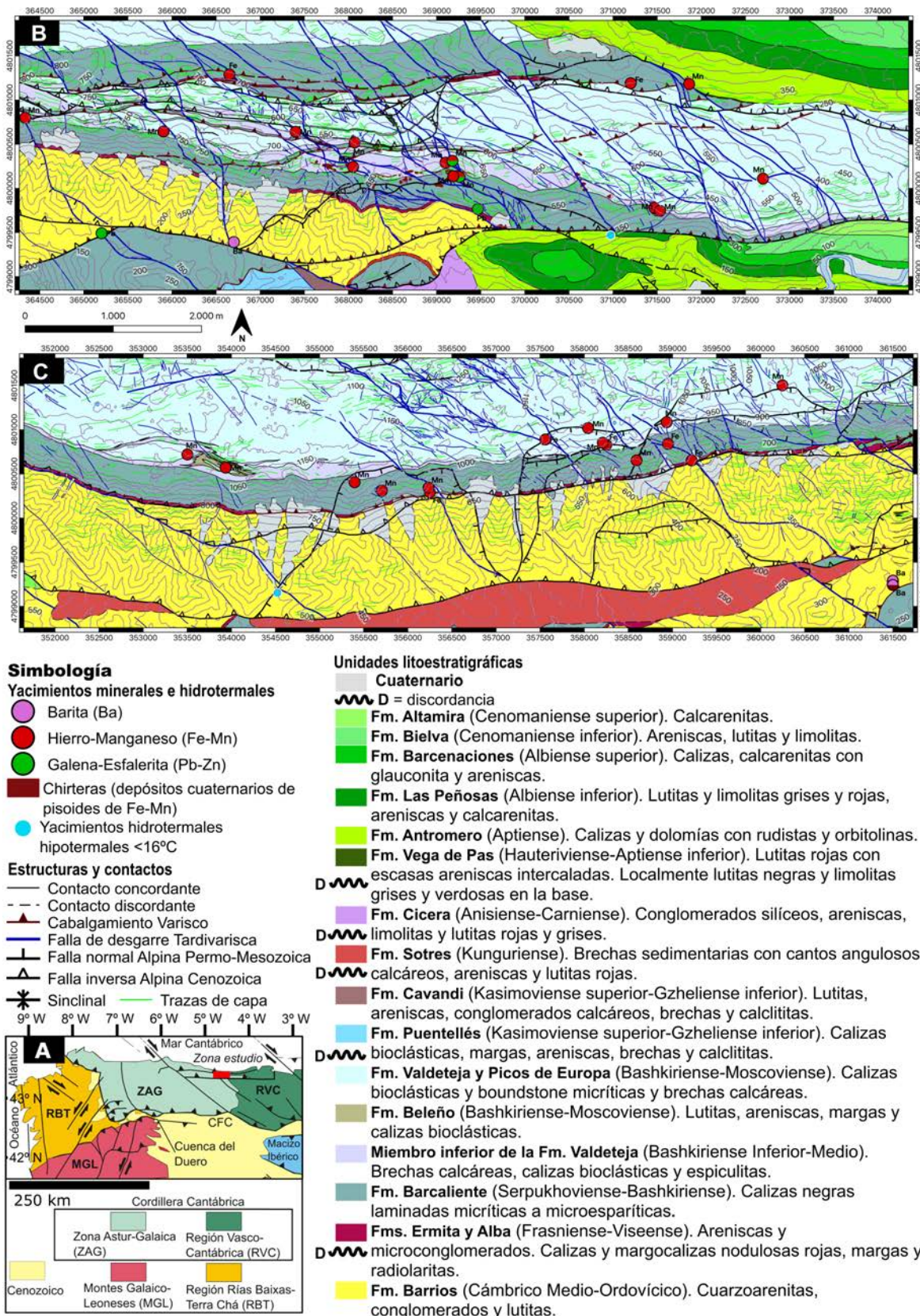


Fig. 1.- Localización y mapas geológicos de detalle de la zona de estudio. A) Esquema geológico de la parte occidental del Orógeno Alpino Cantábrio-Pirenaico (Cordillera Cantábrica) y localización de la zona de estudio. Modificado de Martín-González y Heredia (2011). B, C) Mapas geológicos de detalle de la ladera sur de la Sierra del Cuera, indicando los indicios de Fe-Mn, algunos obtenidos de las bases de datos del IGME y de Rebolgar et al. (1990), revisados en campo, y otros nuevos localizados en este estudio. C) se encuentra situado a 3 km al Oeste de B). Ver figura en color en versión web.

Fig. 1.- Location and geological maps of the study area. A) Geological sketch showing the western Alpine Cantabrian-Pyrenean Orogen (Cantabrian Mountains) and the study area location. Modified from Martín-González and Heredia (2011). B, C) Detailed geological maps of the Southern slope of the Cuera Range showing the Fe-Mn ores, some of them obtained from the IGME database, and Rebolgar et al. (1990), reviewed in the field, and other new ores identified in this study. C) is located 3 km West from B). See color figure on web.

de la Formación Valdeteja (Bashkriense-Moscoviense), formado por margas, brechas calcáreas y calciturbiditas de base de talud de plataforma carbonatada y (c) Formaciones Valdeteja y Picos de Europa (Bashkiriense-Moscoviense), formadas por calizas de plataforma microbial.

Mineralizaciones de Fe-Mn

Existen tres tipos fundamentales de yacimientos de Fe-Mn en la Sierra del Cuera, la mayoría de pequeña entidad, algunos de los cuales llegaron a ser explotados (Rebollar *et al.*, 1990).

Yacimientos sedimentarios estratiformes en calizas carboníferas

Aparecen dentro de la sucesión sedimentaria paleozoica (Fig. 2A), en intercalaciones pizarroso-margosas correspondientes a los sedimentos profundos de los sistemas carbonatados carboníferos: (a) la parte superior de la Formación Barcaliente y (b) el Miembro Inferior de la Formación Valdeteja (Fig. 2.A1 y 2.A2.). En estos yacimientos se observan principalmente minerales de Mn y otros minerales de hierro ferroso (pirita, carbonatos de Fe) dispersos en la matriz sedimentaria o rellenando porosidad, reemplazando moldes de fósiles o rellenando diaclasas por removilización diagenética (Fig. 2.A3). Las condiciones de formación parecen corresponder a un ambiente reductor.

También aparecen indicios de Mn y hierro férrico en las facies someras de plataforma del techo de las calizas de la Formación Picos de Europa (ambientes oxidantes), en niveles con brechas de exposición subaérea con desarrollo de paleokarsts y suelos lateríticos o en *hardgrounds* desarrollados durante etapas transgresivas que condensaron la sedimentación en el techo de la plataforma. Estos indicios presentan texturas brechoideas de relleno de cavidades paleokársticas o en esférulas en las cubiertas lateríticas.

Yacimientos hidrotermales asociados a fallas normales del Pérmico inferior

En estos yacimientos, el Fe-Mn forma carbonatos y hematites (que presenta hábitos botroidales y euhedrales) y aparece asociado a calcita, dolomía y cuarzo. El Fe-Mn se localiza en el entorno de fallas normales, apareciendo como: (a) filones subparalelos u oblicuos a la estratificación (Fig. 2.C3) o (b) zonas brechificadas

(Fig. 2.B1-B5) asociadas a brechas de falla (Fig. 2.B1, 2.B6-B8), que pueden situarse en zonas con dolomitización extensiva. Las características mencionadas permiten interpretar estos yacimientos como hidrotermales de baja temperatura generados por circulación hidrotermal en las proximidades de fallas normales y una posible mezcla con aguas meteóricas oxidantes. Estas fallas, en la zona de estudio, han controlado solamente la sedimentación de los depósitos del Pérmico inferior (sin reactivaciones posteriores) y la formación de grandes parches de dolomitización vinculados a esta edad (Gasparrini *et al.*, 2006). Por tanto, estos yacimientos de Fe-Mn deben haberse generado durante el colapso extensional varisco.

Yacimientos supergénicos, asociados a rellenos kársticos cuaternarios

En la Sierra del Cuera se encuentran numerosos indicios de hematites manganesífero y costras de Mn en rellenos brechoideos y terrosos de cuevas cuaternarias. También se han explotado depósitos conocidos como chirteras (Fig. 2.C1-2.C3), rellenos de dolinas cuaternarias con pisoides de Fe-Mn. Ambos yacimientos son supergénicos, una concentración de tipo residual asociada a procesos kársticos recientes.

Discusión: interrelaciones genéticas entre los yacimientos Fe-Mn

Los tres tipos de yacimientos mencionados anteriormente, además de una tipología diferente, presentan características que se pueden atribuir a edades diferentes. Por ello, se puede establecer una secuencia temporal de formación de los diferentes indicios de Fe-Mn, respondiendo al contexto geodinámico general de la zona. Así, los primeros yacimientos en formarse son los sedimentarios, debidos a la concentración del Fe-Mn en ambientes relacionados con los sistemas carbonatados del Carbonífero superior.

Los yacimientos de Fe-Mn localizados en el sector somero del sistema carbonatado podrían proveer de estos metales a la parte profunda del sistema, a través de su erosión y transporte (p. ej. turbiditas). En los sectores profundos del sistema, el ambiente reductor favorecería la fijación del Fe-Mn al sedimento, formación de carbonatos de Fe y minerales de Mn y su disolución y precipitación en fracturas durante la diagénesis o en eventos hidrotermales posteriores. Los yacimientos se-

dimentarios de ambientes profundos reductores de Fe-Mn (removilizado), junto con Fe-Mn adicional de niveles corticales inferiores, pudieron surtir a los siguientes yacimientos en formarse: los hidrotermales de baja temperatura, vinculados con el incremento de la circulación hidrotermal debida al colapso extensional Varisco (Pérmico inferior). Finalmente, el Fe-Mn concentrado en las zonas de falla mineralizadas y, ocasionalmente, el de los yacimientos sedimentarios, fue oxidado, permitiendo el inicio o continuación de procesos kársticos. Los minerales de Fe-Mn insolubles resultantes fueron posteriormente reconcentrados en yacimientos residuales.

Conclusiones

En este trabajo se han identificado tres tipos de yacimientos de Fe-Mn en la Sierra del Cuera (Cordillera Cantábrica), con una línea evolutiva: i) los yacimientos sedimentarios en sistemas carbonatados carboníferos

(Mn²⁺-Fe²⁺ en ambientes profundos procedente de Mn^{3,4+}-Fe³⁺ de ambientes oxidantes), ii) los hidrotermales de baja temperatura, en fallas normales pérmicas (removilizan Mn²⁺-Fe²⁺ sedimentario) y iii) supergénicos, ligados a la oxidación de los anteriores (con Fe³⁺) en procesos kársticos cuaternarios.

Contribución de los autores

Brais Gonzalo Guerra: Estructura del trabajo, adquisición de datos, edición, figuras, investigación/análisis.

Nemesio Heredia y Pedro Farias: revisión del manuscrito, supervisión.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el proyecto GESTEC-2707 (IGME) y por la beca BP19-001 del Principado de Asturias.

Referencias

- Alonso, J.L., Marcos, A. y Suárez, Á. (2009). *Geologica Acta*, 7, 451-473. <https://doi.org/jtp4>
- Gasparrini, M., Bechstädt, T. y Boni, M. (2006). *Marine and Petroleum Geology*, 23 (5), 543-568. <https://doi.org/dnm6xm>
- Heredia, N., Martín-González, F., Farias, P., García-Sansegundo, J., Pedreira, D., Gonzalo-Guerra, B., García-Davía, G., Mateos, G. y Flórez-Rodríguez, G. (2022). *Journal of Maps*, 18 (2), 168-177.

