

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

GEOGACETA

Sociedad Geológica de España

Vol. 70 · Julio - Diciembre / July - December 2021

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

www.geogaceta.com

© 2021 Sociedad Geológica de España

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.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 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: <http://www.geogaceta.com> alojada en el Servidor de la Universidad de Salamanca. La SGE informa que las ideas, opiniones y datos publicados son responsabilidad exclusiva de los autores. Los autores ceden los derechos de *copyright* a la SGE. Queda prohibida la reproducción, total o parcial, de textos e ilustraciones de esta revista con fines comerciales, sin autorización escrita de la SGE. Se permite la reproducción en fotocopias para uso personal.

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 y Scopus.

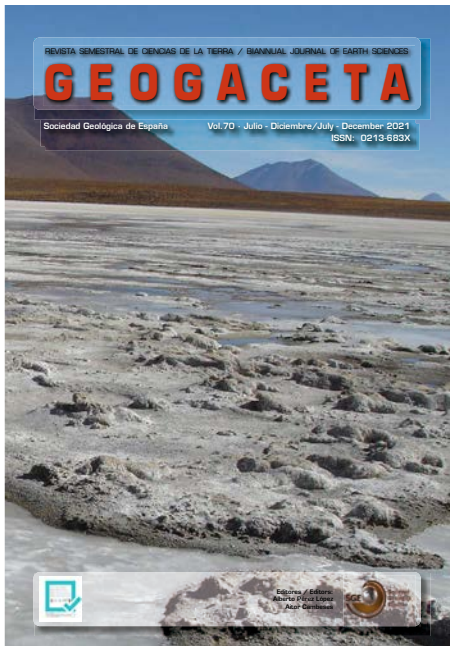
Suscripción anual: Tarifa ordinaria para el año en España y Portugal 42,00 € / Resto del mundo 51,00 €

Patrocina: Repsol Exploración S.L.

Imagen de portada / Cover illustration:

La Laguna Pastos Grandes (Bolivia) es un lago evaporítico somero que ocupa la caldera volcánica del mismo nombre. Alimentado por manantiales y ríos efímeros, la laguna contiene elevadas concentraciones de boro y litio de origen volcánico. La foto corresponde al borde del lago donde precipitan yeso y halita. En el sedimento, de forma intersticial, precipita ulexita (borato de calcio y sodio) de interés económico.

Autor: Javier García-Veigas.



Comunicaciones presentadas en la LXX Sesión Científica SGE - Virtual, 28 de mayo de 2021



GEOGACETA 70
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:

Álvaro Jiménez Berrocoso (Repsol)
Aitor Cambeses (Universidad de Granada)
Alberto Pérez López (Universidad de Granada)
José Eugenio Ortiz (Escuela Politécnica de Madrid).
SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

COMITÉ CIENTÍFICO / SCIENTIFIC COMMITTEE

CONSEJO ASESOR / ADVISORY BOARD

Juan Antonio Morales González (*Universidad de Huelva*), Miguel Gómez Heras (*Universidad Autónoma de Madrid*), María del Carmen Cabrera Santana (*Universidad de Las Palmas de Gran Canaria*), Pedro Huerta Hurtado (*Universidad de Salamanca*), José Eugenio Ortiz Menéndez (*Escuela Politécnica de Madrid*), Ana Ruiz Constan (*Instituto Geológico y Minero de España*), Davinia Díez Canseco Esteban (*Universidad de Alicante*), Ángel Salazar Rincón (*Instituto Geológico y Minero de España*), Pilar Mata Campo (*Instituto Geológico y Minero de España*), Álvaro Jiménez Berrocoso (*Repsol*), Manuel Díaz Azpiroz (*Universidad Pablo Olavide*) y Francisco Manuel Alonso Chaves (*Universidad de Huelva*).

CONSEJO CIENTÍFICO / SCIENTIFIC BOARD

Pedro Alfaro García (*Universidad de Alicante*), Francisco Manuel Alonso Chaves (*Universidad de Huelva*), María Luisa Arboleya Cimadevilla (*Universidad Autónoma de Barcelona*), Ignacio Arenillas Sierra (*Universidad de Zaragoza*), José Miguel Azañón Hernández (*Universidad de Granada*), Beatriz Bádenas Lago (*Universidad de Zaragoza*), Juan Carlos Balanyá Roure (*Universidad Pablo de Olavide*), José Borrego Flores (*Universidad de Huelva*), José Ignacio Canudo Sanagustín (*Universidad de Zaragoza*), Antonio Casas Sainz (*Universidad de Zaragoza*), César Casquet Martín (*Universidad Complutense de Madrid*), Alejandro Cearreta Bilbao (*Universidad del País Vasco*), Ahmed Chalouan (*Universidad Mohamed V-Agdal, Marruecos*), Julia Cuevas Urionabarrenechea (*Universidad del País Vasco*), Trinidad de Torres Pérez-Hidalgo (*Universidad Politécnica de Madrid*), Soledad Domingo Martínez (*Universidad Complutense de Madrid*), María José Domínguez Cuesta (*Universidad de Oviedo*), Javier Elorza Zanduetza (*Universidad del País Vasco*), Claudio Faccenna (*Universidad de Roma 3, Italia*), Agustina Fernández Fernández (*Universidad de Salamanca*), Carlos Fernández Rodríguez (*Universidad de Huelva*), Mercedes Ferrer Gijón (*Instituto Geológico y Minero de España*), Encarnación García Navarro (*Universidad de Huelva*), Jacinta García Talegón (*Universidad de Salamanca*), Juan Carlos Gutiérrez Marco (*Instituto de Geociencias IGEO; UCM-CSIC*), Pedro Huerta Hurtado (*Universidad de Salamanca*), María José Huertas Coronel (*Universidad Complutense de Madrid*), Juan Jiménez Millán (*Universidad de Jaén*), Carlos L. Liesa Carrera (*Universidad de Zaragoza*), Pedro L. López Julián (*Universidad de Zaragoza*), Francisco José Martínez Fernández (*Universidad Autónoma de Barcelona*), Blanca María Martínez García (*Universidad del País Vasco*), José Miguel Molina Cámara (*Universidad de Jaén*), Francisco Moral Martos (*Universidad Pablo de Olavide*), M. Francisco Pereira (*Universidad de Évora, Portugal*), Eduardo L. Piovano (*Universidad Nacional de Córdoba, Argentina*), Pedro M. Proença e Cunha (*Universidad de Coimbra, Portugal*), Diana Puigserver Cuerda (*Universidad de Barcelona*), Ángel Salazar Rincón (*Instituto Geológico y Minero de España*), Francisco Serrano Lozano (*Universidad de Málaga*), José Fernando Simancas Cabrera (*Universidad de Granada*), José Luis Simón Gómez (*Universidad de Zaragoza*), Juan Ignacio Soto Hermoso (*Universidad de Granada*), Fernando Tornos Arroyo (*Instituto de Geociencias IGEO; UCM-CSIC*), José María Tubía Martínez (*Universidad del País Vasco*), Iñaki Vadillo Pérez (*Universidad de Málaga*), César Viseras Alarcón (*Universidad de Granada*).

Montañas do Courel

Geoparque Mundial de la UNESCO



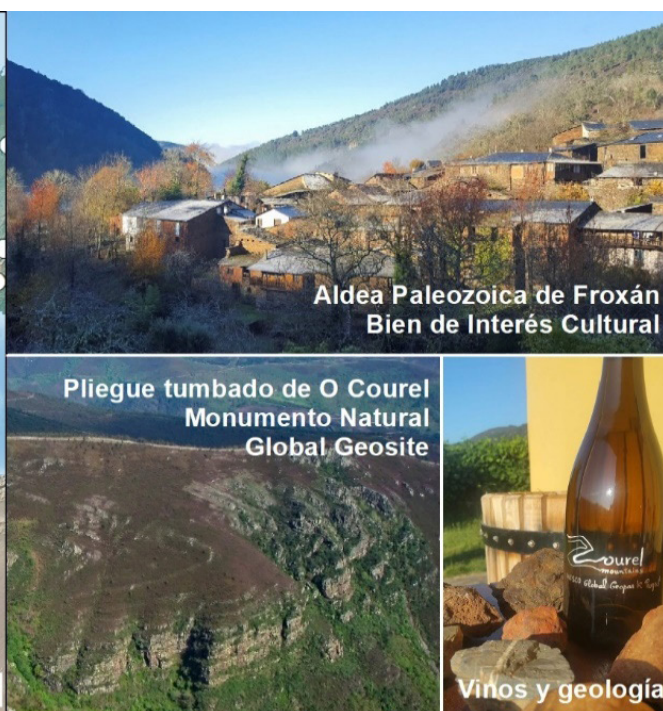
El Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel (2019) representa la naturaleza y cultura tradicional de Galicia, así como la indisoluble unión de los humanos con la geología. Sus montañas son el símbolo de identidad de los habitantes de toda la comarca, cuya forma de vida está adaptada al medio natural y volcada en su defensa y aprovechamiento responsable.

Las investigaciones geológicas realizadas ya desde mediados del siglo XX constituyen la base del Geoparque Montañas do Courel, ubicado en pleno Macizo Ibérico y formado fundamentalmente por pizarras y cuarcitas de edad Neoproterozoico a Carbonífero. El Geoparque atesora una gran geodiversidad, destacando el gran sinclinal tumbado de O Courel, declarado Global Geosite (2011) y Monumento Natural (2012). Además, destacan numerosos registros estratigráficos y paleontológicos del Paleozoico y Cuaternario, así como yacimientos de oro, antimonio y hierro, todos ellos ocultos en un abrupto paisaje con profundos ríos y escarpadas laderas. En las zonas más elevadas se conservan la huella de los glaciares pleistocenos, así como lagunas y cuevas kársticas con

registros paleoambientales y paleoclimáticos de extraordinario valor. La mayoría de los rasgos geológicos guardan una estrecha relación con el patrimonio cultural, minero y etnográfico local, elementos que contribuyen a incrementar el valor del patrimonio geológico del Geoparque. Se trata, por tanto, de una de las zonas más diversas a nivel geológico del noroeste peninsular.

La estrecha relación entre la geología y el desarrollo humano se muestra ya desde época prehistórica y romana (S. I-II d.C.), con 98 explotaciones auríferas y un túnel de 120 m de largo para desviar el río Sil. Además, destacan quince herrerías (S. XVI-IX) alimentadas por productores de carbón vegetal y las minas de hierro locales, 22 hornos de cal cercanas a las formaciones calcáreas cámbricas y ordovícicas, y por supuesto la pizarra, materia prima para la construcción desde el neolítico y actual motor económico del territorio. Todo esto complementa el rico y variado patrimonio histórico y etnográfico del primer Geoparque Mundial de la UNESCO de Galicia, aquí, en las Montañas do Courel.

<https://www.facebook.com/CourelMountainsGeopark>



Islas Cíes: una trampa eólica en la Ría de Vigo (Galicia, España) al final del último glaciar

Cíes Islands: a wind trap in the Ria of Vigo (Galicia, Spain) at the end of the Last Glacial

Carlos Arce Chamorro¹, Juan Ramón Vidal Romani¹ y Jorge Sanjurjo Sánchez¹

¹Instituto Universitario de Xeoloxía, Universidade da Coruña. ESCI, Campus de Elviña. 15071 A Coruña.

carlos.arce@udc.es; juan.vidal.romani@udc.es; jorge.sanjurjo.sanchez@udc.es

ABSTRACT

Cíes Islands have been an obstacle to the intense coastal winds from the North Atlantic, especially during the Quaternary glacial cycles. At the end of the Last Glacial period, the local sedimentary-record shows that sea-level decreased more than 100 m below present level. This sea-level drop transformed the archipelago into an emerged relief 300 m high, which probably deflected the wind and, at the same time, was able to capture aeolian sediments coming from a strip of the continental shelf also emerged. Under this hypothesis, these aeolian materials were deposited covering the contour of Cíes Islands. An example of these aeolian accretion processes is the eolianites outcrop located at Monteagudo Island (Cíes Islands, Galicia, Spain) interpreted as a climbing-dune which was active from the end of the Upper Pleistocene, partially covering the eastern slope. This deposit more than 3 meters thick with an OSL age of 35 ky (b2k) at the base and 17 ky at the top, is an evidence of the aeolisation developed in the Galician coast for thousands of years, finally disrupted when aeolian-supplies were suspended during Holocene post-glacial.

Key-words: Coastal eolianites; OSL-dating; Upper Pleistocene; glacio-eustasy; Cíes Islands, Galicia (NW of Spain).

Geogaceta, 70 (2021), 3-6
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Los sedimentos cuaternarios característicos de la costa atlántica de Galicia están representados por dos tipos de depósitos. Por una parte, bloques, cantos, gravas y arenas gruesas de playa (*shingle-beach*), más propios de una costa abierta y un medio de alta energía. Por otra, depósitos arenosos que están presentes en pequeños pero numerosos afloramientos distribuidos a lo largo de toda la costa del noroeste de la Península Ibérica, desde el norte de Portugal (Aveiro) hasta la costa cantábrica (San Juan de Luz, Francia). El origen de estos sedimentos se asume como eólico, como prueba el estudio realizado por Gutiérrez-Becker (2008). En cuanto a las eolianitas de la costa de Galicia, como la aquí estudiada, constituyen cuñas siliciclásticas bien seleccionadas, azoicas y de poco espesor

(<5 m), conformando cuerpos arenosos de tipo "duna rampante" (Gutiérrez-Becker, 2008) asociados específicamente a una etapa marina regresiva. El cálculo de una edad de formación mediante luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) ha permitido establecer una cronología aplicable a todos los depósitos equivalentes situados en la costa gallega entre 300 ka (eolianita de Penaboa, A Coruña, Galicia, España) (Trinidad *et al.*, 2013) y 15 ka (b2k) (Arce-Chamorro, 2017). Por su parte, las formaciones eólicas más recientes (<10 ka) se ven hoy afectadas por los procesos eólicos erosivos y/o están estabilizadas por la vegetación terrestre, aunque en las zonas más expuestas al viento y durante los temporales puedan reactivarse temporalmente por la rotura del manto vegetal. En otros casos, la conservación de las dunas se debe a la dinámica de vertiente desarrollada en

RESUMEN

Las Islas Cíes han constituido un obstáculo para los intensos vientos costeros del Atlántico Norte, especialmente durante las fases glaciares del Cuaternario. Al final del último glaciar el mar descendió más de 100 m por debajo de su nivel actual. Este descenso transformó el archipiélago en un relieve emergido de 300 m de alto, capaz de deflectar el viento y atraer, al mismo tiempo, sedimentos eólicos procedentes de una franja de plataforma continental también emergida. Bajo esta hipótesis, estos materiales eólicos se depositaron cubriendo el contorno de Cíes. Un ejemplo de estos episodios de acreción eólica es el afloramiento de eolianitas situado en la Isla de Monteagudo (Islas Cíes, Galicia, España), interpretado como una duna rampante que estuvo activa desde el final del Pleistoceno Superior, cubriendo parcialmente la vertiente oriental. Con un espesor de más de 3 metros y una edad (OSL) de 35 ka (b2k) en el muro y de 17 ka en el techo de la formación, este depósito es una prueba de la eolización desarrollada en la costa de Galicia durante miles de años, interrumpida al cesar los aportes durante el postglaciar holoceno.

Palabras clave: Eolianitas costeras; datación OSL; Pleistoceno Superior; glacio-eustasia; Islas Cíes, Galicia (N.O. de España).

Fecha de recepción: 14/01/2021

Fecha de revisión: 23/04/2021

Fecha de aceptación: 28/05/2021

algunos tramos acantilados de la costa gallega, fosilizando las eolianitas (Trinidad *et al.*, 2013; Gutiérrez-Becker, 2008) por recubrimiento. Todos estos depósitos eólicos se han emplazado en la línea de costa actual transportados por el viento durante la última regresión marina del Cuaternario (Vidal-Romani y Grandal-d'Anglade, 2018). El principal objetivo de este trabajo es establecer la procedencia y evolución de las arenas que conforman los afloramientos de eolianitas conservados en Islas Cíes (Pontevedra, Galicia, España).

Área de estudio

El archipiélago de las Islas Cíes se sitúa entre la plataforma continental de Galicia y la mitad norte de la boca de la Ría de Vigo (Fig.1). Está conformado por tres crestas graníticas (Monteagu-

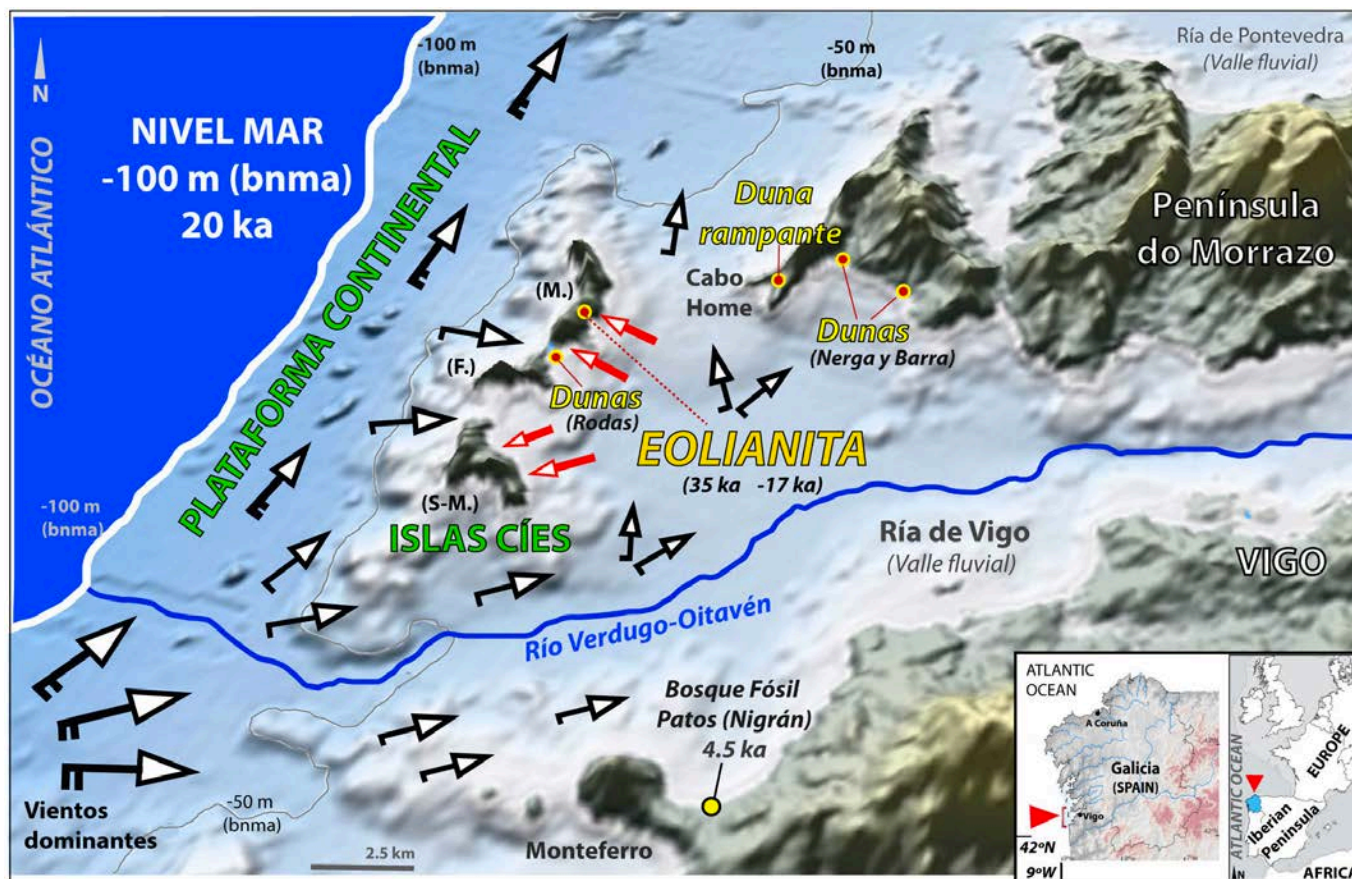


Fig. 1. Dirección de los vientos dominantes de componente N-NE (flechas negras con línea) como en la actualidad, atravesando la plataforma continental emergida con una línea de costa a -100 m bajo el nivel del mar actual (bnma), hace 20 ka. La disposición de los sedimentos eólicos finipleistocenos y holocenos en la vertiente oriental de Islas Cíes (Costas et al., 2009; Arce-Chamorro, 2017) sugiere variaciones locales en la dirección del viento rolando hacia el Oeste (flechas rojas) a partir de un nivel del mar inferior. (M: Isla de Monteagudo; F: Isla de Faro; S-M: Isla de San Martiño). Topografía y batimetría según EDMonet (2018). (Ver versión color en la web).

Fig. 1. Prevailing N-NE wind direction (black lined-arrows) as currently but crossing through the emerged continental platform with a sea-level of -100 m (below current sea-level) 20 ky ago. The presence of upper-Pleistocene and Holocene aeolian-sediments over the eastern slope of Cies Islands (Costas et al., 2009; Arce-Chamorro, 2017) would suggest local variations in the wind direction rolling to the West (red single arrows) from a lower sea-level. (M: Monteagudo Island; F: Faro Island; S-M: San Martiño Island). Topography and bathymetry from EDMonet (2018). (See color figure in the web).

do, Faro y San Martiño) en disposición N-S, de unos 4,5 km² y una altitud de hasta 197 m sobre el nivel del mar actual (snma). Por el Norte dista 2,5 km de Cabo Home (Península do Morrazo, Pontevedra) separado por un canal con una profundidad media de 25 m. Por el Sur dista 5 km hasta Monteferro (Nigrán, Pontevedra), aunque en este tramo la topografía sumergida es muy irregular (EDMonet-Bathymetry, 2018) ya que coincidió con la salida al mar del río Verdugo-Oitavén durante el último episodio glacial (Fig.1). La textura mayoritaria de los fondos marinos alrededor de las Islas Cíes es arenosa (Mohamed et al., 2010), con espesores de hasta 20 m (Rey-Salgado, 1993). Su topografía ofrece una clara disimetría, con una cara Oeste abrupta acantilada, sobre la que actualmente descarga toda su energía el Océano Atlántico y los fuertes vientos costeros. En la cara Este, más tendi-

da y protegida, se conserva la eolianita de Alto da Figueira (Isla de Monteagudo, Islas Cíes) (42°13'45"N, 8°54'15"O) (Fig.1 y 2), alcanzando hasta 3 m de espesor a +40 m (snma). Este depósito compactado está conformado por granos de cuarzo (>98 %). El tamizado seco proporciona clases mayoritarias correspondientes a arena fina y media (>90 %) (según Wentworth, 1922), con una morfología subredondeada (según Kumbrein y Sloss, 1963) analizada mediante lupa binocular. En el perfil (Fig.2) no se distinguen estructuras sedimentarias presentando un aspecto masivo, lo que indica un proceso de acreción propio de una duna rampante (Pye y Tsoar, 1990). Su coloración pardo-anaranjada se debe a la presencia de óxidos de hierro asociados a procesos de edafización posdeposicionales y lixiviados, al igual que otras dunas rampantes estudiadas en la costa de Galicia (Gutiérrez-Becker,

2008). Para datación OSL (Tabla I) se ha determinado la tasa de radiación (*dose rate*) mediante espectrometría gamma de alta resolución (Arce-Chamorro, 2017). La dosis equivalente se ha estimado mediante el protocolo SAR (*single aliquot regenerative-dose*; Murray y Wintle, 2000) en el Laboratorio de Luminiscencia de la Universidade da Coruña.

Muestra	N	Dr (Gy/ka)	De (Gy)	Edad (ka)
CIES 1	37	2,7±0,4	80±3	30±5
CIES 2	31	2,1±0,3	42±3	20±3

Tabla I. Número de alícuotas (N), dose rate (Dr), dosis equivalente (De) y Edad (ka b2k) para las muestras CIES 1 (a 200 cm) y CIES 2 (a 80 cm) – distancia de techo a muro.
Table I. Number of aliquots (N), dose rate (DR), equivalent dose (DE) and age (Edad, ky b2k) for samples CIES 1 (200 cm) and CIES 2 (80 cm)- distance from top to the base.

Discusión

La edad de formación del afloramiento de eolianitas de la Isla de Monteagudo (Cíes) se sitúa entre 35 ka y 17 ka (b2k) (Tabla I) y coincide con el final del último glacial (MIS2), al igual que otros afloramientos similares a lo largo de la costa de Galicia, como en Xalfas, Tal y Punta Mor-taza (A Coruña) (Arce-Chamorro, 2017). Dentro de este periodo se sitúan los mayores niveles regresivos del Hemisferio Norte (Waelbroeck *et al.*, 2002) si bien, en ese momento ya había comenzado la ablación glacial en los sistemas montañosos situados en el interior de Galicia y Norte de Portugal (Vidal-Romaní *et al.*, 1999, 2015), lo que sugiere que el máximo glacial en el noroeste peninsular debió ser anterior. Según el registro local, el proceso de acreción eólica en Cíes tuvo lugar con una línea de costa desplazada varios kilómetros hacia el Oeste (Fig.1), como confirma la presencia de arenas eólicas a 100 m de profundidad, hace 20 ka, en la plataforma interna de Cíes (Mohamed *et al.*, 2010). Esto significa una amplia franja de plataforma expuesta a los intensos vientos costeros. A falta de datos que determinen las paleocorrientes locales durante este periodo, se asume una dinámica eólica similar a la actual, como sugieren otros autores para explicar la evolución de cuerpos dunares de hasta 12 ka en la costa sur de Portugal, basados en modelos estacionales a nivel regional (Costas *et al.*, 2012). Considerando la acción de los vientos dominantes de componente N-NE (Fig.1), esta franja de plataforma continental emergida actuaría como área fuente de aportes eólicos, favoreciendo la movilización de campos de dunas hacia el continente sobre un relieve de escasa pendiente (<1 %). Se deduce, así, el origen de los materiales eólicos que recubren el contorno de Cíes. En este contexto paleogeográfico, el depósito arenoso aquí estudiado se interpreta como una duna rampante que alcanza una cota máxima de +40 m (snma) en la vertiente Este de la isla de Monteagudo (Cíes) (Fig.1), más suavizada, desarrollando hasta 3 m de potencia en su punto más alto. La ubicación de este y otros sedimentos eólicos en esta reducida área, como los niveles eólicos en Lagoa dos Nenos (Cíes) depositados hace más de 25 ka y hasta hace 4 ka BP (Costas *et al.*, 2009) (dunas de Rodas en la figura 1), implicaría que las arenas superaron el obstáculo que suponía el relieve

emergido de Cíes. Para ello, considerando los datos topográficos y sedimentológicos de estos fondos (Rey-Salgado, 1993; Mohamed *et al.*, 2010; EDMonet, 2018), se propone un modelo a partir del cual el viento aprovechó los pasos existentes entre las islas para canalizar las arenas y acumularlas en la vertiente oriental. Todavía considerando un nivel del mar inferior y fondos arenosos al descubierto, la disposición de estos depósitos eólicos (avanzando por la vertiente Este) indicaría, además, que el viento roló en sentido Oeste (Fig.1) generando un retorno de las arenas. Los mismos cambios de dirección, con vientos dominantes de N-NE y variaciones locales hacia el Oeste, son observables en Islas Cíes en la actualidad, aunque no mediante sedimentos sino a partir de la vegetación facetada existente en esta misma vertiente. Estas mismas circunstancias se repiten también en otras islas situadas más al Norte, como Ons y Sálvora (Rodríguez-Fernández, 2013). Por su parte, la movilización de dunas en el amplio corredor que delimita la boca de la Ría de Vigo, entre el sur de la Isla de San Martiño y Monteferro (Fig.1), se vería dificultada (o al menos condicionada) por la desembocadura de la red fluvial Verdugo-Oitavén (Fig.1).

Este modelo local, construido a partir del estudio y datación de la eolianita seleccionada en la Isla de Monteagudo (Cíes) del presente trabajo, explicaría la concentración de sedimentos eólicos alrededor, entre y sobre las Islas Cíes (Costas *et al.*, 2009; Mohamed *et al.*, 2010; Arce-Chamorro, 2017), poniendo en contexto los resultados (cronológicos, sedimentarios e hipsométricos) de estos autores, interpretados únicamente de

forma individual. Con elevaciones de hasta 300 metros, este relieve actuaría como polo de atracción del viento, deteniendo primero el avance de las dunas y provocando después la acumulación de arenas en los puntos de menor cota. No obstante, al igual que ocurre con otras dunas rampantes presentes en la costa acantilada de Galicia (Gutiérrez-Becker, 2008), la altura del obstáculo no supondría ningún inconveniente, pues los vientos acelerados por el efecto topográfico son capaces de superar obstáculos de más de 100 m (p.ej.: duna rampante de Cabo Home en Cangas (Pontevedra) (Fig.1), situada a 2,5 km de Cíes). La adaptación del viento a un relieve tan enérgico como el de la vertiente occidental de Cíes daría lugar, probablemente, a procesos de deflexión (Greeley e Iversen, 1985) que favorecieron (i) la movilización de sedimentos eólicos a lo largo de los corredores existentes entre las crestas graníticas de Cíes, (ii) la presencia de ventifactos en los relieves rocosos de las islas (aún sin estudiar) y (iii) la acumulación de arenas eólicas en la vertiente oriental de Cíes, como la eolianita aquí datada o las dunas de Rodas (Fig.1). Estas últimas formaciones incluyen vegetación dunar de al menos 6 ka BP (Costas *et al.*, 2009), evidenciando así la continuidad de este proceso eólico en Cíes. Así, con una línea de costa situada a -73 m bajo el nivel del mar actual (bnma) hace 9,4 ka (BP) (Nombela *et al.*, 2005), el actual archipiélago de Cíes continuaba emergido y unido al continente, favoreciéndose el avance de los campos de dunas hacia el interior de la Ría de Vigo durante el Holoceno. Prueba de ello es el edificio eólico sub-actual (<10 ka) (Gutiérrez-Becker, 2008) situado a unos 5 km de

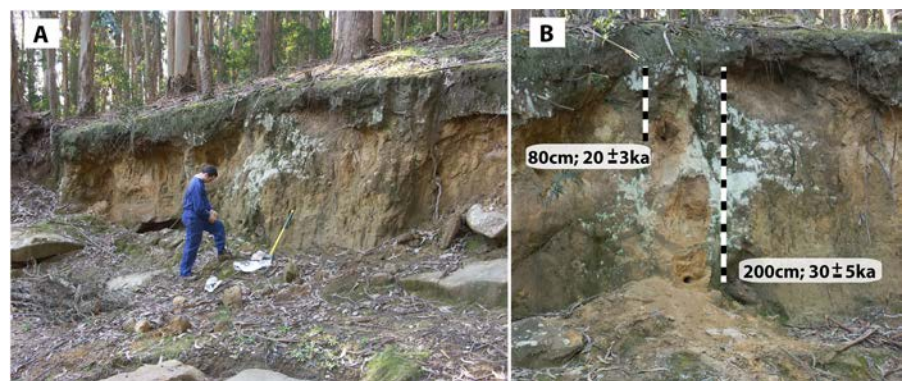


Fig. 2. (A): Afloramiento de eolianitas de Alto da Figueira en la Isla de Monteagudo (Islas Cíes). (B): Detalle del área de muestreo para datación OSL (Arce Chamorro, 2017). Estratigráficamente, ambas muestras ofrecen edades coherentes. (Ver versión en color en la web).
 Fig.2. (A): Eolianites outcrop from Alto da Figueira, located at Monteagudo Island (Cíes Islands). (B): Detail of sampling area for OSL dating (Arce Chamorro, 2017). Stratigraphically, both samples provide consistent ages. (See color figure in the web).

Cíes, en el límite occidental de la Península do Morrazo (Pontevedra) (campos de dunas de Nerga y Barra en la figura 1). Y también los bosques fósiles sepultados por dunas, como el bosque de Patos de 4,6 ka BP (Nigrán, Pontevedra) (Nombela *et al.*, 2005) (Fig.1) o el bosque de Vigo de 8 ka BP (César-Vila, 2018). Se puede establecer, por tanto, la generalización de este proceso de acreción eólica (eolización costera acumulativa) desde el final del último periodo glacial, como sugiere el modelo de evolución construido para la costa de Galicia durante el postglacial holoceno (Vidal-Romaní y Grandal-d'Anglade, 2018). Según este planteamiento, la movilización de dunas sigue siendo efectiva hasta hace menos de 4 ka, aún reduciéndose los aportes al subir el nivel del mar. Así lo confirma la duna de 2,5 ka (b2k) que cubre el islote Areoso en la Ría de Arousa (Pontevedra) (López-Romero *et al.*, 2020). Se propone, por tanto, un modelo de evolución coherente y ordenado para el afloramiento de eolianitas finipleistoceno de Islas Cíes aquí estudiado y para otras formaciones eólicas relictas emplazadas en la costa actual de Galicia.

Conclusiones

La formación del afloramiento de eolianitas de Islas Cíes corresponde al final del máximo regresivo del Pleistoceno superior en Galicia (Arce-Chamorro, 2017). Durante esta etapa la línea de costa fue desplazada hacia el Oeste varios kilómetros. Esto supuso la exposición de una franja de plataforma continental, cubierta mayoritariamente de arenas (Rey-Salgado, 1993; Mohamed *et al.*, 2010). Esta franja actuaría como área fuente para los sedimentos eólicos que fueron emplazados progresivamente hasta la línea de costa actual.

La disposición del edificio eólico finipleistoceno en la Ría de Vigo implicaría que los campos de dunas movilizados desde esta franja de plataforma continental ingresaron en la ría (emergida), superando la barrera topográfica de Cíes (también emergida). Los sedimentos eólicos que alcanzaron la vertiente oriental de Cíes fueron redirigidos, hipotéticamente, por vientos que rolaron hacia el oeste adecuándose al relieve.

Este proceso de eolización costera acumulativa tuvo continuidad durante la transgresión posglacial holocena (Vidal-Romaní y Grandal-d'Anglade, 2018), deteniéndose cuando el mar alcanzó cotas próximas a las actuales hace menos de 2,5 ka (López-Romero *et al.*, 2020). En ese momento se detuvieron los aportes, siendo relevados por procesos eólicos erosivos que afectaron a todos los edificios eólicos existentes en la costa de Galicia (Gutiérrez-Becker, 2008).

Agradecimientos

Un especial agradecimiento a D. José Antonio Fernández Bouzas, Director del PNMTIIAA-Islas Cíes por las facilidades para recorrer el Parque y realizar la toma de muestras. Este trabajo fue financiado con una ayuda de la Xunta de Galicia (ED431B 2018/47) al Grupo Interdisciplinar de Patrimonio Cultural e Xeolóxico CULXEO.

Nuestro agradecimiento a los revisores anónimos y editores (D. Alberto Pérez López y D. Aitor Cambeses) por sus comentarios y recomendaciones.

Referencias

- Arce-Chamorro, C. (2017). Datación por luminiscencia de depósitos fluviales y eólicos en el margen occidental de Galicia. Tesis Doctoral, Univ. da Coruña, 399 p.
- César-Vila, M. (2018). Memoria técnica ED 102A 2016/072-0. Xunta de Galicia, 177 p.
- Costas, S., Muñoz-Sobrino, C., Alejo, I. y Pérez-Alurcea, M. (2009). Earth Surf. Process. Landforms, doi: [10.1002/esp.1849](https://doi.org/10.1002/esp.1849).
- Costas, S., Jerez, S., Trigo, R.M.; Bogle, R., Rebêlo, L. (2012). Quaternary Science Reviews, doi: [10.1016/j.quascirev.2012.03.008](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.03.008).
- EDMOnet Bathymetry (2018) <https://www.emodnet-bathymetry.eu/>.
- Greeley, R. e Iversen, J.D. (1985). Wind as a Geological Process on Earth, Mars, Venus and Titan. Cambridge University Press. Cambridge, 333 p.
- Gutiérrez-Becker, L. (2008). Caracterización de los sistemas dunares costeros del NW ibérico y su evolución durante el Cuaternario. Tesis Doctoral, Univ. da

Coruña. 283 p.

- Krumbrein, W.C. y Sloss, L.L. (1963). Stratigraphy and Sedimentation. W.H. Freeman and Co., San Francisco, 660 p.
- López-Romero, E., Bóveda-Fernández, M.J., Güimil-Fariña, A., Mañana-Borrazás, P., Sanjurjo-Sánchez, J., Vázquez-Collazo, S., Vilaseco-Vázquez, X.I. (2020). En: I International webinar. IRN PrehCOAST - French Prehistoric Society. Communications 1, 15.
- Murray, A.S. y Wintle, A.G. (2000). Radiation Measurements, doi: [10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X).
- Mohamed, K.J., Rey, D., Rubio, B., Vilas, F., Frederichs, Th. (2010). Quaternary Research, doi: [10.1016/j.yqres.2010.02.003](https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.02.003).
- Nombela, M.A., Alejo, I., Bernárdez, F., Clemente, F., Costas, S., Diz, P., Fernández-Bastero, S., Francés, G., Gago-Dupont, L., García, T., González-Alonso, D., González-Álvarez, R., González-Villanueva, R., Liqueste, C., Pena, L.D., Pérez-Alurcea, M. (2005). En: Coastal Hope Conference Proceedings 1, 99-100.
- Pye, K. y Tsoar, H. (1990). Aeolian sand and sand dunes. Unwin Hyman Ltd., London, 400 p.
- Rey-Salgado, J. (1993). Instituto Español de Oceanografía 17, 233p.
- Rodríguez-Fernández, R. (2013) Guía Geológica del Parque Nacional de las Islas Atlánticas de Galicia. IGME. 202 p.
- Trinidad, M.J., Prudêncio, M.I., Sanjurjo-Sánchez, J., Vidal-Romaní, J.R., Ferraz, T., Fernández-Mosquera, D., Dias, M.I. (2013). Geológica Acta, doi:[10.1344/105.000001838](https://doi.org/10.1344/105.000001838).
- Vidal-Romaní, J.R., Fernández-Mosquera, D., Martí, K., De Brum-Ferreira, A. (1999). Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe 24, 7-29.
- Vidal-Romaní, J.R., Fernández-Mosquera, D., Martí, K. (2015). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe 38, 25-44.
- Vidal-Romaní, J.R. y Grandal-d'Anglade, A. (2018). Cadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe, doi: [10.17979/cad-laxe.2018.40.0.4921](https://doi.org/10.17979/cad-laxe.2018.40.0.4921).
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J., Lambeck, K., Balbon, E. y Labracherie, M. (2002). Quaternary Science Reviews, doi: [10.1016/S0277-3791\(01\)00101-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00101-9).
- Wentworth, C.K. (1922). Journal of Geology 30, 377-392.

Posibles evidencias morfo-sedimentarias del tsunami de Atacama de 1922 en el Parque Nacional Pan de Azúcar (norte de Chile)

Possible morpho-sedimentary evidence of the 1922 Atacama tsunami in the Pan de Azúcar National Park (northern Chile)

Manuel Abad¹, Tatiana Izquierdo^{1,2,3}, Germán Carrasco³, Joaquín Rodríguez-Vidal⁴ y Francisco Ruiz⁴

¹ Área de Geología, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos, c/Tulipán s/n, 28933 Móstoles, Madrid (España). manuel.abad@urjc.es

² Instituto de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Universidad de Atacama (IDICTEC-UDA), Avenida Copayapu 485, Copiapó (Chile). tatiana.izquierdo@uda.cl

³ Grupo de investigación Recursos Hídricos y Geología del Cuaternario de Atacama, Universidad de Atacama, Avenida Copayapu 485, Copiapó (Chile). german.carrasco@alumnos.uda.cl

⁴ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, Campus del Carmen, 21007, Huelva (España). jrvidal@dgeo.uhu.es, ruizmu@uhu.es

ABSTRACT

The 1922 Atacama Earthquake is one of the largest megathrust earthquakes of the 20th century in the limit between the Nazca and South American plates. The main damages of the associated tsunami occurred in the coast of northern Chile. In the city of Chañaral, one of the most affected, a maximum flood height of 9 m above sea level and a horizontal inundation of 200 m were reached. The aim of this study is to analyze the geological record of this event in Pan de Azúcar National Park, 10 km north of this port city, where erosive forms and boulder fields have been described evidencing the wave action on the nearshore at heights above the winter storms. This work highlights the need to deepen in the study of the coarse-grain deposits in arid coastal systems to identify the record of tsunamis where their preservation potential is low, and their evidence is masked in the littoral landscape.

Key-words: tsunami deposit, boulder field, 1922 earthquake, Chile, Atacama Desert.

RESUMEN

El gran terremoto de 1922 de Atacama es uno de los mayores eventos sísmicos del siglo XX en el límite de subducción entre las placas de Nazca y Sudamérica. Los principales daños provocados por el tsunami asociado ocurrieron en el litoral del norte de Chile. En la ciudad de Chañaral, una de la más afectadas, se alcanzó una cota máxima de inundación de 9 m sobre el nivel del mar y una inundación horizontal de 200 m. En este trabajo se aborda el estudio del registro geológico de este evento en el Parque Nacional Pan de Azúcar, 10 km al norte de esta ciudad portuaria, donde se describen formas erosivas y campos de bloques a cotas topográficas por encima de la zona de acción de temporales de invierno. Este trabajo resalta la necesidad de profundizar en el análisis de depósitos de grano grueso en sistemas costeros áridos para la identificación del registro de tsunamis, donde su potencial de preservación es bajo y sus evidencias tienden a aparecer enmascaradas en el paisaje litoral.

Palabras clave: depósito de tsunami, campo de bloques, terremoto de 1922, Chile, Desierto de Atacama.

Geogaceta, 70 (2021), 7-10
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/06/2020
Fecha de revisión: 23/04/2021
Fecha de aceptación: 28/05/2021

Introducción

La costa de Chile se considera una zona de alta peligrosidad sísmica y ante tsunami (Kulikov *et al.*, 2005), al estar localizada próxima al límite convergente entre las placas de Nazca y la Sudamericana (DeMets *et al.*, 2010). Este margen activo genera terremotos con mecanismos focales y magnitudes lo suficientemente grandes como para desencadenar tsunamis destructivos. Los grandes terremotos, con segmentos de ruptura > 400 km, no se han repetido en la misma latitud más de dos veces durante los últimos 5 siglos. Específicamente, Klein *et al.* (2017) proponen la ocurrencia de terremotos gigantes, como el evento histórico de 1730 (Mw~9.1-9.3; Carvajal *et al.*, 2017a), cada 300 años para el sector central de la costa chilena. En este sentido, la única evidencia geológica de un

evento tsunamigénico de Mw~9 en las costas más meridionales del Desierto de Atacama ha sido descrita por Abad *et al.* (2020). Estos autores datan este registro entorno al siglo XV. En tiempos históricos los grandes terremotos (Mw ≥ 8) en este sector ocurrieron en 1819 y 1922.

