

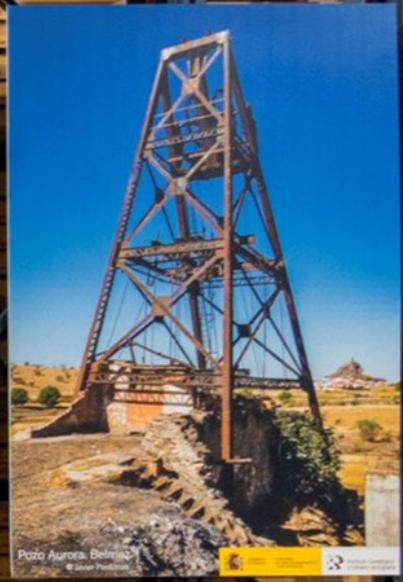
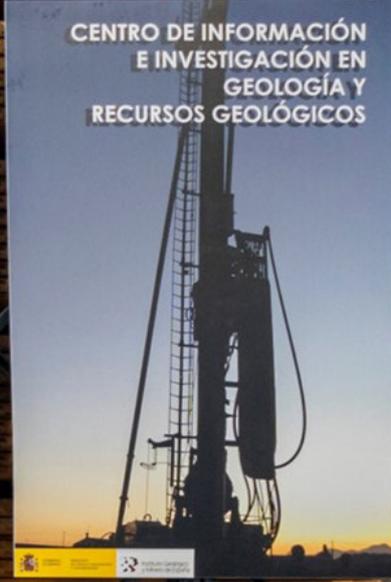
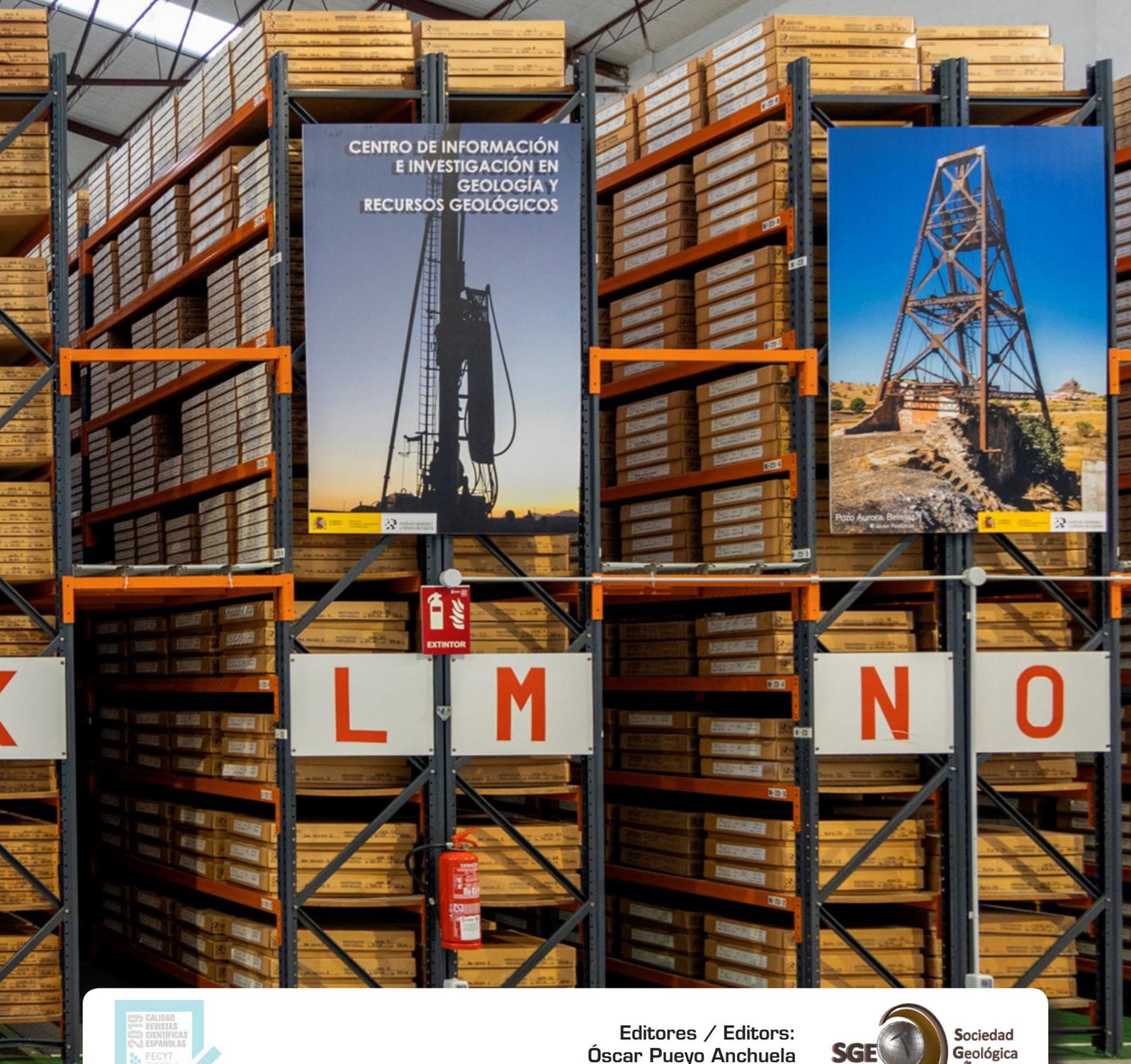
REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA / BIENNIAL JOURNAL OF EARTH SCIENCES

GEOGACETA

Sociedad Geológica de España

Vol. 67 · Enero - Junio/January - June 2020

ISSN: 2173-6545



L

M

N

O



Editores / Editors:
Óscar Pueyo Anchuela
Manuel Díaz Azpiroz



Sociedad Geológica de España

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
© 2020 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. Óscar Pueyo Anchuela

Centro UNED-Calatayud. Av. San Juan el Real, 1
50300 Calatayud, Zaragoza (España)
Tel.: +34 976881800; e-mail: opueyo@calatayud.uned.es

EDITOR ADJUNTO/ ASSOCIATE EDITOR

Dr. Manuel Diaz Azpiroz

Área de Geodinámica Interna, Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales
Universidad Pablo de Olavide, Ctra. de Utrera, km. 1, 41013, Sevilla (España)
Tel: + 34 954348351; email: mdiaazp@upo.es

EDITORES ASISTENTES / EDITORIAL MANAGERS

Dra. Beatriz Bádenas Lago

Área de Estratigrafía, Departamento de Ciencias de la Tierra
Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza (España)
Tel.: +34 976 762 247; e-mail: bbadenas@unizar.es

Dra. Blanca Bauluz

Área de Cristalografía y Mineralogía, Departamento Ciencias de la
Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza
Tel.: +34 976 762 249; e-mail: bauluz@unizar.es

SECRETARIA / SECRETARY

Dra. Pilar Andonaegui Moreno

Dpto. Petrología y Geoquímica,
Universidad Complutense de Madrid,
28040 Madrid (España)
Tel.: + 34 91 394 4909; e-mail: andonaeg@ucm.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 a 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 Indizada/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: Sociedad Geológica de España

Imagen de portada / Cover illustration:

Nave central de la Litoteca del IGME en Peñarroya – Pueblonuevo (Córdoba). En esta nave se archivan actualmente testigos y ripios de sondeos de investigación geológica de España. La nave se ubica en una antigua fábrica de papel, que formó parte del llamado Cerco Industrial, un conjunto de instalaciones construido por la Sociedad Minera Metalúrgica de Peñarroya a comienzos del siglo XX. Fotografía: Javier Pastoriza Muñoz.

Producción e Impresión: Copias Centro, San Máximo 31, Nave 12, 28041 Madrid



**Comunicaciones
presentadas en la
LXVII Sesión Científica
Peñarroya-Pueblonuevo (Córdoba)
22 de noviembre de 2019**

GEOGACETA 67
ISSN 0213-683X (versión impresa)
ISSN 2173-6545 (Internet)



Presidenta de la SGE:
Dra. Ana María Alonso Zarza

Secretaria de la SGE:
Dra. Pilar Andonaegui Moreno

Editores:
Dr. Óscar Pueyo Anchuela
Dr. Manuel Díaz Azpiroz

Organización de la Sesión Científica:
Isabel Rábano, Ángel Salazar y María Pilar Mata
(Instituto Geológico y Minero de España; IGME)

COMITÉ CIENTÍFICO / SCIENTIFIC COMMITTEE

CONSEJO ASESOR / ADVISORY BOARD

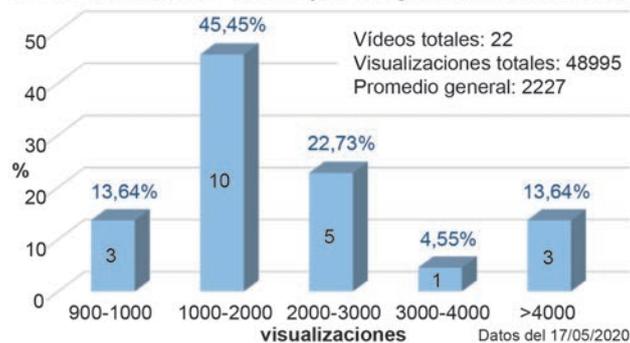
Ana María Alonso Zarza (*Universidad Complutense de Madrid*), Pilar Andonaegui Moreno (*Universidad Complutense de Madrid*), María del Carmen Cabrera Santana (*Universidad de Las Palmas de Gran Canaria*), Rosa María Carrasco González (*Universidad de Castilla La Mancha*), Davinia Díez Canseco Esteban (*Universidad de Alicante*), Elena Druguet Tantiñà (*Universitat Autònoma de Barcelona*), Javier Fernández Lozano (*Universidad de León*), Pedro Huerta Hurtado (*Universidad de Salamanca*), Blanca María Martínez García (*Sociedad de Ciencias Aranzadi/Aranzadi Zientzia Elkartea*), Juan Antonio Morales González (*Universidad de Huelva*), José Eugenio Ortiz Menéndez (*Universidad Politécnica de Madrid*), Isabel Rábano Gutiérrez del Arroyo (*Instituto Geológico y Minero de España*) y Ángel Salazar Rincón (*Instituto Geológico y Minero de España*).

CONSEJO CIENTÍFICO / SCIENTIFIC BOARD

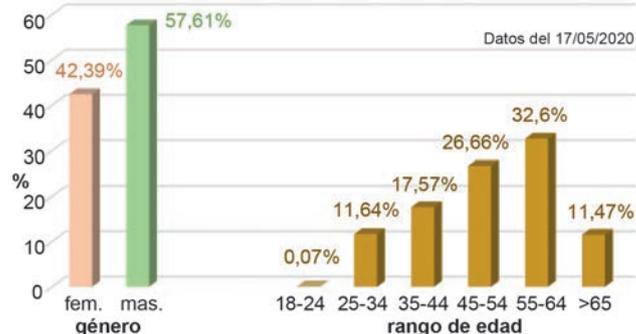
Pedro Alfaro García (*Universidad de Alicante*), Francisco Manuel Alonso Chaves (*Universidad de Huelva*), María Luisa Arboleya Cimadevilla (*Universidad Autónoma de Barcelona*), Ignacio Arenillas Sierra (*Universidad de Zaragoza*), José Miguel Azañón Hernández (*Universidad de Granada*), Beatriz Bádenas 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 Zanduetta (*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*).

geología 20

Distribución de los vídeos por franjas de visualizaciones



Tipo de público por género y por rango de edad



El fin de semana del 9 y 10 de mayo se celebró el Geología 20. Debido a la pandemia por la COVID-19 se transformó en un "Geología en casa". Las 44 guías explicativas de los recorridos se han complementado con 22 rutas virtuales en formato vídeo.

Los vídeos permanecerán colgados en el canal de YouTube (<https://www.youtube.com/channel/UCuwS7JOn1AD7uw7c0AMDBkQ>) de la SGE. Se incluyen imágenes de los tres con mayor número de visualizaciones. En la web del Geología (<https://geologia.es>) se mantiene el acceso a las guías de éste y años previos para su descarga.



COORDINA:



Con la colaboración de:



Impacto de las visitas a las páginas de las provincias



El Geología 21 se realizará los días 8 y 9 de mayo de 2021 recorriendo de manera presencial estas rutas virtuales.

geología 21

8 y 9 de mayo de 2021

Pliocene-Quaternary deformational structures in the eastern Algarve continental shelf, Gulf of Cadiz

Deformaciones pliocenas y cuaternarias en la plataforma continental oriental del Algarve, Golfo de Cádiz

María Luján¹, Francisco José Lobo², Thomas Mestdagh³, Juan Tomás Vázquez⁴, M^a Carmen Fernández-Puga¹ and David Van Rooij³

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Cádiz, 11510 Puerto Real. maria.lujan@uca.es; mcarmen.fernandez@uca.es

² Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-Universidad de Granada, 18100 Armilla. francisco.lobo@csic.es

³ Department of Geology, Ghent University, B-9000 Ghent, Belgium. Thomas.Mestdagh@UGent.be; David.VanRooij@UGent.be

⁴ Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Málaga, 29640 Fuengirola. juantomas.vazquez@ieo.es

ABSTRACT

The eastern Algarve continental shelf in the northern margin of the Gulf of Cadiz has been investigated by analysing a set of high-resolution seismic reflection profiles. We examine the major structural elements affecting the upper sedimentary units. A seismo-stratigraphic interpretation and regional correlation allowed the identification of a major discontinuity that separates two main intervals, pre-Middle Pleistocene (MP) and post-MP. In addition, a number of deformation features such as ENE-WSW to NE-SW thrusts, kilometre-scale N-S to NW-SE folds and NNE-SSW to NNW-SSE sub-vertical normal faults were identified affecting the Pliocene-Quaternary sedimentary record, indicating neotectonic activity. The structures pre-dating MP are in agreement with a dominant transpressive regime along the continental shelf, under the Late Cenozoic NW-SE oblique convergence and related to the reactivation of Mesozoic diapiric structures. The structures post-dating MP induce a lower deformation of the sedimentary cover but were still active during the last glacial maximum, in agreement with the low uplift recognized in the Portuguese mainland.

Key-words: Gulf of Cadiz, continental shelf, Pliocene-Quaternary deformation, seismic stratigraphy.

RESUMEN

La plataforma continental del Algarve en el margen septentrional del Golfo de Cádiz ha sido investigada mediante el análisis de una red de perfiles sísmicos de alta resolución. Se presentan las principales estructuras que afectan a la cobertera sedimentaria superficial. Una interpretación sismoestratigráfica y correlaciones a nivel regional han permitido diferenciar dos intervalos separados por una discontinuidad principal, anterior y posterior al Pleistoceno Medio (PM). Los depósitos del Plioceno y Cuaternario están deformados por estructuras de deformación tales como cabalgamientos ENE-OSO a NE-SO, pliegues N-S a NO-SE de escala kilométrica y fallas subverticales NNE-SSO a NNW-SSE, que indican actividad neotectónica. Las estructuras anteriores al PM se generan en relación con el régimen transpresivo (NO-SE) dominante a finales del Cenozoico en esta región y la reactivación de las estructuras diapíricas mesozoicas observadas en el margen. En cambio, las estructuras posteriores al PM producen una ligera deformación de la cobertera sedimentaria y actividad durante el último máximo glaciar, lo que concuerda con un moderado levantamiento tectónico observado en la zona continental del margen portugués.

Palabras clave: Golfo de Cádiz, plataforma continental, deformación pliocena-cuaternaria, estratigrafía sísmica.

Geogaceta, 67 (2020), 3-6
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 25/06/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introduction

The Algarve margin is located in the northwestern sector of the Gulf of Cadiz, north of the Africa-Eurasia plate boundary. The Cenozoic tectono-stratigraphic evolution of the margin is linked to the geodynamic evolution of the Gulf of Cadiz and the Betics-Rif (Fig. 1A), where the convergence between Africa and Eurasia played an important role (e.g., Terrinha, 1998; Ramos *et al.*, 2016, among others). The stratigraphic evolution of the margin during the Pliocene and Quaternary was characterised by the development of turbidites, contourites and hemipelagic deposits driven by long-term tectonic processes and short-term climatic/eustatic

changes (e.g., Hernández-Molina *et al.*, 2016). Fault activity and important seismicity have also been documented in the margin during that interval (e.g., Ressurreição *et al.*, 2011; Cabral, 2012). However, this tectonic evidence is scattered and fragmented in the continental shelf. In this sense, the aims of this work are to characterise and analyse the deformational structures on the eastern Algarve continental shelf and their connection to its Pliocene-Quaternary tectono-sedimentary evolution. To reach these goals, we have interpreted a set of high-resolution seismic reflection profiles. Age constraints are obtained through the correlation of the seismic grid with IODP Expedition 339 sites collected on the middle slope.

Geological setting

The regional geology of the Algarve comprises Palaeozoic basement rocks and a flysch sequence of slates and greywackes dating back to the Hercynian orogeny in the northern emerged area; the so-called Algarve Basin extends from the onshore to the offshore southern area and contains Mesozoic and Cenozoic sedimentary rocks (Fig. 1A, B). The Mesozoic rocks include continental siliciclastics and marine carbonates deposited in a Late Triassic proto-basin due to the break-up of Pangea. Evaporites were subsequently deposited during the early phase of rifting in the earliest Jurassic. The Cenozoic record is mainly composed of marine carbonates and siliciclastic sediments (Terrinha, 1998).

They were deposited in a flexural basin related to the Betics-Rif evolution, the Gulf of Cadiz accretional wedge and the Neogene basins (e.g., Gràcia *et al.*, 2003).

The structural style of this region was dominated by extensional faulting and diapirism during the Mesozoic (Terrinha, 1998; Matias *et al.*, 2011). The formation of the Betics-Rif orogen from early Miocene onwards led to a tectonic inversion process, causing a regional uplift evidenced by an erosive coastal unconformity between the Lower Cretaceous and overlying Miocene strata (Terrinha, 1998). Offshore, local inversion of pre-existing Mesozoic faults and salt-related structures has been documented (Ramos *et al.*, 2016). More stable conditions dominated the Algarve margin during the late Miocene to the Quaternary. Tectonic activity has been a main factor controlling the margin sedimentary stacking pattern while climate and relative sea-level changes have impacted at shorter timescales (Hernández-Molina *et al.*, 2016). However, ongoing diapiric and fault activity have also been documented (Matías *et al.*, 2011; Cabral, 2012).

Database and methodology

This study is based on the interpretation of different types of seismic data: i) high-resolution Uniboom profiles and ii) high to medium resolution Sparker seismic profiles. The maximum penetration is estimated to be 160-165 m (200 ms) and 240-247.5 m (300 ms) respectively, assuming an average velocity of 1600-1650 m/s for the Pliocene-Quaternary sediments, with a metric-scale vertical resolution. These datasets have been collected on the continental shelf between Faro (Portugal) and the Guadiana River mouth during the FADO 96, WADIANA 2000, COMIC 2013 and LASEA 2013 surveys, which form a network of 77 reflection seismic profiles, covering an area of 765 km² (Fig. 1B). The interpretation procedure included the following steps: i) compilation of all available data in IHS Kingdom Geosciences software; ii) picking of the major seismic horizons and regional correlation; iii) identification and mapping of the main neotectonic features; iv) age attribution of seismic horizons through the correlation of the seismic grid with sites U1386 and U1387 (Fig. 1B) drilled during IODP expedition 339 (Hernández-Molina *et al.*, 2016; Mestdagh *et al.*, 2019).

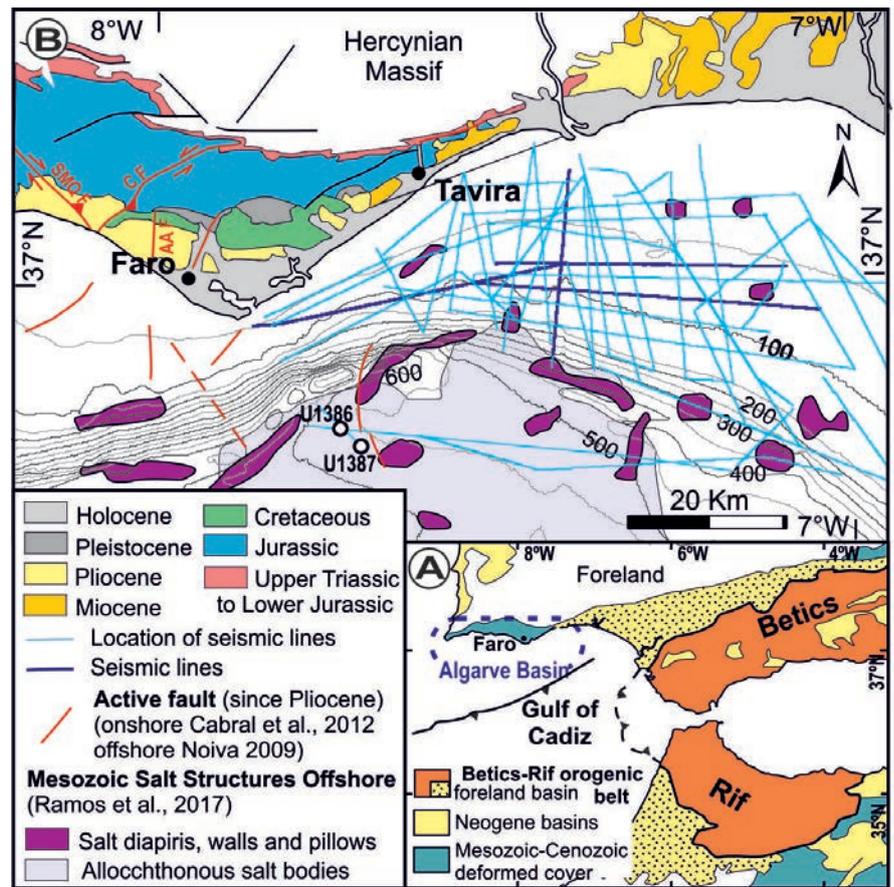


Fig 1.- A) Main tectonic domains of the Betic-Rif Orogen and associated Neogene basins. B) Study area location and geological map (modified from Rodríguez-Fernández *et al.*, 2015) and the sites IODP Exp. 339 (U1386, U1387); SMQF: San Marcos-Quarteira fault; CF: Carcavai fault; AAF: Areias de Almarsil fault. See color figure in the web.

*Fig 1.- A) Mapa tectónica general del Orogénico Bético-Rifeño y de las cuencas neógenas asociadas. B) Mapa geológico (modificado de Rodríguez-Fernández *et al.*, 2015) con la localización del área de estudio y de las perforaciones de IODP Exp. 339 (U1386, U1387); SMQF: falla de San Marcos-Quarteira; CF: falla de Carcavai; AAF: falla de Areias de Almarsil. Ver figura en color en la web.*

Results and interpreted structures

Seismic stratigraphy

We use a major regional seismic discontinuity representing a depositional hiatus between 0.3 – 0.9 Ma (see Figs. 2, 3A and B) along the inner shelf as a stratigraphic marker. This hiatus is formed by the overlap of two erosional truncation surfaces, respectively labelled LQD (~ 0.3 – 0.6 Ma) and MPD (~ 0.7 – 0.9 Ma), of assumed late Quaternary and Middle Pleistocene age, (Hernández-Molina *et al.*, 2016), as shown in figure 2. These discontinuities are identified in the outer shelf areas near the upper slope and merge landward increasing the depositional hiatus and defining the most evident unconformity labelled LQD+MPD. This combined discontinuity divides the sedimentary record into two intervals, pre-Middle Pleistocene (pre-MP) and post-Middle Pleistocene (post-MP).

The pre-MP record exhibits a wedge-shaped geometry thickening toward the south-southeast (Fig. 2). It is composed of deformed reflections dipping mostly toward the southeast, which usually show erosional truncations to toplap geometries, abutting against the main upper discontinuity LQD+MPD (Fig. 3A, B). The post-MP record is characterised by continuous sub-parallel reflections with several internal truncation surfaces, of which the youngest and most prominent one is related to the last subaerial discontinuity (LSD) associated with the Last Glacial Maximum-LGM (~ 0.02 Ma, Lobo *et al.*, 2018). This surface exhibits a variable morphology, with planar and rugged erosional truncations (Figs. 2, 3A and B). High paleoreliefs of the pre-MP record cause the LSD to rework the main discontinuity (LQD+MPD) at specific inner shelf sites. Thus, locally an erosional surface spans a major hiatus from ~ 0.9 to 0.02 Ma (Fig. 3B).

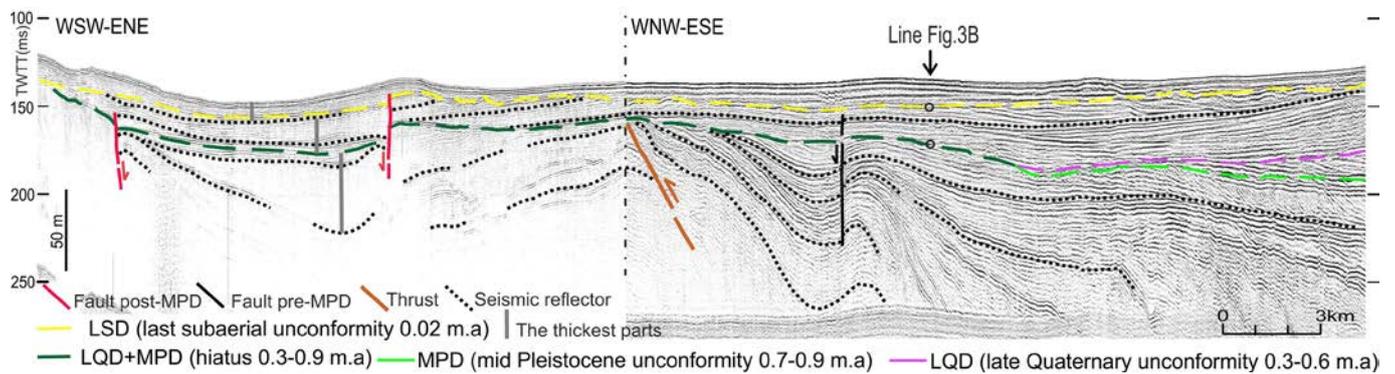


Fig. 2.- E-W composite seismic profile interpreted along the study area. Profile location given in figure 3C. See color figure in the web.

Fig. 2.- Composición de un perfil sísmico E-O interpretado a lo largo del área de trabajo. Localización en la figura 3C. Ver figura en color en la web.

Deformational structures

We observe different types of deformational features with tentative ages based on their relationship to the inferred chronology with the major discontinuities.

i) Structures pre-dating the Middle Pleistocene Discontinuity (MPD).

The LQD+MPD discontinuity truncates a number of shortening structures including thrusts, folds and faults in the pre-MP deposits (Figs. 2, 3A and B). Thrust surfaces are inferred from the shape of the deformed reflections where footwall ramps geometries are recognized (Fig. 2). They are localized over the middle shelf with ENE-WSW to NE-SW directions and dipping basinward (Fig. 3C). Two ENE-WSW striking thrusts show lateral continuity up to 7 km, whereas the widths of the thrust slices reach about 5 km in plan view. Kilometric-scale, N-S to NW-SE folds (Fig. 3C) with superimposed paleochannel morphologies are recognized in E-W seismic lines (Fig. 3A). The folds show non-cylindrical geometries, with broad synclines and acute anticlines. The anticline limbs are cut by kilometric-scale vertical normal faults subparallel to the fold axial traces (Fig. 3A, C).

ii) Structures post-dating the Middle Pleistocene Discontinuity (MPD).

Two NNE-SSW to NNW-SSE directed sub-vertical faults showing a main normal movement are identified on the western sector of the middle shelf (Fig. 2). Both faults are planar fractures with drag folds in the relative sinking block. They cut pre and post-MP deposits, and consequently also the shortening structures (syncline limbs) and the LQD+MPD discontinuity. These faults exhibit a maximum vertical displacement of 8 m, decreasing to zero at the top of the fault (Fig. 2), which is typical for syn-sedimentary

faulting (Childs *et al.*, 2003). Sediment thickness along the WSW-ENE line shown in figure 2 suggests a gradual westward migration of depocenters that could be indicative of the occurrence of strike-slip movements along the faults (*e.g.*, Noda, 2013). The easternmost fault close to Tavira was still active during the LGM.

Discussion and Conclusions

Around the study area, different evidences indicate the reactivation of pre-existent faults during the Pliocene-Quaternary (Cabral, 2012). Most of these faults have been reactivated as strike-slip faults with reverse component (Terrinha, 1998; Ressurreição *et al.*, 2011), such as the onland NW-SE San Marcos-Quarteira (SMQF) and the NE-SW Carcavai (CF) faults (Fig. 1B). The possible offshore prolongation of these faults has been deduced from coastal sediment deformation of Miocene-lower Pliocene age (Noiva, 2009). Additionally, the regional Cenozoic shortening of the margin has also caused the activation of Mesozoic salt structures (Fig. 1B). In fact, halokinetic processes deforming the Pliocene-Quaternary strata are still active in the Algarve Basin (Matias *et al.*, 2011; Ramos *et al.*, 2017).

In this context, the structures predating the MPD recognized in the study area, such as the ENE-WSW to NE-SW thrusts with a northwestward transport direction, are likely a consequence of the regional geodynamic conditions dominated by the NW-SE convergence of Africa and Eurasia in the Gulf of Cadiz since the Tortonian. In addition, the N-S acute anticlines may be related to the reactivation of Mesozoic salt structures (diapirs) in the vicinity of the study area (see Fig. 1B). Such a reactivation may cause

the folding of strata with the generation of crest faults on top of halokinetic structures, thus affecting the pre-MP deposits and the deformation of east-west thrust planes. These crest faults could still have been active during the Middle Pleistocene (Fig. 2).

In the western part of the study area, NNE-SSW to NNW-SSE faults postdating the MPD are shown to have been active during the last glacial cycle (Fig. 2). Active faults with the same orientation have been identified onshore (*e.g.*, the Areias de Almarsil fault) and offshore close to Faro (Noiva, 2009; Cabral, 2012). In addition, two major regional structures (the SMQF and CF) have shown activity during the last 3 Ma (Cabral, 2012, see also figure 1B). These younger faults have both vertical and strike-slip movement components, in agreement with the regional neotectonic activity evidenced by the almost uniform uplift of the Portuguese mainland territory since the end of the Pliocene (Cabral, 2012).

This study integrates a seismic stratigraphic interpretation with an analysis of tectonic structures on the eastern Algarve shelf to improve the understanding of the Pliocene-Quaternary tectonic evolution of the northern Gulf of Cadiz continental margin. A major angular discontinuity separates two distinctive tectonic phases: i) a pre-MPD transpressive phase (previous to 0.9 Ma), with shortening structures (ENE-WSW thrusts and N-S folds), associated with the post Tortonian convergence and linked to the reactivation of salt structures in the eastern Algarve basin, and ii) a post-MPD phase (0.9 Ma to the present), which is mainly characterized by alternating erosional-depositional patterns and minor deformations related to slow slip rate active faults, associated with vertical crustal movements.

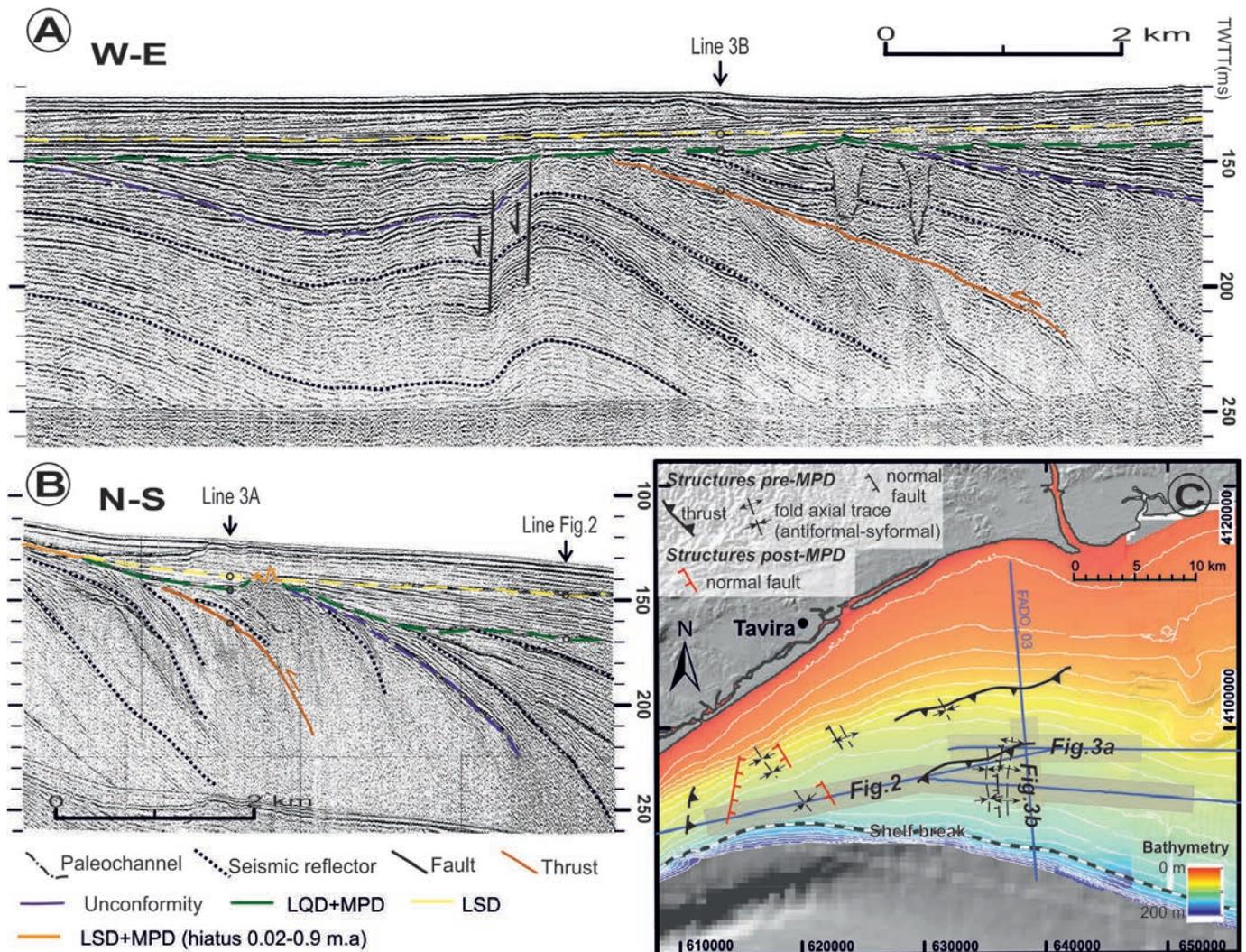


Fig. 3.- A) W-E seismic section interpreted. B) N-S Seismic section interpreted. C) Detailed structural mapping of the study area and location of the section lines shown in figures 2, 3A and 3B. See color figure in the web.

Fig.3.- A) Sección sísmica O-E interpretada. B) Sección sísmica N-S interpretada. C) Mapa estructural detallado del área de estudio con la localización de las secciones sísmicas de las figuras 2, 3A y 3B. Ver figura en color en la web.

Acknowledgements

The research was supported through projects CGL2011-30302 and CTM2017-88237-P and Group RNM-373 of Junta de Andalucía. We are very grateful to Javier Hernández Molina for his critical reading of the manuscript. We thank Guillermo Booth and Ferrán Estrada for their detailed reviews and constructive comments of the original version of the manuscript.

Referencias

- Cabral, J. (2012). *Journal of Iberian Geology* 38 (1), 71–74.
- Childs, C., Nicol, A., Walsh, J.J. and Waterson, J. (2003). *Journal of Structural Geology* 25, 633–648.
- Gràcia, E., Dañobeitia, J., Vergés, J., Bartolomé, R. and Córdoba, D. (2003). *Tectonics* 22:1033, doi: 10.1029/2001TC901045.
- Hernández-Molina, F.J., Siero, F.J., Llave, E., Roque, C., Stow, D.A.V., Williams, T., Lofi, J., Van der Schee, M., Arnaiz, A., Ledesma, S., Rosales, C., Rodríguez-Tovar, F.J., Pardo-Igúzquiza, E. and Brackenridge, R.E. (2016). *Marine Geology* 377, 7–39.
- Lobo, F.J., García, M., Luján, M., Mendes, I., Reguera, M.I. and Van Rooij, D. (2018). *Geo-Marine Letters* 30, 33–45.
- Matias, H., Kress, P., Terrinha, P., Mohriak, W., Menezes, P.T.L., Matias, L., Santos, F. and Sandnes, F. (2011). *AAPG Bulletin* 95, 1667–1698.
- Mestdagh T., Lobo, F.J., Llave, E., Hernández-Molina, F.J. and Van Rooij, D. (2019). *Earth Science Reviews* 198, 102944.
- Noda, A. (2013). In: *Mechanism of Sedimentary Basin Formation - Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins*. (Y. Itoh, Ed.). InTech Press, 27–57.
- Noiva, J. (2009). *Caracterização de estruturas tectónicas activas da região sul de Portugal com recurso a ferramentas SIG: o caso da falha de São Marcos-Quarteira*. MSc Thesis, Univ. Nova de Lisboa, 98 p.
- Ramos, A., Fernández, O., Terrinha, P. and Muñoz, J.A. (2016). *International Journal of Earth Sciences* 105, 1663–1679.
- Ramos, A., Fernández, O., Muñoz, A.J. and Terrinha, P. (2017). *Marine and Petroleum Geology* 88, 961–984.
- Ressurreição, R., Cabral, J., Dias, R.P., Carvalho, J. and Pinto, C. (2011). *Comunicações Geológicas* 98, 5–14.
- Rodríguez-Fernández, L.R., Oliveira J.T., Medialdea T. y Terrinha, P. (Eds.) (2015). *Mapa Geológico de España a escala 1:1.000.000. Mapa Geológico de España y Portugal*. IGME-LNEG, Madrid.
- Terrinha, P. (1998). *Structural geology and tectonic evolution of the Algarve Basin, south Portugal*. Ph.D. Thesis, Imperial College London, 430 p.

Estiramiento paralelo a los ejes de los pliegues en la Unidad de las Nieves (Dominio de Alborán, Béticas Occidentales)

Fold-axis parallel stretching in the Nieves Unit (Alboran Domain, Western Betics)

Juan Carlos Balanyá¹, Inmaculada Expósito Ramos¹, Alejandro Jiménez-Bonilla^{1,2} y Manuel Díaz-Azpiroz¹

¹ Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide, Crtra. de Utrera km 1, 41013 Sevilla, España, jcbalrou@upo.es, iexpram@upo.es, mdiaaz@upo.es

² Tarba Energía S.L., Pza. Presidente Suárez 5, 1-12, Torremolinos, 29620 Málaga, España, alex_jb16@hotmail.com

ABSTRACT

Stretching parallel to the orogenic grain is a basic mechanism in the kinematics of orogenic arcs. In the present work, we analyze the case of the Frontal Units, located at the outermost internal zones of the Betic Chain, within the western part of the Gibraltar Arc. We focus specifically on the Nieves Unit, whose internal structure is a NW-vergent recumbent syncline. Our results indicate that parallel stretching develops pervasively, with different modes depending on the deformation conditions. In this regard, stretching is mainly accommodated by veins in the right-side-up limb of the major syncline, whereas it is accommodated by boudinage in the overturned limb. The kinematic features of the minor folds also indicate differences in the dominant folding mechanism, which seems to be flexural slip and/or flow in the right-side-up limb, and post-buckling flattening in the overturned limb. Strain localization in the SE of the unit points to the overturned limb shearing by overthrusting of the Alpujarride and Maláguide complexes upon the Nieves Unit. Moreover, parallel stretching could have been forced by the outward divergent thrusting directions around the western part of the Gibraltar Arc.