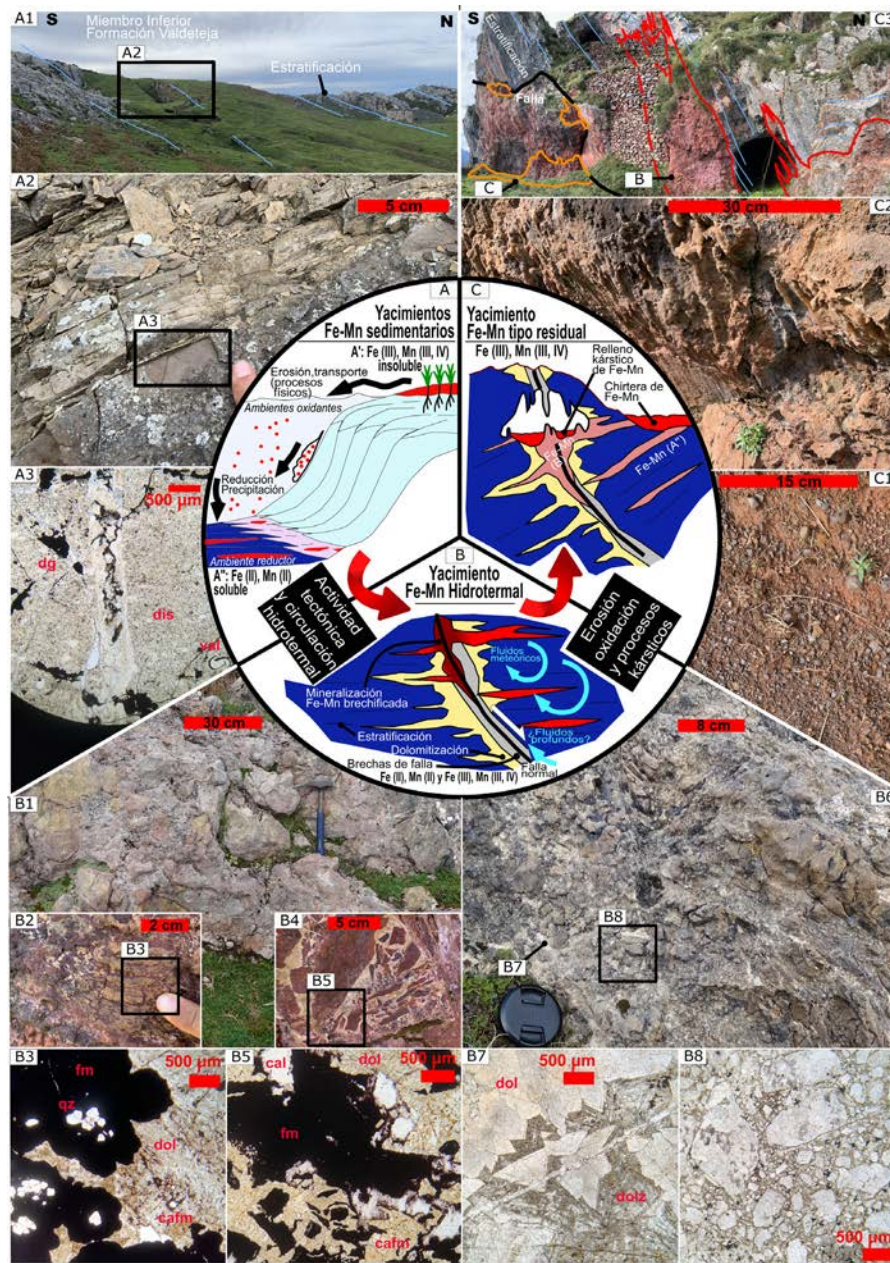


Fig. 2.- Fotografías y esquema evolutivo (relaciones y procesos) de los diferentes tipos de yacimientos de Fe-Mn en la zona de estudio. A) Yacimientos sedimentarios estratiformes en calizas Carboníferas: A1, A2) Vistas de afloramiento de yacimientos en facies de base de talud carbonatado. A3) Microfotografía (dg= relleno Fe-Mn diagenético, dis= Fe-Mn disperso, val= Fe-Mn reemplazando valvas fósiles). B) Yacimientos epitermales asociados a fallas normales del Pérmico inferior: B1) Brecha de falla con indicios de Fe-Mn. B2, B3) Muestra de mano y microfotografía de indicio de Fe-Mn botroidal en zona dolomitizada. B4, B5) Muestra de mano y microfotografía de indicio de Fe-Mn en brecha de falla (qz= cuarzo, fm= Fe-Mn, cal= calcita, dol= dolomía, dolz= dolomía zonada). B6) Brecha de falla dolomitizada. B7, B8) Microfotografías de la matriz y brecha de falla, respectivamente (dol= dolomía, dolz= dolomía zonada). C) Yacimientos supergénicos en rellenos kársticos cuaternarios: C1) Chirtera (relleno de dolina con pisoides) de Fe-Mn. C2, C3) relleno de cuevas cuaternarias, rico en Fe-Mn.
Fig. 2.- Photographs and evolutive sketch (relationships and processes) of the different Fe-Mn ore-types in the study area. A) Stratiform sedimentary ores in Carboniferous limestones: A1, A2) Outcrop photos of ores located in carbonate slope-toe facies. A3) Microphotograph (dg= diagenetic Fe-Mn infill, dis=disperse Fe-Mn, val=fossil valves replaced by Fe-Mn). B) Epithermal ores linked to early Permian normal faults: B1) Fault breccia with Fe-Mn ores. B2, B3) Meso- and microscale photographs of botroidal Fe-Mn ore within dolomitized zone. B4, B5) Meso- and microscale photograph of Fe-Mn ore in a fault breccia (qz= quartz, fm= Fe-Mn, cal= calcite, dol= dolomite, cafm= Fe-Mn carbonates). B6) Dolomitized fault breccia. B7, B8) Microphotographs of breccia matrix and fault breccia, respectively (dol= dolomite, dolz= zoned dolomite). C) Supergene ores in quaternary karst infills: C1) Fe-Mn chirtera (sinkhole pisolitic infill). C2, C3) quaternary cave Fe-Mn-rich infill.

<https://doi.org/jts5>
 López-Gómez, J., Martín-González, F., Heredia, N., de la Horra, R., Barrenechea, J.F., Cadenas, P., Juncal, M., Diez, J.B., Borruel-Abadía, V., Pedreira, D., García-San- segundo, J., Farias, P., Gale, C., Lago, M., Ubide, T., Fernández-Viejo, G. y Gand, G. (2019). *Earth-Science Re-*

views, 188, 249-271. <https://doi.org/jtp6>
 Martín-González, F. y Heredia, N. (2011). *Journal of Iberian Geology*, 37, 103-120. <https://doi.org/dfrmfz>
 Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquín, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1988). *Tectonics*, 7, 517-537. <https://doi.org/dbx4js>

Pulgar, J.A., Alonso, J.L., Espina, R.G. y Marín, J.A., (1999). *Trabajos de Geología*. 21, 283-295.
 Rebollar, A., Iglesias, L. M., Arquer, F., García, J., Zapardiel, J. M. y Tornos, F. (1990). *Mineralizaciones de manganeso de la parte Oriental de la Cordillera Cantábrica (Asturias)*. IGME, Madrid, 207 pp.

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA
GEOGACETA (2023)

ÍNDICE DE AUTORES, VOLUMEN 73

Authors index for Volume 73

Abati, Jacobo	71-74	Gavilan, Francesc	39-42	Olías, Manuel	27-30
Albalat Vázquez, David	39-42	Gázquez, Fernando	43-46	Olías, Manuel	55-58
Almécija Ruiz, Carmen	19-22	Gómez Expósito, Manel	35-38	Oliva-Urcia, Belén	75-78
Andreo Navarro, Bartolomé ...	31-34	Gomez-Heras, Miguel	75-78	Orejana, David	67-70
Arnáiz Giménez-Coral, Álvaro ...	23-26	González Ramón, Antonio	15-18	Pereira, Inés	79-82
Barba Regidor, Pedro	47-50; 51-54	González-Ramón, Antonio	3-6	Pérez-López, Rafael	59-62
Barberá Fornell, Juan Antonio ...	15-18	González-Regalado, María Luz ...	83-86	Pérez-Vizcaíno, Pablo	3-6
Barberá Fornell, Juan Antonio ...	31-34	Gutiérrez-Alonso, Gabriel	71-74	Ramos, Blas	15-18
Basallote, María Dolores	27-30	León, Rafael	59-62	Reicherter, Klaus	43-46
Báscones, Arturo	79-82	León, Rafael	63-66	Rodrigo García, Ainara	55-58
Benavente Herrera, José	19-22	López Chicano, Manuel ...	7-10; 11, 14	Rodríguez del Rosario, Manuel ...	7-10; 11-14
Buera Cuerva, Javier	31-34	López-Camona, Alicia	71-74	Romero, Verónica	83-86
Calvache Quesada, María Luisa ...	7-10; 11-14	Macías, Francisco	27-30	Romero-Cruz, Sara	59-62
Cánovas, Carlos R.	55-58	Macías, Francisco	63-66	Romero-Matos, Jonatan	27-30
Colmenero-Hidalgo, Elena	79-82	Marín-Lechado, Carlos	3-6	Romero-Matos, Jonatan	63-66
Colombo, Ferran	35-38	Martegani, Lucía	43-46	Ruiz Constan, Ana	3-6
Colombo, Ferran	39-42	Martín Civantos, José María	15-18	Ruiz, Francisco	83-86
Cruz, Juncal A.	79-82	Martos Rosillo, Sergio	15-18	Sánchez Membrives, Antonio ...	19-22
Fernández Ayuso, Ana	15-18	Martos-Rosillo, Sergio	3-6	Sanchez-Roda, Alejandra	75-78
Fernández-Suárez, Javier	71-74	Melles, Martin	43-46	Sanjuan, Emilio	63-66
Ferrer-Julà, Montserrat	79-82	Miguel Nieto, José	27-30	Schröder, Tabea	43-46
Gamisel, África	23-26	Millán-Becerro, Ricardo	27-30	Solís-Alulima, Byron	71-74
García Craviotto, Axel	23-26	Millán-Becerro, Ricardo	59-62	Suárez, Mercedes	79-82
García Pulido, Luis José	3-6	Morales Sotaminga, Edison Steven...	15-18	Villaseca, Carlos	67-70
García-Meléndez, Eduardo	79-82	Moreno-González, Raúl	55-58	Zakaluk, Thomas	15-18
García-Rodríguez, María	67-70	Mudarra Martínez, Matías	31-34		
Garrido Susaño, Martín ...	47-50; 51-54	Nieto, José Miguel	63-66		
Gavilan, Francesc	35-38	Olaiz Campos, Antonio José ...	23-26		

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA GEOGACETA (2023)