El gran terremoto de 1922 de Atacama constituye uno de los mayores eventos sísmicos del siglo pasado en este límite de placas (Ruiz y Madariaga, 2018). Su duración estimada fue de 75 s, lo que sugiere una longitud de ruptura de entre 250 y 450 km (Kelleher, 1972), aunque todavía existen dudas sobre la localización exacta del epicentro (latitud ~28,5°S) y su magnitud, que ha sido revisada en varias ocasiones en las últimas décadas, Ms~8,3 (Beck *et al.*, 1998) y Mw ~8,5 - 8,6 (Carvajal *et al.*, 2017b).

El impacto del tsunami asociado a este sismo se describe a lo largo de todo

el Pacífico, afectando a Japón y Hawái con alturas de inundación > 1 m (Tsuji 2013; Cáceres, 2016). A lo largo del litoral del norte de Chile los daños fueron muy extensos, especialmente entre las ciudades de Coquimbo y Chañaral (Fig. 1). En la zona cercana al litoral de esta última ciudad se registran los daños más graves al ser impactada por tres grandes olas (Cáceres, 2016 y referencias incluidas). La primera ola alcanzó el puerto una hora después del sismo. La altura de inundación media sobre el terreno varió entre 2 y 3 m, aunque la cota máxima de inundación marina llegó hasta los 9 m sobre el nivel del mar (s.n.m) (Lomnitz, 1970). La distancia de penetración de la inundación fue de 200 m.

A pesar de considerarse uno de los eventos sísmicos y tsunamigénicos más importantes del siglo XX, los trabajos dedicados al análisis de su registro geo-

lógico son muy escasos. El objetivo de este trabajo es abordar esta temática en el Parque Nacional (P.N.) Pan de Azúcar, 10 km al norte de la ciudad de Chañaral.

Localización

El área de estudio se localiza en el borde litoral del P.N. Pan de Azúcar (Fig. 1), en las estribaciones occidentales de la Cordillera de la Costa. La costa en este sector se clasifica como micromareal con un oleaje dominante del SW que posee alturas significativas de 2,04 m (Campos, 2016). La altura máxima registrada para el oleaje de tormenta es de 4,26 m.

La geología de este dominio andino se caracteriza por la presencia de un basamento metamórfico de edad paleozoica intruido por cuerpos plutónicos de edad Pérmico-Jurásico (Godoy y Lara, 1998). Sobre los anteriores se disponen mediante inconformidad retazos de formaciones neógenas detríticas costeras y diferentes formaciones superficiales continentales y marinas de edad cuaternaria. Dentro de las formaciones costeras destacan las playas arenosas, que se desarrollan en ensenadas delimitadas por espolones rocosos. Hacia tierra es frecuente la aparición de un acantilado costero, de escasa altura, labrado en el sustrato neógeno, y terrazas marinas de edad Pleistoceno superior (Izquierdo *et al.*, 2020). La zona de anteplaya es alcanzada por abanicos aluviales recientes y fondos de quebrada torrencial que nacen en los relieves cercanos, cuya superficie puede estar cubierta por un extenso manto eólico. Un cordón litoral dunar embrionario de escasa altura se extiende a lo largo del pie del acantilado costero. Las evidencias de eventos marinos de alta energía se han identificado en Playa Piqueros y Playa Blanca, en el extremo norte del Parque Nacional (Fig. 1), distanciadas 4 km entre sí.

Metodología

Se realizaron esquemas geomorfológicos detallados de ambas playas, con énfasis en las formas y depósitos recientes asociados con eventos marinos de alta energía. En los campos de bloques se procedió a georreferenciar cada uno de ellos, se midió la longitud de sus ejes a-b-c y se estimó su volumen multiplicando los 3 ejes para aquellos bloques que presentaban una geometría subrectangular y mediante triangulación de su

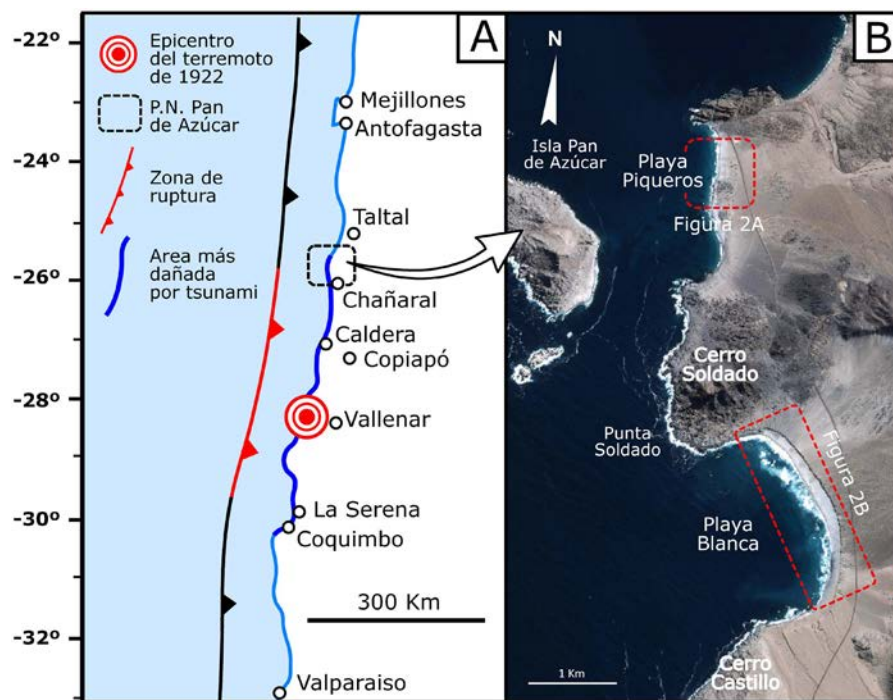


Fig. 1. Localización de las zonas de estudio en la costa del sur del Desierto de Atacama a lo largo del segmento de subducción de Atacama con la indicación del epicentro del terremoto de 1922. B) Localización de las dos playas con evidencias morfo-sedimentarias de tsunamis recientes en el P.N. Pan de Azúcar. Ver figura en color en la web.

Fig. 1. A) Location of the study area on the coast of the southern Atacama Desert along the Atacama subduction segment with indication of the 1922 earthquake epicenter. B) Location of the two beaches with morfo-sedimentary evidence of recent tsunamis in the Pan de Azúcar N.P. See color figure in the web.

área para los que tenían una forma más irregular. Finalmente, su peso se calculó en base a una densidad de 2,031 kg/m³ (Abad *et al.*, 2020). La forma de los bloques fue establecida siguiendo la metodología de Blott y Pye (2008). La velocidad requerida para superar el umbral de transporte de los bloques, en un escenario de partida de "estrato único", se estimó siguiendo la propuesta de Nandaseña *et al.* (2011).

Resultados

Playa Piqueros

En esta playa aparece un campo de bloques de ~500 m² sobre una terraza marina conformado por 9 fragmentos de calcarenitas y areniscas (Tabla I), además de multitud de bloques más pequeños de rocas ígneas y metamórficas (Fig. 2A). La cota topográfica de distribución de estos elementos es bastante homogénea, entre 6 y 9,5 m s.n.m. La procedencia de estos elementos, en la mayor parte de los casos, es el techo del depósito de la terraza marina, que aflora extensamente cerca de la zona intermareal de la playa.

El peso de los bloques varía entre 100

kg y 17 T. El más pesado y de mayores dimensiones alcanza una altura de 8,5 m s.n.m. y una distancia con respecto a su zona de procedencia de 50 m (B2 en Tabla I, Figs. 2C y 2F). La morfología de los bloques es eminentemente plana y cuadrangular. Las características estratigráficas obtenidas del análisis de la terraza han permitido deducir qué bloque se encuentra en posición normal y cual, invertido, siendo esta última, la disposición más frecuente.

La playa está delimitada hacia tierra por un pequeño escarpe erosivo, de 1-1,5 m de altura y trazado irregular, labrado sobre los materiales de la terraza marina. En estos depósitos se desarrolla una red de fracturas verticales con patrón en zig-zag y aperturas de 5 a 20 cm que delimitan grandes bloques, que aparecen ligeramente desplazados respecto a su posición original.

Playa Blanca

En el sector norte de la playa es patente un importante retroceso del acantilado marino holoceno, que alcanza una altura de 10 m s.n.m. Al pie de este se acumulan y apilan grandes lajas de estratos de calcarenita (Figs. 2B y 2D). Mu-

chos de estos grandes bloques aparecen imbricados hacia tierra a cotas entre 5 y 8 m s.n.m., lo que refleja su transporte tractivo y acumulación en condiciones de alta energía. La distancia que separa la actual línea de costa de estos cantiles es superior a 100 m.

Por otro lado, se describe la aparición de una orla de cantos redondeados y tamaño inferior a 10 cm, con fragmentos de fauna costera (moluscos y cirrípedos) en la zona de anteplaya. Esta orla de cantos alcanza algunas quebradas incididas en el acantilado a lo largo de la playa. Su ancho es superior a los 25 m y define un pavimento distanciados de la zona intermareal entre 50 y 110 m, tendiendo incluso a recubrir un campo de pequeñas dunas embrionarias. Finalmente, en la zona intermareal baja del sector central y sur de la playa es posible observar durante la bajamar un extenso campo de bloques de

grandes dimensiones (Fig. 2E). Su naturaleza litológica es variada, predominando los bloques metamórficos y tonalíticos. Los bloques localizados en las zonas más alejadas de la costa presentan un mayor volumen, gradando en sus dimensiones hacia la anteplaya, lo que evidencia su transporte desde el mar y hacia tierra.

Discusión y conclusiones

El campo de bloques de Playa Piqueros, así como la red de fracturas desarrolladas en el borde del escarpe que se labra en la terraza marina, presenta similitudes claras con las descritas para depósitos de techo de acantilado asociados a tsunamis en áreas cercanas (Abad *et al.*, 2020). La altura máxima de inundación inferida en base a la aparición de los bloques movidos (~9,5 m s.n.m) indica que la acción de las olas que generaron este

depósito alcanzó cotas topográficas muy superiores a las descritas para los grandes temporales de invierno en las últimas décadas. Por otro lado, la aplicación de ecuaciones hidrodinámicas (Nandasena *et al.*, 2011) permite inferir que la velocidad que debió alcanzar la corriente para erosionar el bloque más pesado (B2) del borde de la terraza y transportarlo más de 50 m fue de 10 m/s (Fig. 3). El desmembramiento del resto de los bloques del escarpe requeriría, considerando un escenario de partida en que conformaban un estrato único, velocidades de corriente de ~4-7 m/s.

La relativa baja densidad de aparición de los bloques puede reflejar la escasa disponibilidad de elementos en esta zona o la dificultad del flujo para erosionarlos y transportarlos tierra adentro, mientras que la ausencia de capas de sedimentos arenosos se justificaría mediante la posible movilización por parte del viento de los depósitos acumulados en la llanura litoral (Spiske *et al.*, 2013).

Por otro lado, el registro morfo-sedimentario de Playa Blanca también pone de manifiesto la acción de grandes olas, que alcanzaron el acantilado costero actual, provocando su retroceso y el desplome, y la acumulación de lajas de calcarenitas al pie del mismo. De esta forma, aunque el origen del escarpe costero se relaciona con el máximo transgresivo Holoceno, este habría experimentado, al menos, un episodio de erosión posterior asociado a un evento marino de alta energía. Esta erosión también habría favorecido la disponibilidad de bloques caídos en la playa, que actualmente aparecen apilados e imbricados hacia tierra. En la zona de anteplaya del sector central y sur, donde el ancho del cordón litoral es mayor, la formación de un pavimento de cantos con fauna marina evidencia la acción de grandes olas que atravesaron todo el cordón litoral y alcanzaron el pie del acantilado. El campo de bloques dispersos en la zona intermareal baja actual indica la erosión y transporte de grandes bloques de sustrato desde zonas adyacentes y cabos rocosos que delimitan la caleta al sur. Estos fragmentos, cuyo peso alcanza decenas de toneladas, fueron transportados hasta su posición actual donde aparecen varados.

Tal y como sucede en Playa Piqueros, el cortejo morfo-sedimentario de Playa Blanca refleja la acción de grandes olas en toda la bahía. La ausencia de depósitos de techo de acantilado indicaría que

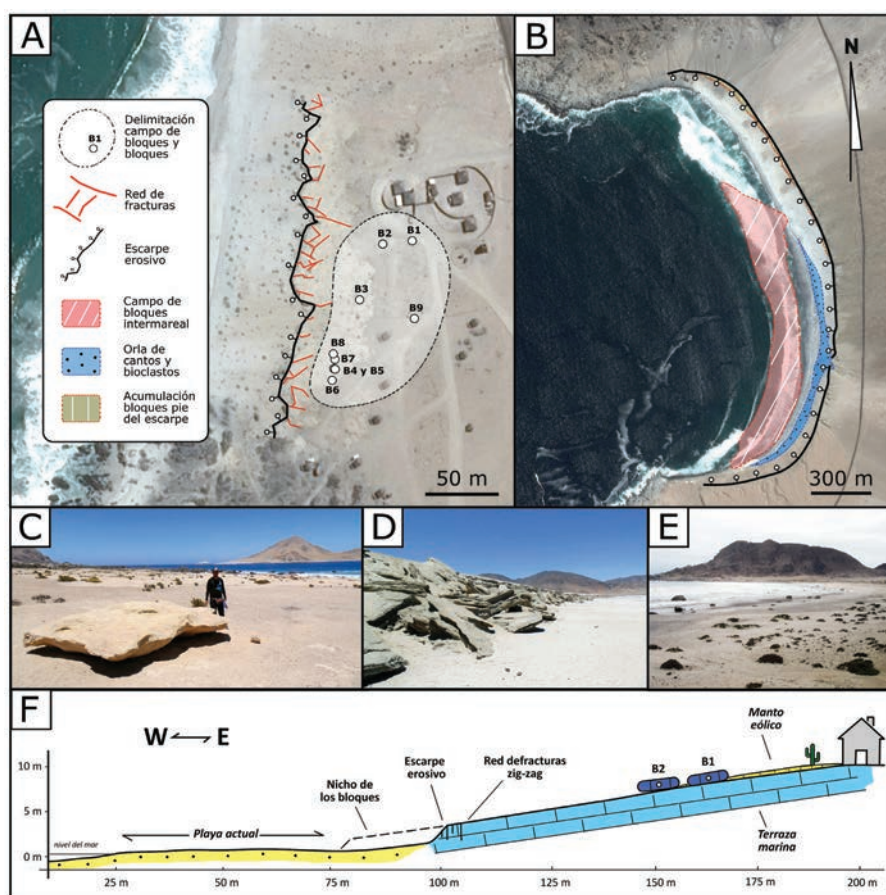


Fig. 2. A) y B) Esquema geomorfológico simplificado de Playa Piqueros y Playa Blanca, respectivamente, donde se observan las principales evidencias de tsunamis. C) Bloque BII en Playa Piqueros. D) Acumulación de bloques al pie del acantilado costero en Playa Blanca. E) Campo de bloques en la zona intermareal de Playa Blanca. F) Corte simplificado donde se ilustra la distribución altitudinal de los bloques de mayores dimensiones en Playa Piqueros. Ver figura en color en la web.

Fig. 2. A) and B) simplified geomorphological sketches of Playa Piqueros and Playa Blanca, respectively, where the main evidence of tsunamis can be observed. C) Boulder BII in Playa Piqueros. D) Boulder accumulation at the coastal cliff foot in Playa Blanca. E) Boulder field in the intertidal zone of Playa Blanca. F) Simplified cross-section with indication of the topographic height of the larger boulders in Playa Piqueros. See color figure in the web.

Bloque	Ejes (m)			Área (m ²)	Volumen (m ³)	Peso (T)	Posición	Distancia costa (m)	Distancia escarpe (m)	Cota (m s.n.m.)	Clasificación*
	a	b	c								
B1	2,4	2,2	0,5	5,2	2,7	5,4	Normal	156	68	9	Plate
B2	4,1	2,3	0,9	9,5	8,6	17,5	Normal	130	50	8,5	Blade
B3	2,3	1,5	0,2	3,4	0,8	1,6	Invertido	117	34	8	Plate
B4	1,6	1,2	0,3	1,9	0,6	1,2	Invertido	106	19	7,5	Slab
B5	0,6	0,4	0,2	0,3	0,1	0,1	Invertido	113	19	7	Flat block
B6	1,5	1,1	0,3	1,7	0,5	1	Invertido	122	16	7	Slab
B7	1,2	1,1	0,2	1,3	0,2	0,4	Invertido	112	21	7	Plate
B8	1,4	0,8	0,3	1,1	0,3	0,6	Invertido	108	14	7	Blade
B9	0,9	0,7	0,4	0,6	0,2	0,5	Invertido	155	66	9,5	Blade

Tabla I. Principales características de los bloques en Playa Piqueros. *Clasificación de la morfología de los bloques según Blott y Pye (2008).
*Table I. Main characteristics of the boulders located at Playa Piqueros. *Boulders morphology classification according to Blott and Pye (2008).*

las olas no llegaron a superar el desnivel, de unos 10 m, focalizándose su capacidad erosiva en los materiales blandos de su base. La penetración horizontal que marcan los depósitos y la cota topográfica que alcanzan, así como la formación del campo de grandes bloques intermareal, pueden interpretarse como la impronta de un evento de alta energía con altura de inundación <10 m.

En conjunto, la situación relativamente protegida del oleaje de ambas playas, las características sedimentológicas de las evidencias descritas, así como la cota de aparición y la distancia respecto a la línea de costa de los cortejos morfo-sedimentarios, reflejan la acción de uno o varios eventos marinos excepcionales muy por encima de la acción de los temporales invernales en este sector del litoral del Desierto de Atacama. El

excelente estado de preservación de las formas y depósitos indican su formación reciente. Además, la altura máxima de inundación inferida en base a las distintas evidencias en ambas playas, próxima a los 9 m s.n.m. es muy similar a la descrita en crónicas históricas para el *run-up* en la ciudad de Chañaral durante el tsunami de 1922. Todo lo anterior permite proponer que estas formas y depósitos fueron generadas por este evento, sin que podamos descartar por completo que las evidencias descritas no incluyan, en parte, el registro de otros eventos anteriores de magnitud similar. Este trabajo resalta la necesidad de profundizar en el análisis sedimentológico y geomorfológico de depósitos de campos de bloques en sistemas costeros áridos para la identificación del registro de tsunamis.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto DIUDA Programa Inserción N°22365 de la Universidad de Atacama. Los autores agradecen al Dr. José Mediato (IGME) y a la Dra. Nieves López (IEO) sus comentarios y sugerencias que han mejorado la versión final de este trabajo.

Referencias

Abad, M., Izquierdo, T., Cáceres, M., Bernárdez, E. y Rodríguez-Vidal, J. (2020). *Sedimentology*, 67(3), 1505-1528.
 Beck, S., Barrientos, S. y Kausel, E. (1998). *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), 115-129.
 Blott, S.J. y Pye, K. (2008). *Sedimentology*, 55, 31-63.
 Cáceres, M. (2016). *El terremoto que destruyó Atacama*. Ediciones On Demand,

Santiago, 93 p.
 Campos, R. (2016). *Análisis de marejadas históricas y recientes en las costas de Chile*. Memoria de Título de Ingeniería Civil Oceánica. Univ. de Valparaíso, 189 p.
 Carvajal, M., Cisternas, M. y Catalán, P.A. (2017a). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(5), 3648-3660.
 Carvajal, M., Cisternas, M., Gubler, A., Catalán, P.A., Winckler, P. y Wesson, R.L. (2017b). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(1), 4-17.
 DeMets, C., Gordon, R.G. y Argus, D. F. (2010). *Geophysical Journal International*, 181, 1-80.
 Godoy, E. y Lara, L. (1998). *Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 5-6, 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.
 Izquierdo, T., Carrasco, G., Rodríguez-Vidal, J., Ruiz, F. y Abad, M. (2020). *Geogaceta*, 67, 111-114.
 Kelleher, J.A. (1972). *Journal of Geophysical Research*, 77(11), 2087-2103.
 Klein, E., Vigny, C., Fleitout, L., Grandin, R., Jolivet, R., Rivera, E. y Métois, M. (2017). *Earth and Planetary Science Letters*, 469, 123-134.
 Kulikov, E.A., Rabinovich, A.B. y Thomson, R.E. (2005). *Natural Hazards*, 35, 185-209.
 Lomnitz, C. (1970). *Geologische Rundschau*, 59, 938-960.
 Nandasena, N.A.K., Paris, R. y Tanaka, N. (2011). *Marine Geology*, 281, 70-84.
 Ruiz, S. y Madariaga, R. (2018). *Tectonophysics*, 733, 37-56.
 Spiske, M., Piepenbreier, J., Benavente, C. y Bahlburg, H. (2013). *Earth-Science Reviews*, 126, 58-73.
 Tsuji, I. (2013). *Tsunami Engineering*, 30, 61-68.

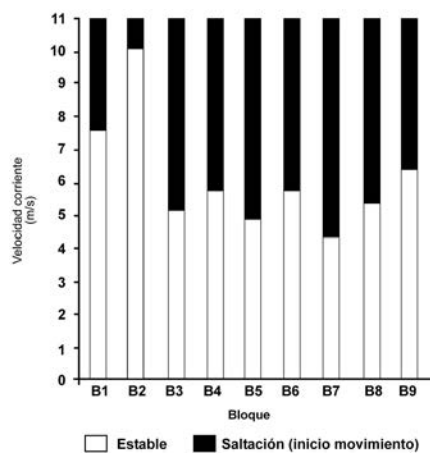


Fig. 3. Histograma de velocidades de corrientes para el umbral de movimiento de los bloques ante un escenario de estrato unido.

Fig. 3. Flow velocities histogram for a pre-transport setting in a boulder joint-bound scenario.

Topography and drainage system evolution in the "Volubilis basin" (South Rifain Ridges, Northern Morocco)

Topografía y evolución de los sistema de drenaje en «cuenca de Volubilis» (Cadenas sud-rifeñas, Marruecos)

Afaf Amine^{1*}, Hmidou El Ouardi², Maria mazouar³, Mohamed Habibi² and Mustapha Bouloul²

¹Geosciences laboratory, Department of Geology, Faculty of Sciences, Mohammed V University in Rabat, 4 Avenue Ibn Batouta, B.P. 1014-Morocco.

²Equipe CartoTec, Department of Geology, Faculty of Sciences, University Moulay Ismail, PB. 11201 Zitoune, Meknès, Morocco.

³Equipe SEINE, Department of Geology, Faculty of Sciences, University Moulay Ismail, PB. 11201 Zitoune, Meknès, Morocco a.amine@um5r.ac.ma, h.elouardi@umi.ac.ma, maria.mazouar@gmail.com, m.habibi@umi.ac.ma, m.bouloul@umi.ac.ma

ABSTRACT

The Volubilis piggy-back basin, located at the front of the Rif belt, northern Morocco, is a subsided area, as a continuation of the deformational orogenic ridges, related to the present-day African and Eurasian convergence. For the first time, by morphotectonic studies, we analyzed the topographic evolution and drainage systems response. Our results proved the influence of active tectonics in the drainage network and topography of the Volubilis basin. The young phase is indicated by a less dissected planation surface comparing to the ridges, as well as by the ε-shaped hypsometric curve of the khoumane river. This latter drains the continuation of the basin and the eastern arc, where the tectonic activity is mostly concentrated. Based on swath analysis, the general trend of tilting was characterized and was attributed to the recent tectonic movement combined with folds growth of the ridges.

Key-words: Volubilis piggy-back basin, topographic evolution, morphotectonics, South Rifain Ridges, Morocco.

Geogaceta, 70 (2021), 11-14
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

La cuenca de piggy-back de Volubilis, situada en el frente del cinturón orogénico, formado a su vez en relación con la convergencia entre Africa y Eurasia. Este estudio morfotectónico novedoso analiza por primera vez la topografía y la respuesta de los sistemas de drenaje a la tectónica. Nuestros resultados demuestran una influencia de la tectónica reciente en la topografía. Los indicios de la fase más reciente están en relación con una superficie de erosión menos disecada en relación con las zonas elevadas, así como con la curva en el perfil del río Khoumane. Este último drena la continuación de la cuenca y arco oriental, donde se concentra la mayor parte de la actividad tectónica. A partir del análisis de perfiles swath se ha caracterizado el patrón general de basculamiento, relacionado con los movimientos tectónicos recientes y levantamiento de cadenas.

Palabras clave: Cuenca piggy-back de Volubilis, evolución topográfica, morfotectónica, cadenas sud-rifeñas, Marruecos.

Fecha de recepción: 01/01/2021

Fecha de revisión: 23/04/2021

Fecha de aceptación: 28/05/2021

Introduction

The Volubilis piggy-back basin is located between two curved thrusts that form the South Rifain Ridges, northern Morocco. It has a sub-circular morphology and an approximate extension of 450 km². Since the middle Miocene-early Tortonian, the basin formation has been associated with the activity of these movable arcs, whose southwestward displacement is related to the present-day African-Eurasian convergence (Roldán et al., 2014).

Neotectonic features in the Volubilis basin reveal active subsidence of the basin and presence of active folds surrounding the basin related with deformation in the orogen associated to the present-day convergence between the African and Eurasian plates (Amine and El Ouardi, 2017; Amine et al., 2020 a & b). In this work, we analyze the topography evolution of the Volubilis basin to infer

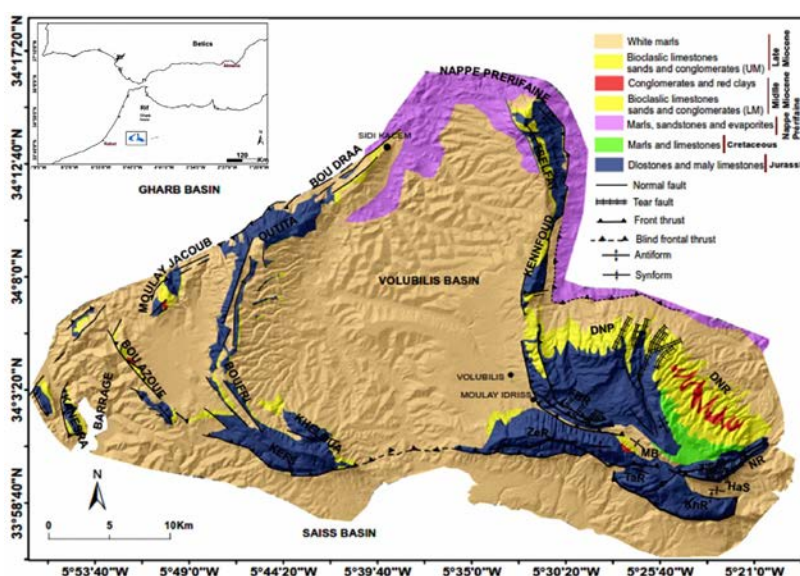


Fig. 1. Geological map of the Volubilis Basin (modified from Roldán et al., 2014 and Fau-gères, 1978). DNR-Dehar en Nsour; NR-Nesrani; KnR-Kannoufa; TaR-Takerma; Zer-Zer-houn; FBR-Fert El Bir and MB-Moussaoua Basin. Ver la figura en color in the web.

Fig. 1. Mapa geológico de la cuenca de Voluibilis (modificado de Roldán et al., 2014 y Faugères, 1978). DNR-Dehar en Nsour; NR-Nesrani; KnR-Kannoufa; TaR-Takerma; Zer-Zerhou; FBR-Fert El Bir y MB-Cuenca de Moussaoua. See color figure in the web.

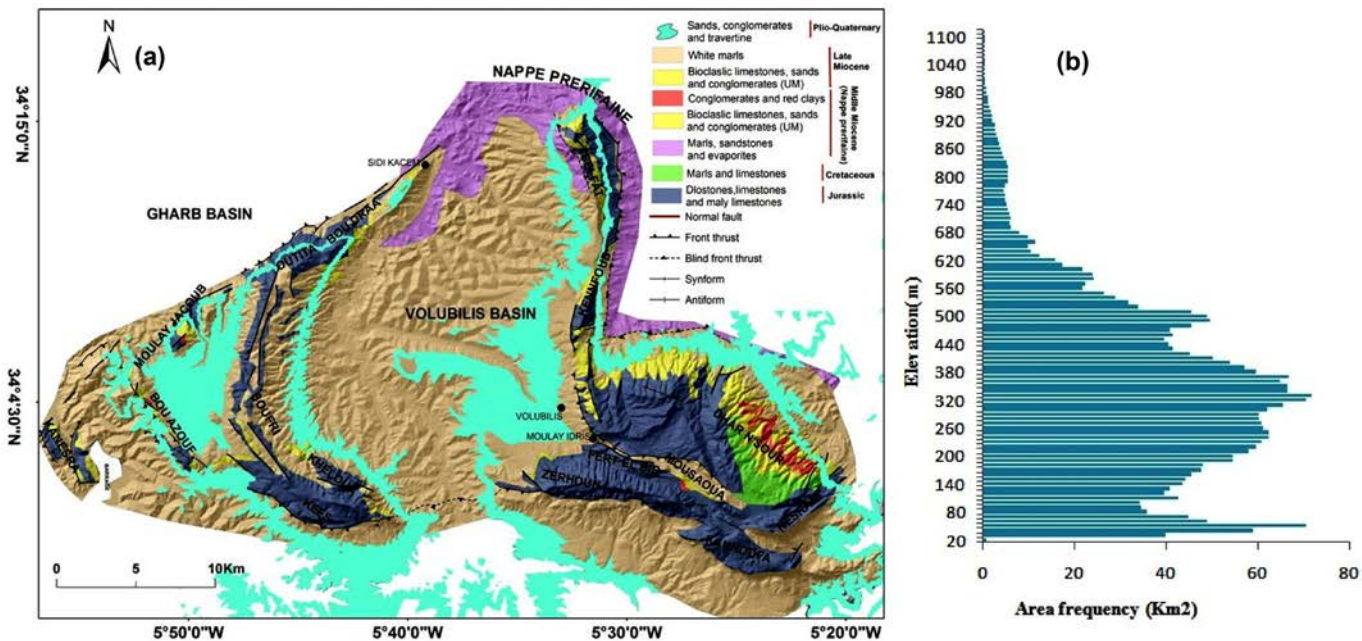


Fig. 2. (a) Automatic extraction of the undissected outcrops (b) Histogram of elevation versus area frequency. Ver la figura en color en la web.

Fig. 2. (a) Extracción automática de afloramientos no incididos. (b) histograma de altitud frente a superficie. See color figure in the web.

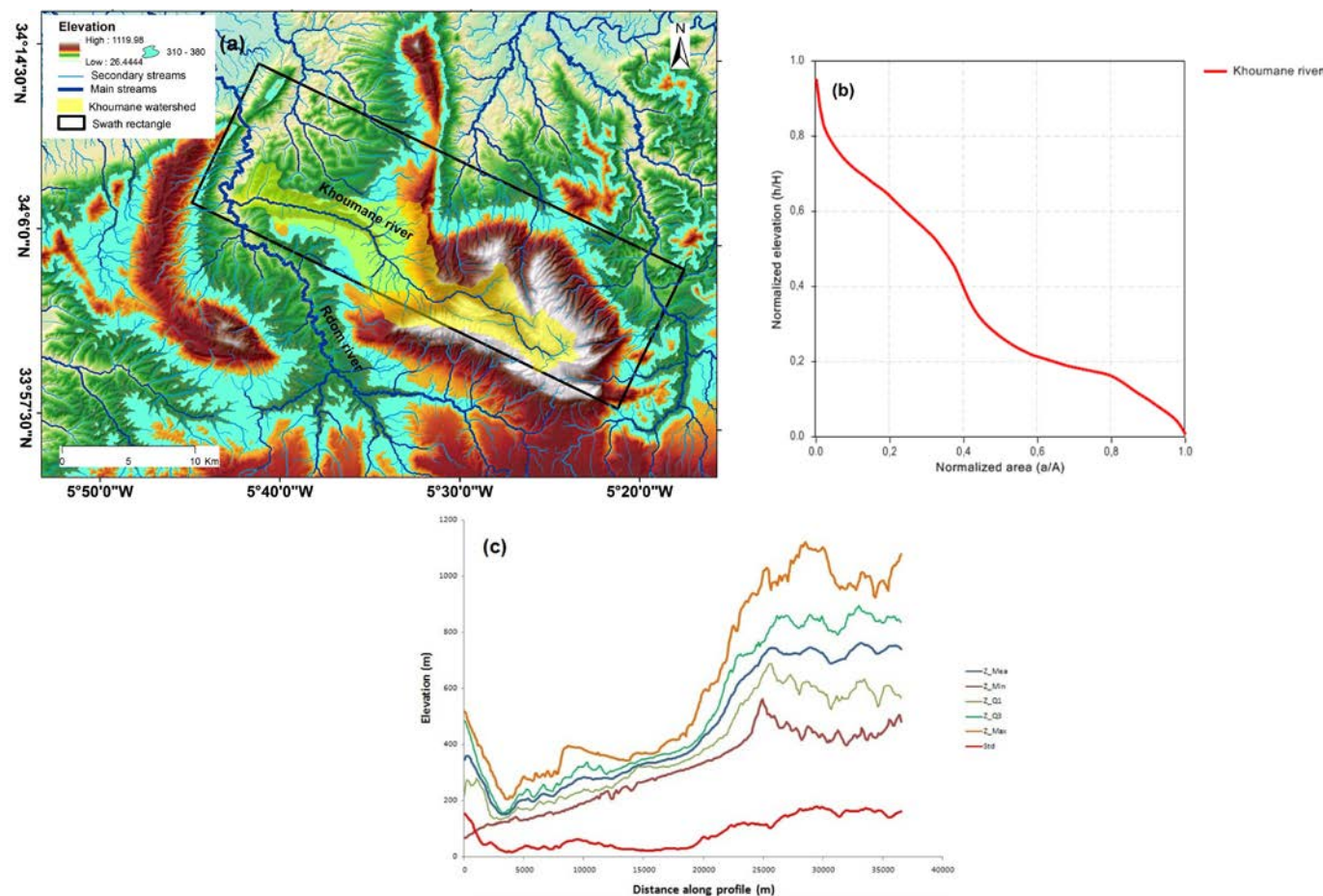


Fig. Fig. 3. The selected elevation of less dissected area and the swath location, (b) hypsometric curve and (c) Swath profiles along the Khoumane course. Ver la figura en color en la web.

Fig. 3. La elevación seleccionada del área menos disecada y la ubicación de la franja, (b) curva hipsométrica y (c) Perfiles de franja a lo largo del curso Khoumane. See color figure in the web.

how the recent tectonics influence on the spatial variations of erosion, the tilting of units and the drainage system.

Geological setting

The plates motion produced tilting and even overturning of the thick carbonatic Jurassic series, forming the dominant South Rifian Ridges reliefs.

The stratigraphic pile is composed by: (1) Triassic evaporates, which do not outcrop at surface and facilitate the propagation of the ridge folds, (2) a thick carbonatic Jurassic series, which forms the dominant South Rifian Ridges reliefs, (3) a marly Cretaceous series present only in the Eastern Ridges, and (4) Miocene rocks, unconformably overlying the Mesozoic rocks, which constitute the main sedimentary materials of the basin (Faugères, 1978) (Fig.1).

Methodology

The Digital Elevation Model (30m) was used to extract morphotectonic features such as surface roughness and hypsometry combined with swath profile analysis, into ArcGis 10.3 environment. Results were then verified in the field to identify tectonic features and activity signature.

The hypsometric curve identifies the geomorphic evolution of drainage basins. It represents the relative proportion of the watershed area below a given altitude (Strahler, 1952). In this study, the hypsometric curve of the Khoumane catchment was calculated with the aid of CalHypso extension for ArcGIS tool (Pérez-Peña et al., 2009a).

The surface roughness (SR) or vertical dissection measures how much an area deviates from being totally flat. It is calculated as the ratio between the analyzed topographic surface (TS) and the corresponding flat surface (FS) (Grohmann, 2004; Andreani et al., 2014): $SR = TS/FS$.

Flat areas refer to SR value close to 1, which increases with incision, as the surface becomes irregular producing highly deformed surface.

Swath profiles show topographic variation along the swath by maximum, mean and minimum elevations across the swath width. The swath was delimited with the definition of a baseline and the X, Y coordinates. Using the swath calculating macro of Telbisz et al. (2012), the statistical

parameters were calculated for categories, also plotting the result on diagrams.

Results and conclusions

Figure 3a shows how the Khoumane river is crossing the eastern anticlines experiencing high uplift rate (Amine et al., 2020a) and the Volubilis basin. The river shows an abnormal ESE deflection, into the basin to gain the Rdom river. This

pattern might refer to the differences in the levels of uplift in the area (Fig. 3a).

1 Hypsometry and surface roughness

In an attempt to interpret the warping river course, the hypsometry of all the studied area (Fig. 2b) and the hypsometric curve of the Khoumane were obtained (Fig. 3b).

Edges of harder rocks (310m-380m) are accumulated in a planation surface, into the basin and show less dis-

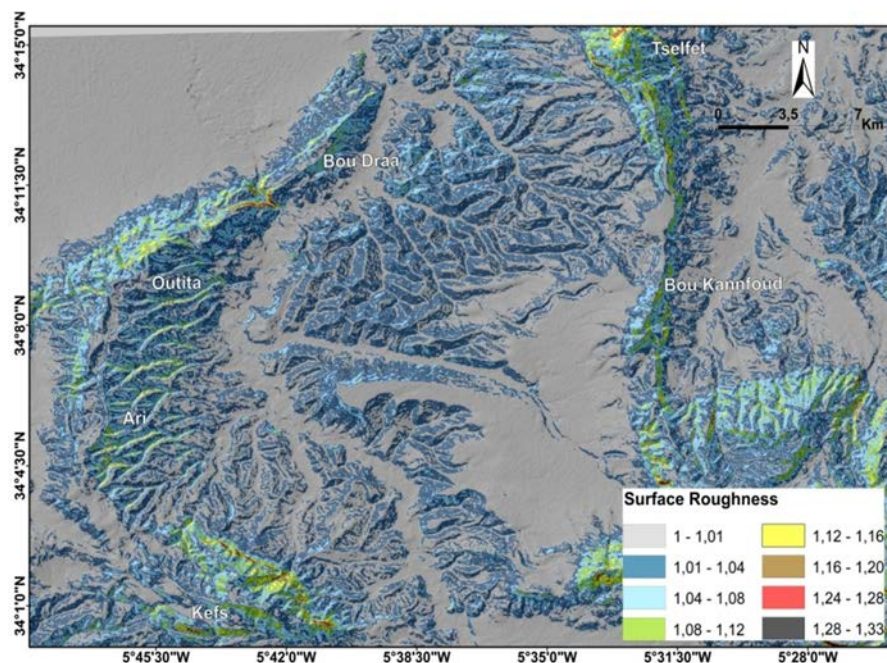


Fig. 4. Surface Roughness of the studied basin. Ver la figura en color en la web. Fig. 4. Rugosidad superficial de la cuenca estudiada. See color figure in the web.

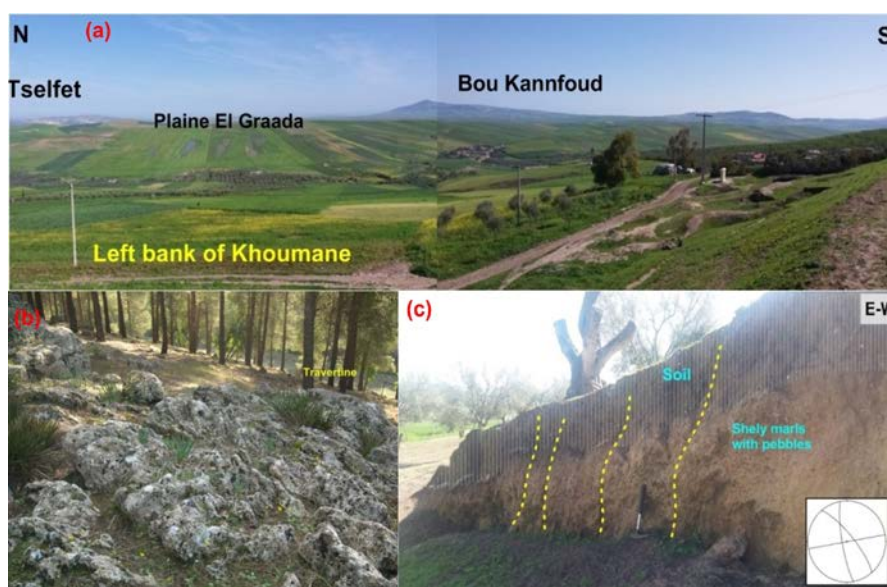


Fig. 5. (a) Panoramic view of the Volubilis basin, (b) travertine outcrops and (c) active fractures affecting Quaternary soil observed in the eastern side of the basin. Ver la figura en color en la web.

Fig. 5. (a) Vista panorámica de la cuenca de Volubilis. (b) afloramientos de travertino. (c) fracturas recientes afectando a un suelo Cuaternario en el sector oriental de la cuenca. See color figure in the web.

section when compared to the ridges (1070m-520m), where it is more pronounced (Fig. 2b). This flat area is well highlighted by lower values of surface roughness (SR =1) (Fig. 4). The rugged outcrops correspond to Plio-Quaternary detrital deposits (conglomerates and travertines) (Figs. 2a; 5b).

They are mostly accumulated in the southeastern side of the basin (Figs. 5a), rise from the eastern folds towards the centre, and then warped (Fig. 2a).