Key-words: folds, kinematics, parallel stretching, Betics.

Geogaceta, 67 (2020), 7-10
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

El estiramiento paralelo a las directrices estructurales es una situación identificada en diferentes cinturones orogénicos, especialmente en aquellos de patrón arqueado. De hecho, es un mecanismo fundamental en la mayoría de los modelos cinemáticos de arcos orogénicos (Hindle y Burkhard, 1999), pese a no ser un rasgo bien caracterizado en el conjunto de los arcos naturales.

En la parte occidental del Arco de Gibraltar se han identificado estructuras de edad neógena y cuaternaria que han acomodado estiramiento paralelo a las directrices estructurales del cinturón de pliegues y cabalgamientos (CPC, Balanyá *et al.*, 2007, 2012; Jiménez-Bonilla *et al.*, 2015, 2017). No se tiene, sin embargo, un inventario equivalente en las unidades

del Dominio de Alborán (Zonas Internas Béticas).

Este estudio se centra en las estructuras menores que hayan podido acomodar estiramiento paralelo a la dirección de la cadena en las unidades más externas del Dominio de Alborán (Unidades Frontales, Vera 2004). Concretamente analiza el caso de la Unidad de las Nieves, cuya litoestratigrafía y estructura general es bien conocida (Martín-Algarra, 1987). De acuerdo con ello, los objetivos del trabajo son: a) analizar en detalle la geometría y cinemática de los pliegues vergentes que caracterizan la estructura de la Unidad de las Nieves; b) identificar el cortejo de estructuras coetáneas que acomodan estiramiento paralelo a los ejes de los pliegues; c) discutir los resultados a partir de su integración con datos regionales previos.

RESUMEN

El estiramiento paralelo a las directrices estructurales es un mecanismo fundamental en la cinemática de los arcos orogénicos. Se analiza el caso de las Unidades Frontales -parte más externa de las Zonas Internas- de la Cordillera Bética, en la parte occidental del Arco de Gibraltar. En la Unidad de las Nieves, cuya estructura es un sinclinal recumbente de vergencia NO, los resultados indican que el estiramiento paralelo se desarrolla en toda la unidad, con características diferentes según las condiciones de la deformación. Este es acomodado principalmente por venas en el flanco normal del pliegue mayor y por boudinage en el flanco inverso. Las características de los pliegues indican que el mecanismo de plegamiento dominante en el flanco normal es el deslizamiento y/o flujo flexural, y en el flanco inverso el aplastamiento de pliegues iniciados por buckling. La localización de la deformación en el SE de la unidad sugiere un mecanismo de overthrust shearing generado por el emplazamiento de los complejos Alpujarride y Maláguide. Por otra parte, el estiramiento paralelo vendría motivado por las direcciones divergentes de thrusting en la parte occidental del Arco de Gibraltar.

Palabras clave: pliegues, cinemática, estiramiento paralelo, Béticas.

Fecha de recepción: 28/06/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Contexto tectónico

Las Unidades Frontales se sitúan en la periferia del Dominio de Alborán, por debajo de los complejos tectono-metamórficos Alpujarride y Maláguide. La Unidad de las Nieves representa el *horse* delantero de una estructura que, aunque muy modificada por fallas extensionales, puede interpretarse como un dúplex (Expósito *et al.*, 2012). Por debajo de la U. de las Nieves y formando parte del CPC, se sitúan el Complejo de *Flyschs* y, bajo este, el Penibético, perteneciente al Paleomargen Sudibérico (Fig. 1).

La secuencia estratigráfica de la unidad comporta (Martín-Algarra, 1987): dolomías (Noriense; >1000m); calizas margosas y dolomías, con calizas masivas a techo (Rhetiense; 100 m); calizas con sílex (Jurásico Inferior; 100 m); calizas

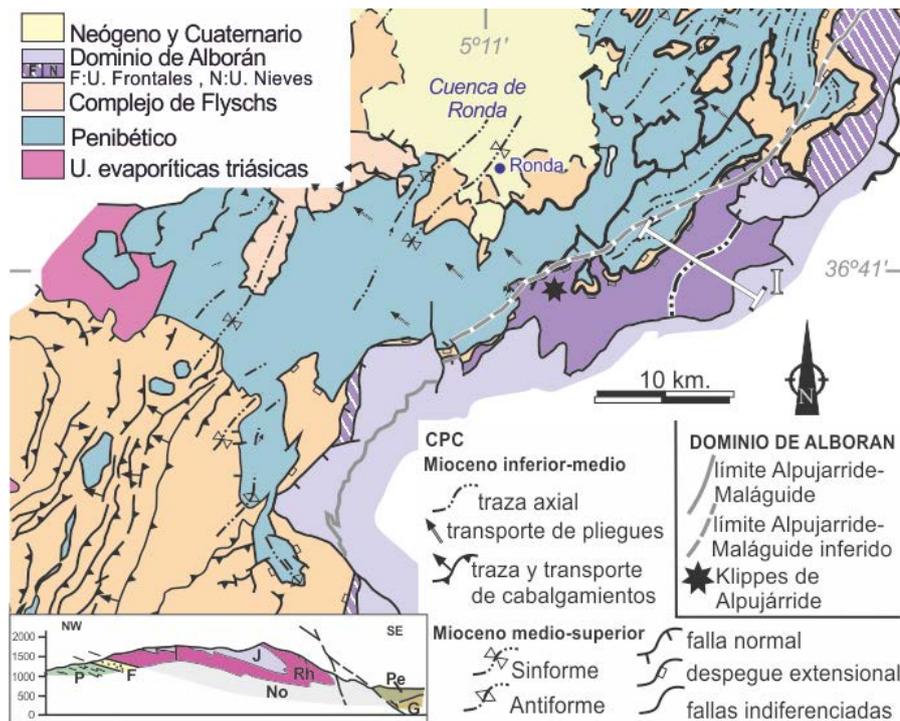


Fig. 1.- Contexto tectónico de las Unidades Frontales en las Béticas Occidentales (Expósito et al., 2012). Leyenda del corte geológico I: P, Penibético; F, C. de Flyschs; N, Rh, J, Noriense, Rhetiense y Jurásico de la U. de Nieves; Pe, G, peridotitas y gneises del Complejo Alpujárride.
 Fig. 1.- Geological context of the Frontal Units in Western Betics (Expósito et al., 2012). Legend of the geological cross section I: P, Penibético; F, Flyschs Complex; N, Rh, J, Norian, Rhaetian and Jurassic of the Nieves Unit; Pe and G, peridotites and gneisses of the Alpujarride Complex.

nodulosas, radiolaritas y margocalizas (Jurásico Medio a Berriasense; 5-30 m); margas y areniscas (Oligoceno; 0-10 m); brechas (Aquitaniense; 20 m).

Hacia el límite sur de la unidad estos tramos están metamorizados con distinto grado, dando lugar a mármoles y calcoesquistos (Mazzoli y Martín-Algarra, 2011). La estructura interna de la unidad es la de un gran pliegue vergente de edad Mioceno inferior (Martín-Algarra 1987). Los límites tectónicos con las unidades vecinas (Penibético y C. de Flyschs al norte, y C. Alpujárride al sur) corresponden a fallas extensionales sobrepuestas a cabalgamientos previos (Balanyá et al., 2012; Expósito et al., 2012).

Pliegues y estructuras asociadas

La estructura general corresponde a la de un sinclinal recumbente de escala kilométrica, de dirección N35°E y vergencia NO (ver traza axial en Fig. 1). El ángulo entre flancos es de 20°-30°, y la superficie axial buza suavemente hacia el SE. En el flanco normal del sinclinal mayor los pliegues menores tienen dirección N30°-60°E (máximo en N40°E; Fig. 2D) y son pliegues abiertos (ángulo medio entre flancos de 63°; Fig. 2A),

con frecuencia subangulares. Las zonas de charnela presentan engrosamientos pequeños respecto a los flancos ($ta/t0 = 0,7-1$). Los pliegues desarrollan una foliación de plano axial espaciada (0,5-2 cm), y moderadamente convergente hacia el intrados del pliegue, que da lugar a una lineación de intersección. Las charnelas son rectas y la lineación es regular y paralela a las mismas.

En la zona de charnela y flanco inverso los pliegues menores tienen una dirección similar, pero son más apretados (ángulo medio entre flancos: 39°), presentan un engrosamiento de charnela notable ($ta/t0 < 0,5$) y una foliación subparalela a las superficies axiales bien desarrollada (Fig. 2B). En la secuencia jurásica, los microlitones formados por niveles de sílex generan estructuras lineares (rods) paralelas a los ejes de los pliegues.

En el flanco inverso, se desarrollan además zonas de cizalla frágil-dúctiles de espesor decimétrico, caracterizadas por estructuras S-C. El sentido de cizalla es hacia el NO.

Estructuras de extensión paralela a los ejes de los pliegues

Las estructuras menores que acomodan estiramiento paralelo a los ejes

de los pliegues son principalmente diaclasas de extensión, venas de calcita y boudines. Su distribución depende de la litología, del nivel estructural que ocupan dentro del pliegue mayor y de las condiciones de deformación, más dúctiles hacia el SE.

Las diaclasas de extensión se han observado en los niveles de calizas masivas y calizas con sílex del flanco normal. Habitualmente son subverticales, con espaciados centi- a decimétricos, y dirección predominante NO-SE. Aunque menos frecuentes, también se identifican diaclasas de cizalla, de componente normal, con igual dirección y buzamientos al SO y NE.

Las venas de calcita son las estructuras de extensión más frecuentes en las calizas con sílex y en las calizas masivas del flanco normal (Fig. 3A). Las de mayor desarrollo (> 20 cm) corresponden a venas de calcita espática subverticales y con orientaciones preferentes entre N120°E y N140°E (Fig. 3B). Se observa que las venas unas veces cortan a la foliación y otras están atravesadas por esta, por lo que es presumible que ambas estructuras se hayan formado durante el desarrollo de los pliegues. Cuando el crecimiento de la calcita en el interior de las venas es fibroso, las fibras se disponen paralelas a la lineación de intersección asociada a los pliegues (Fig. 2C). El estiramiento (S) medio medido paralelo a la lineación de intersección es de 1,08 (n=174). Puntualmente se reconocen además pequeñas zonas de cizalla extensionales, definidas por venas en escalón, de dirección similar a las venas de calcita subverticales.

En el flanco inverso el estiramiento paralelo a los ejes de los pliegues es acomodado fundamentalmente por boudines, que pueden observarse en la mayor parte de los niveles de calizas recristalizadas (mármoles) con sílex. Pueden ser simétricos (la mayoría) o asimétricos. Entre los primeros se reconocen boudines con sección rectangular, con sección de barril y lenticulares (Fig. 3D, E). En todos los casos el eje de los boudines coincide aproximadamente con la dirección de buzamiento de la foliación (Fig. 3C), lo que sugiere que la dirección de extensión asociada a los boudines es subparalela a los ejes de los pliegues (NE-SO). El estiramiento (S) medio medido a partir de los perfiles de los boudines (Goscombe et al., 2004) es de 1,3 (n=12).

Discusión

La morfología de los pliegues en las calizas con sílex del flanco normal (angulares o subangulares, de perfil próximo a isopaco), la distribución en abanico de la foliación y la identificación de estructuras como *saddle reefs*, *limb thrusts* y charnelas bulbosas sugieren que son pliegues de *buckling* generados por mecanismos de deslizamiento y/o flujo flexurales. Sin embargo, el desarrollo de foliación también en la charnela requiere de un mecanismo de deformación adicional: bien de un acortamiento paralelo a las capas previo a la amplificación del pliegue o bien de un aplastamiento tardío (Ramsay y Huber, 1987). En nuestro caso, muy parecido al descrito por Expósito *et al.* (2012) en los pliegues vergentes al NO de la parte más interna del Penibético, esto último parece lo más probable, dado que el ángulo entre flancos del 48% de los pliegues está por debajo del ángulo de bloqueo para plegamiento por deslizamiento flexural (ca. 60°).

Por el contrario, la morfología y estructuras asociadas de los pliegues de la zona de charnela y del flanco inverso son claramente indicativas de plegamiento pasivo: ángulo entre flancos muy bajo, desarrollo de una foliación muy penetrativa subparalela a las superficies axiales que afecta por igual a todo el pliegue y zonas de charnela muy engrosadas (Fig. 2B).

Tanto las variaciones de la deformación interna a la escala del pliegue mayor como las condiciones dúctil-frágiles de la deformación son comparables a las descritas en los Mantos Helvéticos de los Alpes. Tal como ha sido propuesto para estos (Ramsay *et al.*, 1983), es probable que los pliegues de la U. de las Nieves se hayan formado inicialmente por *buckling* y posteriormente hayan evolucionado en mayor o menor grado a pliegues pasivos. Este último estadio podría haberse desarrollado esencialmente por cizalla simple heterogénea, mucho más intensa en el flanco inverso y ligada a la superposición del conjunto Alpujárride-Málaga sobre la U. de las Nieves. Sin embargo, la identificación a lo largo de toda la estructura de evidencias de estiramiento paralelo a los ejes de los pliegues (diaclasas de extensión, venas y ejes de boudines perpendiculares a las charnelas de los pliegues) indica que

la deformación no es plana y supone la existencia de un estiramiento significativo ($S = 1,08-1,3$) en la dirección del eje intermedio del elipsoide de deformación finita.

De acuerdo con la información previa obtenida en unidades vecinas del cinturón de pliegues y cabalgamientos (Balanyá *et al.*, 2007, 2012; Expósito *et al.*, 2012; Jiménez-Bonilla *et al.*, 2015, 2017), cabe relacionar el origen de la extensión paralela con las direcciones

Conclusiones

El análisis de los pliegues menores asociados a la estructura mayor (sinclinal recumbente de vergencia NO) de la U. de Nieves pone de manifiesto el notable incremento de la deformación hacia el límite sur de la unidad y la presencia ubicua de estructuras que acomodan estiramiento paralelo al eje de los pliegues.

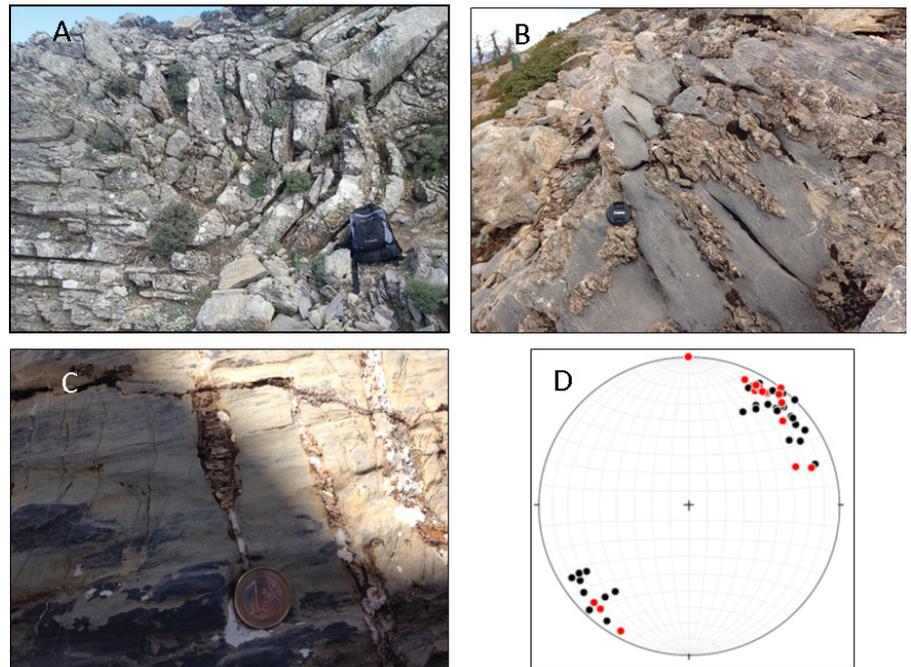


Fig. 2.- A) Pliegue de flanco normal (calizas con sílex). B) Pliegue M dentro del flanco inverso mayor (calizas recrystalizadas con sílex). C) Venas de calcita (se aprecia el paralelismo entre la lineación de intersección y las fibras de calcita de las venas). D) Proyección equiareal de ejes de pliegues (puntos rojos; n=16) y lineaciones de intersección (puntos negros; n=31).

Fig. 2.- A) Fold within the the right-side-up limb (cherty limestones). B) M-fold within the overturned limb (recrystallized cherty limestones). C) Calcite veins and calcite fibers parallel to the intersection lineation. D) Equal-area projection of fold axis (red dots; n=16) and intersection lineation (black dots; n=31).

de transporte tectónico divergentes hacia el antepaís, asociadas a estructuras de acortamiento en la parte occidental del Arco de Gibraltar. Esto produciría el alargamiento significativo de las líneas dispuestas paralelas a la cadena conforme avanzara la deformación progresiva. En efecto, entre la transversal de la U. de las Nieves y el sur del Estrecho, existe una variación de ca. 70° en la dirección de transporte tectónico (45° solo en la Fig. 1). En el caso de la U. de las Nieves, la deformación en condiciones dúctil-frágiles ocurriría en el Mioceno inferior (Martín Algarra, 1987), en parte simultánea al plegamiento y estiramiento paralelo registrados en el Penibético (Expósito *et al.*, 2012).

Los pliegues del flanco normal son abiertos y de morfología angular o subangular. Han sido generados por deslizamiento y/o flujo flexural, aunque se requiere un aplastamiento tardío para explicar algunas de sus características. En el flanco inverso los pliegues son apretados, presentan un engrosamiento importante de las charnelas y están intensamente foliados. Son pliegues pasivos generados por cizalla heterogénea sobre pliegues inicialmente debidos a *buckling*. El estiramiento paralelo se identifica en toda la unidad, estando acomodado principalmente por venas (flanco normal) y boudines (flanco inverso) perpendiculares a los

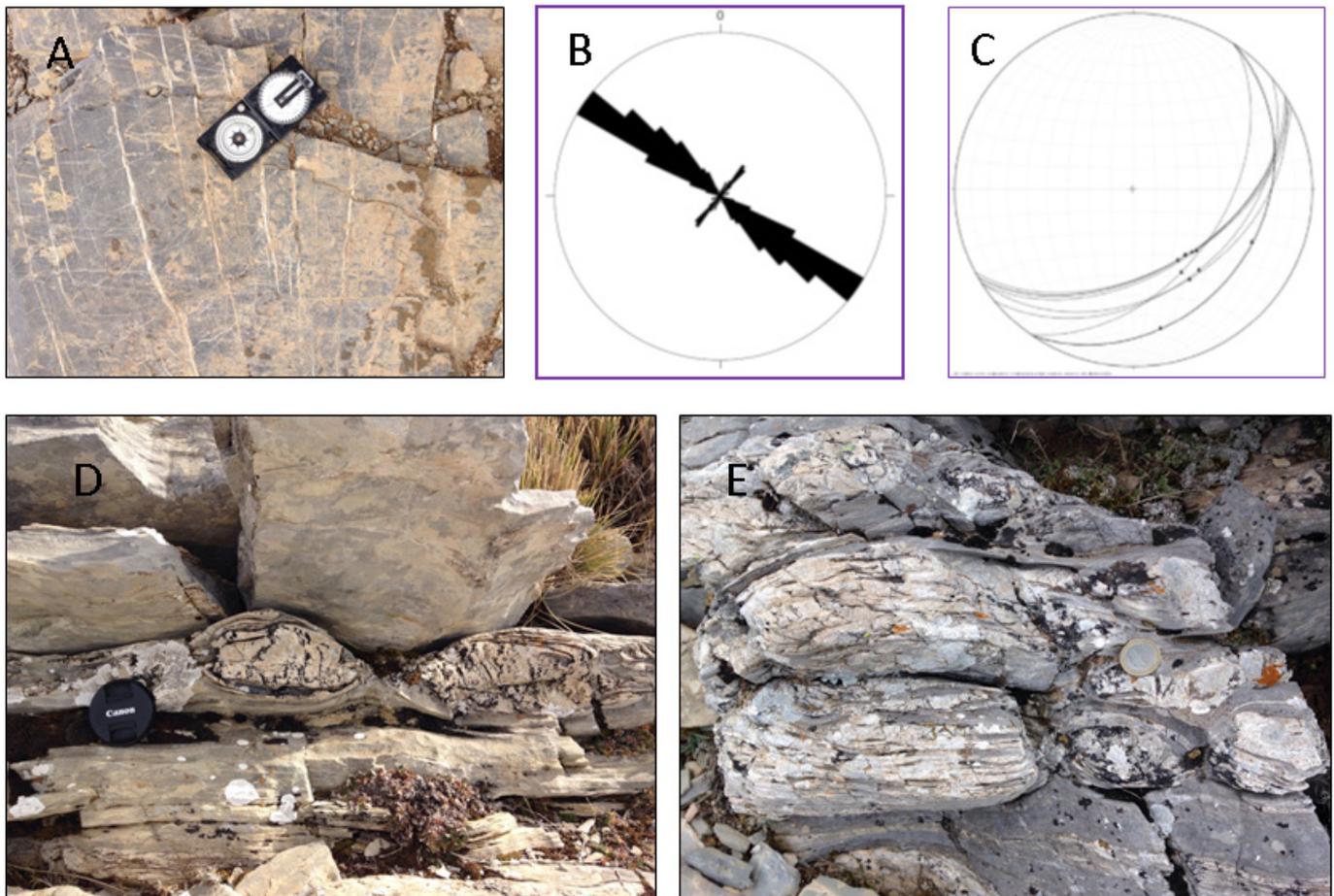


Fig. 3.- A) Venas de calcita subverticales en calizas con sílex del flanco normal (el Norte coincide con el lado largo de la brújula). **B)** Diagrama en rosa de venas de calcita subverticales (n= 337). **C)** Estereoplot de ejes de boudines y de las superficies envolventes de los mismos (n=10). **D)** Boudines con secciones de morfología lenticular. **E)** Boudines con secciones de morfologías en barril o rectangulares.
 Fig. 3.- A) Calcite veins in cherty limestones (up-righth-side limb; North is parallel to the longest side of the compass). B) Rose diagram of subvertical calcite veins (n= 337). C) Stereoplot of the boudin axes and their envelope surfaces (n=10). D) Boudins with lensoidal sections. E) Boudins with barrel-shaped or rectangular sections.

ejes de los pliegues. El incremento de la deformación hacia el SE parece estar controlado por la superposición del conjunto Alpujárride-Maláguide sobre la U. de las Nieves, que habría inducido el *overthrust shearing* de parte de las Unidades Frontales. Por otra parte, el estiramiento paralelo a los ejes de los pliegues parece guardar relación con las direcciones de transporte tectónico divergentes en toda la parte occidental del Arco de Gibraltar.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por los proyectos CGL2017-89051-P (Plan Propio de Investigación de la Universidad Pablo de Olavide) y PGC-2018-100914-B-100 (Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades). Los autores agradecen a los revisores Mario Sánchez Gómez y Txema

Tubía su contribución a la mejora del manuscrito.

Referencias

Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I. y Luján, M. (2007). *Tectonics* 26, 1-19.
 Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I., Torcal, F., Pérez-Peña, V. y Booth-Rea, G. (2012). *Geologica Acta* 10, 249-263.
 Expósito, I., Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M. y Luján, M. (2012). *Tectonophysics* 576-577, 86-98.
 Goscombe, B.H., Passchier, C. y Hand, M. (2004). *Journal of Structural Geology* 26, 739-763.
 Hindle, D. y Burkhard, M. (1999). *Journal of Structural Geology* 21, 1089 – 1101.
 Jiménez-Bonilla, A., Expósito I., Balanyá, J.C., Díaz-Azpiroz, M. y Barcos L. (2015).

Journal of Geodynamics 92, 1-17.
 Jiménez-Bonilla, A., Expósito I., Balanyá, J.C. y Díaz-Azpiroz, M. (2017). *Journal of Iberian Geology* 43, 497-518.
 Martín-Algarra, A. (1987). *Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 1171 p.
 Mazzolli, S. y Martín-Algarra, A. (2011). *Journal of the Geological Society* 168, 373-382.
 Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1987). *The Techniques of Modern Structural Geology, 2: Folds and fractures*. Academic Press, London.
 Ramsay, J.G., Casey, M. y Kligfield, R. (1983). *Geology* 11, 439-442.
 Vera, J.A. (coordinador) (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 345-464.

Shape preferred orientation of dolostone bodies of a Triassic broken formation at the western External Betics

Orientación preferente de forma de cuerpos de dolomías de una broken formation triásica en las Béticas Externas occidentales

Manuel Díaz Azpiroz, Rosa Asencio Almansa, Juan Ramón Senín Andrades y Alejandro Jiménez Bonilla

Dpto. Sistemas Físicos, Químicos y Naturales. Universidad Pablo de Olavide. Crtra. Utrera km 1, 41013 Sevilla (mdiaazp@upo.es, rosalmansa@gmail.com, jrsenand@alu.upo.es, alex_jb16@hotmail.com).

ABSTRACT

Detailed structural analyses of block-in-matrix formations are key to understand the tectonic processes involved in the external zones of many convergent orogens. One of these formations, with a highly controversial origin and evolution, marks the boundary between the fold-and-thrust belt and the foreland basin of the Betics. We analyzed dolostone bodies from this block-in-matrix formation in the western External Betics (Badolatosa, Sevilla), affected by the Algodonales-Badolatosa shear zone, to obtain a partial SPO (θ angle between long axes and the shear zone boundary). Our results define a main 500-1200 m-wide band strongly controlled by deformation at the WNW-NNW boundary of this shear zone. Minor, heterogeneously distributed bands with a moderate SPO are tentatively interpreted as Riedel shears related to dextral transpression.

Key-words: block-in-matrix, circular statistics, External Betics, shape preferred orientation, shear zones.

RESUMEN

El análisis estructural detallado de formaciones con fábricas de tipo block-in-matrix es clave para entender los procesos tectónicos que ocurren en las zonas externas de numerosos orógenos convergentes. Una de estas formaciones, con origen y evolución muy controvertidos, marca el límite entre el cinturón de pliegues y cabalgamientos y la cuenca de antepaís de las Béticas. Hemos analizado los cuerpos de dolomías de esta formación de tipo block-in-matrix de las Béticas occidentales (Badolatosa, Sevilla), afectada por la zona de cizalla de Algodonales-Badolatosa, para obtener una SPO parcial (ángulo θ entre los ejes largos y el límite de la zona de cizalla). Nuestros resultados muestran una banda de 500-1200 m de ancho fuertemente controlada por la deformación en el límite ONO-NNO de dicha zona de cizalla. Bandas con una SPO moderada, distribuidas heterogéneamente, podrían interpretarse como cizallas Riedel relacionadas con una transpresión dextra.

Palabras clave: block-in-matrix, estadística de datos circulares, Béticas Externas, orientación preferente de forma, zonas de cizalla.

Geogaceta, 67 (2020), 11-14
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 28/06/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introduction

Mélanges and broken formations (Festa *et al.*, 2010, 2012) are conspicuous in convergent settings and yet, their tectonic interpretation remains incipient, mainly due to the high complexity of their characteristic block-in-matrix fabric (e.g., Kusky and Bradley, 1999; Alonso *et al.*, 2006, 2015). Detailed structural analyses of these apparent chaotic formations have normally revealed a structured fabric, and contributed to understand the tectonic processes involved in these units (e.g., Kusky and Bradley, 1999; Alonso *et al.*, 2006; Escuder-Virueite and Baumgartner, 2014; Fuentes *et al.*, 2019).

In the Betics, the boundary between the fold-and-thrust belt proper and the foreland Guadalquivir basin is marked by a discontinuous, up to 30 km-wide band where mainly dolostones, versicolor marls and gypsum crop out. The detailed structure of this band is not totally understood and thus its evolution is still highly controversial. It has been traditionally described

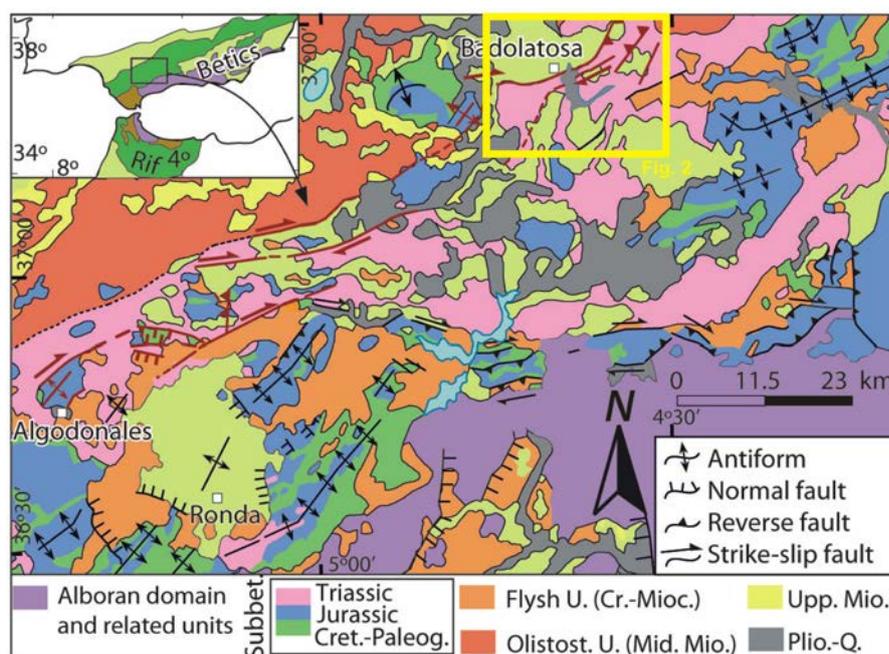


Fig. 1.- Geological map of the western External Betics with the location of the Algodonales-Badolatosa shear zone (García *et al.*, 2016) and figure 2.

Fig. 1.- Mapa geológico de las Béticas Externas occidentales. Se localizan la zona de cizalla de Algodonales-Badolatosa (García *et al.*, 2016) y la figura 2.

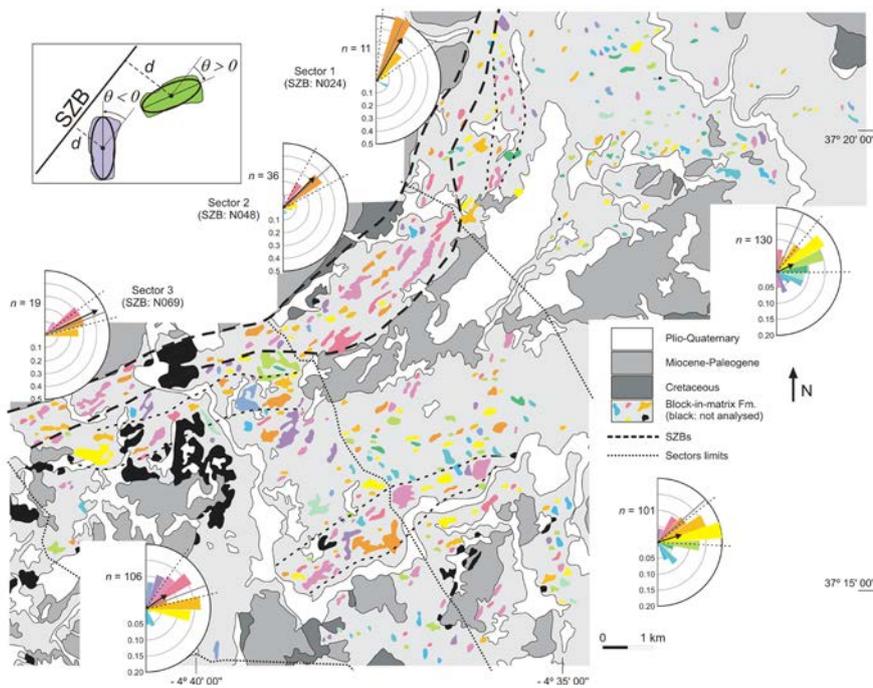


Fig. 2.- SPO of dolostone bodies on a simplified geological map of the study area (modified after Roldán *et al.*, 2019). The approximate location of the W-NNW boundary of the ABSZ (SZB), the most intensively deformed band, possible minor deformation bands (see main text) and the three sectors defined based on varying strike are marked. Colors indicate 15° intervals of angle θ respecting the SZB strike in each sector (see rose diagrams for color code). Information in rose diagrams: relative frequency of each interval (note that contours are different inside and outside the deformed band); mean angle (black vector, whose length is proportional to the mean resultant length) and 95% confidence interval around it (dashed lines); and the average azimuth of the SZB in each sector (grey line); n: number of measurements. The inset illustrates schematically the main parameters measured in this SPO (see the main text for explanation).

*Fig. 2.- SPO de cuerpos de dolomías sobre un mapa geológico simplificado del área de estudio (modificado de Roldán *et al.*, 2019). Se muestran la localización aproximada del límite O-NNO de la ABSZ (SZB), la banda con deformación más intensa, otras bandas deformadas posibles (véase el texto principal) y los tres sectores definidos en función de la dirección de SZB. Los colores corresponden a intervalos de 15° en el ángulo θ respecto a la dirección de SZB en cada sector (véanse los diagramas de rosa para el código de color). Información en los diagramas de rosa: frecuencia relativa de cada intervalo (nótese que los contornos son diferentes dentro y fuera de la banda deformada); ángulo medio (vector negro, cuya longitud es proporcional al vector medio resultante) e intervalo de confianza con nivel de significación del 95% (línea a trazos); y la dirección promedio de SZB en cada sector (línea gris); n: número de medidas. El recuadro ilustra de forma esquemática los principales parámetros medidos en esta SPO (véase el texto principal).*

as chaotic and consequently interpreted as either an olistostromic unit (e.g., Roldán-García *et al.*, 2012; Rodríguez-Fernández *et al.*, 2013, and references therein) or a lateral diapir (Berástegui *et al.*, 1998). However, depending on the observed site, a somewhat well defined Triassic stratigraphic sequence (e.g., Pérez-López, 1991), an imbricate structure (Swere, 2017) or a block-in-matrix fabric (e.g., Roldán *et al.*, 2019) are apparent. These observations suggest that this band would correspond to the Subbetic Triassic, partially affected by recent deformation likely related to the emplacement of the Betic fold-and-thrust belt.

In this paper, we present a shape preferred orientation (SPO) analysis of dolostone bodies cropping out near Badolatosa (Sevilla), in the western Betics, to contribute with further structural information to the knowledge of this cryptic band.

Geological setting

The analyzed band (Fig. 1) extends from Algodonales (Cádiz) to Jauja (Córdoba). In the study area, this band presents cm- to hm- bodies of mainly dolostones, likely belonging to distinct Triassic units (Cehegín, Zamoranos and K5 Fms., Pérez-López, 1991); with minor sandstones, lutites, clays and gypsum; embedded in a clay-rich (locally gypsum-rich) matrix, mostly defining a block-in-matrix fabric (Fig. 2). It lacks significant exotic blocks, thus it could be interpreted as a Triassic broken formation (in the sense of Festa *et al.*, 2012), likely disrupted by heterogeneous deformation broadly concentrated in a dextral transpressional shear zone, the so-called Algodonales-Badolatosa shear zone (ABSZ, Jiménez-Bonilla *et al.*, 2015; García *et al.*, 2016). The ABSZ is ca. 10 km wide; it strikes ENE-WSW along most of

its 90 km of length, although it acquires a more NNE-SSW at its easternmost segment, near the village of Badolatosa (Fig. 1). Outcrops of a clastic sequence with few carbonatic and gypsiferous beds (assigned to the Keuper facies of the Southiberian Triassic, Pérez-López, 1991) are also present.

We focused our analysis in the easternmost segment of the ABSZ, near the villages of Badolatosa (Sevilla) and Jauja (Córdoba). The Triassic broken formation cropping out in the study area bounds to the N with Serravalian-Tortonian marls and minor sandstones. This tectonic limit (García *et al.*, 2016) strikes ENE in the western part and varies to NE and NNE toward the east (Fig. 2). We define this limit as the NNW to WNW Algodonales-Badolatosa shear zone boundary (SZB hereafter).

SPO of dolostone bodies

Method

We accomplished a statistical analysis of 2D sections of dolostone bodies on the subhorizontal topographic surface (dolostone bodies hereafter). We are aware this is only a partial analysis that does not take into account that both the shape of the analyzed bodies and the deformation are 3D. This is a common situation in SPO analyses, which it does not affect significantly the fundamental results as long as the Vorticity Normal Section is close to horizontality, likely the case of the ABSZ, a simple shearing, strike-slip dominated shear zone.

The SPO was analyzed separately in three different sectors defined according to the trend of the SZB of the ABSZ. As such, from the NNE, the SZB strikes 024° in sector 1, 048° in sector 2 and 069° in sector 3 (Fig. 2).

Dolostone bodies within the ABSZ were manually selected from the GEODE map (Roldán *et al.*, 2019), excluding those that are partially covered by post-Miocene deposits, are anomalously large and/or extremely irregular in shape. Few mapped outcrops of Cretaceous rocks (Roldán *et al.*, 2019) are tentatively interpreted as part of an imbricate structure (Swere, 2017) and thus were not considered. Selected bodies were analyzed via software SPO2003 (Launeau and Robin, 1996), which uses the inertia tensor to estimate the best-fitting ellipse to each dolostone body (Fig. 2, inset). Results for each ellipse include, among others, the distance of the center to the SZB trace in each sector (x), the aspect ratio (R),

the radius of the circle with equivalent area and the angle θ between the long axis (a) and the SZB trace. Positive and negative values of θ correspond to angles measured, respectively, clockwise and anticlockwise with respect to the SZB trace (Fig. 2, inset).

We focus this study on the preferred orientation (angle θ) of dolostone bodies with $R > 1.5$ (to exclude mostly rounded bodies). Firstly, we analyze how this angle varies with the distance to the SZB (Fig. 3). According to the obtained results (see below), we carried out circular statistics of angle θ from three samples (one for each sector) located close to the SZB (500 to 1200 m depending on the sector), and from sampling subsectors with regular widths and progressively farther from the SZB. Computed statistics for each sample include the mean angle ($\bar{\theta}$), the mean resultant length (\bar{R}) and the circular variance (S_c^2). We also applied the Rayleigh's test and, for samples with not uniform distribution, we obtained the concentration parameter (k) and calculated the standard error (S_c) and a 95% confidence interval around the mean angle (see Mardia, 1972 and Davis, 2003 for theoretical details on statistics of circular data). Again, statistics from each sample are represented against their distance to the SZB (Fig. 4).