ÍNDICE DE AUTORES, VOLUMEN 74

Authors index for Volume 74

Abad, Manuel	47-50	Flor-Blanco, Germán	87-90; 91-94	Murelaga, Xabier	7-10; 83-86
Adrados, Luna	91-94	Forch, Maximiliano	47-50	Oliveira, Sérgio C.	59-62
Aguilera, Héctor	27-30	Francos, Lucía	99-102	Pascual, Ana	83-86
Alvarado-Justo, Ana	47-50	Fusi, Nicoletta	27-30	Pereira, Susana	99-102
Andreo Navarro, Bartolomé ...	67-70; 67-70	García de Arriba, Porfirio	39-42	Pérez-Valera, Fernando ...	35-38; 107-110
Aranburu, Arantza	19-22	García, Ricardo A.C.	59-62	Pinheiro, Samuel	59-62
Arenas, Concha	83-86	García-García, Fernando	15-18	Pinilla Serrano, Ismael	23-26
Baceta, Juan Ignacio	7-10; 83-86	Gil Márquez, José Manuel	67-70	Pinto Santos, Pedro	59-62
Baragaño, Diego	111-114	Gómez Fernández, Fernando ...	39-42	Reis, Eusébio	59-62
Barba Regidor, Pedro	23-26	Gómez-Fernández, Fernando ...	43-46	Remondo, Juan	99-102
Barberá, Juan Antonio	63-66	Gómez-Heras, Miguel	27-30	Rey Domínguez, Lucía	103-106
Barra, Anna	95-98	González-Alfaro, José	47-50	Rivas, Victoria	99-102
Bateira, Carlos.....	99-102	González-Álvarez, Ignacio	39-42	Rocha, Jorge	59-62
Benabdeloued, Boualem Youcef Nassim	115-118	González-Díez, Alberto	99-102	Rodríguez García, Augusto	55-58
Berrezueta, Édgar	27-30; 111-114	González-Menéndez, Luis ...	39-42; 43-46	Rodríguez-Rodríguez, Laura ...	51-54
Blanco-Ferrera, Silvia	11-14	Gonzalo-Guerra, Brais	119-122	Ronda, Juan Leandro	115-118
Bodego, Arantxa	19-22; 31-34	Gutiérrez, Gustavo	87-90	Rubio Ordóñez, Álvaro ...	35-38; 107-110
Bonachea, Jaime	99-102	Heredia, Nemesio	119-122	Ruiz, Francisco	47-50
Bornaetxea, Txomin	99-102	Illueca, Natalia	3-6	San Millán, Eliezer	99-102
Bruschi, Viola	87-90; 91-94	Incera Sañudo, Laro	51-54	Sánchez Carro, Miguel A.	87-90
Caldevilla, Pablo	39-42; 43-46	Iriarte, Eneko	19-22; 31-34	Sánchez-Espeso, Javier	99-102
Canudo, José Ignacio ...	75-78; 79-82	Izquierdo, Tatiana	47-50	Sánchez-Guerra, Juan Antonio ...	15-18
Carrillo, Jerymy Antonio	95-98	Jiménez-Sánchez, Montserrat ...	51-54	Sanjuan, Josep	83-86
Castanera, Diego	75-78; 79-82	Ladron de Guevara, Martin ...	19-22; 31-34	Sanz-López, Javier	11-14
Castaño de Luis, Rodrigo	55-58	Larena, Zuriñe	7-10; 83-86	Silva, Andreia	59-62
Castañón, Ana María	43-46	Larraz, Mariano	83-86	Sola, Fernando	71-74
Castillo Carrión, Mercedes ...	35-38; 107-110	Liesa, Carlos L.	3-6	Soria, Ana R.	3-6
Cortés, Perla	47-50	Linares Montes, Martín ...	75-78; 79-82	Suárez Rodríguez, Ángela	55-58
Cuervas-Mons, José	59-62; 95-98	Llana Fúnez, Sergio ...	91-94; 103-106	Tent-Manclús, José Enrique ...	115-118
Damas-Mollá, Laura	19-22	Lozano, Alba	39-42; 43-46	Trindade, Jorge	59-62
Domínguez-Cuesta, María José ...	95-98; 99-102	Luzón, M ^a Aránzazu	75-78; 79-82	Troya, Luis	19-22
Easton, Gabriel	47-50	Martínez Martínez, Javier	27-30	Valenzuela, Asier	7-10; 83-86
Escuder-Magallón, Javier	35-38	Martín Rodríguez, José Francisco ...	63-66	Valenzuela, Pablo	99-102
Escuder-Viruet, Javier ...	35-38; 107-110	Mateos-Redondo, Félix	95-98	Vallejos, Ángela	71-74
Farias, Pedro	119-122	Medialdea, Alicia	107-110	Valverde Vaquero, Pablo ...	35-38; 107-110
Fernández, Francisco José ...	35-38; 107-110	Menéndez-Aguado, Juan María ...	111-114	Vaz, Teresa	99-102
Fernández Ortega, Jaime	63-66	Millán Madrid, Alejandro	67-70	Zêzere, José Luís	99-102
		Monserrat, Oriol	95-98		

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA GEOGACETA (2023)

ÍNDICE DE LOS VOLÚMENES 73 y 74 *Index of Volumes 73 and 74*

VOLUMEN / VOLUME 73

HIDROGEOLOGÍA / *HIDROGEOLOGY*

- Exploración geofísica para la caracterización hidrogeológica del entorno del Aljibe de la Lluvia, en el conjunto monumental de la Alhambra y el Generalife (Granada, Sur de España) / *Geophysical prospecting for the hydrogeological characterization of the surroundings of the Aljibe de la Lluvia, in the monumental complex of the Alhambra and the Generalife (Granada, southern Spain)* 3-6
Pablo Pérez-Vizcaíno, Luis José García Pulido, Antonio González-Ramón, Carlo Marin-Lechado, Sergio Martos-Rosillo y Ana Ruiz Constan
- Caracterización hidroquímica e isotópica de las aguas subterráneas de Lanjarón (Sierra Nevada, Granada) / *Hydrochemical and isotopic characterization of Lanjarón groundwater (Sierra Nevada, Granada)* 7-10
Manuel Rodríguez del Rosario, Manuel López Chicano y María Luisa Calvache Quesada
- Evolución del caudal y de la conductividad eléctrica en el río Lanjarón (Sierra Nevada, Granada) / *Discharge and electrical conductivity evolution in the Lanjarón River (Sierra Nevada, Granada)* 11-14
Manuel Rodríguez del Rosario, María Luisa Calvache Quesada y Manuel López Chicano
- Caracterización hidrogeoquímica e isotópica de la cuenca de alta montaña del río Alhorí (Sierra Nevada, Sur de España) / *Hydrogeochemical and isotopic characterisation in the high mountain watershed of the Alhorí River (Sierra Nevada, southern Spain)* 15-18
Edison Steven Morales Sotaminga, Ana Fernández Ayuso, Blas Ramos, Juan Antonio Barberá Fornell, Antonio González Ramón, Thomas Zakaluk, José María Martín Civantos y Sergio Martos Rosillo
- Estudio de la recarga y la descarga del manantial de Deifontes (Granada) en el periodo 1960-2021 / *Study of the recharge and the discharge of the Deifontes spring (Granada) in the 1960-2021 period* 19-22
Antonio Sánchez Membrives, José Benavente Herrera y Carmen Alméjida Ruiz
- Aplicación de métodos hidrogeoquímicos y geotermométricos al estudio del potencial geotérmico del sur de Tenerife / *Implementation of hydrogeochemical and geothermometric methods to the study of the geothermal potential of southern Tenerife* 23-26
África Gamisél, Antonio José Olaiz Campos, Álvaro Arnáiz Giménez-Coral y Axel García Craviotto
- Modelización hidrogeoquímica de una red fluvial afectada por drenaje ácido de mina (cuenca del río Odiel) / *Hydrogeochemical model of an acid mine drainage affected watershed (Odiel River Basin): current state and possible remediations actions* 27-30
Jonatan Romero-Matos, Francisco Macías, Manuel Olías, M^a Dolores Basallote, Ricardo Millán-Becerro y Jose Miguel Nieto
- Caracterización hidrogeológica preliminar del sector de Rodalquilar, Parque Natural Cabo de Gata – Níjar, Almería / *Preliminary hydrogeological characterization of the Rodalquilar area, Cabo de Gata-Níjar Natural Park, Almería* 31-34
Javier Buera Cuerva, Matías Mudarra Martínez, Juan Antonio Barberá Fornell y Bartolomé Andreo Navarro

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA / *STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY*

- Unlóbulo deltico de gran grueso en los conglomerados oligocenos de la Formación Montsant: Estudio preliminar (Poblade Cèrvoles, Lleida, España) / *A coarse-grained delta lobe in the Oligocene conglomerates of the Montsant Formation: initial considerations (Poblade Cèrvoles, Lleida, Spain)* 35-38
Ferran Colombo, Francesc Gavilan y Manel Gómez Expósito
- Estructuras sedimentarias conglomeráticas columnares en la Formación Montsant (Serra de La Llena). Vilanova de Prades, Tarragona, España / *Columnar conglomeratic sedimentary structures in the Montsant Formation. Serra de La Llena, Vilanova de Prades, Tarragona, Spain* 39-42
Ferran Colombo Piñol, Francesc Gavilan y David Albalat Vázquez
- Condiciones áridas en torno al evento 8,2 ka registradas por los isótopos estables del yeso en Laguna de Medina (Cádiz) / *Arid conditions around the 8.2 ka event recorded by stable isotopes of gypsum in Laguna de Medina (Cádiz)* 43-46
Lucía Martegani, Fernando Gázquez, Martin Melles, Tabea Schröder y Klaus Reicherter
- Nuevas unidades litoestratigráficas del Ordovícico Superior en el Sinclinal de Cañaveral (Monfragüe, Zona Centroibérica) / *New Upper Ordovician lithostratigraphic units in the Cañaveral Syncline (Monfragüe, Central Iberian Zone)* 47-50
Martín Garrido Susaño y Pedro Barba Regidor
- Calibración temporal del Ordovícico Superior en el Sinclinal de Cañaveral, Monfragüe (Zona Centroibérica) / *Temporal calibration of the Upper Ordovician in the Cañaveral Syncline, Monfragüe (Central Iberian Zone)* 51-54
Martín Garrido Susaño y Pedro Barba Regidor

MEDIO AMBIENTE / *ENVIRONMENT*

- Evolución del nivel del agua en una corta inundada de la Faja Pirítica Ibérica: Implicaciones ambientales / *Evolution of the water level in a flooded open pit from the Iberian Pyrite Belt: Environmental implications* 55-58
Raúl Moreno-González, Manuel Olías, Ainara Rodrigo García y Carlos R. Cánovas
- Tratamiento pasivo de aguas ácidas con residuos generados al tratar efluentes industriales / *Passive treatment of acidic water with wastes generated from industrial effluents treatment* 59-62
Ricardo Millán-Becerro, Sara Romero-Cruz, Rafael León y Rafael Pérez-López
- Reducción de los aportes difusos de Drenaje Ácido de Mina de la Mina de Riotinto a las cuencas de los ríos Odiel y Tinto (Huelva) / *Reduction of the diffuse contributions of Acid Mine Drainage from the Riotinto Mine to the Odiel and Tinto river basins (Huelva)* 63-66
Rafael León, Jonatan Romero-Matos, Francisco Macías, Emilio Sanjuan y José Miguel Nieto

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA / *PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY*

Petrografía y química mineral de los enclaves de granulitas del volcán de La Encomienda (Campo Volcánico de Calatrava) / *Petrography and mineral chemistry of granulite enclaves from the La Encomienda volcano (Calatrava Volcanic Field)* 67-70
David Orejana, María García-Rodríguez y Carlos Villaseca

Geochronology and detrital zircons sources from the Sierra Albarrana Domain (SW Iberian Massif) / *Geocronología y áreas fuente de zircones detríticos del Dominio de Sierra Albarrana (SW Macizo Ibérico)* 71-74
Byron Solís-Alulima, Jacobo Abati, Alicia López-Camona, Gabriel Gutiérrez-Alonso y Javier Fernández-Suárez

Reducción de la resistencia por aumento de la temperatura en una granodiorita de una zona arqueológica afectada por incendios / *Temperature-related strength decrease in a granodiorite from an archaeological area affected by fires*..... 75-78
Alejandra Sanchez-Roda, Miguel Gomez-Heras y Belén Oliva-Urcia

MINERALOGÍA / *MINERALOGY*

Cocientes de bandas espectrales ASTER para la diferenciación litológica en formas del relieve de baja pendiente (NW de la Cuenca del Duero, León, España) / *SASTER spectral bands ratios for lithological differentiation in low relief landforms (NW Duero Basin, León, Spain)* 79-82
Eduardo García-Meléndez, Arturo Bascónes, Montserrat Ferrer-Julí, Mercedes Suárez, Elena Colmenero-Hidalgo, Juncal A. Cruz e Inés Pereira

PALEONTOLOGÍA / *PALEONTOLOGY*

Ostrácodos messinienses del sector occidental del Estrecho Norbético / *Messinian ostracods from the western sector of the Norbetic Strait* 83-86
Verónica Romero, María Luz González-Regalado y Francisco Ruiz

VOLUMEN / *VOLUME 74*

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA / *STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY*

Ciclicidad climática en sedimentos lacustres de la Formación El Castellar (Cretácico inferior, Cordillera Ibérica) / *Climatic cyclicity of the lacustrine sediments of the El Castellar Formation (Early Cretaceous, Iberian Chain)* 3-6
Natalia Illueca, Carlos L. Liesa y Ana R. Soria

The Oko Limestones: a Late Miocene-Pliocene fluvial to palustrine-lacustrine carbonate wetland enclosed in the South-Pyrenean Thrust Front (Navarre, Spain) / *Las Calizas de Oko: un humedal fluvial a palustre-lacustre carbonático del Mioceno tardío-Plioceno encajado en el Frente Cabalgante Surpirenaico (Navarra, España)* 7-10
Asier Valenzuela, Zuriñe Larena, Xabier Murelaga and Juan Ignacio Baceta

La Formación Ermita y su significado en la cordillera Varisca / *Stratigraphic review of the Ermita Formation and significance in the Variscan Chain* ... 11-14
Javier Sanz-López y Silvia Blanco-Ferrera