This movement correlates with the deflection of the Koumane river (Fig. 3a). The corresponding complex-shaped hypsometric curve (Fig.3b) indicates two young phases in the Fert El Bir fold (Fig.1) (Amine et al., 2020a) and along the basin planation surface, which is argued by active fractures affecting Quaternary soil with Plio-Villa-franchian continental conglomerates (Fig.5c) that we interpret to be associated with the folds of the western and eastern arcs of the South Rifian Ridges. Their reactivation under Pliocene shortening is still active in response to the Africa-Eurasia convergence (Chalouan et al., 2006; Amine et al., 2020a).

2 Swath profiles along the Koumane river.

Swath profiles show tilting of these sediments coinciding with river warping to reach a recent course (maximum elevation = 400 m in Figure. 3c). The presence of a young phase of rugged sediments

over highly dissected marls might be explained by a cuesta or by the Koumane fault scarp (Amine & El ouardi., 2017).

The structural evolution of the South Rifian Ridges show active structures accommodating the Southwestern motion of the Rif belt with respect of stable Nubia (Amine et al., 2020a) and are responsible for the deformation through proximal basin development. It provides an explanation of drainage network evolution, which was useful for the interpretation of the Volubilis topography development. The growth of folds controlled the drainage and tilting of plio-Quaternary deposits. The latter are remnants of fluvial sediments in the southern part of the basin and form a planation surface with a cuesta morphology, instead of a plain (El Graada plain (Fig.5a) that needs to be studied in detail in future works.

Acknowledgement

The authors thank Ruth Soto and an anonymous reviewer for their comments and suggestions that greatly improved this paper. Our sincere gratefulness to Prof. Tamás Telbisz (Eötvös Loránd University, Hungary) for all his help.

Referencias

Amine, A., El Ouardi, H., (2017). *Geogaceta* 61, 71–74.
 Amine, A., El Ouardi, H., Zebari, M., El Makrini, H., (2020). *J. African Earth Sci.*

167, 103833 <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103833>.

Amine A., El Ouardi H., Zebari M., El Makrini H., Habibi M. (2020). *Applied Computing and Geoscience*. <https://doi.org/10.1016/j.acags.2020.100027>.

Andreani, L., Stanek, K.P., Gloaguen, R., Krentz, O., Domínguez-González, L., (2014). *Remote Sensing* 6, 7971–8001. doi:10.3390/rs6097971.

Chalouan, A., Galindo-Zaldivar, J., Akil, M., Marin, C., Chabli, A., Ruano, P., Bargach, K., Sanz de Galdeano, C., Benmakhlof, M., Ahmamou, M. and Gourari, I. (2006). In: *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa* (G. Moratti y A. Chalouan, Eds.). Geological Society, London, Special Publication 262, 101-118.

Faugères, J.C. (1978). *Les Rides sud rifaines, évolution sédimentaire et structurale d'un bassin atlantico-mésogène de la marge africaine*. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Bordeaux I.

Grohmann, C.H. (2004). *Computers & Geosciences* 30, 1055–1067.

Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Azor, A., 2009a. *Comput. Geosci.* 35, 1214–1223.

Roldán, F.J., Galindo-Zaldivar, J., Ruano, P., Chalouan, A., Pedrera, A., Ahmamou, M., Constán, A. R., Sanz de Galdeano, C., Benmakhlof, M., Lopez-Garrido, A.C., Anahnah, F. and González-Castillo, L. (2014). *Journal of Geodynamics* 77, 56-69.

Strahler, A. N. (1952). *Geological Society of America Bulletin* 63, 1117–1142.

Telbisz et al. (2012) *Földtani Közlöny* 142/2, 193–200.

Procesos de gravedad y hallazgos paleontológicos en La Costa de los Dinosaurios (Asturias, N España)

Gravity processes and palaeontological discoveries on The Dinosaur Coast (Asturias, N Spain)

Lucía López-Toyos¹, María José Domínguez-Cuesta¹ y Laura Piñuela²

¹ Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005. Oviedo, España. lucia.lopez.toyos@gmail.com; dominguezmaria@uniovi.es

² Museo del Jurásico de Asturias. La Rasa de San Telmo, s/n, 33340. Colunga. lpinuela.muja@gmail.com

ABSTRACT

A geomorphological characterization of the Tazones Lighthouse surroundings has been carried out in order to analyze its incidence in the evolution of a section of The Dinosaur Coast and in the paleontological heritage. Fieldwork and photointerpretation have been performed to elaborate a geomorphological map of a 1.13 km² area that includes marine, gravity and fluvial forms. In addition, the analysis of the historical evolution of the environment by means of aerial photographs and orthophotographs available since 1984, have been carried out. The presence of cracks and escarpments since 1984 has revealed the instability of the area. The gravity processes have facilitated the discovery and recovery of up to 32 Jurassic vertebrate fossils along the Tazones Lighthouse Tracksite, although there is also evidence of losses of fossil heritage due to the negative repercussion of this kind of phenomena.

Key-words: Gravity processes, Coast retreat, Geological heritage, Tazones Lighthouse, The Dinosaur Coast.

RESUMEN

En este trabajo se ha llevado a cabo una caracterización geomorfológica del entorno del Faro de Tazones, con el fin de analizar la incidencia de los procesos de gravedad en la evolución de un tramo de la Costa de los Dinosaurios y en el patrimonio paleontológico. Para ello, se ha realizado trabajo de campo y de fotointerpretación con el fin de elaborar un mapa geomorfológico de un área de 1,13 km² que recoge formas marinas, de gravedad y fluviales. Además, se ha llevado a cabo un análisis de la evolución histórica del entorno mediante fotografías aéreas y ortofotografías disponibles desde 1984. Se ha constatado la gran inestabilidad de la zona, con presencia de grietas y escarpes/cicatrices cada vez más abundante desde 1984. Estos movimientos han facilitado el hallazgo y recuperación de hasta 32 fósiles de vertebrados jurásicos en el Yacimiento del Faro de Tazones, aunque también se tiene constancia de pérdidas de patrimonio fósil, debido a la repercusión negativa de los fenómenos de gravedad.

Palabras clave: Procesos de gravedad, Retroceso acantilados, Patrimonio geológico, Faro de Tazones, Costa de los Dinosaurios.

Geogaceta, 70 (2021), 15-18
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 14/01/2021
Fecha de revisión: 23/04/2021
Fecha de aceptación: 28/05/2021

Introducción

El litoral Cantábrico presenta una costa marcadamente rocosa y acantilada en la que son frecuentes los movimientos en masa de distintas dimensiones y tipologías (Domínguez-Cuesta *et al.*, 2019). La propia orografía de la zona litoral, junto con la presencia de un clima húmedo y la incidencia de oleajes de rangos superiores a 4 m, unos 40 días al año, provocan que la actividad por fenómenos de gravedad sea abundante, favoreciéndose el retroceso costero que, en algunas zonas, llega a presentar tasas de entre 1,2 y 2,2 m/año (Domínguez-Cuesta *et al.*, 2020a).

La costa asturiana presenta una litología variada, predominando las rocas silíceas en la zona occidental, las mixtas en la central (entorno y este del Cabo Peñas) y las calcáreas en la oriental. En el tramo de costa desde las inmediaciones de la ciudad de Gijón hasta 2 km al este de la localidad de Ribadesella, afloran de forma casi continua rocas del Jurásico,

en muchas de las cuales aparecen hue-

reptiles coetáneos. La climatología templado-húmeda de Asturias favorece la

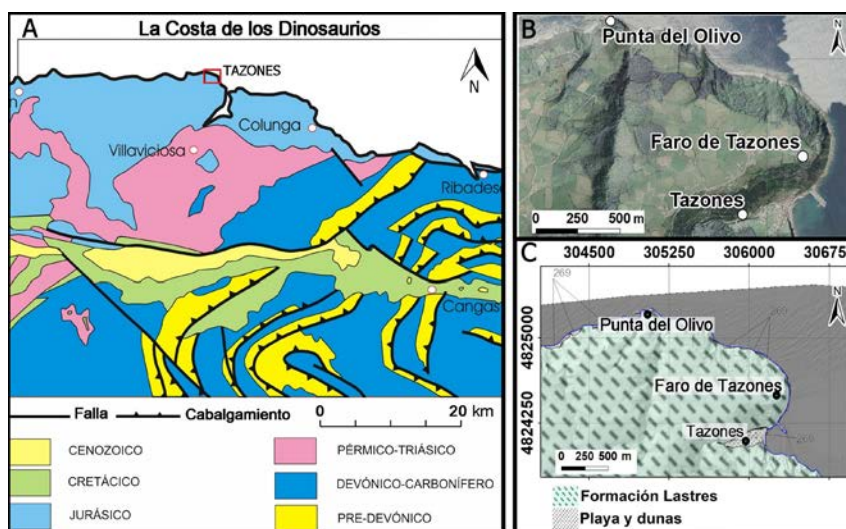


Fig. 1. A. Situación de la zona de estudio en el contexto del mapa geológico de la costa oriental de Asturias (modificado a partir de García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995). B. Detalle de la zona de estudio. C. Detalle de cartografía geológica de la zona de estudio (Pignatelli *et al.*, 1972). Ver la figura en color en la web.

Fig. 1. A. Study area location in the context of the geological map of the Eastern coast of Asturias (modified from García-Ramos and Gutiérrez Claverol, 1995). B. Detail of the study area. C. Detail of the geological map of the study area (Pignatelli *et al.*, 1972). See color figure in the web.

proliferación de la vegetación lo que, en ocasiones dificulta las labores propias de distintas disciplinas geológicas, como la cartografía o prospección paleontológica, entre otras. Esto hace que las áreas litorales sean las más idóneas para llevar a cabo observaciones geológicas, entre ellas la búsqueda de material paleontológico.

Así, desde el Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), que cumple una función determinante en la recuperación e interpretación del patrimonio paleontológico desde que abrió sus puertas en el año 2004, se realizan prospecciones sistemáticas fundamentalmente en los acantilados mesozoicos mencionados. En este sentido, cada año la actividad geomorfológica por procesos de gravedad ejerce una doble función positivo/negativa, poniendo al descubierto nuevos ejemplares o bien haciendo desaparecer hallazgos previos que no habían podido ser recuperados del acantilado, como ocurre en el acantilado que se localiza al oeste de la localidad de Tazones (López-Toyos, 2019). En el entorno del Faro de Tazones, existe un movimiento en masa activo que ha provocado la aparición de numerosas grietas de varios metros de profundidad y abertura, cuya evolución ha sido monitorizada por investigadores del Departamento de Geología de la Universidad

de Oviedo en el marco del proyecto COSINES desde junio de 2018 (Domínguez-Cuesta *et al.*, 2020b).

En este contexto, se ha planteado este trabajo que persigue los siguientes objetivos: 1) identificar los procesos geomorfológicos y, en concreto, los procesos de gravedad que tienen lugar en el entorno del Faro de Tazones; 2) caracterizar su actividad y analizar su evolución y contribución al retroceso de los acantilados; 3) estimar su incidencia en el hallazgo/pérdida del patrimonio paleontológico presente en las rocas del acantilado.

Área de Estudio

La zona estudiada presenta una longitud de 2,36 km y una superficie de 1,13 km². Se localiza en las proximidades del Faro de Tazones, siendo el tramo de costa comprendido entre el Puerto de Tazones, al Este, y la Punta del Olivo, al Oeste, en el concejo de Villaviciosa (Asturias), dentro de la llamada "Costa de los Dinosaurios" (Fig. 1). Constituye un sector del litoral asturiano de unos 57 km de longitud, comprendido entre Gijón y Ribadesella, en el que abundan huellas y restos óseos de dinosaurios y de otros reptiles jurásicos, reconocido como Monumento Natural (Decreto 45/2001 de 19 de abril, BOPA 106, 9 de mayo de 2001) y Zona

Especial de Conservación Yacimientos de Icnitas (ES1200047) dentro de la Red Natura 2000 (Decreto 170/2014, de 29 de diciembre; BOPA 3, 5 de enero de 2015).

El clima es marcadamente oceánico, con precipitaciones frecuentes de valores promedio anuales de 1.152 mm/año y temperatura de 13.2° C en la zona oriental asturiana (estación meteorológica de Llanes, AEMET, 2019). El registro de temporales marítimos que causan una importante erosión en las zonas litorales muestra una marcada estacionalidad con máximos en invierno y una variabilidad interanual significativa (Izaguirre *et al.*, 2011).

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio se encuentra dentro de la Cobertera Mesozoico-Terciaria de la Zona Cantábrica (Julivert *et al.*, 1972). En la totalidad de la zona estudiada aflora la Formación Lastres (360/15-17°) (Fig. 1C), constituida por alternancias de areniscas grises y beige (por alteración), lutitas y margas que constituyen un antiguo sistema deltaico de dominio fluvial con orientación NE (García-Ramos y Aramburu, 2010). Por otra parte, en la zona se conoce la presencia de antiguas galerías mineras de azabache (Monte Carreño, 2004). Los números de indicio 568/85/14/24 y 568/85/14/25 registrados en el inventario realizado por Bahamonde *et al.* (1986) se corresponden a los más próximos a la zona de estudio.

Materiales y métodos

Las tareas llevadas a cabo en este trabajo han sido las siguientes: a) Recopilación de información cartográfica a partir de los archivos del Instituto Geográfico Nacional (www.centrodedescargas.cnig.es), en concreto, fotografías áreas de los años 1984 (Vuelo Nacional), 1989 (Vuelo de Costas), 2002 (Vuelo Quinquenal), 2011 y 2017 (Plan Nacional de Ortofotografía Aérea, PNOA), cuyas escalas oscilan entre 1:5.000 y 1:30.000. Procedentes de este mismo recurso, se han utilizado además las ortofotografías de los vuelos de 1997-2003, 2006, 2009, 2011, 2014 y 2017, con un tamaño de píxel de 25 cm; b) elaboración de cartografía geomorfológica mediante fotointerpretación y utilización de visores cartográficos 3D (Iberpix y Google Earth), recogiendo tanto formas erosivas como de depósito clasificadas en función de su génesis en formas fluviales, de gravedad o marinas; c) consulta y extracción de información

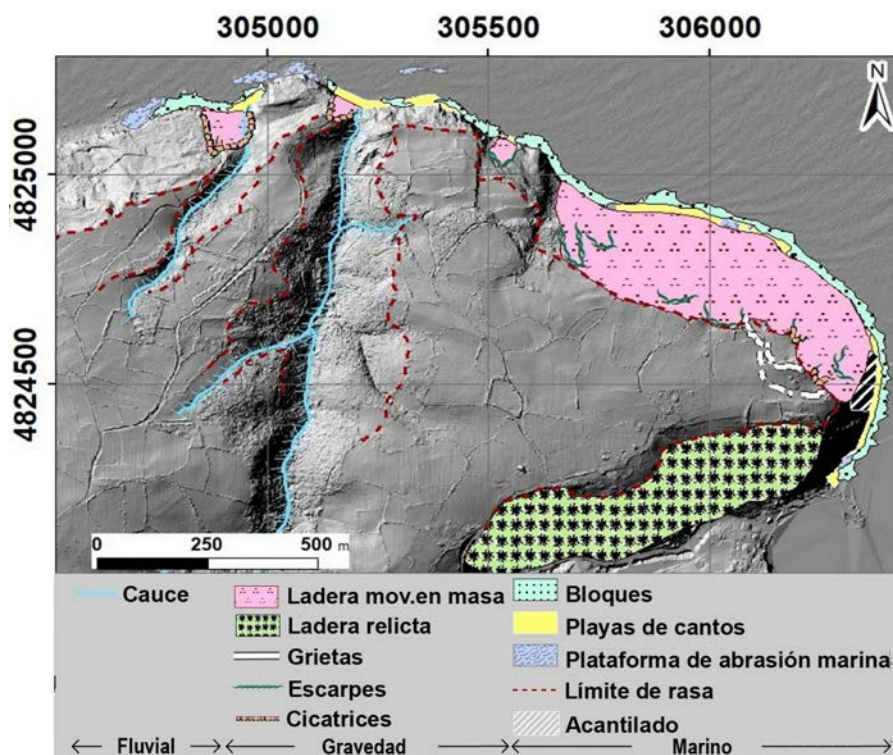


Fig. 2. Mapa geomorfológico de la zona de estudio. Ver la figura en color en la web.
Fig. 2. Geomorphological map of the study area. See color figure in the web.

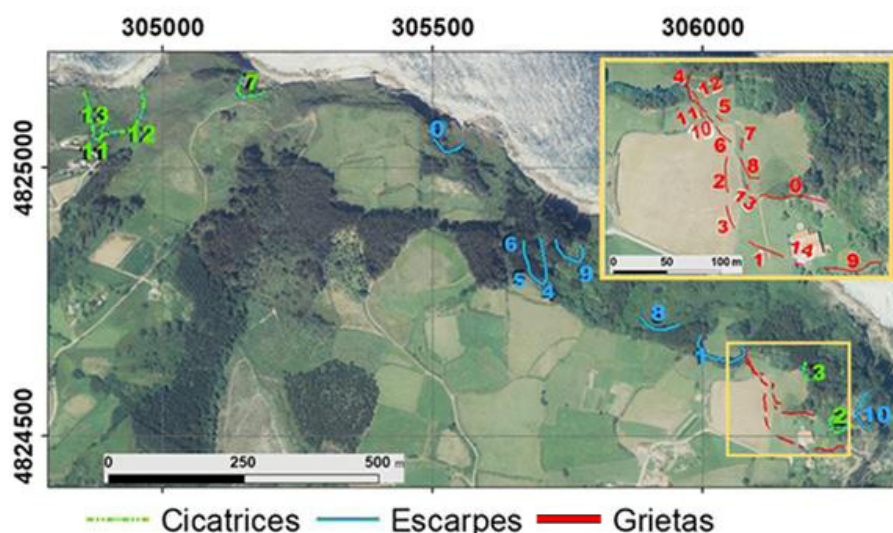


Fig. 3. Elementos lineales relacionados con procesos de gravedad en la zona de estudio. Ver la figura en color en la web.

Fig. 3. Line elements related to gravity processes in the study area. See color figure in the web.

de la base de datos del MUJA, d) gestión de la información mediante Sistemas de Información Geográfica (SIG), creación de un Modelo Digital de Elevaciones (MDE), a partir de los ficheros LIDAR, y definición de elementos vectoriales: polígonos y líneas.

Resultados y discusión

Descripción de mapa geomorfológico

En la Figura 2 se muestra la representación cartográfica de las formas reconocidas.

En lo que respecta a las de origen marino, se ha distinguido: superficie de rasa, a una cota que oscila entre 110 y 120 m de altura respecto al nivel actual del mar y representada por su límite más próximo a la costa; plataforma de abrasión marina; acantilado activo, así como formas de depósito correspondientes a playas de cantos.

En relación a las formas de gravedad, se han reconocido 14 grietas y 13 escarpes (representados en la Figura 3), de los cuales 6 se han clasificado como cicatrices, por conservar aún el material desplazado. Además, se han diferenciado movimientos en masa y acumulaciones de bloques y cantos, como formas de depósito.

La presencia de un 68,71% de superficie ocupada por bloques, frente a un 31,29% de playa de cantos, refleja la actividad geomorfológica por procesos de gravedad predominante en la zona estudiada. Una parte de las laderas se ha considerado "con pendiente relictas", entendiéndose éstas como tramos de los

acantilados con una pendiente que no se corresponde con el momento actual erosivo del mismo, siendo un perfil heredado de algún momento del pasado.

En cuanto a las formas fluviales, los cauces reconocidos se corresponden con 2 valles colgados, que se localizan en la zona occidental del área de estudio (Fig.2).

Análisis histórico de las formas

La observación de las ortofotografías y fotografías aéreas de los distintos años, ha permitido llevar a cabo un estudio de la evolución de las formas originadas por procesos de gravedad. En la Figura 4 se resumen los resultados obtenidos y se puede observar cómo hay 3 grietas (números 1, 6 y 14) que aparecen desde los fotogramas correspondientes al año 1984, primer año revisado. El resto de grietas han ido presentándose a lo largo de los años y, desde su aparición inicial es posible su visualización en años posteriores, a excepción de algunos años debido a la calidad de la fotografía.

Únicamente en el caso de la grieta 14, su observación no es posible a partir de 2011 debido a una intervención humana, tapando la misma mediante hormigón para subsanar los daños en el acceso a un restaurante existente en el entorno.

En lo que respecta a los escarpes y cicatrices, comienzan siendo visibles 8 en el primer año de estudio, y su presencia es cada vez más numerosa con el transcurso de los años. Cabe destacar que la existencia de escarpes/cicatrices ha sido más abundante que la de las

grietas. Las grietas relacionadas con el movimiento en masa del Faro de Tazones siguen dos direcciones principales, E-O y NO-SE.

Por otro lado, en la visualización de las fotografías aéreas principalmente de 1989, se observan algunos puntos que se consideran como las formas iniciales de las grietas que se pueden ver hoy en día y que, en algunos trabajos se han interpretado como zonas de subsidencia relacionadas con los indicios mineros indicados por Monte Carreño (2004) y Bahamonde *et al.*, (1986) y cuyas direcciones de trazado coinciden con las principales de las grietas originadas.

		Grietas							
		Fotografía aérea				Ortofoto			
Nº Grieta		1984	1989	2002	2006	2009	2011	2014	2017
0		✓	✓	✓	⊖	✓	⊖	✓	✓
1		✓	✓	✓	⊖	⊖	✓	✓	✓
2		✗	✗	✗	✓	⊖	✓	✓	✓
3		✗	⊖	⊖	✓	⊖	✓	✓	✓
4		✗	⊖	✓	✓	✓	✓	✓	✓
5		✗	✗	✗	✓	✗	✗	✓	✓
6		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
7		✗	✗	⊖	⊖	✓	✓	✓	✓
8		✗	✗	✗	✗	✗	✓	✓	✓
9		⊖	✓	✓	✓	⊖	⊖	✓	✓
10		✗	✗	✗	✓	⊖	⊖	⊖	✓
11		✗	✗	✗	⊖	⊖	✓	⊖	✓
12		✗	✗	✗	✗	✗	✗	✗	✓
13		✓	✗	✗	✓	✗	✗	✓	✓
14		✓	✓	⊖	✓	✓	✗	✗	✗

✓ Presente ✗ No presente ⊖ No visible/No se identifica

		Escarpes y Cicatrices							
		Fotografía aérea				Ortofoto			
Nº Escarpe		1984	1989	2002	2006	2009	2011	2014	2017
0		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
1		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
2		✓	✓	⊖	✓	✓	✓	✓	✓
3		✓	✓	✓	⊖	✓	✓	✓	✓
4		✓	✓	✓	⊖	⊖	✓	✓	✓
5		✗	✓	✓	⊖	⊖	✓	✓	✓
6		✗	✗	✓	⊖	⊖	✓	✓	✓
7		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
8		⊖	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
9		✗	✗	✓	⊖	✓	✓	✓	✓
10		✗	✗	✗	✗	⊖	✗	⊖	✓
11		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
12		✓	✓	✓	✓	⊖	⊖	✗	✓
13		⊖	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓

✓ Presente ✗ No presente ⊖ No visible/No se identifica

Fig. 4. A. Presencia de las distintas grietas detectadas en la zona estudiada en los fotogramas y ortofotos desde 1984. B. Presencia de los diferentes escarpes y cicatrices detectados en la zona estudiada en los fotogramas y ortofotos desde 1984. Ver la figura en color en la web.

Fig. 4. A. Presence of the different cracks detected in the study area studied in the frames and orthophotos since 1984. B. Presence of the different scarps and scars detected in the area studied in the frames and orthophotos since 1984. See color figure in the web.

Grado de incidencia de los movimientos en masa sobre el patrimonio paleontológico

Debido al importante movimiento en masa existente en la zona más próxima al Faro de Tazones, el área se considera uno de los principales puntos visitados por el equipo de investigación del MUJA, debido a la estrecha relación que guarda este tipo de actividad con la recuperación de material paleontológico en el yacimiento del Faro de Tazones.

A partir de la consulta realizada en la Base de Datos del MUJA, se constató el hallazgo en dicho yacimiento de 32 elementos atribuidos a reptiles (31 de ellos desde 1996 hasta la actualidad), de los cuales 23 pertenecen a dinosaurios. Dentro de dichos elementos, 26 son icnitas, 5 dientes y un fragmento de hueso.

Sin embargo, la presencia de estos movimientos no siempre tiene una repercusión positiva en los restos fósiles, puesto que en ocasiones causan su desaparición. En aquellos casos en que las superficies con huellas y rastros que estaban *in situ* a lo largo de "La Costa de los Dinosaurios" parecieron mostrar cierta estabilidad y durabilidad en el tiempo, fueron señalizados por el Gobierno del Principado de Asturias en 1997. Desde esta fecha se han perdido dos superficies con huellas de dinosaurios: el yacimiento de Oles, localizado al W de la zona de estudio, y parte del yacimiento del Faro de Tazones. Estas pérdidas están directamente relacionadas con la actividad por procesos de gravedad en los acantilados.

Conclusiones

En los 1,13 km² de área estudiada en el entorno del Faro de Tazones se han cartografiado 0,16 km² de ladera con movimientos en masa y en el acantilado se ha

delimitado un área de 0,13 km² de ladera con pendiente relicta. El predominio de las acumulaciones de bloques, frente a las playas de cantos, refleja la actividad geomorfológica por procesos de gravedad predominante en el conjunto de la zona estudiada.

El análisis histórico de las fotografías aéreas y ortofotografías ha permitido constatar que la presencia de formas como grietas y escarpes/cicatrices ha sido cada vez más abundante, creciendo en longitud y en número desde 1984.

La presencia de fenómenos de inestabilidad de ladera en los acantilados del Faro de Tazones ha facilitado la aparición de numeroso material fósil, habiendo llegado a encontrarse 32 elementos atribuidos a reptiles, de los cuales 23 pertenecen a dinosaurios. Los procesos de gravedad también han causado la destrucción de 2 yacimientos con material único: uno en la zona de estudio y otro muy próximo al oeste.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido desarrollado en el marco del proyecto de investigación "COSINES" (CGL2017-83909-R, MINECO/AEI/FEDER, UE).

Las autoras agradecen las sugerencias de Germán Flor y otro revisor anónimo.

Referencias

- AEMET (2019). *Agencia Estatal de Meteorología*. Disponible en: http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/vigilancia_clima/analisis_estacional?k=ast [29 de Junio 2019].
- Bahamonde, J., Cossio, J., Muñoz de la Nava, P. y Cembranos, V. (1986). *Posibilidades de Azabaches en Asturias*. 2 Vol. IGME, Madrid. 104 p.

- Domínguez-Cuesta, M.J., Valenzuela, P., Rodríguez-Rodríguez, L., Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., Piñuela, L. y García-Ramos, J.C. (2019). En: *The Spanish coastal systems. Dynamic processes, sediments and management* (Morales, J.A., Ed.). Springer, 49-77.
- Domínguez-Cuesta, M.J., Ferrer Serrano, A., Rodríguez-Rodríguez, L., López-Fernández, C. y Jiménez-Sánchez, M. (2020a). *Geogaceta* 68, 63-66.
- Domínguez-Cuesta, M.J., González-Pumariega, P., Valenzuela, P., López-Fernández, C., Herrera, F., Mora, M., Meléndez, M., Marigil, M.A., Espadas, C., Cuervas-Mons, J., Pando, L. y Jiménez-Sánchez, M. (2020b). *Geophysical Research Abstracts*, EGU2020-10175.
- García-Ramos, J.C. y Aramburu, C. (2010). Las sucesiones litorales y marinas del Jurásico Superior. Acantilados de Tereñes (Ribadesella) y de la playa de La Griega (Colunga). *Guía de campo (excursión B), V Congreso del Jurásico de España*. 64 p.
- García-Ramos, J.C. y Gutiérrez Clavel, M. (1995). En: *Geología de Asturias* (Aramburu, C. y Bastida, F., Eds.). Ediciones Trea, 247-258.
- Izaguirre, C.F.J., Méndez, M., Menéndez, I.J. y Losada, I.J. (2011). *Geophysical Research Letters*, 38, L10607.
- Julivert, M., Fomboté, J.M. y Nabais Conde, L.E. (1972). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. 1.000.000. Memoria. IGME, 1-113.
- López-Toyos, L. (2019). *Evolución de la Costa de los Dinosaurios (Asturias). El entorno del Faro de Tazones*. Trabajo Fin de Grado, Universidad de Oviedo. 20 p.
- Monte Carreño, V. (2004). *El azabache. Piedra mágica, joya, emblema jacobeo*. Editorial Picu Urriellu, 188 p.
- Pignatelli, R., Giannini, G., Ramírez del Pozo, J., Beroiz, C. y Barón, A. (1972). *Mapa Geológico de España*. 1:50.000, n° 15 (Lastres).

Sulfate isotope composition of Messinian evaporites in the Piedmont basin (Italy)

Composición isotópica del sulfato de las evaporitas Messinienses de la cuenca del Piamonte (Italia)

Javier García-Veigas¹, Luis Gibert², Dioni I. Cendón³, Francesco Dela Pierre⁴, Marcello Natalicchio⁴ y David Artiaga¹

¹ CCiTUB, Scientific and Technological Centers, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona, Spain; garcia_veigas@ub.edu; dartiaga@ub.edu

² Departament de Mineralogia, Petrologia i Geologia Aplicada, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona, Spain; lgibert@ub.edu

³ ANSTO, Australian Nuclear Science and Technology Organisation, Kirrawee DC, NSW 2232, Australia; dce@ansto.gov.au

⁴ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino, 10125 Torino, Italy; francesco.delapierre@unito.it; marcello.natalicchio@unito.it

ABSTRACT

The Piedmont basin (NW Italy) records a Messinian Salinity Crisis (MSC) succession including a selenite gypsum deposit assigned to the Primary Lower Gypsum (PLG, MSC stage 1). Strontium isotope ratios are in the range of the PLG deposits of the Mediterranean area. Sulfate isotope compositions of vertically oriented selenite gypsum beds, in the lower part of the succession, are similar to those reported in other PLG deposits. However, flattened branching selenite cones in the upper part show higher isotope compositions, mainly in $\delta^{34}\text{S}$ values, suggesting intense BSR conditions, stronger than reported in other PLG deposits. We interpret this chemical shift during deposition of the upper part of the PLG as the result of increased marine restriction assisted by the marginal position of this basin in the Adriatic Gulf during the Apennine and Alpine uplifts.

Geogaceta, 70 (2021), 19-22
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introduction

During the Messinian Salinity Crisis (MSC), the Mediterranean recorded the deposition of a large volume of evaporites (Fig. 1A). Based on seismic reflection profiles, more than 1 million of km³ of salts have been estimated below the current Mediterranean (Ryan, 1973). MSC evaporites consist mainly of gypsum in circum-Mediterranean basins and include chlorides in the deepest seafloor. The enticing idea of a desiccated Mediterranean transformed in a giant salina suggested by Hsü *et al.* (1973) is today, fifty years after its proposal, under discussion.

Pending on the drilling of the deep Mediterranean, direct observations and studies of the MSC evaporites are limited to gypsum deposits outcropping in western (Spain), central (Italy, Sicily), and eastern (Greece, Cyprus, Turkey) margins of the current Mediterranean. The chrono-stratigraphic framework of the MSC (CIESM, 2008), mainly based on Sicily and extrapolated to the deep Mediterranean areas, propose three evolutionary sta-

ges. During MSC stage 1 (5.97-5.60 Ma) selenite gypsum deposits of the Primary Lower Gypsum (PLG) formed in shallow peripheral basins while organic-rich shales and carbonate-rich beds accumulated in deep basinal areas. The acme of the MSC took place in MSC stage 2 (5.60-5.55 Ma), and is characterized by subaerial exposure and erosion of the peripheral basins with the development of the Messinian Erosional Surface (MES). This surface becomes a correlative conformity in the deep basins located at the base of the Resedimented Lower Gypsum (RLG). Halite deposits with K-Mg salts precipitated in the intermediate deep Caltanissetta basin (Sicily) at this time. Upper Gypsum and Lago Mare deposits formed during the MSC stage 3 (5.55-5.33 Ma). The Upper Gypsum, consisting of selenite gypsum beds intercalated within marls, was deposited in Sicily and in the eastern Mediterranean (Cyprus), while evaporite-free clastic sediments deposited in the western basins (Spain). The reestablishment of fully marine conditions at the base of the Zanclean (5.33 Ma) marks the end of the MSC.

RESUMEN

La cuenca del Piamonte (NW Italia) contiene una serie Messiniense que incluye una unidad de yeso selenítico atribuida al PLG (MSC estadio 1). La isotopía del sulfato de los yesos seleníticos de desarrollo vertical de la parte inferior de la serie es comparable a la de otras series PLG del Mediterráneo. Sin embargo, los conos de desarrollo horizontal de la parte superior de la serie muestran composiciones isotópicas mayores, especialmente en $\delta^{34}\text{S}$, sugiriendo una intensa actividad bacteriana (BSR) no observada en otros depósitos PLG. Interpretamos esta diferencia como resultado de mayores condiciones de restricción marina de la cuenca del Piamonte debidas a la posición marginal de esta cuenca en el Golfo Adriático durante el levantamiento de los Apeninos y los Alpes.

Fecha de recepción: 20/10/2020
Fecha de revisión: 23/04/2021
Fecha de aceptación: 28/05/2021

The MSC succession of the Piedmont basin was one of the reference sections used for the theory of a catastrophic desiccated Mediterranean (Sturani, 1976). The recent revision of the paleontological data in this basin (Carnevale *et al.*, 2019) points to the persistence of marine stenohaline organisms throughout the MSC supporting the 'deep-water deep-basin' model for the Mediterranean.

The isotope compositions of the dissolved sulfate in seawater ($\delta^{34}\text{S}_{\text{sw}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) and of the related marine precipitated gypsum ($\delta^{34}\text{S}_{\text{gyp}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{gyp}}$) have changed through geological times. Sulfate isotope compositions of $\delta^{34}\text{S} \sim 22\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O} \sim 12\text{‰}$ should be expected for late Miocene marine evaporites. However, different but homogeneous sulfate isotope compositions have been reported for MSC evaporites in different western Mediterranean basins (García-Veigas *et al.*, 2018). PLG deposits (MSC stage 1) in Betic basins (Spain), and RLG deposits (MSC stage 2) from one section in Sicily provide narrow isotopic ranges ($\delta^{34}\text{S}$: 22 - 24‰ and $\delta^{18}\text{O}$: 12 - 15‰). The isotope composition of UG evaporites (MSC

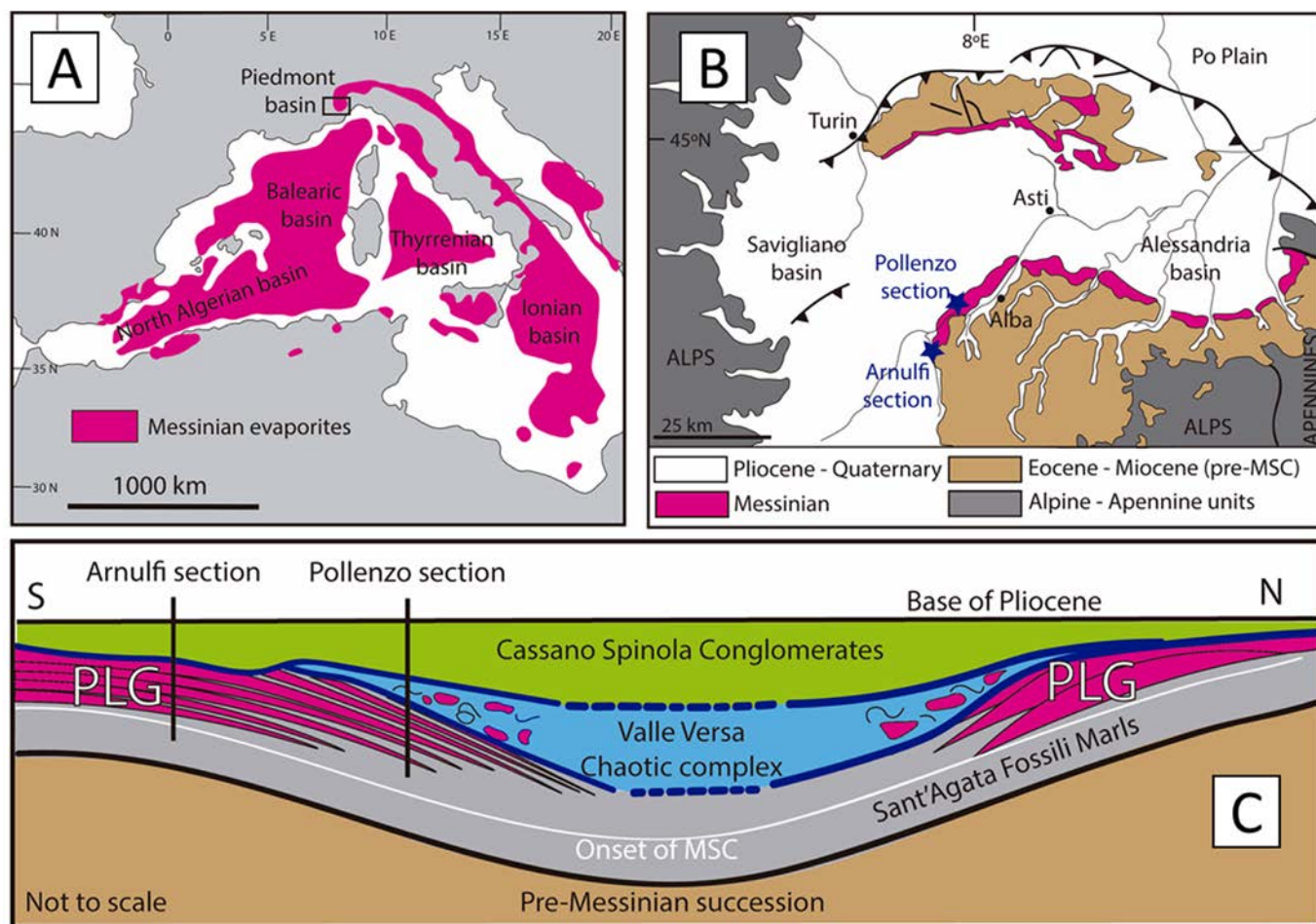


Figure 1. A: Distribution of Messinian evaporites in the Mediterranean. B: Location of studied sections in the Piedmont Basin. C: Schematic cross section of the Messinian deposits in the Piedmont basin. Not to scale. PLG: Primary Lower Gypsum. (After Dela Pierre et al. 2011).
 Figura 1. A: Situación de las evaporitas del Messiniense en el Mediterráneo. B: Situación de las secciones estudiadas en la cuenca del Piamonte. C: Diagrama idealizado, sin escala, de los depósitos Messinienses en la cuenca del Piamonte. PLG: Yesos Inferiores Primarios. (Modificado de Dela Pierre et al., 2011).

stage 3) in Sicily and Cyprus provide similar isotope sulfur values ($\delta^{34}\text{S} \sim 23\text{‰}$) but significant higher values for oxygen isotope compositions ($\delta^{18}\text{O}$: 17 – 19‰).

A stratified deep-water deep-basin model for the MSC Mediterranean is proposed in García-Veigas et al. (2018) based on the homogenous sulfate isotope compositions. The aim of this work is to obtain accurate isotopic profiles of the northernmost MSC succession, in the Piedmont basin, and compare them with those reported for other MSC successions.

The MSC succession in the Piedmont basin.

The Piedmont basin (NW Italy, Fig. 1) is a wedge-top basin located in the inner side of the SW Alpine arc. The basin is filled with upper Eocene – late Miocene sediments. The Messinian succession (Dela Pierre et al., 2011; Natalicchio et al., 2013) consists, in ascending order, of:

- Sant'Agata Fossili Marls. Outer shelf to slope shale and marl couplets formed under progressively more restricted conditions.
- PLG deposits (MSC stage 1). Selenite gypsum beds intercalated with shales. Towards the basin depocenter, gypsum beds disappear passing into carbonate-rich layers and finally into organic-rich shales and marls.
- Valle Versa Chaotic Complex (MSC stage 2). Chaotic gypsum and carbonate blocks interpreted as RLG deposits.
- Cassano Spinola Conglomerates (MSC stage 3). Fluvio-deltaic and lacustrine conglomerates.

Alba Messinian section

PLG gypsum beds outcrop in the southwestern most part of the basin, close to the town of Alba (Fig. 1B). Gypsum lithofacies change laterally and vertically (Figs. 1C and 2), from bedded and mas-

sive beds of vertically oriented selenite crystals, up to 10m thick, in the lower part of the succession (SW sector, Arnulfi section), to discrete beds, up to 2m thick, of flattened conical structures of branching selenites (Lugli et al., 2010) surrounded by a terrigenous matrix in the upper part (NE sector, Pollenzo section).

A singular marker bed (SKB, Sturani key-bed) occurs between the lower and upper parts allowing regional correlation (Fig. 2). The SKB consists of flattened conical gypsum structures of branching selenite crystal aggregates growing in a fine-grained laminated gypsum.

Samples for isotope analyses were recovered from the Arnulfi and Pollenzo sections (Fig.2).