Results

Our results permit to define a band limited to the WNW to NNW (depending on the sector) by the SZB, where most dolostones bodies are strongly aligned with the SZB, irrespective of the sector. The width of this band ranges from around 500-600 m (in sectors 1 and 3) to 1200 m (in sector 2). This is evident in map view (Fig. 2), with predominance of orange and red bodies. Also, when angle θ is represented against distance (Fig. 3), there are very few bodies with $\theta > 30^\circ$ in this band (particularly in sectors 1 and 3), contrary to what it is the rule out of it. Moreover, assuming the population of bodies presents a Von Mises distribution (*i.e.*, it is either uniform or unimodal), the Rayleigh's test (Mardia, 1972) indicates these data come from a population with a significant preferred orientation. Samples from this band show low dispersion, as evidenced by circular variance and standard error values (Fig. 4A, B). Indeed, there is a general tendency (with some exceptions) of the standard error to progressively diminish toward the SZB (Fig. 4B). In the same sense, the mean angle is close to the strike of the SZB for each sector and the small 95% confidence interval clearly includes such direction (Fig. 4C).

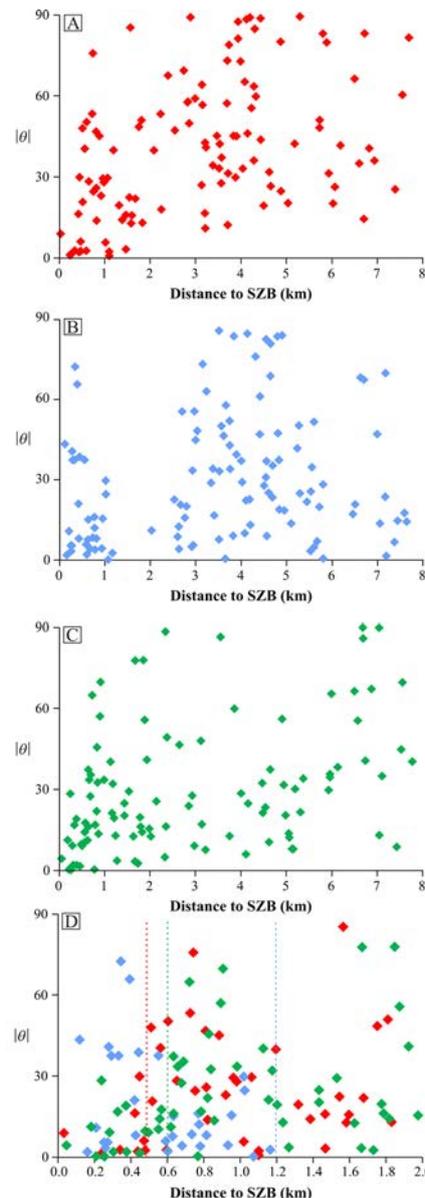


Fig. 3.- A-C) Variation of angle θ with distance to the SZB in sectors 1 (A), 2 (B) and 3 (C). D) Detail in the first 2 km from the SZB for the three sectors (1: red, 2: blue, 3: green). Dashed lines mark the approximate location of the ESE-SSE boundary of the most intensely deformed band.

Fig. 3.- A-C) Variación del ángulo θ con la distancia a SZB en los sectores 1 (A), 2 (B) y 3 (C). D) Detalle de los primeros 2 km desde SZB para los tres sectores (1: rojo, 2: azul, 3: verde). Las líneas a trazos marcan la localización aproximada del límite ESE-SSE de la banda de deformación más intensa.

Outside this 500-1200 m band limited by the SZB, the dolostone bodies show a more uniform distribution in general, although a preferred orientation cannot be statistically ruled out (Fig. 2). In any case, certain areas do present a significant preferred orientation, together with low variance and standard error values. See, for example, values at 1.2 km in sectors 1 and 3 or at 5.5 km in sector 2 (Fig. 4A, B). However, the mean

orientation of two of these samples (sectors 2 and 3) is located at around 20° clockwise away from the SZB strike, which is not included within the 95% confidence interval (Fig. 4C). These samples could tentatively be assigned to minor deformation bands depicted in map view (Fig. 2). Outside these three, the rest of the samples define either uniform distributions or highly disperse data, thus suggesting the absence of a preferred orientation of dolostone bodies.

Discussion and conclusions

The SPO analysis of dolostone bodies within the eastern ABSZ defines a main 500-1200 m band, strongly controlled by deformation at the WNW-NNW boundary of this shear zone. Minor bands with a moderate SPO are heterogeneously distributed within the analyzed Triassic outcrops at the study area. The mean angle defined by dolostone bodies in two of these bands is *ca.* 20° clockwise from the SZB, suggesting they could represent Riedel shears compatible with a dextral transpression. This kinematics agrees with previous detailed structural data (discrete fault planes in clay-rich matrix, foliations in gypsum breccias, imbricated structures) from sector 3 (García *et al.*, 2016; Sweere, 2017) and from the westernmost segment of the ABSZ (Jiménez-Bonilla *et al.*, 2015). These results point to a strike-slip related broken formation of the Festa *et al.* (2012) classification. A main tectonic origin for this Triassic broken formation is also coherent with the interpretation that Pérez-Valera *et al.* (2017) gave to the so-called Guadalquivir Units in the eastern Betics.

Stratal disruption and boudinage seem the most likely processes producing reorientation of dolostone bodies (see also Pérez-Valera *et al.*, 2017). However, given their high rheological contrast respecting the matrix, rigid body rotation (*cf.* Jessup *et al.*, 2007) cannot be disregarded. In any case, detailed analyses of other SPO parameters (grain size, aspect ratio, etc.), of the actual 3D shape of the dolostone bodies via geophysical prospection and of the structural organization (currently in progress) will help to constrain possible sedimentary and/or deformation mechanisms responsible for the origin and evolution of the studied block-in-matrix formation.

Acknowledgements

Financial support from projects CGL2017-89051-P (Plan Propio de Investi-

gación de la Universidad Pablo de Olavide) and PGC2018-100914-B-100 (Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades). Reviews by J.L. Alonso y F. Pérez-Valera greatly improved the manuscript.

References

Alonso, J.L., Marcos, A. and Suárez, A. (2006). *American Journal of Science* 306, 32-65.
 Alonso, J.L., Marcos, A., Villa, E., Suárez, A.,

Merino-Tomé, O.A. and Fernández, L.P. (2015). *International Geology Review* 57, 563-580.
 Berástegui, X., Banks, C.J., Puig, C., Taberner, C., Waltham, D. and Fernández, M. (1998). *Geological Society, London, Special Publication* 134, 49-68.
 Davis, J.C. (2003). *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley & Sons, New York, 638 p.
 Escuder-Virueite, J. and Baumgartner, P.O. (2014). *Journal of Structural Geology* 66, 356-381.
 Festa, A., Pini, G.A., Dilek, Y. and Codegone, G. (2010). *International Geology Review* 52, 1040-1105.
 Festa, A., Dilek, Y., Pini, G.A., Codegone, G. and Ogata, K. (2012). *Tectonophysics* 568, 7-24.
 Fuentes, P., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J. and Díaz-Azpiroz, M. (2019). *Gondwana Research* 74, 251-270.
 García, R., Jiménez Bonilla, A., Díaz-Azpiroz, M., Pérez Valera, F., Balanyá, J.C. and Expósito, I. (2016). *Geo-Temas* 16, 547-550.
 Jessup, M.J., Law, R.D. and Frassi, C. (2007). *Journal of Structural Geology* 29, 411-421.
 Jiménez-Bonilla, A., Expósito, I., Balanyá, J.C., Barcos, L. and Diaz-Azpiroz, M. (2015). *Geogaceta* 57, 27-30.
 Kusky, T.M. and Bradley, D.C. (1999). *Journal of Structural Geology* 21, 1773-1796.
 Launeau, P. and Robin, P.-Y.F. (1996). *Tectonophysics* 267, 91-119.
 Mardia, K.V. (1972). *Statistics of Directional Data*. Academic Press, London, 357 p.
 Pérez-López, A. (1991). *El Triás de facies germánica del sector central de la Cordillera Bética*. PhD thesis, University of Granada.
 Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M., Pérez-López, A. and Pérez-Valera, L.A. (2017). *Tectonics* 36, doi:10.1002/2016TC004414.
 Rodríguez-Fernández, J., Roldán, F.J., Azañón, J.M. and García-Cortés, A. (2013). *Boletín Geológico y Minero* 124, 477-504.
 Roldán-García, F.J., Rodríguez-Fernández, J. and Azañón, J.M. (2012). *Geogaceta* 52, 103-106.
 Roldán, F.J., Rodríguez-Fernández, J., Villalobos, M., Lastra, J., Díaz-Pinto, G., Pérez-Rodríguez, A.B. (2019). *GEODE Mapa Geológico Digital continuo de España E. 1:50000. Zonas: Subbético, Cuenca del Guadalquivir y Campo de Gibraltar*. [en línea]. [Consulta 28/06/2019]. Disponible en: info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?Id=Z2600.
 Sweere, N. (2017). *Análisis estructural y del relieve de las formaciones del Subbético en la cuenca de las lagunas Amarga y Dulce (Jauja, Córdoba)*. Unpublished degree dissertation, U. Pablo de Olavide.

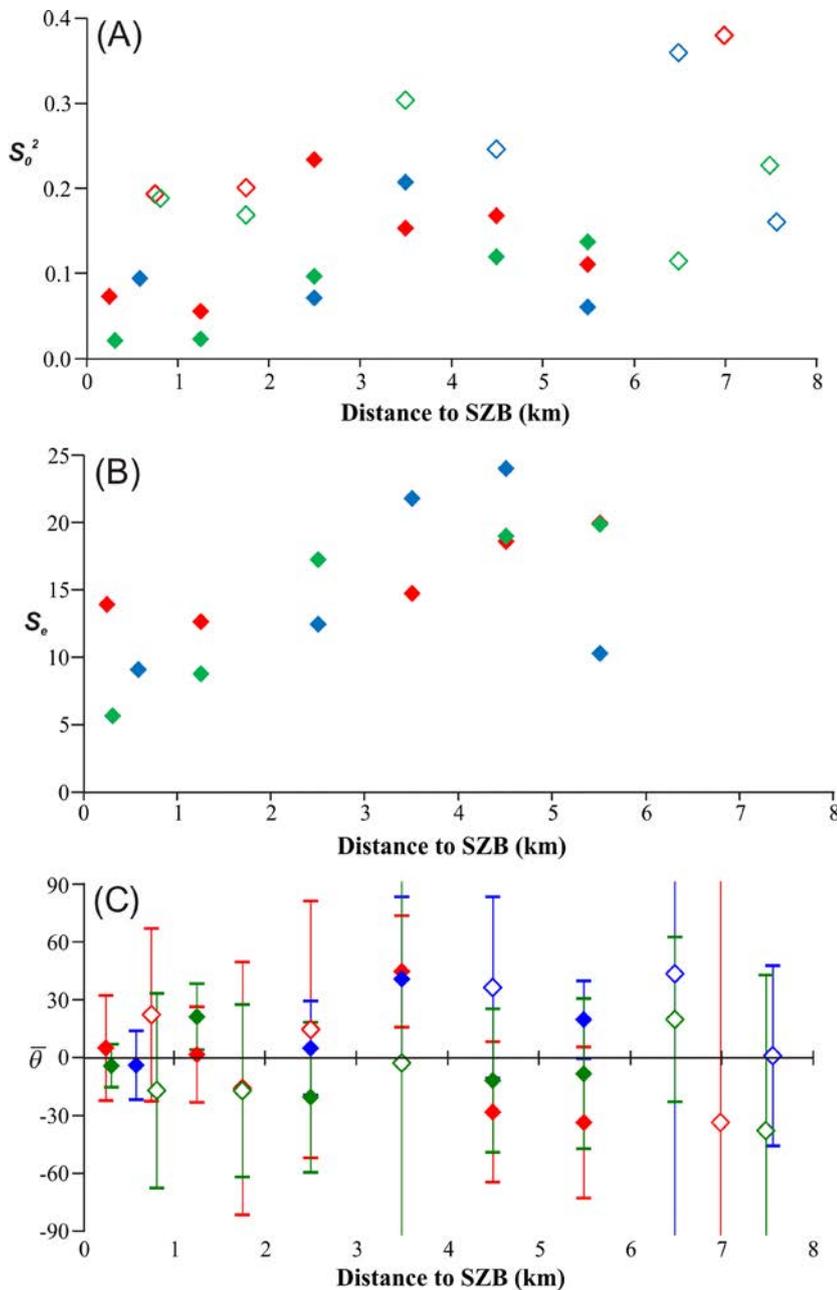


Fig. 4.- Variation with distance to the SZB of circular statistics from different samples defined within each sector. The closest sample to the SZB was defined in base of data from figures 2 and 3. The rest of samples are uniformly distributed within the rest of the study area. Color code as in figure 3. A) Circular variance (solid and open symbols correspond, respectively, to samples with a preferred orientation and a uniform distribution according to the Rayleigh's test). B) Standard error. C) Mean direction (angle θ , positive and negative values correspond, respectively, to clockwise and anticlockwise orientation respecting the SZB azimuth, see Fig. 2) and 95% confidence interval obtained from the standard error. Samples with uniform distribution in A are not represented in B and C.

Fig. 4.- Variación con la distancia a SZB de estadísticos circulares obtenidos a partir de distintas muestras definidas en cada sector. La muestra más cercana a SZB se ha definido en función de los datos de las figuras 2 y 3. El resto de muestras se distribuyen uniformemente por el resto de la zona estudiada. Código de colores como en la figura 3. A) Varianza circular (símbolos sólidos y abiertos corresponden, respectivamente, a muestras con orientación preferente y distribución uniforme de acuerdo con el test de Rayleigh). B) Error Estándar. C) Dirección promedio (ángulo θ , con valores positivos y negativos correspondientes, respectivamente, a orientaciones respecto a SZB en el sentido de las agujas del reloj y el contrario, véase Fig. 2) e intervalo de confianza del 95% obtenido a partir del error estándar. Las muestras con distribución uniforme en A no se representan en B ni en C.

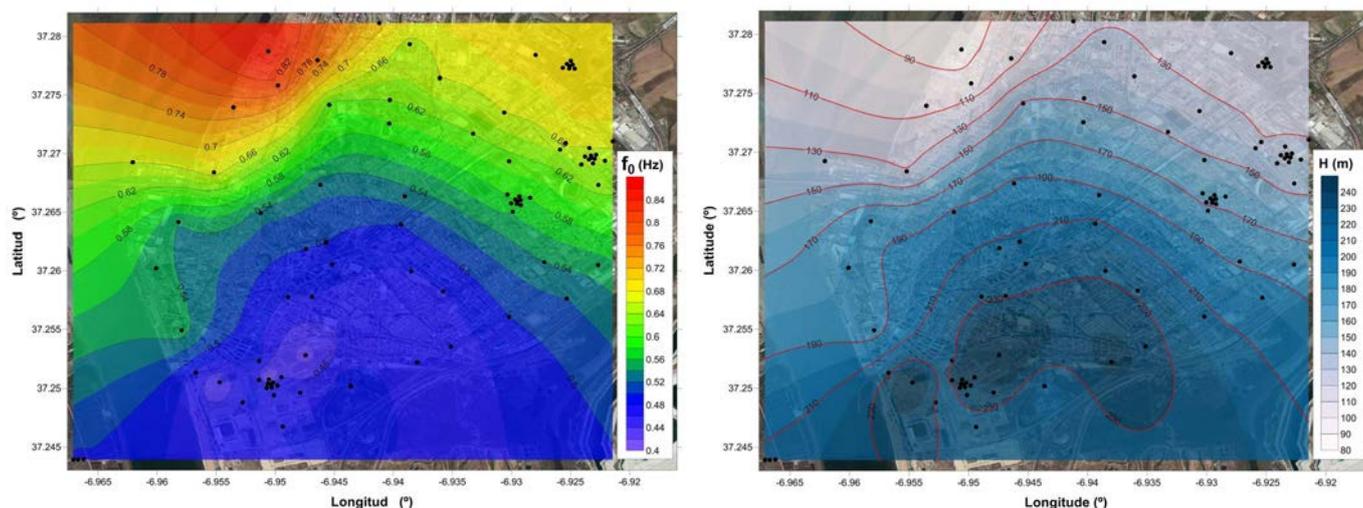


Fig. 2.- Frecuencia fundamental del suelo (izquierda) y estimación de la profundidad de basamento rocoso (derecha) en la ciudad de Huelva a partir de métodos de actividad sísmica pasiva y activa. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Fundamental soil frequency (left) and estimation of the depth of rocky basement (right) in the city of Huelva from passive and active seismic activity methods. See color figure in the web.

dos y de datos previos, el trabajo plantea la interpretación de la estructura del “forebulge” asociado a una cuenca de antepaís y su evolución durante el Neógeno.

La parte baja de la Cuenca del Guadalquivir (CG): estratigrafía y tectónica

La existencia de fallas oblicuas al borde longitudinal en la parte baja de la cuenca neógena del Guadalquivir, tal y como proponía Viguié (1977), podría explicar las significativas diferencias en los medios sedimentarios que se observan en el borde septentrional de dicha cuenca (Fig. 1). Sedimentos neógenos marinos y continentales cubrieron indistintamente un basamento paleozoico y mesozoico expuesto ampliamente desde el final del Cretácico (Vázquez *et al.*, 2015). En concreto, en la zona de Ayamonte y en Niebla (Huelva) rocas del Triásico Superior forman parte del basamento de la CG (Fig. 1). Los sedimentos del Complejo Basal Transgresivo (CBT), también denominado Formación Niebla, representan el registro sedimentario más antiguo expuesto en superficie e identificado también en sondeos profundos (Alonso-Chaves *et al.*, 2019). El muro del complejo basal es neto y muy irregular. Se trata de una paleosuperficie topográfica tortoniense (¿o algo más antigua?). En relación con dicha superficie se han identificado desniveles topográficos del orden de 55 m (Baceta y Pendón, 1999). El espesor del complejo basal es muy irregular, llegando a alcanzar en los antiguos valles potencias

próximas a los 35-50 m. Desde el punto de vista litológico, el CBT está formado de muro a techo por: conglomerados y areniscas fluviales, barras conglomeráticas relacionadas con *fan delta*, arenas y limos litorales, calcarenitas arenosas con conglomerados de playa, y sobre ellas, diversos tipos de calizas y calcarenitas bioclásticas. El techo del citado complejo basal es una discontinuidad con evidencias de exposición subaérea (cf. Baceta y Pendón, 1999). Tal superficie está fosilizada por un nivel de limos y arcillas con abundante glauconita. Dicho nivel marca el inicio de una potente unidad sedimentaria conocida como margas azules (equivalente a la Formación Arcillas de Gibraleón) y tiene espesores kilométricos en el centro de la cuenca (superior a 2000 metros de potencia). El límite superior de la citada formación está cubierto por un nuevo nivel de arenas y limos con glauconita. La edad del CBT y las margas azules es Tortoniense superior - Plioceno inferior (véanse Civis *et al.*, 1987; 2004; González-Regalado *et al.*, 2005, entre otros). Por encima de las margas azules la sedimentación en la cuenca del Guadalquivir es esencialmente detrítica, con una clara tendencia progradante y está formada por 30-40 metros de sedimentos marinos someros. La parte inferior de este tramo se corresponde con la Formación Arenas de Huelva y sobre ella se sitúa la Formación Arenas de Bonares, de carácter litoral. Esta última formación se corresponde con la parte alta del Plioceno inferior (¿Plioceno superior?), según Mayoral y Pendón (1986). La sedimentación al final del Plioceno y durante el Cuaternario es de carácter

continental: depósitos aluviales (dominan la formación de terrazas), desarrollo de cordones de dunas y sistemas estuarinos concentrados en los tramos más bajos de los ríos actuales (cf. Salvany *et al.*, 2011, Rodríguez-Ramírez *et al.*, 2015).

Por otra parte, Salazar *et al.* (2016), después de una revisión cartográfica al oeste de Huelva, concluyen que desde el Tortoniense al Plioceno la sedimentación en la parte más occidental de la cuenca tiene lugar en condiciones mucho más someras que en la parte oriental (al este del río Odiel). Rodríguez-Tóvar *et al.* (2017) en la zona de Lepe han identificado el límite Tortoniense - Messiniense inferior, y sobre él hay una serie silicioclástica con una tasa de sedimentación lenta, en unas condiciones aerobias y alta disponibilidad de nutrientes.

Los principales rasgos del estilo tectónico de la CG desde el meridiano de Carmona hasta Ayamonte fueron descritos por Viguié (1974, 1977). En dichos trabajos se propone una evolución estructural secuenciada en cuatro etapas, desde el límite Tortoniense - Messiniense hasta la actualidad. La fase inicial coincide con una fuerte subsidencia tectónica. Una segunda fase en el límite Mio-Plioceno, especialmente reflejada en el borde septentrional de la cuenca, seguida de una tercera etapa coincidiendo con el límite Plio-Cuaternario, destacando en ella la formación de fallas “meridianas” (norteadas) como las situadas en el río Odiel. La cuarta y última etapa la relaciona con la reactivación de ciertas fallas durante el final del Villafranquense.

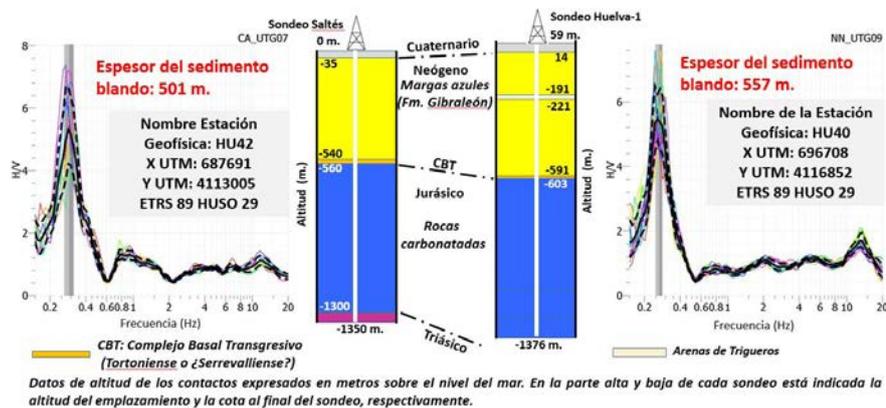


Fig. 3.- Gráficas H/V vs. Frecuencia (Hz) en las estaciones emplazadas en la vertical de los sondeos Saltés y Huelva-1. En cada sondeo se expresa la edad de las rocas y se identifican las formaciones sedimentarias en la Cuenca del Guadalquivir. Ver figura en color en la web.
 Fig. 3.- Graphs H/V vs. Frequency (Hz) in the stations located in the vertical of the Saltés and Huelva-1 boreholes. In each borehole the age of the rocks is expressed and the sedimentary formations in the Guadalquivir basin are identified. See color figure in the web.

Sismicidad pasiva y activa: metodología

El movimiento del suelo producido por fuentes no sismogénicas ha sido registrado en el marco del proyecto ALERTES-RIM, en relación con la evaluación de la peligrosidad sísmica del suroeste de la península ibérica (Macau *et al.*, 2017). La técnica de sismicidad pasiva empleada en la prospección del basamento de la CG estuvo basada en la determinación de las relaciones espectrales H/V (o HVSR: *Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) en un solo punto, así como en cuatro *array* (los sensores fueron distribuidos con una geometría triangular). Para ello, se han desplegado 116 estaciones en el área urbana de la ciudad de Huelva (Fig. 2), así como a uno y otro lado de los estuarios de los ríos Odiel y Tinto, completando una transversal de 24 km. Cada estación constaba de un sensor (Lennartz LE-3D 5 s) y un digitalizador (SARA SL06), la capacidad de muestreo: 200 Hz y el tiempo de registro: 30-40 minutos. Dos de esas estaciones estuvieron situadas en la vertical de sendos sondeos profundos (Huelva-1 y Saltés) que atravesaron la cobertera neógena de la CG (Figs. 3 y 4). Dichos sondeos terminaron a cotas de -1376 y -1350 m, por debajo del nivel del mar, después de atravesar completamente la cobertera neógena de la CG y parte de su basamento mesozoico. Los datos de estas estaciones han servido para cotejar la calidad del registro geofísico dado que es posible relacionar la profundidad del "basamento rocoso" con las calizas del techo del Complejo Transgresivo Basal. Por otra parte, la técnica de tipo *array* fue desplegada en 4 zonas de

la ciudad de Huelva (Fig. 2). En el *array* más meridional se alcanzó el radio máximo (400 m): 25 - 55 - 100 - 250 - 400 m, lo que supuso el despliegue simultáneo de: 7 sismómetros (Lennartz 3D-5s), 7 digitalizadores (Sara SL06), muestreo: 200 Hz y longitud de registro: 20 - 90 minutos.

La adquisición de datos geofísicos se ha completado con la realización de perfiles de velocidad de ondas de cizalla (V_s) a partir de ruido sísmico y técnicas de análisis de multicanal de ondas superficiales (MASW).

Resultados

En la mayoría de las estaciones la gráfica H/V vs. Frecuencia presenta un pico muy definido, lo que ha facilitado la determinación de la frecuencia fundamental del suelo (f_0 , Fig. 3). Conocida la profundidad del basamento rocoso (a partir de los datos de los sondeos) y la frecuencia fundamental del suelo (Método de los cocientes espectrales H/V) se ha determinado una ecuación del tipo $H=a*f_0^b$, que en el caso de la ciudad de Huelva tiene la siguiente relación empírica:

$$H=66,9*f_0^{-1,67}$$

donde, H: profundidad del basamento rocoso y f_0 : frecuencia fundamental del suelo.

En el extremo occidental del perfil (al oeste del Odiel) se localizan los valores de frecuencia fundamental del suelo más altos (varían entre 0,83 y 1,06 Hz), tales datos se correlacionan con profundidades del basamento mecánico a 106 y 74 metros de profundidad. En el extremo oriental del perfil (Fig. 4), coincidiendo con el Sondeo Huelva-1 (al norte de Mazagón), la frecuencia

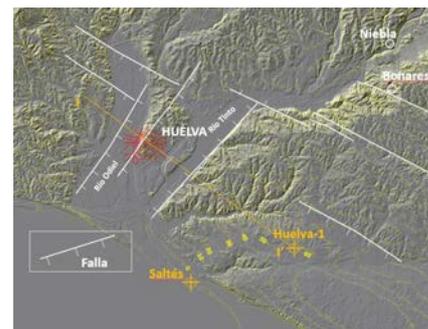


Fig. 4.- Fallas conjugadas en los estuarios de los ríos Tinto y Odiel.

Fig. 4.- Conjugated faults in the estuaries of Tinto and Odiel rivers.

fundamental del suelo es 0,27 Hz y se ha deducido una profundidad del basamento "rocoso" (mecánico) de 557 m. Este puede entenderse como equivalente a la potencia de sedimentos "blandos", es decir, la potencia del relleno neógeno excepto el Complejo Basal Transgresivo. En la vertical del Sondeo Saltés la frecuencia fundamental del suelo es 0,29 Hz y la profundidad deducida del basamento mecánico es de 501 m (espesor de sedimentos "blandos"), tal y como muestra la figura 3. En ambos sondeos, la profundidad del relleno neógeno hasta el muro de la Formación Arcillas de Gibraleón (posible basamento "rocoso" desde el punto de vista mecánico, no geológico) es de 650 y 540 m, respectivamente (Fig. 3). En la ciudad de Huelva las líneas de isovalores de la frecuencia fundamental del suelo se orientan según las direcciones NO-SE mostrando tendencias decrecientes de norte a sur, desde 0,86 Hz a 0,38 Hz (Fig. 2), habiéndose deducido variaciones de profundidad del sustrato "rocoso" (mecánico) algo inferiores a 100 en el NO de la ciudad y superiores a 250 m en la zona suroriental (en los alrededores del estadio "Nuevo Colombino"). Las isóneas con una tendencia NNO-ESE muestran un cambio brusco en la orientación de las mismas coincidiendo con la vertical del margen oriental del río Odiel, resultando una lineación NNE-SSO (Fig. 2). De manera tentativa tales observaciones pueden interpretarse en relación con la existencia de fallas con dirección NNE-SSO (Fig. 4).

Discusión y conclusiones

Los datos referidos a la profundidad del basamento "rocoso" (o mecánico) en la vertical de los sondeos Huelva-1 y Saltés representan errores en la precisión de la determinación del orden del 14,3 y 7,2%. Los resultados de las campañas geofísicas ba-

sadas en sismicidad pasiva y activa invitan a pensar que el muro de la Formación Arcillas de Gibraleón en la zona de Huelva está a profundidades comprendidas entre 90 y 230 metros (con un error aproximado del 10%). Fallas de dimensiones kilométricas con una orientación N035°E y buzamientos hacia el SE (coincidiendo con el margen oriental del río Odiel) podrían explicar las diferentes profundidades del techo del Complejo Transgresivo Basal. Dichas fallas posiblemente atraviesan la cobertera y parte del basamento de la CG, tal y como ha sido descrito por Alonso-Chaves *et al.* (2016) en el mismo entorno de la ciudad de Huelva. Tales fracturas serían equivalentes a las denominadas por Viguié (1977) como fallas "meridianas". Se trataría de fallas con saltos verticales que pudieron ser superiores al centenar de metros.

De manera tentativa se sugiere que la paleotopografía (subaérea y sumergida) al final del Tortonense, hace 7,5 - 8 Ma, debió de estar dominada en algunos sectores de la CG por orientaciones ONO - ESE. Tales superficies se alternarían con otras de dirección NNE-SSO, estas últimas con una mayor pendiente.

La fuerte subsidencia asociada al sistema extensional de fallas NNE-SSO evolucionó durante el Messiniense, y condicionó la compartimentación de la cuenca. El resultado fue la existencia de un umbral desde el río Odiel hasta la zona de Ayamonte; así como un surco fuertemente subsidente al este de la ciudad de Huelva, que dio lugar a la acumulación de varios miles de metros de sedimentos durante el Messiniense - Plioceno inferior, de acuerdo con Salazar *et al.* (2016). Hace 5 Ma, aproximadamente, durante el Plioceno, se produce una significativa homogenización y somerización de la CG, si bien, persisten algunas diferencias en los medios sedimentarios que invitan a pensar que los depocentros del Plioceno y Cuaternario son rasgos heredados de la paleogeografía miocena.

El resultado final es la flexión de la corteza terrestre hacia el SE, simultánea con la fracturación extensional aquí descrita (Fig. 5). Esta deformación estaría relacionada con el avance del frente alpino bético. La deformación extensional que se describe en este trabajo estaría asociada a la reactivación de zonas de falla a escala cortical. Dichas fallas serían simultáneas con la flexión de la litosfera, tal y como han propuesto García-Castellanos *et al.* (2002).

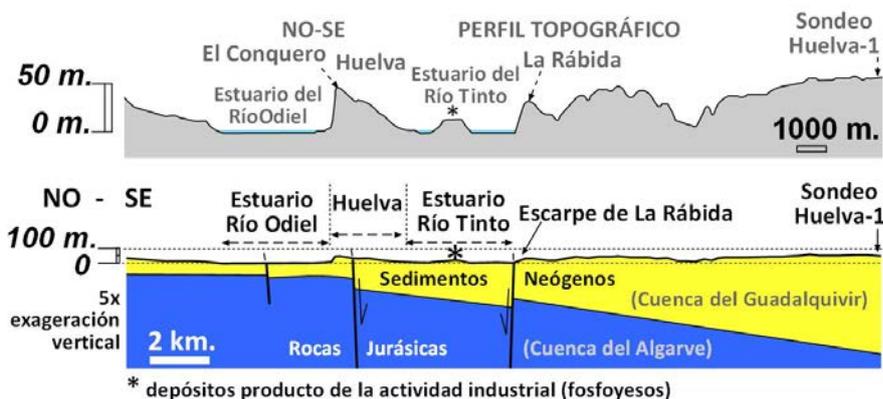


Fig. 5.- Perfil topográfico y corte geológico transversal a los estuarios del Tinto y del Odiel. Ver localización del corte en la figura 4.

Fig. 5.- Topographic profile and geological cross section transversal to the Tinto and Odiel estuaries. See location of the cross section in figure 4.

La evolución geodinámica regional desde el Plioceno inferior podría relacionarse con un levantamiento de tipo "forebulge" donde participan procesos de flexión y fracturación de manera simultánea. La fracturación se concentra preferentemente en zonas de falla heredadas de la arquitectura cortical previa.

Agradecimientos

Es una contribución a los proyectos de investigación: CGL2013-46368-P y PGC2018-100914-B-I00. Los autores agradecen los comentarios y sugerencias realizadas por los Dres. J. M. Azañón y J. C. Balanzá como revisores del manuscrito original.

Referencias

Alonso-Chaves, F.M., García Navarro, E., Fernández Rodríguez, C. y Camacho Cerro, M.A. (2016). *Geo-Guías* 10, 104.
 Alonso-Chaves, F.M., Macau, A., Figueras, S., Benjumea, B., Gabàs, A., Roca, A., Puig, R. y Sedano, J. (2019). En: *Workshop "Earthquakes and Tsunamis in Iberia (50th Years of the 1969 Saint Vincent Earthquake, M=8.0)"*, Madrid.
 Atakan, K., Duval, A.M., Theodulidis, N., Guillier, B., Chatelain, J.L., Bard, P.Y. y SESAME-Team (2004). En: *13th World Conference on Earthquake Engineering*, Canada.
 Baceta, J.I. y Pendón, J.G. (1999). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 12 (3-4), 419-438.
 Civis, J., Sierro, F.J. González-Delgado, J.A., Flores, J.A., Andrés, I., Porta, J. y Valle, M.F. (1987). En: *Paleontología del Neógeno de Huelva* (J. Civis, Ed.), Ediciones Universidad de Salamanca, 9-21.
 Civis, J., Dabrio, C.J., González-Delgado,

J.A., Goy, J.L., Ledesma, S. Pais, J., Sierro, F.J. y Zazo, C. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, 543-550.
 García-Castellanos, D., Fernández, M. y Torné, M. (2002). *Tectonics* 21/3, doi:10.1029/2001TC001339.
 González-Regalado, M.L., Ruiz, F., Abad, M., Pendón, J.G. y Tosquella, J. (2005). *Geogaceta* 38, 127-130.
 Macau, A., Benjumea, B., Figueras, S., Gabàs, A., Roca, A. y Alonso-Chaves, F.M. (2017). En: *Conference & Exhibition Near Surface Geoscience, Malmö, Sweden*.
 Mayoral, E. y Pendón, J.G. (1986). *Acta Geológica Hispánica* 21-22, 507-513.
 Rodríguez-Ramírez, A., Pérez-Asensio, J.N., Santos, A., Jiménez Moreno, G., Villarías-Tobles, J.J.R., Mayoral, E., Celestino-Pérez, S., Cerrillo-Cuenca, E., López-Sáez, J.A., León, A. y Contreras, C. (2015). *Quaternary Research* 83, 24-40.
 Rodríguez-Tovar, F.J., Dorador, J., Mayoral, E. y Santos, A. (2017). *Sedimentary Geology* 349, 62-78.
 Salazar, A., Larrasoña, J.C., Abad, M., Mayoral, E., Pérez-Asensio, J.M., González-Regalado, M.L., Martín-Banda, R., Civis, J. y Mata, M.P. (2016). *Geo-Temas* 16(1).
 Salvany, J.M., Larrasoña, J.C., Mediavilla, C. y Rebollo, A. (2011). *Sedimentary Geology* 241, 22-39.
 Vázquez, M., Jabaloy-Sánchez, A., Azor, A., Stuart, F., Persano, C., Alonso-Chaves, F.M., Martín-Parra, M., Matas, J. y García-Navarro, E. (2015). *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2015.06.034.
 Viguié, C. (1974). *Le néogène de l'Andalousie Nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du «Bassin» du Bas-Guadalquivir*. Tesis Doctoral, Univ. de Bordeaux, 450 p.
 Viguié, C. (1977). *Boletín Geológico y Minero* 58-1, 39-44.

Tectónica extensional durante el Triásico Superior en el extremo oriental de la cuenca del Algarve (Ayamonte, España) y la reactivación de fallas durante el Plioceno-Cuaternario

Upper Triassic extensional tectonics at the eastern end of the Algarve basin (Ayamonte, Spain), and the reactivation of faults during the Pliocene-Quaternary

Francisco M. Alonso-Chaves, Encarnación García-Navarro, Carlos Fernández y Eduardo Mayoral

¹Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, 21007 Huelva, alonso@uhu.es; navarro@uhu.es; fcarlos@uhu.es; mayoral@uhu.es

ABSTRACT

The geological cartography carried out in an area near Ayamonte (Huelva) allows us to analyze the most significant geological features of a structural high in the eastern end of the Algarve basin. The stratigraphic record of a transgression during the Upper Triassic, associated with a "rifting" event linked to the beginning of the opening of the Atlantic Ocean, is described. The geometric style of the systems of normal faults simultaneous with the igneous activity of the Triassic and the posterior deformations is also shown. The reactivation of the fault zones during the Pliocene-Quaternary and the exhumation of the Mesozoic paleo-cover is proposed in relation to the recent tectonics, linked to the evolution of the Guadalquivir basin.

Key-words: Triassic, extensional tectonics, reactivated fractures, Algarve basin, Guadalquivir basin.

RESUMEN

La cartografía geológica realizada en una zona próxima a Ayamonte (Huelva) ha permitido analizar los rasgos geológicos más significativos de un alto estructural en el extremo oriental de la cuenca del Algarve. Se describe el registro estratigráfico de una transgresión durante el Triásico Superior, asociada a un evento extensional de tipo "rifting" relacionado con el inicio de la apertura del océano Atlántico. También se muestra el estilo geométrico de los sistemas de fallas normales simultáneos con la actividad ígnea del Triásico y las deformaciones posteriores. La reactivación de zonas de falla durante el Plioceno-Cuaternario y la exhumación de la paleocobertera mesozoica es planteada en relación con la tectónica reciente ligada a la evolución de la cuenca del Guadalquivir.

Palabras clave: Triásico, tectónica extensional, fracturas reactivadas, cuenca del Algarve, cuenca del Guadalquivir.

Geogaceta, 67 (2020), 19-22
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 01/07/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción

La cuenca del Algarve marca el inicio del ciclo orogénico alpino en la parte suroccidental de la península ibérica. Se extiende a lo largo de 142 km en la dirección oeste-este, desde el Cabo San Vicente hasta los alrededores de la desembocadura del río Guadiana (Ayamonte). En ella afloran sedimentos mesozoicos y cenozoicos que se disponen sobre el zócalo pre-alpino (Macizo Ibérico) de forma oblicua a las directrices variscas de la Zona Sudportuguesa (Fig. 1). La cinemática relativa entre Iberia y África, que tuvo lugar a lo largo de la mayor parte del Mesozoico, originó una tectónica extensional (y transtensional) que acabó definiendo las singularidades de la cuenca del Algarve en relación con la apertura del océano Atlántico (Terrinha, 1998; García-Navarro *et al.*, 2005; Ramos *et al.*, 2016).