Sedimentología de un sistema de abanico deltaico dominado por flujos supercríticos (Formación La Peza, ¿Serravaliense?-Tortonense basal, Cordillera Bética) / *Sedimentology of a supercritical-flow dominated fan delta (La Peza Formation, Serravalian? to Tortonian transition, Betic Cordillera)* 15-18
Fernando García-García y Juan Antonio Sánchez-Guerra

Evidence of a Cenomanian shallow-marine carbonate platform in the northwestern margin of the Bortziriak-Cinco Villas massif, eastern Basque-Cantabrian Basin / *Evidencia de una plataforma carbonatada marina somera de edad Cenomaniense en el margen noroeste del Macizo de Bortziriak-Cinco Villas, este de la Cuenca Vasco-Cantábrica* 19-22
Martin Ladron de Guevara, Arantxa Bodego, Eneko Iriarte, Luis Troya, Laura Damas-Mollá and Arantza Aranburu

Análisis de biolitos del Cámbrico Inferior en taludes carbonatados: Las calizas de Tamames (Salamanca) / *Analysis of Lower Cambrian bioliths in carbonated slopes: the Tamames limestone (Salamanca)* 23-26
Ismael Pinilla Serrano y Pedro Barba Regidor

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA / *PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY*

Cálculo de la (micro)tasa de alteración en calcarenitas expuestas en clima semiárido costero / *Directional analysis of the variation of the weathering (micro)rate in calcarenites exposed to coastal semiarid climate* 27-30
Javier Martínez Martínez, Édgar Berrezueta, Héctor Aguilera, Nicoletta Fusi y Miguel Gómez-Heras

Albitization evidences of Mesozoic carbonates: petrological study of authigenic albites in the northwest of the Bortziriak-Cinco Villas Massif, eastern Basque-Cantabrian Basin / *Evidencias de albitización de carbonatos mesozoicos: estudio petrológico de albitas autigénicas al noroeste del Macizo Bortziriak-Cinco Villas, este de la Cuenca Vasco-Cantábrica* 31-34
Martin Ladron de Guevara, Arantxa Bodego and Eneko Iriarte

Petrología estructural y mineralogía mantélica de la Peridotita de Loma Caribe, Cordillera Central, República Dominicana / *Structural petrology and mantle mineralogy of the Loma Caribe Peridotite, Cordillera Central, Dominican Republic* 35-38
Javier Escuder-Viruet, Mercedes Castillo Carrión, Álvaro Rubio Ordóñez, Francisco José Fernández, Fernando Pérez Valera, Javier Escuder-Magallón y Pablo Valverde Vaquero

Influencia de los minerales accesorios en las tierras raras de pizarras Ordovícicas (Fm. Luarca, Sinclinal de Truchas, León, España) / *Influence of accessory minerals on rare earth elements in Ordovician slates (Fm. Luarca, Truchas Syncline, León, Spain)* 39-42
Alba Lozano, Luis González-Menéndez, Fernando Gómez Fernández, Ignacio González-Álvarez, Pablo Caldevilla y Porfirio García de Arriba

Petrology and geochemical modeling (Ba-W-Sn) of the Peña do Seo granitoids (West Asturian-Leonese Zone, León, Spain) / *Petrología y modelización geoquímica (Ba-W-Sn) de los granitoides de Peña do Seo (Zona Asturoccidental-Leonesa, León, España)* 43-46
Pablo Caldevilla, Luis González-Menéndez, Alba Lozano, Fernando Gómez-Fernández and Ana María Castañón

CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA / *QUATERNARY AND GEOMORPHOLOGY*

El registro de tsunamis en costas áridas: 100 años después del tsunami de 1922 de Atacama en el norte de Chile / *Tsunami record on arid coasts: 100 years of the 1922 Atacama tsunami in northern Chile* 47-50
Manuel Abad, Tatiana Izquierdo, Maximiliano Forch, Perla Cortés, Gabriel Easton, José González-Alfaro, Ana Alvarado-Justo y Francisco Ruiz

Reconstrucción topográfica del paleoglaciario del valle del río Miera (Cantabria) durante el último máximo glacial local / <i>Topographic reconstruction of the Miera river valley paleoglacier (Cantabria) during the local glacial maximum</i>	51-54
Laro Incera Sañudo, Laura Rodríguez-Rodríguez, Montserrat Jiménez-Sánchez	
El paleomovimiento de Fonfría (Villablino, Cordillera Cantábrica) / <i>The Fonfría paleo-landslide (Villablino, Cantabrian Mountains)</i>	55-58
Ángela Suárez Rodríguez, Augusto Rodríguez García y Rodrigo Castaño de Luis	
Methodology for sea level rise hazard assessment in the exposed coastal zone of the Portuguese mainland / <i>AMetodología para la evaluación del riesgo de subida del nivel del mar en la zona costera expuesta del Portugal</i>	59-62
Jorge Trindade, Eusébio Reis, Jorge Rocha, Pedro Pinto Santos, Ricardo A.C. Garcia, Sérgio C. Oliveira, Andreia Silva, Samuel Pinheiro and Jose Cuervas-Mons	
HIDROGEOLOGÍA / HYDROGEOLOGY	
Turbidez y distribución del tamaño de partículas en el agua subterránea como parámetros de alerta temprana frente a la contaminación fecal en un manantial kárstico / <i>Turbidity and particle size distribution in groundwater as early-warning parameters against fecal contamination in a karst spring</i>	63-66
Jaime Fernández Ortega, Juan Antonio Barberá, José Francisco Martín Rodríguez y Bartolomé Andreo	
Análisis de la interacción entre el acuífero aluvial del río Guadiaro y los sistemas hidrogeológicos de su desembocadura / <i>Analysis of the interaction between the Guadiaro-River alluvial aquifer and the hydrological systems at its mouth</i>	67-70
Alejandro Millán Madrid, José Manuel Gil Márquez y Bartolomé Andreo Navarro	
Las barreras hidrodinámicas negativas: un sistema efectivo para reducir la descarga de agua dulce al mar / <i>Negative hydrodynamic barriers: an effective system to reduce the freshwater discharge into the sea</i>	71-74
Fernando Sola y Ángela Vallejos	
PALEONOLOGÍA / PALEONTOLOGY	
Nuevas icnitas de grandes mamíferos en el Mioceno de la Cuenca del Ebro (Huesca, España) / <i>New large mammal ichnites from the lower Miocene of the Ebro Basin (Huesca, Spain)</i>	75-78
Martín Linares Montes, M^a Aránzazu Luzón, José Ignacio Canudo y Diego Castanera	
El yacimiento de icnitas de artiodáctilos de Fondota (Abiego, Huesca): paleoambiente e icnotafonomía / <i>The artiodactyl tracksite of Fondota (Abiego, Huesca): paleoenvironment and ichnotaphonomy</i>	79-82
Martín Linares Montes, Diego Castanera José Ignacio Canudo y M^a Aránzazu Luzón	
Estudio paleontológico de las facies lacustres-palustres de Peña Adrián, Mioceno Superior (Miranda de Ebro, Cuenca Miranda-Trebiño) / <i>Paleontological study of the lacustrine-palustrine facies of Peña Adrian, Late Miocene (Miranda de Ebro, Miranda-Trebiño basin)</i>	83-86
Zuriñe Larena, Josep Sanjuan, Ana Pascual, Mariano Larraz, Asier Valenzuela, Concha Arenas, Xabier Murelaga y Juan Ignacio Baceta	
PATRIMONIO GEOLÓGICO / GEOLOGICAL HERITAGE	
La divulgación del patrimonio geológico como herramienta de sensibilización de la sociedad hacia el riesgo geológico / <i>The dissemination of geological heritage as a tool to raise awareness society on geological risk</i>	87-90
Viola Bruschi, Miguel A. Sánchez Carro, Gustavo Gutiérrez y German Flor Blanco	
Los campos de bufones de Pría y Arenillas (Asturias). ¿Patrimonio geológico mundial? / <i>The blowholes fields of Pría and Arenillas (Asturias). World geological heritage?</i>	91-94
Germán Flor-Blanco, Luna Adrados, Sergio Llana-Fúnez y Viola Bruschi	
RIESGOS GEOLÓGICOS / GEOLOGICAL HAZARDS	
Aplicación de A-DInSAR al análisis de movimientos del terreno: un caso de estudio en Asturias (N España) / <i>A-DInSAR application in the ground motion analysis: a study case in Asturias (N Spain)</i>	95-98
José Cuervas-Mons, María José Domínguez-Cuesta, Jerymy Antonio Carrillo, Félix Mateos-Redondo, Oriol Monserrat, Anna Barra	
Umbral de lluvia para el desencadenamiento de inestabilidades de ladera en el norte de Portugal y de España: estado del arte / <i>Rainfall thresholds for the triggering of landslides in northern Portugal and Spain: state of the art</i>	99-102
Pablo Valenzuela, Teresa Vaz, Susana Pereira, María José Domínguez-Cuesta, Txomin Bornaetxea, Victoria Rivas, Juan Remondo, Alberto González-Díez, Jaime Bonachea, José Luis Zézere, Carlos Bateira, Javier Sánchez-Espeso, Eliezer San Millán y Lucía Francos	
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA / STRUCTURAL GEOLOGY AND TECTONICS	
Microfracturación alpina en cuarzoarenitas en el valle de Tarna (Cordillera Cantábrica) / <i>Alpine microfracturing in quartz-arenites in the Tarna valley (Cantabrian Mountains)</i>	103-106
Sergio Llana Fúnez y Lucía Rey Domínguez	
Tectónica Plio-Cuaternaria en la Bahía de Ocoa (La Española, NE del Caribe) / <i>Pliocene-Quaternary tectonic activity in the Ocoa Bay (Hispaniola Island, NE Caribbean)</i>	107-110
Francisco José Fernández, Javier Escuder-Viruet, Fernando Pérez Valera, Pablo Valverde Vaquero, Mercedes Castillo Carrión, Álvaro Rubio Ordóñez y Alicia Medialdea	
GEOLOGÍA AMBIENTAL / ENVIRONMENTAL GEOLOGY	
Explorando los sedimentos contaminados como una fuente potencial de recursos: un enfoque de procesamiento de minerales para la recuperación de materiales críticos / <i>Exploring polluted sediments as a potential resource: a mineral processing approach for the recovery of critical materials</i>	111-114
Diego Baragaño, Edgar Berrezueta y Juan María Menéndez-Aguado	
GEOLOGÍA MARINA / MARINE GEOLOGY	
Desarrollo de una nave superficial autónoma para el estudio de ambientes acuáticos: ejemplo de las lagunas de Rabasa / <i>Development of a superficial autonomous vehicle for aquatic environments study: example of the Rabasa lagoons</i>	115-118
Juan Leandro Ronda, Boualem Youcef Nassim Benabdeloued y José Enrique Tent-Manclús	

MINERALOGÍA / MINERALOGY

Relaciones genéticas entre yacimientos de Fe-Mn en la Sierra del Cuera (Cordillera Cantábrica, NO de España) / *Genetic relationships between Fe-Mn ores in the Cuera Range (Cantabrian Mountains, NW Spain)* **119-122**
Brais Gonzalo-Guerra, Nemesio Heredia y Pedro Farias