Strontium isotope ratios

Seven $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinations in gypsum beds (Fig. 2) are close to 0.7089. Such narrow range of values is typical of

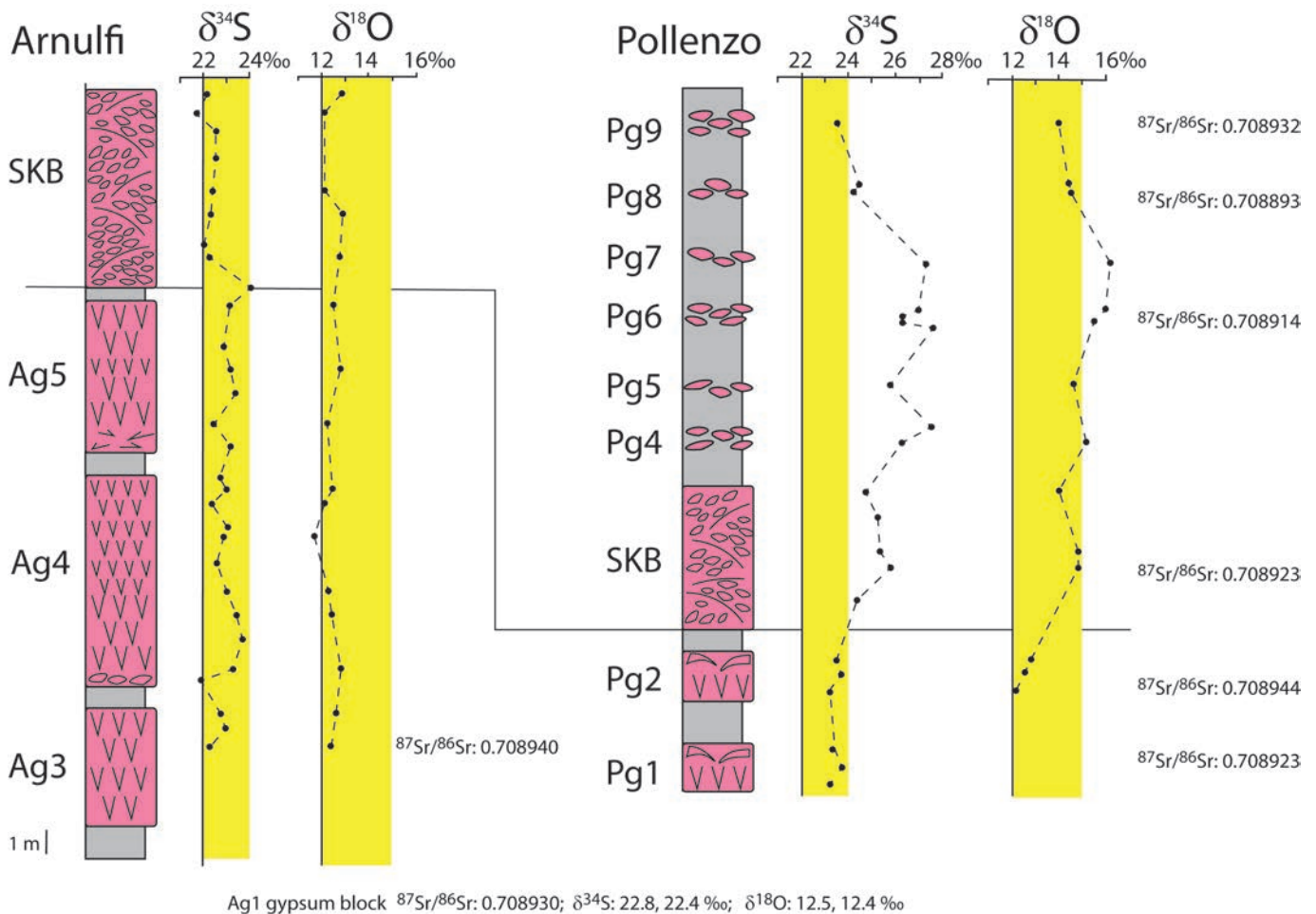


Figure 2. Sulfate isotope profiles ($\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in Messinian gypsum beds of the Arnulfi and Pollenzo sections (Piedmont basin). Data from the Ag1 basal gypsum bed, in the Arnulfi section, correspond to a fallen block. The yellow box indicates the ranges reported for other MSC sections in Western Mediterranean (García-Veigas *et al.*, 2018).

Figura 2. Perfiles isotópicos de sulfato ($\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$) y valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en los yesos Messinienses de las secciones de Arnulfi y Pollenzo (cuenca del Piamonte). Datos de la capa de yeso inferior en la sección de Arnulfi (Ag1) corresponden a un bloque caído. En amarillo: rangos registrados en otras cuencas messinienses del Mediterráneo Occidental (García-Veigas *et al.*, 2018).

the PLG deposits in the Mediterranean area confirming that the studied succession corresponds to the MSC stage 1.

Sulfate isotope compositions

Sulfate isotope composition (Fig. 2) of the beds consisting of vertically oriented selenite crystals in the lower part (4 beds in Arnulfi, 2 beds in Pollenzo) shows a narrow range, with similar average $\delta^{34}\text{S}$ (22.8‰ in Arnulfi, 23.4‰ in Pollenzo) and $\delta^{18}\text{O}$ (12.4‰ in Arnulfi, 12.7‰ in Pollenzo) values.

Important differences exist in the average values obtained for the SKB bed in Arnulfi ($\delta^{34}\text{S}$: 22.4‰; $\delta^{18}\text{O}$: 12.5‰) with respect to the same bed in Pollenzo ($\delta^{34}\text{S}$: 25.1‰; $\delta^{18}\text{O}$: 14.5‰).

Conical structures of non-vertically oriented selenites of the upper part, only present in Pollenzo, show higher average isotopic values ($\delta^{34}\text{S}$: 26.0‰; $\delta^{18}\text{O}$: 15.1‰).

$\delta^{34}\text{S}$ values in the lower part of the Piedmont evaporites (~ 23‰) are similar to those found in other MSC PLG/RLG deposits. However, $\delta^{18}\text{O}$ values (~ 12‰) overlap with those expected for late Miocene marine evaporites, being in the lower range reported for other PLG/RLG deposits (12 - 15‰). These data suggest that, vertically oriented selenites of the lower part formed from the 'gypsum saturated layer' affected by bacterial sulfate reduction (BSR) as proposed in other MSC Mediterranean sections (García-Veigas *et al.*, 2018).

Sulfate isotopes of the SKB bed in the more marginal Arnulfi section match with 'normal' marine values ($\delta^{34}\text{S}$ ~22‰; $\delta^{18}\text{O}$ ~12‰). However, moving towards the depocentre, in Pollenzo, the same bed shows different values ($\delta^{34}\text{S}$ ~25‰; $\delta^{18}\text{O}$ ~14‰), with similar $\delta^{18}\text{O}$, but with higher $\delta^{34}\text{S}$ values than those reported for other PLG/RLG deposits ($\delta^{34}\text{S}$ ~23‰). Isotopic enrichments, mainly in ^{34}S , are more

pronounced in the conical structures of the upper part, only exposed in Pollenzo, reaching values up to 27‰ for $\delta^{34}\text{S}$ and up to 16‰ for $\delta^{18}\text{O}$. Such maximum values are higher than those reported in other PLG/RLG deposits suggesting a significant increase of the BSR rate in the Piedmont basin relative to other contemporaneous Mediterranean gypsum deposits.

The MSC Piedmont basin: a very restricted evaporite basin

Unlike homogeneous isotope signatures in other MSC deposits, the PLG in the Piedmont is characterized by: (1) similar isotopic enrichments in the beds composed of vertically oriented selenite crystals of the lower part of the succession; (2) late Miocene marine values in the SKB in the margins of the basin shifting to higher values towards the depo-

center; and (3) enrichments, up to 5‰ in $\delta^{34}\text{S}$ and 4‰ in $\delta^{18}\text{O}$, relative to expected for marine evaporites, in the upper cycles only developed towards the depocenter of the basin.

The different isotope values of the upper gypsum beds in the Piedmont sections point to specific restriction conditions in the Piedmont basin compared to other contemporaneous MSC basins. Following the 'deep-water stratified model' proposed in García-Veigas *et al.* (2018), the lower gypsum cycles of vertically oriented selenites could have been formed in the intermediate gypsum-saturated layer of the stratified Mediterranean water mass as is interpreted for other PLG deposits.

Most likely, an important hydrological change occurred in the Piedmont basin since deposition of the SKB gypsum bed. The sharp change observed in the gypsum lithofacies of this bed is accompanied by 'normal' oceanic sulfate isotopic values towards the basin margins, whereas strong isotopic enrichments, mainly in ^{34}S , occur towards the depocenter. This change suggests local hydrochemical conditions in the Piedmont basin compared to other contemporaneous Mediterranean basins. Probably, the intermediate gypsum-saturated layer where vertically oriented selenites formed, withdrew towards deeper Mediterranean areas. However, marine inputs of the Mediterranean well-mixed upper layer (García-Veigas *et al.*, 2018) must remained feeding the Piedmont basin as indicated by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios.

Gypsum lithofacies change in the upper beds to small isolated cones of non-vertical oriented branching selenites. Strontium isotopes in these upper beds point to marine connections. However, higher sulfate isotope compositions suggest strong ^{34}S enrichments by BSR processes, much higher than those reported in other PLG/RLG deposits.

We interpret the upper gypsum beds as formed under reducing conditions

from anoxic brines particularly developed in the Piedmont basin. Further inwards the Piedmont basin, gypsum disappears passing to marls and carbonates with filamentous fossils formed in anoxic to euxinic conditions (Dela Pierre *et al.*, 2014).

Higher terrigenous inputs in the upper cycles point to major hydrologic changes, more humid climate conditions, and a general shallowing trend in the NW termination of the Adriatic Gulf (Dela Pierre *et al.*, 2011).

A marked brine stratification occurred in the Piedmont basin during development of the branching selenite cones of the upper cycles. These beds can be interpreted as growing in a little thick gypsum-saturated layer where vertically oriented selenite crystals cannot grow. This particular gypsum-saturated layer was developed between an upper well-oxygenated marine water mass with increasing continental inputs, and a lower anoxic water mass in which strong reducing conditions avoided gypsum precipitation.

The Piedmont basin, during the MSC, is interpreted as having formed in a strongly restricted and stratified basin, located within the northward end of a much larger evaporite basin, restricted and brine-stratified as well: the MSC deep-water deep-basin Mediterranean.

Conclusions

The lower PLG cycles in the Piedmont basin, characterized by beds of vertically oriented selenite crystals, were formed from the same 'intermediate gypsum-saturated layer' developed in the MSC stratified Mediterranean (García-Veigas *et al.* 2018) and can be compared with other PLG sections in the Mediterranean.

Although marine inputs extend through the complete evaporitic succession, the upper PLG beds in the Piedmont basin were formed in strongly reducing conditions developed in this more restricted basin.

Acknowledgements

Research funded by the projects CGL-2013-42689 and CGL-2016-79458 of the Spanish Government. The authors are indebted to Francesca Lozar for the field trip, sampling and discussions, and to Esther Sanz Montero and Jesús Soria Mingorance for their constructive reviews.

References

- Carnevale, G., Gennari, R., Lozar, F., Natalicchio, M., Pellegrino, L and Dela Pierre (2019). *Bolletino della Società Paleontologica Italiana* 58, 109-140.
- CIESM (2008). *CIESM Whorkshop Monographs* 33, 168p
- Dela Pierre, F., Bernardi, E., Cavagna, S., Clari, P., Gennari, R., Irace, A., Lozar, F., Lugli, S., Manzi, V., Natalicchio, M., Roveri, M. and Violanti, D. (2011). *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 310, 238-255.
- Dela Pierre, F., Clari, P., Natalicchio, M., Ferrando, S., Giustetto, R., Lozar, F., Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M and Violanti, D. (2014) *Marine Geology* 355, 71-87.
- García-Veigas, J., Cendón, D.I., Gibert, L., Lowenstein, T.K. and Artiaga, D. (2018). *Marine Geology* 403, 197-214.
- Hsü, K.J., Ryan, W.B.F. and Cita, M.B. (1973). *Nature* 242, 240-244.
- Sturani, C. (1976). *Memorie della Società Geologica Italiana* 16, 11-25.
- Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M. and Schreiber B.Ch. (2010). *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 297, 83-99.
- Ryan, 1973. In: Drooger, C.W. (Ed.) *Messinian events in the Mediterranean*, 26-38.
- Natalicchio, M., Dela Pierre, F., Clari, P., Birgel, D., Cavagna, S., Martire, L. and Peckman, J. (2013). *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 390, 68-80.

Los anfíboles de los volcanes de las islas Columbretes (Mediterráneo occidental)

The amphiboles of the volcanoes of the Columbretes Islands (Western Mediterranean)

Eumenio Ancochea Soto y María José Huertas Coronel

Departamento de Mineralogía y Petrología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid;

eancochea@ucm.es, huertas@ucm.es

ABSTRACT

In all the Columbretes islands there are rocks with amphiboles, in many cases in accidental fragments within the tuffs. All of them are magnesium-hastingsites, more or less zoned and reabsorbed. The amphiboles of the central islands of the main N-S alignment have formed at lower temperature and pressure than the rest. The calculated formation depths are approximately the Moho depth for the area.

Key-words: Columbretes Islands, western Mediterranean volcanoes, amphiboles, geothermobarometry.

Geogaceta, 70 (2021), 23-26
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción y antecedentes

Las islas Columbretes están situadas en el margen continental oriental de la Península Ibérica, 50 km al este de la costa de Castellón (Fig.1). Se trata de islas de origen volcánico, que forman parte de un campo volcánico más amplio, el Campo volcánico de Las Columbretes que, en su mayor parte, está sumergido (Pautot *et al.*, 1973; Mauffret, 1977; Mauffret *et al.*, 1978; Muñoz *et al.*, 2005).

La mineralogía, petrología y geoquímica de estas islas han sido estudiadas por distintos autores, destacando los trabajos de Vidal (1972), Vidal *et al.* (1974), Alonso Matilla (1982, 1987a, b), Martí *et al.* (1992), Aparicio *et al.* (1991 y 1994) y Aparicio y García (1995) y, más recientemente los de Ancochea y Huertas (2020) y en prensa) y Huertas y Ancochea (2020) sobre los aspectos vulcanológicos y geocronológicos.

El objetivo de este trabajo es estudiar la composición de los anfíboles, analizar su variabilidad y sus condiciones de formación. Se han utilizado las muestras que emplearon Vidal (1972) y Vidal *et al.* (1974) para caracterizar composicionalmente estas islas y que están depositadas en la Litoteca de Petrología de la Universidad Complutense.

Las islas Columbretes están constituidas por una isla de mayor tamaño que conserva la morfología volcánica (Columbrete Grande) y por islotes distribuidos en una franja de dirección norte-sur que son los restos subaéreos de volcanes independientes (Fig. 1; Ancochea y Huertas, 2020; Huertas y Ancochea, 2020).

Están formadas por rocas fuertemente alcalinas, desde basanitas, hasta fonolitas. En la alineación principal se sitúan los volcanes de Ferrera, Navarrete, Piedra Joaquín, Horadada (con el islote de Lobos) y Bergantín – Churruca (Fig. 1). La mayoría de ellos son de composición fonolítica. Ferrera además de fonolitas tiene rocas de composición intermedia: tefritas fonolíticas y fonolitas tefríticas. Navarrete y Columbrete Grande son totalmente diferentes, pues están formadas por basanitas y tefritas y forman una alineación NE-SO transversal a la principal.

Los anfíboles

La mayor parte de los materiales que constituyen estas islas son depósitos piroclásticos hidromagmáticos, formados esencialmente por cenizas con fragmentos de rocas accidentales arrastrados por la erupción y que se han formado en

RESUMEN

En todas las islas Columbretes aparecen rocas con anfíboles, en muchos casos en fragmentos accidentales dentro de las tobas. Todos ellos son magnesio-hastingsitas, más o menos zonadas y reabsorbidas. Los anfíboles de las islas centrales de la alineación principal N-S, se han formado a menor temperatura y presión que el resto. Las profundidades de formación calculadas son aproximadamente las de la profundidad del Moho para la zona.

Palabras clave: Islas Columbretes, volcanes del Mediterráneo occidental, anfíboles, geothermobarometría.

Fecha de recepción: 30/01/2021
Fecha de revisión: 23/04/2021
Fecha de aceptación: 28/05/2021

momentos eruptivos anteriores. Sólo en Columbrete Grande aparecen piroclastos estrombolianos formados mayoritariamente por bombas y lapilli de carácter juvenil (Aparicio *et al.*, 1991; Ancochea y Huertas, 2020).

Los anfíboles aparecen en todos los

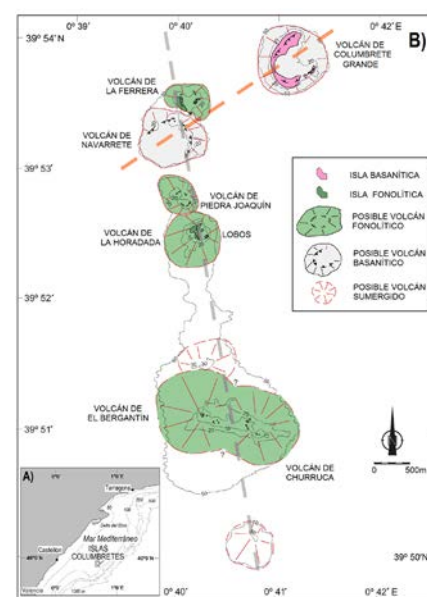


Fig. 1. A) Situación de las islas Columbretes. B) Volcanes de las Islas Columbretes (modificado de Huertas y Ancochea, 2020).

Fig. 1. A) Situation of the Columbretes Islands. B) Volcanoes of the Columbretes Islands (modified from Huertas and Ancochea, 2020).

tipos de rocas, desde basanitas a fonolitas y en todas las islas, aunque no con la misma abundancia, ni en todas las rocas de una isla. Como la mayor parte de las rocas en los que aparecen son fragmentos de origen accidental, no se pueden establecer relaciones entre la composición del anfíbol y la composición del volcán. En muchos casos, por ejemplo, se trata de anfíboles en rocas básicas, que son fragmentos accidentales dentro de una toba fonolítica.

En las rocas del volcán de Horadada (islotos de Horadada y Lobos) los anfíboles tienen tamaños habituales de 0,3 a 0,5 mm, aunque ocasionalmente puede ser más grandes. Son idiomorfos o subidiomorfos, zonados esporádicamente, sin borde de reacción o con borde pequeño (20-30 micras).

En el volcán de Ferrera los anfíboles son en general subidiomorfos, de 0,5 a 3 mm, suelen estar zonados y tienen aureolas bien desarrolladas de hasta 100 micras. De tamaño similar son los anfíboles de Bergantín, pero en este caso sólo quedan pequeños restos.

En el volcán de Navarrete los anfíboles son alotriomorfos, zonados y con borde de reacción, con tamaños de 0,4 a 2 mm y bordes de 20 a 100 micras. En Columbrete Grande aparecen como fragmentos rotos en los piroclastos hidromagmáticos, a veces de varios milímetros de tamaño y con importante borde de reacción y, en otras ocasiones, más pequeños y sin borde.

Se han realizado más de 200 análisis de anfíboles mediante microsonda electrónica. Todos son de composición muy similar, ricos en CaO (10-12%), MgO (9-13%), TiO₂ (5-7%), FeO (8-14%) y Al₂O₃ (12-14%). Cuando están zonados el bor-

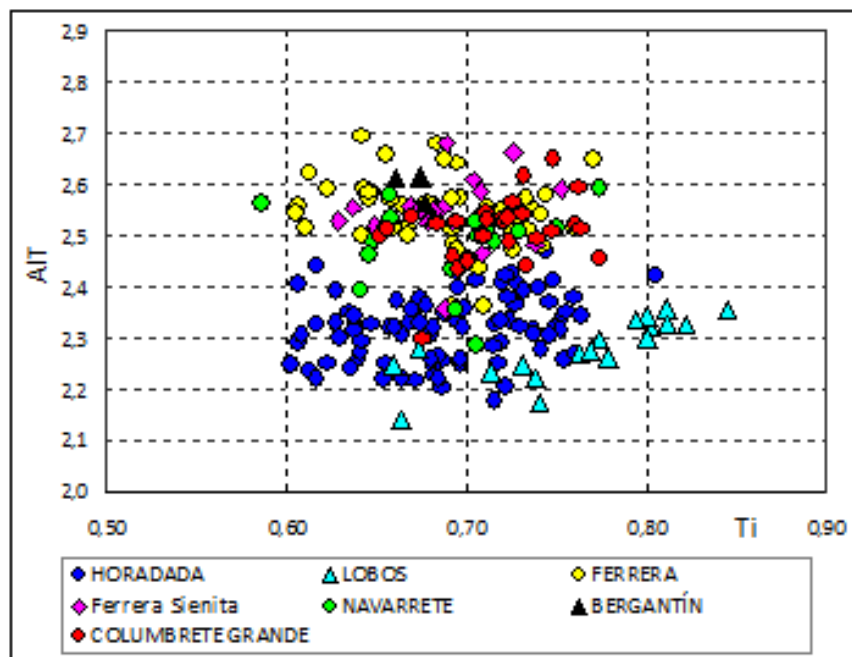


Fig. 2. Contenido en Ti y AIT (apfu) de los anfíboles de cada isla.
Fig. 2. Content in Ti and AIT (apfu) of the amphiboles of each island.

de suele ser más rico en FeO y más pobre en MgO, Al₂O₃ y TiO₂. Se trata siempre de magnesio-hastingsitas (Leake *et al.* 2004). En la Tabla I se presentan las medias de sus composiciones, por islas.

Por su contenido en AIT (apfu) pueden diferenciarse claramente dos grupos de anfíboles: los de las islas de Horadada y Lobos, que forman parte del mismo volcán (el volcán de Horadada, Huertas y Ancochea, 2020) y que son más pobres en AIT (2,2-2,4 apfu) y los del resto de las islas, más ricos (2,4-2,7 apfu) (Tabla I y Fig. 2).

Termobarometría

La composición de los anfíboles ha sido utilizada con frecuencia para deducir las condiciones de presión y temperatura a las que se han formado (p.e. Hammarstrom y Zen 1986; Hollister *et al.* 1987; Johnson y Rutherford 1989; Schmidt 1992; Ridolfi y Renzulli, 2012).

Hammarstrom y Zen (1986) indican que existe una relación empírica entre la presión de cristalización de rocas plutónicas calcoalcalinas y el contenido de Al total de las hornblendas. Hollister *et al.* (1987), Johnson y Rutherford (1989) y Schmidt (1992) precisan esa relación, y proponen diferentes barómetros. Todos ellos son esencialmente función del contenido en Al del anfíbol. Las ecuaciones que proponen son muy similares y, aunque no han sido calculadas para rocas

alcalinas, han sido utilizadas, con las debidas precauciones, en este tipo de rocas. Hammarstrom y Zen (1986) proponen también un geotermómetro, basado en el contenido en Ti de los anfíboles.

De acuerdo con ellos, la notable diferencia en el contenido en AIT entre los anfíboles de las islas, reflejarían diferentes profundidades de formación (Fig. 2 y Tabla I) y, por otra parte, los bordes de los anfíboles, más pobres en Ti y Al que los núcleos, se habrían formado a menor temperatura y presión.

Ridolfi y Renzulli (2012) propusieron un termobarómetro, más complejo, válido también para anfíboles ricos en Mg y Ca en magmas alcalinos, como los de las Columbretes. Sin embargo, sus resultados han sido cuestionados por diferentes autores (p.e. Erdman *et al.*, 2014 y Molina *et al.*, 2015), que concluyen que las temperaturas obtenidas son razonables ($\pm 32^\circ\text{C}$ a $\pm 36^\circ\text{C}$), pero no así las presiones ($\pm 2,4$ a $\pm 3,5$ Kb), que serían inutilizables.

Los resultados obtenidos con todos los termobarómetros son homogéneos para cada isla y diferentes entre grupos de islas (Tabla II) y confirman las diferencias entre los dos grupos de islas antes mencionados.

Los anfíboles de las islas de Horadada y Lobos (con un menor contenido en Al) se habrían formado a menor presión/profundidad que los del resto de las islas.

Según Ridolfi y Renzulli (2012) tam-

	Horadada	Lobos	Ferrera	Ferrera (siénita)	Navarrete	Columbrete Grande	Bergantín
nº análisis	91	19	53	19	17	27	4
SiO ₂	39,34	39,61	38,16	38,25	38,60	38,80	38,18
TiO ₂	6,05	6,77	6,07	6,03	6,09	6,40	6,01
Al ₂ O ₃	13,07	12,90	14,41	14,15	14,04	14,28	14,69
Cr ₂ O ₃	0,06	0,02	0,07	0,02	0,02	0,04	0,04
FeO	13,41	11,36	11,03	12,29	11,36	9,37	10,31
MnO	0,18	0,18	0,09	0,24	0,15	0,08	0,11
MgO	10,38	11,51	11,89	10,41	11,60	12,64	12,42
CaO	11,57	11,66	11,87	11,82	12,01	12,05	12,04
Na ₂ O	2,56	2,69	2,62	2,72	2,50	2,36	2,35
K ₂ O	1,16	1,22	1,29	1,40	1,34	1,37	1,59
F	0,15	0,32	0,44	0,47	0,22	0,10	0,11
Cl	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03

Tabla I. Composición media de los anfíboles de cada isla.

Table I. Average composition of the amphiboles of each island.

bién se habrían formado a menor temperatura: a menos de 1060°C, frente a los de las otras islas que se habrían formado a más de 1060°C (Fig. 3).

Los anfíboles de las sienitas que aparecen como xenolitos en las rocas de la isla de Ferrera, tienen similar composición a los de las otras rocas de la isla y se habrían formado en condiciones de P y T muy parecidas. Por otra parte, los anfíboles de las rocas de los volcanes de composición más básica (como Navarrete y Columbrete Grande) se habrían formado en condiciones parecidas a las del volcán fonolítico y tefrítico-fonolítico de Ferrera (Tablas I y II y Fig. 3).

Las mayores diferencias en la presión calculada entre el barómetro de Ridolfi y Renzulli (2012) y el resto de geobarómetros corresponden a las de La Horadada y Lobos; de 1 a 3 kb menos que los obtenidos por otros geobarómetros (Tabla II). Las diferencias en las otras islas también son elevadas, excepto para el barómetro de Johnson y Rutherford (1989) que obtiene presiones parecidas.

Discusión y conclusiones

Los anfíboles de las rocas de las islas Columbretes, son todos magnesio-hastingsitas, con pequeñas diferencias en sus contenidos en Al y Ti, que reflejan sus diferentes condiciones de formación. Estas diferencias composicionales no están en relación con la composición de los volcanes en los que aparecen, sino, fundamentalmente, con la posición de los volcanes dentro del campo volcánico.

Aunque los datos geobarométricos difieren en valor absoluto (Tabla II), las diferencias entre islas con cualquiera de ellos son similares. Una distribución de las diferencias en las profundidades de formación puede observarse en la figura 4. En ella se ha usado aleatoriamente el geobarómetro de Schmid (1992), pero figuras análogas se obtienen con los demás geobarómetros.

Todos los geobarómetros (Tabla II) indican que los anfíboles que se han formado en niveles más superficiales (y según Ridolfi y Renzulli, 2012, también a menor temperatura) son los del volcán de Horadada, que ocupa la posición central dentro de la alineación principal de volcanes (Fig. 1) y que es de composición fonolítica. Los del volcán de Ferrera, situado en el extremo norte de la alineación y también fonolítico, se formaron a

profundidades superiores, lo mismo que los de Bergantín, en el extremo sur de la alineación.

Los anfíboles de los volcanes basálticos (Navarrete y Columbrete Grande), que forman una alineación diferente (Fig. 1B), se originaron a profundidades similares a los analizados en el volcán fonolítico próximo (Ferrera).

La distribución general de las profundidades de formación parece indicar que existió una zona central dentro de la alineación de volcanes, donde los anfíboles, y por lo tanto los magmas de los volcanes, se generaron a menor profundidad. Por el contrario, hacia el norte y el sur del archipiélago, la zona de formación de los magmas fue bastante más profunda.

Las profundidades de generación de los anfíboles son aproximadamente las calculadas por distintos autores (Dañobeitia *et al.*, 1992; Torné *et al.*, 1992) para el límite del Moho en este sector. Posiblemente sería la zona en la que los magmas se quedarían retenidos y donde tendrían lugar los procesos de evolución magmática que dieron lugar a las rocas evolucionadas de estas islas (tefritas fonolíticas, fonolitas tefríticas y fonolitas).

Agradecimientos

Este trabajo no hubiera podido realizarse sin contar con las muestras que

	Referencia	Horadada	Lobos	Ferrera	Ferrera (sienita)	Navarrete	Columbrete Grande	Bergantín
T (°C)	1	1065	1085	1064	1070	1064	1073	1061
	5	1028	1048	1084	1073	1076	1084	1091
p (kb)	1	7,7	7,5	8,9	8,8	8,7	8,7	9,1
	2	8,3	8,1	9,6	9,5	9,4	9,4	9,8
	3	6,3	6,2	7,3	7,3	7,1	7,2	7,5
	4	8,0	7,8	9,1	9,0	8,9	8,9	9,3
	5	5,4	5,1	7,5	7,4	7,1	7,1	7,9
	Media	7,2	7,0	8,5	8,4	8,2	8,3	8,7
1: Hammarstrom y Zen (1986)		2: Hollister <i>et al.</i> (1987)						
3: Johnson y Rutherford (1989)		4: Schmid (1992)						
5: Ridolfi y Renzulli (2012)								

Tabla II. Temperatura y presión medias de formación según diferentes termobarómetros.

Table II. Average formation temperature and pressure according to different thermobarometers.

el Prof. J.M. Fúster recogió en la Expedición científica a Las Columbretes que organizó el CSIC en mayo de 1.964 y que están en la Litoteca de Petrología de la UCM. Para la realización del trabajo se ha contado con fondos del Grupo de Investigación UCM 910469 y del Proyecto CGL2017-86241-R. Los datos de química mineral se han obtenido en el Centro Nacional de Microscopía Luis Bru de la Universidad Complutense de Madrid.

Nuestro especial agradecimiento a J.F. Molina y a un revisor anónimo que han contribuido a mejorar notablemente el contenido del artículo.

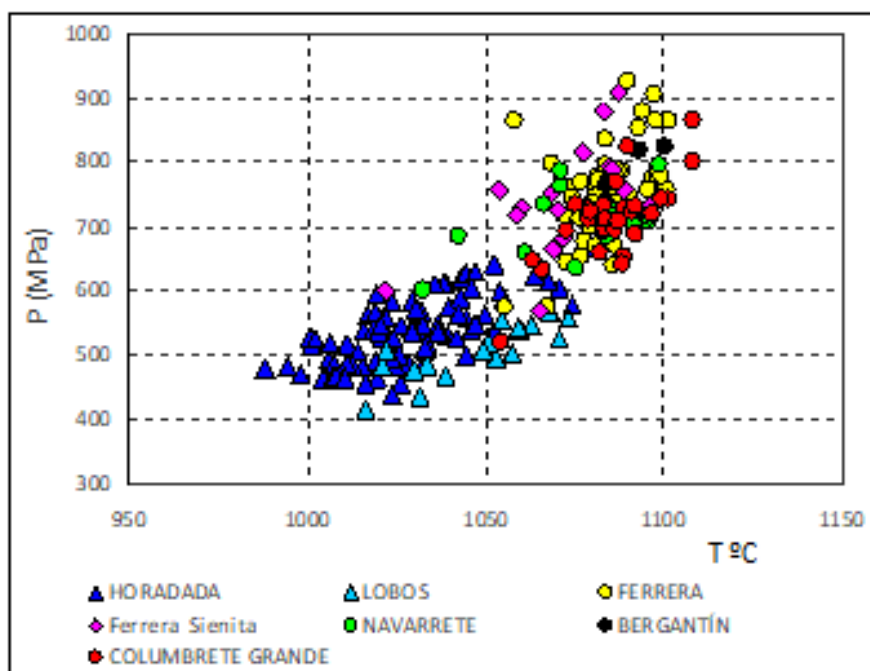


Fig. 3. Temperatura y profundidad de formación de los anfíboles, según el termobarómetro de Ridolfi y Renzulli, 2012.

Fig. 3. Temperature and depth of formation of amphiboles, according to the Ridolfi and Renzulli (2012) thermobarometer.

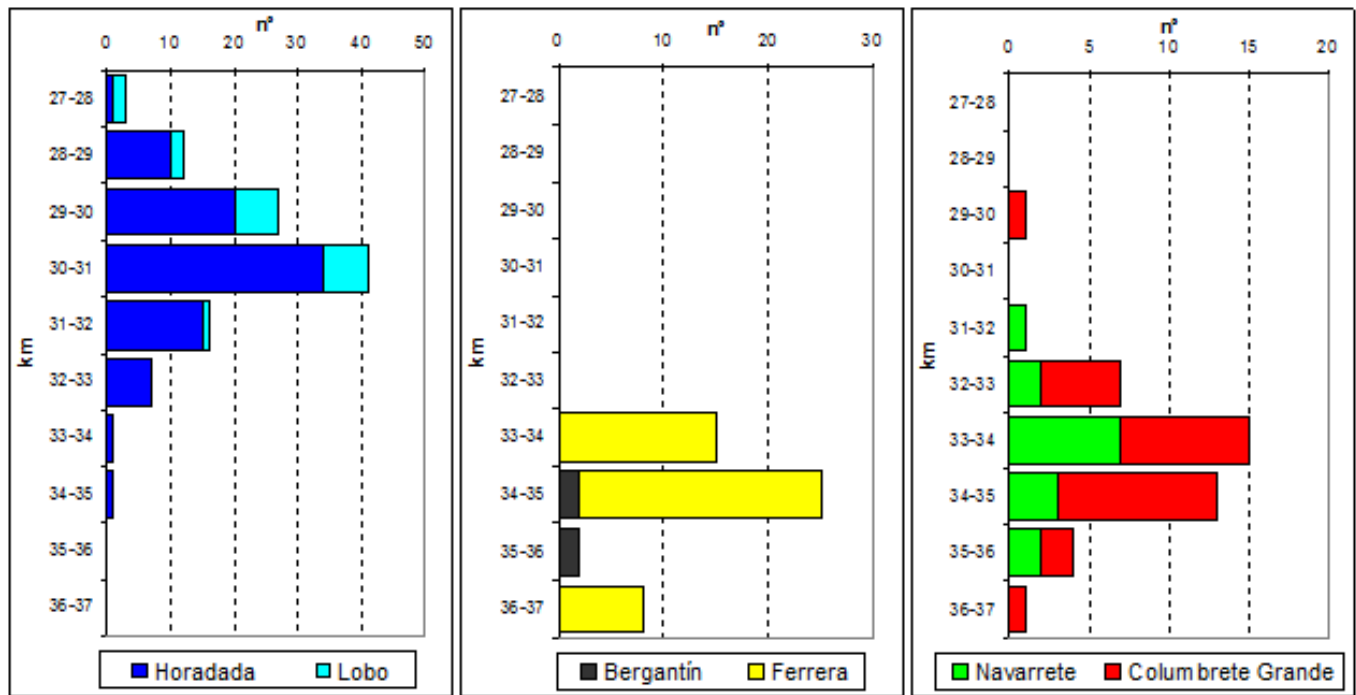


Fig. 4. Distribución de las profundidades de formación de los anfíboles de las diferentes islas/volcanes a partir del geobarómetro de Schmid (1992).
 Fig. 4. Distribution of the formation depths of the amphiboles of the different island/volcanoes, from the Schmid (1992) geobarometer.

Referencias

Alonso Matilla, L.A. (1982). *Estudio de las rocas ígneas de Castellón, Valencia y Alicante*. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca. 183 p.

Alonso Matilla, L.A. (1987a). En: *Islas Columbretes. Contribución al estudio de su Medio Natural*. (L.A. Alonso Matilla, J.L. Carretero y A.M. García Carrascosa, Eds.) Generalitat Valenciana, 27-54.

Alonso Matilla, L.A. (1987b). En: *Islas Columbretes. Contribución al estudio de su Medio Natural*. (L.A. Alonso Matilla, J.L. Carretero y A.M. García Carrascosa, Eds.), Generalitat Valenciana, 55-94.

Ancochea, E. y Huertas, M.J. (2020). *Geogaceta* 67, 51-54.

Ancochea, E. y Huertas, M.J. (2021). *Journal of Iberian Geology* 47, <https://doi.org/10.1007/s41513-021-00166-z>

Aparicio, A., Mitjavila, J.M., Araña, V. y Villa, I.M. (1991). *Boletín Geológico y Minero* 102 (4), 562-570.

Aparicio, A., Araña, V., García, R. y Grachev, I.M. (1994). *Mineralogical Magazine* 58A, 21-22.

Aparicio, A. y García, R. (1995). *Boletín Geológico y Minero* 106 (5), 468-488.

Dañobeitia, J.J., Arguedas, M., Gallart, J., Banda, E. y Makris, J. (1992). *Tectonophysics* 203, 37-55.

Erdmann, S., Martel, C., Pichavan, M. y Kushnir, A. (2014). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 167, 1016.

Hammarstrom, J.M. y Zen, E.A. (1986). *America Mineralogy Journal* 71, 1297-1313.

Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. y Sisson, V.B. (1987). *America Mineralogy Journal* 72, 231-239.

Huertas, M.J. y Ancochea, E. (2020). *Geogaceta* 67, 55-58.

Johnson, M.C. y Rutherford, M.J., (1989). *Geology* 17, 837-841.

Leake, B. E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, C.N. y Whittaker, E. (2004). *European Journal of Mineralogy* 16, 191-196.

Martí, J., Mitjavila, J.M., Roca, E. y Aparicio, A. (1992). *Tectonophysics* 203, 145-165.

Mauffret, A. (1977). *Mémoires Service Géologique de la Société de France* 66, 1-96.

Mauffret, A., Boillot, G., Auxiètre, J.L. y

Dunad, J.P. (1978). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 (4), 375-387.

Molina, J.F., Moreno, J.A., Castro, A., Rodríguez, C. y Fershtater, J.B. (2015). *Lithos* 232, 286-305.

Muñoz, A., Lastras, G., Ballesteros, M., Canals, M., Acosta, J. y Uchupi, E. (2005). *Geomorphology* 72, 1-18.

Pautot, G., Auzende, J.M., Olivet, J.L. y Mauffret, A. (1973). En: *Initial Report Deep Sea Drilling Project*.13 (2), 1430-1441.

Ridolfi, F., y Renzulli, A., (2012). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 163, 877-895.

Schmidt, M.W. (1992). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304-310.

Torné, M., Pascal, G., Buhl, P., Watts, A.B. y Mauffret, A. (1992). *Tectonophysics* 203, 1-20.

Vidal, J.R. (1972). *Petrología y Geoquímica de las Islas Columbretes (Castellón)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid, 94 p.

Vidal, J.R., Campos Juliá, C. y Fúster, J.M. (1974). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 641-642 (Castellón de la Plana. Islas Columbretes) y memoria*. IGME, Madrid, 26 p.

Influencia del sustrato cenozoico en el origen y sedimentación de la laguna hiperalcalina de Caballo Alba (Segovia)

Influence of the Cenozoic substrate on the origin and sedimentation of a soda lake (Caballo Alba, Central Spain)

M. Esther Sanz-Montero¹, J. Pablo Rodríguez-Aranda² y Pablo del Buey¹

¹ Dpto. Mineralogía y Petrología. Fac. Geológicas. UCM. C/ José Antonio Novais, 2. 28040-Madrid. España. mesanz@ucm.es; pablodelbuey@ucm.es

² IES Camilo José Cela. Av. Monte, 16. 28223-Pozuelo de Alarcón (Madrid). España. juanparo@ucm.es

ABSTRACT

Caballo Alba is a highly alkaline and ephemeral lake located in a wetland area of the Duero basin (central Spain). The lake contains sodium chloride water and overlies Miocene marlstone deposits and Quaternary terraces. The purpose of this paper is to study the impact of the structure and lithology of the Cenozoic substrate in both the origin of the lake and mineralogy of the lake deposits. The origin and shape of Caballo Alba was controlled by NNW-SSE fractures affecting the substrate. These fractures provide the main pathways of groundwater to the lakes. Lacustrine deposits are comprised of clays and authigenic calcium, magnesium and sodium carbonates, and sulfates. The comparative analysis of the mineralogy between Miocene marls and lacustrine deposits reveals that authigenic smectites are also forming in the lake.

Key-words: Ephemeral lake, Duero basin, authigenic deposits, smectites, tectonic origin.

RESUMEN

La laguna de Caballo Alba (Segovia) es un pequeño lago efímero hiperalcalino del Humedal Coca-Olmedo de salmueras clorurado-sódicas, cuyo sustrato y área de drenaje están formados por rocas margosas miocenas y retazos de terrazas cuaternarias. Este trabajo se centra en analizar la influencia de la estructura y litología del sustrato Cenozoico en el origen de la laguna y composición mineralógica de sus sedimentos. Se muestra que el origen y forma de Caballo Alba están controlados por las fracturas NNW-SSE que afectan al Cenozoico y constituyen las principales vías de alimentación de agua mediante flujos subterráneos. El sedimento reciente de Caballo Alba incluye sulfatos y carbonatos (cálcicos, magnésicos y sódicos), y arcillas. El estudio comparativo de las margas miocenas y del sedimento lagunar revela que en Caballo Alba probablemente se están depositando esmectitas autigénicas.

Palabras clave: Laguna estacional, Cuenca del Duero, sedimentos autigénicos, esmectitas, origen tectónico.

Geogaceta, 70 (2021), 27-30
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 05/02/2021
Fecha de revisión: 23/04/2021
Fecha de aceptación: 28/05/2021

Introducción

El "Complejo lagunar de Coca-Olmedo" (Fig. 1) se ubica en las provincias de Segovia y Valladolid, dentro de la Cuenca Cenozoica del Duero. Las lagunas se caracterizan como *soda lakes* de acuerdo con su alta alcalinidad y elevado contenido en sodio (Sanz-Montero *et al.*, 2013). Caballo Alba (Segovia) es uno de los pequeños cuerpos de agua estacionales que se incluyen en dicho complejo (Fig. 1). Las lagunas son alimentadas esencialmente por agua de lluvia, arroyadas efímeras y flujos subterráneos (Cabestrero y Sanz-Montero, 2018). Se encuentran conectadas con el acuífero de *Los Arenales*, una unidad hidrogeológica regional cuyas aguas realizan un largo recorrido desde el Sistema Central hasta el centro de la Cuenca del Duero (IGME, 2015). La orientación dominante del acuífero (N15°W) sigue una directriz tectónica (Fernández-Escalante, 2005). Por su parte, Desir *et al.* (2003) sugieren que estas lagunas se han formado por erosión fluvio-eólica. Caballo Alba se

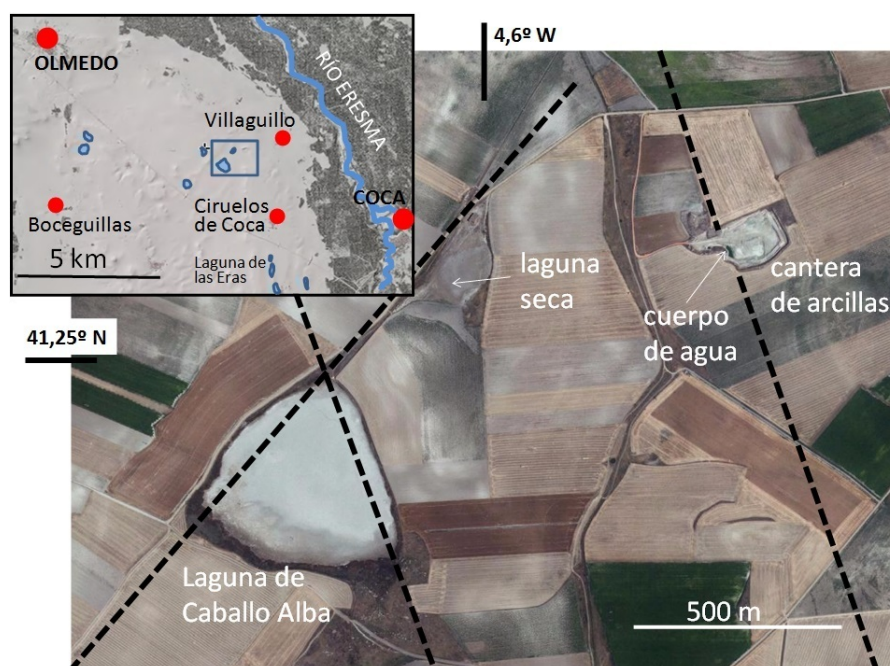


Fig. 1. Localización del Humedal Coca-Olmedo con la zona de estudio recuadrada y foto de satélite mostrando la laguna de Caballo Alba y la cantera estudiadas. Las líneas discontinuas marcan la posición de fracturas en el sustrato cenozoico. Ver figura en color en la web. *Fig. 1.* Coca-Olmedo wetland and location of the study zone (squared). The satellite photo shows lake Caballo Alba and the nearby quarry. Dashed lines indicate fractures in the Cenozoic substrate. See color figure in the web.