El propósito de este trabajo es analizar la tectónica e implicaciones paleogeográficas del Triásico Superior en re-

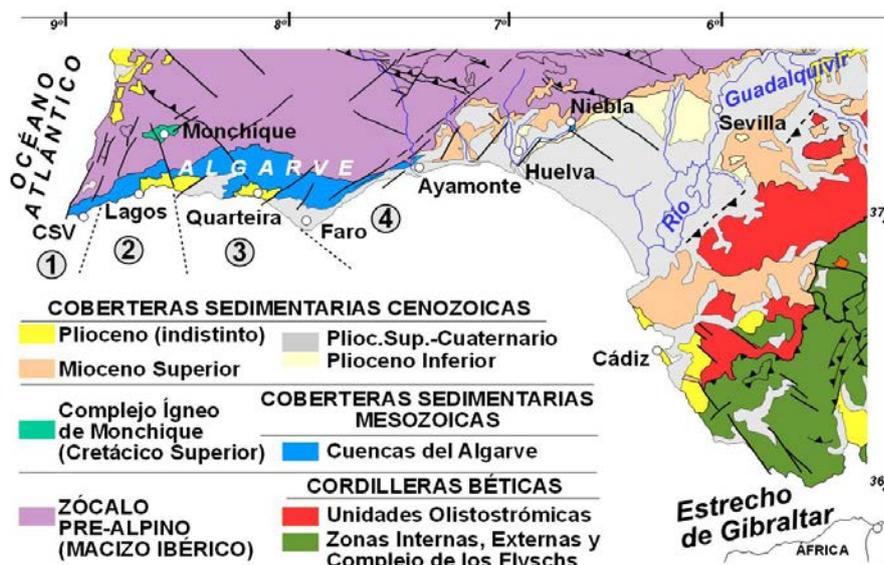


Fig. 1.- Mapa geológico del suroeste de Iberia. Subcuenas jurásicas del Algarve: 1-subcuenca occidental, 2-alto estructural Budens-Lagos-Algoz, 3-subcuenca oriental, 4-alto estructural oriental. CSV: Cabo San Vicente. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geological map of southwestern Iberia. Jurassic sub-basins of the Algarve: 1-western sub-basin, 2-Budens-Lagoa-Algoz structural high, 3-eastern sub-basin, 4-eastern structural high. CSV: San Vicente Cape. See color figure in the web.

lación con el evento extensional de tipo "rifting" y la reactivación de fallas durante el Neógeno en el entorno de Ayamonte (Huelva).

Marco geológico

El registro sedimentario mesozoico de la cuenca del Algarve se inicia con sedimentos siliciclásticos triásicos que se formaron en medios sedimentarios continentales (principalmente depósitos aluviales), procedentes del desmantelamiento erosivo del basamento pre-alpino. Terrinha *et al.* (2006) sugieren unas condiciones sedimentarias en un entorno paleogeográfico relativamente similar durante el Triásico - Jurásico Inferior (251-190 Ma). La sedimentación en esta etapa consistió en sedimentos pelíticos junto con sales de diversa composición (halita, yeso, anhidrita) formados por precipitación química en medios lacustres o marinos con poca profundidad de la lámina de agua, y simultáneos con el emplazamiento de rocas ígneas (lavas basálticas y rocas volcánicas) intercaladas en niveles carbonatados. Estos materiales dan paso hacia techo al registro sedimentario del Jurásico Inferior y Medio, formado por distintos tipos de rocas carbonatadas y margosas típicas de medios sedimentarios marinos de aguas cada vez más profundas. Durante el Jurásico la cuenca se compartimentaría en subcuencas, formándose zonas de *graben* que condicionaron surcos y dominios paleogeográficos con orientaciones norteadas y zonas de umbrales que coinciden con *horsts* tectónicos (Fig. 1).

Con el inicio del Cretácico se alcanza la uniformidad en la cuenca (Manuppella, 1992). El Cretácico Inferior está formado por alternancias de rocas carbonatadas y siliciclásticas que se corresponden con medios sedimentarios marinos relativamente someros y transicionales. Durante el Cretácico Superior se produce el emplazamiento de rocas ígneas asociadas con la intrusión del Complejo Alcalino de Monchique (Mcintyre y Berger, 1982; Martins *et al.*, 2008; Miranda *et al.*, 2009).

La paleogeografía mesozoica estuvo condicionada por fallas de despegue extensional y fallas lítricas, similares a las que se describen en la zona de Ayamonte, que compartimentaron la cuenca y donde se produjeron variaciones en la subsidencia del fondo marino (García-Navarro *et al.*, 2005).

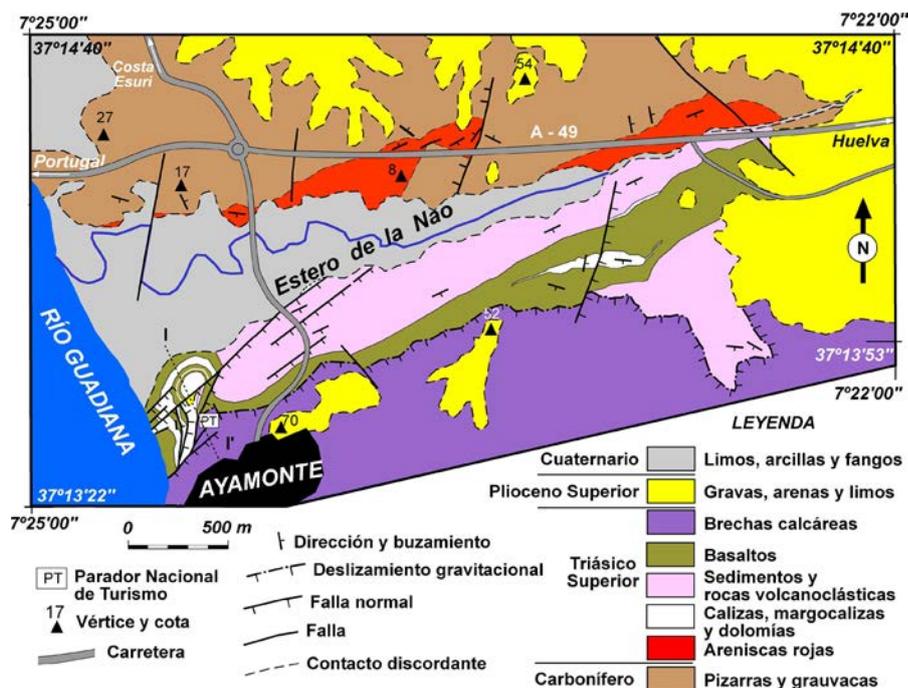


Fig. 2.- Mapa geológico de los alrededores del estero de la Nao (Ayamonte, Huelva). Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Geological map of the surroundings of the estero de la Nao (Ayamonte, Huelva). See color figure in the web.

Sedimentos neógenos de la cuenca del Guadalquivir cubren parcialmente las rocas mesozoicas de Ayamonte, dichos sedimentos están actualmente colgados y afloran a partir de unos 45 m de altitud (Fig. 2). La sedimentación en relación con las llanuras de inundación del río Guadiana y afluentes de éste en su margen oriental (estero de La Nao y regajo de La Hoya) completan el registro estratigráfico cuaternario.

La cobertera triásica de Ayamonte

En Ayamonte se localizan los afloramientos más orientales de la cuenca del Algarve. La cobertera mesozoica se puede observar a lo largo de algo más de 4 km al este del río Guadiana, en los márgenes del estero de La Nao (Fig. 2). Dichos afloramientos se extienden en la dirección OSO-ESE, y quedan cubiertos por los sedimentos pliocenos y holocenos.

La secuencia sedimentaria triásica se inicia con sedimentos típicos de medios sedimentarios continentales o costeros, esencialmente de naturaleza detrítica, y están formados por areniscas rojas y niveles de microconglomerados (Fig. 3). Hacia techo transicionan a margas, calizas y dolomías junto con rocas volcánicas básicas (basaltos más o menos alterados) y rocas volcánico-sedimentarias. Una uni-

dad de brechas calcáreas constituye la parte superior de la secuencia mesozoica (Fig. 3).

Los tramos inferiores detríticos se pueden correlacionar con la Formación Areniscas de Silves. Los tramos superiores carbonatados junto al margen oriental del río Guadiana tienen fauna característica del Triásico Superior. En dichos materiales se han observado diversos tipos de bivalvos, entre los que destacan los géneros *Trigonodus* e *Isocyprina*; y gasteópodos, entre otros: el género *Coelostylina* y la familia *Mathildidae*. Estos niveles calcáreos se debieron de acumular en medios sedimentarios relativamente restringidos y evidencian unas condiciones de depósito muy someras de acuerdo con la asociación de fósiles descrita.

Por otra parte, destaca la existencia de rocas volcánicas intercaladas en la serie sedimentaria. La actividad ígnea produjo una variedad importante de rocas volcánicas, donde adquiere especial protagonismo por su volumen, la existencia de cuerpos ígneos con geometría de *sills* de composición básica (Fig. 3). También se generaron otros cuerpos de forma globular, además de diferentes tipos de rocas volcánicas, con fragmentos angulares de tamaño métrico a centimétrico. Junto con estas rocas, se reconocen niveles arcillosos y margosos laminados, dando lugar a importantes cambios laterales de facies. Esta importante actividad

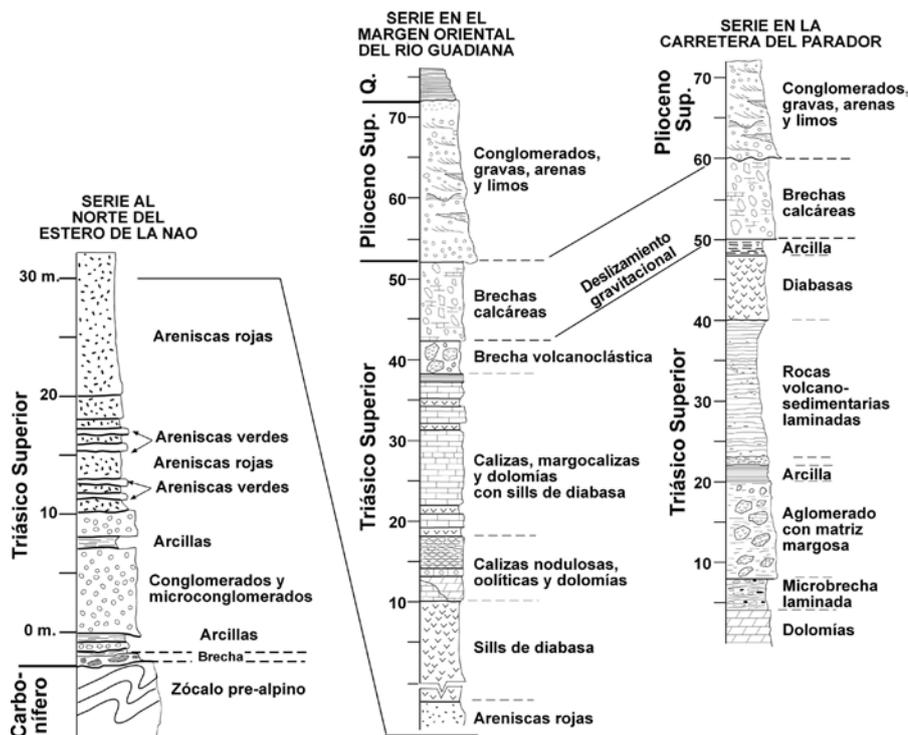


Fig. 3.- Columnas litológicas levantadas en el margen oriental del río Guadiana y en las proximidades del estero de la Nao (Ayamonte).

Fig. 3.- Lithological columns on the eastern margin of the Guadiana river and in the vicinity of the estero de la Nao (Ayamonte).

volcánica sugiere la existencia de fracturas que canalizarían los magmas básicos hasta la cuenca triásica dando lugar, en ocasiones, a erupciones freatomágmatas. Sobre las rocas volcánicas se encuentra sistemáticamente un paquete de brechas calcáreas.

Estilo tectónico de la cobertera triásica

La cobertera sedimentaria triásica se dispone a lo largo de la dirección N070°E, aproximadamente. En los tramos inferiores de la misma los buzamientos son del orden de 40° SE (Fig. 2). En los materiales carbonatados y volcansedimentarios (tramo superior) los buzamientos son del orden de 10° SE (o subhorizontales). Fallas normales lítricas con buzamientos de componente noroeste podrían haber producido el basculamiento de las areniscas hacia el SE. Los datos cartográficos sugieren que se trataría de un paleorrelieve formado por sistemas de *semigraben*, controlados por fallas de orientación ENE-OSO.

Las principales estructuras tectónicas que afectan a la cobertera mesozoica son fallas extensionales de geometría planar o lítrica (que cortarían también al zócalo). En los niveles detríticos inferiores, formados por areniscas rojas y microconglomerados, las fallas tienen

una simetría ortorrómbica. En los niveles superiores de composición esencialmente carbonatada con intercalaciones de rocas volcánicas es frecuente observar fallas conjugadas formando sistemas de *horst-graben* a diferentes escalas en el propio afloramiento (García-Navarro *et al.*, 2005). Dichas fallas producen basculamientos locales de varias decenas de grados. Por otra parte, y completando la descripción anterior, se ha podido constatar la existencia de fallas sinsedimentarias de geometría lítrica, que condicionan las variaciones de espesor de los estratos a escala métrica (Fig. 4). Fallas posteriores (Jurásico Inferior - Medio?, véase García-Navarro *et al.*, 2005) como las que se reconocen en las cercanías del Parador Nacional de Ayamonte, basculan fallas anteriores y reorientan la estratificación con buzamientos que pueden alcanzar unos 30° hacia el NO (Fig 4). Efectivamente, es posible observar una deformación extensional progresiva en la que los primeros sistemas de fallas quedan basculados por fallas más modernas. El estilo estructural de la cobertera triásica es una disposición tabular de una secuencia multicapa en la que se propagan fallas de despegue que se enraízan en las propias superficies de estratificación. Es frecuente la formación de pliegues de arrastre y estructuras del

tipo *roll-over* en el bloque de techo de zonas de fallas con orientaciones NE-SO y NO-SE, véase la figura 4 (cf. García-Navarro *et al.*, 2005). El estilo tectónico que resulta en algunas transversales recuerda las geometrías de alta extensión. Por otra parte, otro rasgo característico de la parte alta de la cobertera sedimentaria es la importante tectonización en la base de las brechas calcáreas, que de manera tentativa se podría relacionar con un deslizamiento gravitacional asociado a la tectónica sinsedimentaria.

Dos tensores de esfuerzos han sido determinados en los materiales de esta cobertera sedimentaria, de tal manera que para las fracturas sinsedimentarias del Triásico Superior la dirección del eje de mínima compresión (σ_3) se orienta NE-SO, mientras que para las fallas más modernas del Mesozoico (Jurásico Inferior - Medio?) de Ayamonte la orientación de σ_3 varía entre NO-SE y NNO-SSE (García-Navarro *et al.*, 2005).

Cobertera neógena de la cuenca del Guadalquivir

A partir de unos 45 m de altitud, los sedimentos neógenos detríticos de la cuenca del Guadalquivir (posiblemente Plioceno superior) cubren a las rocas mesozoicas y paleozoicas. La atribución al Plioceno obedece a criterios cartográficos regionales. Dichos materiales, en el área estudiada, están representados por una unidad sedimentaria de 25-30 m de espesor que aflora en las partes más altas de los relieves a uno y otro lado del estero de la Nao (Fig. 2). Desde el punto de vista litológico, la unidad neógena está formada por gravas, conglomerados, arenas de tamaño de grano grueso y niveles de arcilla intercalados que se corresponden con depósitos continentales de tipo aluvial y de ladera. En la estructura interna de esos materiales destaca la existencia de paleocanales y laminaciones cruzadas de alto ángulo a gran escala. Las paleocorrientes indican una dirección del transporte sedimentario hacia el SE.

Tectónica reciente

Los sedimentos del Plioceno superior de la cuenca del Guadalquivir forman discretos afloramientos de sedimentos colgados con geometría en cuña, que se relacionan con la actividad tectono-sedimentaria del borde de la cuenca de

antepaís. La paleosuperficie topográfica previa al Cuaternario muestra también evidencias de carstificación en algunos niveles calcáreos.

El encajamiento cuaternario del río Gadiana y su afluente (Regajo de la Hoya que atraviesa el estero de la Nao) permite ilustrar el levantamiento del borde externo de la cuenca del Guadalquivir en este sector; y estimar que la elevación ha sido del orden de 70 metros (Figs. 2 y 4). En algunas zonas, como ocurre en los cerros al norte de Ayamonte, el relieve ha quedado invertido, pues en las partes más altas de los mismos están los sedimentos neógenos de la cuenca del Guadalquivir, rodeados por el basamento de dicha cuenca.

Los sedimentos pliocenos están afectados por fallas que se orientan NE-SO y NO-SE. Ambas familias de fallas han sido activas posiblemente al final del Neógeno (Figs. 2 y 4). Las fallas extensionales mesozoicas se encuentran cortadas y desplazadas por estas fallas recientes. Predominan las fallas de dirección NE-SO de tipo extensional, con buzamientos altos y generalizados hacia el SE. En la figura 4 se observa una zona de falla de alto ángulo que debió de ser activa durante el Plio-Cuaternario dado que afectó a sedimentos atribuidos a dicho tiempo geológico. Fallas similares a la descrita se observan en distintas zonas de la región estudiada y se relacionan con la terminación occidental de la Cuenca del Guadalquivir.

Conclusiones

La cobertera mesozoica en Ayamonte puede datarse como Triásico Superior, de acuerdo con las asociaciones de fósiles (típicas de esta edad) que se encuentran en sus tramos carbonatados; y evidencia unas condiciones de depósito muy someras en medios sedimentarios relativamente restringidos. El registro sedimentario se relaciona con una transgresión asociada a una tectónica extensional (o transtensional) contemporánea con un vulcanismo básico, que marca el inicio de una etapa de *rifting* en el sur de la península ibérica.

La zona de Ayamonte constituyó un umbral paleogeográfico de orden mayor durante el Triásico Superior - Jurásico y representó la frontera entre la cuenca del Algarve (cuenca proto-Atlántica) y el dominio del Tethys Occidental.

Durante el Plioceno - Cuaternario la zona de Ayamonte es especialmente activa. El diseño del borde de la cuenca del Guadalquivir estuvo condicionado por la reactivación de fallas normales, orientadas principalmente NE-SO. Dichas fallas controlaban el desarrollo de importantes abanicos aluviales (actualmente desconectados de su área fuente) donde dominaban los aportes desde el NO al SE. Las fallas extensionales plio-cuaternarias deben estar localizadas en dominios discretos de fracturación a escala cortical simultánea con la flexión regional del borde septentrional de la cuenca del Guadalquivir hacia el sureste.

Agradecimientos

Es una contribución a los proyectos de investigación: CGL2013-46368-P, PGC2018-100914-B-I00 y CGL2015-66835-P. Grupo de Investigación RNM276 de la Junta de Andalucía y el Centro Científico Tecnológico de la Universidad de Huelva. Los autores agradecen la revisión crítica del manuscrito original realizada por el Dr. Carlos Liesa y otro revisor anónimo.

Referencias

García-Navarro, E., Fernández, C. y Camacho, M.A. (2005). *Geodinamica Acta* 18, 131-144.

Manuppella, G. (Coord.) (1992). *Carta geológica da região do Algarve, escala 1/100.000 y Noticia explicativa*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 15 p.

Martins, L., Madeira, J., Youbi, N., Munhá, J., Mata, J. y Kerrich, R. (2008). *Lithos* 101, 102-124.

Mcintyre, R.M. y Berger, G.W. (1982). *Lithos* 15, 133-136.

Miranda, R., Valadares, V., Terrinha, P., Mata, J., Azevedo, M.R., Gaspar, M., Kullberg, J. y Ribeiro, C. (2009). *Cretaceous Research* 30, 575-586.

Ramos, A., Fernández, O., Terrinha, P. y Muñoz, J.A. (2016). *International Journal of Earth Sciences* 105, 1663-1679.

Terrinha, P. (1998). *Structural geology and tectonic evolution of the Algarve Basin, South Portugal*. Tesis Doctoral, Imperial College of London, 430 p.

Terrinha, P., Rocha, R., Rey, J., Cachão, M., Moura, D., Roque, C., Martins, L., Valadares, V., Cabral, J., Azevedo, M.R., Barbero, L., Clavijo, E., Dias, R.P., Gafeira, J., Matias, L., Madeira, J., Marques da Silva, C., Munhá, J., Rebêlo, L., Ribeiro, C., Vicente, J. y Youbi, N. (2006). *A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica*. *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. (R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha y J.C. Kullberg, Eds.). Univ. de Évora, 418 p.

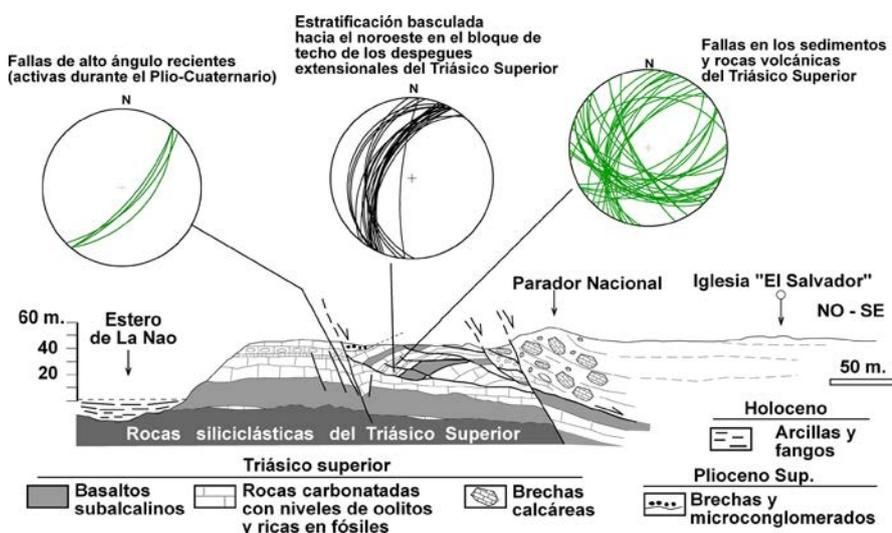


Fig. 4.- Corte geológico en el margen oriental del río Gadiana, en las proximidades del Parador Nacional de Ayamonte (ver localización en la figura 2).

Fig. 4.- Geological cross section on the eastern margin of the Gadiana river, in the vicinity of the "Parador Nacional" of Ayamonte (see location in Figure 2).

Reconstrucción de las áreas fuente de polvo eólico depositado en el drift contornítico asociado al monte submarino Villa de Djibouti (mar de Alborán)

Reconstruction of the source areas for the aeolian dust deposited in the contourite drift associated with the submarine seamount Djibouti Ville (Alboran Sea)

Nieves López-González¹, Belén Alonso², David Casas³, Carmen Juan², Gemma Ercilla², Graziella Bozzano⁴, Isabel Cacho⁵, Desirée Palomino¹, Patricia Bárcenas¹, Elia d'Acremont⁶, Christian Gorini⁶ y Bouchta El Moumni⁷

¹ Instituto Español de Oceanografía (IEO), C.O. Málaga, 29640 Fuengirola, Málaga, Spain; nieves.lopez@ieo.es, desiree.palomino@ieo.es, patricia.barcenas@ieo.es

² Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, 08003 Barcelona, Spain; belen@icm.csic.es, gemma@icm.csic.es, carmen.juanval@gmail.com

³ Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 28003 Madrid, Spain; d.casas@igme.es

⁴ Servicio de Hidrografía Naval, División Geología y Geofísica Marina, Buenos Aires, Argentina; grazi.hidro.gov.ar@gmail.com

⁵ Departamento de Dinámica de la Tierra y del Océano, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad de Barcelona, 08028 Barcelona, Spain; icacho@ub.edu

⁶ Sorbonne Universités, UPMC Univ. Paris 06, ISTEP and CNRS, UMR 7193, F-75005 Paris, France; elia.dacremont@upmc.fr, christian.gorini@upmc.fr

⁷ Université Abdelmalek ESSAADI, Doyen de la FP-Larache, Morocco; elmoumni@fpl.ma

ABSTRACT

The sedimentary record of the contourite drift associated with the Djibouti Ville seamount (Alboran Sea, western Mediterranean) has been studied to reconstruct the source areas of the aeolian dust from Late Pleistocene to Holocene. Three end-member grain-size distributions address for different aeolian populations (coarse EM1, silty EM2 and fine EM3). For these particles, the most probable source areas are the Saharan sedimentary basins and deserts as well as the cratonic basins of the Sahara-Sahel corridor, whose prevalence in the core record changes by the MIS 5 to MIS 4 transition. Some punctual sediment inputs from the seamount have been recognized during sea-level low-stand but there is no evidence for fluvial supply in the drift deposits.

Key-words: aeolian dust, contourite sediments, Djibouti Ville seamount, Alboran Sea.

RESUMEN

Se ha realizado el estudio del registro sedimentario del drift contornítico asociado al monte submarino Villa de Djibouti (mar de Alborán, Mediterráneo occidental) con el fin de reconstruir las áreas fuente de polvo eólico desde el Pleistoceno Superior al Holoceno. Se han podido diferenciar tres end-members (EM1 grueso, EM2 limoso y EM3 fino) que caracterizan la distribución granulométrica de las principales poblaciones de polvo eólico. Las áreas fuente más probables de estas partículas son las cuencas sedimentarias y los desiertos, así como las cuencas cratónicas del corredor Sahara-Sahel, cuya prevalencia en el registro sedimentario experimenta un cambio durante la transición de MIS 5 a MIS 4. Se han reconocido algunos aportes puntuales del monte coincidiendo con periodos de bajada del nivel del mar, pero no se han encontrado evidencias de aportes fluviales en los depósitos contorníticos.

Palabras clave: polvo eólico, sedimentos contorníticos, monte Villa de Djibouti, mar de Alborán.

Geogaceta, 67 (2020), 23-26
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 26/06/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción y localización

Los depósitos contorníticos (*drifts* y *moats*) son algunos de los principales rasgos sedimentarios formados por la influencia de las masas de agua mediterráneas en el mar de Alborán (Ercilla *et al.*, 2016). Las principales fuentes de aporte eólico al mar Mediterráneo se encuentran en el corredor Sahara-Sahel cuyas características composicionales varían en función de la zona (Moreno *et al.*, 2006). Este aporte eólico hacia el mar de Alborán ha sido estudiado en relación con las oscilaciones climáticas (Moreno *et al.*, 2005; Rodrigo-Gámiz *et al.*, 2011) pero en muy pocas ocasiones se ha relacionado

con sus áreas fuentes (Bout-Roumzeilles *et al.*, 2007).

El monte submarino Villa de Djibouti (Fig. 1) se localiza en la cuenca semiconfinada del mar de Alborán (sector occidental del Mediterráneo). Este monte está formado por afloramientos rocosos de carácter volcánico (Kenyon *et al.*, 2000) parcialmente cubiertos por una fina capa de sedimentos, cuya cima se encuentra a 230 m de profundidad. El monte está rodeado por canales y depósitos contorníticos. Entre 700 y 900 m de profundidad, en la zona suroeste del monte, se ha descrito un depósito o *drift* contornítico de tipo confinado (Palomino *et al.*, 2011). La interacción de las masas de agua me-

diterráneas intermedias con el fondo, a este rango de profundidad, es la responsable de la construcción de dicho depósito contornítico (Ercilla *et al.*, 2016). Hay que señalar la posible ausencia de sedimentos de origen fluvial en la zona de estudio, que puede estar relacionada con dos hechos principales: la posición relativamente aislada, respecto a los márgenes continentales, del *drift* asociado al monte submarino; y el secuestro del material procedente de los ríos por parte de las masas de agua atlántica y mediterráneas (Ercilla *et al.*, 2016).

Con estas premisas, el principal objetivo de este estudio es reconstruir las posibles áreas fuente de polvo sahariano

que se depositan en el *drift* contornítico asociado al monte submarino Villa de Djibouti, desde el Pleistoceno Superior al Holoceno, ya que la relación entre los resultados obtenidos y la reconstrucción paleoclimática de la zona de estudio parece indicar que los sedimentos depositados son principalmente de origen eólico, aunque es necesario realizar un estudio más detallado para confirmar dicha hipótesis.

Material y métodos

La reconstrucción del registro sedimentario del *drift* contornítico se ha realizado a partir de la caracterización multiparamétrica de un testigo de pistón (K3, 452 cm de longitud) tomado a 712 m de profundidad (Fig. 1). El modelo de edad de este testigo (Fig. 2B), se ha construido a partir de la curva de isótopos estables de oxígeno y 3 dataciones con radiocarbono del foraminífero *Globigerina bulloides*. El modelo se ha correlacionado con el registro isotópico del ODP Site 977 para el mar de Alborán (Martrat *et al.*, 2004).

Se ha realizado el análisis granulométrico de la fracción litogénica de 107 muestras, tomadas en intervalos de 3-8 cm, mediante Coulter LS 100, y se ha calculado la relación limo/arcilla. Las distribuciones de tamaño de grano obtenidas se han utilizado para realizar una modelación de *end-members* (Dietze *et al.*, 2012) con el fin de obtener las poblaciones genéticamente significativas que permitan explicar la variación del tamaño de las partículas del registro sedimentario. La variabilidad en la composición geoquímica (Al, Si, K, Ti, Fe, Zr, Rb, Sr, Y y Ca) de los sedimentos se ha estudiado a partir del análisis en continuo del testigo mediante un *Avaatech XRF core scanner*. A los resultados obtenidos se les ha aplicado un análisis clúster con el fin de agrupar los elementos de afinidad química similar. Además, se han calculado los índices Ti/Ca, para diferenciar la importancia relativa entre los aportes siliciclásticos y biogénicos, y K/Ti, para poder discernir entre las posibles fuentes de sedimentos litogénicos.

Resultados y discusión

Se han diferenciado tres facies principales: i) fango homogéneo, ii) fango moteado, y iii) limo y limo arenoso mo-

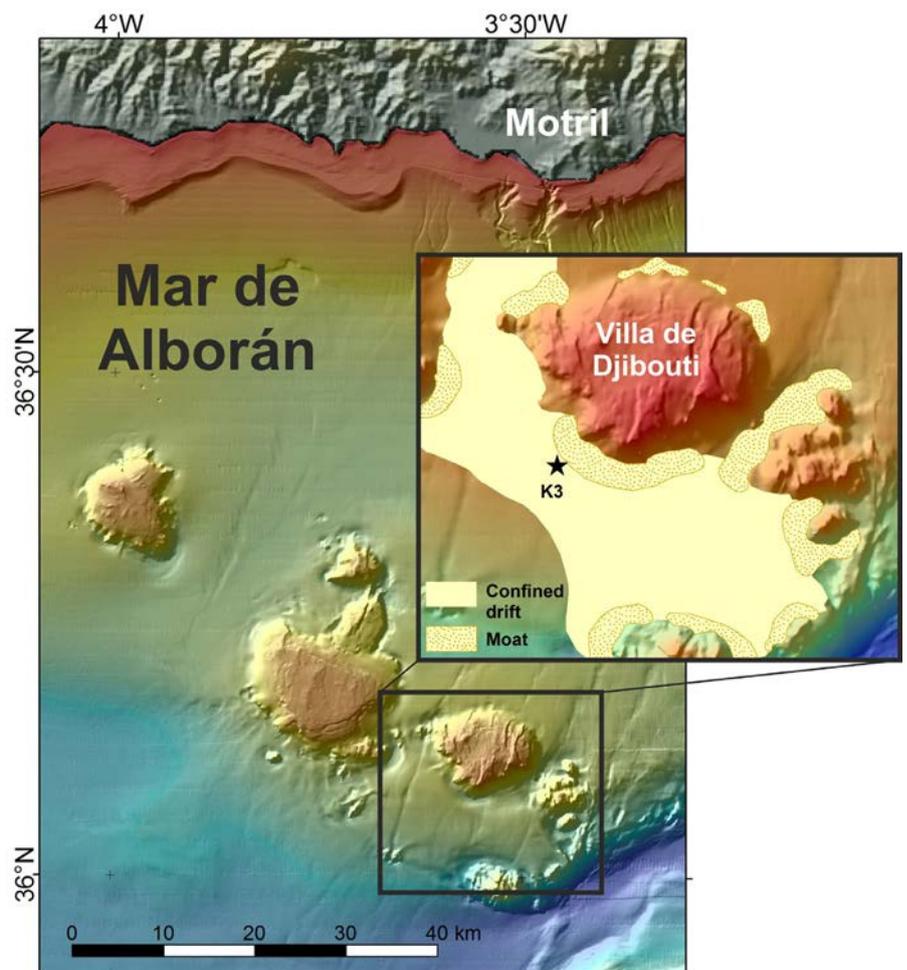


Fig. 1.- Localización de la zona de estudio y del testigo K3 (estrella) en el *drift* confinado (basado en Palomino *et al.*, 2011) asociado al monte submarino Villa de Djibouti. Ver figura en color en la web.

*Fig. 1.- Location of the study area and core K3 (star) in the confined drift (based on Palomino *et al.*, 2011) associated with the Djibouti Ville seamount. See color figure in the web.*

teado (Fig. 2A). En todos los casos se trata de sedimentos con un grado de selección muy pobre (3-5 μm) en los que la fracción gruesa está formada por foraminíferos (individuos y fragmentos) y fragmentos de bivalvos y ostrácodos. La sucesión vertical de estas facies forma secuencias grano-crecientes y grano-decrecientes que definen los patrones bigradacionales típicos de depósitos contorníticos.

La modelización de los *end-members* (EM) ha permitido establecer tres distribuciones de tamaño de grano principales en los sedimentos del *drift* (Fig. 2C). La más gruesa EM1 (media 36 μm y moda 47 μm) parece corresponder al "*large dust*" definido por Evans *et al.* (2004) procedente del norte de África y constituido principalmente por cuarzo, feldespato y ocasionalmente calcita y dolomita (Livingstone y Warren, 1996). Estas partículas suelen viajar en suspensión durante distancias relativamente cortas (20-100 km), aunque las tormentas fuertes pueden levantar estas partículas a grandes

alturas y transportarlas mucho más lejos. La distribución fina EM3 (media y moda 3 μm) equivaldría al "*small dust*" de Evans *et al.* (2004) que consiste, principalmente, en minerales de arcilla y otras partículas finas de cuarzo y feldespato (Livingstone y Warren, 1996) transportadas en suspensión en las capas altas de la atmósfera. Esta bimodalidad en las distribuciones eólicas parece estar más relacionada con los eventos que controlan la producción de partículas de polvo en el área fuente que con los procesos de transporte (Livingstone y Warren, 1996). El EM2 (media 9 μm y moda 12 μm) correspondería a una distribución de tamaño de grano intermedia o de *background* que sería transportado en condiciones medias. Además, el tamaño de grano de las diferentes distribuciones obtenidas permite inferir cambios en la energía del transporte eólico, ya que los vientos más energéticos pueden transportar partículas de tamaño más grueso desde el área fuente.

A partir del Análisis Cluster de la composición geoquímica de los sedimentos, se han establecido 4 grupos (C1 a C4) que se han interpretado en relación con sus posibles áreas fuente, principalmente relacionadas con el corredor Sahara-Sahel. El grupo litogénico-félsico C1 (definido por Si y K) parece estar relacionado con el polvo eólico procedente de la cuenca sedimentaria sahariana y las zonas desérticas. Estas zonas están caracterizadas por cuarzo y minerales de arcilla de composición félsica (Moreno *et al.*, 2006). Algunos estudios recientes en sedimentos marinos del Mediterráneo occidental, indican que estas arcillas son principalmente illita y caolinita, con cantidades menores de esmectita y palygorskita (Bout-Roumazeilles *et al.*, 2007). El grupo litogénico-máfico C2 (Sr, Ti, Y, Rb, Al y Zr) estaría asociado con el polvo eólico formado a partir de rocas ígneas y metamórficas de la cuenca cratónica sahariana (Moreno *et al.*, 2006). El grupo C3 estaría formado por el Fe proceden-

te del material volcánico retrabajado del monte submarino Villa de Djibouti (Kenyon *et al.*, 2000) y otros situados cerca de la zona (p. ej., isla de Alborán, cresta de Yusuf, monte Al Mansour). El grupo C4 estaría definido por el Ca, indicando la presencia de partículas de origen biogénico y/o detrítico (calcita y dolomita procedente de la zona atlántica africana, Moreno *et al.*, 2006).

El índice Ti/Ca se suele utilizar como indicador de aporte eólico, permitiendo identificar momentos de aridez continental e incrementos en la intensidad del viento. En el registro sedimentario del testigo K3 (Fig. 2E), se puede diferenciar un periodo con una tendencia general a presentar valores bajos (*Marine Isotope Stage*, MIS 5) y otro con valores más elevados (MIS 4 a 2), coincidiendo con el último periodo glacial. El índice K/Ti permite diferenciar áreas fuente de aporte litogénico, ya que el K suele concentrarse en feldespatos e illita, mientras que el Ti suele estar presente en minerales pesa-

dos, como el rutilo y la ilmenita. En el testigo K3 se observa una tendencia general a la disminución de este índice (Fig. 2F), aunque pueden identificarse dos comportamientos. Desde el final del MIS 6 hasta el MIS 3, se producen fluctuaciones aparentemente relacionadas con la alternancia de periodos interestadales y estadales. Sin embargo, el periodo estadal comprendido entre MIS 3 y MIS 2 se caracteriza por una tendencia plana, sin apenas variaciones, hasta que en MIS 1 se vuelve a producir un incremento en este índice.