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA **GEOGACETA (2023)**

REVISORES CIENTÍFICOS, VOLÚMENES 73 y 74

Scientific Reviewers for Volumes 73 and 74

- Fernando Alberquilla (Instituto de Geociencias, CSIC-Univ. Complutense de Madrid)
- Pedro Alfaro (Universidad de Alicante)
- Victoria Alonso (Universidad de Oviedo)
- Joaquina Álvarez Marrón (Geociencias Barcelona, CSIC)
- José M. Andreu Rodes (Universidad de Alicante)
- Concepción Arenas Abad (Universidad de Zaragoza)
- Ildefonso Armenteros (Universidad de Salamanca)
- Martín Arriolabengoa (Universidad del País Vasco)
- Humberto Astibia Ayerra (Universidad del País Vasco)
- Marcos Aurell Cardona (Universidad de Zaragoza)
- José Miguel Azañón Hernández (Universidad de Granada)
- Antonio Azor Pérez (Universidad de Granada)
- Juan Ignacio Baceta (Universidad del País Vasco)
- Beatriz Bádenas Lago (Universidad de Zaragoza)
- Juan Ramón Bahamonde Rionda (Universidad de Oviedo)
- Elisabeth Beamud (Instituto Jaime Almera, CSIC)
- José Benavente (Universidad de Granada)
- María Isabel Benito Moreno (Universidad Complutense de Madrid)
- David Didier Bermúdez Rochas (Universidad Autónoma de Madrid)
- María Del Carmen Cabrera Santana (Universidad de Las Palmas)
- Pablo Calvin (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
- Sonia Campos Soto (Universidad Complutense de Madrid)
- Jon Camuera (Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR)
- Irene Cantarero (Universidad de Barcelona)
- Víctor Cárdenas Van Den Eynde (Universidad de Oviedo)
- Mercedes Cisneros (Universidad Rovira i Virgili)
- Luis Collantes (Universidad de Coimbra, Portugal)
- Juan Pablo Corella (Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas)
- Pedro Cózar Maldonado (Instituto de Geociencias, CSIC-UCM)
- Irene De Felipe (Universidad de Salamanca)
- Gerardo De Vicente (Universidad Complutense de Madrid)
- Ignacio Díaz Martínez (Universidad de Cantabria)
- María Eugenia Dies Álvarez (Universidad de Zaragoza)
- María José Domínguez Cuesta (Universidad de Oviedo)
- Elena Druguet (Universidad Autónoma de Barcelona)
- Carlos Duque Calvache (Universidad de Granada)
- Ana Fernández Ayuso (Universidad Autónoma de Madrid)
- María De La Esperanza Fernández Martínez (Universidad de León)
- Pedro Ángel Fernández Mendiola (Universidad del País Vasco)
- José Antonio Fernández Merodo (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
- Javier Fernández Suárez (Universidad Complutense de Madrid)
- María Antonia Fregenal Martínez (Universidad Complutense de Madrid)
- Jorge Pedro Galve (Universidad de Granada)
- M^ª Ángeles García Del Cura (Instituto de Geociencias, CSIC- UCM)
- Eduardo García Meléndez (Universidad de León)
- Olga García Menéndez (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
- Joaquín García-Sansegundo (Universidad de Oviedo)
- María José Gimeno Serrano (Universidad de Zaragoza)
- Julio César González Lara (Instituto Mexicano del Petróleo, México)
- Rodolfo Gozalo Gutiérrez (Universidad de Valencia)
- F Javier Gracia Prieto (Universidad de Cádiz)
- Antonio Guerra Merchán (Universidad de Málaga)
- Nemesio Heredia Carballo (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
- María Josefa Herrero Fernández (Universidad Complutense de Madrid)
- Pedro Huerta Hurtado (Universidad de Salamanca)
- Juan Miguel Insua Arévalo (Universidad Complutense de Madrid)
- Alejandro Jiménez Bonilla (Universidad Pablo de Olavide, Sevilla)
- Montserrat Jiménez Sánchez (Universidad de Oviedo)
- Montserrat Liesa (Universidad de Barcelona)
- Miguel López Blanco (Universidad de Barcelona)
- Manuel López Chicano (Universidad de Granada)
- María Aránzazu Luzón Aguado (Universidad de Zaragoza)
- Lucía Maisano (Instituto Argentino de Oceanografía, Argentina)
- Berta María Carro (Universidad de Huelva)
- Agustín Martín Algarra (Universidad de Granada)
- Agustín Martín Izard (Universidad de Oviedo)
- Manuel Martín Martín (Universidad de Alicante)
- Blanca Martínez (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
- Blanca Martínez García (Universidad del País Vasco)
- Laura Martínez Parro (Universidad de Alicante)
- Eulalia Masana Closa (Universidad de Barcelona)
- José Mediato (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
- Mónica Meléndez Asensio (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
- José F. Molina Palma (Universidad de Granada)
- Eduardo Molina Piernas (Universidad de Cádiz)
- Isabel Montoya Montes (Inst. de Oceanografía y Cambio Global, Univ. Las Palmas de Gran Canaria)
- Francisco Moral Martos (Universidad Pablo de Olavide, Sevilla)
- José Joaquín Moratalla (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
- Juan Antonio Moreno (Universidad Complutense de Madrid)
- Elena Moreno Eiris (Universidad Complutense de Madrid)
- Carolina Nález (Servicio Geológico Minero Argentino, Argentina)
- David Orejana García (Universidad Complutense de Madrid)
- José Eugenio Ortiz Menéndez (Universidad Politécnica de Madrid)
- Eulogio Pardo Iguzquiza (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
- Annika Parviainen (Universidad de Granada)
- Ana Pascual (Universidad del País Vasco)
- Daniel Pastor Galán (Universidad de Granada)
- Aitor Payros Aguirre (Universidad del País Vasco)
- Ramón Pellitero Ondicol (Universidad Nacional de Educación a Distancia)
- Irene Pérez Cáceres (Universidad de Salamanca)
- Marco Antonio Pérez Carazo (Universidad de Oviedo)
- Eduardo Piovano (Universidad Nacional de Córdoba, Argentina)
- Rogério Portantolio Manzolli (Universidad Autónoma de Madrid)
- Joaquín A. Proenza (Universidad de Barcelona)
- Oscar Pueyo (Universidad Nacional de Educación a Distancia)
- Emilio Pueyo (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
- Nuria Pujol Sola (Universidad de Barcelona)
- Isabel Emma Quijada Van Den Berghe (Universidad de Oviedo)

Raquel Rabal Garcés (Universidad del País Vasco)
Cristina Reyes Carmona (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Sergio Rodríguez García (Universidad Complutense de Madrid)
Julio Rodríguez Lázaro (Universidad del País Vasco)
Lidia Rodríguez Méndez (Universidad del País Vasco)
Miguel Ángel Rodríguez-Pascua (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Teresa Román-Berdiel (Universidad de Zaragoza)
Alberto Sáez (Universidad de Barcelona)
María José Sánchez García IOCAG (Universidad de Las Palmas de Gran Canaria)

Vanda Santos (Universidade Nova de Lisboa, Portugal)
Esther Sanz Montero (Universidad Complutense de Madrid)
Cristina Sequero (Universidade Nova de Lisboa, Portugal)
Carlos Manuel Silva Loureiro Alves Ferreira (University of Stirling, Reino Unido)
Jesús Soria Mingorance (Universidad de Alicante)
Ruth Soto Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Ángela Suárez Rodríguez (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Javier Torrijo (Universidad Politécnica de Valencia)
Iñaki Vadillo (Universidad de Málaga)
Eva Vernet Tarrago (Universidad de Burgos)

NORMATIVA PARA LA PRESENTACIÓN DE MANUSCRITOS

Introducción

GEOGACETA es una revista de periodicidad semestral en la que se publican artículos cortos, ORIGINALES E INÉDITOS, no presentados simultáneamente a otra publicación, cuyos contenidos abordan cualquier aspecto de las Ciencias de la Tierra, y particularmente de la Geología. Los artículos publicados en GEOGACETA se caracterizan por mostrar los últimos avances científicos en Ciencias de la Tierra, presentando para ello datos originales correspondientes a observaciones de campo, datos elaborados en gabinete, datos experimentales (obtenidos en laboratorio y campo), modelización analógica y matemática, y todo ello a distintas escalas de observación.

Los artículos publicados en GEOGACETA han sido necesariamente presentados en las Sesiones Científicas de la Sociedad Geológica de España (SGE). Quienes deseen presentar una comunicación en una Sesión Científica de la SGE deberán acceder a la dirección web de la revista, dentro del Repositorio Español de Ciencia y Tecnología (<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>). También es posible acceder al portal a través del enlace que hay en la página web de la SGE (<https://sociedadgeologica.org/publicaciones/>). En dicho portal existen instrucciones concretas sobre el procedimiento a seguir. Todo el proceso de gestión editorial del manuscrito se hace a través de Internet. Por acuerdo del Consejo Asesor de fecha 25 de octubre de 2012, las fechas límite para la recepción de manuscritos serán las del 1 de febrero y 1 de julio para las sesiones científicas de mayo y noviembre, respectivamente. Una vez completado el proceso de remisión electrónica correctamente, uno de los autores -aquel que se identifica como responsable de la correspondencia electrónica- recibirá un mensaje electrónico. En caso de que el proceso de remisión se complete con posterioridad a las respectivas fechas límite, o bien, si ya se hubieran recibido previamente más de cincuenta manuscritos para la sesión, el trabajo en cuestión quedará registrado para la siguiente sesión científica.

Las comunicaciones deberán ir firmadas por algún Miembro de la Sociedad Geológica de España y serán presentadas por alguno de los firmantes del trabajo. Cada Miembro de la Sociedad puede presentar un máximo de dos comunicaciones en cada sesión científica, y aquellos que no sean miembros de la Sociedad solo podrán presentar una única comunicación.

Protocolo editorial

Los manuscritos serán remitidos en un documento estándar (plantilla de referencia) que deben utilizar los propios autores. La citada plantilla está disponible en la Web de la revista (<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>). Los manuscritos estarán redactados en castellano o en inglés. La extensión máxima del trabajo no podrá sobrepasar la equivalente a 4 (cuatro) páginas impresas de GEOGACETA, incluyéndose en el cómputo figuras, tablas y referencias bibliográficas, tal y como aparece en la plantilla de referencia. De manera orientativa se informa que una página impresa de GEOGACETA viene a contener unos 6000 (seis mil) caracteres (letras y espacios entre palabras). Los autores deben rellenar un formulario declarando que los datos presentados son originales y no han sido publicados previamente. Los autores deben proponer cinco revisores científicos (referees), indicando de cada uno de ellos: nombre y apellidos, filiación institucional, dirección postal y e-mail. Los manuscritos serán revisados, al menos, por dos investigadores que sean especialistas en la temática del manuscrito.

Los Editores de GEOGACETA se encargarán de gestionar la revisión de los manuscritos recibidos a través de la plataforma RECYT (<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>). Los Editores cuentan con los miembros del Consejo Científico y aquellos otros investigadores que por su prestigio puedan actuar como revisores de los manuscritos recibidos. Cada año se publicará en el número del segundo semestre la relación de revisores. Cada manuscrito será revisado, al menos, por dos revisores -inicialmente anónimos- que, en al menos el 90% de los casos, no pertenecerán al Consejo Asesor. Quedará a criterio del revisor identificarse si así lo quiere. Una vez se disponga de los informes de los especialistas (revisores científicos) los Editores emitirán una primera decisión sobre el manuscrito y enviarán a los autores todos los formularios y comentarios que se han hecho sobre el propio manuscrito, incluidos los de los propios editores. Los autores dispondrán de al menos quince días para hacer las modificaciones oportunas y justificar mediante un informe precep-

tivo los cambios introducidos en el manuscrito y las posibles discrepancias con las opiniones expresadas por los revisores. Recibidos dichos documentos los Editores podrán solicitar un nuevo proceso de revisión del manuscrito. Con los nuevos manuscritos e informes, los Editores elevarán un informe al Consejo Asesor (integrado por los miembros de la Junta de Gobierno de la SGE), quienes estimarán finalmente la conveniencia o no de la admisión del manuscrito correspondiente. El Consejo Asesor se reunirá al menos dos veces al año. El manuscrito quedará definitivamente aceptado una vez haya sido presentado en una Sesión Científica de la SGE (la fecha de aceptación del manuscrito coincidirá con la fecha de celebración de la citada sesión). En caso de la no admisión de un manuscrito este le será devuelto al autor con una breve nota explicativa de las razones que justifican tal decisión. El no cumplimiento de la normativa expuesta para la preparación del manuscrito (ver más adelante) será motivo suficiente para la no admisión del mismo.

En la fase final, previamente a la aceptación definitiva del manuscrito, para asegurar la calidad óptima de todas y cada una de las partes del artículo, se remitirá a los Editores de manera independiente además de la plantilla, el texto del manuscrito en un documento de Word convencional y cada una de las figuras y tablas. Los ficheros de imagen, con resolución suficiente (600 ppp en su tamaño de impresión), se facilitarán en los siguientes tipos de formato: TIFF o JPG.