Fig. 2. Secuencia sedimentaria que forma el sustrato Vallesense de Caballo Alba. Ver figura en color en la web.

Fig. 2. Vallesian sedimentary sequence forming the substrate of Lake Caballo Alba. See color figure in the web.

asienta en una suave depresión desarrollada en materiales margosos del Mioceno (Portero *et al.*, 1982).

En este trabajo se analiza la génesis de la laguna de Caballo Alba y se estudia la mineralogía de su sustrato para determinar qué influencia tiene en el sedimento lagunar.

Metodología

Se han llevado a cabo estudios cartográficos, de fotografía de satélite y de campo. Se ha analizado la mineralogía del sedimento lagunar (hasta 20 cm de profundidad) y del sustrato mioceno mediante difracción de rayos X, métodos del polvo total y agregados orientados para las fracciones $<2\mu\text{m}$ y $<0,5\mu\text{m}$. Se han realizado, además, observaciones con microscopía óptica y electrónica de barrido (MEB). También se ha analizado la hidroquímica de la laguna (4 muestras tomadas en marzo, 1 en diciembre y 1 en abril) y de un cuerpo de agua que aflora en una cantera próxima a Caballo Alba en julio.

Área de estudio

La laguna Caballo Alba (CA) se localiza en el término municipal de Villeguillo (Segovia) a 768 m de altura, tiene un área de 0,17 km² y una profundidad máxima de 30 cm. Durante el verano se seca (Cabestrero y Sanz-Montero, 2018). Se puede considerar un ambiente de tipo *playa lake* que presenta elevados valores de pH (9-10,4) y una hidroquímica clorurada sódica con porcentajes variables de bicarbonato, carbonato y sulfato (Cabestrero y Sanz-Montero, 2018). Se ha observado la presencia de una surgencia de agua subterránea próxima a su margen oriental, existiendo una pequeña laguna seca al NE de Caballo Alba (Fig. 1).

La laguna se asienta en materiales vallesienses horizontales, constituidos por margas gris-verdosas con ostrácodos, que se incluyen en la *Unidad de Cuestas* del sector centro/occidental de la Cuenca del Duero (Fig. 2). Estas facies se depositaron en ambientes marginales de lagos salados (Alonso-Gavilán *et al.*, 2004). En el entorno, se observan, además, depósitos fluviales cuaternarios del sistema Eresma - Adaja - Voltoya (Portero *et al.*, 1982).

No existen buenos afloramientos de las rocas miocenas donde se pueda evaluar su carácter arcilloso, salvo en una pequeña cantera, situada 1 km al NE de CA, con 10 m de altura de frente, en la que se explotaban arcillas comunes para uso cerámico estructural (IGME y SIEMCALSA, 2016) (Figs. 1 y 2). En ésta se observan secuencias de margas verdes y dolomías margosas (Fig. 2). El conjunto está coronado por una capa de lutitas calcáreas. En la cantera se observa la traza de una falla NNW-SSE (Fig. 1) afectando a una terraza fluvial del Pleistoceno Medio, según la datación de Portero *et al.* (1982), constituida por conglomerados cuarcíticos. En la zona más deprimida de la cantera, siguiendo la traza de la falla, existe un cuerpo de agua permanente de profundidad superior a 1 m.

Los sedimentos actuales de Caballo Alba son de color blanquecino y constan fundamentalmente de arcillas, carbona-

tos y sulfatos (Fig. 3). Se hallan directamente relacionados con tapices microbianos, que producen microambientes donde precipita un cortejo variado de minerales (Fig. 4) (Cabestrero, 2018; Cabestrero y Sanz-Montero, 2018). Localmente, se observan cantos de gravas sobre el fondo de la laguna heredados de los depósitos de las terrazas cuaternarias.

Resultados

El estudio cartográfico y de imágenes de satélite permite concluir que CA se localiza en una zona de intersección entre dos sistemas regionales de fractura (NNW-SSE y NE-SW), de hecho, su morfología *cuasi* triangular está controlada por la orientación de dichas fracturas y otra pequeña laguna seca se alinea con ella hacia el NE (Fig. 1). Además, la fractura reconocida en la cantera se puede continuar unos 5 km desde la misma hasta la Laguna de las Eras (Fig. 1), que, según Sanz-Montero *et al.* (2013) se dispone también siguiendo esa directriz tectónica.

Los análisis minerales del sustrato mioceno se muestran en la tabla I. El porcentaje de filosilicatos varía entre 35 y 55% y el de carbonatos (calcita y/o dolomita) es de 25-50%; los granos detríticos de cuarzo y feldespato suman 10-30% del total en peso. Las observaciones al mi-



Fig. 3. Aspecto de campo del sedimento lagunar de Caballo Alba en marzo de 2017. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Field view of the lake sediment, in March 2017. See color figure in the web.

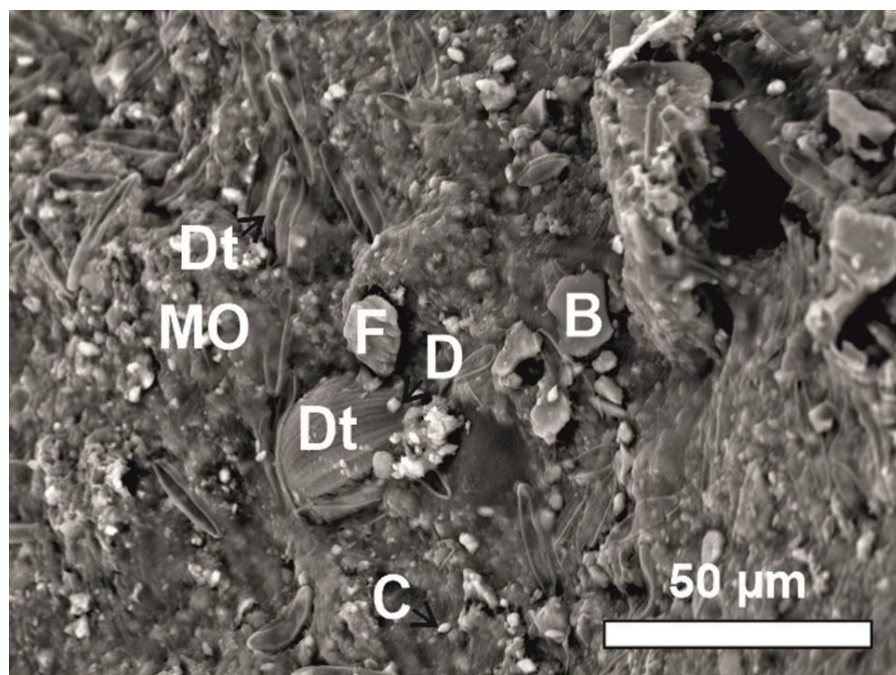


Fig. 4. Fotografía de microscopio electrónico (MEB) del sedimento de Caballo Alba. Dt: diatomea, D: dolomita, C: Calcita, F: Feldespato. B: Biotita. MO: Matriz orgánica.
 Fig. 4. SEM picture showing several features of the lake sediment in Caballo Alba. Dt: diatom. D: Dolomite. C: Calcite. F: Feldspar. B: Biotite. MO: Organic matrix.

croscopio petrográfico revelan que parte del contenido en calcita se debe a la presencia de ostrácodos en las muestras. Res-

pecto a la composición de las fases arcillosas, se ha determinado que existe siempre illita, palygorskita y sepiolita con trazas de clorita y caolinita. Se han registrado interstratificados R0 y tentativamente R1 de illita/esmectita. Así pues, el contenido en esmectita es muy reducido y se restringe, sobre todo, a la parte superior de la serie (cota 778-780 m).

Los sedimentos de la laguna de Caballo Alba poseen una gran diversidad mineralógica que se expone resumida en la tabla II. Este cortejo mineral se halla aglutinado en una matriz orgánica producida por los organismos que integran los tapices microbianos (Fig. 4).

Junto a los minerales, se pueden encontrar valvas de ostrácodos y frústulas de diatomeas. Estas últimas, son particularmente abundantes tras los episodios de proliferación primaveral (*algal blooms*). A grandes rasgos, el contenido en filosilicatos puede alcanzar proporciones notables de hasta el 70%. La presencia de determinadas fases minerales depende de la época del año, por ejemplo, $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$ (hidromagnesita) y los carbonatos sódicos como northupita ($Na_3Mg(CO_3)_2Cl$), trona ($Na_3(HCO_3)(CO_3) \cdot 2H_2O$) y natrón ($Na_2CO_3 \cdot 10 H_2O$), son típicos del estío; el yeso aparece todo el año, fundamentalmente en las orillas.

Las arcillas más abundantes son illita, palygorskita y esmectita, con trazas de clo-

rita, caolinita y sepiolita inferiores al 5%, a diferencia del Mioceno, donde el contenido en sepiolita es importante y el de esmectita se restringe a los interstratificados.

Desde el punto de vista hidroquímico (Tabla III), el cuerpo de agua aflorante en la cantera, con pH 9,5, se caracteriza como clorurado sódico y muestra concentraciones muy bajas respecto a las de la laguna (pH entre 9 y 10); sobre todo, en Cl^- , Na^+ y SO_4^{2-} . Es destacable que la proporción de As (0,17 ppm) es muy superior a la permitida en el agua potable (0,01 $\mu g/mL$) (Carretero, 2015).

Discusión

Nuestros resultados confirman que las estructuras NNW-SSE y NE-SW que se observan en la zona de estudio han controlado la formación de CA, descartando la hipótesis de erosión fluvio-eólica propuesta por Desir *et al.* (2003). Asimismo, la localización de una fractura en la cantera que se continua con otras lagunas de la zona, apoya la canalización de flujos subterráneos siguiendo las directrices tectónicas NNW-SSE (Fernández-Esca-

Mineral	% peso	% peso
Calcita	0-40	---
Dolomita	0-50	---
Cuarzo	0-10	---
Feldespato K	10-20	---
Filosilicatos	35-55	---

Arcilla	<2 μm	<0,5 μm
<i>Illita</i>	46-52	38-58
<i>Clorita</i>	2-3	0-4
<i>Caolinita</i>	3-5	0-6
<i>Sepiolita</i>	4-23	4-17
<i>Palygorskita</i>	21-35	13-45
<i>Int. R0 ill/esm</i>	3-16	0-22

Tabla I. Mineralogía de los sedimentos del sustrato Mioceno para 6 muestras. Las cursivas son resultados de agregados orientados de arcillas; indicándose las fracciones estudiadas.

Table I. Mineralogical composition of 6 samples of Miocene succession. Italics refer to oriented aggregate mounts of clays; studied fractions are indicated.

Mineral	% peso	% peso
Calcita	5-20	---
Dolomita	5-10	---
Hidromagnesita	0-30	---
Magnesita	0-5	---
Trona	0-15	---
Natron	0-10	---
Northupita	0-20	---
Halita	0-15	---
Yeso	0-40	---
Thenardita	0-35	---
Cuarzo	5-55	---
Feldespato K	5-30	---
Filosilicatos	20-70	---

Arcilla	<2 μm	<0,5 μm
<i>Illita</i>	30-65	20-40
<i>Palygorskita</i>	15-35	30-60
<i>Esmectita</i>	20-45	19-30

Tabla II. Mineralogía de los sedimentos de Caballo Alba para 12 muestras. Las cursivas son resultados de agregados orientados de arcillas; indicándose las fracciones estudiadas.
 Table II. Mineralogical composition of Caballo Alba sediments for 12 samples. Italics refer to oriented aggregate mounts of clays.

Soluto (ppm)	Cantera	Laguna
F ⁻	2	1,8
Cl ⁻	60	1860
Br ⁻	0,15	4,4
NO ₃ ⁻	<0,25	<2
SO ₄ ²⁻	40	1550
CO ₃ ²⁻	---	700
HCO ₃ ⁻	---	1640
Na ⁺	100	2000
K ⁺	5,5	90
Mg ²⁺	35	190
Ca ²⁺	12	10
Si ⁴⁺	2,5	1,2
Al ³⁺	<0,02	---
Ba ²⁺	0,07	---
Fe ²⁺	0,025	---
Li ⁺	0,2	---
Sr ²⁺	0,8	---
S	15,5	6,8
As	0,17	---
P	<0,1	---

Tabla III. Hidroquímica del cuerpo de agua aflorante en la cantera de Villeguillo y de la laguna Caballo Alba. N° muestras cantera=1. N° muestras laguna=6

Table III. Hydrochemistry of the waterbody in Villeguillo quarry and lake Caballo Alba. Sample N° quarry=1. Sample N° lake=6.

lante, 2005). Estos flujos alimentan tanto las lagunas como el cuerpo de agua de la cantera, que recibiría aportes constantes como demuestra su carácter permanente y la baja salinidad registrada, incluso en verano. El alto valor de As detectado en esta agua es típico de los flujos profundos del acuífero de *Los Arenales* (Carretero, 2015). De este modo, se corrobora la conexión del cuerpo de agua de la cantera con el acuífero profundo a través de la fractura.

La concentración de los iones en la salmuera de CA es bastante mayor que en el cuerpo de agua de la cantera, revelando el intenso efecto de la evaporación en la laguna. La desecación de ésta favorece la degradación de los tapices microbianos, lo que induce la precipitación de distintas especies minerales, particularmente de carbonatos magnésicos (Sanz-Montero *et al.*, 2019). Por otro lado, cuando el fondo expuesto de CA se vuelve a inundar en otoño-invierno (Cabestrero, 2018), muchas de las fases minerales precipitadas anteriormente se disuelven con lo que la composición de la salmuera lacustre nunca refleja las características del agua subterránea. Así, una gran parte de los sedimentos lagunares no se conservan de un año para otro y, por tanto, no se preservarían ni acumularían en el registro geológico. Se ha visto que en profundidad fundamentalmente permanecen los carbonatos de Ca y Mg, el yeso y las arcillas. Estas últimas incluyen tanto sedimentos heredados detríticos como fases autigénicas.

La existencia de fases arcillosas autigénicas se pone de manifiesto al comparar la mineralogía del sustrato Mioceno con las arcillas del sedimento de CA. La presencia de sepiolita e interestratificados de illita/esmectita en el sustrato no se corresponde con los depósitos lagunares. Además, la mayor cantidad de esmectitas en CA respecto al sustrato, más patente en la fracción <0,5 µm (Tabla II), apoya un origen autigénico para dichos minerales en la laguna. En este mismo sentido, redonda la ausencia de esmectitas descrita por Del Buey *et al.* (2019) en los depósitos de la laguna de las Eras, que se dispone en un entorno geológico semejante (Sanz Montero *et al.*, 2013).

Conclusiones

Las fracturas regionales NNW-SSE han determinado la formación de las cubetas de la laguna Caballo Alba y otras de su entorno y representan las principales vías de aporte de agua a éstas.

Desde el punto de vista hidroquímico, las aguas de las lagunas se clasifican como clorurado sódicas, alcalinas y ricas en Mg.

Estas condiciones favorecen la precipitación de carbonatos de magnesio y sodio, sulfatos y otras sales más solubles. Además, la mayor abundancia de esmectitas en la laguna que en los afloramientos miocenos, sugiere que hay autigénicas de esmectitas.

El presente estudio refleja la complejidad de los ambientes sedimentarios lacustres y ayuda a la interpretación de facies análogas en el registro geológico.

Agradecimientos

Se agradece la financiación de los proyectos CGL2015-66455-R y Grupo de Investigación UCM 910404, la foto y otras aportaciones del Dr. O. Cabestrero, los comentarios sobre mineralogía de arcillas del Dr. X. Arroyo y las revisiones realizadas por los Dres. José Pedro Calvo y M. Ángeles García del Cura.

Referencias

- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Carballera, J., Corrochano, A., Huerta, P. y Rodríguez, J. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 550-556.
- Cabestrero, Ó. (2018). *Mineralogénesis, procesos geobiológicos y evolución sedimentaria en lagunas salinas del centro peninsular (Cuenca del Duero y Guadiana)*. Tesis Doctoral. 186 p.
- Cabestrero, O. y Sanz-Montero, M.E. (2018). *Journal of Paleolimnology* 59, 139-157.
- Carretero, M.C. (2015). *Hidro-geoquímica de aguas subterráneas de un sector de la Cuenca del Duero con altos niveles de arsénico*. Tesis Doctoral. Univ. Valladolid. 339 p.
- Del Buey, P., Cabestrero, Ó. y Sanz-Montero, M.E. (2019). *34 IAS Congress. Roma*. Abstracts, 1317.
- Desir, G.M., Gutiérrez Elorza, M. y Gutiérrez Santaolla, F. (2003). *Boletín Geológico y Minero* 1-14, 395-407.
- Fernández-Escalante, E. (2005). *Recarga artificial de acuíferos en cuencas fluviales. Aspectos cualitativos y medioambientales: Criterios técnicos derivados de la experiencia en la cubeta de Santiuste (Segovia)*. Tesis Doctoral. UCM, 1331 p.
- IGME (2015). *Masa de agua 45 Los Arenales. Actividad 2*. IGME y Dirección General de Agua. 114 p.
- IGME y SIEMCALSA (2016). *Mapa de rocas y minerales industriales de Castilla y León*. IGME. N° explotación 1867.
- Portero, J.M., Carreras, F., Olivé, A. y del Olmo, P. (1982) *Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja 428 (Olmedo)*. IGME, Madrid. 56 p.
- Sanz-Montero, M.E. *et al.* (10 más). (2013). *Geogaceta* 53, 97-100.
- Sanz-Montero, M.E., Cabestrero, Ó. y Sánchez-Román, M. (2019). *Frontiers in Microbiology* 10, 148.

Aplicación del sistema de remediación pasivo Sustrato Alcalino Disperso (DAS) para tratar lixiviados de fosfoyesos altamente ácidos y contaminantes

Application of the passive Dispersed Alkaline Substrate (DAS) remediation system to treat highly acidic and polluted phosphogypsum leachates

Ricardo Millán-Becerro, Carlos R. Cánovas, Francisco Macías, Rafael Pérez-López y José Miguel Nieto

Departamento de Ciencias de la Tierra y Centro de Investigación en Recursos Naturales, Salud y Medio Ambiente (RENSMA). Universidad de Huelva. Campus "El Carmen" s/n, 21071, Huelva (España). ricardo.millan@dct.uhu.es; carlos.ruiz@dgeo.uhu.es; francisco.macias@dgeo.uhu.es; rafael.perez@dgeo.uhu.es; jmnieto@uhu.es

ABSTRACT

This work studies the feasibility of the Dispersed Alkaline Substrate (DAS) technology for the passive treatment of highly acidic and polluted effluents from the phosphogypsum stack located on the Tinto river marsh soils (Huelva, SW Spain). The study consists of flowing the acidic water through a column filled with a mixture of an alkaline reagent (i.e. $\text{Ca}(\text{OH})_2$) scattered on an inert matrix (i.e. wood chips) capable of raising the pH of the leachate and precipitating the dissolved pollutants. The $\text{Ca}(\text{OH})_2$ -DAS treatment system achieved the total removal of PO_4 , F, Fe, Zn, Al, Cr, U and As from the solutions. The precipitation of brushite [$\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$] and gypsum [$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$] seems to be the main mechanism responsible for the removal of contaminants. The solids collected from the DAS column were subjected to the EU EN 12457-2 leaching test for their classification and management according to their hazardousness. Some of these solids could be classified as hazardous wastes due to the high release of SO_4 . This study may contribute to the design of an effective and sustainable treatment of leachates from the fertilizer industry.

Key-words: Phosphogypsum stack, column experiment, brushite, leaching test.

RESUMEN

Este trabajo estudia la viabilidad de la tecnología conocida como Sustrato Alcalino Disperso (DAS) para el tratamiento pasivo de efluentes extremadamente ácidos y contaminantes procedentes de la balsa de fosfoyesos localizada sobre las marismas del río Tinto (Huelva, SO España). El estudio consiste en hacer fluir el agua ácida a través de una columna rellena con una mezcla de un reactivo alcalino (i.e. $\text{Ca}(\text{OH})_2$) disperso en una matriz inerte (i.e. virutas de madera) capaz de elevar el pH del lixiviado y precipitar los contaminantes disueltos. El sistema de tratamiento DAS- $\text{Ca}(\text{OH})_2$ logró la retirada total de PO_4 , F, Fe, Zn, Al, Cr, U y As de las soluciones. La precipitación de brushita [$\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$] y yeso [$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$] fue el principal mecanismo responsable de la eliminación de los contaminantes. Los sólidos retenidos en la columna DAS después del tratamiento fueron sometidos al test de lixiviación EN 12457-2 de la EU para su clasificación y gestión de acuerdo a su peligrosidad. Algunos de estos sólidos podrían ser clasificados como residuos peligrosos, debido a la alta concentración de SO_4 lixiviado. Este estudio contribuye al diseño de un tratamiento efectivo y sostenible de los lixiviados procedentes de la industria fertilizante.

Palabras clave: Balsa de fosfoyesos, experimento en columna, brushita, test de lixiviación.

Geogaceta, 70 (2021), 31-34
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 28/01/2021
Fecha de revisión: 23/04/2021
Fecha de aceptación: 28/05/2021

Introducción

El fosfoyeso es un residuo derivado de la producción de ácido fosfórico (H_3PO_4) en la industria de fertilizantes fosfatados. Este residuo es generado durante la disolución química de rocas fosfatadas (principalmente fluorapatito [$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$] con ácido sulfúrico (H_2SO_4).

El fosfoyeso está compuesto principalmente por yeso [$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$] y contiene elevadas cantidades de metal(oide)s (e.g. As y Cd) y radionúclidos de la serie de decaimiento del ^{238}U (i.e. U, Ra y Rn), que se transfieren de las materias primas (i.e. roca fosfatada y ácido sulfúrico) al residuo durante el proceso industrial (Rutherford *et al.*, 1994; Macías *et al.*, 2017). Además, el espacio intersticial del fosfoyeso está relleno de ácidos residuales altamente

contaminantes (i.e. ácidos fosfórico-sulfúrico-fluorhídrico), que forman parte de los reactivos y productos que no pueden ser recuperados durante el proceso de fabricación (Lottermoser, 2010). Sin embargo, a pesar de ser una importante fuente de contaminación, estos residuos generalmente son depositados en balsas cerca de zonas costeras, donde están expuestos directamente a procesos de meteorización (Tayibi *et al.*, 2009).

La producción de ácido fosfórico en la industria de fertilizantes de Huelva (SO España), durante 4 décadas (1968-2010), generó alrededor de 100 Mt de fosfoyesos. Estos residuos fueron depositados en una balsa situada directamente sobre el suelo de marisma del río Tinto, localizada en el estuario de la Ría de Huelva (Fig. 1). La balsa de fosfoyesos cubre un área apro-

ximada de 12 km² y se encuentra situada a menos de 300 m del centro de la ciudad.



Fig.1. Balsa de fosfoyesos de Huelva. Se indica el punto donde se tomó la muestra para este estudio. Ver figura en color en la web.
Fig.1. Phosphogypsum stack located in Huelva. The point where the sample was taken for this study is indicated. See color figure in the web.

A pesar de estar bajo el control de la industria, la balsa de fosfoyesos de Huelva podría ser considerada en situación de abandono ya que su remediación parece estar obstaculizada por restricciones financieras, responsabilidades inciertas y el estado legal actual de las tierras. Así, la pila de residuo está sujeta a una fuerte presión social y a un sinfín de disputas políticas y legislativas; mientras tanto, vertidos ácidos y altamente contaminantes, resultantes de la lixiviación de los fosfoyesos, descargan continuamente grandes cantidades de contaminantes a la Ría de Huelva, e.g. 42 ton/año de Fe, 12 ton/año de Zn, 6.9 ton/año de As, 4.2 ton/año de U, 3.5 ton/año de Cr, 1.8 ton/año de Cu y 1.6 ton/año de Cd, entre otros (Pérez-López *et al.*, 2016). Además, la mayoría de los contaminantes disueltos en estas aguas ácidas se comportan de forma conservativa durante los procesos de mezcla con el agua del estuario (e.g. Zn, Cu, As, Cd y Sb), alcanzando finalmente el Océano Atlántico (Papaslioti *et al.*, 2018). Por este motivo, es importante diseñar estrategias de remediación efectivas para estos lixiviados contaminantes con el fin de evitar su llegada a las aguas estuarinas. En este sentido, Millán-Becerro *et al.* (2019) propusieron una serie de pautas para la instalación y mantenimiento de una planta de tratamiento activa para lixiviados de fosfoyesos, concluyendo que este sistema de tratamiento implica costes económicos y ambientales inasumibles. Sin embargo, una alternativa más económica y respetuosa con el medio ambiente podría ser la instalación de una planta de tratamiento pasivo con la tecnología conocida como Sustrato Alcalino Disperso (DAS). Este tipo de tratamiento emplea fundamentalmente energía gravitacional y su mantenimiento es infrecuente, por lo que resulta especialmente adecuado en zonas abandonadas. La eficacia de esta tecnología ha sido ampliamente demostrada en el tratamiento pasivo de drenajes ácidos de mina (Ayora *et al.*, 2013).

Por tanto, el objetivo principal de este estudio es diseñar un tratamiento eficaz y sostenible para los vertidos procedentes de la balsa de fosfoyesos de Huelva, con el fin de reducir la carga de contaminantes que alcanzan el estuario, y así evitar el deterioro de la calidad de las aguas circundantes. Para cumplir con este fin, esta investigación se centra en evaluar la posible aplicación del sistema DAS a una salida de borde de la balsa de fosfoyesos.

Metodología y materiales

En el laboratorio, se construyó un sistema DAS para tratar lixiviados de fosfoyesos, que consta de las siguientes partes (Fig. 2): (1) un tanque de almacenamiento (5000 cm³) para el lixiviado ácido de partida, conectado a una bomba peristáltica que conduce el agua con un caudal de 0.3 mL/min hasta (2) una columna reactiva (568 cm³) rellena con 20 cm de material reactivo DAS (80% (v/v) de virutas de madera y 20% (v/v) de Ca(OH)₂), la cual está conectada con (3) un vaso de decantación (445 cm³). El caudal de entrada al sistema ha sido establecido para lograr un tiempo de residencia del agua en cada etapa de entorno a las 24 h (en base a una porosidad del 31% en la columna reactiva DAS).

Una vez preparado, se tomaron 25 L de aguas de salida de borde de la balsa de fosfoyesos (Fig. 1) con un recipiente de polietileno estéril, procediendo a operar el sistema.

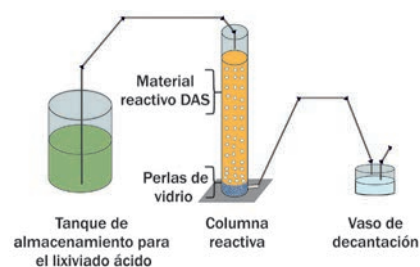


Fig. 2. Esquema del sistema de tratamiento DAS. Ver figura en color en la web

Fig. 2. Sketch of the DAS treatment system. See color figure in the web.

Se tomaron muestras diarias en diferentes puntos del sistema de tratamiento (i.e. solución de entrada, salida de la columna DAS y recipiente de decantación). En todos los muestreos se determinaron diferentes parámetros físico-químicos como pH, conductividad eléctrica (CE), potencial redox (ORP) y temperatura con un equipo portátil multiparamétrico CRISON MM 40+. Posteriormente, las soluciones muestreadas fueron filtradas y divididas en dos alícuotas, una no acidificada para aniones y la otra acidificada a pH < 1 con HNO₃ suprapur para el análisis de cationes.

Una vez finalizado los experimentos, se recogieron muestras de los precipitados sólidos a lo largo de la columna reactiva DAS y en el vaso de decantación. La composición mineralógica de los sólidos fue determinada mediante difracción de

rayos X (DRX) y por microsonda electrónica (EPMA-WDS). Los índices de saturación (IS) de las soluciones muestreadas con respecto a ciertas fases minerales que podrían estar controlando la solubilidad de los contaminantes durante el experimento se calcularon con el código geoquímico PHREEQC 3.0 (Parkhurst y Appelo, 2005). Además, los sólidos muestreados en la columna DAS fueron sometidos a un test de lixiviación estándar propuesto por la Unión Europea (EN 12457-2, 2002). Este test de lixiviación es utilizado para evaluar el depósito de residuos en vertederos europeos, de acuerdo a la concentración lixiviada de varios contaminantes: vertedero para residuos inertes, no peligrosos y peligrosos (EC Decision 2003/33/CE). El test de lixiviación EN 12457-2 consiste en lixiviar los residuos sólidos con agua destilada en una relación sólido:líquido 1:10, en agitación durante 24 h.

Resultados y discusión

Evolución química durante el tratamiento DAS.

La salida de borde muestreada para este estudio presentó alta acidez (pH 2.24) y concentraciones extremadamente altas de contaminantes disueltos, i.e. PO₄ (2513 mg/L), SO₄ (5321 mg/L), F (1328 mg/L), Fe (102 mg/L), Zn (16 mg/L), Cu (5.5 mg/L), As (3.0 mg/L), Al (2.8 mg/L), Cr (2.8 mg/L), U (1.8 mg/L) y Cd (0.7 mg/L), entre otros.

El sistema de tratamiento DAS-Ca(OH)₂ trató eficazmente 20 L de lixiviados ácidos, equivalentes a 46 días de tratamiento. Durante el experimento, la disolución del Ca(OH)₂ elevó el pH a valores promedio de 12 (Fig. 3A). Este fuerte aumento del pH provocó una drástica disminución de la carga contaminante de los lixiviados ácidos. De hecho, este sistema de tratamiento alcalino logró la eliminación total de PO₄, F, Fe, Zn, As, Al, Cr, U y Cd (Figs. 3A, B y C). Además, el tratamiento mostró altas tasas de retención para el Cu con valores promedio alrededor del 73% (Fig. 3B). Sin embargo, un menor rendimiento fue logrado para el SO₄ (valores promedio de retención del 45%; Fig. 3A).

La modelización geoquímica con el código PHREEQC de las soluciones resultantes del sistema de tratamiento DAS permitió inferir los diferentes pro-

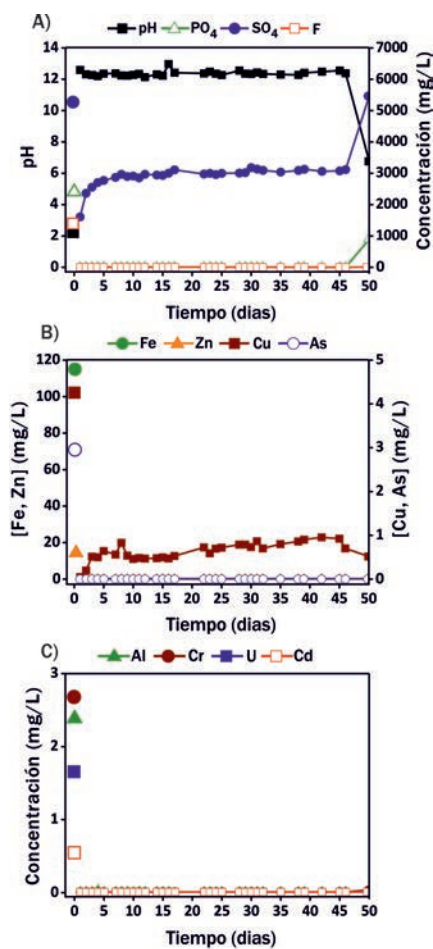


Fig. 3. Evolución del pH y de la concentración de salida de los principales contaminantes disueltos en los lixiviados de fosfoyesos durante el tratamiento alcalino con el sistema DAS-Ca(OH)₂. Ver figura en color en la web.
 Fig. 3. Evolution of pH and main pollutant concentrations in the output waters after the alkaline treatment with the Ca(OH)₂-DAS system. See color figure in the web.

cesos de retención de los contaminantes disueltos en los lixiviados ácidos. Según los cálculos de PHREEQC, las soluciones mostraron sobresaturación con respecto a fosfatos cálcicos (*i.e.* hidroxapatito [Ca₅(PO₄)₃(OH)] y fluorapatito [Ca₅(PO₄)₃F]). La precipitación de estas fases podría también estar controlando la solubilidad de otros contaminantes tales como F, Fe, Zn, Cu, As, Al, Cr, U y Cd mediante procesos de co-precipitación y/o adsorción. Además, el descenso en la concentración de algunos metales como Fe y Cu podría ser también atribuido a la precipitación de oxihidróxidos (*e.g.* goethita [FeO(OH)], lepidocrocita [FeO(OH)], akaganeita [Fe(OH)_{2.7}Cl_{0.3}] y spertiniita [Cu(OH)₂], sobresaturados en las aguas resultantes del tratamiento alcalino según PHREEQC. Además, según este código geoquímico, las solucio-

nes resultantes del tratamiento alcalino con el sistema DAS-Ca(OH)₂ estuvieron sobresaturadas con respecto a brucita [Mg(OH)₂]. Por otro lado, la disminución en la concentración inicial de F podría estar también relacionada con la precipitación de fluorita, sobresaturada según el código PHREEQC. Con respecto al SO₄, el yeso [CaSO₄·2H₂O] estuvo sobresaturado durante todo el tratamiento alcalino. Finalmente, las soluciones procedentes del sistema DAS mostraron sobresaturación con respecto a calcita [CaCO₃].

Caracterización mineralógica

El análisis mineralógico realizado por DRX a los residuos sólidos de la columna reactiva DAS, mostró que la portlandita [Ca(OH)₂], reactivo inicial aun sin reaccionar, fue la fase dominante en todas las muestras sólidas tomadas a lo largo de la columna (Fig. 4). Por otra parte, los sólidos neoformados estuvieron constituidos principalmente por brushita [CaHPO₄·2H₂O] y yeso (Fig. 4). Además, diferentes fases alcalinas como calcita y brucita fueron identificadas mediante DRX. La precipitación de estas dos fases fue sugerida por la modelización termodinámica. Por un lado, la alta concentración de grupos OH procedentes del reactivo alcalino (*i.e.* Ca(OH)₂) y el Mg procedente de los lixiviados de fosfoyesos debe favorecer la precipitación de brucita. Por otro lado, la calcita probablemente se originó a partir de la disolución de CO₂ atmosférico en soluciones con altos valores de pH y ricas en Ca. Con respecto a los precipitados neoformados en el vaso de decantación, los patrones de DRX mostraron la presencia de calcita y yeso (Fig. 4).

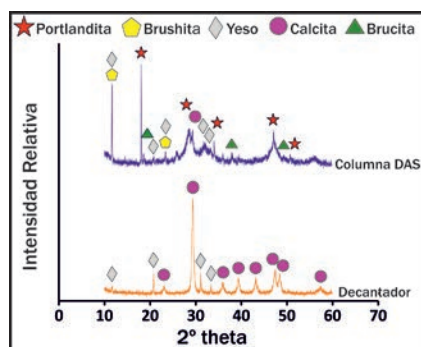


Fig. 4. Espectro de DRX de los residuos sólidos generados en el sistema de tratamiento alcalino. Ver figura en color en la web.
 Fig. 4. XRD spectra of solid wastes generated in the alkaline treatment system. See color figure in the web.

Un análisis adicional de los sólidos recogidos en la columna DAS mediante EPMA reveló la presencia de agregados granulares compuestos principalmente por P, Ca, Mg y S (Fig. 5A), lo que sugiere la precipitación de brushita, brucita y yeso. Por otro lado, el estudio mineralógico realizado a los sólidos precipitados en el vaso de decantación mediante EPMA mostró agregados granulares sub-redondeados constituidos principalmente por Ca (Fig. 5B), indicativo de calcita. Además, las imágenes de EPMA mostraron la existencia de agregados tabulares químicamente compuestos por S y Ca, característicos del yeso.

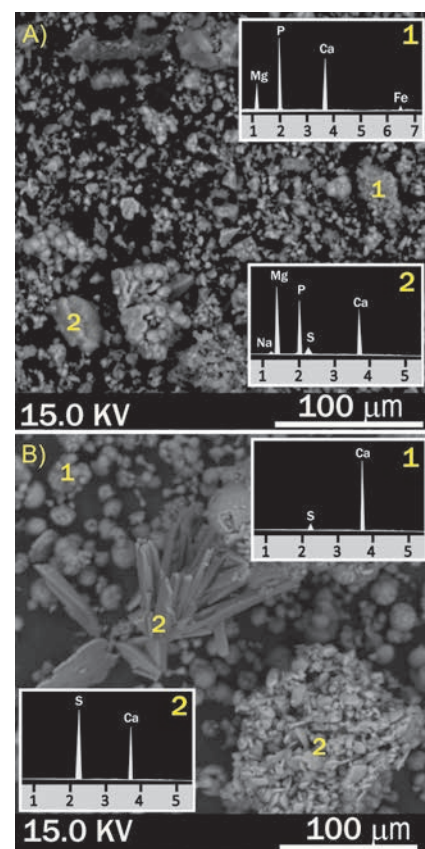


Fig. 5. Imágenes EPMA y espectros WDS de los residuos sólidos generados en la columna DAS (a) y en el vaso de decantación (b). Ver figura en color en la web.
 Fig.5. EPMA images and WDS spectra of the solid wastes generated in the DAS column (a) and in the decantation vessel (b). See color figure in the web.

Evaluación de peligrosidad y gestión de los residuos sólidos originados durante el tratamiento alcalino

Los sólidos recogidos en la columna DAS después del tratamiento fueron sometidos al test de lixiviación EN-12457-2 de la Unión Europea. Según este test de lixiviación estándar, la peligrosidad de es-

tos residuos decrece en profundidad. De este modo, los residuos sólidos retenidos en los primeros 5 cm deben ser considerados como residuos peligrosos, debido a que la concentración lixiviada de SO_4 (24508 mg/kg) excede los límites para ser almacenado en otro tipo de vertedero. En cuanto a los sólidos recogidos a profundidades entre los 5 y 10 cm deben ser depositados en vertederos para residuos no peligrosos, puesto que las concentraciones lixiviadas de SO_4 (11050 mg/kg) y Sb (0.12 mg/kg) exceden los valores límites para su clasificación como un residuo inerte. Con respecto a las muestras sólidas tomadas a profundidades de 10 a 20 cm, estos sólidos son clasificados como residuos inertes.

Conclusiones

El objetivo principal de este trabajo de investigación fue desarrollar un sistema de tratamiento eficaz y sostenible para lixiviados ácidos procedentes de balsas de fosfoyesos. Los resultados obtenidos en este estudio prueban la eficacia de la tecnología pasiva DAS en este tipo de aguas, reduciendo significativamente la carga contaminante de los lixiviados. El tratamiento alcalino permite la retirada de la totalidad de PO_4 , F, Fe, Zn, Al, Cr, U y As en solución. No obstante, el sistema de tratamiento DAS no fue tan efectivo para el Cu (valores promedio de eliminación del 73%) y SO_4 (45%). Las evidencias mineralógicas señalan que la precipitación de brushita y yeso podría estar controlando la solubilidad de estos contaminantes.

Sin embargo, el tratamiento generaría también residuos sólidos cuya peligrosidad habría que evaluar. De acuerdo con la legislación europea, la peligrosidad de

los residuos del tratamiento decrecería en profundidad, debido principalmente a la lixiviación de SO_4 y en menor medida Sb, de la siguiente manera: < 5 cm, residuos peligrosos; 5-10 cm, residuos no peligrosos, y > 10 cm, residuos inertes.

En general, este estudio constituye la base de un tratamiento sostenible para los lixiviados ácidos originados en la industria de los fertilizantes fosfatados. El tratamiento propuesto podría aplicarse en otras áreas del mundo que sufren las implicaciones ambientales de un residuo tan peligroso, provocando un impacto significativo y positivo en la industria de fertilizantes y especialmente en la sociedad, que comúnmente asume las responsabilidades ambientales de las actividades industriales.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por los proyectos del Ministerio Español de Economía y Competitividad CAPOTE (MINECO; CGL2017-86050-R) y VALOREY (MINECO; RTI2018-101276-J-I00). Los autores también agradecen la financiación recibida para el trabajo del Comité de Expertos para el "Diagnóstico ambiental y propuestas de restauración de las balsas de fosfoyesos de Huelva". Nos gustaría también dar las gracias a Aitor Cambeses (Editor adjunto) y a Annika Parviainen y Carlos Ayora (revisores) por las correcciones y comentarios aportados, los cuales nos han ayudado a mejorar la calidad del manuscrito original.

Referencias

Ayora, C., Caraballo, M.A., Macías, F., Rötting, T.S., Carrera, J. y Nieto, J.M. (2013). *Environmental Science and Pollution Re-*

search, 20(11), 7837-7853.

EC Decision 2003/33/CE, Council Decision of 19 December 2002 establishing criteria and procedures for the acceptance of waste at landfills. *Official Journal L*. 011, 16/01/2003. pp. 0027-0049.