Reconstrucción de las áreas fuente de sedimento eólico

La combinación de diferentes aproximaciones para caracterizar los sedimentos del *drift* contornítico asociado al monte Villa de Djibouti ha permitido realizar una reconstrucción de la posible variación de las áreas fuente de los sedi-

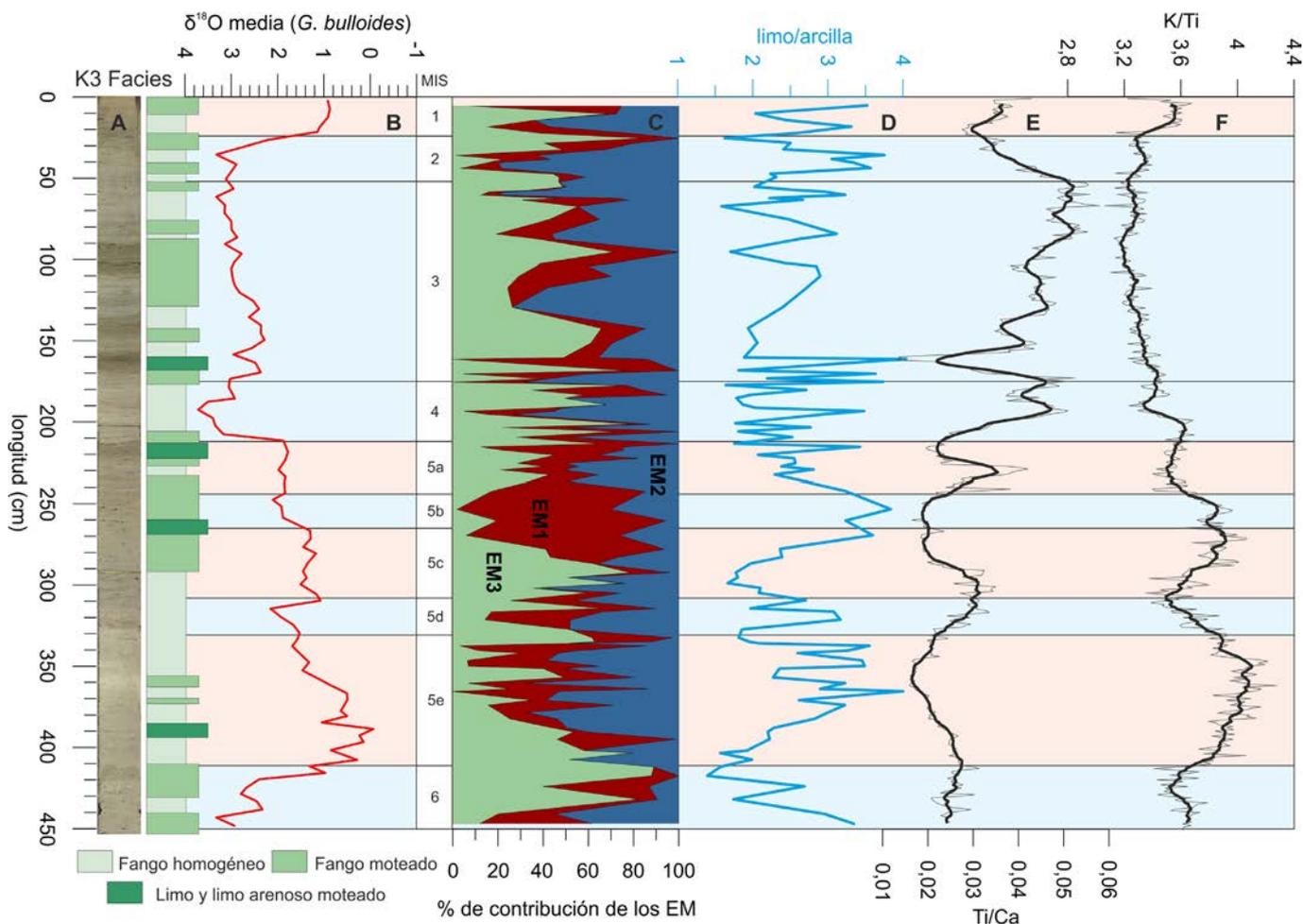


Fig. 2.- Análisis multiparamétrico del testigo K3, en el que se muestran las facies (A), el modelo de edad (B), los estadios isotópicos marinos (MIS), el porcentaje de contribución de los end-members (C), y las relaciones limo/arcilla (D), Ti/Ca (E) y K/Ti (F). Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Multiparametric analysis of the core K3 showing the facies (A), the age model (B), the Marine Isotope Stages (MIS), the % of end-member contribution, and the silt/clay (D), Ti/Ca (E) and K/Ti (F) ratios. See color figure in the web.

mentos eólicos depositados en la zona de estudio desde el Pleistoceno Superior hasta el Holoceno.

Durante el periodo interestadial MIS 5, el área fuente más probable para los sedimentos eólicos es la cuenca sedimentaria y las zonas desérticas saharianas (C1), tal y como indican las tendencias opuestas en los índices Ti/Ca (disminución) y K/Ti (aumento) coincidiendo con altos valores de la relación limo/arcilla y en EM1-EM2. Esto se puede relacionar con el predominio de partículas relativamente gruesas de polvo sahariano enriquecidas en K (p.ej., illita, silicatos de Na-K) como sugieren Scheuven *et al.* (2013). Este hecho parece estar favorecido por la proximidad del área fuente debido a que nos encontramos en un contexto de alto nivel del mar (Waelbroeck *et al.*, 2002) y condiciones más húmedas, aunque la influencia del aporte fluvial no puede descartarse completamente.

Durante el MIS 4 se produce un importante cambio de área fuente del polvo eólico, como sugiere la brusca disminución en K/Ti coincidiendo con un descenso del nivel del mar de unos 90 m por debajo del actual (Waelbroeck *et al.*, 2002). Durante este periodo se observa un aumento brusco en las relaciones Ti/Ca y limo/arcilla, así como en EM2, lo que apunta a que la posible área fuente de sedimentos en el *drift* sea una mezcla del polvo procedente de la cuenca cratónica sahariana (C2) y el material reabajado del monte (C3), como resultado de la intensificación de las corrientes durante este periodo.

Durante el último periodo glacial (del MIS 4 al MIS 2) el índice K/Ti disminuye aunque se mantiene relativamente constante, mientras que el Ti/Ca aumenta significativamente. Esto se ha interpretado como la intensificación de la circulación atmosférica y de los vientos del oeste, relacionados con valores positivos del índice NAO (*North Atlantic Oscillation*), que favorecen el establecimiento de condiciones áridas en el Mediterráneo

y norte de África (Moreno *et al.*, 2005) y el transporte de polvo sahariano al mar de Alborán. Por tanto, el área fuente más probable para estas partículas es la cuenca cratónica sahariana (C2), así como el material reabajado del monte submarino (C3) debido a que nos encontramos en un contexto de descenso del nivel del mar que favorece la intensificación de las corrientes de fondo y la erosión.

El breve registro en el testigo de los sedimentos Holocenos (MIS 1) apunta a un retorno a las condiciones interestadiales, caracterizadas por un aumento en K/Ti, limo/arcilla, EM1-EM2 y una disminución en Ti/Ca.

Conclusiones

Los sedimentos eólicos depositados en el *drift* contornítico proceden de dos fuentes principales del corredor Sahara-Sahel, la cuenca sedimentaria y la cuenca cratónica saharianas. Se produce un importante cambio del área fuente durante el paso de condiciones interestadiales (MIS 5) a estadiales (MIS 4) con la contribución puntual de los depósitos reabajados del monte Villa de Djibouti durante el descenso del nivel del mar.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos MONTERA (CTM2009-14157-C02), SAGAS (CTM2005-08071-C03-02/MAR) y FAUCES (CTM2015-65461-C2-R) y por los fondos FEDER. Agradecemos las revisiones de Pilar Mata y de un revisor anónimo que han ayudado a mejorar la calidad de este trabajo.

Referencias

Bout-Roumzeilles, V., Combourieu-Nebout, N., Peyron, O., Cortijo, E., Landais, A. y Masson-Delmotte, V. (2007). *Quaternary Science Reviews* 26, 3197-3215.

Dietze, E., Hartmann, K., Diekmann, B.,

Ijmker, J., Lehmkuhl, F., Opitz, S., Stauch, G., Wünnemann, B. y Borchers, A. (2012). *Sedimentary Geology* 243-244, 169-180.

Ercilla, G., Juan, C., Hernández-Molina, F.J., Bruno, M., Estrada, F., Alonso, B., Casas, D., Farran, M., Llave, E., García, M., Vázquez, J.T., d'Acremont, E., Gorini, Ch., Palomino, D., Valencia, J., El Moumni, B. y Ammar, A. (2016). *Marine Geology* 378, 157-170.

Evans, R.D., Jefferson, I.F., Kumar, R., O'Hara-Dhand, K. y Smalley, I.J. (2004). *Journal of African Earth Sciences* 39, 81-87.

Kenyon, N.H., Ivanov, M.K., Akhmetzhanov, A.M. y Akhmanov, G.G. (2000). *Multidisciplinary Study of Geological Processes on the North East Atlantic and Western Mediterranean Margins IOC Technical Series 56*, UNESCO, 136 p.

Livingstone, I. y Warren, A. (1996). *Aeolian Geomorphology: an Introduction*. Longman, Harlow, 211 pp.

Martrat, B., Grimalt, J.O., López-Martínez, C., Cacho, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J.H. y Hodell, D.A. (2004). *Science* 306, 1762-1765.

Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sánchez-Goñi, M.F., Shackleton, N.J. y Sierro, F.J. (2005). *Quaternary Science Reviews* 24, 1623-1636.

Moreno, T., Querol, X., Castillo, S., Alastuey, A., Cuevas, E., Herrmann, L., Mounkaila, M., Elvira, J. y Gibbons, W. (2006). *Chemosphere* 65, 261-270.

Palomino, D., Vázquez, J.-T., Ercilla, G., Alonso, B., López-González, N. y Díaz-del-Río, V. (2011). *Geo-Marine Letters* 31, 465-479.

Rodrigo-Gámiz, M., Martínez-Ruiz, F., Jiménez-Espejo, F.J., Gallego-Torres, D., Nieto-Moreno, V., Romero, O. y Ariztegui, D. (2011). *Quaternary Science Reviews* 30, 2018-2034.

Scheuven, D., Schütz, L., Kandler, K., Ebert, M. y Weinbruch, S. (2013). *Earth-Science Reviews* 116, 170-194.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.-C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E. y Labracherie, M. (2002). *Quaternary Science Reviews* 21, 295-305.

El registro cuaternario sumergido de la Bahía de Cartagena (Murcia, España)

Underwater Quaternary record of the Cartagena Bay (Murcia, Spain)

Trinidad Torres¹, José E. Ortiz¹, Yolanda Sánchez-Palencia¹, Milagro Ros², Francisca Navarro³, Ignacio Manteca⁴, Ignacio López-Cilla⁵, Luis A. Galán⁵, Sebastián Ramallo², Tomás Rodríguez-Estrella⁴, Ana Blázquez⁶, Ángeles Gómez-Borrego⁷, Blanca Ruiz-Zapata⁸, María José Gil⁸ y Erwin Heine⁹

¹ Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular. E.T.S.I. Minas y Energía de Madrid, Universidad Politécnica de Madrid. C/ Ríos Rosas 21. 28003-Madrid. trinidad.torres@upm.es, joseeugenio.ortiz@upm.es, yolanda.sanchezpalencia@upm.es

² Departamento de Prehistoria, Arqueología, Historia Antigua, Historia Medieval y Ciencias y Técnicas Historiográficas, Universidad de Murcia. C/ Santo Cristo, 1. 30001-Murcia. mlaros@um.es, sfra@um.es

³ Departamento de Geografía, Universidad de Murcia. C/ Santo Cristo, 1. 30001-Murcia. franaheer@um.es

⁴ Departamento de Ingeniería Minera, Geológica y Cartográfica, Universidad Politécnica de Cartagena. Paseo Alfonso XIII, 52. 30203-Cartagena. nacho.manteca@upct.es, tomas.rodriguez@upct.es

⁵ Departamento de Infraestructura Geocientífica y Servicios, IGME. C/Ríos Rosas 23. 28003-Madrid. lgalan@igme.es, i.lopez@igme.es

⁶ Instituto Universitario de Medio Ambiente y Ciencias Marinas, Universidad Católica de Valencia. C/Guillem de Castro, 94. 46001-Valencia. ana.blazquez@uv.es

⁷ Instituto Nacional del Carbón (INCAR- CSIC), Apdo. 73, 33080 Oviedo, angeles@incar.csic.es

⁸ Facultad de Ciencias. Universidad de Alcalá de Henares. 28805-Alcalá de Henares. blanca.ruiz@uah.es, mjose.gil@uah.es

⁹ University of Natural Resources and Applied Life Sciences. Peter Johan Str. 82. 1190-Viena, Austria. erwin.heine@boku.ac.at

ABSTRACT

A new borehole was drilled at the end of the Cartagena Bay. The twofold aim of this operation was to obtain insights into the ancient Roman city seafront, and to establish its chronostratigraphy and paleoenvironmental evolution. A continuous 30 m long core (E3) was drilled and sampled with high resolution. The sediments of the lower part (30-11.3 m) with predominant brown colour indicating oxidizing conditions, the brackish-water fauna (*Cerastoderma glaucum*/*Cyprideis torosa*) and mud/sand dominance, allow to interpret the sedimentary environment as formed in a coastal mud flat linked to an alluvial fan. Consistent AAR dating ages reveal that the whole MIS5 record is included. The upper part of the record (11.3-3.0 m), which belongs to MIS 1, is made of black muddy sand and gravel. It appears a high diversity of marine mollusk species mostly in juvenile stage of development. This represents a complex environment: a "cul-d-sac" at the protected end of the bay where plant debris accumulated, being intruded by alluvial inputs. A growing continental influence likely occurred at the top.

Key-words: paleoenvironmental reconstruction, amino acid racemization, MIS5, Holocene, coastal mud flat.

Geogaceta, 67 (2020), 27-30
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Desde 2012 la Universidad de Murcia y la Universidad Politécnica de Cartagena desarrollaron los proyectos Arqueotopos I y II que tenían como fin último obtener una reconstrucción paleogeográfica de la Bahía de Cartagena durante tiempos antiguos (8000-2000 cal. años BP), especialmente en la época de su conquista por las tropas del cónsul romano Publio Cornelio Escipión (Manteca *et al.*, 2017; Torres *et al.*, 2018).

Sin embargo, el conocimiento del registro Holoceno de la Bahía de Cartagena es incompleto. En tiempos históricos la bahía de Cartagena era uno de los más importantes anclajes en el Mediterráneo. El conocimiento de sus ventajas llevó a que fuera considerado un anclaje seguro hasta nuestros días. Estas ventajas implicaron que las sucesivas mejoras del calado admisible acabaran por alterar profundamente el registro sedimentario del Holoceno. Para analizar estas modificaciones, en 2018 se per-

RESUMEN

Se perforó un sondeo de 30 m en la Bahía de Cartagena. El doble objetivo del mismo fue obtener datos sobre el antiguo frente marítimo de la ciudad romana y establecer la cronoestratigrafía y evolución paleoambiental. El sondeo (E3) se muestreó con alta resolución. Los sedimentos de la parte inferior (30-11,3 m) con predominio de colores marrones que indican condiciones oxidantes, la fauna de aguas salobres (*Cerastoderma glaucum*/*Cyprideis torosa*) y la sedimentación dominada por fangos y arenas, permiten interpretar el medio sedimentario estudiado como una llanura fangosa costera ligada a un abanico aluvial. Las edades AAR obtenidas revelan que todo el MIS5 está incluido en el registro. La parte superior (11,3-3,0 m), correspondiente al MIS 1, consiste en fangos orgánicos negros con arena y grava. Aparece una amplia diversidad de moluscos marinos en estadios juveniles de desarrollo. Todo esto representa el "cul de sac" de una bahía protegida donde se acumulaban restos vegetales, periódicamente afectada por llegadas de detriticos aluviales. Existe una somerización a techo del depósito.

Palabras clave: reconstrucción paleoambiental, racemización de aminoácidos, MIS5, Holoceno, llanura fangosa costera.

Fecha de recepción: 27/06/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

foró un sondeo en la calle de la Arena, denominado E3. Ahora se publica su bio y cronoestratigrafía que constituirían el trabajo nuclear de investigaciones específicas en curso.

Situación geográfica y geomorfológica

En la zona de Cartagena (Fig. 1) se pueden distinguir cuatro dominios geomorfológicos:

- Hacia el norte, se encuentra El Almar-

jal, una depresión endorreica, aunque con efímeros momentos de conexión con el mar. También recibió aportes de agua y sedimentos de las ramblas de Benipila, el Hondón y Saladillo. Su cuenca de drenaje es de 7,5 km² (Conesa y García-García, 2003). La fauna tiene carácter pauciespecífico, dominada por *Cerastoderma glaucum* Poiret y *Cyprideis torosa* Jones (Torres *et al.*, 2018). El abanico aluvial de La Concepción jugó un papel importante en la evolución holocena de la rambla de Benipila.

- Desde la desembocadura de la rambla de Benipila -mar de Mandarache hacia el sur se abre la bahía que, en su extremo norte, se apoya en el cerro del Molinete, que alberga los restos de las ciudades antiguas (cartaginesa y romana) y constituiría el "frente marítimo" durante el Holoceno (sondeo E3).

- Los márgenes de la bahía son acantilados, interrumpidos por las bahías de Algameca Grande y Algameca Chica en el borde occidental y la de Escombreras en el oriental. Los materiales más antiguos son filitas, dolomías y calizas del Complejo Alpujárride, fuertemente afectados por la Orogenia Alpina (Gordillo *et al.*, 1976; Dumas, 1977). También hay materiales detríticos del Neógeno (Rodríguez Estrella *et al.*, 2011). La morfología de la zona está condicionada por fallas alpinas, de las que las de mayor entidad son las de Cartagena-La Unión y la de Benipila. Rejugos neotectónicos afectan al entorno del Cerro del Molinete y a los rellenos holocenos que lo fosilizan (Torres *et al.*, 2018). También condicionaron el desarrollo de la Cueva de los Aviones (Rodríguez-Estrella y Montes, 1985).

- Paleoplayas en el entorno de la bahía de Escombreras con *Persistrombus latus* (Lamarck) y en la base de los sondeos de la zona de El Almarjal del MIS5 y eolianitas del MIS4 (Torres *et al.*, 2018). A techo de estos depósitos aparecen fangos orgánicos del Holoceno y, presumiblemente, en la zona de la bahía ya bajo el agua.

Material y métodos

El sondeo E3 (37°35'59,4"N/0°59'15,3"/7 m s.n.m) se perforó a rotación con varillaje simple y alcanzó una profundidad final de 30 m. Los testigos se envolvieron en lámina de aluminio y se almacenaron en la cámara húmeda de la empresa perforadora (Horysu)

y, posteriormente, en la del Instituto Geológico y Minero de España donde permanece almacenada la mitad del mismo. De la otra mitad, la parte rica en materia orgánica (Holoceno) se muestreó con alta resolución, cada 3 cm. Las muestras obtenidas fueron destinadas para DRX, FRX, susceptibilidad magnética, Palinología, CHN y biomarcadores, entre otros análisis. En el tramo de colores oxidados se tomaron muestras a intervalos de 20 cm.

Sedimentología y paleontología

Las muestras se dejaron secar a temperatura ambiente y se dispersaron en agua y tamizaron a 63 µm para determinar la cantidad de matriz (%), estudiar a la lupa la fracción arena y la

macro y microfauna.

En esta comunicación se presentan los resultados de la estratigrafía, sedimentología y macropaleontología ya que los restantes análisis están en curso.

Racemización de aminoácidos

Las muestras estudiadas estaban constituidas por valvas de la especie *C. torosa*. Los ostrácodos se limpiaron en agua en un baño de ultrasonidos y se seleccionaron empleando una lupa binocular Wild. Se prepararon y analizaron en el Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular de la E.T.S.I. Minas de Madrid. El análisis se realizó en un cromatógrafo de líquidos de altas prestaciones (HPLC-1100) con detector de fluorescencia y columna hypersil BDS C18.



1.-El Armarjal, 2.-Abanico aluvial de la Concepción, 3.-El Molinete, 4.-Rambla Benipila, 5.-Mar de Mandarache, 6.-Algameca grande, 7.-Algameca chica, 8.-Cueva de los Aviones, 9.-Bahía de Escombreras.

Fig. 1.- Situación geográfica de la Bahía de Cartagena.

Fig. 1.- Geographical location of the Cartagena Bay.

Resultados

Cronología

Las relaciones D/L (dextrógiro/ levógiro) del ácido aspártico de los ostrácodos de los niveles estudiados se introdujeron en el algoritmo de cálculo de edad establecido por Ortiz *et al.* (2015) para muestras del Holoceno. Para muestras del Pleistoceno, se introdujeron los valores D/L Asp y D/L Glu en los algoritmos de Ortiz *et al.* (2004).

De acuerdo con los valores obtenidos aparecen dos conjuntos de edades claramente diferenciados (Fig. 2):

- En la parte inferior del sondeo (30-11 m) los materiales pertenecen al MIS5.
- Los 11 m superiores se depositaron durante el Holoceno (MIS1), aunque a techo tienen recubrimiento muy reciente.

Unidades estratigráficas

- Unidad D (0-320 cm; < 2000 años). Relleno reciente. La presencia de baldosas hidráulicas indicaría una antigüedad máxima de mediados del siglo XIX.
- Unidad C (320-366 cm; ¿histórico?). Fangos muy arenosos con helicidos, con color pardo rojizo (2.5 YR 3/4). No está datada, pero por su posición estratigráfica, podría ser histórica.
- Unidad B (366-1124 cm; 2400-7500 cal. años). Tramo compuesto por sedimentos muy ricos en materia orgánica con colores muy característicos que indican reducción (N0 a N6, localmente 10YR2/1). Predominan las arenas con grava y fango, seguidas de las arenas fangosas y las lutitas arenosas. Se observan grandes cantidades de moluscos marinos que presentan amplia diversidad específica. Abundan los restos vegetales, que van más allá de simples fitoclastos, ya que aparecen hojas, tallos, rizomas e incluso bolas de fibras (egagrópilas).

Se pueden diferenciar varias subunidades teniendo en cuenta el contenido paleontológico y la litología. En la figura 2 se indica la fauna a nivel de género. Por otra parte, muchos de los restos corresponden a individuos juveniles. Se diferenciaron seis subunidades:

- Subunidad B6 (564-366 cm). Arenas con baja proporción de matriz fangosa con diversidad de moluscos. Hay presencia de escamas y huesos de pez, así

como carbonos, semillas y abundancia de *C. torosa*.

- Subunidad B5 (740-564 cm). Está formada por fangos arenosos seguidos de arenas fangosas. Es notable la acumulación de fibras vegetales (fitoclastos). Aparece frecuentemente *Cyclichna*. Los restos de carbón son poco frecuentes. Aparecen ostrácodos marinos y salobres (*C. torosa*), así como foraminíferos bentónicos marinos (*Ammonia* muy rara).

- Subunidad B4 (820-740 cm). Fangos arenosos seguidos de arenas fangosas. Hay presencia discreta de fitoclastos, más abundantes hacia techo. La fauna es diversa y muy abundante.

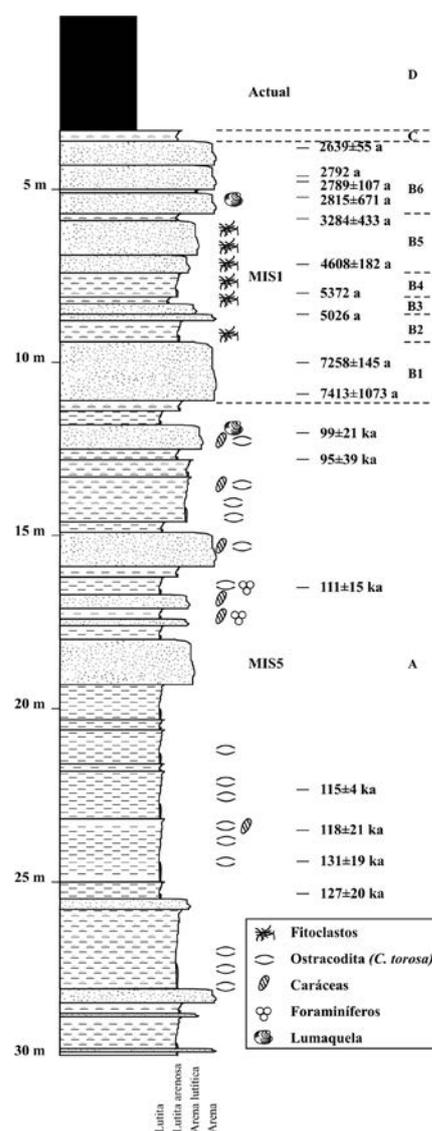
- Subunidad B3 (860-840 cm). Arenas fangosas seguidas de fangos arenosos. Existe una alta diversidad de moluscos y escasos fitoclastos. Hay niveles con presencia frecuente de yeso acicular. Abundan los ostrácodos y foraminíferos bentónicos.

- Subunidad B2 (940-860 cm). Fangos arenosos con nivel intercalado de gravas fangoso-arenosas. Abundan los restos vegetales y hay una importante diversidad de moluscos, pocos ostrácodos y foraminíferos.

- Subunidad B1 (1113-940 cm): arenas fangosas con bastante grava. Fauna marina abundante y diversa (Fig.2). Hay presencia frecuente de carbón, ostrácodos marinos y salobres (*C. torosa*), foraminíferos bentónicos, chelas de crustáceo, monoaxonas y algunos fitoclastos.

- Unidad A (1125-3000 cm; MIS 5). Predominan los fangos algo arenosos, seguidos en importancia por las arenas fangosas, arenas y gravas. Se caracteriza por su coloración amarillenta (10YR7/4, 7.5YR7/8, 7.5YR5/8 y 2.5YR3/4) que refleja su área fuente (arenas y fangos del Neógeno). La fauna fósil difiere totalmente de la de la unidad B: hay poca biodiversidad y, en muchos niveles, especialmente los de granulometría más gruesa, está ausente. En los tramos de fango la microfauna es más abundante, pero con baja biodiversidad.

Una de las características más notables es la presencia de niveles con abundancia de valvas bien preservadas y articuladas, de ejemplares adultos de *C. glaucum* (2500, 1230, 1125), aunque su presencia es constante a lo largo de todo el registro. Algo similar ocurre con el ostrácodo *C. torosa* que llega a constituir, por su abundancia, ostracoditas. Generalmente domina la asociación *C. glaucum*, *C. torosa*,



Dentalium (B2,3,4), *Alvania* (B5), *Bivonia* (B1,4,6), *Bolma* (B5), *Bulla* (B4,5), *Caecum* (B2,3,5), *Cerithium* (B1,5), *Cornus* (B5), *Cyclichna* (B1,2,3,4), *Fasciolaria* (B3), *Fissurella* (B5), *Gibberula* (B4), *Gibbula* (B5), *Granulina* (B1,2,3,5), *Hydrobia* (B1,6), *Jujubinus* (B4,5), *Mathilda* (B6), *Potamides* (B1,2,4,5,6), *Rissoa* (B2,3,4,6), *Scaphander* (B5), *Smaragda* (B1,4), *Truncatella* (B4), *Abra* (2,3), *Anomia* (B3), *Arca* (B1,2,3,5), *Barbatia* (B5), *Cerastoderma* (B1,6), *Gastrana* (B3,4), *Limaria* (B5), *Loripes* (B1,2,3,4), *Mytilaster* (B2,3,6), *Ostrea* (B2,3,5,6), *Parvicardium* (B2,3,4), *Ruditapes* (B6), *Scrobicularia* (B6).

Fig. 2.- Serie estratigráfica del sondeo E3 con la cronología. Se incluye la distribución de géneros en las subunidades de la unidad B.

Fig. 2.- Stratigraphic sequence of borehole core E3 with the chronology. We include the genera distribution in the subunits of B Unit.

Hydrobia ventrosa e *Hydrobia acuta*. Los elementos marinos son poco frecuentes si se exceptúa el tramo 2560-2500 cm, en el aparecen: *Mytilaster* sp., *Pirenella* (*Potamides*) *conica*, *Cerithium* sp., *Rissoa* sp. *Maetra* sp., *Abra tenuis*, *Donax* sp. *Ostrea* sp. y *Gastrana fragilis*.

Muchos de los elementos faunísticos solamente se determinaron a nivel de género, ya que predominantemente los individuos eran juveniles. Merece mención especial la presencia de abundantes ejemplares de *Parvicardium exiguum* (Gmelin) en dos intervalos del registro (1930-2010 cm y 2240-2300 cm).

Los foraminíferos bentónicos son frecuentes, en especial los miliólidos y rotálidos, aunque hay poca variación específica. Aparece con cierta frecuencia el microgasterópodo *Cyclichna*, que es su depredador.

La influencia continental está representada por oogonios de caráceas y gasterópodos terrestres.

Discusión

Interpretación ambiental

Unidad A

La granulometría, distribución de espesores y estado de oxidación de los depósitos, composición y facies, sitúa los depósitos datados en el MIS5 en una llanura fangosa costera surcada por canales que provienen del continente emergido (caráceas y helicidos). En ellos la fauna es escasa y poco diversa. En zonas de sombra de energía se depositan mayoritariamente fangos, que pueden mostrar laminación. La cercanía del mar se pone de manifiesto por la fauna de carácter eurihalino.

La coloración de los depósitos (oxidada) y la presencia de rizotúbulos ferrificados implica que la exposición aérea fue frecuente. Los fitoclastos no se preservaron.

Mención aparte merece el nivel que marca el techo de la unidad (1110 cm) en el que aparecen areniscas amarillas con abundante *C. glaucum*. Presenta una cementación única en todo el registro que podría ser resultado de una cementación vadosa que los protegió de la erosión y que tuvo lugar, al menos, durante el MIS4 (Torres *et al.*, 2018).

Unidad B

En la unidad B dominan los materiales detríticos (arena y grava) con abundante matriz, lo que sugiere que no se produjo lavado de finos. La matriz fangosa siempre es rica en materia orgánica, lo que implica fondos hipóxicos, en los que proliferó *Loripes lacteus*.

Los moluscos están bien preservados, con ejemplares articulados. Se interpreta la existencia de una bahía angosta a la que llegaban vegetales marinos transportados por las olas (*P. oceanica*) y vegetales terrestres arrastrados durante activaciones de las ramblas (semillas, carbones, y arena y grava). De hecho, en la desembocadura de la rambla de Benipila se desarrolló un delta de tipo Gilbert (Torres *et al.*, 2018). Hay escritos que describen que el Puerto de Galeras (Mar de Mandarache) quedaba relleno por "broza" arrastrada por las crecidas dificultando el amarre de galeras.

Las diferencias entre las subunidades podrán tener un origen climático o, más probablemente, deberse a cambios en la zona de acomodación de sedimentos. La subunidad B6, con abundancia de *C. torosa*, semillas y carbón, sugiere un cambio de salinidad por influencia de aguas continentales, que se hace más marcada en la subunidad B7.

Conclusiones

El sondeo E3 perforado en un solar de la calle Arena de Cartagena revela la existencia de dos unidades cronoestratigráficas principales bien diferenciables en el registro cuaternario de Cartagena, separadas por un prolongado hiato (entre MIS5 y MIS1).

La unidad inferior (A) se situó mediante racemización de aminoácidos en el MIS5 y las edades obtenidas permiten pensar que está completo. Esta unidad se depositó en una llanura costera predominantemente emergida y sometida a la acción fluvial. Escasos niveles con fauna pauciespecífica confirman episodios salobres con abundancia de *C. glaucum*.

La unidad superior (B) representa el Holoceno. Las dataciones por racemi-

zación de aminoácidos indican que la base de la transgresión no alcanzó este punto. Se definen siete subunidades depositadas en fondos hipóxicos, con abundante fauna de moluscos marinos, generalmente individuos juveniles. Se detectan aportes mixtos de materia vegetal: algas y restos de *Posidonia* flotados, y carbones vegetales y plantas terrestres arrastradas por canales que transportaron abundante arena y grava.

Agradecimientos

Este trabajo se ha financiado con el Proyecto Arqueotopos (HAR2017-85726-C2-2-P), del Ministerio de Economía y Competitividad. Agradecemos a la Dra. Juana Vegas y al Dr. Luis Somoza la revisión del trabajo.

Referencias

- Conesa, C. y García-García, E. (2003). *Boletín de la Asociación Española de Geografía* 35, 79-100.
- Dumas B. (1977). *Le Levant spagnol. La genese du relief*. Tesis Doctoral, Univ. de Paris, 520 p.
- Gordillo, A., Espinosa, J. y Marín, J.M. (1976). *Mapa Geológico de España 1:50000, hoja nº 977 (Cartagena) y memoria*. IGME, Madrid, 97 p.
- Manteca, J.I., Ros-Sala, M., Ramallo-Asensio, S., Navarro-Hervás, F., Rodríguez-Estrella, T., Cerezo-Andreo, F., Ortiz, J.E., Torres, T. y Martínez-Andreu, M. (2017). *Environmental Science and Pollution Research* 24, 10584-10603.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Delgado, A., Julià, R., Llamas, F.J., Soler, V. y Delgado, J. (2004). *Quaternary Science Reviews* 23, 717-730.
- Ortiz, J.E. Torres, T., Ramallo, S. y Ros, M. (2015). *Geogaceta* 58, 59-63.
- Rodríguez Estrella, T. y Montes R. (1985). En: *Actas I Reunión Cuaternario Ibérico* 1, 355-366.
- Rodríguez Estrella, T., Navarro, F., Ros, M., Carrión, J. y Atenza, J. (2011). *Quaternary International* 243, 231-248.
- Torres, T., Ramallo, S., Sánchez-Palencia, Y., Ros, M., Ortiz, J.E., Navarro, F., Cerezo, F., Rodríguez-Estrella, T. y Manteca, I. (2018). *The Holocene* 28, 879-874.

The lobe complex of the distal Almeria turbidite system: architecture and depositional history over the last 575,000 years

El complejo de lóbulo del sistema turbidítico distal de Almería: arquitectura e historia deposicional durante los últimos 575 000 años

Belén Alonso¹, Óscar Llamosa¹, Gemma Ercilla¹, Ferran Estrada¹, Carmen Juan¹, David Casas² and Juan Tomás Vázquez³

¹ Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Passeig Marítim de la Barceloneta, 37-49, Barcelona, Spain. e-mail: belen@icm.csic.es, oscarllamosa@gmail.com, gemma@icm.csic.es, carmen.juanval@gmail.com

² Instituto Geológico y Minero de España, La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid, Spain. e-mail: d.casas@igme.es

³ Instituto Español de Oceanografía, Málaga, Puerto Pesquero s/n, 2960 Málaga Spain. e-mail: juantomas.vazquez@ieo.es

ABSTRACT

This paper presents the stratigraphic architecture of the lobe complex (LC) of the distal Almeria turbidite system over the last 575 ka based on very high-resolution data (seismic parametric sub-bottom profiles, bathymetry and stable oxygen isotope core data). Its depositional architecture suggests the 575 ka oldest lobe represents a lobe system, which is essentially organized in vertical stacking of channel-levee/lobes. Their morpho-sedimentary characteristics point to: (i) this turbidite system roughly matches that of mixed sand-mud composition systems; and (ii) the lateral relocation of turbidites may be conditioned by factors such as the sediment load, the energy of gravity flows, related avulsion processes and the local morphological confinement. The detailed seismofacies analysis enabled the identification of channel-levee/lobes, mass-transport deposits and hemipelagites formed over the last 269 ka. Their lateral and vertical distribution suggests that an increased submarine canyon activity and mass-movements took place during lowstand stages (MIS 8, MIS 6, MIS 4 and MIS 2) whereas hemipelagic settling dominated during the highstand stages (MIS 7 and MIS 5).

Key-words: channelized lobes, mass-transport deposits, turbidites, Alboran Sea.

RESUMEN

Se presenta la arquitectura estratigráfica del complejo de lóbulo (LC) del sistema turbidítico distal de Almería de los últimos 575 ka basada en datos geológicos de muy alta resolución (perfiles sísmicos paramétricos, batimetría e isótopos estables de oxígeno). Su arquitectura deposicional sugiere que el lóbulo más antiguo (575 ka) está organizado por el apilamiento vertical de complejos de canal-dique/lóbulo. Sus características morfo-sedimentarias apuntan a: (i) su coincidencia con las de los sistemas mixtos de composición arena fangosa y que (ii) la reubicación lateral de los depósitos turbidíticos pudo estar condicionada por la carga de sedimento, la energía de los procesos gravitacionales, los procesos de avulsión y el confinamiento local. El análisis detallado de las sismofacies permite la identificación de lóbulos canalizados, depósitos de transporte en masa, y hemipelagitas formados durante los últimos 269 ka. Su distribución lateral y vertical sugiere que la actividad del cañón submarino y los movimientos en masa fueron mayores durante las etapas de bajo nivel del mar (MIS 8, MIS 6, MIS 4 y MIS 2) y la sedimentación dominante sería hemipelágica durante las etapas de alto nivel del mar (MIS 7 y MIS 5).

Palabras clave: lóbulos canalizados, depósitos de movimiento en masa, turbiditas, Mar de Alborán.

Geogaceta, 67 (2020), 31-34
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 0213-683X

Fecha de recepción: 1/07/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introduction

The present study is focused on the lobe complex (LC) of the distal Almeria turbidite system (ATS). It is located offshore Spain along the Almeria continental margin in the NE Alboran Sea (SW Mediterranean). The geological understanding of the ATS has benefited from progressive improvement of geophysical and deep-water sediment coring techniques (Alonso and Maldonado, 1992; Estrada *et al.*, 1997; Alonso and Ercilla, 2003, García *et al.*, 2006; Bozzano *et al.*, 2009; Juan *et al.*, 2016). However, the most recent evolution (late Quaternary) of the LC is not yet fully understood. This study presents a

chronostratigraphy of 575 ka of the LC, and its depositional history.

Geological setting

The Alboran Sea is a partially land-locked marine basin (approximately 150 km wide and 350 km long, Dillon *et al.*, 1980). Its regional active tectonic setting generates a complex seafloor physiography.

The ATS is mostly fed by the Andarax River. The architectural elements of the ATS consist of three tributary systems (Gata, Andarax and Dalías, García *et al.*, 2006), a long (60 km) and rectilinear submarine canyon with a sinuous to meandering thalweg (Fig. 1). The canyon evol-

ves into a channel-levee complex at the base-of-slope (~ 1200 m deep) extending to 1600 m in depth (Alonso and Ercilla 2003). At a depth of about 1600 m, the LC begins to develop where the overbank of Almeria channel widens and the main leveed channel branches into distributary channels and distal fringes. This lobe extends to the Eastern Alboran Basin (1950 m deep; Fig. 1).