El Comité Científico de GEOGACETA, a través del Consejo Asesor, ofrece la posibilidad de publicar comentarios a los artículos publicados, que quedarán incluidos en la sección "GEOGACETA DEBATE". Los comentarios tendrán una extensión máxima de una página impresa (6000 caracteres) e irán seguidos de una réplica de los autores, también con una extensión máxima de una página. El procedimiento de envío de comentarios y réplicas se hará a través de Web de la revista.

Derechos de autor y difusión de los trabajos

Los derechos de autor (Copyright) de todos los artículos publicados en Geogaceta pertenecen a los autores. Los autores concede a la Sociedad Geológica de España el derecho de la primera publicación y distribución de los artículos en todos los soportes actuales o futuros. Estos artículos se publican bajo la licencia Creative Commons [CC BY-NC-SA 4.0](https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/), que permite copiar, transformar el trabajo, pero si se distribuye transformándolo, el nuevo trabajo debe distribuirse bajo la misma licencia, y nunca con propósitos comerciales, al tiempo que se reconoce la autoría y la publicación original en GEOGACETA. Por lo tanto, los autores tiene derecho a publicar su trabajo en línea (auto-archivo), una vez se haya publicado en la web de GEOGACETA, de la Sociedad Geológica de España.

Preparación del manuscrito

En la plantilla de referencia es necesario cumplimentar o rellenar todos y cada uno de los siguientes campos:

- Titulo / Title.** Breve e informativo.
- Autores:** Nombre y apellidos, dirección postal completa y e-mail de todos los autores.
- Abstract y Resumen:** Los artículos incluirán un «Abstract» en inglés y un Resumen, ambos contendrán la misma información, y deberán dar una idea clara del contenido y conclusiones de la comunicación. La extensión máxima del abstract no debe ser superior a 200 palabras. La extensión máxima del resumen no debe ser superior a 200 palabras. En el abstract/resumen no pueden incluirse referencias.
- Key Words y Palabras Clave:** Máximo de 5 palabras clave en inglés (key words) y las mismas en español (palabras clave).
- Texto principal:** Su estructura general constará de un apartado de introducción / antecedentes, presentación resumida de datos y resultados, discusión de éstos y conclusiones. Las tablas y figuras deberán estar distribuidas de manera coherente a lo largo del texto, y siempre de acuerdo con la plantilla de referencia.
- Contribución de los autores:** Para artículos con varios autores se indicará en este apartado, después de cada apellido de los autores, las tareas realizadas

por cada uno utilizando las siguientes actividades o campos en los que se contribuye: Estructura del trabajo, metodología, adquisición de datos, edición, figuras, revisión del manuscrito, investigación/análisis, coordinación, supervisión.

g) Agradecimientos: Se debe hacer referencia expresa a las fuentes de financiación: "El presente trabajo ha sido financiado por los proyectos REFERENCIA, REFERENCIA, de... (indicar institución que financia), por la beca (indicar institución y autor beneficiario)". Si no se ha recibido financiación alguna, se debe incluir una frase del siguiente tipo: La presente investigación no ha recibido ayudas específicas provenientes de agencias del sector público, sector comercial o entidades sin ánimo de lucro. Además, El Comité Editorial y el Consejo Asesor de GEOGACETA sugieren que en este apartado se cite expresamente el agradecimiento a los revisores identificados o anónimos.

h) *Referencias*: Se presentarán en orden alfabético de autores, hasta un máximo de 20 referencias. En cada una de las referencias se omitirá el título del trabajo en el caso de artículos en revistas o en libros de actas y comunicaciones de Reuniones y Congresos. Véase los ejemplos siguientes:

Martínez Catalán, J.R. (2011). *Geogaceta* 50, 7-10.

Font, E., Martínez-Solares, J.M., Massana, E. y Santanach, P. (2010). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 23, 69-80.

García-Navarro, E. y Fernández, C. (2010). *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2010.04.004

Schumm, S.A. (1977). *The fluvial system*. John Wiley and Sons, New York, 338 p.

Díaz Molina, M. y Tortosa, A. (1996). En: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 292-299.

Aldaya, F., Martínez-García, E., Díaz de Federico, A., García Dueñas, V. y Navarro-Vilà, F. (1978). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1042 (Lanjarón) y memoria*. IGME, Madrid, 65 p.

Balanyá Roure, J.C. (1991). *Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 210 p.

Díaz Martínez, E. (1988). En: *II Congreso Geológico de España*. Comunicaciones 1, 67-70.

Importante: Las referencias que dispongan de DOI, deberá indicarse el DOI con un enlace debajo de cada referencias: <https://doi.org/...> Para buscar el DOI de un trabajo se puede utilizar la siguiente Web de Crossref: <https://apps.crossref.org/SimpleTextQuery>.

Si el trabajo es muy extenso (máx. 4 págs.), es conveniente abreviar la dirección del DOI. Para generar una dirección del DOI abreviada, se puede hacer en la siguiente Web: shortdoi.org

i) *Tablas*: Se ordenarán correlativamente con numeración romana. Los au-

tores deberán cerciorarse de su legibilidad una vez insertadas en la plantilla de referencia.

j) *Figuras y fotografías*: Se computarán conjuntamente e irán numeradas correlativamente con numeración arábica. En todos los mapas y en las figuras y fotografías que se considere conveniente deberá ir una escala gráfica. Los autores deberán cerciorarse de la legibilidad de cada una de las figuras insertadas en la plantilla de referencia. Para el diseño de las figuras se deberá tener en cuenta el tamaño de caja máximo de las páginas de GEOGACETA (240 x175 mm), que a su vez se subdivide en tres columnas. Es importante elegir correctamente los grosores de trazo de líneas, tamaño de rútolos, tramados, etc. para conseguir una calidad óptima. El tipo de letra y tamaños aconsejados para la realización de las figuras está indicado en la plantilla que puede descargarse en la Web de la revista. Si una figura se compone a su vez de otras figuras y/o fotografías, cada una de ellas debe nombrarse con una letra mayúscula, empezando por la letra A y siguientes letras en orden alfabético.

Existe la posibilidad de publicar todas las páginas en color del manuscrito (no se publican páginas sueltas). Cuando los autores devuelvan las pruebas de imprenta corregidas deben solicitar la impresión en color del manuscrito y asumir el importe correspondiente. También se contempla incluir páginas dobles o desplegadas (DIN A3), cuyo costo suplementario también será asumido por los autores. En estos casos será imprescindible contactar previamente con los Editores.

k) *Pies de tablas, figuras y fotografías*. Deberán presentarse en castellano y en inglés, tal y como se indica en la plantilla de referencia.

Presentación de los manuscritos y Sesiones Científicas de la SGE

La presentación de las comunicaciones en las Sesiones Científicas se llevará a cabo mediante la combinación expositiva del texto principal del manuscrito y la proyección de las figuras que lo ilustran. En ningún caso el tiempo de exposición superará los 10 (diez) minutos de duración. Después de cada presentación los asistentes pueden interpelar y debatir con los autores por un tiempo limitado de 5 minutos.

Montaje y composición de los artículos

Los autores recibirán una prueba de imprenta para su corrección, previamente los Editores habrán revisado unas pruebas preliminares, las cuales también se hacen llegar a los autores. Solo se aceptarán modificaciones formales sobre las pruebas de imprenta. Los autores deben devolver las pruebas de imprenta en el plazo de siete días. Se contempla la posibilidad de suministrar separatas de los trabajos publicados. Podrán solicitarse con cargo a los autores, al precio que fije la imprenta y previo pago de las mismas, incluidos los gastos de envío. Para más información consultar al Editor.

Más Información

Para una información más detallada consultar la normativa e instrucciones para autores en la Web de la revista: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>.

INSTRUCTIONS FOR AUTHORS

GUIDE TO MANUSCRIPT SUBMISSION AND PREPARATION

GEOGACETA is a biannual journal in which short, original manuscripts are published. It includes articles, previously unpublished or not submitted simultaneously to another journal, on all aspect of Earth Sciences, mainly on Geology. Articles published in GEOGACETA are characterized by displaying the latest scientific advances in Earth Sciences based on filing original data corresponding to field observations, laboratory and experimental data, and analogical and mathematical modeling, all at different scales of observation.

Articles published in GEOGACETA must necessarily be presented at a Scientific Session of the Sociedad Geológica de España/Geological Society of Spain (SGE). Those wishing to present a paper at a scientific meeting of the SGE should access the website: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>. You can also access through the link on the SGE website (<https://sociadageologica.org/publicaciones/>). In this webpage there are specific instructions on how to proceed in the submission. The editorial management process for publishing the manuscript is done through the Internet. By agreement of the Advisory Board dated October 25, 2012, deadlines for receipt of manuscripts will be February 1 and July 1 for the scientific sessions in May and November, respectively. After completing the electronic submission process, the corresponding author will receive an email with the manuscript title, authors and reception date. If the submission process is completed after the deadline or if more than fifty manuscripts have been previously received for the corresponding session, the work will be registered for the next scientific session.

Manuscripts must be signed by at least one member of the SGE, and will be presented by one of the co-authors. Members of the SGE may submit up to two manuscripts in each scientific session, and those who are not members may only submit one.

Preparation of manuscript

In the reference template, available on the web, you must complete each of the following sections:

- a) *Título / Title*: Brief and informative.
- b) *Authors*: Full name, full postal address and e-mail for all authors.
- c) *Resumen / Abstract*: Articles should include a «Resumen» in Spanish and an Abstract, both containing the same information. They should be an informative summary that provides pertinent details of the research and conclusions. The resumen/abstract should not exceed 200 words. The resumen/abstract should not include references.
- d) *Palabras Clave / Key Words*: Maximum of 5 keywords in Spanish (palabras clave) which should be the same as in English (keywords).
- e) *Main text*: Its overall structure will consist of introduction, results, discussion and conclusions. Tables and figures should be distributed consistently throughout the text, and always in accordance with the reference template.
- f) *Author contributions*: For articles with several authors, this section should indicate, after each surname, the tasks performed by each author using the following activities or fields in which he/she contributes: Structure of the paper, methodology, data acquisition, editing, figures, manuscript revision, research/analysis, coordination, supervision.
- g) *Acknowledgements*: Express reference should be made to the sources of funding: "This work has been financed by the projects REFERENCE, REFERENCE, of... (indicate funding institution), by the grant (indicate institution and beneficiary author)". If no funding has been received, a sentence of the following type should be included: The present research has not received specific support from public sector agencies, commercial sector or non-profit organizations. Also add a text expressly citing personal acknowledgements and those to the identified or anonymous reviewers.
- h) *References*: They should be sorted alphabetically by authors. For manuscripts headed by the same author, the reference order will be the following: first, the papers by a single author and sorted chronologically; secondly, the manuscripts signed by 2 authors and first sorted alphabetically and, in the

case of publications with the same co-authors, in chronological order; finally, the manuscripts signed by more than 2 authors sorted chronologically. In the case of journal articles, and abstract books of Meetings and Conferences, the title of the manuscript will be omitted. See the following examples:

- Martínez Catalán, J.R. (2011). *Geogaceta* 50, 7-10.
- Font, E., Martínez-Solares, J.M., Massana, E. and Santanach, P. (2010). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 23, 69-80.
- García-Navarro, E. and Fernández, C. (2010). *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2010.04.004
- Schumm, S.A. (1977). *The fluvial system*. John Wiley and Sons, New York, 338 p.
- Díaz Molina, M. and Tortosa, A. (1996). In: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend and C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 292-299.
- Aldaya, F., Martínez-García, E., Díaz de Federico, A., García Dueñas, V. and Navarro-Vilá, F. (1978). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1042 (Lanjarón) y memoria*. IGME. 65 p.
- Balanyá Roure, J.C. (1991). *Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar*. PhD. Thesis, Univ. de Granada, 210 p.
- Díaz Martínez, E. (1988). In: *II Congreso Geológico de España*. Abstracts 1, 67-70.

Note: References with a DOI should indicate the DOI with a link under each reference: <https://doi.org/...> To search for the DOI of a work you can use the following Crossref Web: <https://apps.crossref.org/SimpleTextQuery>.