EN 12457-2, 2002. Characterization of Waste, Compliance Test for Leaching of Granular Wastes Materials and Sludges, Part 2: One Stage Batch Test at a Liquid to Solid Ratio of 10 l/kg-1 for Materials with Particle Size Below 4 mm (without or with Size Reduction). European Committee of Standardization, p. 28 CEN/TC 292,12/02.

Lottermoser, B.G. (2010). In: *Mine Wastes: Characterization, Treatment and Environmental Impacts* (third ed. Springer-Verlag). Berlin, Heidelberg.

Macías, F., Cánovas, C.R., Cruz-Hernández, P., Carrero, S., Asta, M.P., Nieto, J.M. y Pérez-López, R. (2017). *Journal of Hazardous Materials*, 331, 99-108.

Millán-Becerro, R., Pérez-López, R., Macías, F., Cánovas, C.R., Papaslioti, E.M. y Basallote, M.D. (2019). *Science of the Total Environment*, 660, 395-405.

Papaslioti, E.M., Pérez-López, R., Parviainen, A., Sarmiento, A.M., Nieto, J.M., Marchesi, C. y Garrido, C.J. (2018). *Marine Pollution Bulletin*, 127, 695-703.

Parkhurst, D.L. y Appelo, C.A.J. (2005). PHREEQC-2 Version 2.12: a Hydrochemical Transport Model.

Pérez-López, R., Macías, F., Cánovas, C.R., Sarmiento, A.M. y Pérez-Moreno, S.M. (2016). *Science of the Total Environment*, 553, 42-51.

Rutherford, P.M., Dudas, M.J. y Samek, R.A. (1994). *Science of the Total Environment*, 149, 1-38.

Tayibi, H., Choura, M., López, F.A., Algualcil, F.J. y Lopez-Delgado, A. (2009). *Journal Environmental Management*, 90, 2377-2386.

Geología y geoquímica de mina Poderosa. Evaluación de la fuente de tierras raras en los drenajes ácidos de mina

Geology and geochemistry of Poderosa mine. Assessment of the source of rare earths in acid mine drainages

Rafael León, Francisco Macías, José María Fuentes y José Miguel Nieto

Departamento de Ciencias de la Tierra y Centro de Investigación en Recursos Naturales, Salud y Medio Ambiente. Universidad de Huelva, Campus "El Carmen", 21071, Huelva, España.
Rafael.Leon@dct.uhu.es

ABSTRACT

The Iberian Pyrite Belt (IPB) is a large metallogenic sulfide province, where around 1 m³/s of acid mine drainage (AMD) are generated, increasing the acidity and adding metal(oid)s to aquatic environments, creating a great concern worldwide. In addition, AMD has recently been considered a strategic alternative as a secondary source of rare earths elements (REE), due to its high concentration and its preferential enrichment in medium REE (MREE). The origin of REE in AMD is still uncertain, although recent studies suggest that preferential leaching of MREE enriched mineral phases may trigger the REE input during water-rock interaction. To study this geochemical process in the IPB, Poderosa mine has been selected, due to its high REE content and the current historical data available from AMD. In this work, preliminary studies have been carried out, allowing the definition of different lithologies that conform the Poderosa mine area, and which could behave as a source of REE in AMDs. It has been concluded, considering further studies in the future, that the contribution of REE to the leachate must be produced by the combined interaction of AMD with various sources, as there are no samples with a REE pattern similar to AMD.

Key-words: Iberian Pyrite Belt, REE pattern.

Geogaceta, 70 (2021), 35-38
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

La Faja Pirítica Ibérica (FPI) es una gran provincia metalogénica de sulfuros masivos situada en el SO de la Península Ibérica, extendiéndose en una franja de unos 230 km de largo y 40 km de ancho (Sáez et al., 1996). La gran concentración de depósitos de sulfuros masivos ha llevado a la explotación de la FPI de manera continua durante los últimos 4500 años (Nocete, 2006). Sin embargo, a pesar de que existen indicios de minería de sulfuros en la FPI desde la época prerromana, la explotación intensiva de los mismos se produjo a partir de 1850 (Olías y Nieto, 2015), dejando un vasto legado de pozos, galerías, cortas inundadas, escombreras, balsas de lodos u otros residuos mineros abandonados que favorecen la exposición de sulfuros ante los agentes atmosféricos, y por tanto a la generación de drenajes ácidos de mina (por sus siglas en inglés, AMD), que se cifra en hasta 1 m³/s

durante el estiaje (Ayora et al., 2013). Estos lixiviados ácidos presentan altas concentraciones de sulfatos y metales, y suponen una gran preocupación a nivel mundial (Akcil y Koldas, 2006) por su alto impacto al medio acuoso, durante periodos de tiempo que son muy prolongados debido a la longevidad de los procesos de generación de AMD (Younger, 1997).

Adicionalmente, los AMD contienen altas concentraciones de elementos de interés por su elevado potencial económico, cuya revalorización ha sido estudiada ampliamente por diversos autores (Macías et al., 2017; Hedin et al., 2020; Zhang y Honacker, 2020). Esta revalorización podría además contribuir a alcanzar uno de los principales desafíos de la industria minera, que consiste en el reciclaje o reutilización de los residuos mineros, con el objetivo de lograr la explotación sostenible de los depósitos a nivel mundial (Lottermoser, 2011).

RESUMEN

La Faja Pirítica Ibérica (FPI) es una gran provincia metalogénica de sulfuros, donde se generan alrededor de 1 m³/s de drenajes ácidos de mina (AMD), aportando acidez y metales al medio acuoso, generando una gran preocupación a nivel mundial. Por otro lado, los AMD también han sido considerados recientemente una alternativa estratégica como fuente secundaria de tierras raras (REE), debido a su alta concentración y su enriquecimiento preferencial en REE medias (MREE). El origen de las REE en los AMD es aún incierto, si bien, estudios recientes indican la lixiviación preferencial de fases minerales enriquecidas en MREE durante la interacción agua-roca. Para estudiar dicha interacción en la FPI se ha seleccionado mina Poderosa, por su alto contenido en REE y la disponibilidad de una serie histórica de datos del AMD. En este trabajo, se han realizado estudios preliminares que han permitido determinar las diferentes litologías que constituyen el área de mina Poderosa, y cuál de ellas podría contribuir como fuente de REE a los AMD. De forma preliminar se ha concluido que el aporte de REE al lixiviado debe producirse por la interacción combinada del AMD con diversas fuentes, al no existir muestras con un patrón de REE semejante al AMD.

Palabras clave: Faja Pirítica Ibérica, Patrón de REE.

Fecha de recepción: 01/01/2021
Fecha de revisión: 23/04/2021
Fecha de aceptación: 28/05/2021

A pesar de esta importancia, el origen de REE y del enriquecimiento en MREE en las aguas ácidas es aún incierta, si bien, estudios recientes indican que debe estar derivado de la lixiviación preferencial de fases minerales enriquecidas en MREE, tales como apatito u otras fases fosfatadas relacionadas, que se disuelven fácilmente durante los procesos de interacción agua-roca (Wallrich et al., 2020). En este sentido, nuestro objetivo es analizar dicha interacción en la FPI, para poder determinar finalmente el comportamiento y origen de las REE en los AMD. Para alcanzar dicho objetivo se ha realizado el estudio preliminar de la geología y geoquímica de los materiales que afloran en el entorno de mina Poderosa, cuyo sistema de galerías genera un lixiviado con concentraciones extremadamente altas de REE (Cánovas et al., 2020) bien caracterizadas mediante una serie histórica robusta de datos previamente recogidos.

En este sentido, se ha realizado un trabajo de campo intensivo apoyado en las hojas 938 3-2 y 938 3-3 de los MTN a escala 1:10000, que ha dado como resultado la obtención de una cartografía geológica a la misma escala del área de mina Poderosa, con una superficie aproximada de 3 km². Adicionalmente se seleccionaron hasta 14 puntos para la toma de muestras representativas de las diferentes litologías que se encuentran en el área de influencia de mina Poderosa para

su análisis químico, especialmente enfocado a las REE, y petrográfico.

Marco geológico e historia minera

Como se ha comentado anteriormente, los materiales que afloran en la zona de estudio pertenecen a la FPI, que está formada por unidades sedimentarias del Paleozoico Superior intercaladas por rocas volcánicas y depósitos de sulfuros masivos. Estratigráficamente se encuentra dividida en tres unidades llamadas Grupo Pizarroso Cuarácítico (Grupo PQ), el Complejo Vulcanosedimentario (CVS) y Grupo Culm (Schermerhör, 1971), de muro a techo respectivamente.

El grupo PQ consiste en una gruesa alternancia de pizarras y cuarcitas del Devónico superior, predominando las cuarcitas a techo (Moreno y Sáez, 1990). Por su parte, el CVS es una secuencia heterogénea de potencia variable que presenta acunamientos laterales. Los materiales son de edad Devónico superior-Carbonífero inferior y están compuestos por una secuencia volcánica, donde se alternan episodios félsicos y máficos, intercalada con una secuencia sedimentaria detrítica/vulcano-detrítica. Además, existen depósitos de origen químico como son los niveles silíceos de cherts o jaspes, y los sulfuros masivos, que están formados fundamentalmente por pirita, y cantidades menores de calcopirita, esfalerita, galena o arsenopirita entre otros. Por

otro lado, el grupo Culm está compuesto por pizarras, areniscas y conglomerados de edad Carbonífera, resultado de un depósito turbidítico sinorogénico (Moreno, 1993). Finalmente, todos estos materiales fueron sometidos a metamorfismo de bajo grado durante la orogenia Varisca.

En este contexto, en el entorno de mina Poderosa aparecen materiales principalmente del CVS y en menor medida del grupo Culm. En cuanto a los sulfuros masivos, en esta mina se encuentran dos depósitos diferentes, ambos rodeados de rocas epiclásticas del CVS. La masa Norte tenía unas dimensiones de 175 m de largo y 7 m de espesor, mientras la Sur tenía 150 m de largo y 2 m de espesor. Ambas masas son predominantemente piríticas, con menores cantidades de calcopirita, calcosina y covellina (Pinedo Vara, 1963). Sobre estas se dispone una capa de gossan de 20-50 m de espesor. Por su parte, la actividad minera de la zona se remonta, al menos, a la época romana, quedando aún restos de galerías abandonadas (Cánovas et al., 2018), si bien, la minería a gran escala se desarrolló entre los años 1864 y 1924, durante los que se extrajeron 0.6 Mt de sulfuros (Gonzalo y Tarín, 1888; Pinedo Vara, 1963). Con posterioridad, únicamente se produjeron actividades menores como la obtención de Cu a partir del canaleo de los AMD o el aprovechamiento de los escombros de gossan. Finalmente, en 1990 se desarrollaron medidas ligeras de restauración.

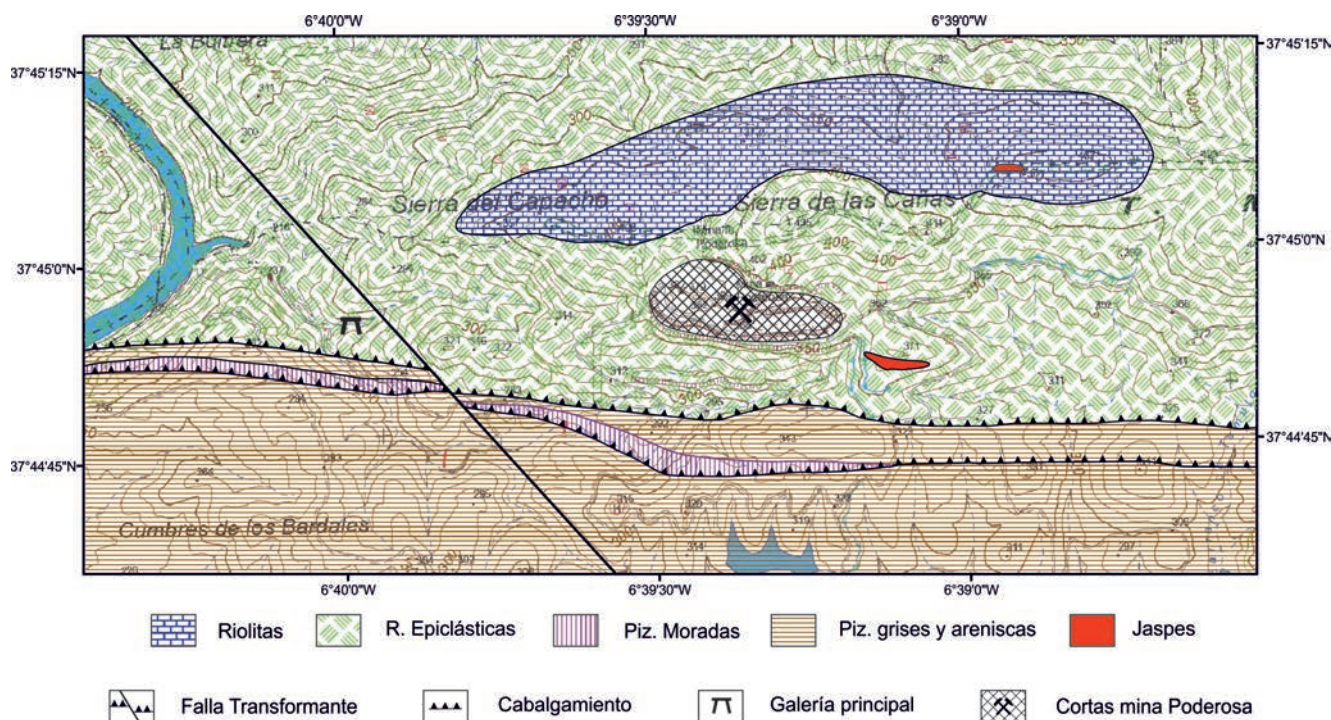


Fig. 1. Cartografía geológica de mina Poderosa. Ver figura en color en la web.
 Fig. 1. Geological mapping of Poderosa mine. See color figure in the web.

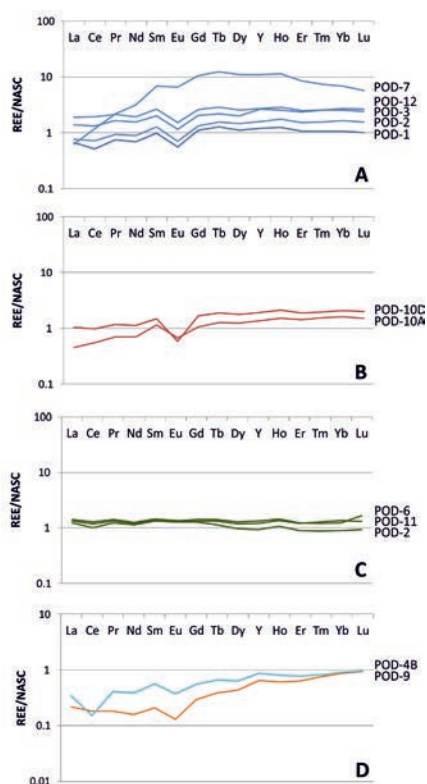


Fig. 2. Patrón de REE normalizado al NASC de las diferentes unidades de mina Poderosa: A, Rocas epiclásticas ácidas. B, Riolitas. C, Pizarras moradas y grises, D, Jaspe y gossan. Ver figura en color en la web.

Fig. 2. NASC-normalized REE patterns of the different lithologies of Poderosa mine: A, Acidic epiclastic rocks. B, Rhyolites. C, Purple and gray shales, D, Jasper and gossan. See color figure in the web.

Geología de mina Poderosa

La secuencia litológica que se ha podido observar en el entorno de mina Poderosa (Fig. 1), está formada fundamentalmente por materiales del CVS. En primer lugar, se diferencia una potente secuencia de rocas epiclásticas de composición ácida (dacítica-riolítica) donde se encuentran enclavadas ambas cortas y las galerías de este sistema minero. Al norte de esta unidad se sitúa otra gran formación de rocas coherentes de composición riolítica, resultado de un vulcanismo ácido inicial, que da lugar a relieves positivos. El contacto entre ambas unidades está caracterizado por la presencia de areniscas vulcanoclásticas con fragmentos de otras rocas incluidas en su matriz. Por otro lado, al sur aparece una unidad discontinua lateralmente de pizarras moradas con radiolarios, que son características del techo del CVS. Estas pizarras también aparecen como series de menor entidad en la cercanía de las cortas. Finalmente, completando las diferentes litologías que componen el CVS se encuentran los depósitos de origen químico. En

estos se incluyen las formaciones manganesíferas de jaspes que aparecen tanto en lentejones dando pequeños relieves como en pequeñas inclusiones entre las unidades epiclásticas. Entre este tipo de depósito se incluyen los sulfuros, que afloran como diseminado en las rocas de la corta junto con el gossan que se formó en la parte superior de los mismos. En la corta también aparece una mineralización secundaria de malaquita que impregna rocas pizarrosas y epiclásticas. Por su parte, el Culm aparece representado hacia el sur con una alternancia de pizarras grises y areniscas de grano fino.

En cuanto a la tectónica de la zona, al sur existen cabalgamientos que alteran la posición de las pizarras del Culm y del techo del CVS, enclavándolas por debajo de las unidades epiclásticas que estratigráficamente se sitúan a muro. Además, al menos una falla transformante de entidad cartográfica ha sido observada en la zona.

Geoquímica de REE en mina Poderosa

Desde el punto de vista geoquímico, las diferentes unidades que se han podido observar presentan gran variedad en cuanto a su contenido total en REE (Tabla I).

Las rocas epiclásticas son las que mayor concentración de REE presentan con una media de 285 ppm, sin tener en cuenta

Muestra	Tipo	ΣREE (ppm)
POD-1	Epiclásticas	155
POD-2	Epiclásticas	205
POD-3	Epiclásticas	440
POD-4A	Jaspes	7
POD-4B	Jaspes	79
POD-5	P. Moradas	228
POD-6	P. Grises	267
POD-7	Epiclásticas	801
POD-8	Sulfuro disem.	59
POD-9	Gossan	56
POD-10A	Riolitas	168
POD-10D	Riolitas	249
POD-11	P. Grises	275
POD-12	Epiclásticas	340

Tabla I. Concentración de REE en las diferentes litologías de mina Poderosa.
Table I. REE concentration in the different lithologies of Poderosa mine.

ta la muestra POD-7, una muestra de rocas epiclásticas ácidas representativas de una zona de la corta con mineralización de gran cantidad de minerales secunda-

rios de cobre (principalmente malaquita) y que presenta una cantidad extremadamente alta de REE. Menores concentraciones presentan las pizarras grises del CULM (media de 270 ppm), las pizarras moradas (228 ppm) o las riolitas (media de 209 ppm). Mientras, otras unidades observadas en la zona presentan concentraciones muy bajas de REE, lo que podría descartarlas, a priori, como posible fuente de aporte de REE a los AMD que se forman en este sistema minero. Es el caso de las formaciones de jaspes (entre 7 y 80 ppm), las rocas con diseminado de sulfuros (59 ppm) o el gossan (56 ppm).

Si atendemos al contenido relativo de las diferentes REE también se observa variabilidad. Para analizar este contenido relativo, se ha normalizado el patrón de REE según el NASC (North American Shale Composite; Taylor y McLennan, 1985). En este sentido, se observa que tanto las rocas epiclásticas (Fig. 2A) como las riolitas (Fig. 2B) presentan un patrón similar, ligeramente enriquecidos en HREE, y en menor medida MREE, con una fuerte anomalía negativa de Eu. Una excepción es la muestra POD-7 (Fig. 2A) antes mencionada, que presenta un gran enriquecimiento relativo en MREE, con menor contenido en HREE y relativamente empobrecido en LREE. Además, la anomalía de Eu en esta unidad es mucho más ligera. Por otro lado, las pizarras tanto grises como moradas (Fig. 2C) presentan un patrón casi plano, con contenidos relativos muy similares en HREE, MREE y LREE y sin anomalía de Eu. Finalmente, el resto de muestras, al presentar bajas concentraciones no presentan un patrón claro. Si bien, tanto el Jaspe como el gossan (Fig. 2D) presentan un patrón de enriquecimiento relativo en HREE, con fuertes anomalías negativas en Ce y Eu respectivamente.

A pesar de esta diversidad de patrones de REE, ninguno se corresponde exactamente con el patrón de REE pre-

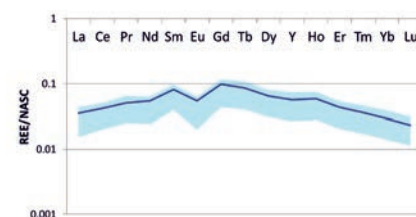


Fig. 3. Rango y promedio del patrón de REE normalizado al NASC del AMD de Poderosa. Ver figura en color en la web.

Fig. 3. Range and average of NASC-normalized REE patterns of Poderosa AMD. See color figure in the web.

sente en el AMD de mina Poderosa (Fig. 3), con lo que el aporte de REE al mismo no parece provenir de una única fuente, sino de la interacción de los lixiviados ácidos con varias de las litologías que componen esta área minera.

Conclusiones

El sistema de galerías de Mina Poderosa, por donde discurre el AMD afecta a una gran diversidad de unidades geológicas. Predomina la presencia de rocas epiclásticas ácidas y riolitas, pero también están presentes otras unidades importantes de pizarras tanto moradas, como grises que alternan con areniscas finas. Por otro lado, con menor representación cartográfica aparecen unidades de jaspes, sulfuros masivos y diseminados, y gossan. Esta baja presencia, junto con los bajos valores de REE que ofrecen, nos permite descartar estas últimas unidades como posible fuente del aporte de REE al AMD de Poderosa. Finalmente, la no existencia de patrones de REE en las rocas epiclásticas, riolitas o pizarras, similares al patrón que presenta el lixiviado del sistema minero, parece indicar que el aporte de REE al AMD debe estar causado por la interacción del mismo con una combinación de las diferentes litologías que afloran en el entorno de mina Poderosa. Para corroborar esta hipótesis, más estudios en profundidad son necesarios, como los enfocados a ensayos de lixiviación y el análisis de isótopos de Nd (Wallrich et al., 2020).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad de España a través del proyecto de investigación SCYRE (CGL2016-78783-C2-1-R). También nos gustaría agradecer a Aitor Cambeses (Editor adjunto), y a los revisores Carlos Ayora y Sergio Carrero por las sugerencias que mejoraron significativamente la calidad del manuscrito original.

Referencias

Akcil, A., y Koldas, S. (2006). Acid Mine Drainage (AMD): causes, treatment and case studies. *Journal of Cleaner Production*, 14(12-13), 1139-1145.
 Ayora C., Caraballo M.A., Macías F., Rötting T.S., Carrera J., Nieto J.M. (2013) Acid mine drainage in the Iberian Pyri-

te Belt: 2. Lessons learned from recent passive remediation experiences. *Environmental Science and Pollution Research*, 20, 7837-7853.
 Ayora C., Macías F., Torres E., Lozano A., Carrero S., Nieto J.M., Pérez-López R., Fernández-Martínez A., y Castillo-Michel H. (2016). Recovery of Rare Earth Elements and Yttrium from Passive-Remediation Systems of Acid Mine Drainage. *Environmental Science and Technology*, 50, 8255-8262.
 Cánovas, C. R., Macías, F., y Olías, M. (2018). Hydrogeochemical behavior of an anthropogenic mine aquifer: Implications for potential remediation measures. *Science of The Total Environment*, 636, 85-93.
 Cánovas, C. R., Macías, F., Olías, M., Bassalote, M. D., Pérez-López, R., Ayora, C., y Nieto, J. M. (2020). Release of technology critical metals during sulfide oxidation processes: the case of the Poderosa sulfide mine (south-west Spain). *Environmental Chemistry*, 17(2), 93-104.
 Da Silva E., Ferreira E., Bobos I., Matos J.X., Patinha C., Reis A.P., y Fonseca E.C. (2009). Mineralogy and geochemistry of trace metals and REE in massive volcanic sulphide host rocks, stream sediments, stream waters and acid mine drainage from the Lousal mine area (Iberian Pyrite Belt, Portugal). *Applied geochemistry*, 24, 383-401.
 Gonzalo y Tarín, J. 1888. Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva. En *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*. Tomo II (Madrid. 660 pp.).
 Hedin, B. C., Hedin, R. S., Capo, R. C., y Stewart, B. W. (2020). Critical metal recovery potential of Appalachian acid mine drainage treatment solids. *International Journal of Coal Geology*, 231, 103610.
 Lottermoser, B. G. (2011). Recycling, reuse and rehabilitation of mine wastes. *Elements*, 7, 405-410.
 Macías, F., Pérez-López, R., Caraballo, M.A., Cánovas, C.R., Nieto, J.M. (2017). Management strategies and valorization for waste sludge from active treatment of extremely metal-polluted acid mine drainage: a contribution for sustainable mining. *Journal of Cleaner Production*, 141, 1057-1066.
 Moreno, C. (1993). Postvolcanic Paleozoic of the Iberian Pyrite Belt: an example of basin morphologic control on sediment distribution in a turbidite basin. *Journal of Sedimentary Petrology* 63, 1118-1128.

Moreno, C., y Saéz, R. (1990). Sedimentación marina somera en el devónico del Anticlinorio de Puebla de Guzmán, Faja Píritica Ibérica. *Geogaceta* 8, 62-64.
 Noack, C.W., Dzombak D.A., y Karamalidis A.K. (2014) Rare Earth Element Distributions and Trends in Natural Waters with a Focus on Groundwater. *Environmental Science and Technology*, 48, 4317-4326.
 Nocete, F. (2006). The first specialised copper industry in the Iberian Peninsula: Cabezo Jure (2900-2200 BC). *Antiquity* 80, 646-654.
 Olías, M., y Nieto, J. M. (2015). Background conditions and mining pollution throughout history in the Río Tinto (SW Spain). *Environments*, 2(3), 295-316.
 Pérez-López R., Delgado J., Nieto J.M., y Márquez-García B. (2010). Rare earth element geochemistry of sulphide weathering in the São Domingos mine area (Iberian Pyrite Belt): A proxy for fluid-rock interaction and ancient mining pollution. *Chemical Geology*, 276, 29-40.
 Pinedo Vara, I. (1963). *Piritas de Huelva. Su Historia, Minería y Aprovechamiento*. Ed. Summa, Madrid. 1003 pp.
 Sáez, R., Almodóvar, G. R., y Pascual, E. (1996). Geological constraints on massive sulphide genesis in the Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Reviews*, 11(6), 429-451.
 Schermerhorn, L.J.G. (1971). An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Boletín Geológico y Minero* 82, 239-268.
 Taylor, S.R. y McLennan, S.M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 1-312.
 USGS, 2020. *Mineral Commodity Summaries 2020*. U.S. Geological Survey, 2020, 204p.
 Verplanck, P.L., Antweiler, R.C., Nordstrom, D.K., Taylor, H.E. (2001). Standard reference water samples for rare earth element determinations. *Applied Geochemistry* 16 (2), 231-244.
 Wallrich, I. L., Stewart, B. W., Capo, R. C., Hedin, B. C., y Phan, T. T. (2020). Neodymium isotopes track sources of rare earth elements in acidic mine waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 269, 465-483.
 Younger, P.L. (1997). The longevity of mine-water pollution: a basis for decision making. *Science of the total environment*, 194-195, 457-466.
 Zhang, W., y Honaker, R. (2020). Process development for the recovery of rare earth elements and critical metals from an acid mine leachate. *Minerals Engineering*, 153, 106382.

Análisis preliminar de los factores condicionantes de la temperatura de los manantiales kársticos de Andalucía

Preliminary analysis of the determining factors of karst springs temperature in Andalusia

Francisco Moral Martos¹ y José Luis Yanes Conde¹

¹ Universidad Pablo de Olavide, Ctra. de Utrera, km 1. 41013-Sevilla. fmormar@upo.es, jlyancon@upo.es

RESUMEN

La temperatura del agua de 40 manantiales que drenan los macizos kársticos más importantes del territorio andaluz está comprendida entre 9,8 y 27,5 °C; no obstante, el 75 % del caudal drenado presenta de 12 a 18 °C de temperatura. La temperatura del agua de los manantiales es similar a la temperatura media ambiental (gradiente térmico de -0,49 °C/100 m) en el punto de surgencia, aunque con pequeñas diferencias, generalmente en el rango de ± 3 °C. Se observa que manantiales situados a mayor cota presentan aguas más frías que la media ambiental mientras que en los manantiales que se encuentran a cotas bajas el agua es relativamente más cálida. Estas variaciones estarían relacionadas con el control que ejercen diferentes variables como la geología, el clima, el grado de karstificación de los materiales y la tasa de recarga sobre la temperatura del agua subterránea. Asimismo, se ha establecido un balance térmico preliminar, que considera las principales fuentes de calor del agua y pone de relieve la importancia de la circulación de aire para el transporte de calor en la zona vadosa.

Palabras clave: Hidrotermia, manantiales kársticos, balance térmico

Geogaceta, 70 (2021), 39-42
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

ABSTRACT

Water temperature in 40 springs that drain the most important karst massifs in Andalusia is between 9.8 and 27.5 °C; nevertheless, 75% of flow drained by these aquifers has a temperature from 12 to 18 °C. Water temperature is similar to the mean environmental temperature (lapse rate of -0.49 °C/100m), although there are small differences, often in the range of ± 3 °C. It is observed that springs located at higher elevations have colder waters than the environmental average, while springs that are at lower elevations, have waters relatively warmer. These variations would be related to the control exerted by different variables, such as geology, climate, the degree of karstification of materials and the rate of recharge, on the temperature of groundwater. Likewise, a preliminary thermal budget has been established, which considers the main sources of heat in the water and highlights the importance of air flow in heat transport in the vadose zone.

Key-words: Water temperature, karstic springs, thermal budget

Fecha de recepción: 26/11/2020
Fecha de revisión: 23/04/2021
Fecha de aceptación: 28/05/2021

Introducción

Diversos autores subrayan el gran potencial del uso de calor transportado por las aguas subterráneas como trazador del flujo y la posibilidad de utilizar la temperatura como sustituto o complemento de las medidas de nivel de agua en los estudios hidrodinámicos (Anderson, 2005).

El subsuelo en las áreas permeables puede dividirse en una zona somera, de circulación preferente del agua y del aire, y una zona geotérmica (Anderson, 2005). En las regiones templadas, el flujo de agua en las formaciones acuíferas generalmente es suficiente para evacuar por completo el flujo de calor geotérmico desde la base de la zona saturada hacia los manantiales (Badino, 2010; Brookfield *et al.*, 2017). En este caso, la temperatura del medio subterráneo somero, en particular de la zona vadosa, estaría determinada por la temperatura del agua de infiltración, por la temperatura media

del aire exterior y por la transformación de la energía potencial del agua en calor (Luetscher y Jeannin, 2004; Manga y Kirchner, 2004; Badino, 2010). Todos estos condicionantes explican que la temperatura media del agua subterránea, con variaciones estacionales muy atenuadas, sea similar a la temperatura media del aire exterior. En la zona geotérmica las temperaturas están fundamentalmente determinadas por el flujo geotérmico (Anderson, 2005).

Los objetivos principales del presente trabajo han sido describir y comparar las características térmicas de 40 manantiales kársticos representativos de Andalucía y determinar el control que ejercen diferentes variables como la climatología, la geomorfología kárstica, la geología o el funcionamiento hidrodinámico de los acuíferos, en la temperatura del agua subterránea. Por otra parte, a modo de ejemplo, se ha llevado a cabo un balance térmico preliminar de las aguas del Nacimiento del Castril.

Para alcanzar los objetivos propuestos se ha llevado a cabo la medición "in situ" de la temperatura del agua en los 40 manantiales seleccionados (Fig. 1). Estas medidas se han realizado entre los meses de junio y julio de 2020 con una sonda multiparamétrica Hach HQ40d.

Zona de estudio

Desde un punto de vista geológico, el territorio andaluz puede dividirse en dos grandes unidades morfoestructurales: el Macizo Ibérico, correspondiente con Sierra Morena, al norte; y la Cordillera Bética y sus cuencas postorogénicas, al este y al sur. En estas unidades, la presencia de materiales carbonatados karstificables ha dado lugar a numerosos acuíferos kársticos que ocupan unos 7000 km² y contienen unos recursos hídricos renovables de más de 2000 hm³/año (Benavente *et al.*, 1986).

En el Macizo Ibérico, la presencia de

materiales carbonatados karstificables es escasa, siendo los más representativos las dolomías y calizas marmorizadas del Cámbrico inferior, que alcanzan una mayor extensión en la Sierra de Aracena y Sierra Morena de Sevilla. Por el contrario, las Zonas Externas de la Cordillera Bética presentan extensos afloramientos de carbonatos, siendo los más representativos las calizas y dolomías del Jurásico y Cretácico. En el dominio Prebético alcanzan su máximo exponente en las Sierras de Cazorla, Segura y Castril. En el caso del dominio Subbético estos macizos carbonatados se encuentran bien individualizados, como sucede en varias sierras de Jaén, de Cádiz o en Sierra Gorda. En las Zonas Internas de la Cordillera Bética, el Complejo Alpujarride es la formación karstificable de mayor importancia, y está compuesto por calizas y dolomías marmorizadas del Triás medio-superior. Los relieves carbonatados más importantes en esta unidad están representados por las sierras Almijara y Tejada, de Gádor, de Lújar y las sierras de Baza y los Filabres.

Estos acuíferos son drenados por surgencias que aparecen en un rango de cotas que abarca desde los 110 m s.n.m. hasta los 1330 m s.n.m. Los manantiales asociados a los carbonatos de las Zonas Externas, especialmente los que se encuentran en el dominio Prebético, surgen a mayor cota que los situados en el dominio Alpujarride, que rara vez se hallan a más de 1000 m s.n.m. Asimismo, la altitud media de las áreas de recarga estimadas para los manantiales, en la mayoría de los casos es superior a los 1000 m s.n.m., situándose en el entorno de los 1500 m s.n.m. en el dominio Prebético.

A partir de los datos de temperatura media anual del periodo 1961-2003 en 39 estaciones climáticas situadas a altitudes comprendidas entre 0 y 1340 m s.n.m. (MAGRAMA, 2013), se ha establecido un gradiente térmico altitudinal de $-0,49\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (Fig. 2A). De esta manera, la temperatura media entre los 100 y 2000 m de altitud, rango en el que se sitúan la mayor parte de los afloramientos de carbonatos, estaría comprendida entre 18 y $8,7\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Asimismo, la cuantía de las precipitaciones se relaciona principalmente con la altitud y con la orientación del relieve respecto a los vientos del oeste. Así, en Sierra Morena y las Zonas Externas de la Cordillera Bética suelen registrarse unas precipitaciones medias de más de 700 mm/año, e incluso más de 1000 mm/año

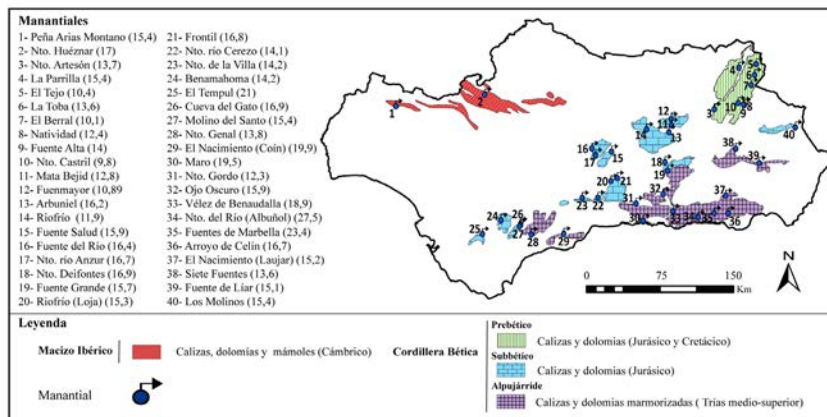


Fig. 1. Localización de los manantiales kársticos en los que se ha efectuado la medición de la temperatura del agua (entre paréntesis, en la leyenda). Se representan los macizos kársticos que drenan estos manantiales distinguiéndolos en función de la unidad geológica a la que pertenecen. Ver la figura en color en la web.

Fig. 1. Location of the karst springs in which the water temperature measurement (in brackets in the legend) has been carried out. Karst massifs that drain these springs are presented, distinguishing them according to the geological unit to which they belong. See color figure in the web.

en algunas localidades de las sierras de Aracena, Cazorla y Segura y de las sierras de Cádiz. En cambio, en las sierras de las Zonas Internas, especialmente en la parte más oriental, las precipitaciones frecuentemente son inferiores a 700 mm/año.

Resultados

En la figura 2B se puede apreciar que en torno al 75 % del caudal medio conjunto drenado por los manantiales estudiados presenta una temperatura comprendida entre 12 y 18 °C. Las excepciones más notables son los manantiales del Nacimiento del Castril, El Tejo o El Berral, que presentan temperaturas por debajo de los 12 °C, o manantiales como Maro, El Nacimiento en Coiñ o Vélez de Benaudalla, con temperaturas comprendidas entre los 18 y 20 °C. Por último,

son destacables las temperaturas relativamente altas de los manantiales de El Tempul, Fuentes de Marbella y Albuñol, que se sitúan por encima de los 20 °C.

En la figura 2A se ha representado la relación entre la temperatura del agua de los manantiales estudiados, la cota de surgencia y la temperatura del aire en el exterior. Al igual que ocurre con el gradiente térmico del aire, existe un gradiente térmico del agua subterránea de manera que a mayor cota de surgencia más baja es la temperatura del agua.

Es destacable que un alto porcentaje de los manantiales (60%) presentan temperaturas más cálidas que la media ambiental. Aun así, si se exceptúan algunos sistemas de carácter termal (El Tempul, Fuentes de Marbella y Albuñol), la variación de temperatura de surgencia con respecto a la que correspondería se-

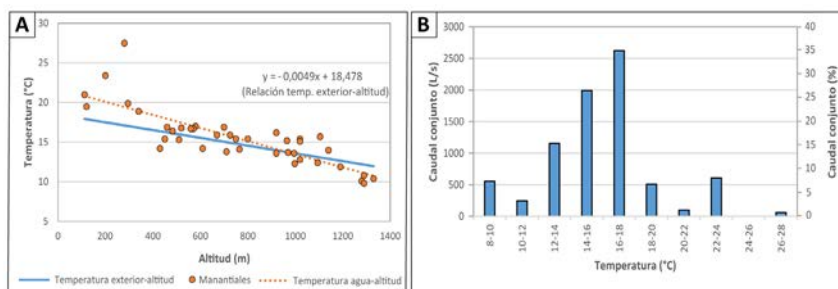


Fig. 2. A) Relación entre la temperatura del agua de los manantiales estudiados, la cota de surgencia de estos manantiales y el gradiente térmico exterior. B) Relación entre el caudal medio conjunto drenado por los manantiales estudiados y la temperatura del agua. Ver la figura en color en la web.

Fig. 2. A) Relation between the water temperature of the springs studied, the altitude of these springs and the external thermal gradient. B) Relation between the mean joint flow drained by the springs studied and the water temperature. See color figure in the web.

gún el gradiente térmico exterior se sitúa dentro del rango ± 3 °C.

Destaca el hecho de que los manantiales situados a cotas más bajas (Tabla I) presentan aguas relativamente más cálidas prácticamente en la totalidad de los casos. La zona de recarga de estos manantiales se encuentra, por lo general, a una cota media próxima a los 1000 m s.n.m. y frecuentemente corresponde a los sistemas del dominio Alpujarride, menos karstificados y situados en áreas con precipitaciones menos abundantes (Tabla I y Fig. 3).

Del mismo modo, los manantiales de aguas relativamente más frías se encuentran a mayores cotas. Se trata de manantiales cuyas áreas de recarga se sitúan a cotas próximas a 1400 m s.n.m., en muchos casos están muy karstificadas y reciben abundantes precipitaciones, como en las sierras de Grazalema, de las Nieves, Segura o el Torcal de Antequera (Tabla I y Fig. 3).

Discusión

En sistemas acuíferos en los que la circulación de agua es suficiente para evacuar por completo el flujo de calor geotérmico, la temperatura de la zona vadosa y, generalmente, del agua de los manantiales está condicionada por la temperatura media ambiental. Badino (2010) afirma que la circulación del agua de recarga, a causa de su elevado calor específico, desempeña un papel determi-

ΔT	n	Cota manantial (msnm)	T ambiental (°C)	T agua (°C)	Cota media recarga (msnm)	Recarga estimada (mm/año)
< -1 °C	8	1033	13,4	11,7	1406	365
-1 a 0 °C	8	994	13,6	13,2	1385	272
0 a 1 °C	10	630	15,4	16,1	980	309
1 a 2 °C	7	792	14,6	16,2	1324	173
> 2 °C	7	465	16,2	20,4	882	258

Tabla I. Diferencia de temperatura del agua de los manantiales estudiados con respecto a la media ambiental (ΔT). Se incluyen los valores medios de la cota de surgencia de los manantiales, así como de las áreas media de recarga y de la recarga estimada.

Table I. Difference of temperature between spring waters and the mean environmental temperature at the springs (ΔT). Means values of altitude at the springs are included, as well as average recharge area height and estimated recharge.

nante en la distribución de temperaturas en la zona vadosa. En cambio, Luetscher y Jeannin (2004), concluyen que el transporte de calor asociado a la circulación de aire, considerablemente mayor que la de agua, puede desempeñar un papel dominante en la temperatura de la zona no saturada.

A partir de los balances hídricos del suelo realizados por Moral (2005) en la zona de recarga de los acuíferos kársticos de la Sierra de Segura se puede estimar que la temperatura del agua de recarga del sistema del Nacimiento del Castril es de unos 3,9 °C, unos 5,4 °C inferior a la temperatura media ambiental. Esta diferencia se debe a que la recarga, al igual que en el resto de Andalucía, se produce fundamentalmente en los meses de invierno. La temperatura del agua en el Nacimiento del Castril son 9,8 °C, es decir, el agua aumenta 4,9 °C su temperatura durante su itinerario subterráneo.