Data and methods

The data used consist of multibeam bathymetry, very high-resolution seismic sub-bottom profiles (parametric sub-bottom profiling systems Kongsberg Topas and Atlas Parasound), and ODP Site

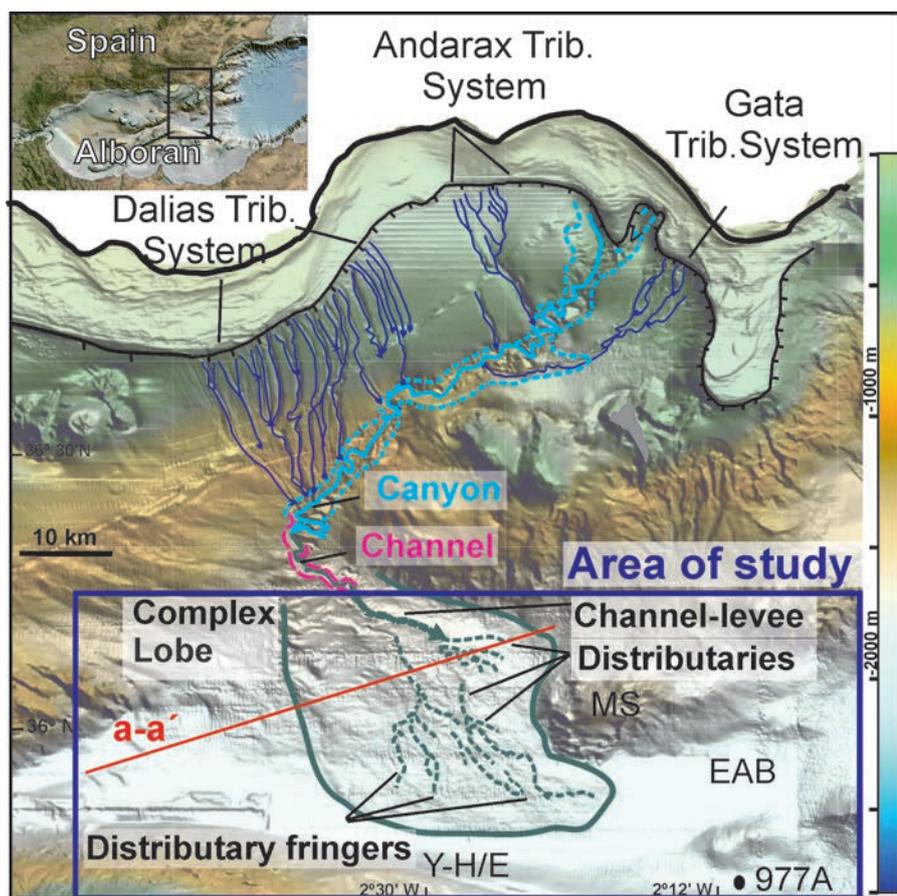


Fig. 1.- Bathymetric map of the Almería margin showing the area of study, the main architectural elements of the ATS and location of ODP Site 977 (modified from Ercilla *et al.*, 2019). The red line refers to the location of Topas profile in figure 3. EAB: Eastern Alboran Basin, Y-H/E: Yusuf-Habibas Scarpment, MS: Maimonides Seamount, Trib.: Tributary.

*Fig. 1.- Mapa batimétrico del margen de Almería mostrando el área de estudio, los elementos arquitecturales del ATS y la localización del sondeo de ODP 977 (modificado de Ercilla *et al.*, 2019). La línea roja corresponde a la situación del perfil de Topas de la figura 3. EAB Cuenca oriental de Alborán, Y-H/E Escarpe de Yusuf-Habibas, MS Monte de Maimonides, Trib. Tributario.*

977 (de Kaenel *et al.*, 1999). Global Mapper GIS, IHS Kingdom Suite and previous measurements (oxygen isotopes and age dating) of this site were used.

Results

Seismic stratigraphy and architecture

Two seismic units, U1 and U2 (from older to younger) were identified over the last 575 ka.

Within each unit, three sub-units (U1a to U1c, and U2a to U2c) have been recognized. These sub-units are bounded by six reflectors, assigned as R1 to R6 from bottom up respectively (Fig. 2). A direct correlation between the reflectors R1 to R6, and the information from ODP Site 977 (depth, age, oxygen isotopes, and Marine Isotope Stages. de Kaenel *et al.*, 1999; von Grafenstein *et al.*, 1999; Martrat *et al.*, 2004), allowed us to define a chronostratigraphy of the above seismic units and subunits (Fig. 2). Channel-levee/

lobes (Ch-I/I), mass-transport deposits (MTD) and hemipelagites within of these seismic units were identified.

Three Ch-I/I (Ch-I/I-1 to Ch-I/I-3, from older to younger) are well defined within the seismic unit U2 (sub-units U2a, U2b and U2c; Fig. 3) and composed of chan-

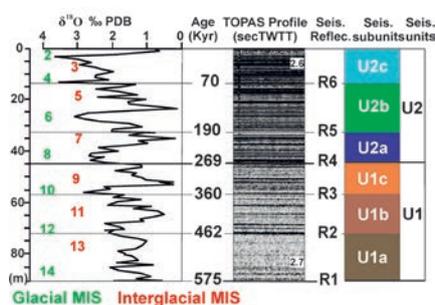


Fig. 2.- Chronostratigraphy of seismic (Seis.) units, subunits, seismic reflectors (Reflec.) and Marine Isotope Stages (MIS) of ODP Site 977.

Fig. 2.- Cronoestratigrafía de las unidades, subunidades sísmicas (Seis.), reflectores sísmicos (Reflect.) y estadios isotópicos (MIS) del sondeo de ODP 977.

nel-fill deposits, levees and overbank deposits. The area, thickness and volume of each Ch-I/I are shown in figure 4. The MTD are described as lenticular bodies with very low amplitude chaotic facies and appear interfingering with Ch-I/I. Hemipelagites are characterized by laterally continuous, extensive and low- to mid-acoustic amplitude semitransparent to transparent facies.

Discussion

Classification of lobes

The lobes of the distal ATS can be defined as attached ones taking into consideration that the depositional architecture of the Almería lobes begins at the mouth of the main leveed channel, in the absence of the channel lobe transition zone found in other turbidite systems (Fig. 4; *e.g.*, Shanmugam, 2016). This condition suggests a low efficiency system (*e.g.* Mutti, 1992). The architecture with a great variety of seismofacies that change in relatively short distance (few to tens of km) and the plan-view morphology of the lobes elements where the presence of sinuous distributary channels stand out, would indicate that this system roughly matches mixed sand-mud composition turbidite systems (Reading and Richards, 1994; Richards *et al.*, 1998).

Hierarchy of lobes

From a hierarchal point of view, we adopt the subdivisions of Mulder and Etienne (2010). The Almería LC during the last 575 ka is essentially organized in vertical stacked of lobe systems. They occur where the seafloor is gentler to nearly flat (< 1°), which favours deposition of turbidity flows and the building of the mounded or semi-conical channelized bodies. The steeply confined setting created by the Maimonides Seamount to the east and the Yusuf-Habibas Escarpment to the south have conditioned the depositional architecture of the lobes to the scale of seismic unit, and resulted in a modified seismic stratigraphy and stacking patterns of hybrid deposits: MTD, Ch-I/I and hemipelagites.

Changes in lobe depositional pattern

The vertical and spatial distribution of Ch-I/I-1 to Ch-I/I-3 suggests changes

in the deposition stacking pattern for the last 269 ka. A compensational stacking pattern occurred from 269 ka to 70 ka, with a general eastern migrating trend of the lobe system, in which the deposition of lobes within the U2 was controlled by the depressions created by ancient lobes developed within U1 and the sediment supply along the whole ATS. From 70 ka to present, the system evolves from a compensational to an aggradational then retrogradational stacking pattern (Fig. 4). The accumulation of MTD interfingered with Ch-I/I within U2 not only increased the load of sediments of unit U2 depocenter, but also may have played a significant role by reducing the accommodation space, thereby giving rise to a generally eastern lateral migration of the lobe system (Figs. 4 and 5).

The distribution of the lobes occurs in the partially-confined area of the Eastern Alboran Basin, where these deposits stack against the Habibas Escarpment of the Alboran Ridge but with variable

confinement effects. It is higher for the deposits of the younger Ch-I/I of U2 than those developed within U1. The quasi-parallel trend of unit U2 depocenter with respect to the Alboran Ridge suggests that it constitutes a morphological barrier for sediment gravity flows feeding the lobes and hence for the deposition of their loads.

Sedimentary history over the last 269 ka

The sedimentary history of the LC over the last 269 ka can be synthesised into three main periods (1 to 3; Fig. 5). The occurrence of these periods has been controlled by the Milankovitch climate-driven sea-level cycles of 200 ka (4th order) and 100 ka (5th order).

Period 1 (269 ka to 190 ka): During the sea-level lowstand stage of glacial MIS 8 the Ch-I/I-1 was deposited occupying a relatively large area (450 km² and 11 km³; Fig. 4). During this time, the high sediment supply favored the seaward advance and progradation of the Alme-

ria margin feeding the turbidite system, and triggering the occurrence of gravity-instability processes. At the end of this period it predominates hemipelagic sedimentation covering the hybrid Ch-I/I-1 and MTD related to highstand stage of MIS 7. During this period, the semi-confined setting and paleo-topography conditioned the sediment distribution.

Period 2 (190-70 ka): During the lowstand stage of MIS 6 the Ch-I/I-2 was deposited occupying similar dimensions (300 km² and 9 km³) to the previous one (Fig. 4). Lateral migration to the NE of these deposits would be related to the avulsion processes of the main channel and to the accommodation space. At the end of this period hemipelagites deposited above Ch-I/I-2 together with MTD associated with highstand sea-level during the MIS 5.

Period 3 (70 ka to present): At the start of this period it took place the development of Ch-I/I-3, with smaller dimensions (180 km² and 3 km³; Fig. 5) associated with the lowstand stage of MIS 4 and MIS 2; later hemipelagic deposition is dominant associated with the MIS 1. The marked decrease in dimensions of Ch-I/I-3 suggests a drop in the

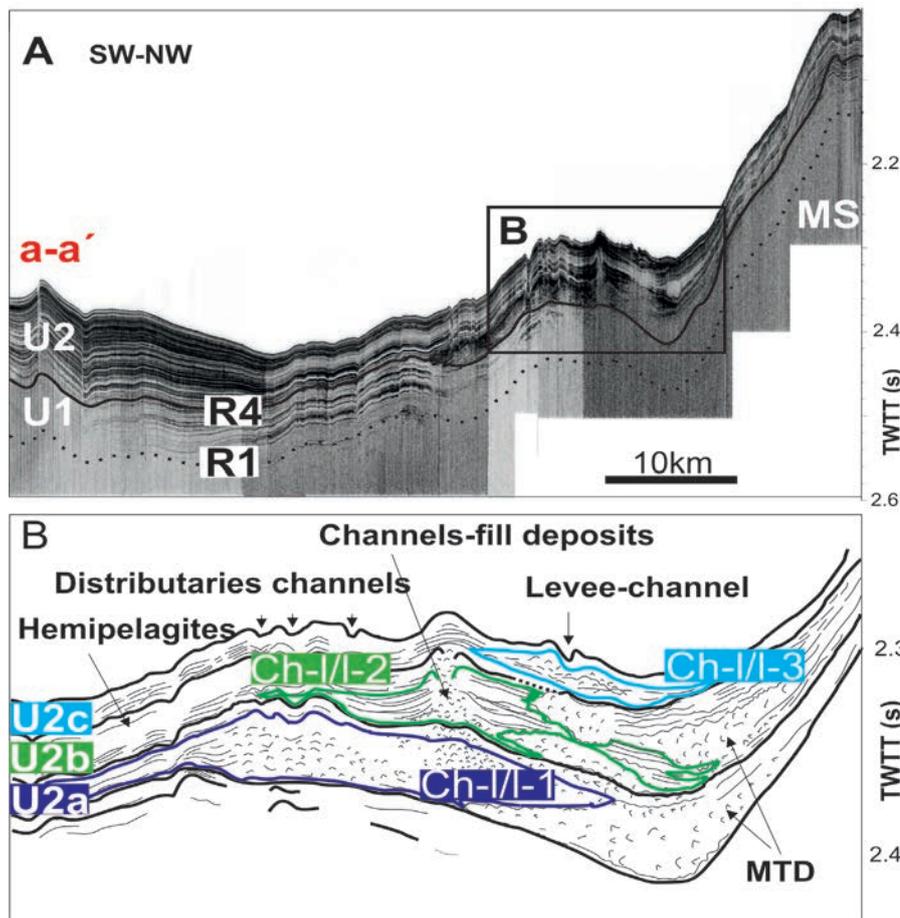


Fig. 3.- Topas seismic sub-bottom profile showing the seismic depositional bodies within the U2. Profile location in figure 1. MS: Maimonides Seamount, MTD: Mass Transport Deposits.

Fig. 3.- Perfil de Topas ilustrando los cuerpos sísmicos dentro de la U2. Localización del perfil en la figura 1. MS: Monte de Maimonides, MTD: Depósitos de Transporte en Masa.

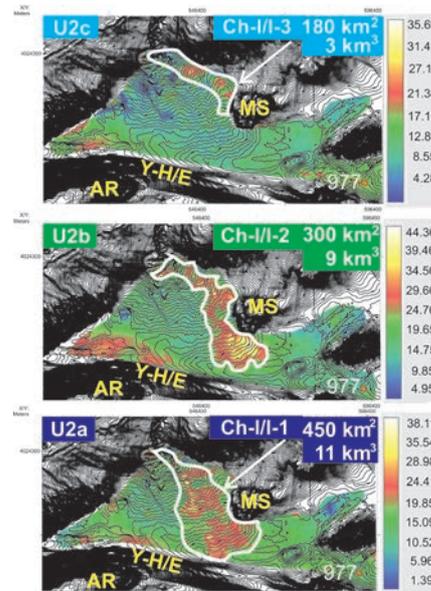


Fig. 4.- Isopach map (in metres) of the three subunits (U2a, U2b and U2c) and the three Ch-I/I. AR: Alboran Ridge, Y-H/E: Yusuf-Habibas Scarpment, MS: Maimonides Seamount. Location of ODP Site 977.

Fig. 4.- Mapa de isopacas (en metros) de las tres subunidades (U2a, U2b, U2c) y los tres Ch-I/I. AR: Dorsal de Alborán, Y-H/E: Escarpe de Yusuf/Habibbas, MS: Monte submarino de Maimonides. Localización del sondeo de ODP 977.

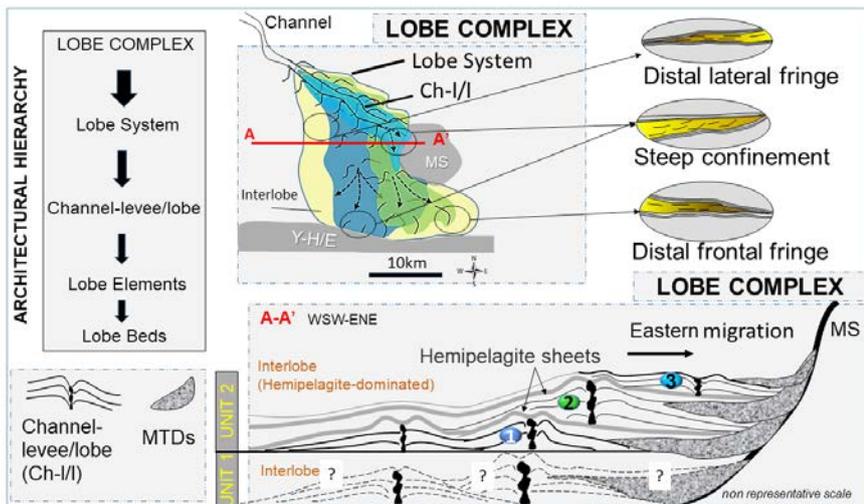


Fig. 5.- Schematic configuration of the internal architecture of the LC of the distal ATS over the last 575 ka. The lobe system shows a general eastern migration trend from unit 1 and different fringe pinch-out configurations. MS: Maimonides Seamount, Y-H/E: Yusuf-Habibas Escarpment, MTD: Mass Transport Deposits. 1 to 3 refer to Channel-levee/lobes.

Fig. 5.- Configuración esquemática del LC del ATS distal de los últimos 575 ka. El sistema de lóbulos muestra aproximadamente una migración desde la unidad U1 y diferentes configuraciones en las terminaciones de lóbulo. MS: Monte de Maimonides, Y-H/E: Escarpe de Yusuf-Habibas, MTD: depósitos de movimiento en masa. Los números 1 al 3 indican el Canal-dique/lóbulo.

turbidite activity within the system. This landward migration has been observed in other turbidite systems in the Alboran area (Alonso and Ercilla, 2003). Such a change could be linked to the relative decrease in land sediment input. Also, a variation in the hinterland sediment source (e.g., lateral migration of rivers mouth) linked to glacio-eustatic changes, a decrease of margin gradients, and a gradual basin filling and onlap would govern this landward migration (Alonso and Ercilla, 2003).

Conclusions

The seismic chronostratigraphy of the LC of the distal ATS allowed the recognition of a succession of two main seismic units, U1 and U2 (from older to younger), deposited over the last 575 ka. The three well-defined Ch-I/I identified within unit U2 deposited over the last 269 ka are intercalated with MTD and hemipelagites. The depositional architecture reveals vertical and lateral variations of the seismic units, which were mainly conditioned by sea-level fluctuations, sediment su-

pply and paleo-topography. Finally, this work provides new insights to calibrate deep-water facies models in complex tectonic and partially confined settings. This newly recognized very high-resolution seismic stratigraphy also represents an important modern analogue data to improve deep subsurface reservoir models for the oil and gas industry.

Acknowledgments

We wish to thank to A. Puga and F. Bohoyo for reviewing this paper. This work was supported by the FAUCES Project (CTM2015-65461-C2-R; MINECO/FEDER).

References

Alonso, B. and Ercilla, G. (2003). *Marine Petrology Geologist* 19, 1225-1240.
 Alonso, B. and Maldonado, A. (1992). *Geo-Marine Letters* 12 (2/3), 137-143.
 Bozzano, G., Alonso, B., Ercilla, G., Estrada, F. and García, M. (2009). In: *External Control on Deep-Water Depositional Systems* (B. Kneller, W.D. McCaffrey, O.J.

Martinsen, Eds.), SEPM Special Publications No 92, 199-206.
 de Kaenel, E., Siesser, W.G. and Murat, A. (1999). In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (R. Zahn, M.C. Comas, A. Klaus, Eds.), College Station, TX (ODP), 161, 159-183.
 Dillon, W.P., Robb, J.M., Greene, H.G. and Lucena, J.C. (1980). *Marine Geology* 36, 205-226.
 Ercilla, G., Juan, C., Periáñez, R., Alonso, B., Estrada, F., Casas, D., Vázquez, J.T., D'Acromont, E., Gorini, Ch., El Moumni, B., Do Couto D. and Valencia, J. (2019). *Deep Sea Research I* 144, 1-16.
 Estrada, F., Ercilla, G. and Alonso, B. (1997). *Tectonics* 283 (1-4), 423-442.
 García, M., Alonso, B., Ercilla, G. and García, E. (2006). *Marine Geology* 226 (3-4), 207-223.
 Juan, C., Ercilla, G., Hernández-Molina, F.J., Estrada, F., Alonso, B., Casas, D., García, M., Farran, M., Llave, E., Palomino, D., Vázquez, J.T., Medialdea, T. Gorini, CH., El Moumni, B. and Ammar, A. (2016). *Marine Geology* 378, 292-311.
 Martrat, B., Grimalt, J.O., López-Martínez, C., Cacho, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J.H. and Hodell, D.A. (2004). *Science* 306 (5702), 1762-1765.
 Mulder, T. and Etienne, S. (2010). *Sedimentary Geology* 229 (3), 75-80.
 Mutti, E. (1992). *Turbidite sandstones*. Instituto di Geologia University di Parme, co-published with Agip, 276 p.
 Reading, H.G. and Richards, M. (1994). *AAPG Bulletin* 78 (5), 792-822.
 Richards, M., Bowman, M. and Reading, H. (1998). *Marine and Petroleum Geology* 15 (7), 689-717.
 Shanmugam, G. (2016). *Journal of Palaeogeography* 5 (2), 110-184.
 von Grafenstein, R., Zahn, R., Tiedemann, R. and Murat, A. (1999). In: *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (R. Zahn, M.C. Comas, A. Klaus, Eds.), College Station, TX (ODP), 161, 469-479.

Tasas de acumulación reciente en los márgenes del estuario del Guadalquivir

Recent accumulation rates along the Guadalquivir Estuary margins.

Juan A. Morales¹, Berta M. Carro¹, Enrique G. San Miguel² y José Borrego¹

¹ Dpto. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Huelva. Avenida 3 de marzo, s/n. 21007 Huelva (España). jmorales@uhu.es; bertacarro@hotmail.com; borrego@uhu.es

² Departamento de Física Aplicada. Universidad de Huelva. Avenida 3 de marzo, s/n. 21007 Huelva (España). sanmiguel@uhu.es

ABSTRACT

The Guadalquivir Estuary is located at center of the Cadiz Gulf. It is an estuary supplied by one of the longest rivers of Spain. The Guadalquivir estuarine channel extends from the town of Sevilla to its mouth in front of Sanlúcar de Barrameda (Cádiz), bordering Doñana National Park along its southeastern margin. Guadalquivir River has an average discharge of 185 m³/s, with a strong seasonal character. This estuarine zone is characterized by its mesotidal range, with a mean tidal amplitude of two meters. The channel margins mainly develop muddy facies with a clearly visible parallel lamination. Water usually has a high concentration of suspended matter, being one of the most turbid estuaries in the world. The results (²¹⁰Pb y ¹⁴C) supplied by this paper suggest a direct relation between the high concentrations of suspended matter and the high values of sedimentation rates. These rates oscillate between 5 and 11 mm/year for subtidal and intertidal unvegetated environments.

Key-words: Guadalquivir, estuarine sediments, accumulation rates, ²¹⁰Pb and ¹⁴C radiometric ages.

RESUMEN

El estuario del río Guadalquivir se localiza en el centro del golfo de Cádiz. Se trata de un estuario drenado por uno de los ríos más largos de España. El canal estuarino del Guadalquivir se extiende desde la ciudad de Sevilla hasta su desembocadura, frente a Sanlúcar de Barrameda (Cádiz), limitando el Parque Nacional de Doñana por su margen oriental. El río Guadalquivir tiene un caudal medio de 185 m³/s, con un acusado carácter estacional. La zona estuarina está caracterizada por un rango mesomareal con una amplitud media de 2 metros. Los márgenes del canal desarrollan principalmente facies fangosas con una laminación paralela muy visible. El agua tiene habitualmente altas concentraciones de materia en suspensión, siendo uno de los estuarios más turbios del mundo. Los resultados (²¹⁰Pb y ¹⁴C) aportados en este trabajo sugieren una relación directa entre estas altas concentraciones de materia en suspensión y los altos valores de tasas de acumulación. Estas tasas oscilan entre 5 y 11 mm/año para los ambientes sub e intermareales no vegetados.

Palabras clave: Guadalquivir, sedimentos estuarinos, tasas de acumulación, edades radiométricas ²¹⁰Pb y ¹⁴C.

Geogaceta, 67 (2020), 35-38
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 1/07/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción

El estuario del Guadalquivir constituye el tramo navegable, desde Sevilla hasta la desembocadura, en Sanlúcar de Barrameda, con una longitud de 89,156 Km (Fig. 1). El régimen de mareas es semi-diurno y mesomareal, con rangos medios en su desembocadura de 2,0 m, aunque existe una diferencia métrica entre los niveles de pleamar y bajamar en mareas vivas (3,6 m) y en mareas muertas (0,7 m). La onda de marea se propaga hacia el interior según un modelo hiposincrónico.

El caudal natural histórico del Guadalquivir es de 185 m³/s, siendo de carácter muy irregular (Costa *et al.*, 2009), con oscilaciones entre valores menores a 10 m³/s en época de estiaje y de 5000 a 9000 m³/s durante las crecidas (Rodríguez-Ramírez *et al.*, 2005). Actualmente, las corrientes durante las mareas muertas presentan velocidades moderadas 0,5 m/s, en cambio, alcanzan los 1,54 m/s en

las mareas vivas medias con caudal de estiaje, mientras que, cuando coinciden con crecidas fluviales, los reflujos llegan a alcanzar los 3,21 m/s (Molini, 1903). Estas velocidades serían superiores, si no fuera por el control ejercido aguas arriba por los embalses que modulan el caudal.

Tanto en el pasado como actualmente, las aguas del estuario del Guadalquivir presentan valores muy elevados de turbidez debido a altas concentraciones de materia en suspensión. Este hecho hace que sea considerado como uno de los estuarios más turbios del mundo, variando entre 100 y 600 mg/l (Caballero *et al.*, 2014).

Los márgenes del estuario tienen un carácter deposicional y en ellos se acumulan sedimentos lutíticos que presentan una laminación alternante muy visible.

Los modelos más aceptados en estuarios (Williams, 1991; Tessier, 1993), sugieren que estas láminas responden a la alternancia entre ciclos de mareas vivas y

muertas, sin embargo, estudios recientes en este mismo estuario (Morales *et al.*, 2016) plantean la hipótesis de que las alternancias entre láminas claras y oscuras tiene carácter estacional.

A lo largo de los márgenes del canal estuarino se recogieron 7 testigos de sedimento por el método de vibración (vibracores) en el mes de julio de 2017 (Fig. 1) a fin de analizar las tasas de sedimentación por métodos radiométricos.

Metodología

En los 7 testigos de sedimentos obtenidos por el método de vibración (Lanesky *et al.*, 1979) se realizaron dataciones por dos métodos radiométricos diferentes.

El tramo superior de tres de estos testigos sedimentarios (tres de los testigos más internos) fue datado utilizando el método de fechado por ²¹⁰Pb. Este método se basa en que en cada capa de sedimento el ²¹⁰Pb total es la suma de



Fig. 1.- Localización de la zona de estudio con indicación de la posición de los sondes de sedimento datados por ^{14}C (GVV-1 a 4) y por ^{210}Pb (GPb-1 a 3).

Fig. 1.- Location of the study area with indication of the position of vibracores dated by using ^{14}C (GV-1 to 4) and by ^{210}Pb (GPb-1 to 3).

dos fracciones: una que se encuentra en equilibrio con el ^{226}Ra y la otra, ^{210}Pb en exceso ($^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$), que es la que se incorpora como consecuencia de la emanación de ^{222}Rn a la atmósfera y que una vez que se incorpora al sedimento se desintegra con su periodo de semidesintegración (22,3 años) y permite datar el sedimento. Para aplicar este método hay que determinar en diferentes capas del testigo sedimentario las actividades de ^{210}Pb totales y las de ^{226}Ra . El $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ en cada capa es la diferencia entre ambas.

Cada muestra se almacenó en recipientes cilíndricos sellados de 5 ml de polietileno durante al menos un mes para alcanzar el equilibrio secular entre el ^{226}Ra y sus descendientes de periodos de desintegración más cortos a través de los cuales se determina. Con frecuencia, las fechas obtenidas se validan a través del ^{137}Cs . La determinación de radionúclidos se realizó mediante espectrometría gamma. El ^{210}Pb se ha determinado a través de su emisión gamma de 46,5 keV, el ^{137}Cs a través de su emisión gamma de 661 keV y el ^{226}Ra a través de la emisión gamma de 352 keV del ^{214}Pb . Las determinaciones se han realizado en un detector de pozo de Ge (Canberra). La descripción detallada del método puede consultarse en San Miguel *et al.* (2003).

En cada uno de los 4 testigos restantes se tomaron dos muestras a diferentes profundidades a fin de fechar por el mé-

todo de ^{14}C . el análisis de radiocarbono se encargó en los laboratorios *DirectAMS* de Seattle (Estados Unidos), identificadas con el código de informe 1955-028860-028873. La calibración de los resultados de ^{14}C corregidos con ^{13}C se realizó utilizando el software *Calib 7.04* utilizando la curva de calibración *Marine 13* para el testigo GVV-1, aplicando un DR de 304 ± 70 (Stuiver y Reimer, 1993) y *IntCal13* para los tres testigos más internos, debido a las características de salinidad de cada zona del estuario.

Resultados

Tasas por ^{210}Pb en exceso

Se analizaron tres de los 4 testigos, ya que el testigo GVV-1, al encontrarse en la zona más marina, presentaba un carácter más arenoso y con menos actividad de radionúclidos, no pudiendo ser analizado. En los tres testigos analizados, las actividades de ^{226}Ra oscilan ligeramente en torno a un valor medio de 20 Bq/kg. En la figura 2 se muestran las actividades de $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ en los tres testigos.

En ninguno de los tres testigos el perfil de $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ es estrictamente decreciente (Fig. 2), de este modo el único modelo simple de fechado que cabría aplicar es el modelo CRS (San Miguel *et al.*, 2003). Aplicando este modelo a los primeros 46 cm del testigo GPb-1 obtendríamos una antigüedad de 59 ± 17 años. Para los primeros 60 cm del testigo GPb-2 la antigüedad sería de $67,2 \pm 12,4$ años y para el testigo GPb-3 la antigüedad para los primeros 60 cm sería de 64 ± 13 años.

Esto supone las tasas de sedimentación medias que se expresan en la tabla I.

El inconveniente del método empleado es que los resultados presentan una incertidumbre muy alta debido a la no linealidad del decrecimiento de $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ en profundidad, de ahí que estos resultados deban ser calibrados y/o comparados con los obtenidos por otros métodos.

La validación por ^{137}Cs no resulta concluyente en los testigos GPb-2 y GPb-3, sin embargo, en el GPb-1 ofrece tasas de 8,4 mm/año, valores coherentes con los ofrecidos por el ^{210}Pb .

Dataciones por Radiocarbono (^{14}C)

En cada uno de los testigos se han tomado dos muestras de sedimento arcilloso, cuyo contenido en carbono orgá-

nico se ha analizado por AMS. La muestra más superficial fue tomada en torno a la mitad del testigo y la más profunda en la lámina más orgánica cercana al muro del mismo. Los resultados de las dataciones se muestran en la tabla II y se han representado sobre la fotografía de los testigos correspondientes en la figura 3.

Estos datos muestran que las edades calibradas en los primeros 2 metros de sedimento oscilan entre los 400 años en la zona marina (GVV-1) y los 250 años en las zonas más internas, mientras que las edades los 4,5 metros presentan edades calibradas comprendidas entre los 800 años de la zona marina y los 550-600 años en el resto del estuario.

A estas dataciones corresponden las tasas de acumulación expresadas en la tabla III.

Discusión y conclusiones

Los valores de tasas de acumulación obtenidos por métodos radiométricos como ^{210}Pb y ^{14}C en los márgenes activos del estuario del Guadalquivir ofrecen valores que oscilan entre los 4 y los 11 mm/año. Los mayores valores se concentran hacia los sectores más internos y más lúuticos del estuario, mientras que los valores menores se obtienen en las zonas más cercanas a la desembocadura donde el contenido arenoso de los sedimentos es mayor. Este carácter arenoso confiere al sedimento una mayor movilidad y disminuye las tasas de acumulación frente a los lugares donde se sedimentan lutitas, al tener éstas un carácter cohesivo que dificulta su resuspensión.

Los datos de cronología obtenidos por radionúclidos (^{210}Pb , y ^{137}Cs) ofrecen una alta incertidumbre, sin embargo, existe una coherencia en cuanto a las magnitudes de los valores obtenidos por este método en los tramos superiores de los testigos y los valores medios obtenidos por ^{14}C a lo largo de todo el testigo, lo que confirma ambos métodos de datación como métodos válidos.

Los resultados obtenidos son, además coherentes con los obtenidos por otros autores en las marismas del estuario (Rodríguez-Ramírez, *et al.*, 2005), quienes obtuvieron valores que superaban un cm/año y encajan en magnitud con los pares de láminas visibles estudiados en estos mismos márgenes por Morales *et al.* (2016), que habían interpretado como laminación estacional y que suponían

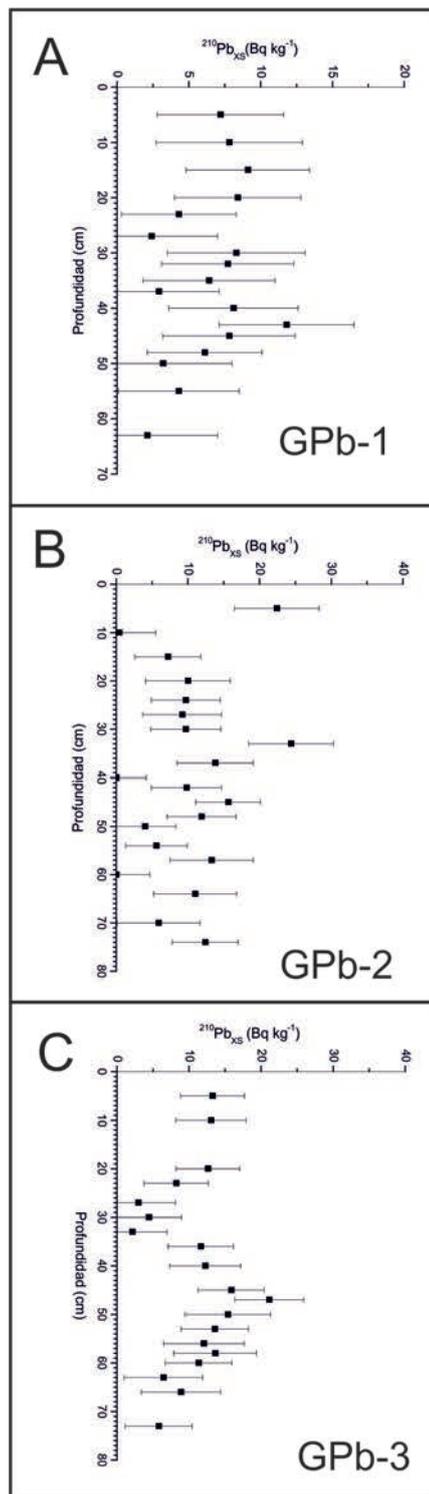


Fig. 2.- ²¹⁰Pb en exceso en las muestras distribuidas en profundidad de los tres testigos analizados.

Fig. 2.- ²¹⁰Pb in excess in samples distributed in depth along the three analyzed cores.

TESTIGO	PROF. (cm)	TASA (mm/año)
GPb-1	46	7,8 ± 2,4
GPb-2	60	11,2 ± 0,4
GPb-3	60	9,4 ± 0,3

Tabla I.- Tasas de acumulación por ²¹⁰Pb para los tetigos analizados.

Table I.- ²¹⁰Pb accumulation rates for the analyzed cores.

una tasa de acumulación que oscilaría entre 3 y 9 mm/año, con valores medios de 7 mm/año.

Estos valores de tasas de acumulación son muy superiores a los obtenidos en otros estuarios, siendo de promedio tres veces superiores a los obtenidos por Morales *et al.* (2003) en un sistema tan próximo como la Ría de Huelva. Estos va-

lores tan altos pueden estar relacionados con las altas concentraciones de materia en suspensión observadas en el estuario, ya que gran parte de este material acaba sedimentando en el interior del estuario durante los repuntes de marea donde las corrientes descienden antes de efectuar su cambio de sentido.

Las altas tasas de sedimentación obser-

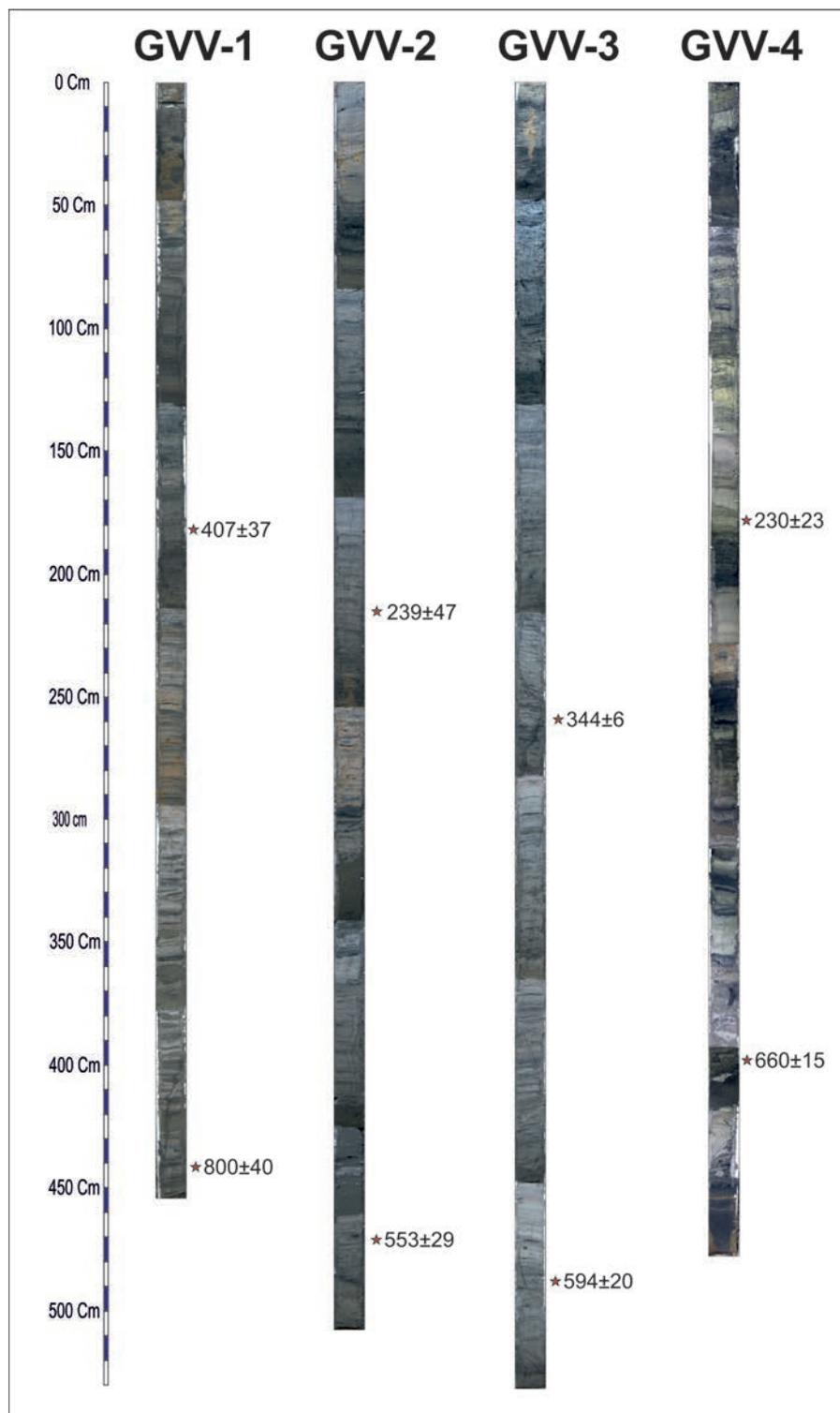


Fig. 3.- Fotografía de los testigos de sedimento analizados, con indicación de las muestras datadas.

Fig. 3.- Picture of the analyzed sediment cores, with indication of the dated samples.

vadas en este estuario afectan a la navegación y la determinación de su origen aportaría conocimiento a la adecuada gestión portuaria, así como del entorno natural.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado a través de un convenio de investigación con la Autoridad Portuaria de Sevilla. Agradecemos a los revisores, G. Flor-Blanco y A. Rodríguez su contribución a la mejora del manuscrito inicial.

Referencias

Caballero, I., Morris, E.P., Ruiz, J. y Navarro, G. (2014). *Remote Sensing of Environment* 146, 148-152.

MUESTRA	PROF. (cm)	TASA (mm/año)
GVV-1 (sup)	181,0	4,45
GVV-1 (prof)	442,0	6,64
GVV-2 (sup)	216,0	9,04
GVV-2 (prof)	471,0	8,12
GVV-3 (sup)	259,0	7,54
GVV-3 (prof)	488,0	9,16
GVV-4 (sup)	178,0	7,76
GVV-4 (prof)	398,0	5,11

Tabla III.- Tasas de acumulación por ¹⁴C para los diferentes tramos sedimentarios en los testigos analizados. En cada testigo se tomaron dos muestras: superior (sup.) e inferior (inf.).

Table III.- ¹⁴C accumulation rates for the different log track in the analyzed cores. In each core two samples were taken: upper (sup.) and lower (inf.).