If the paper is very long (max. 4 pages), it is convenient to abbreviate the DOI address. To generate an abbreviated DOI address, you can do it on the following website: shortdoi.org

- i) *Tables*: They must be ordered consecutively with Roman numerals. Authors must ensure legibility once inserted in the reference template.
- j) *Figures*: They should be numbered consecutively with Arabic numerals. All maps must contain a scale and geographic coordinates, and those figures and photographs deemed necessary must also contain a graphic scale. Authors should ensure the readability of each figure inserted in the reference template. For the design of the figures should be taken into account the maximum box size of the GEOGACETA pages (240 x175 mm), which in turn are divided into three columns. It is important to correctly choose the stroke widths of lines, text size, drawing pattern, etc., for optimum quality. The font type and size recommended for the realization of the figures is indicated on the template, which can be downloaded from the www.geogaceta.com. If a figure consists in turn of other figures and/or photographs, each must be named with a capital letter, beginning with the letter A and following letters in alphabetical order. Publish all of the manuscript pages in colour is possible (loose pages are not published in colour). When authors submit print proofs, they must apply colour printing of the manuscript and assume the corresponding amount. The inclusion of double or foldout pages (DIN A3) is also provided, whose extra cost should be also assumed by the authors. In these cases it is necessary to contact the editors previously.
- k) *Figure and table captions*. They must be written in English and Spanish, as indicated in the reference template.

Editorial process/protocol

Manuscripts should be submitted using the reference template. This template is available in the website of the journal. Manuscripts should be written in Spanish or English. The maximum extent of work may not exceed the equivalent of 4 printed pages of GEOGACETA, including figures, tables and references. A printed page of GEOGACETA contains about 6000 characters (including letters and spaces between words). Authors must fill out a form stating that the data presented are original and have not previously been published. Authors must propose five scientific reviewers (referees), indicating for each of them: name, institutional affiliation and e-mail. Manuscripts will be reviewed at least by two researchers -initially anonymous-, which must be experts in the subject of the manuscript (through the RECYT platform: <https://>

recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta).

GEOGACETA editors are responsible for managing the review of manuscripts. Editors are supported by members of the Scientific Board and by those researchers that for its prestige can act as reviewers. The list of reviewers is published each year in the number of the second semester. Reviewers must decide whether to be identified or remain anonymous. Once the reviewer comments are available, Editors will make a first decision on the manuscript, and all forms and comments made on the manuscript will be returned to the authors. Authors will have at least fifteen days to submit the revised version of the manuscript with the necessary modifications, together with a report of the changes introduced and possible discrepancies with the opinions expressed by the reviewers. Editors may request a second review of the manuscript.

Based on the reports and the quality of the revised manuscript, Editors will raise a report to the Advisory Board (composed by members of the Governing Board of the SGE), who will estimate finally whether or not the acceptance of the manuscript. The review date of the manuscript will coincide with that of the meeting of the Advisory Board. The Advisory Board will meet at least twice a year. The manuscript will be definitely accepted once it has been presented in a Scientific Session of the SGE (the approval date of the manuscript will coincide with that of the ending of the scientific session). In the case of the manuscript not being accepted, it will be returned to the author with a brief explanatory note with the reasons for that decision. Failure to comply with the aforementioned regulations for the preparation of the manuscript will be sufficient reason for rejection thereof.

Finally, prior to the final acceptance of the manuscript and to ensure optimum quality of the article, the authors must send to Editors independently, in addition to the template, the text without figures or tables in a Word file and each one of the figures and tables in separate files. Image files will be provided with sufficient resolution (600 dpi print size) in the following formats: JPG or TIFF.

The Scientific Board of GEOGACETA, through the Advisory Board, provides the ability to submit comments to published articles, which will be included

in the "GEOGACETA DEBATE" section. Comments must be no longer than one printed page (6000 characters), and will be published along with the reply of the authors, also with a maximum length of one page. The submission of comments and replies will be made through the website of the journal.

Copyright and Licensing

For all articles published in Geogaceta, copyright is retained by the authors. The authors assign to the Sociedad Geológica de España the right of first publication and distribution of the articles in all current or future media. These articles are published under the Creative Commons [CC BY-NC-SA 4.0](https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/) license, which allows copying, transforming the work, but if it is distributed transforming it, the new work must be distributed under the same license, and never for commercial purposes, while acknowledging authorship and original publication in GEOGACETA. Therefore, authors have the right to publish their work online, once it has been published on the GEOGACETA website of the Geological Society of Spain.

Presentation of manuscripts in Scientific Sessions of the SGE

For the final acceptance of the manuscript, it must be presented in a Scientific Session of the SGE. In any case, the presentation time will not exceed 10 minutes. After each presentation, attendees can question and debate with the authors for a limited time of 5 minutes.

Mounting and formatting the manuscript in press

Authors will receive a print proof for correction. Previously the Editors have reviewed a preliminary print proof that will also reach the authors. Only formal amendments will be accepted in the print proofs. Authors should return proofs within seven days. The opportunity to supply reprints of published work is contemplated. They may be requested at the price fixed by the press, upon payment of the same, including shipping. For more information consult the Editor.

More information

For more detailed information, please consult the rules and instructions for authors on the journal's website: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>



SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

Fac. de Ciencias. Univ. de Salamanca

Plaza de la Merced s/n.

37008 SALAMANCA (SPAIN)

e-mail: sge@usal.es

BOLETÍN DE INSCRIPCIÓN - SOCIO INDIVIDUAL

Es importante que anote toda la información solicitada.

Apellidos:

Nombre: DNI/Pasaporte: Año nacimiento:

Dirección particular:

CP:..... Ciudad:..... Tel.:.....

Correo electrónico:

Dirección profesional:

CP:..... Ciudad:..... Tel.:.....

Correo electrónico:

Deseo recibir el correo en la dirección: Particular Profesional

Solicita ser admitido en la SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA como miembro

- Ordinario.
- Estudiante (adjuntar fotocopia del carnet de estudiante).
- Ordinario residente en el extranjero.

Esta inscripción será presentada y aprobada en la siguiente asamblea de socios de la Sociedad Geológica de España.

Fecha y firma del solicitante:

CUOTAS:

Cuota de inscripción: 12 €.

Cuota anual: 65 € (soc. ordinario); 25 € (soc. estudiante o desempleado); 69 € (socio residente en el extranjero). Envía resguardo de pago de inscripción (las comisiones bancarias pertinentes correrán a cargo del socio)

- Envía resguardo de la transferencia bancaria a la cuenta IBAN: ES0401822305680201531046(BBVA) de la C/ Toro 19. 37002 Salamanca. Por el valor de 12 € que corresponde a la cuota de inscripción.

Para transferencias desde el extranjero BIC: BBVA ESMXXX. 01822305680201531046

DATOS PARA COBRO POR BANCO:

Banco/entidad:

Dirección: CP:

Ciudad:

Nombre y apellidos:

CÓDIGO CUENTA CORRIENTE (24 dígitos):

IBAN	Entidad	Oficina	DC	N° de cuenta
<input type="text"/>	<input type="text"/>	<input type="text"/>	<input type="text"/>	<input type="text"/>

Envíenos esta hoja firmada a la dirección: SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca.

Existe la posibilidad de inscribirse a la SGE como Socio colectivo (200 €). Solicita más información en sge@usal.es

LISTADO DE PRECIOS DE LAS PUBLICACIONES NO PERIÓDICAS DE LA SGE

Todas las publicaciones de la Sociedad Geológica de España son de acceso abierto y se pueden consultar en la página web de publicaciones. Además de GEOGACE-TA y de la Revista de la SGE, se pueden comprar ejemplares impresos de las publicaciones no periódicas, con precios ventajosos para los socios de la SGE.

La serie GEO-TEMAS se inició en el año 2000. Cubre las actas y resúmenes de reuniones de carácter científico auspiciadas por la SGE. Los ejemplares disponibles son los siguientes:

			Socios	No Socios
GEO-TEMAS 1	V Congreso Geológico de España, Alicante	2000 (4 vols.)	12 € c.u.	20 € c.u.
GEO-TEMAS 5	V Congreso del grupo Español del Terciario, Granada	2003	18 €	30 €
GEO-TEMAS 6	VI Congreso Geológico de España, Zaragoza	2004 (5 vols.)	12 € c.u.	20 € c.u.
GEO-TEMAS 7	Simposio Homenaje a D. Daniel Jiménez de Cisneros y Hervás, Alicante	2004	18 €	30 €
GEO-TEMAS 9	VI Congreso del Grupo Español del Terciario, Salamanca	2006	18 €	30 €
GEO-TEMAS 10	VII Congreso Geológico de España, Las Palmas de Gran Canarias	2008	18 €	30 €
GEO-TEMAS 11	Deep water circulation: processes and products. International congress, Baiona (Pontevedra)	2010	18 €	30 €
GEO-TEMAS 12	VIII Reunión de la Comisión de Patrimonio geológico en Daroca	2010	18 €	30 €
GEO-TEMAS 13	VIII Congreso Geológico de España, Oviedo	2012	18 €	30 €
GEO-TEMAS 14	VII Jornadas de Geomorfología Litoral, Oviedo	2013	–	–
GEO-TEMAS 15	VIII Jornadas de Geomorfología Litoral, Marbella	2015	–	–
GEO-TEMAS 16	IX Congreso Geológico de España, Huelva	2016	18 €	30 €
GEO-TEMAS 17	IX Jornadas de Geomorfología Litoral, Menorca	2017	18 €	30 €
GEO-TEMAS 18 (Pendrive)	X Congreso Geológico de España, Vitoria-Gasteiz	2021	10 €	15 €

La serie GEO-GUIAS se inició en el año 2004. Cada volumen ofrece itinerarios Geológicos en áreas cercanas a la localidad de celebración de alguna reunión científica patrocinada por la SGE.

			Socios	No Socios
GEO-GUIAS 1	Itinerarios Geológicos por Aragón	2004	15 €	20 €
GEO-GUIAS 2	Itinerarios Geológicos por la cuenca del Duero	2006	15 €	20 €
GEO-GUIAS 3	Geological field trips to the lacustrine deposits of the northeast of Spain	2007	15 €	20 €
GEO-GUIAS 4	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Fuerteventura, Tenerife y La Palma).	2008	20 €	30 €
GEO-GUIAS 5	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Gran Canaria)	2008	20 €	30 €
GEO-GUIAS 6	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Fuerteventura, Lanzarote, Tenerife, La Gomera y El Hierro).	2008	20 €	30 €
GEO-GUÍAS 7	Pre-Meeting Field trips, 28th IAS Meeting, Zaragoza (vol. 1)	2011	15 €	20 €
GEO-GUÍAS 8	Post-Meeting Field trips, 28th IAS Meeting, Zaragoza (vol. 2)	2011	15 €	20 €
GEO-GUÍAS 9	Excursiones VIII Congreso Geológico de España	2012	10 €	15 €
GEO-GUÍAS 10	Guía de Excursiones IX Congreso Geológico de España, Huelva	2016	15 €	20 €
GEO-GUÍAS 11	Rutas Geológicas por la Península Ibérica, Canarias, Sicilia y Marruecos XXX Aniversario de la Comisión de Tectónica de la SGE	2019	20 €	25 €
GEO-GUÍAS 12	Guías de Excursiones X Congreso Geológico de España, Vitoria-Gasteiz	2021	15 €	20 €

Además, la SGE ha cofinanciado la publicación de dos libros. El primero recoge las comunicaciones presentadas en un Simposio Internacional de ProGEO sobre Conservación del Patrimonio Geológico, que tuvo lugar en Madrid en 1999, mientras que el segundo ofrece la oportunidad de conocer la Geología de España con una aproximación multidisciplinar muy completa.

			Socios	No Socios
Towards the Balanced Management and Conservation of the Geological Heritage in the New Millennium D. Baretino; M. Vallejo y E. Gallego (Eds.) SGE-IGME-ProGEO		1999	50 €	50 €
Geología de España (incluye 2 mapas y CD) J.A. Vera (Ed.) SGE-IGME		2004	25 €	30 €

Pedidos y forma de pago: Por correo postal (Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca) o electrónico (sge@usal.es) a la secretaria de la SGE. Una vez comunicado el importe total del pedido, en el que se incluirán los gastos debidos a portes, se abonará el mismo mediante ingreso o transferencia bancaria a la cuenta de la SGE en la entidad BBVA: IBAN ES04 01822305680201531046. Se deberá de indicar el nombre del comprador y el concepto del ingreso (p.e.: Un libro de Geología). Una vez recibido el importe se realizará el envío de manera inmediata.