Si toda la energía potencial del agua

se transformase en calor por fricción, se produciría un incremento de la temperatura de 0,23 °C/100 m (Manga y Kirchner, 2004; Luetscher y Jeannin, 2004). En el caso del Nacimiento del Castril, que surge a 1250 m s.n.m. y cuya área de recarga se sitúa a unos 1700 m s.n.m., se produciría un incremento de la temperatura de 1 °C. Considerando el calor específico del agua (1 cal/g·°C), un flujo geotérmico de 1,5 $\mu\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$ ($4,73 \cdot 10^5$ cal/m²·año) (Colmenar-Santos *et al.*, 2016) y un flujo hídrico (recarga) de 100 mm/año (10^5 g/m²·año), cada gramo de agua podría evacuar 4,73 cal de origen geotérmico, lo que produciría un aumento de la temperatura del agua de 4,73 °C. Si la recarga fuese de 300 mm/año, el incremento de temperatura sería de 1,58 °C. En el Nacimiento del Castril con tasas de recarga probablemente bastante superiores a 300 mm/año no cabe esperar que el calor geotérmico produzca un aumento de temperatura superior a 1,5 °C.

En consecuencia, la temperatura del agua del Nacimiento del Castril está determinada por varios factores que incluyen la temperatura del agua de recarga (3,9 °C), la transformación de la energía potencial del agua en calor (incremento máximo de 1 °C) y el calor geotérmico (incremento máximo de 1,5 °C).

Estos factores implicarían una temperatura máxima de 6,4 °C. Los 3,4 °C restantes, hasta los 9,8 °C de temperatura observados en el agua del manantial, corresponderían al incremento de temperatura producido por la circulación del aire en la zona vadosa.

La mayor parte de los manantiales que se encuentran a una mayor cota y presentan aguas más frías que la media ambiental se corresponden con zonas donde se registran mayores precipitaciones (Fig. 3). Una mayor tasa de recarga de aguas frías podría explicar esta anomalía térmica. Se trata de manantiales que drenan los macizos carbonáticos de las Zonas Externas

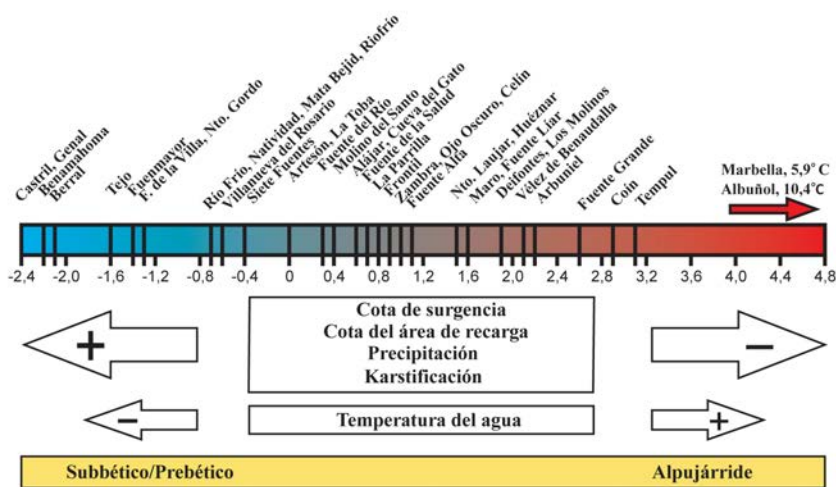


Fig. 3. Diferencia de la temperatura del agua con respecto a la media ambiental y su relación con la cota de surgencia y del área de recarga, la climatología y la karstificación. Ver la figura en color en la web.

Fig. 3. Temperature difference between the spring waters and the mean environmental temperature at the springs and its relation to the spring and recharge area heights, climatology, and karstification. See color figure in the web.

de la Cordillera Bética, más expuestos a las precipitaciones atlánticas y, por ello, más karstificados (Moral, 2005).

Igualmente se observa cómo los manantiales con temperaturas por encima de la media ambiental, además de situarse a cotas bajas, coinciden con zonas de menor precipitación y por lo tanto de menor recarga. En este caso, suele tratarse de manantiales relacionados con los carbonatos alpujárrides, con un grado de karstificación aparentemente menor.

Si tenemos en cuenta la clasificación de Schöeller (1962), los manantiales de Albuñol y Fuentes de Marbella se podrían considerar de carácter termal ya que su temperatura es 10,4 y 5,9 °C superior a la media ambiental respectivamente. Esta anomalía térmica estaría relacionada con la geometría de los materiales que conforman el acuífero, que favorecería la circulación profunda y un rápido ascenso del agua a través de vías muy localizadas.

Conclusiones

Salvo en el caso de los sistemas termales, la temperatura del agua de los manantiales kársticos de Andalucía es muy similar a la temperatura media ambiental: cerca de 20 °C en las zonas de menor altitud (ca. 100 m s.n.m.) y poco más de 10 °C en los manantiales que surgen a mayor cota (ca. 1300 m s.n.m.).

Los sistemas con mayor tasa de recarga y más karstificados (sierras de Segura, Grazalema, Las Nieves), que suelen coincidir con las áreas de mayor altitud de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, las aguas tienden a presentar

una temperatura más fría que la media ambiental. Por el contrario, las aguas de los manantiales que drenan los materiales alpujárrides, en los que las tasas de recarga suelen ser menores, a menudo presentan temperaturas superiores a la media ambiental.

Se estima que la temperatura media del agua de recarga es unos 5 °C inferior a la temperatura ambiental media, puesto que en Andalucía la recarga ocurre fundamentalmente en invierno. En los sistemas con más recarga, como el del Nacimiento del Castril, el calor geotérmico y el derivado de la pérdida de energía potencial del agua es insuficiente para explicar el incremento de temperatura observado en las aguas de recarga durante su recorrido hasta los manantiales. Se deriva de ello que la circulación del aire en la zona vadosa debe de jugar un papel importante como aporte de calor al sistema.

En cambio, en aquellos sistemas en los que la recarga es menor, y en los que el flujo hídrico experimenta un mayor calentamiento de origen geotérmico, el calor aportado por el aire en circulación en la zona no saturada podría ser considerablemente menor en el balance térmico general.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por las Acciones Especiales del Plan Propio de Investigación de la Universidad Pablo de Olavide. Asimismo, queremos expresar nuestra más sincera gratitud a J. Benavente y M. López-Chicano por sus detalladas y constructivas revisiones.

Referencias

- Anderson, M.P. (2005). *Heat as a Ground Water Tracer*. Ground Water, 43-6, 951-968.
- Badino, G. (2010). *Underground meteorology: What's the weather underground?* Acta Carsologica, 29-3, 427-448.
- Benavente, J., Pulido-Bosh, A., Fernández-Rubio, R. (1986). Les grands caractères de l'hydrogéologie karstique dans les Cordillères Bétiques. Karstologia Mémoires, 1, 87-89.
- Brookfield, A.E., Macpherson, G.L., Covington, M.D. (2017). *Effects of Changing Meteoric Precipitation Patterns on Groundwater Temperature in Karst Environments*. Ground Water, 55-2, 227-36.
- Colmenar-Santos, A., Folch, M., Rosales, E., Borge, D. (2016). *The geothermal potential in Spain, Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 56, 865-886.
- Luetscher, M., Jeannin, P.Y. (2004). *Temperature distribution in karst systems: the role of air and water fluxes*. Terra Nova, 16-6, 344-350.
- Manga, M., Kirchner, J.W. (2004). *Interpreting the temperature of water at cold springs and the importance of gravitational potential energy*. Water Resources Research, 40.
- MAGRAMA (2013). *Sistema de Información Geográfica de Datos Agrarios (SIGA)*. Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente, Madrid.
- Moral, F. (2005). *Contribución al conocimiento de los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Segura (Alto Guadalquivir y Alto Segura)*. Tesis Doctoral, Univ. Pablo de Olavide, 580 pp.
- Schöeller, H. (1962). *Les eaux souterraines*. Ed. Masson, Paris, 642 pp.

Análisis del hidroperíodo de tres lagunas de la Reserva Biológica de Doñana (2018-2020)

Hydroperiod analysis of three coastal ponds of Doñana Biological Reserve (2018-2020)

María José Montes-Vega y Miguel Rodríguez-Rodríguez

Universidad Pablo de Olavide. Carretera de Utrera km 1. 41013 (Sevilla), mjmonveg@upo.es, mrodrrod@upo.es

ABSTRACT

This study analyses the changes produced in the hydroperiod of the Santa Olalla, Taraje and Zahillo ponds, located on the coastal aquifer of the Doñana littoral aeolian mantle, to detect their degree of alteration. The water level was recorded from 2018 January 1st to 2020 June 26th. The 2019 was an exceptionally dry year, with a record of less than 200 mm/year of accumulated precipitation. It is worth noting the different degree of dependence of these ponds to rainfall. Although the Santa Olalla pond is resilient against dry periods, thanks to groundwater discharge, Zahillo pond is highly dependent on rainfall and has remained dry most of the study period. The lockdown caused by Covid-19 pandemic during the spring of 2020, has not implied any significant change in the withdrawal of groundwater close to the study area. Therefore, no positive hydrological changes have been detected in the ponds during such period.

Key-words: coastal ponds, pumps, Doñana aeolian mantle.

RESUMEN

En este estudio se analizan los cambios producidos en el hidroperíodo de las lagunas de Santa Olalla, Taraje y Zahillo, situadas sobre el acuífero costero del manto eólico litoral de Doñana, con el fin de detectar su grado de alteración. Se registró el nivel de la lámina de agua desde el 1 de enero de 2018 hasta el 26 de junio de 2020. El 2019 fue un año excepcionalmente seco, con un registro de menos de 200 mm/año de precipitación acumulada. Cabe destacar el diferente grado de dependencia de estas lagunas de las precipitaciones. Si bien la laguna de Santa Olalla es resiliente frente a los períodos secos, gracias a los aportes de agua subterránea, la laguna de Zahillo es muy dependiente de las lluvias y ha permanecido seca la mayor parte del período de estudio. El período de confinamiento debido a la pandemia del Covid-19 en la primavera del año 2020 no ha supuesto ningún cambio significativo en los caudales bombeados en los sondeos cercanos a la zona de estudio. Por tanto, no se han detectado cambios hidrológicos positivos en las lagunas durante dicho período.

Palabras clave: lagunas costeras, bombeos, manto eólico de Doñana.

Geogaceta, 70 (2021), 43-46
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 22/11/2020
Fecha de revisión: 23/04/2021
Fecha de aceptación: 28/05/2021

Introducción

Las lagunas peridunares de Doñana han sido objeto de numerosos estudios de tipo hidrogeológico en los últimos años (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2017; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2018; Fernández-Ayuso *et al.*, 2018; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2020). Dichos estudios han puesto de manifiesto la importancia de la descarga subterránea hacia estas lagunas desde el acuífero costero del manto eólico litoral de Doñana (MASb 0055104) y la alteración del régimen hidrológico en dos de estos sistemas: la laguna de Zahillo y la laguna de Taraje (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2020).

Esta alteración, producida por la explotación del acuífero en sondeos cercanos (Fernández-Ayuso *et al.*, 2018), ha tenido como consecuencia una reducción del hidroperíodo y de la superficie media de inundación en ambas lagunas.

Por otro lado, el reciente anuncio por

parte de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG) del cese de los bombeos en los sondeos más cercanos (sondeos 9 y 10) a las lagunas peridunares, con objeto de revertir esta alteración hidrológica (ABC, 2020), hace conveniente llevar a cabo un seguimiento mediante la monitorización y modelización hidrológica de estos sistemas para poder detectar así futuras tendencias en su dinámica.

El objetivo de este trabajo es analizar el grado de alteración actual en las lagunas de Zahillo y Taraje a lo largo del período de estudio 2018-2020, así como los posibles cambios hidrológicos que hayan podido producirse durante la primavera de 2020, período en el que transcurrió el confinamiento de la población a causa de la emergencia sanitaria por Covid-19. Esta información será comparada con un sistema que no parece estar alterado por la presencia de los bombeos, como es la laguna de Santa Olalla (Fernández-Ayuso *et al.*, 2019).

Zona de estudio

Las lagunas objeto de estudio se localizan en el sistema dunar o manto eólico litoral de Doñana (Fig. 1). La laguna de Santa Olalla, con más de 25 hectáreas de superficie (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2020), es la única laguna permanente de las tres estudiadas (Fernández-Ayuso *et al.*, 2018). La laguna de Taraje, en cambio, tiene un comportamiento estacional, mientras que la laguna de Zahillo, presenta un comportamiento temporal.

En la figura 1 se puede ver la localización de los pozos de extracción de agua subterránea para el abastecimiento de la población de Matalascañas. La mayoría de estos pozos bombean agua de forma intermitente, coincidiendo con el aumento poblacional debido a festividades, como Semana Santa, o el incremento del turismo en temporada estival.

Metodología

Para llevar a cabo el estudio hidrológico se han utilizado datos trihorarios de sensores (CTD-Diver en la Laguna de Santa Olalla, Levellogger en la Laguna de Taraje y Mini-Diver en la Laguna de Zahillo) que han sido instalados en piezómetros y regletas de estas lagunas.

Las precipitaciones (mm) se han obtenido de la base de datos climáticos de la estación meteorológica de la Estación Biológica de Doñana (EBD) (Fig. 2).

El período de estudio abarca desde el 1 de enero de 2018 hasta el 26 de junio de 2020, fecha en la que se realizó la última descarga de datos.

En cuanto a la información relacionada con los bombeos, estos datos han sido facilitados por Aqualia, entidad encargada del suministro a Matalascañas.

Resultados

La figura 2 representa la evolución del nivel de las lagunas entre 2018 y 2020.

La laguna de Zahillo ha permanecido seca la mayor parte del tiempo, a excepción de la primavera del año 2018, en la que llegó a alcanzar un nivel de 50 centímetros.

La laguna de Taraje suele secarse en verano; en los años secos, como el año 2019, también se seca en otoño.

La laguna de Santa Olalla ha permanecido inundada durante todo el período de estudio, sin embargo, se observa un ligero descenso del nivel a partir de la primavera del año 2019.

En la tabla I se puede observar la precipitación acumulada anual y el número de días que han permanecido inundadas estas tres lagunas.

En la figura 3 se compara la evolución del hidrograma (Nivel) de las lagunas con la Desviación Acumulada respecto a la media de la Precipitación (DAP) en cada uno de los períodos de primavera de 2018 a 2020. Esta figura muestra una alta similitud entre las variables "Nivel" y "DAP" durante el año 2018, lo cual indica la dependencia que presentan estos ecosistemas de las precipitaciones. La precipitación produce la recarga del acuífero de los mantos eólicos y el acuífero descarga agua subterránea hacia las lagunas. Sin embargo, en el año 2019 que, como se mencionó anteriormente, fue muy seco, la evolución del nivel en las la-



Fig. 1. Localización geográfica de la zona de estudio y ubicación de los pozos de bombeo para el abastecimiento de Matalascañas. Ver figura en color en la web.

Fig. 1. Geographic location of the study area and location of the pumping wells for water supply in Matalascañas. See figure in colour on the web.

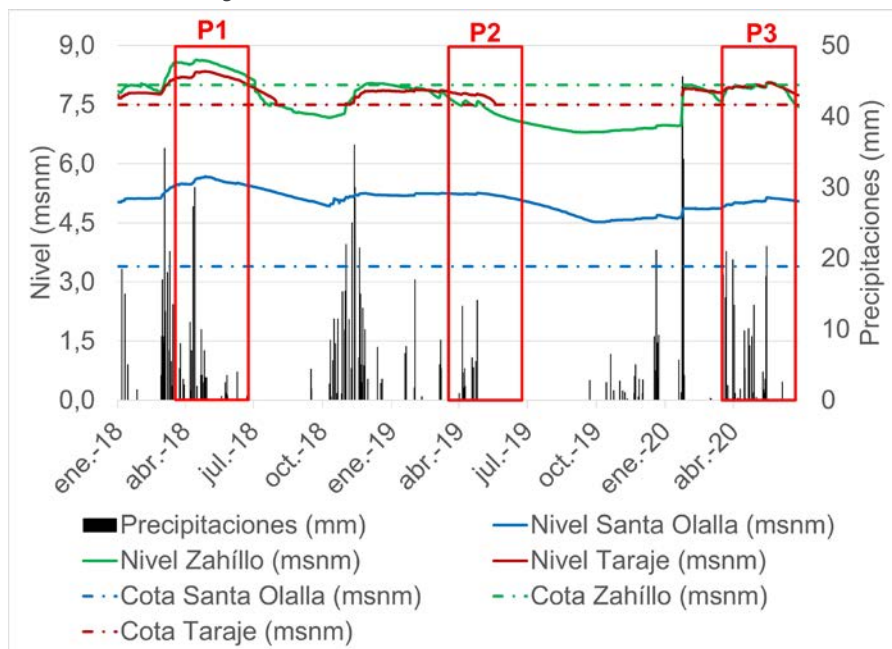


Fig. 2. Hidrograma del período de estudio (2018-2020) de las lagunas de Santa Olalla, Taraje y Zahillo. Marcados en rojo los tres períodos de primavera de 2018, 2019 y 2020 (P1, P2 y P3), coincidiendo el último con el período del confinamiento por la emergencia sanitaria (Covid-19). Ver figura en color en la web.

Fig. 2. Hydrograph of the study period (2018-2020) of Santa Olalla, Taraje and Zahillo ponds. In red, the three springs periods of 2018, 2019 and 2020 (P1, P2 and P3), where the last one coincides with the confinement by Covid-19. See figure in colour on the web.

Año	Número de días inundada			Precipitaciones (mm)
	Santa Olalla	Taraje	Zahillo	Total
2018	365	270	163	681,5
2019	365	139	0	198,2
2020*	178	156	15	347,2

Tabla I. Número de días en los que las lagunas de estudio se encontraron inundadas a lo largo del período de estudio y precipitación total (mm) de cada año.

*Para el caso de 2020 únicamente se dispone de datos hasta el día 26 de junio.

Table I. Number of days in which the study ponds are flooded throughout the study period and total precipitation (mm) of each year.

*In the case of 2020, data are available until June 26th.

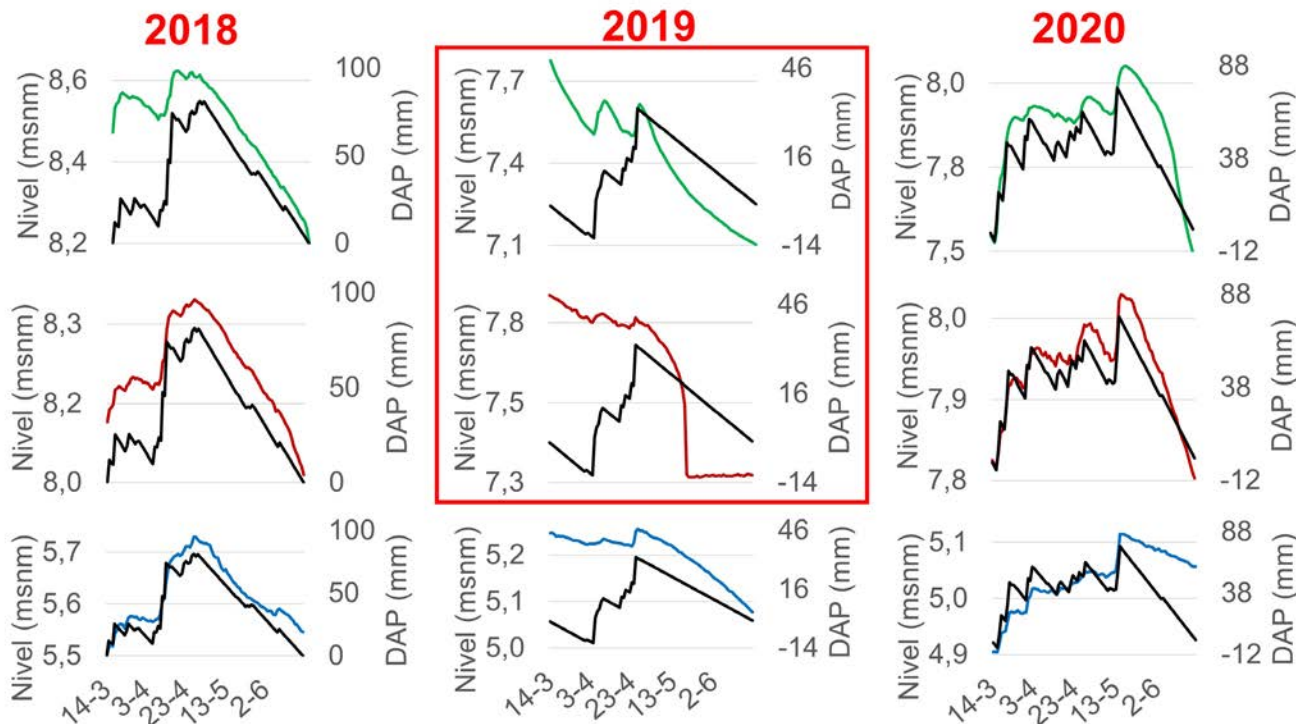


Fig. 3. Representación gráfica del nivel de cada una de las lagunas de estudio en el período de primavera (Fig. 2, P1, P2 y P3) y la Desviación Acumulada respecto a la media de la Precipitación (DAP) durante dicho período. Laguna de Zahillo (verde), laguna de Taraje (rojo) y laguna de Santa Olalla (azul). El recuadro rojo (primavera 2019) representa períodos de recarga desde las lagunas al acuífero. La laguna de Zahillo se encuentra seca en 2019 (el fondo de la laguna está a una cota de 8 msnm). Ver figura en color en la web.

Fig. 3. Plot of the level of the studied ponds during spring (Fig. 2, P1, P2 and P3) and the Accumulated Deviation with respect to the mean Precipitation (DAP) during this period. Zahillo pond (green), Taraje pond (red) and Santa Olalla pond (blue). The red box (spring 2019) represents recharge periods from the ponds to the aquifer. The Zahillo pond is dry in 2019 (the bottom of the pond is located 8 masl). See figure in colour on the web.

gunas de Zahillo y Taraje no muestra una correlación con el DAP. Esto es indicativo de una alteración del régimen hidrológico. En la laguna de Santa Olalla la correlación DAP-Nivel durante el año 2019 es mayor que en las otras dos lagunas.

La figura 4 muestra el grado de dependencia entre el número de días que cada laguna está inundada al año con el tanto por ciento de precipitaciones respecto al año 2018 (el más lluvioso de la serie).

La R^2 de este diagrama de dispersión (figura 4-B) se puede interpretar como un proxy de la dependencia de cada laguna con respecto a las precipitaciones. Se puede apreciar que la laguna de Zahillo muestra una R^2 de 0,98, es decir, una alta dependencia de las precipitaciones. La laguna de Taraje muestra una R^2 de 0,28 y la laguna de Santa Olalla no muestra correlación, ya que estuvo inundada todo el período de estudio, lloviese o no lloviese.

Por otra parte, la figura 5 muestra el volumen de agua extraída de los sondeos de Matalascañas en $m^3/día$. La evolución durante el año 2020 es muy similar a la de años anteriores (2015 y 2016). No se produjo un cese de las extracciones durante el período de confinamiento, aunque la población durante dicho período tuvo que ser mínima, por tanto, no se ha constatado que el confinamiento poblacional haya supuesto una mejora coyuntural del hidropérido de las lagunas durante esas fechas.

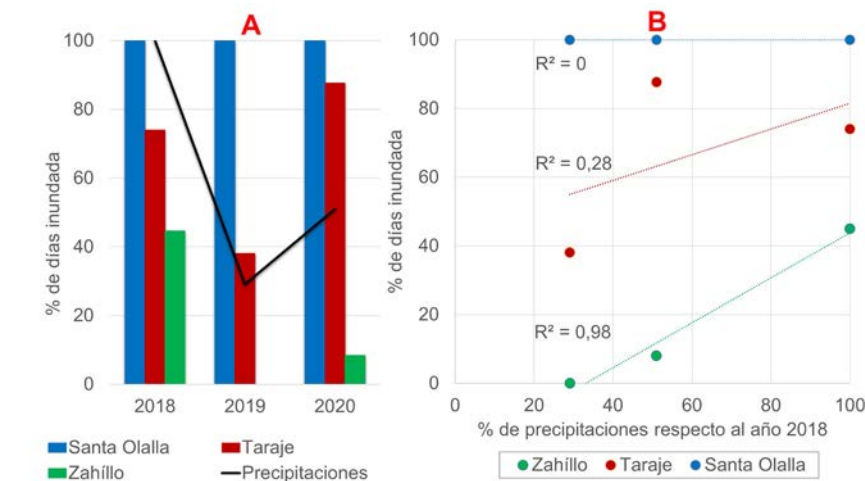


Fig. 4. (A) Representación gráfica del porcentaje de días en los que las lagunas permanecen inundadas en relación con la precipitación acumulada anualmente durante el período 2018-2020. (B) Gráfico de dispersión en el que se muestra la dependencia de cada una de las lagunas con las precipitaciones. Ver figura en color en la web.

Fig. 4. (A) Plot of the percentage of days in which the ponds remain flooded in relation to the annual accumulated precipitation during the 2018-2020 period. (B) Scatter plot showing the dependence of each of the ponds to the rainfall. See figure in colour on the web.

Discusión y conclusiones

En este trabajo se ha analizado la información hidrológica de las lagunas pe-

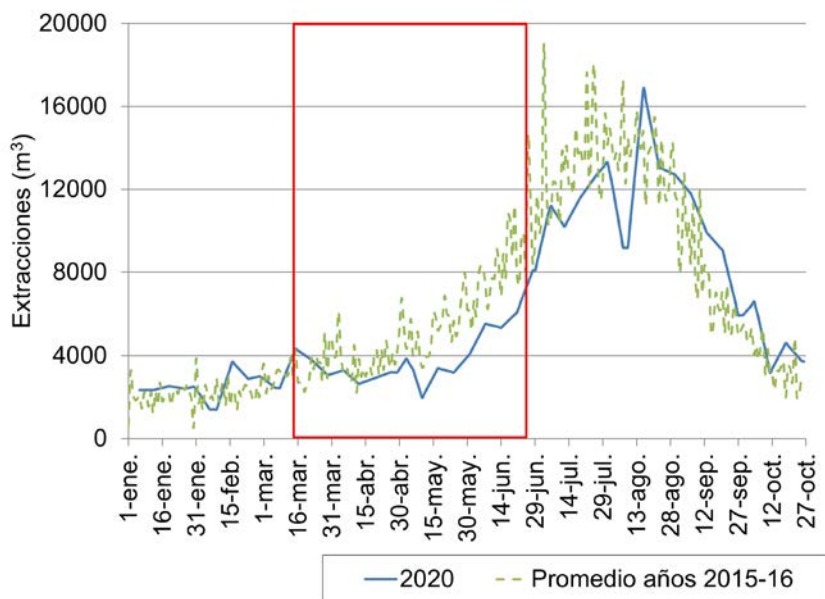


Fig. 5. Evolución de los bombeos de agua realizados en el año 2020 en Matalascañas frente a la explotación media producida en años anteriores (2015 y 2016). En rojo está marcado el período correspondiente al confinamiento por Covid-19. Ver figura en color en la web.

Fig. 5. Evolution of the groundwater pumped in 2020 in Matalascañas compared to the average exploitation produced in previous years (2015 and 2016). The period corresponding to confinement by Covid-19 is marked in red. See figure in colour on the web.

riduñares de Doñana durante un período que incluyó un año excepcionalmente seco, como fue el 2019. Durante ese año, la laguna de Zahillo estuvo seca todo el tiempo, en contraste con la laguna de Santa Olalla, que se mantuvo inundada. Por otra parte, la laguna de Taraje mantuvo agua de enero a junio.

Otros autores (Serrano, L., *et al.*, 1996; Rodríguez-Rodríguez, M., *et al.*, 2020) han señalado la alteración antrópica de las lagunas de Zahillo y Taraje. Con este estudio, se ha corroborado dicha alteración y la alta dependencia de las precipitaciones de la laguna de Zahillo, en particular durante los años secos.

Con el cese de las extracciones previsto en los sondeos 9 y 10, sería previsible un ascenso del nivel piezométrico en el entorno y una recuperación de las lagunas más cercanas. Por tanto, sería de especial interés continuar con el seguimiento y la monitorización de estos sistemas dependientes de las aguas subterráneas.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado gracias al convenio de colaboración entre la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir y la Universidad Pablo de Olavide para el

“Estudio de la monitorización hidrológica y modelización de la relación laguna-acuífero en los mantos eólicos de Doñana. Seguimiento y ampliación del inventario”.

Se agradece la colaboración de J.M. Bruque Carmona, técnico de laboratorio, por el tratamiento de datos de los bombeos y el apoyo logístico y técnico de la Infraestructura Científico-Técnica Singular de la Reserva Biológica de Doñana (RBD-ICTS).

Agradecemos a los revisores C. Guardiola-Albert y A. Fernández-Ayuso los comentarios y modificaciones sugeridas, las cuales han mejorado sustancialmente el presente manuscrito.

Referencias

ABC, Andalucía, Huelva (2020). *Revista ABC* (versión digital, 05/10/2020).

Fernández-Ayuso, A., Aguilera, H., Guardiola-Albert, C., Rodríguez-Rodríguez, M., Heredia, J. y Naranjo-Fernández, N. (2019). *Groundwater* 57, 895-906.

Fernández-Ayuso, A. y Rodríguez-Rodríguez, M. (2018). *Geogaceta* 64, 51-54.

Fernández-Ayuso, A., Rodríguez-Rodríguez, M. y Benavente, J. (2018). *Hydrological Sciences Journal* 63 (15-16), 2048-2059.

Rodríguez-Rodríguez, M., Fernández-Ayuso, A. y Moral, F. (2017). *Geogaceta* 61, 47-50.

Rodríguez-Rodríguez, M., Martos-Rosillo, S., Fernández-Ayuso, A. y Aguilar, R. (2018). *Geogaceta* 63, 27-30.

Rodríguez-Rodríguez, M., Fernández-Ayuso, A., Moral, F. y Caro, R. (2020). *Geogaceta* 67, 87-90.

Serrano, L. y Serrano, L. (1996). *Journal of Environmental Management*, 46, 229-238.

Caracterización paleoambiental de los yacimientos de Paracuellos-3 y Paracuellos-5 (Mioceno medio, Cuenca de Madrid) a partir de la estructura de pesos corporales de las faunas de mamíferos

Paleoenvironmental characterization of the Paracuellos-3 and Paracuellos-5 sites (Middle Miocene, Madrid Basin) based on the body weight structure of mammalian faunas

Javier Salas-Herrera¹, Iris Menéndez^{2,3}, Paloma López-Guerrero² y Omid Fesharaki²

¹Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED), España. jsalas198@alumno.uned.es

²Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Universidad Complutense de Madrid (UCM), España. irismene@ucm.es, palomalopez@geo.ucm.es, omidfesh@ucm.es

³Departamento de Geología Sedimentaria y Cambio Ambiental, Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), España.

RESUMEN

El evento de enfriamiento global del Mioceno medio ha sido descrito, a escala local, en el centro de la Península Ibérica (Cuenca de Madrid). Algunos yacimientos paleontológicos como Somosaguas (14,1 Ma) y Cerro de los Batallones (9 Ma) han sido ampliamente estudiados. Además, otros yacimientos situados temporalmente entre ellos, como los yacimientos de Paracuellos del Jarama, tienen un gran potencial de estudio. En este trabajo se han caracterizado los paleoambientes de los yacimientos de Paracuellos-5 (13,7 Ma) y Paracuellos-3 (12,8 Ma), ambos pertenecientes al Mioceno medio, para dar una visión más completa de las características paleoambientales de este intervalo. Se emplearon seis modelos cuantitativos de inferencia climática basados en la estructura de pesos corporales de los mamíferos para estimar la temperatura y la precipitación en el área de estudio. Las inferencias ambientales obtenidas permiten exponer la hipótesis de que en un intervalo de tiempo menor a 1 millón de años, el ambiente existente en Paracuellos tuvo una tendencia hacia el aumento de la humedad, aún manteniéndose como un ambiente de extrema aridez.

Palabras clave: Paleoecología, paleoclima, Aragoniense, mamíferos, peso corporal.

Geogaceta, 70 (2021), 47-50
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Interés y objetivos del estudio

Los datos mundiales de isótopos han registrado una tendencia general de cambio climático, desde ambientes cálidos y húmedos al comienzo del Cenozoico a ambientes fríos y áridos en el presente (Zachos *et al.*, 2001). En concreto, tras un evento de calentamiento y aumento de la humedad, conocido como Óptimo Climático del Mioceno Medio (máximo entre 17 y 15 Ma), comenzó un proceso de enfriamiento global asociado con la expansión del hielo en la Antártida (Shevenell *et al.*, 2004). Estos cambios también se refleja-

ron localmente en la Península Ibérica. Los ambientes húmedos y cálidos fueron reemplazados por condiciones áridas y frías durante el Mioceno medio del centro peninsular (Van der Meulen y Daams, 1992; Domingo *et al.*, 2012; García-Paredes *et al.*, 2016; Menéndez *et al.*, 2017).

El gran número de yacimientos paleontológicos pertenecientes a este intervalo de tiempo han permitido documentar esos cambios ambientales en la cuenca de Madrid. Las características paleoecológicas y paleoambientales de yacimientos como Somosaguas (Hernández Fernández *et al.*, 2006b; Domingo *et al.*, 2009) y Cerro de los Batallones (Morales *et al.*, 1992; Azanza *et al.*, 2018) son

ABSTRACT

The middle Miocene global cooling event has been described at a local scale in central Spain (Madrid Basin). There are well-studied fossil sites as Somosaguas (14.1 Ma) and Cerro de los Batallones (9 Ma). In addition, other fossil sites situated temporarily between them, such as the Paracuellos del Jarama fossil sites have a great potential. In this work, the palaeoenvironments of Paracuellos-5 (13.7 Ma) and Paracuellos-3 (12.8 Ma) sites, both from the middle Miocene, have been characterized to show a more complete view of the environmental characteristics prevailing during this period. Six quantitative climatic inference models based on body-size structure of mammal faunas have been used to estimate temperature and precipitation of the study area. The obtained environmental inferences allow formulating the hypothesis that, in a time interval of less than 1 million years, the environment of Paracuellos experienced a trend through slightly more humid conditions, remaining as an extremely arid environment.

Key-words: Palaeoecology, palaeoclimate, Aragonian, mammals, body-size.

Fecha de recepción: 26/01/2021

Fecha de revisión: 23/04/2021

Fecha de aceptación: 28/05/2021

ros de los yacimientos de Paracuellos-3 y Paracuellos-5, situados en las zonas locales G2 y F, respectivamente (Peláez-Campomanes *et al.*, 2003; Hernández-Ballarín y Peláez-Campomanes, 2017) para aumentar nuestro conocimiento sobre las condiciones ambientales que prevalecieron en el intervalo temporal entre las zonas locales E y G, representadas respectivamente por los yacimientos de Somosaguas y el complejo de yacimientos de Cerro de los Batallones.

Situación geográfica y geológica

Los yacimientos de Paracuellos del Jarama se llevan estudiando desde hace décadas (Alberdi *et al.*, 1985; Alonso-Zarza, 1986; Morales *et al.*, 2000; Hernández Fernández *et al.*, 2003; 2006b; Montes *et al.*, 2006), sin embargo, la cantidad de muestras obtenidas en estos yacimientos aún es inferior a las obtenidas en otros yacimientos miocenos de la cuenca de Madrid. Aunque hay seis yacimientos descritos alrededor de Paracuellos del Jarama (Crusafont y Golpe, 1971), los más relevantes, por su diversidad taxonómica, son Paracuellos-3 y Paracuellos-5 (Amezúa *et al.*, 2000; Peláez-Campomanes *et al.*, 2003). Se encuentran en el cerro de Los Guardias y cerca del cerro La Mesilla, respectivamente (Hoyos *et al.*, 1985).

La zona de Paracuellos del Jarama está constituida principalmente por materiales arenosos y conglomeráticos correspondientes a la Unidad Intermedia de la cuenca de Madrid (Calvo *et al.*, 1984; Hoyos *et al.*, 1985). Paracuellos-3 y Paracuellos-5 han sido datados como Aragoniense tardío, mientras que los niveles inferiores de la sección de Paracuellos han sido asignados al Aragoniense medio (Calvo *et al.*, 1984).

Paracuellos-5 ha sido interpretado como un ambiente de borde de charca situado entre canales arenosos (Sánchez *et al.*, 2000), y aunque no se hallan elementos óseos articulados, sí es frecuente la presencia de elementos asociados, por lo que habría una acción de transporte de restos óseos muy limitada (Sánchez *et al.*, 2000). Paracuellos-3 se encuentra en limos arenosos de facies de inundación (Sánchez *et al.*, 2000), sin evidencias de elementos óseos articulados, aunque existe una amplia gama de estados de conservación, desde restos completos perfectamente conservados hasta fragmentos de todos los tamaños (Sánchez *et al.*, 2000).

Metodología

Según la idea de que la evolución convergente puede extenderse a nivel comunitario (Blondel, 1979), es esperable que existan estructuras comunitarias basadas en los pesos corporales semejantes en lugares con condiciones ambientales y climáticas similares, incluso si los taxones son completamente diferentes (Hernández Fernández *et al.*, 2006a; Menéndez *et al.*, 2017). Bajo este punto de vista, Menéndez *et al.* (2017) propusieron modelos cuantitativos de inferencia de variables climáticas que podrían aplicarse para estimar factores paleoclimáticos en yacimientos de mamíferos del Mioceno de la Península Ibérica. Estos se basan en modelos de regresión multivariante y bivariante que correlacionan datos climáticos y la variación de las categorías de peso corporal en 63 conjuntos de mamíferos del subcontinente indio y el África subsahariana para inferir las variables climáticas.

En este análisis, se excluye a los representantes de Carnivora y Chiroptera, debido a su escasez en yacimientos de origen aluvial, fluvial o lacustre (García-Yelo *et al.*, 2014; Menéndez *et al.*, 2017). Se emplearon las listas faunísticas de las especies presentes en Paracuellos-3 y Paracuellos-5, de Peláez-Campomanes *et al.* (2003), en el cual se catalogan 19 y 18 especies, respectivamente. Con posterioridad, usando los criterios propuestos por García-Yelo *et al.* (2014), cada especie fue asignada a una categoría de peso corporal para obtener el porcentaje de especies presentes en cada categoría.

Por último, se aplicaron a los datos los seis modelos de mejor ajuste desarrollados por Menéndez *et al.* (2017) para inferir algunas características paleoclimáticas, como la temperatura media del mes más frío (Tmin), la temperatura media del mes más cálido (Tmax), la amplitud térmica media anual (Mta), la precipitación total anual (P) y la amplitud de los meses de sequía (D) en ambos yacimientos.

Resultados

La Figura 1 muestra el porcentaje de especies en cada una de las categorías de peso corporal para Paracuellos-3 y Paracuellos-5. Se observan diferentes estructuras de peso corporal entre las comunidades de ambos yacimientos (Fig. 1). Paracuellos-5 muestra un claro predomi-

nio de especies de la categoría A (<100 g, ocho especies) que representan el 44,4 %; mientras que las categorías B, F y H muestran un porcentaje de 11,1 % (dos especies en cada categoría), y las categorías C, D y G un porcentaje del 5,6 % (una única especie en cada categoría).

En cambio, Paracuellos-3 muestra un bajo porcentaje de especies de la categoría A (26,3 %; cinco especies) como también se observa en las localidades desérticas de Somalia (Menéndez *et al.*, 2017). Este yacimiento presenta una estructura de pesos corporales más repartida: las categorías B, D y H muestran un porcentaje del 15,8 % (tres especies en cada una), mientras que las categorías F y G tienen un 10,5 % (dos especies en cada categoría), y la categoría C un porcentaje del 5,3 %, dado que solo cuenta con una especie. La ausencia de especies en la categoría E en Paracuellos-3 también se asemeja a las características observadas para localidades desérticas del sur de África (Menéndez *et al.*, 2017).

Las inferencias climáticas obtenidas para los yacimientos utilizando los modelos de regresión se muestran en la Tabla 1. Las inferencias de la temperatura del mes más frío (Tmin) y la amplitud térmica media anual (Mta) son similares a los obtenidos en trabajos previos (Shevenell *et al.*, 2004; Domingo *et al.*, 2012). Sin embargo, la precipitación total (P) y la amplitud de los meses de sequía (D) presentan resultados anómalos (más de 12 meses de sequía y menos de 0 mm de precipitación), indicando un entorno árido que supera la aridez existente en la actualidad en África.

Discusión

En estudios previos, basados en cenogramas de las paleocomunidades del Mioceno madrileño (Amezúa *et al.*, 2000) se mostraba que los yacimientos de Paracuellos presentaban un paralelismo notable con condiciones de aridez extrema. Posteriormente, y basados en las características de las comunidades de mamíferos en los yacimientos de Somosaguas y su comparativa con otros yacimientos madrileños (Hernández Fernández *et al.*, 2006a), se asignaron a Paracuellos-5 un bioma de sabana y a Paracuellos-3 un bioma de bosque tropical seco. García-Yelo *et al.* (2014) asignaron a Paracuellos-5 condiciones áridas o semiáridas, similares a Somosaguas, y

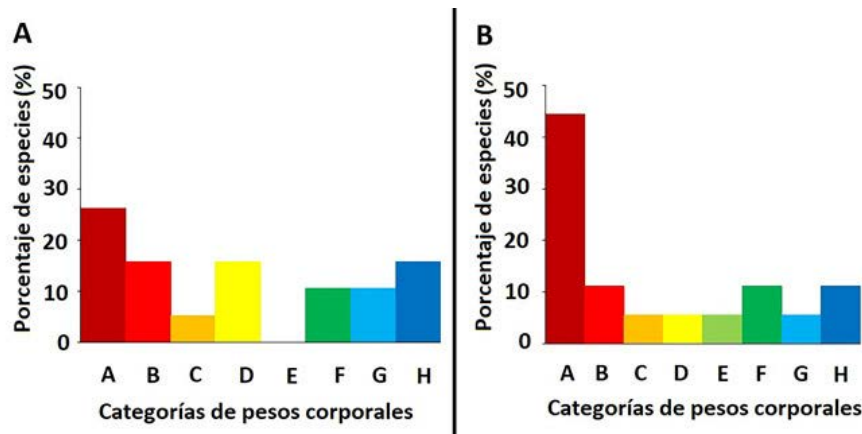


Fig. 1. Histogramas de las estructuras de pesos corporales en Paracuellos-3 (A) y Paracuellos-5 (B). La categoría A corresponde a pesos inferiores a 100 g; la categoría B a pesos de 100,1-1.000 g; la categoría C a pesos de 1.000,1-10.000 g; la categoría D a pesos de 10.000,1-45.000 g; la categoría E a pesos de 45.000-90.000 g; la categoría F de 90.000,1-180.000 g; la categoría G de 180.000,1-360.000 g y la categoría H a pesos superiores a 360.000 g.