MUESTRA	PROF. (cm)	EDAD ¹³ C CORREG.	EDAD CALIBRADA
GVV-1 (sup.)	181,0	1082 ± 27	407 ± 37
GVV-1 (prof.)	442,0	1552 ± 32	800 ± 40
GVV-2 (sup.)	216,0	799 ± 26	239 ± 47
GVV-2 (prof.)	471,0	1133 ± 23	553 ± 29
GVV-3 (sup.)	259,0	765 ± 24	344 ± 6
GVV-3 (prof.)	488,0	994 ± 25	594 ± 20
GVV-4 (sup.)	178,0	306 ± 23	230 ± 23
GVV-4 (prof.)	398,0	1049 ± 28	660 ± 15

Tabla II.- Resultados de las dataciones radiométricas corregidas con δ¹³C y edades calibradas. En cada testigo se tomaron dos muestras: superior (sup.) e inferior (inf.).

Table II.- Results of δ¹³C corrected radiometric ages and final calibrated ages. In each core two samples were taken: upper (sup.) and lower (inf.).

Costa, S., Gutiérrez Mas, J.M. y Morales, J.A. (2009). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 22, 23-42

Lanesky, D.E., Logan, B.W., Brown, R.G. y Hine, A.C. (1979). *Journal of Sedimentary Petrology* 39, 655-657.

Molini, L. (1903). *Revista de Obras Públicas* 1906, 349-351.

Morales, J.A., Sanmiguel, E.G y Borrego, J (2003). *Geogaceta* 33, 15-18.

Morales, R., Morales, J.A., Borrego, J. y Carro, B.M. (2016). *Geo-Temas* 16 (2), 283-286.

Rodríguez-Ramírez A., Yañez-Camacho, C., Gasco, C., Clemente Salas, L. y Antón,

M.P. (2005). *Cuaternario y Geomorfología* 19, 37-48.

San Miguel, E.G., Bolívar, J.P. y García-Tenorio, R. (2003). *Journal of Paleolimnology* 29, 1-11.

Stuiver, M. y Reimer, P.J. (1993). *Radiocarbon* 35, 215-230.

Tessier, B. (1993). *Marine Geology* 110, 355-367.

Williams, G.E. (1991). En: *Clastic Tidal Sedimentology* (D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin y R.A. Rahmani, Eds.), Canadian Society of Petroleum Geologist Memoirs 16, 161-178.

How to be predictive with low net-to-gross reservoirs: a Triassic case study

Cómo ser predictivo con rocas almacén de baja relación neto a bruto: un ejemplo triásico

Luis Miguel Yeste¹, Augusto Nicolás Varela², Neil McDougall³, Fernando García-García⁴, Javier Jaimez⁵ and César Viseras⁶

¹ Sedimentary Reservoirs Workgroup (SEDREGROUP), Dept. of Stratigraphy and Palaeontology, University of Granada, Spain. 18071 Granada. lmyste@sedregroup.com

² Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata-CONICET, La Plata, Argentina. augustovarela@cig.museo.unlp.edu.ar

³ Consultant Sedimentologist & Stratigrapher, Madrid, Spain. neil85mcdougall@gmail.com

⁴ Sedimentary Reservoirs Workgroup (SEDREGROUP), Dept. of Stratigraphy and Palaeontology, University of Granada, Spain. 18071 Granada. fgarciag@ugr.es

⁵ Sedimentary Reservoirs Workgroup (SEDREGROUP). Centro de Instrumentación Científica. Campus de Fuentenueva. University of Granada, Spain. 18071 Granada. jjaimiez@ugr.es

⁶ Sedimentary Reservoirs Workgroup (SEDREGROUP), Dept. of Stratigraphy and Palaeontology, University of Granada, Spain. 18071 Granada. viseras@ugr.es

ABSTRACT

The ability to be predictive in exploratory geology (hydrocarbon prospecting or hydrogeology) is very important when dealing with a highly heterogeneous reservoir rock and with a low net-to-gross ratio. A Triassic example is presented in the succession informally known as TIBEM (south central Spain) corresponding to a very distal fluvial flood plain that is studied in outcrop and in cores and well logs of wells made behind the outcrop (OBO characterization, Outcrop / Behind Outcrop). It is shown that there are characteristic patterns of 1D data from gamma ray and distribution of tadpoles acquired in wells that allow us to accurately locate the well within the detail sedimentary model of the ancient floodplain. In this way, from the 1D data, inferences can be made about the 3D disposition of the sandstone sedimentary bodies corresponding to the channel and the crevasse-splay lobes, as well as the interconnectivity between these and their potential permeability barriers and baffles. The usefulness of this workflow when it comes to making robust models is evident.

Keywords: floodplain, Triassic, reservoir rock, borehole, well logging.

RESUMEN

La capacidad de ser predictivo en geología exploratoria (prospección de hidrocarburos o hidrogeología) contando exclusivamente con datos de sondeo está muy mermada cuando se trata con una roca almacén altamente heterogénea y con baja proporción de capas porosas frente a impermeables (baja ratio net-to-gross). Se presenta un ejemplo triásico en la sucesión informalmente conocida como TIBEM (sector centro occidental de España) correspondiente a una llanura de inundación fluvial muy distal que se estudia en afloramiento y en testigos de sondeo y diagráfias de pozos realizados detrás del afloramiento (caracterización OBO). Se pone de manifiesto que existen unos patrones característicos de datos 1D de diagráfias de rayos gamma y de distribución de tadpoles adquiridos en pozos que permiten situar con precisión el pozo dentro del modelo sedimentario de detalle de la antigua llanura de inundación. De este modo, a partir del dato puntual se pueden hacer inferencias sobre la disposición en 3D de los cuerpos sedimentarios de arenisca correspondientes al canal y a los lóbulos de derrame, así como la interconectividad entre estos y sus potenciales barreras y deflectores de permeabilidad. La utilidad de este protocolo de trabajo a la hora de confeccionar modelos robustos se pone de manifiesto.

Palabras clave: llanura de inundación, Triásico, roca almacén, sondeo, diagráfias de pozo.

Geogaceta, 67 (2020), 39-42
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 01/07/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introduction

The 3D characterization of reservoir rocks from only subsurface data is a difficult process, especially in those very heterogeneous formations with a small proportion of porous beds embedded in sediment of very low permeability (low net-to-gross ratio). Extreme cases of this type of formations are those originated from the sedimentary dynamics of fluvial floodplains in a very distal context (Bridge and Tye, 2000). In this situation, the allogenic processes related to the tectonics, the climate and the frequent modifications of the base level, united and

combined with the autocyclic processes that participate in the fluvial dynamics give rise to a very varied possibility of distribution of sandy geobodies embedded in fine sediment.

Thus, when geometrically characterizing a detrital aquifer or a reservoir of hydrocarbons in this type of formations, it becomes very difficult to be predictive in the distribution of sandstone bodies, in their dimensions, their permeability baffles and their interconnectivity. Frequently the available data correspond to few boreholes, assisted by some geophysical information. However, when it is necessary to estimate the volume of accumu-

lated fluids in a sandstone, a substantial amount of quality data is needed to estimate the dimensions and distribution of the heterogeneities.

The integrated study of outcrop and subsurface data, called Outcrop / Behind Outcrop characterization (onwards OBO) (Slatt *et al.*, 2011; Viseras *et al.*, 2018) constitutes a methodology of contrasted results to resolve these uncertainties. Thus, the OBO workflow integrates 2D high resolution outcrop data and 3D outcrop data, development by photogrammetry techniques, with subsurface data behind the outcrop that includes core recovery, Gamma Ray logs and borehole image logs.

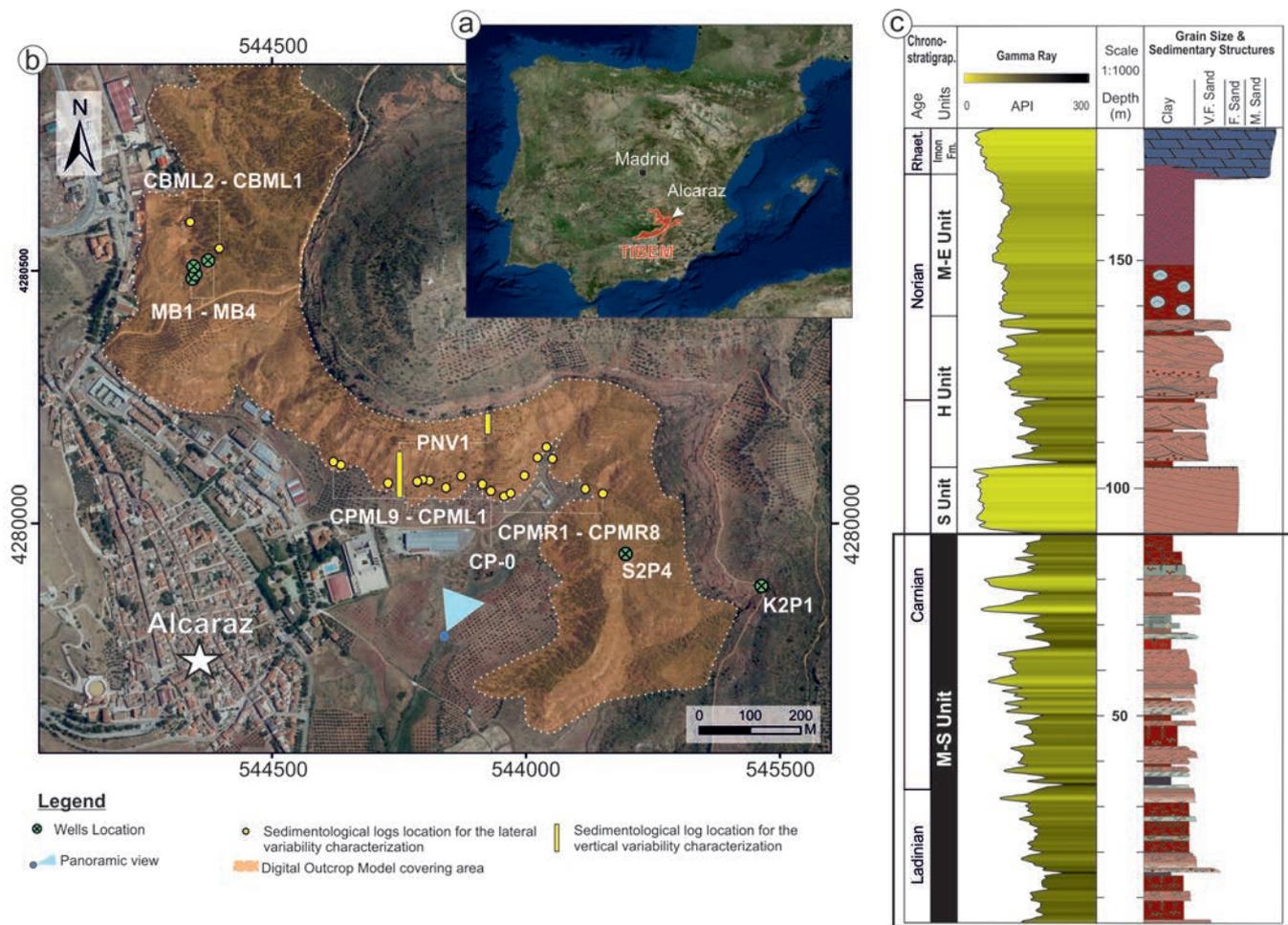


Fig. 1.- A) Location of the TIBEM succession in south central Spain. B) Close-up view of the location of the studied outcrops. C) Simplified TIBEM stratigraphy and lithological succession in the Alcaraz area based on the gamma ray log. The lower part of the succession stands out, which corresponds to the mudstone-sandstone unit (M-S), on which the detailed observations are made. S, H, M-E, sandstone, heterolithic and mudstone-evaporitic Units. See color figure in the web.

Fig. 2.- A) Localización de la sucesión TIBEM. B) Vista aérea de la zona que contiene a los afloramientos estudiados. C) Estratigrafía simplificada del TIBEM y sucesión litológica en el área de Alcaraz basada en la diagráfia de rayos gamma. Se destaca la parte inferior de la sucesión, que corresponde a la unidad Areniscoso-Pelítica (M-S), sobre la que se han hecho las observaciones de detalle. S, H, M-E, unidades Areniscosa, Heterolítica y Pelítico-Evaporítica. Ver figura en color in the web.

Geological Setting and Stratigraphy

The stratigraphic succession of the TIBEM (Triassic Red Beds of the Iberian Meseta, Viseras *et al.*, 2011, 2018; Henares *et al.*, 2014, 2016) in the study area comprises fluvial to coastal deposits within a linked stratigraphic framework and accumulated during the Tethyan rifting process (Late Permian-Upper Triassic; Sánchez-Moya *et al.*, 2004). In the area selected for this study (Fig. 1A, B), the ca. 160 m-thick sedimentary succession (Ladinian-Norian) is divided into four sequences on the basis of the predominant lithology and depositional environments (Fig. 1C). From base to top, they are: (i) a mudstone-sandstone unit (M-S Unit), that includes both a meandering channel system and overbank sandstone deposits embedded in distal floodplain mudstones; (ii) a sandstone unit (S Unit) corresponding to a braided

system; (iii) a heterolithic unit (H Unit) comprising alternating sandstone and mudstone layers deposited in a fluvial-tidal transition zone; and (iv) a mudstone-evaporitic unit (M-E Unit) composed of silt-rich coastal plain facies and intertidal sabkha evaporites.

The deposits described in this paper correspond to a 90 m-thick heterolithic section of mudstone and sandstone, the M-S Unit (Yeste *et al.*, 2018; Fig. 2) or Sequence II of Fernández and Dabrio (1985) and Unit K1 of Arche and López-Gómez (2014).

Distribution of sedimentary bodies and sub-environments in the modeled area

The exceptional outcropping characteristics in the area allow us to establish the architectural elements of the study

unit, which are the characteristics of a distal fluvial floodplain furrowed by high sinuosity fluvial channels (Viseras and Fernández, 2010). From this we see that the basal main channel and point bar deposits pass laterally into floodplain and swamp deposits interbedded with the crevasse-splay complex deposits (Fig. 2).

In this outcrop, amalgamated crevasse-splay deposits occur throughout but are clearly more frequent toward the eastern edge of the outcrop though still interbedded with an abundance of floodplain and swamp deposits. Toward the western part of the outcrop, the corresponding main channel and point bar deposits occur.

Finally, toward the top of this key outcrop, main channel and point bar deposits occur and grade laterally into the crevasse-splay deposits to the E of the outcrop (Fig. 2).



Fig. 2.- Panoramic view of the study area with the distribution of the main sub-environments characteristic of a distal flood plain in the M-S unit: channels and crevasse-splay lobes. Notice the serrated pattern of the Gamma Ray (GR) signal for this unit highlighting the alternation of sandstone and mudstone beds. See color figure in the web.

Fig. 2.- Vista panorámica de la zona de estudio con la distribución de los principales subambientes característicos de una llanura de inundación distal en la unidad M-S: canales y lóbulos de derrame. Nótese el patrón serrado de la señal de Rayos Gamma (GR) para esta unidad poniendo en evidencia la alternancia de capas de arenisca y argilita. Ver figura en color en la web.

Conceptual model: outcrop and subsurface information

The exceptional quality of the outcrops and the possibility of laterally following each stratigraphic horizon through a Digital Outcrop Model (DOM) and a series of 6 boreholes have allowed us to elaborate a conceptual model that includes a series of facies associations distributed in bands around the main element from which the sediment comes, that is, the fluvial channel (Fig. 3).

Thus, the main channel, with approximate dimensions of 40 m in width and 3 m thick, in its accretion inner margin grades into point bar deposits, which

may have two features at the top: scroll bars and locally chute channels. The scroll bar grades into distal floodplain deposits. On the erosive or inner margin of the channel there is a crevasse splay complex that can be partially eroded locally by a crevasse channel. The distal floodplain environment is located up to 300 m from the main channel and locally can intersperse swamp deposits.

The analysis of the well logs from 6 boreholes (Fig. 1) that cut the studied unit shows that there are characteristic patterns of each of the sub-environments distinguished in outcrop. Thus, channel bodies are characterized by a bell-shape profile of the Gamma Ray (GR) log, random az-

imuth and low to high angles of tadpole patterns (Fig. 3). On the other hand, the crevasse-splay bodies characteristically show a funnel-shape GR log, unidirectional azimuths and low dip angles of tadpole patterns, as well as synsedimentary deformation in their lower part (especially frequent in the medial crevasse, Fig. 3). Finally floodplain deposits are represented in well logs by a serrated-shape of GR log, unidirectional azimuths and very low angles of tadpole patterns.

Conclusions

The integrated analysis of outcrop and subsurface (OBO characterization)

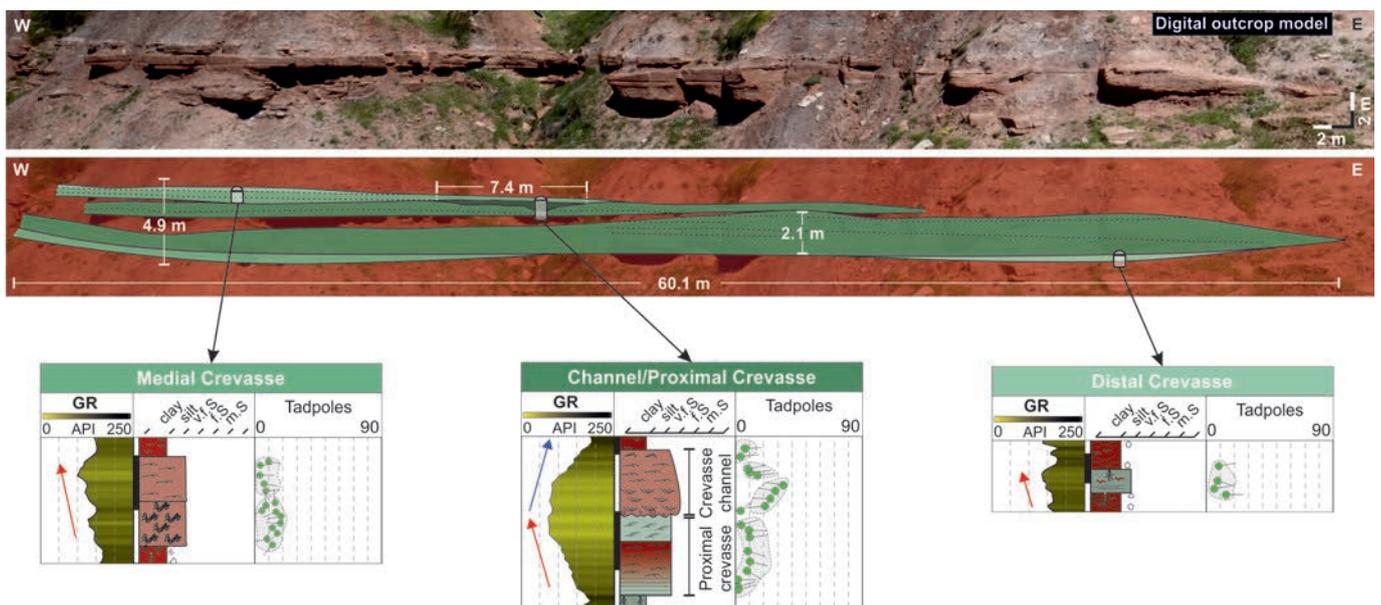


Fig. 3.- Sequences, patterns of Gamma Ray (GR) and tadpole characteristic of different parts of a crevasse-splay lobe geobody. See color figure in the web.

Fig. 3.- Sucesiones, patrones de Rayos Gamma (GR) y de tadpole característicos de distintas partes de un geocuerpo de lóbulo de derrame. Ver figura en color en la web.

of a Triassic unit of low net-to-gross ratio originated from the sedimentary dynamics of a fluvial distal floodplain has allowed us to conclude that:

1. There are characteristic lithofacies, GR logs and tadpole patterns for each of the sub-environments that can be established in the floodplain.
2. The width of the bands of lithofacies has values that are related to the size of the channel from which the sediment comes.
3. Inferences can be made from 1D data obtained in well on the position and dimensions in the space of the main sandstone architectural elements (main channel, point bar, crevasse splay).
4. The correct application of this workflow allows reducing uncertainty in the location of sand-on-sand contacts, advancing lateral amalgamation patterns and vertical stacking of sandstone geobodies.

Acknowledgements

The quality of the manuscript has improved significantly in response to the comments of Dr. J.M. Soria, another anonymous reviewer and the editor (Dr. Díaz). Funding was provided by the re-

search project CGL2017-89618-R (AEI/FEDER, UE), the RNM369 Research Group (PAI) and by the Repsol-University of Granada agreement. The authors are indebted to the Consejería de Agricultura of Castilla-La Mancha (JCCM), the city hall of Alcaraz and Luis Fernández and María Alcazar (landowners) for the drilling licenses. The authors also thank REPSOL EXPLORACION, CEPSA E.P. and CRIMIDESA Mining Co. for their support.

References

- Arche, A. and López-Gómez, J. (2014). *Earth-Science Reviews* 128, 196-231.
- Bridge, J.S. and Tye, R.S. (2000). *AAPG Bulletin* 84, 1205-1228.
- Fernández, J. and Dabrio, C. (1985). In: *Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. Lecture Notes in Earth Sciences* (D. Mader, Ed.), 411-435.
- Henares, S., Caracciolo, L., Cultrone, G., Fernández, J. and Viseras, C. (2014). *Marine and Petroleum Geology* 51, 136-151.
- Henares, S., Caracciolo, L., Viseras, C., Fernández, J. and Yeste, L.M. (2016). *AAPG Bulletin* 100 (9), 1377-1398.
- Sánchez-Moya, Y., Arribas, J., Gómez-Gras, D., Marzo, M., Pérez-Arlucea, M. and Sopeña, A. (2004). In: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 485-487.
- Slatt, R.M., Buckner, N., Abousleiman, Y., Sierra, R., Philp, P., Miceli-Romero, A., Portas, R., O'Brien, N., Tran, M., Davis, R. and Wawrzyniec, T. (2011). In: *Shale reservoirs—Giant resources for the 21st century* (J. Breyer, Ed.), AAPG Memoirs 97, 1-21.
- Viseras, C. and Fernández, J. (2010). In: *Sedimentología* (A. Arche, Ed.), CSIC, 261-297.
- Viseras, C., Fernández, J. and Henares, S. (2011). *Search and Discovery*, Article #90135.
- Viseras, C., Henares, S., Yeste, L.M. and García-García, F. (2018). In: *Fluvial Meanders and Their Sedimentary Products in the Rock Record* (M. Ghinassi, L. Colombera, N.P. Mountney and A.J.H. Resink, Eds.). IAS Special Publication 48, 419-444, DOI: 10.1002/9781119424437.ch16.
- Yeste, L.M., Henares, S., McDougall, N., García-García, F. and Viseras, C. (2018). In: *River to Reservoir: Geoscience to Engineering* (P. Corbett, A. Owen, A. Hartley, S. Pla-Pueyo, D. Barreto, C. Hackney and S. Kape, Eds.). GSL Special Publication 488, DOI: 10.1144/SP488.3.

Peridotite xenoliths from the Morrón de Villamayor volcano (Calatrava Volcanic Field)

Xenolitos peridotíticos del volcán Morrón de Villamayor (Campo Volcánico de Calatrava)

Javier García Serrano¹, Carlos Villaseca² and Cecilia Pérez-Soba²

¹ Dpto. Mineralogía y Petrología. Facultad CC. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.

² Instituto de Geociencias IGEO (UCM, CSIC).

ABSTRACT

The El Morrón de Villamayor (MVM) peridotite xenoliths vary from orthopyroxene-poor lherzolite to wehrlite in modal composition. This compositional feature contrasts with other Calatrava (CVF) xenolith suites. The studied xenoliths equilibrated at lower temperatures (618–942 °C) and slightly shallower (8.8–13.6 kbar) conditions than other CVF peridotites. MVM peridotites show local intense interaction with the host leucitite displaying spongy rims around primary clinopyroxene and also reaction zones with K-rich minerals (e.g., sanidine, leucite and richterite) and widespread clinopyroxene, olivine and spinel neoblasts. Nevertheless, the orthopyroxene-poor character of MVM peridotites might be caused by some previous metasomatic event.

Key-words: peridotite xenoliths, leucitite melt, wehrlite, Calatrava Volcanic Field.

Geogaceta, 67 (2020), 43–46
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introduction

Ultramafic xenoliths carried by alkaline volcanic magmas provide crucial information about the subcontinental lithospheric mantle. In this work, we characterize the mantle of central Spain by studying peridotite xenoliths from the El Morrón de Villamayor volcanic center (MVM), which belongs to the Calatrava Volcanic Field (CVF).

The CVF is a Neogene anorogenic intracontinental zone within the circum-Mediterranean province (Lustrino and Wilson, 2007). This volcanic field includes more than 200 volcanic vents in an area of around 5500 km² (Ancochea, 1982; Cebriá, 1992).

The Calatrava volcanism occurred during two different stages (Ancochea, 1982). The first stage was a minor ultrapotassic event around 8.7–6.4 my ago, which originated the studied MVM volcanic center. A second widespread stage (3.7 to 0.7 Ma) generated volcanic centers of sodic alkaline magmatism, some of them carrying mantle xenoliths

that have been previously studied: El Palo (Bianchini *et al.*, 2010), Cerro Peñalado (Villaseca *et al.*, 2010), El Aprisco (Villaseca *et al.*, 2010, González-Jiménez *et al.*, 2014; Lierenfeld and Mattsson, 2015; Puelles *et al.*, 2016; Villaseca *et al.*, 2019) and Los Tormos (Andía *et al.*, 2018) volcanoes.

Petrographic characterization of host magma and mantle xenoliths

The MVM is a small (<1 km²) monogenetic volcanic edifice with an outstanding chemical and isotopic composition compared to the rest of studied volcanic centers of the CVF (e.g., López-Ruiz *et al.*, 1993; Lustrino *et al.*, 2019). The volcanic peak poured out a set of highly porphyritic olivine leucitite lava flows showing large (up to 7 mm) olivine macrocrysts.

Within these lava flows, centimeter-sized mantle xenoliths appear. We have selected for this work a dozen of representative peridotite xenoliths with different compositional and textural

RESUMEN

Los xenolitos peridotíticos del volcán El Morrón de Villamayor (MVM) son lherzolitas pobres en ortopiroxeno y wehrlitas, en contraste con los datos previos de xenolitos de otros volcanes de Calatrava. Las peridotitas estudiadas están equilibradas a temperaturas más bajas (618–942 °C) y menor profundidad (8,8–13,6 kbar) que las estimadas en otras peridotitas del Campo Volcánico de Calatrava. Localmente hay una intensa interacción del fundido leucitítico con los minerales primarios de la peridotita, ya que se originan zonas de reacción con minerales ricos en K (p.ej., sanidina, leucita y richterita) y frecuentes neoblastos de clinopiroxeno, olivino y espinela. El carácter pobre en ortopiroxeno de las peridotitas MVM debe estar causado por algún evento metasomático previo.

Palabras clave: xenolitos peridotíticos, fundido leucitítico, wehrlita, Campo Volcánico de Calatrava.

Fecha de recepción: 24/06/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

features. The sampled mantle xenoliths are thin slices of small size (<7 cm in maximum length) showing evidence of interaction with the host melt. These mantle xenoliths display a coarse- to medium-grained protogranular texture, except three samples that present fine-grained equigranular texture. One xenolith shows traces of mineral orientation.

Modal analyses were performed, but due to the small size of the xenoliths the results may be considered as rough estimations. Peridotites are mostly classified as lherzolites, and three samples plot in the wehrlite field. This compositional range is markedly lower in orthopyroxene modal amount than other suites of the CVF (Fig. 1A).

The peridotites consist of olivine, clinopyroxene, orthopyroxene, spinel and reaction zones rich in secondary minerals. One lherzolite sample (116442) has a minor amount of spinel. No hydrous metasomatic minerals have been found in the MVM mantle xenoliths.

There are evidences that host leucitite melt affected these mantle xenoliths

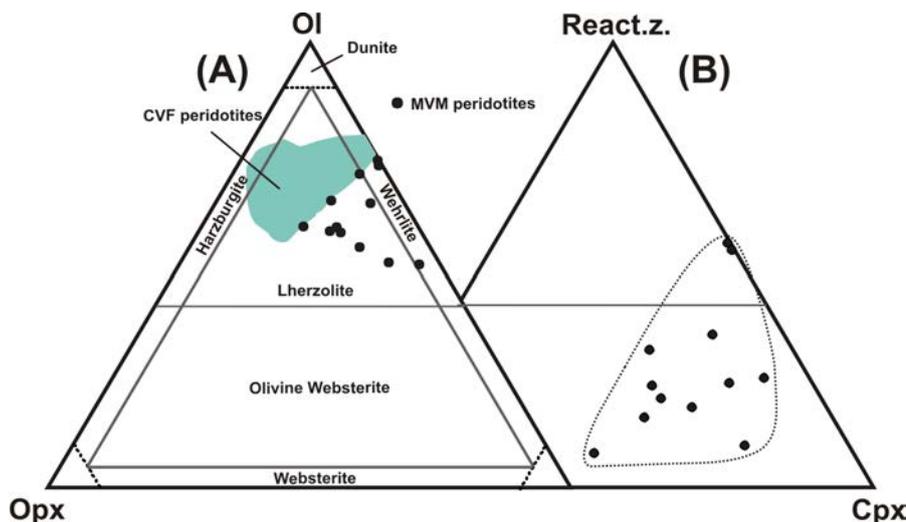


Fig. 1.– A) Modal classification of the MVM xenoliths using the IUGS scheme (Le Maitre *et al.*, 2002). B) Modal composition including the amount of reaction zones (React.z.) of the MVM xenoliths. See color figure in the web.

Fig. 1.– A) Análisis modales de los xenolitos del MVM. B) Composición modal incluyendo la proporción de las zonas de reacción (React.z.) Ver figura en color en la web.

ths. Thus, an increase of spongy texture in clinopyroxene crystal rims appears, mostly in those close to the xenolith margin (Fig. 2). This secondary clinopyroxene hosts glass microinclusions and vugs similar to those described by Pan *et al.* (2018). Moreover, complex reaction zones are also common towards the contact with the host leucite (up to 21 vol.%, Fig. 1B). In these areas, primary peridotite minerals have been transformed to secondary neoblasts of spinel, clinopyroxene and olivine, together with interstitial richterite amphibole, sanidine, leucite, K-rich nepheline, sulfur drops within interstitial glass, and local carbonate patches.

Reaction zones show locally some textural zoning. Thus, sieved textures appear on crystal rims of primary peridotite minerals (zone 1), evolving towards granoblastic aggregates of micro-neoblasts (zone 2), and further on micro-symplec-

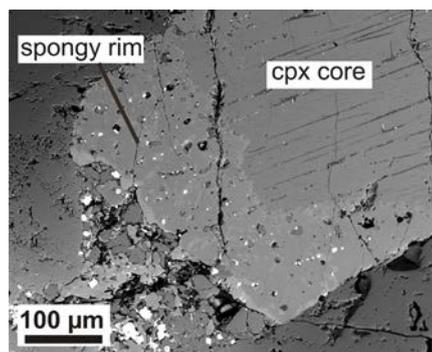


Fig. 2. - Spongy clinopyroxene towards the contact with host leucite.

Fig. 2. - Clinopiroxeno criboso próximo al contacto con la leucitita olivínica.

titic intergrowths of ol-2 and cpx-2 towards the center of these areas (zone 3). The mineral chemistry of spongy types when compared to neoblasts is slightly different as shown below.

Mineral Chemistry

Olivine

The Mg number [$\#Mg = 100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{2+})$ on molar basis] of primary olivine mostly ranges from 89.7 to 90.9, except for sample 116442, which has lower olivine modal amount, showing a higher $\#Mg$ (91.4-91.9) than other MVM mantle xenoliths. Secondary olivine display higher MgO and CaO contents, as observed in other xenolith suites (Villaseca *et al.*, 2010; Andía *et al.*, 2018).

Orthopyroxene

$\#Mg$ varies from 89.6 to 91.5, but again lherzolite 116442 shows higher $\#Mg$ (91.8-92.7) values. Orthopyroxene from this sample shows the lowest Al_2O_3 and the highest Cr_2O_3 contents of the MVM peridotite xenolith suite.

Clinopyroxene

Similarly to olivine and orthopyroxene, sample 116442 has clinopyroxene with higher $\#Mg$ (92.9-93.9) than other MVM mantle xenoliths (90.4-92.7). It also displays lower Al_2O_3 , Na_2O and TiO_2 (Fig. 3B) but higher Cr_2O_3 contents (Fig. 3A).

Spongy clinopyroxene shows higher CaO and TiO_2 , and lower Na_2O and Al_2O_3 contents than primary clinopyroxene, and plots in different compositional fields with respect to the small cpx-2 neoblasts of reaction zones 2 and 3 (Fig. 3).

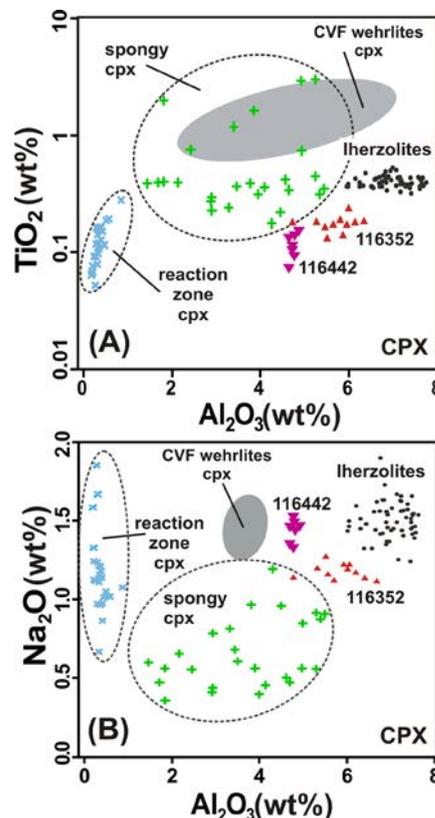


Fig. 3.– A) Al_2O_3 vs. TiO_2 , and B) Al_2O_3 vs. Na_2O diagrams of clinopyroxene, compared to other CVF wehrlites from Andía *et al.* (2018) and Villaseca *et al.* (2010). See color figure in the web.

*Fig. 3.– Diagramas (A) Al_2O_3 vs. TiO_2 y (B) Al_2O_3 vs. Na_2O de clinopiroxenos, comparados con los de wehrlitas de otros centros volcánicos del Campo Volcánico de Calatrava (Andía *et al.*, 2018; Villaseca *et al.*, 2010). Ver figura en color en la web.*

Spinel

Two types of spinel can be distinguished. Primary spinel is characterized by low Cr_2O_3 (8.7-12.7 wt%) and high Al_2O_3 (49.7-52.6 wt%) contents, as in other Calatrava xenolith suites. However, spinel in lherzolite 116352 shows slightly higher Cr_2O_3 (16.5-17.9 wt%) and lower Al_2O_3 (49.7-52.6 wt%) contents (Fig. 4).

Secondary spinel from reaction zones displays higher and wider Cr_2O_3 (12.0-20.0 wt%) and lower Al_2O_3 (45.8-53.9 wt%) contents than primary spinel, being remarkable its high TiO_2 (0.35-3.0 wt%, Fig. 4) and FeO (13-28.7 wt%) contents.

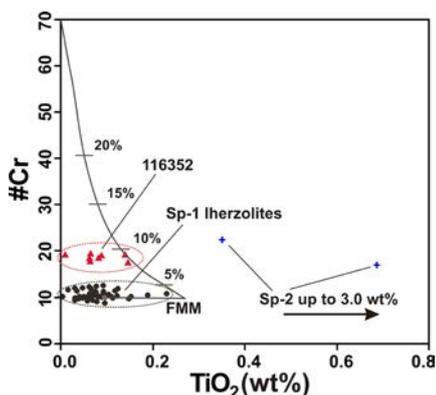


Fig. 4.– TiO₂ vs. Cr number [#Cr = 100*Cr / (Cr + Al) on molecular basis] diagram of spinel. The trend of partial melting of a fertile MORB mantle (FMM) is shown for comparison. See color figure in the web.
 Fig. 4.– Diagrama TiO₂ vs. número de Cr [#Cr = 100*Cr / (Cr + Al) en valores moleculares] en espinela. Se muestra para comparar la pauta de fusión de un manto tipo MORB (FMM). Ver figura en color en la web.

Geothermobarometry

The lack of garnet in the mantle xenoliths of the MVM volcano constrains pressure estimation depth to less than 60 km (pressure <17 kbar). We have used geobarometer estimates by Nimis and Ulmer (1998) on clinopyroxene composition. Estimated pressure in the MVM xenoliths ranges from 8.8 to 13.6 kbar. The lowest pressure estimate corresponds to the orthopyroxene-poor Iherzolite 116442.

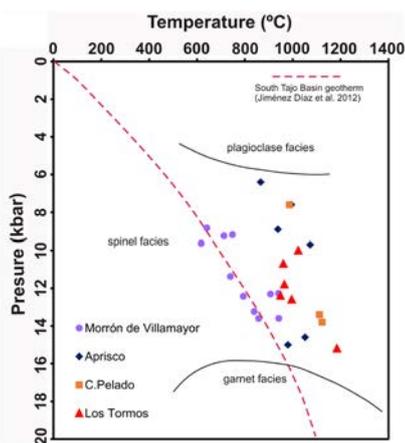


Fig. 5.– Pressure vs. temperature diagram estimated by using the geobarometer of Nimis and Ulmer (1998) and the two-pyroxene geothermometer of Brey and Köhler (1990), compared with results from the Aprisco and the Cerro Pelado xenolith estimates (Villaseca et al., 2010). See color figure in the web.
 Fig. 5.– Diagrama de presión vs. temperatura estimados usando el geobarómetro de Nimis y Ulmer (1998) y el geotermómetro de dos piroxenos de Brey y Köhler (1990). Se compara con los xenolitos del Aprisco y el Cerro Pelado (Villaseca et al., 2010). Ver figura en color en la web.

Temperatures calculated on the basis of the two pyroxene geothermometer of Brey and Köhler (1990) range from 618 to 942 °C (at pressures previously estimated). These temperatures are notably lower than other estimates in CVF peridotite xenolith suites (Bianchini et al., 2010; Villaseca et al., 2010; Andía et al., 2018) (Fig. 5). Importantly, the MVM peridotite temperatures are mostly aligned with the south Tajo basin geotherm estimated by Jiménez-Díaz et al. (2012). The lower temperature of the MVM xenoliths could be due to the eccentric position of the MVM volcano respect to the main CVF, with a higher volcanic center concentration, suggestive of a major thermal input in this mantle sector.

Discussion

Orthopyroxene-poor xenolith suite

The MVM peridotite modal composition is based only on preserved primary minerals (79 to 97 vol.% of rock), which define the orthopyroxene-poor character of this suite. The limited amount of reaction zones indicates that leucitite melt infiltration cannot change significantly the orthopyroxene-poor character of the MVM xenoliths.