SUMARIO / SUMMARY

Methodology for sea level rise hazard assessment in the exposed coastal zone of the Portuguese mainland / <i>AMetodología para la evaluación del riesgo de subida del nivel del mar en la zona costera expuesta del Portugal</i>	59-62
Jorge Trindade, Eusébio Reis, Jorge Rocha, Pedro Pinto Santos, Ricardo A.C. Garcia, Sérgio C. Oliveira, Andreia Silva, Samuel Pinheiro and Jose Cuervas-Mons	
HIDROGEOLOGÍA / HIDROGEOLOGY	
Turbidez y distribución del tamaño de partículas en el agua subterránea como parámetros de alerta temprana frente a la contaminación fecal en un manantial kárstico / <i>Turbidity and particle size distribution in groundwater as early-warning parameters against fecal contamination in a karst spring</i>	63-66
Jaime Fernández Ortega, Juan Antonio Barberá, José Francisco Martín Rodríguez y Bartolomé Andreo	
Análisis de la interacción entre el acuífero aluvial del río Guadiaro y los sistemas hidrogeológicos de su desembocadura / <i>Analysis of the interaction between the Guadiaro-River alluvial aquifer and the hydrological systems at its mouth</i>	67-70
Alejandro Millán Madrid, José Manuel Gil Márquez y Bartolomé Andreo Navarro	
Las barreras hidrodinámicas negativas: un sistema efectivo para reducir la descarga de agua dulce al mar / <i>Negative hydrodynamic barriers: an effective system to reduce the freshwater discharge into the sea</i>	71-74
Fernando Sola y Ángela Vallejos	
PALEONOLOGÍA / PALEONTOLOGY	
Nuevas icnitas de grandes mamíferos en el Mioceno de la Cuenca del Ebro (Huesca, España) / <i>New large mammal ichnites from the lower Miocene of the Ebro Basin (Huesca, Spain)</i>	75-78
Martín Linares Montes, M^a Aránzazu Luzón, José Ignacio Canudo y Diego Castanera	
El yacimiento de icnitas de artiodáctilos de Fondota (Abiego, Huesca): paleoambiente e icnotafonomía / <i>The artiodactyl tracksite of Fondota (Abiego, Huesca): paleoenvironment and ichnotaphonomy</i>	79-82
Martín Linares Montes, Diego Castanera José Ignacio Canudo y M^a Aránzazu Luzón	
Estudio paleontológico de las facies lacustres-palustres de Peña Adrián, Mioceno Superior (Miranda de Ebro, Cuenca Miranda-Trebiño) / <i>Paleontological study of the lacustrine-palustrine facies of Peña Adrian, Late Miocene (Miranda de Ebro, Miranda-Trebiño basin)</i>	83-86
Zuriñe Larena, Josep Sanjuan, Ana Pascual, Mariano Larraz, Asier Valenzuela, Concha Arenas, Xabier Murelaga y Juan Ignacio Baceta	
PATRIMONIO GEOLÓGICO / GEOLOGICAL HERITAGE	
La divulgación del patrimonio geológico como herramienta de sensibilización de la sociedad hacia el riesgo geológico / <i>The dissemination of geological heritage as a tool to raise awareness society on geological risk</i>	87-90
Viola Bruschi, Miguel A. Sánchez Carro, Gustavo Gutiérrez y German Flor Blanco	
Los campos de bufones de Pría y Arenillas (Asturias). ¿Patrimonio geológico mundial? / <i>The blowholes fields of Pría and Arenillas (Asturias). World geological heritage?</i>	91-94
Germán Flor-Blanco, Luna Adrados, Sergio Llana-Fúnez y Viola Bruschi	
RIESGOS GEOLÓGICOS / GEOLOGICAL HAZARDS	
Aplicación de A-DInSAR al análisis de movimientos del terreno: un caso de estudio en Asturias (N España) / <i>A-DInSAR application in the ground motion analysis: a study case in Asturias (N Spain)</i>	95-98
José Cuervas-Mons, María José Domínguez-Cuesta, Jerymy Antonio Carrillo, Félix Mateos-Redondo, Oriol Monserrat, Anna Barra	
Umbral de lluvia para el desencadenamiento de inestabilidades de ladera en el norte de Portugal y de España: estado del arte / <i>Rainfall thresholds for the triggering of landslides in northern Portugal and Spain: state of the art</i>	99-102
Pablo Valenzuela, Teresa Vaz, Susana Pereira, María José Domínguez-Cuesta, Txomin Bornaetxea, Victoria Rivas, Juan Remondo, Alberto González-Díez, Jaime Bonachea, José Luis Zêzere, Carlos Bateira, Javier Sánchez-Espeso, Eliezer San Millán y Lucía Francos	
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA / STRUCTURAL GEOLOGY AND TECTONICS	
Microfracturación alpina en cuarzoarenitas en el valle de Tarna (Cordillera Cantábrica) / <i>Alpine microfracturing in quartz-arenites in the Tarna valley (Cantabrian Mountains)</i>	103-106
Sergio Llana Fúnez y Lucía Rey Domínguez	
Tectónica Plió-Cuaternaria en la Bahía de Ocoa (La Española, NE del Caribe) / <i>Pliocene-Quaternary tectonic activity in the Ocoa Bay (Hispaniola Island, NE Caribbean)</i>	107-110
Francisco José Fernández, Javier Escuder-Viruete, Fernando Pérez Valera, Pablo Valverde Vaquero, Mercedes Castillo Carrión, Álvaro Rubio Ordóñez y Alicia Medialdea	
GEOLOGÍA AMBIENTAL / ENVIRONMENTAL GEOLOGY	
Explorando los sedimentos contaminados como una fuente potencial de recursos: un enfoque de procesamiento de minerales para la recuperación de materiales críticos / <i>Exploring polluted sediments as a potential resource: a mineral processing approach for the recovery of critical materials</i>	111-114
Diego Baragaño, Edgar Berrezueta y Juan María Menéndez-Aguado	
GEOLOGÍA MARINA / MARINE GEOLOGY	
Desarrollo de una nave superficial autónoma para el estudio de ambientes acuáticos: ejemplo de las lagunas de Rabasa / <i>Development of a superficial autonomous vehicle for aquatic environments study: example of the Rabasa lagoons</i>	115-118
Juan Leandro Ronda, Boualem Youcef Nassim Benabdeloued y José Enrique Tent-Manclús	
MINERALOGÍA / MINERALOGY	
Relaciones genéticas entre yacimientos de Fe-Mn en la Sierra del Cuera (Cordillera Cantábrica, NO de España) / <i>Genetic relationships between Fe-Mn ores in the Cuera Range (Cantabrian Mountains, NW Spain)</i>	119-122
Brais Gonzalo-Guerra, Nemesio Heredia y Pedro Farias	

SUMARIO / SUMMARY

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA / STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY

Ciclicidad climática en sedimentos lacustres de la Formación El Castellar (Cretácico inferior, Cordillera Ibérica) / *Climatic cyclicity of the lacustrine sediments of the El Castellar Formation (Early Cretaceous, Iberian Chain)* 3-6
Natalia Illueca, Carlos L. Liesa y Ana R. Soria

The Oko Limestones: a Late Miocene-Pliocene fluvial to palustrine-lacustrine carbonate wetland enclosed in the South-Pyrenean Thrust Front (Navarre, Spain) / *Las Calizas de Oko: un humedal fluvial a palustre-lacustre carbonático del Mioceno tardío-Plioceno encajado en el Frente Cabalgante Surpirenaico (Navarra, España)* 7-10
Asier Valenzuela, Zuriñe Larena, Xabier Murelaga and Juan Ignacio Baceta

La Formación Ermita y su significado en la cordillera Varisca / *Stratigraphic review of the Ermita Formation and significance in the Variscan Chain* ... 11-14
Javier Sanz-López y Silvia Blanco-Ferrera

Sedimentología de un sistema de abanico deltaico dominado por flujos supercríticos (Formación La Peza, ¿Serravaliense?-Tortonense basal, Cordillera Bética) / *Sedimentology of a supercritical-flow dominated fan delta (La Peza Formation, Serravalian? to Tortonian transition, Betic Cordillera)* 15-18
Fernando García-García y Juan Antonio Sánchez-Guerra

Evidence of a Cenomanian shallow-marine carbonate platform in the northwestern margin of the Bortziriak-Cinco Villas massif, eastern Basque-Cantabrian Basin / *Evidencia de una plataforma carbonatada marina somera de edad Cenomaniense en el margen noroeste del Macizo de Bortziriak-Cinco Villas, este de la Cuenca Vasco-Cantábrica* 19-22
Martin Ladron de Guevara, Arantxa Bodego, Eneko Iriarte, Luis Troya, Laura Damas-Mollá and Arantza Aranburu

Análisis de biolitos del Cámbrico Inferior en taludes carbonatados: Las calizas de Tamames (Salamanca) / *Analysis of Lower Cambrian bioliths in carbonated slopes: the Tamames limestone (Salamanca)* 23-26
Ismael Pinilla Serrano y Pedro Barba Regidor

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA / PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY

Cálculo de la (micro)tasa de alteración en calcarenitas expuestas en clima semiárido costero / *Directional analysis of the variation of the weathering (micro)rate in calcarenites exposed to coastal semiarid climate* 27-30
Javier Martínez Martínez, Édgar Berrezueta, Héctor Aguilera, Nicoletta Fusi y Miguel Gómez-Heras

Albitization evidences of Mesozoic carbonates: petrological study of authigenic albites in the northwest of the Bortziriak-Cinco Villas Massif, eastern Basque-Cantabrian Basin / *Evidencias de albitización de carbonatos mesozoicos: estudio petrológico de albitas autigénicas al noroeste del Macizo Bortziriak-Cinco Villas, este de la Cuenca Vasco-Cantábrica* 31-34
Martin Ladron de Guevara, Arantxa Bodego and Eneko Iriarte

Petrología estructural y mineralogía mantélica de la Peridotita de Loma Caribe, Cordillera Central, República Dominicana / *Structural petrology and mantle mineralogy of the Loma Caribe Peridotite, Cordillera Central, Dominican Republic* 35-38
Javier Escuder-Viruet, Mercedes Castillo Carrión, Álvaro Rubio Ordóñez, Francisco José Fernández, Fernando Pérez Valera, Javier Escuder-Magallón y Pablo Valverde Vaquero

Influencia de los minerales accesorios en las tierras raras de pizarras Ordovícicas (Fm. Luarca, Sinclinal de Truchas, León, España) / *Influence of accessory minerals on rare earth elements in Ordovician slates (Fm. Luarca, Truchas Syncline, León, Spain)* 39-42
Alba Lozano, Luis González-Menéndez, Fernando Gómez Fernández, Ignacio González-Álvarez, Pablo Caldevilla y Porfirio García de Arriba

Petrology and geochemical modeling (Ba-W-Sn) of the Peña do Seo granitoids (West Asturian-Leonese Zone, León, Spain) / *Petrología y modelización geoquímica (Ba-W-Sn) de los granitoides de Peña do Seo (Zona Asturoccidental-Leonesa, León, España)* 43-46
Pablo Caldevilla, Luis González-Menéndez, Alba Lozano, Fernando Gómez-Fernández and Ana María Castañón

CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA / QUATERNARY AND GEOMORPHOLOGY

El registro de tsunamis en costas áridas: 100 años después del tsunami de 1922 de Atacama en el norte de Chile / *Tsunami record on arid coasts: 100 years of the 1922 Atacama tsunami in northern Chile* 47-50
Manuel Abad, Tatiana Izquierdo, Maximiliano Forch, Perla Cortés, Gabriel Easton, José González-Alfaro, Ana Alvarado-Justo y Francisco Ruiz

Reconstrucción topográfica del paleoglaciar del valle del río Miera (Cantabria) durante el último máximo glaciar local / *Topographic reconstruction of the Miera river valley paleoglacier (Cantabria) during the local glacial maximum* 51-54
Laro Incera Sañudo, Laura Rodríguez-Rodríguez, Montserrat Jiménez-Sánchez

El paleomovimiento de Fonfría (Villablino, Cordillera Cantábrica) / *The Fonfría paleo-landslide (Villablino, Cantabrian Mountains)* 55-58
Ángela Suárez Rodríguez, Augusto Rodríguez García y Rodrigo Castaño de Luis