Fig. 1.-Histograms of the body weight structures for Paracuellos-3 (A) and Paracuellos-5 (B) sites. Category A corresponds to weights less than 100 g; category B at weights of 100.1-1000 g; category C at weights of 1,000.1-10,000 g; category D at weights of 10,000.1-45,000 g; category E at weights of 45,000-90,000 g; category F of 90,000.1-180,000 g; category G of 180,000.1-360,000 g and category H at weights greater than 360,000 g.

un ambiente ligeramente más húmedo a Paracuellos-3. En un contexto general, Costeur y Legendre (2008) analizaron la estructura del peso de los mamíferos de 17 comunidades fósiles del Mioceno medio (17-14 Ma) de España y Alemania, encontrando un gradiente ambiental latitudinal suroeste-noreste, desde un ambiente cálido, árido y abierto en España hasta un ambiente cálido, cerrado y húmedo en Alemania. Los resultados obtenidos en el presente trabajo muestran unas condiciones ambientales de extrema aridez para Paracuellos-5, mientras que éstas serían ligeramente más húmedas para Paracuellos-3, aún siendo predominante el ambiente árido, lo que apoyaría las conclusiones expuestas por Amezcua *et al.* (2000). Sin embargo, estos autores destacaron la baja calidad de las muestras de estos yacimientos como un factor limitante que tiende a sesgar los

datos inferidos hacia ambientes áridos.

Las anomalías observadas (Tabla 1) en la inferencia media de la precipitación total anual (P) y los meses de sequía (D) se deben a que los modelos de inferencia para P y D se basan en la categoría de peso corporal C de localidades asiáticas (1-10 kg). La proporción de especies en esta categoría fue considerada como el mejor indicador para el gradiente de aridez; de forma que las localidades áridas tienen menos especies en la categoría C (Menéndez *et al.*, 2017). Hoy en día, ninguna localidad de Asia o África tiene porcentajes tan bajos como los que se encuentran en los yacimientos estudiados (<5% en Paracuellos, Fig. 1). Por esa razón, las inferencias muestran valores numéricos fuera de los rangos establecidos. El análisis no pudo proporcionar datos numéricos exactos; sin embargo, de forma general, se pueden considerar

los yacimientos de Paracuellos como ambientes áridos con episodios de precipitación muy esporádicos.

Los valores de la temperatura media del mes más frío (Tmin) en paracuellos-5 son similares a los estimados para ambientes áridos, proporcionados por análisis isotópicos en otros lugares del Mioceno de la cuenca de Madrid como el yacimiento de Somosaguas (14,1-13,7 Ma; Domingo *et al.*, 2009). Sin embargo, la temperatura media del mes más frío en Paracuellos-3 (12 °C) es relativamente más baja que la descrita para Somosaguas (15-20 °C; Domingo *et al.*, 2009).

En el caso de la amplitud térmica media anual (Mta), los resultados de este trabajo son análogos a los obtenidos por Shevenell *et al.* (2004) y Domingo *et al.* (2012), que muestran un aumento de las temperaturas después del Evento de Enfriamiento Global del Mioceno Medio (14,2-13,8 Ma). Van der Meulen y Daams (1992) y Shevenell *et al.* (2004) establecen un rango de temperaturas medias anuales entre 12,5 y 22 °C para el intervalo de tiempo que comprende las zonas locales F y G2. Los resultados obtenidos en el presente estudio, valor inferior para la zona local F (Mta de 14 °C) y valor superior para la zona local G2 (Mta de 19 °C), están comprendidos en dicho rango.

Conclusiones

La cuenca de Madrid tiene un importante registro fosilífero de mamíferos del Mioceno, que permite desarrollar estudios paleoecológicos que amplíen nuestros conocimientos sobre paleoambientes y paleoclimas del centro peninsular durante este intervalo temporal. El presente estudio muestra las variaciones ambientales en el periodo temporal comprendido entre los yacimientos de Paracuellos-3 y Paracuellos-5.

Modelos cuantitativos de inferencia climática		Inferencia climática en Paracuellos-5			Inferencia climática en Paracuellos-3		
no.	Factor climático	Inferencias	Intervalo de confianza	Inferencia media	Inferencias	Intervalo de confianza	Inferencia media
3	Tmin (°C)	16,5	9,2-23,9	16,5	12,5	4-20,9	12,5
7	Mta (°C)	5,9	(-4,7)-16,6	14	13	3,1-22,9	19,7
13		27,5	12,5-60,3		28,3	12,8-62,4	
16		8,5	2,9-14		17,8	6-29,6	
20	P (mm)	-694,3	(-2713,2)-1324,5	-694,3	-777,3	(-2855,3)-1300,7	-777,3
21	D (meses)	13,9	8,7-19,1	13,9	14,3	8,9-19,6	14,3

Tabla 1. Inferencias climáticas para los yacimientos de Paracuellos-5 y Paracuellos-3.
Table 1. Climatic inferences for the Paracuellos-5 and Paracuellos-3 sites.

El análisis de la estructura de los pesos corporales de mamíferos de los yacimientos estudiados muestra que en el período temporal entre Paracuellos-5 y Paracuellos-3 hubo variaciones en la temperatura media del mes más frío y en amplitud térmica que, en el caso de Paracuellos-3, pudieron producir episodios de precipitaciones esporádicas. Estos cambios se produjeron, después del Evento de Enfriamiento Global del Mioceno Medio, durante un intervalo de 0,9 Ma (13,7-12,8 Ma) en la zona noreste de la cuenca de Madrid.

Estos resultados aportan nuevos datos y sugieren una hipótesis de cambio ambiental que se deberá corroborar con otros estudios multidisciplinarios para facilitar la reconstrucción paleoambiental de las áreas centrales de la Península Ibérica. Sin embargo, es necesario mencionar el hecho de que la cantidad de muestra fósil procedente de los yacimientos de Paracuellos sigue siendo pequeña y, por tanto, sería interesante aumentar dicha cantidad para contrastar los resultados expuestos. En ambos yacimientos ya se han iniciado estudios petrográficos (análisis modal de sedimentos detríticos) y mineralógicos (estudio de asociaciones y cristalografía de minerales de la arcilla) que en otros yacimientos han aportado datos de gran valor para la caracterización semicuantitativa de las características ambientales y climáticas del Mioceno de la cuenca de Madrid (p.ej. Carrasco *et al.*, 2008; Fesharaki *et al.*, 2015). Este marco es especialmente interesante ya que se sitúa entre dos episodios críticos del Mioceno, el Óptimo Climático del Mioceno y el inicio de la crisis vallesiense.

Agradecimientos

Nuestro agradecimiento a los doctores María de los Ángeles Álvarez, Jorge Morales y Jonathan Pelegrín por sus sugerencias sobre versiones preliminares del manuscrito. Este trabajo ha sido apoyado por el proyecto PGC2018-094955-A-I00 del Ministerio de Ciencia e Innovación. Agradecemos el apoyo del Grupo de Investigación UCM-910607. I.M. fue financiada por una beca predoctoral de la UCM (CT27/16-CT28/16).

Referencias

- Alberdi, M.T., Hoyos, M., Mazo, A.V., Morales, J., Sesé, C. y Soria, D. (1985). En: *Geología y paleontología del Terciario continental de la provincia de Madrid*. M.T. Alberdi (ed.), CSIC-MNCN, 99-105.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. (1986). *Estudios Geológicos* 42, 79-101.
- Amezúa, L., Salesa, M.J., Pérez, B., Peláez-Campomanes, P., Fraile, S., Morales, J. y Nieto, M. (2000). En: *Patrimonio paleontológico de la Comunidad de Madrid*. Morales, J. (ed). Consejería de Educación de la Comunidad de Madrid, 155-172.
- Azanza, B., Alberdi, M.T., Blanco, F., Cantalapiedra, J.L., Domingo, M.S., Gómez Cano, A.R. y Hernández Fernández, M. (2018). En: *La colina de los tigres dientes de sable. Los yacimientos miocenos del Cerro de los Batallones (Torrejón de Velasco, Madrid)*. J. Morales (ed.), Museo Arqueológico Regional. Comunidad de Madrid, 43-68.
- Blondel, J. (1979). *Biogéographie et écologie: synthèse sur la structure, la dynamique et l'évolution des peuplements de vertébrés terrestres*. Masson, 165 p.
- Calvo, J.P., Ordóñez, S., Hoyos, M. y García del Cura, M.A. (1984). *Revista de Materiales y Procesos Geológicos* 2, 145-176.
- Carrasco, A., Sacristán, S., Benítez-López, G., Romero-Nieto, D., Fesharaki, O. y López-Martínez, N. (2008). *Palaeontologica Nova* 8, 135-149.
- Costeur, L. y Legendre, S. (2008). *Palaios* 23, 280-288.
- Crusafont, M. y Golpe, J.M. (1971). Sobre unos yacimientos de mamíferos Vindobonienses en Paracuellos del Jarama. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural* 69, 225-259.
- Domingo, L., Cuevas-González, J., Grimes, S.T., Hernández Fernández, M. y López-Martínez, N. (2009). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 272, 53-68.
- Domingo, L., Koch, P.L., Grimes, S.T., Morales, J. y López-Martínez, N., (2012). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (339-341), 98-113.
- Fesharaki, O., Arribas, J. y López-Martínez, N. (2015). *Journal of Iberian Geology* 41(2), 205-222.
- García-Paredes, I., Álvarez-Sierra, M.A., Van den Hoek Ostende, L.W., Hernández-Ballarín, V., Hordijk, K., López Guerrero, P., Oliver, A. y Peláez-Campomanes, P. (2016). *Comptes Rendus Palevol* 15(7), 781-789.
- García-Yelo, B.A., Gómez Cano, A.R., Cantalapiedra, J.L., Alcalde, G.M., Sanisidro, O., Oliver, A., Hernández-Ballarín, V., López-Guerrero, P., Fraile, S. y Hernández Fernández, M. (2014). *Journal of Iberian Geology* 40, 129-140.
- Hernández-Ballarín, V. y Peláez-Campomanes, P. (2017). *Historical Biology* 30, 305-316.
- Hernández Fernández, M., Alberdi, M.T., Azanza, B., Montoya, P., Morales, J., Nieto, M. y Peláez-Campomanes, P. (2006a). *Journal of Arid Environments* 66, 585-608.
- Hernández Fernández, M., Cárdbaba, J.A., Cuevas-González, J., Fesharaki, O., Salesa, M.J., Corrales, B., Domingo, L., Elez, J., López Guerrero, P., Sala-Burgos, N., Morales, J. y López Martínez, N. (2006b). *Estudios Geológicos* 62, 263-294.
- Hernández Fernández, M., Salesa, M.J., Sánchez, I.M. y Morales, J. (2003). *Coloquios de Paleontología* volumen extraordinario, 253-280.
- Hoyos, M., Junco, F., Plaza, J.M., Ramírez, A. y Ruiz Sánchez-Porro, J. (1985). En: *Geología y Paleontología del Terciario Continental de la Provincia de Madrid* (M.T. Alberdi, Ed.), Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC, 9-16.
- Menéndez, I., Gómez Cano, A.R., García-Yelo, B.A., Domingo, L., Domingo, M.S., Cantalapiedra, J.L., Blanco, F. y Hernández Fernández, M. (2017). *PLoS ONE* 12(10), e0186762.
- Montes, M., Beamud, B., Garcés, M. y Calvo, J.P. (2006). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 19 (3-4), 281-298.
- Morales, J., Capitán, J., Calvo, J.P. y Sesé, C. (1992). *Geogaceta* 12, 77-80.
- Morales, J., Nieto, M., Amezúa, L., Fraile, S., Herráez, E., Peláez-Campomanes, P., Salesa, M.J., Sánchez, I.M. y Soria, D. (eds.) (2000). *Paleontología y Etnografía* 6: 371 pp.
- Peláez-Campomanes, P., Morales, J., Álvarez Sierra, M.A., Azanza, B., Fraile, S., García-Paredes, I., Hernández Fernández, M., Herráez, E., Nieto, M., Pérez, B., Quirarte, V., Salesa, M.J., Sánchez, I.M. y Soria, D. (2003). En: *Distribution and Migration of Tertiary Mammals in Eurasia* (Reumer, J.W.F. and Wessels, W. Eds.). DEINSEA 10, 431-441.
- Sánchez, I.M., Alcalá, L., Fraile, S., Montoya, P. y Morales, J. (2000). En: *Patrimonio paleontológico de la Comunidad de Madrid*. Morales, J. (ed). Consejería de Educación de la Comunidad de Madrid, 140-149.
- Shevenell, A.E., Kennett, J.P. y Lea, D.W. (2004). *Science* 305, 1766-1770.
- Van der Meulen, A.J. y Daams, R. (1992). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 93, 227-253.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. y Billups, K. (2001). *Science* 292, 686-693.

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA
GEOGACETA (2021)

ÍNDICE DE AUTORES, VOLUMEN 69

Authors index for Volume 69

Acosta-Rodríguez, R.	91-94	Díez Fernández, R.	3-6; 7-10	Masrour, M.	95-98
Alonso, J.L.	19-22	Divins, M.	83-86	Muñoz Martín, A.	7-10; 59-62
Antón, L.	43-46	Domínguez-Cuesta, M.J. ...	47-50; 51-54	Nsue Nandong, A.	75-78
Arca, S.	67-70	Errandonea-Martín, J.	27-30	Ochoa Martínez, R.	95-98
Arroyo Rey, X.	23-26	Esbrí, J.M.	75-78	Olaiz, A.J.	7-10; 59-62
Bernardo-Sánchez, A.	75-78	Espinosa, N.	39-42	Olona, J.	63-66
Berrezueta, E.	19-22	Esteban Bonet, M.V.	67-70	Ordóñez-Casado, B.	19-22
Blanco-Coronas, Á.M.	91-94	Fernandez-Lozano, J. ...	75-78; 55-58	Pando, L.	63-66
Boixereu Vila, E.	4; 67-70	Fesharaki, O.	79-82	Pedraza, J.	55-58; 74-78
Boutakiout, M.	95-98	Gallego-Ruiz, C.	19-22	Pérez-Lorente, F.	95-98
Calvache, M.L.	91-94	Garate-Olave, I.	27-30	Rivera, S.	75-78
Caño Blanes, A.	87-90	García Baonza, V.	87-90	Robador Moreno, A.	71-74
Carnevale, G.	23-26	García del Cura, M.A.	67-70	Rotolo, S.G.	23-26
Carracedo-Sánchez, M.	27-30	Gil Ibarguchi, J.I.	27-30	Ruiz de Argandoña, V.G.	63-66
Carrasco, R.M.	8; 55-58	Herrero Gascón, J.	95-98	Sáinz Ruiz de Zuazu, J.L.	95-98
Carrillo, J.A.	47-50	Hidalgo Puyou, A.	11-14	Salas-Herrera, J.	79-82
Casillas, R.	4; 35-38	Higuera, P.	75-78	Sarrionandia, F.	27-30
Colombo, F.	83-86	Llana-Fúnez, S.	19-22; 63-66	Soto Hermoso, J.I.	11-14
Correale, A.	23-26	López, C.	63-66	Suárez Vázquez, G.	51-54
Coruña Llopis, F.	79-82	López-Chicano, M.	91-94	Vegas, R.	15-18
Cuervas-Mons, J.	2; 47-50	Lunar Hernández, R.	87-90	Zamora, G.	43-46; 59-62
de la Fuente, M.Á.	59-62	Martín Páez, P.	43-46	Zaragoza, A.	63-66
de Paz-Álvarez, M.	19-22	Martín, G.	31-34; 35-38		
de Vicente, G.	3-6; 7-10	Martínez-Frías, J.	87-90		

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA
GEOGACETA (2021)

ÍNDICE DE AUTORES, VOLUMEN 70

Authors index for Volume 70

Abad, M.	7-10	Fuentes, J.M.	35-38	Moral Martos, F.	39-42
Amine, A.	11-14	García-Viegas, J.	19-22	Natalicchio, M.	19-22
Ancochea Soto, E.	23-26	Gibert, L.	19-22	Nieto, J.M.	31-34; 35-38
Arce Chamorro, C.	3-6	Habibi, M.	11-14	Pérez-López, R.	31-34
Artiaga, D.	19-22	Huertas Coronel, M.J.	23-26	Piñuela, L.	15-18
Boualoul, M.	11-14	Izquierdo, T.	7-10	Rodríguez-Aranda, J.P.	27-30
Cánovas, C.R.	31-34	León, R.	35-38	Rodríguez-Rodríguez, M.	43-46
Carrasco, G.	7-10	López-Guerrero, P.	47-50	Rodríguez-Vidal, J.	7-10
Cendón, D.I.	19-22	López-Toyos, L.	15-18	Ruiz, F.	7-10
Del Buey, P.	27-30	Macías, F.	31-34; 35-38	Salas-Herrera, J.	47-50
Dela Pierre, F.	19-22	Mazouar, M.	11-14	Sanjurjo Sánchez, J.	3-6
Domínguez-Cuesta, M.J.	15-18	Menéndez, I.	47-50	Sanz-Montero, M.E.	27-30
El Ouardi, H.	11-14	Millán-Becerro, R.	31-34	Vidal Romaní, J.R.	3-6
Fesharaki, O.	47-50	Montes-Vega, M.J.	43-46	Yanes Conde, J.L.	39-42

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA **GEOGACETA (2021)**

REVISORES CIENTÍFICOS, VOLÚMENES 69 y 70 *Scientific Referees for Volumes 69 and 70*

- Aitor Cambeses Torres (Universidad de Granada)
Ana Fernández Ayuso (Instituto Geológico y Minero de España)
Ana Ruiz Constan (Instituto Geológico y Minero de España)
Ángela Vallejos Izquierdo (Universidad de Almería)
Annika Parviainen (Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, UGR-CSIC)
Antonio Azor (Universidad de Granada)
Antonio Casas Sainz (Universidad de Zaragoza)
Antonio Teixel (Universidad autónoma de Barcelona)
Carlos Ayora Ibáñez (Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua-CSIC)
Carlos Fernández Rodríguez (Universidad de Huelva)
Carlos López Fernández (Universidad de Oviedo)
Carlos Pérez Garrido (Instituto Geológico y Minero de España)
Carlos Pimentel Guerra (Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, UGR-CSIC)
Carlos Rossi (Universidad Complutense Madrid)
Carolina Guardiola Albert (Instituto Geológico y Minero de España)
Concepción Lázaro (Universidad de Granada)
Antonio Castro Dorado (Instituto de Geociencias IGEO, UCM-CSIC)
Carlos Villaseca González (Instituto de Geociencias IGEO, UCM-CSIC)
Eduard Roca (Universidad de Barcelona)
F. Javier Gracia Prieto (Universidad de Cádiz)
Gabriel Gutiérrez Alonso (Universidad de Salamanca)
Germán Flor Rodríguez (Universidad de Oviedo)
Ildefonso Armenteros (Universidad de Salamanca)
Isabel Rábano (Instituto Geológico y Minero de España)
Jesús Soria (Universidad de Alicante)
Joan Martí Molist (Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera)
Jonathan S. Pelegrín (Universidad del Valle Colombia)
Jordi Delgado Martín (Universidad de A Coruña)
Jorge Morales (Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC)
José Antonio Blanco (Universidad de Salamanca)
José Antonio Rodríguez Losada (Universidad de la Laguna)
José Benavente Herrera (Universidad de Granada)
José Francisco Molina (Universidad de Granada)
José Jesús Martínez Díaz (Universidad Complutense de Madrid)
José López Gómez (Instituto de Geociencias, IGEO -CSIC, UCM)
José Luis Granja Bruña (Universidad Complutense)
José Luis Simón Gómez (Universidad de Zaragoza)
- José Mediato (Instituto Geológico y Minero de España)
José Pedro Calvo Sorando (Universidad Complutense de Madrid)
Juan Antonio Moreno Moreno (Universidad Complutense de Madrid)
Juan Carlos Catalina (Universidad Politécnica de Madrid)
Juan Francisco Piret Díaz (CEREGEOLÓG)
Juan Luis Alonso (Universidad de Oviedo)
Julien Babault (Instituto Geológico y Minero de España)
Julio de la Nuez Pestana (Universidad de La Laguna)
Laura Net (Repsol)
Loreto Antón (Universidad Nacional de Educación a Distancia)
Luis Pedro Fernández (Universidad de Oviedo)
M. Ángeles García del Cura (Universidad de Alicante)
Manuel López Chicano (Universidad de Granada)
Marco Avanzini (Museo tridentino di Scienze Naturali)
María Druet Vélez (Instituto Geológico y Minero de España)
María José Huertas Coronel (Universidad Complutense de Madrid)
Mariano Yenes Ortega (Universidad de Salamanca)
Marta Béjar-Pizarro (Instituto Geológico y Minero de España)
Martin Lockely (University of Colorado, Denver, USA)
Miguel Rodríguez Rodríguez (Universidad Pablo de Olavide-Sevilla)
Nieves López-González (Instituto Español de Oceanografía)
Octavio Puche Riart (Universidad Politécnica de Madrid, CEIPGMM)
Oriol Monserrat (Centro Tecnológico Telecomunicaciones de Cataluña, CTTC/CERCA)
Oscar Elvir Ferman (Universidad Nacional Autónoma de Honduras)
Pablo G. Silva (Universidad de Salamanca)
Patricia Ruano (Universidad de Granada)
Patricio Martínez Cedrún (Universidad de Cantabria)
Pedro Huerta (Universidad de Salamanca)
Ramón Blanco Chao (Universidad de Santiago de Compostela)
Ramón Casillas Ruiz (Universidad de La Laguna)
Raquel Herrera Espada (Universidad Rey Juan Carlos)
Rogelio Daniel Acevedo (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, CADIC-CONICET)
Rosa M^a Mateos (Instituto Geológico y Minero de España)
Ruth Soto (Instituto Geológico y Minero de España)
Sergio Carrero Romero (Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua-CSIC)
Valentín Turú (Igeotest)

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA GEOGACETA (2021)

ÍNDICE DE LOS VOLÚMENES 69 y 70 *Index of Volumes 69 and 70*

VOLUMEN / VOLUME 69

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA / STRUCTURAL GEOLOGY AND TECTONICS

- El Cabalgamiento de El Ibor: una falla cuaternaria a 20 km de la Central Nuclear de Almaraz / *The Ibor Thrust: a quaternary fault 20 km from the Almaraz Nuclear Power Plant* 3-6
G. de Vicente y R. Díez Fernández
- Kink bands alpinos en rocas foliadas del basamento varisco del Sistema Central / *Alpine kink bands on foliated rocks of the Central System variscan basement* 7-10
G. de Vicente, A. Muñoz-Martín, R. Díez-Fernández y A. Olaiz
- Distribución y geometría 3D de las fallas supra-sal messiniense de la Cuenca Levantina ("offshore" de Israel) / *Distribution and 3D geometry of the faults overlying the Messinian salt in the Levant Basin (offshore Israel)* 11-14
A. Hidalgo Puyou y J.I. Soto Hermoso
- The formation of small- to medium-sized Cenozoic basins drained by the Tagus river (Portugal and Spain). Example of sedimentary basins formed by crustal-scale folding / *Formación de cuencas cenozoicas de pequeño y mediano tamaño drenadas por el Río Tago (Portugal y España). Ejemplo de cuencas sedimentarias formadas por plegamiento a escala cortical* 15-18
R. Vegas
- Cuantificación de granos mediante análisis de imagen: aplicación a una muestra de inyección de arena en la base del manto del Esla (Zona Cantábrica, orógeno Varisco) / *Particle quantification from image analysis: application to a quartz-rich sand injection sample at the basal shear zone of the Esla Nappe (Cantabrian Zone, Variscan orogen)* 19-22
E. Berrezueta, M. de Paz-Álvarez, S. Llana-Fúnez, C. Gallego-Ruiz, B. Ordóñez-Casado y J.L. Alonso

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA / PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY

- Procesos hidrotermales con enriquecimiento en REE en las carbonatitas de Fuerteventura: evidencias en minerales accesorios / *Hydrothermal processes with REE enrichment in Fuerteventura carbonatites: evidences in accessory minerals* 23-26
G. Carnevale, X. Arroyo Rey, A. Correale y S.G. Rotolo
- On the association of Magmatic Microgranular Enclaves (MMEs) and cordierite-bearing monzogranites at the Sierra Bermeja Pluton (SW Spain) / *Sobre la asociación de Enclaves Magmáticos Microgranulares (EMM) y monzogranitos con cordierita del plutón de Sierra Bermeja (SO España)* 27-30
J. Errandonea-Martín, F. Sarrionandía, M. Carracedo-Sánchez, I. Garate-Olave and J.I. Gil Ibarguchi
- Estructura y evolución del Edificio Volcánico Mioceno de Jandía (Fuerteventura, Islas Canarias) / *Structure and evolution of the Jandía Miocene Volcanic Edifice (Fuerteventura, Canary Islands)* 31-34
R. Casillas y G. Martín
- Coladas piroclásticas relacionadas con el colapso de domos traquíticos en el Edificio Mioceno Medio de Jandía (Fuerteventura, Islas Canarias) / *Pyroclastic flows related to the collapse of trachytic domes in the Middle Miocene Volcanic Edifice of Jandía (Fuerteventura, Canary Islands)* 35-38
R. Casillas y G. Martín
- Diagnóstico geoquímico y relación geológico estructural para delimitación del corredor metalogénico Machala entre 3°20' - 4°00'S (Ecuador) / *Geochemical diagnosis and geological-structural relationship for the delimitation of the Machala's metallogenic belt between 3°20' - 4°00'S (Ecuador)* ...39-42
N. Espinosa, J. Cuervas-Mons

CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA / QUATERNARY AND GEOMORPHOLOGY

- Impacto en la red fluvial del levantamiento costero asociado a la subducción de la dorsal asísmica de Nazca (margen continental de Perú) / *The Nazca aseismic ridge subduction, coastal uplift and impact on the fluvial network (Peruvian continental margin)* 43-46
P. Martín Páez, L. Antón y G. Zamora
- Análisis de movimientos del terreno en Guayaquil (Ecuador) mediante servicio G-POD (técnica A-DInSAR) / *Analysis of ground movements in Guayaquil (Ecuador) by means of G-POD service (A-DInSAR technique)* 47-50
J. Cuervas-Mons, M.J. Domínguez-Cuesta y J.A. Carrillo
- Identificación de zonas susceptibles a deslizamientos en Tegucigalpa, Honduras. Limitaciones del modelo del talud infinito / *Identification of landslide susceptible areas in Tegucigalpa, Honduras. Limitation of the infinite slope model* 51-54
G. Suárez Vázquez y M.J. Domínguez-Cuesta
- A multiapproach for solving geoarchaeological problems: inferences from Roman gold mining in the Eria Valley (León) / *Un enfoque múltiple para resolver problemas geoarqueológicos: inferencias de la minería de oro romana en el valle del Eria (León)* 55-58
J. Fernández-Lozano, R.M. Carrasco and J. Pedraza

GEOFÍSICA Y TECTÓNICA / GEOPHYSICS AND TECTONICS

- Análisis gravimétrico y magnético de estructuras diapíricas en el offshore de la cuenca de Asturias / *Gravimetric and magnetic analysis of salt diapirs in the offshore of the Asturias basin* 59-62
M.Á. de la Fuente, A. Muñoz Martín, A.J. Olaiz y G. Zamora

Propiedades petrofísicas de las cuarzoarenitas de la Fm Barrios (Zona Cantábrica, N de España) / <i>Petrophysical properties of Barrios Fm quartzarenites (Cantabrian Zone, N Spain)</i>	63-66
S. Llana-Fúnez, A. Zaragoza, V.G. Ruiz de Argandoña, C. López, J. Olona y L. Pando	
HISTORIA DE LA GEOLOGÍA / HISTORY OF GEOLOGY	
Concepción Bonet Muñoz (1916-2014). Pionera de la geología profesional y la fotogeología en España / Concepción Bonet Muñoz (1916-2014). Pioneer of professional geology and photogeology in Spain	67-70
E. Boixereu, M.A. García del Cura, M. V. Esteban Bonet y S. Arca	
INGENIERÍA GEOLÓGICA Y GEOFÍSICA/ ENGINEERING GEOLOGY AND GEOPHYSICS	
Un mapa geológico inédito de Ceuta de Máximo Laguna y Luis Satorras (1861) / <i>An unpublished geological map of Ceuta by Máximo Laguna and Luis Satorras (1861)</i>	71-74
E. Boixereu Vila y A Robador Moreno	
MINERALOGÍA/MINERALOGY	
Uso de mercurio para el beneficio de yacimientos secundarios de oro en época romana. ¿Realidad o ficción? / <i>Mercury alloy for secondary gold ores extraction in Roman times. Fact or fiction?</i>	75-78
J. Fernandez-Lozano, A. Nsue Nandong, S. Rivera, J.M. Esbrí, R. Carrasco, J. Pedraza, A. Bernardo-Sánchez y P. Higuera	
Espectroscopía de infrarrojos de la fracción arcillosa de la sucesión sedimentaria del yacimiento paleontológico de Húmera (Cuenca de Madrid) / <i>Infrared Spectroscopy of the clay fraction of the sedimentary sequence of the Húmera palaeontological site (Madrid basin)</i>	79-82
O. Fesharaki, F. Coruña Llopis y J. Salas-Herrera	
ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA / STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY	
La Capa de conglomerado-brecha de la Llosa del Cavall (Solsona, Lleida): características sedimentarias / <i>The Llosa del Cavall conglomerate-breccia bed (Solsona, Lleida): sedimentary characteristics</i>	83-86
M. Divins y F. Colombo	
GEOLOGÍA PLANETARIA / PLANETARY GEOLOGY	
Análisis de la condrita ordinaria Dalgety Downs (L4): Mineralogía, geoquímica y espectroscopía Raman / <i>Analysis of the ordinary chondrite of Dalgety Downs (L4): Mineralogy, geochemistry and Raman spectroscopy</i>	87-90
A. Caño Blanes, R. Lunar Hernández, V. García Baonza y J. Martínez-Frías	
HIDROGEOLOGÍA / HIDROGEOLOGY	
Estimación de la recarga y descarga de agua subterránea mediante aforos diferenciales en el tramo final del río Guadalfeo (Granada) / <i>Groundwater recharge-discharge estimation with differential flow gaugings in the final stretch of the Guadalfeo river (Granada)</i>	91-94
Á. M. Blanco-Coronas, M. López-Chicano, R. Acosta-Rodríguez y M.L. Calvache	
PALEONTOLOGÍA / PALEONTOLOGY	
Crocodile tail traces and dinosaur footprints. Bathonian?-Callovian. Imilchil. High Central Atlas. Morocco / <i>Marcas de cola de cocodrilos y huellas de dinosaurio. Bathoniense?-Calloviense. Imilchil. Alto Atlas Central. Marruecos</i>	95-98
M. Masrour, M. Boutakiout, J. Herrero Gascón, R. Ochoa Martínez, J.L. Sáinz Ruiz de Zuazu and F. Pérez-Lorente	
VOLUMEN / VOLUME 70	
CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA / QUATERNARY AND GEOMORPHOLOGY	
Islas Cíes: una trampa eólica en la Ría de Vigo (Galicia, España) al final del último glaciar / <i>Cíes Islands: a wind trap in the Ría of Vigo (Galicia, Spain) at the end of the Last Glacial</i>	3-6
Carlos Arce Chamorro, Juan Ramón Vidal Romani y Jorge Sanjurjo Sánchez	
Posibles evidencias morfo-sedimentarias del tsunami de Atacama de 1922 en el Parque Nacional Pan de Azúcar (norte de Chile) / <i>Possible morpho-sedimentary evidence of the 1922 Atacama tsunami in the Pan de Azúcar National Park (northern Chile)</i>	7-10
Manuel Abad, Tatiana Izquierdo, Germán Carrasco, Joaquín Rodríguez-Vidal y Francisco Ruiz	
Topography and drainage system evolution in the "Volubilis basin" (South Rifain Ridges, Northern Morocco) / <i>Topografía y evolución de los sistema de drenaje en «cuenca de Volubilis» (Cadenas sud-rifeñas, Marruecos)</i>	11-14
Afaf Amine, Hmidou El Ouardi, Maria Mazouar, Mohamed Habibi and Mustapha Boualoul	
Procesos de gravedad y hallazgos paleontológicos en La Costa de los Dinosaurios (Asturias, N España) / <i>Gravity processes and palaeontological discoveries on The Dinosaur Coast (Asturias, N Spain)</i>	15-18
Lucía López-Toyos, María José Domínguez-Cuesta y Laura Piñuela	
PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA / PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY	
Sulfate isotope composition of Messinian evaporites in the Piedmont basin (Italy) / <i>Composición isotópica del sulfato de las evaporitas Messinienses de la cuenca del Piamonte (Italia)</i>	19-22
Javier García-Veigas, Luis Gibert, Dioni I. Cendón, Francesco Dela Pierre, Marcello Natalicchio y David Artiaga	
Los anfíboles de los volcanes de las islas Columbretes (Mediterráneo occidental) / <i>The amphiboles of the volcanoes of the Columbretes Islands (Western Mediterranean)</i>	23-26
Eumenio Ancochea Soto y María José Huertas Coronel	
Influencia del sustrato cenozoico en el origen y sedimentación de la laguna hipercalca de Caballo Alba (Segovia) / <i>Influence of the Cenozoic substrate on the origin and sedimentation of a soda lake (Caballo Alba, Central Spain)</i>	27-30

M. Esther Sanz-Montero, J. Pablo Rodríguez-Aranda y Pablo del Buey

GEOQUÍMICA / GEOCHEMISTRY

Aplicación del sistema de remediación pasivo Sustrato Alcalino Disperso (DAS) para tratar lixiviados de fosfoyesos altamente ácidos y contaminantes / *Application of the passive Dispersed Alkaline Substrate (DAS) remediation system to treat highly acidic and polluted phosphogypsum leachates ...* 31-34
Ricardo Millán-Becerro, Carlos R. Cánovas, Francisco Macías, Rafael Pérez-López y José Miguel Nieto

Geología y geoquímica de mina Poderosa. Evaluación de la fuente de tierras raras en los drenajes ácidos de mina / *Geology and geochemistry of Poderosa mine. Assessment of the source of rare earths in acid mine drainages* 35-38
Rafael León, Francisco Macías, José María Fuentes y José Miguel Nieto

HIDROGEOLOGÍA / HIDROGEOLOGY

Análisis preliminar de los factores condicionantes de la temperatura de los manantiales kársticos de Andalucía / *Preliminary analysis of the determining factors of karst springs temperature in Andalusia* 39-42
Francisco Moral Martos y José Luis Yanes Conde

Análisis del hidroperíodo de tres lagunas de la Reserva Biológica de Doñana (2018-2020) / *Hydroperiod analysis of three coastal ponds of Doñana Biological Reserve (2018-2020)* 43-46
María José Montes-Vega y Miguel Rodríguez-Rodríguez

PALEONTOLOGÍA / PALEONTOLOGY

Caracterización paleoambiental de los yacimientos de Paracuellos-3 y Paracuellos-5 (Mioceno medio, Cuenca de Madrid) a partir de la estructura de pesos corporales de las faunas de mamíferos / *Paleoenvironmental characterization of the Paracuellos-3 and Paracuellos-5 sites (Middle Miocene, Madrid Basin) based on the body weight structure of mammalian faunas* 47-50
Javier Salas-Herrera, Iris Menéndez, Paloma López-Guerrero y Omid Fesharaki

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 al portal www.geogaceta.com que está alojado en el servidor de la Universidad de Salamanca. También es posible acceder al portal a través del enlace que hay en la página web de la SGE (www.sociedadgeologica.es). 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 dicho mensaje se detallan los principales datos del registro del manuscrito en la Secretaría de la SGE: Título y autores, fecha de recepción (incluida la hora) y código asignado al manuscrito. 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 www.geogaceta.com para su descarga. 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. El/los autor/es ceden los derechos de copyright a la SGE. 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. 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 recep-

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 www.geogaceta.com.

Preparación del manuscrito

En la plantilla de referencia es necesario cumplimentar o rellenar todos y cada uno de los siguientes campos:

- a) *Título / Title*: Breve e informativo.
- b) *Autores*: Nombre y apellidos, dirección postal completa y e-mail de todos los autores.
- c) *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.
- d) *Key Words y Palabras Clave*: Máximo de 5 palabras clave en inglés (key words) y las mismas en español (palabras clave).
- e) *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.
- f) *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. y financiación*: 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-Vilá, 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.

i) **Tablas:** Se ordenarán correlativamente con numeración romana. Los autores 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 arábiga. 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 rótulos, 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 www.geogaceta.com. 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.

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 www.geogaceta.com, which is hosted on the Web server of the Universidad de Salamanca. You can also access through the link on the SGE website (www.sociedadgeologica.es). 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, reception date and reference code assigned to the manuscript. 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 and funding*: 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.

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 www.geogaceta.com for download. 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 assign copyright to the SGE. 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.

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 www.geogaceta.com.

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.



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 o desempleado (adjuntar fotocopia del carnet de estudiante o justificante de desempleo).
- 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 SWIFT: BBVA ESMMXXX / IBAN: ES0401822305680201531046

DATOS PARA COBRO POR BANCO:

Banco/entidad:
Dirección: CP:
Ciudad:
Nombre y apellidos:
Firma

CÓDIGO CUENTA CORRIENTE (24 dígitos):

IBAN Entidad Oficina DC N° de cuenta
□□□□ □□□□ □□□□ □□ □□□□□□□□□□□□□□

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

La Sociedad Geológica de España ha publicado distintos materiales no periódicos y que se venden al margen de GEOGACETA y de la Revista de la SGE, con precios ventajosos para sus socios. Todos los precios incluyen el IVA.

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

CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA / QUATERNARY AND GEOMORPHOLOGY

Islas Cíes: una trampa eólica en la Ría de Vigo (Galicia, España) al final del último glaciar / *Cíes Islands: a wind trap in the Ría of Vigo (Galicia, Spain) at the end of the Last Glacial* 3-6
Carlos Arce Chamorro, Juan Ramón Vidal Romaní y Jorge Sanjurjo Sánchez

Posibles evidencias morfo-sedimentarias del tsunami de Atacama de 1922 en el Parque Nacional Pan de Azúcar (norte de Chile) / *Possible morpho-sedimentary evidence of the 1922 Atacama tsunami in the Pan de Azúcar National Park (northern Chile)* 7-10
Manuel Abad, Tatiana Izquierdo, Germán Carrasco, Joaquín Rodríguez-Vidal y Francisco Ruiz

Topography and drainage system evolution in the "Volubilis basin" (South Rifain Ridges, Northern Morocco) / *Topografía y evolución de los sistema de drenaje en «cuenca de Volubilis» (Cadenas sud-rifeñas, Marruecos)* 11-14
Afaf Amine, Hmidou El Ouardi, María Mazouar, Mohamed Habibi and Mustapha Bouloul

Procesos de gravedad y hallazgos paleontológicos en La Costa de los Dinosaurios (Asturias, N España) / *Gravity processes and palaeontological discoveries on The Dinosaur Coast (Asturias, N Spain)* 15-18
Lucía López-Toyos, María José Domínguez-Cuesta y Laura Piñuela

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA / PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY

Sulfate isotope composition of Messinian evaporites in the Piedmont basin (Italy) / *Composición isotópica del sulfato de las evaporitas Messinienses de la cuenca del Piamonte (Italia)* 19-22
Javier García-Veigas, Luis Gibert, Dioni I. Cendón, Francesco Dela Pierre, Marcello Natalicchio y David Artiaga

Los anfíboles de los volcanes de las islas Columbretes (Mediterráneo occidental) / *The amphiboles of the volcanoes of the Columbretes Islands (Western Mediterranean)* 23-26
Eumenio Ancochea Soto y María José Huertas Coronel

Influencia del sustrato cenozoico en el origen y sedimentación de la laguna hiperalcalina de Caballo Alba (Segovia) / *Influence of the Cenozoic substrate on the origin and sedimentation of a soda lake (Caballo Alba, Central Spain)* 27-30
M. Esther Sanz-Montero, J. Pablo Rodríguez-Aranda y Pablo del Buey

GEOQUÍMICA / GEOCHEMISTRY

Aplicación del sistema de remediación pasivo Sustrato Alcalino Disperso (DAS) para tratar lixivios de fosfoyesos altamente ácidos y contaminantes / *Application of the passive Dispersed Alkaline Substrate (DAS) remediation system to treat highly acidic and polluted phosphogypsum leachates* ... 31-34
Ricardo Millán-Becerro, Carlos R. Cánovas, Francisco Macías, Rafael Pérez-López y José Miguel Nieto

Geología y geoquímica de mina Poderosa. Evaluación de la fuente de tierras raras en los drenajes ácidos de mina / *Geology and geochemistry of Poderosa mine. Assessment of the source of rare earths in acid mine drainages* 35-38
Rafael León, Francisco Macías, José María Fuentes y José Miguel Nieto

HIDROGEOLOGÍA / HIDROGEOLOGY

Análisis preliminar de los factores condicionantes de la temperatura de los manantiales kársticos de Andalucía / *Preliminary analysis of the determining factors of karst springs temperature in Andalusia* 39-42
Francisco Moral Martos y José Luis Yanes Conde

Análisis del hidropereodo de tres lagunas de la Reserva Biológica de Doñana (2018-2020) / *Hydroperiod analysis of three coastal ponds of Doñana Biological Reserve (2018-2020)* 43-46
María José Montes-Vega y Miguel Rodríguez-Rodríguez

PALEONTOLOGÍA / PALEONTOLOGY

Caracterización paleoambiental de los yacimientos de Paracuellos-3 y Paracuellos-5 (Mioceno medio, Cuenca de Madrid) a partir de la estructura de pesos corporales de las faunas de mamíferos / *Paleoenvironmental characterization of the Paracuellos-3 and Paracuellos-5 sites (Middle Miocene, Madrid Basin) based on the body weight structure of mammalian faunas* 47-50
Javier Salas-Herrera, Iris Menéndez, Paloma López-Guerrero y Omid Fesharaki