Therefore, MVM xenoliths might have undergone a previous alkaline silica-undersaturated metasomatic event inducing the orthopyroxene-poor singularity of these peridotites. At least, three alkaline metasomatic events of different ages (Cretaceous, Eocene and Miocene) have been described in the CVF (Villaseca et al., 2019). Correlation with any of those old magmatic events requires further study on mineral trace element contents of cryptically metasomatized minerals.

The chemical composition of the MVM wehrlite clinopyroxene does not overlap the fields of other studied CVF wehrlite xenoliths (Villaseca et al., 2010; Andía et al., 2018), indicating that MVM Opx-poor xenoliths are not the consequence of reaction with Fe-Ti-rich silica-undersaturated melts of the Calatrava volcanism, as was suggested in those studies on the origin of the Cerro Pelado or Los Tormos wehrlites.

Partial melting of the mantle sources

According to the #Cr vs. TiO₂ diagram for spinel in MVM peridotite xenoliths

(Fig. 4), most xenoliths display low partial melting degrees (5%), except for Iherzolite 116352 (7-10%). This moderate degree of partial melting is in the range obtained in other CVF peridotite suites (Villaseca et al., 2010; Andía et al., 2018).

Decompression during transport

The high Al^{IV}/Al^{VI} ratios shown by spongy clinopyroxene is a decompression indicator (Aoki and Kushiro, 1968; Su et al., 2011). The MVM spongy and reactional clinopyroxene neoblasts have higher Al^{IV}/Al^{VI} ratios than primary clinopyroxene (Fig. 6), suggesting an origin by decompression during host-melt reaction. Pressure estimates on secondary clinopyroxene yield markedly lower values (1.3–4.5 kbar) than on primary clinopyroxene.

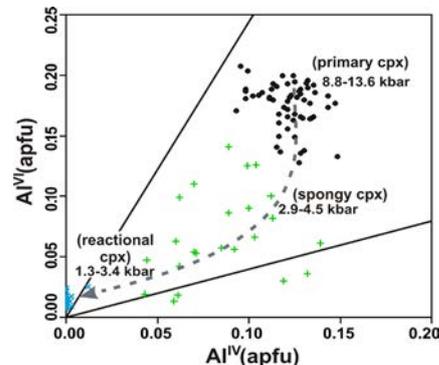


Fig. 6.– Al^{IV} vs. Al^{VI} diagram of MVM peridotite clinopyroxene defining a decompression trend from primary to secondary phases. See color figure in the web.
 Fig. 6.– Diagrama de Al^{IV} vs. Al^{VI} en clinopiroxenos de xenolitos del volcán MVM mostrando la tendencia de decompresión de tipos primarios a secundarios. Ver figura en color en la web.

Conclusions

The composition of the lithospheric mantle sampled by the olivine leucitite magmas of the MVM volcano contrasts markedly in modal analyses with other CVF xenolith suites. Its composition varies from orthopyroxene-poor Iherzolites to wehrlites. In the xenoliths studied, the leucitite host magma locally interacted with all the main peridotite minerals generating K-rich minerals within reaction zones (e.g., sanidine, leucite, amphibole or K-rich nepheline). Nevertheless, the original modal compositions are not substantially modified out of these zones and preserve the original orthopyroxene-poor character of the MVM xenolith suite.

The chemical composition of the primary MVM clinopyroxene contrast with wehrlites of other xenolith suites from the CVF. Most of the CVF wehrlites might be originated by Fe-Ti metasomatism via sodium alkaline host melt-peridotite reaction, but the metasomatic agent that generated the MVM wehrlites and the orthopyroxene-poor signature of associated Iherzolites is still not identified. Due to the early character of the ultrapotassic magmatism in the CVF, it is suggested that previous alkaline silica-undersaturated events have played a role in the origin of the Opx-poor signature of the MVM xenolith suite.

Finally, the mantle below the MVM volcano is markedly cold, probably due to its eccentric position with respect to the main effusive area of the CVF.

Acknowledgments

We thank Alfredo Fernández Larios for his assistance with the electron microprobe analyses in the Centro Nacional de Microscopía Electrónica (UCM). We acknowledge Manuel Díaz Azpiroz (editor), David Orejana and an anonymous reviewer their helpful comments on an earlier version of this paper. This work is included in the objectives and supported by the CGL2016-78796 project of the Spanish Ministerio de Ciencia

e Innovación (MICINN), and the UCM 910492 group.

References

- Ancochea, E. (1982). *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central*. Tesis Doctoral, UCM, Madrid, 675 p.
- Andía, J., Villaseca, C. and Pérez-Soba, C. (2018). *Geogaceta* 63, 99-102.
- Aoki, K.I. and Kushiro, I. (1968). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 18, 326-337.
- Bianchini, G., Beccaluva, L., Bonadiman, C., Nowell, G.M., Person, D.G., Siena, F. and Wilson, M. (2010). *Geological Society, London, Special Publications* 337, 107-124.
- Brey, G.P. and Köhler, T. (1990). *Journal of Petrology* 31, 1353-1378.
- Cebriá, J.M. (1992). *Geoquímica de las rocas basálticas de la región volcánica de Campo de Calatrava, España*. Tesis Doctoral, UCM, Madrid, 314 p.
- González-Jiménez, J.M., Villaseca, C., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Belousova, E., Ancochea, E. and Pearson, N.J. (2014). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 168, 1047, 24 p.
- Jiménez-Díaz, A., Ruiz, J., Villaseca, C., Tejero, R. and Capote, R. (2012). *Journal of Geodynamics* 58, 29-37.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B. and Bateman, P. (Eds.) (2005). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, Cambridge, 233 pp.
- Lierenfeld, M.B. and Mattsson, H.B. (2015). *International Journal of Earth Sciences* 104, 1795-1817.
- López-Ruiz, J., Cebriá, J.M., Doblas, M., Oyarzun, R., Hoyos, M. and Martín, C. (1993). *Journal of the Geological Society, London* 150, 915-922.
- Lustrino, M. and Wilson, M. (2007). *Earth Science Reviews* 81, 1-65.
- Lustrino, M., Fedele, L., Agostini, S., Prevelic, D., Salari, G. (2019). *Lithos* 324-325, 216-233.
- Nimis, P. and Ulmer, P. (1998). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 133, 122-135.
- Pan, S., Zheng, J., Yin, Z., Griffin, W.L., Xia, M., Lin, A. and Zhan, H. (2018). *Journal of Petrology* 320-321, 144-154.
- Puelles, P., Ábalos, B., Gil Ibarguchi, J.I., Carracedo, M. and Fernández-Armas, S. (2016). *Tectonophysics* 683, 200-215.
- Su, B.X., Zhang, H.F., Sakyi, P.A., Yang, Y.H., Ting, J.F. and Ma, Y.G. (2011). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 161, 465-482.
- Villaseca, C., Ancochea, E., Orejana, D. and Jeffries, T.E. (2010). *Geological Society, London, Special Publications* 337, 125-151.
- Villaseca, C., Belousova, E., Barfod, D., González-Jiménez, J.M. (2019). *Lithosphere* 11, 192-208.

Edad de las rocas volcánicas submarinas y plutónicas del Complejo Basal de La Palma: implicaciones en la evolución geológica temprana de la isla

Age of the submarine volcanic and plutonic rocks of the Basal Complex of La Palma: implications in the early geological evolution of the island

Ramón Casillas Ruiz¹, Julio de la Nuez Pestana¹, Carlos Fernández Rodríguez², Juan Ramón Colmenero Navarro³, Fred Jourdan⁴, Szabolcs Harangi⁵ y Réka Lukács⁵

¹ Departamento de Biología Animal, Edafología y Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de La Laguna. C/Astrofísico Francisco Sánchez S/N. 38206. La Laguna. Santa Cruz de Tenerife.

rcasilla@ull.es, jnuezpes@ull.es

² Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias Experimentales. Campus de El Carmen. Universidad de Huelva. 21071. Huelva. fcarlos@uhu.es.

³ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Univ. de Salamanca, Plaza de la Merced s/n 37008 Salamanca. colme@usal.es.

⁴ Department of Applied Geology. School of Science and Engineering. Curtin University. Hayman road, Bentley, WA6102, Australia. fjourdan@curtin.edu.au.

⁵ Department of Petrology and Geochemistry. MTA-ELTE Volcanology Research Group & Eötvös Loránd University. H-1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C, Hungary. szabolcs.harangi@geology.elte.hu, reka.harangi@gmail.com.

ABSTRACT

The first reliable geochronological results (U-Pb method in zircons and Ar-Ar in biotites) of the plutonic and submarine volcanic rocks of the La Palma Basal Complex are presented. Bearing in mind that the submarine trachytic lobe-hyaloclastitic complex is the oldest outcropping rock formation on the island, a minimum age can be estimated for the submarine growth stage of the La Palma island of 3.10 Ma. The trachybasaltic pillow lavas found above these trachytic rocks have an age of 2.48 Ma. On the other hand, from the ages obtained here for the plutonic rocks it is deduced that the subaerial volcanic edifices of Garafía and Lower-Taburiente constitute two successive volcano-plutonic complexes: with volcanic or extrusive rocks, on one side, forming two large shield volcanoes, and, on the other side, with plutonic rocks that represent the magmatic chambers that fed the activity of these volcanic edifices and that large gravitational landslides occurred in this sector of the island and the erosion itself have partially left uncovered in the bottom of the Caldera de Taburiente. An interesting snapshot of these volcano-plutonic complexes can be observed at the walls and the bottom of the impressive Caldera de Taburiente.

Key-words: La Palma, Basal Complex, geochronology, submarine volcanic rocks, plutonic rocks.

RESUMEN

Se presentan los primeros resultados geocronológicos (método U-Pb en circones y Ar-Ar en biotitas y anfíboles) fiables de las rocas volcánicas submarinas y plutónicas del Complejo Basal de La Palma. Teniendo en cuenta que el complejo lóbulo-hyaloclastítico traquítico submarino es la formación rocosa aflorante más antigua de la isla, se puede estimar un mínimo de edad para la etapa de crecimiento submarino de la isla de La Palma de 3,10 Ma. Las lavas almohadilladas traquibasálticas que se encuentran por encima de estas rocas traquíticas tienen una edad de 2,48 Ma. Por otro lado, de las edades aquí determinadas en las rocas plutónicas datadas se deduce que los edificios volcánicos subaéreos de Garafía y Taburiente Inferior constituyen dos complejos vulcano-plutónicos sucesivos: con rocas volcánicas o extrusivas, por un lado, formando dos grandes edificios en escudo, y, por otro, con rocas plutónicas que representan las cámaras magmáticas que alimentaban la actividad de estos edificios volcánicos y que los grandes deslizamientos gravitacionales acaecidos en este sector de la isla y la propia erosión han dejado parcialmente al descubierto en el fondo de la Caldera de Taburiente. Una interesante radiografía de estos complejos vulcano-plutónicos lo constituyen las paredes y el fondo de la impresionante Caldera de Taburiente.

Palabras clave: La Palma, Complejo Basal, geocronología, rocas volcánicas submarinas, rocas plutónicas.

Geogaceta, 67 (2020), 47-50
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 25/06/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción

En La Palma (Fig. 1) aflora una potente secuencia submarina dentro del Complejo Basal (C.B., Hernández-Pacheco, 1971; Hernández-Pacheco y Fernández-Santín, 1974; De la Nuez, 1983; Staudigel y Schmincke, 1984; Staudigel et al., 1986; Carracedo et al., 2001) y unas series volcánicas subaéreas (Coello,

1987; De la Nuez y Quesada, 1989; Ancochea et al., 1994; Guillou et al., 1998; 2001; Carracedo et al., 1999a y b; 2001; Singer et al., 2002; Hildenbrand et al., 2003; Quidelleur et al., 2003).

El Complejo Basal (Fig. 2) está formado por rocas basálticas y traquíticas submarinas intruidas por piroxenitas, gabros, gabros olivínicos, gabros anfíbólicos, gabros alcalinos y sienitas, y

una densa red de diques basálticos (De la Nuez, 1983; 1990; Staudigel y Schmincke, 1984; Demeny et al., 2008).

Dentro de las rocas volcánicas submarinas del Complejo Basal de La Palma podemos distinguir una formación sálica, más antigua, y una secuencia basáltica-traquibasáltica más moderna que se apoya sobre la primera según un contacto concordante y en continuidad

estratigráfica. La formación sálica, constituida por traquitas porfídicas, afaníticas o vítreas forma un complejo lóbulo-hialoclastítico traquítico submarino ("trachytic lobe-hyaloclastite complex"), previo a la formación traquibasáltica-basáltica submarina aflorante y, relacionado con la evolución de un magma basáltico anterior que daría lugar a la formación de un edificio basáltico en escudo submarino, no aflorante actualmente en la superficie de la Isla (Casillas *et al.*, 2016).

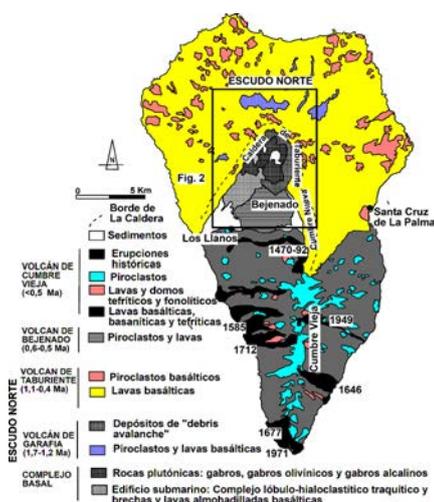


Fig. 1. - Mapa geológico de la isla de La Palma (modificado de Carracedo *et al.*, 2001).
Fig. 1.- Geological map of La Palma island (modified from Carracedo *et al.*, 2001).

Dentro de las rocas plutónicas, teniendo en cuenta sus relaciones de contacto y sus características petrológicas y geoquímicas, se pueden separar dos grupos claramente diferenciados (De la Nuez, 1983; Demeny *et al.*, 2008):

1. Gabros, gabros olivínicos, gabros anfíbólicos, monzodioritas, theralitas, essexitas y sienitas forman una serie moderadamente –fuertemente alcalina.
2. Melteigitas y sienitas nefelínicas que constituyen una serie fuertemente alcalina-ultralcalina.

Hasta el momento, los intentos que se han realizado para determinar la edad absoluta de las rocas volcánicas submarinas, las rocas plutónicas y los diques que las atraviesan, con el empleo del método K-Ar, han resultado infructuosas, debido, fundamentalmente, al exceso de Ar radiogénico que estas rocas contienen (Staudigel *et al.*, 1986).

En este trabajo se muestran los resultados obtenidos en la datación de estas rocas utilizando los métodos U-Pb en circones, con el empleo de la micro-

sonda iónica, y el de Ar-Ar en anfíboles y biotitas.

Metodología

Se han tomado 4 muestras de traquitas que forman parte de lóbulos del complejo lóbulo-hialoclastítico submarino (TAB-12, TAB-23, TAB-24 y TAB-33B) y 1 de lavas almohadilladas traquibasálticas que se encuentra por encima de las rocas traquíticas (TAB-28B), a diferentes alturas dentro de la columna estratigráfica, a lo largo del Barranco de las Angustias. Por otra parte, dentro de las rocas plutónicas de la serie moderadamente alcalina se tomaron 2 muestras de monzodioritas (TAB-27 y TAB-64) y una de gabro con feldespatoides (TAB-57). La posición de todas ellas se marca en la figura 2.

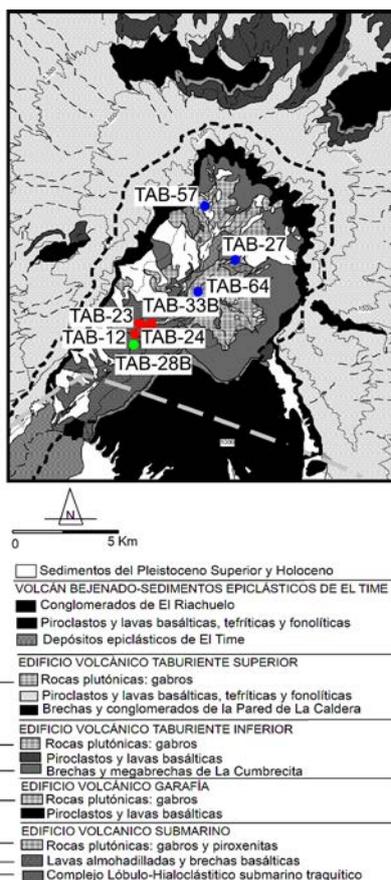


Fig. 2. - Mapa geológico de la Caldera de Taburiente (Colmenero *et al.*, 2012).
Fig. 2.- Geological map of the Caldera de Taburiente (Colmenero *et al.*, 2012).

En estas muestras se realizaron tareas de separación mineral para obtener concentrados de cristales de circón, anfíbol y biotita. Estos procesos se realizaron en el Laboratorio de Separación

Mineral del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Eötvös Loránd de Budapest, en Hungría.

Las separaciones realizadas permitieron obtener cristales de circón de las cuatro muestras de traquita y de una monzodiorita (TAB-64). También se pudo contar con concentrados de biotita de la otra muestra de monzodiorita (TAB-27) y del gabro con feldespatoides (TAB-57); y de concentrados de anfíbol de la lava almohadillada traquibasáltica (TAB-28B).

Las determinaciones isotópicas del método U-Pb en los concentrados de circones (20 medidas por muestra) se realizaron en una microsonda iónica SHRIMP II/mc del Servicio de Laboratorio IBERSIMS del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada.

Las determinaciones isotópicas del método Ar-Ar en las biotitas y anfíboles separados se realizaron en el espectrómetro de masas MAP 215/50 del Western Australian Argon Isotope Facility de la Universidad de Curtin (Australia).

Resultados obtenidos

En la Tabla I se recogen las edades obtenidas por el método U-Pb en circones de cuatro muestras de traquitas y de una monzodiorita. La edad de las traquitas se sitúa en los $3,10 \pm 0,03$ Ma. Esta edad es compatible con la obtenida por la datación de foraminíferos recogidos en capas de hialoclastitas de la parte superior de las rocas basálticas submarinas (más modernas que las traquitas), que se sitúa entre 2,8 y 4 Ma (Staudigel *et al.*, 1986; Castillo *et al.*, 2002). La muestra de monzodiorita analizada por este método da una edad de $1,05 \pm 0,02$ Ma.

Por otro lado, en la figura 3 y en la Tabla II se muestran los datos obtenidos con el empleo del método Ar-Ar de las biotitas de las dos muestras analizadas de rocas plutónicas, un gabro con feldespatoides (1,68 Ma) y una monzodiorita (1,20 Ma). También se muestran los datos de los anfíboles de las lavas almohadilladas traquibasálticas (2,48 Ma).

Las edades Ar-Ar en biotitas del gabro con feldespatoides (1,68 Ma) y de una de las monzodioritas (1,20 Ma) se sitúan en el intervalo de edades del Edificio Garafía (1,77-1,20 Ma Carracedo *et al.*, 2001; Guillou *et al.*, 2001), mientras que la edad U-Pb en circones de la otra

muestra de monzodiorita (1,05 Ma) está dentro del intervalo de formación del edificio volcánico Taburiente Inferior (1,12-0,8 Ma, Carracedo *et al.*, 2001; Guillou *et al.*, 2001).

que formaron parte de las cámaras magmáticas que alimentaron la actividad de los edificios volcánicos. Los grandes deslizamientos gravitacionales (Colmenero *et al.*, 2012) y la continua erosión

que afectaron a estos complejos volcánico-plutónicos han dejado parcialmente al descubierto las rocas plutónicas más tempranas aflorantes en el fondo de la Caldera de Taburiente.

Discusión y conclusiones

Los resultados geocronológicos presentados en el presente trabajo, y teniendo en cuenta los existentes en la bibliografía, permiten establecer un mínimo de edad para la etapa de crecimiento submarino de la isla de La Palma de 3,10 Ma, considerando que la formación rocosa aflorante más antigua de la isla de La Palma es el complejo lóbulo-hialoclastítico traquítico submarino (Casillas *et al.*, 2016). Tras este vulcanismo submarino sálico, se produciría la formación de las lavas almohadilladas traquibasálticas (2,48 Ma) y basálticas que aparecen en el Barranco de Las Angustias.

Por otro lado, la determinación de las edades de las rocas plutónicas que forman parte del Complejo Basal de La Palma permite, teniendo en cuenta la edad, la naturaleza y la composición de los edificios volcánicos subaéreos de Garafía y Taburiente Inferior, establecer una relación genética precisa entre estas rocas plutónicas y los edificios volcánicos subaéreos mencionados. De esta forma, los edificios volcánicos subaéreos de Garafía y Taburiente Inferior forman dos complejos volcánico-plutónicos en los que se pueden distinguir las rocas puramente volcánicas o extrusivas, que se han ido derramando y superponiendo a lo largo del tiempo hasta construir grandes edificios en escudo, y los materiales intrusivos o subvolcánicos que han ido atravesando las rocas anteriores y

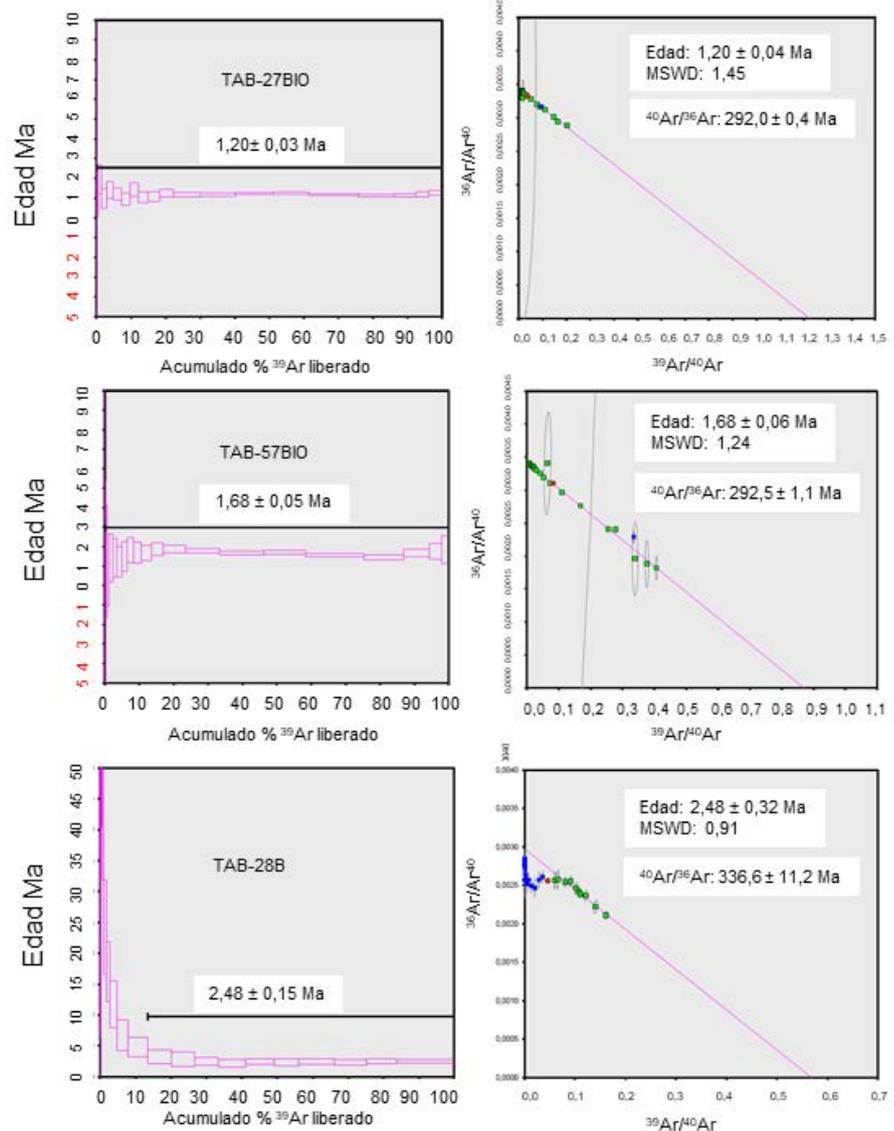


Fig. 3. – Edades "plateau" y de isócrona inversa de las muestras analizadas. Fig. 3.- "Plateau" and reverse isochron ages of the analyzed samples.

Muestra	Clasificación química	Localización	N (Nº de circones)	Concordia ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (207 Corregido)	Edad (Ma)
TAB-12	Traquita	Bco. de las Angustias cota 380	20	3,08±0,1	3,10±0,03
TAB-23	Traquita	Bco. de las Angustias cota 380	19	3,14±0,05	
TAB-24	Traquita	Bco. de las Angustias cota 360 (El Carbón)	20	3,13±0,05	
TAB-33B	Traquita	Bco. de las Angustias cota 390	20	3,06±0,1	
TAB-64	Monzodiorita	Bco. Almendro Amargo cota 500	20	1,05±0,02	1,05±0,02

Tabla I. Dataciones U-Pb en circones de rocas del Complejo Basal de La Palma. Table I. U-Pb ages on zircons from rocks of La Palma Basal Complex.

Muestra	Clasificación química	Localización	Edad (Ma)			
			Fusión total	Isocrona normal	Isocrona inversa	Plateau
TAB-27 (biotita)	Monzodiorita	Bco. Almendro Amargo, cota 740	1,19±0,03	1,20±0,04	1,20±0,04	1,20±0,03
TAB-57 (biotita)	Gabro con Feldespatoides	Bco. de los Cantos, cota 1025	1,64±0,06	1,68±0,06	1,68±0,06	1,68±0,05
TAB-28B (anfíbol)	Traquibasalto	Bco. de las Angustias cota 350 (El Carbón)	4,28± 0,9	2,49±0,33	2,48±0,32	2,48±0,15

Tabla II. Dataciones ⁴⁰Ar-³⁹Ar de anfíboles de lavas almohadilladas traquibasálticas y biotitas de gabros del Complejo Basal de La Palma.
Table II. ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages on amphibole from the trachybasaltic pillow lavas and biotite from the gabbros from La Palma Basal Complex.

Agradecimientos

Trabajo financiado por los Proyectos CGL2009-07775/BTE del MICI; CGL2016-75062-P del MCI; PIL2190901 del GC; y 529/2012 del MIMAA. Agradecemos a D. Ángel Palomares, Director-Conservador del P. N. Caldera de Taburiente, y al resto del personal del Parque, en especial a D. Álvaro Rodríguez y D. Valentín Abel Rodríguez su inestimable e imprescindible ayuda. También agradecemos a D^a Gloria Martín Velázquez su colaboración en las actividades de campo. Los autores agradecen las correcciones del revisor anónimo y de la Dra. D^a Meritxell Aulinas Junca que con sus interesantes sugerencias han ayudado a mejorar este artículo. Esta es la publicación IBERSIMS nº 63.

Referencias

Ancochea, E., Hernán, F., Cendrero, A., Cantagrel, J.M., Fuster, J.M., Ibarrola, E. y Coello, J. (1994). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 60, 243-262.
 Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H. y Grvestock, P. (1999a). *Geological Society of America Bulletin* 111, 755-768.
 Carracedo, J.C., Day, S.J., Guillou, H. y Pérez-Torrado F.J. (1999b). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94, 169-190.

Carracedo, J.C., Badiola, E.R., Guillou, H., De la Nuez, J. y Pérez Torrado, F.J. (2001). *Estudios Geológicos* 57, 175-273.
 Casillas, R., De la Nuez, J., Colmenero, J.R. y Fernández, C. (2016). *Geo-Temas* 16 (1), 399-402.
 Castillo, C., Usera, J., Liché, D., De la Nuez, J. y Casillas R. (2002). En: *XVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología-II Congreso Ibérico de Paleontología*. Libro de Resúmenes, 29-30.
 Coello, J. (1987). *Simposio Internacional de Recursos Hidráulicos «Canarias Agua 2000»*. 19 p.
 Colmenero, J.R., de la Nuez, J., Casillas, R. y Castillo, C. (2012). *Geomorphology* 177-178, 108-127.
 De la Nuez, J. (1983). *El Complejo intrusivo subvolcánico de la Caldera de Taburiente (La Palma, Canarias)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 401 p.
 De la Nuez, J. (1990). En: *Homenaje al Profesor Dr. Telesforo Bravo. Tomo I*. Secretariado de Publicaciones. Univ. De La Laguna, 543-557.
 De la Nuez, J. y Quesada, M.L. (1989). *Boletín Geológico y Minero* 110, 19-24.
 Demeny, A., Casillas, R., Vennemann, T.H., Hegner, E., Nagy, G., Ahijado, A., de la Nuez, J., Sipos, P., Pilet, S. y Milton, J. (2008). En: *Metasomatism in oceanic and continental lithospheric Mantle* (M. Coltorti y M. Grégoire, Eds.) Geological Society, London, Special Publications 293, 155-175.
 Guillou, H., Carracedo, J.C. y Day, S. (1998). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 86, 137-149.
 Guillou, H., Carracedo, J.C. y Duncan, R.A. (2001). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 106, 175-194.
 Hernández-Pacheco, A. (1971). *Estudios Geológicos* 27, 255-265.
 Hernández-Pacheco, A. y Fernández Santín, S. (1974). En: *Proc. Symp. Andean and Antartic Volcanology Problems*. IA-VCEI. Santiago, Chile, 98-111.
 Hildenbrand, A., Gillot, P.-Y., Soler, V. y Lahitte, P. (2003). *Earth and Planetary Science Letters* 210, 277-289.
 Quidelleur, X., Carlut, J., Soler, V., Valet, J.P., Gillot, P.Y. (2003). *Earth and Planetary Science Letters* 208 (3-4), 149-163.
 Singer, B.S., Relle, M.K., Hoffman, K.A., Battle, A., Laj, C., Guillou, H. y Carracedo, J.C. (2002). *Journal of Geophysical Research* 107, 2307.
 Staudigel, H. y Schmincke, H.U. (1984). *Journal of Geophysical Research* 89 (B13), 11.195-11.215.
 Staudigel, H., Feraud, G. y Giannerini, G. (1986). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 27, 299-322.

Los volcanes de las islas Columbretes (Mediterráneo occidental) I: el volcán de Columbrete Grande y el volcán de Navarrete

The volcanoes of the Columbretes Islands (western Mediterranean) I: the Columbrete Grande volcano and the Navarrete volcano

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

The Columbretes Islands constitute a small archipelago, formed by numerous islets, remains of the emerged part of volcanoes. Two of these volcanoes have a basic composition: the Columbrete Grande volcano and the Navarrete volcano. Both are tuff-rings of about one kilometer in diameter, the first of which has been formed in at least three eruptive phases. The craters of the Columbrete Grande volcano are aligned with the Navarrete volcano, defining a direction of volcanic activity of basic composition, unique in the archipelago.

Key-words: Columbretes Islands, tuff-rings, western Mediterranean volcanoes.

RESUMEN

Las islas Columbretes constituyen un pequeño archipiélago, formado por numerosos islotes, restos de la parte emergida de volcanes. Dos de esos volcanes tienen composición básica: el volcán de Columbrete Grande y el volcán de Navarrete. Los dos son tuff-rings de aproximadamente un kilómetro de diámetro, el primero de los cuales se ha formado en, al menos, tres fases eruptivas. Los cráteres del volcán de Columbrete Grande se alinean con el volcán de Navarrete, definiendo una dirección de actividad volcánica de composición básica, única en el archipiélago.

Palabras clave: Islas Columbretes, tuff-rings, volcanes del Mediterráneo occidental.

Geogaceta, 67 (2020), 51-54
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 28/06/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción y antecedentes

El campo volcánico de Columbretes se sitúa en el margen oriental de la península Ibérica en la plataforma continental del Ebro, cubriendo un área de unos 90 x 40 km (ver Muñoz *et al.*, 2005). En esta zona, el mar Mediterráneo no supera los 100 m de profundidad, aunque hacia el este, en el borde de la plataforma, rápidamente alcanza valores de más de mil metros. El campo volcánico es esencialmente submarino (Muñoz *et al.*, 2005) y su parte emergida aparece en su zona oriental, dando lugar al pequeño archipiélago de las islas Columbretes.

Estas islas han sido estudiadas desde antiguo, destacando los trabajos iniciales de San Miguel de la Cámara (1936), San Miguel de la Cámara y Fúster (1951) y Hernández-Pacheco y Asensio Amor (1966). Los trabajos de mayor detalle corresponden por una parte a Vidal (1972) que en su Tesis de Licenciatura (inédisita) estudia la petrografía y composición en elementos mayores de las rocas. Vidal *et al.* (1974) publican una parte de los resultados. Posteriormente, Alonso Matilla (1982, 1987a,

b) estudia con más detalle las características de las islas, la petrografía de las rocas a partir de nuevas muestras y realiza análisis de elementos mayores y algunos elementos traza. Martí *et al.* (1992), Aparicio *et al.* (1994), Aparicio y García (1995) aportan nuevos datos composicionales y analizan su petrogénesis. Aparicio *et al.* (1991) publican las únicas dataciones radiométricas existentes hasta el momento.

El objetivo de este trabajo es analizar aspectos vulcanológicos de las islas Columbretes, que han sido escasamente tratados por los autores anteriores. Para ello se han empleado nuevos datos batimétricos del Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM, 1996) y de la base de datos de EMODnet (2018) y se han revisado 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 y Geoquímica de la Universidad Complutense.

Las islas Columbretes están formadas por una isla de mayor tamaño (Columbrete Grande) y por numerosos islotes distribuidos en una franja de dirección norte-sur (Fig. 1).



Fig. 1.- El archipiélago de Las Columbretes.
Fig. 1.- The archipelago of Las Columbretes.

Para su descripción los autores anteriores han agrupado a los islotes por proximidad, sin considerar si formaban, o no, parte de un mismo centro volcánico. La novedad del planteamiento en este trabajo es la de analizar los volcanes, no los grupos de islas, y establecer la correspondencia entre islotes y volcanes. Por la longitud del trabajo se presentan los resultados en dos partes: la parte I (este trabajo), dedicada a los volcanes de composición básica y la parte II dedicada a los volcanes de composición sálica.

Composición de las islas

Existen 118 análisis de las rocas de las islas Columbretes (Vidal, 1972; Vidal *et al.*, 1974; Alonso Matilla, 1982, 1987b; Aparicio y García, 1995). Las muestras analizadas son tobas, bombas y enclaves. Los análisis de las tobas no son especialmente significativos, pues pueden tener pequeños fragmentos de todo tipo de rocas. En cuanto a los de las bombas, habría que diferenciar si se trata de bombas juveniles (que representan la composición del magma que está haciendo erupción y por lo tanto la del volcán) o son bombas accidentales, es decir, fragmentos arrancados de zonas más profundas. Atribuir las bombas a uno u otro origen es complejo y discutible. Los análisis de las rocas de estos volcanes representan, por lo tanto, las composiciones de las rocas que están bajo el volcán y no necesariamente la del magma de la erupción.

Se han revisado los análisis existentes y eliminado los que corresponden a tobas, a enclaves granudos (gabros y sienitas) y a rocas alteradas, con elevados contenidos en H₂O o CO₂. A continuación, se han agrupado por volcanes (no por grupos de islotes próximos). La figura 2 permite conocer la composición de los distintos volcanes.

Dos de los volcanes tienen rocas de composición básica (basanitas y tefritas): el volcán de Columbrete Grande y el volcán de Navarrete. Las rocas de los volcanes de La Horadada y El Bergantín son fonolitas. El volcán de Ferrera, que se encuentra en la misma zona que el volcán básico de Navarrete, es el único que tiene rocas con composiciones intermedias entre las de los demás volcanes: son fundamentalmente fonolitas, pero fonolitas tefríticas y además tiene bombas de tefritas fonolíticas (Fig. 2).

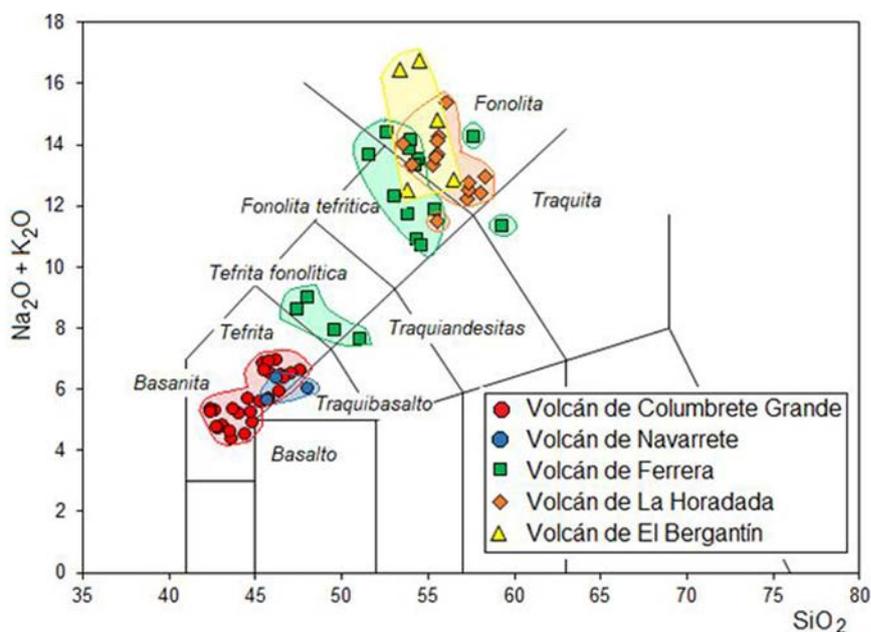


Fig. 2.- Composición de las rocas de los volcanes de las islas Columbretes (Diagrama TAS).
Fig. 2.- Composition of the rocks from the volcanoes of the Columbretes Islands (TAS diagram).

En este trabajo nos centramos exclusivamente en los dos volcanes de composición básica: el volcán de Columbrete Grande y el volcán de Navarrete.

El volcán de Columbrete Grande

El único conjunto de islas en el que se reconoce claramente la morfología de un volcán (el volcán de Columbrete Grande) es el que forman la isla de Columbrete Grande (o Isla Grossa) y los islotes de La Señoreta, Mascarat y Mancolibre (Hernández Pacheco y Asensio Amor, 1966; Vidal, 1972; Vidal *et al.*, 1974; Alonso Matilla, 1987a; Aparicio *et al.*, 1991; Aparicio y García, 1995).

Esas islas aparecen formando un anillo incompleto, cuya parte NE falta, erosionada por la acción del mar (Fig. 3). Se trata de un anillo constituido mayoritariamente por tobas hidromagmáticas de composición basanítica (Aparicio *et al.*, 1991). Tiene un ancho emergido que varía de unos 50 m a unos 200 m y una altura máxima de 67 m. Las tobas buzan hacia el cráter en las partes internas y hacia el mar abierto en las partes externas. El anillo no es circular, sino que se alarga ligeramente en dirección SO-NE, debido a que es el resultado de la unión de varios cráteres, que se reconocen por las diferentes morfologías circulares que aparecen en el borde del actual cráter y por la batimetría del interior del mismo.

Hernández Pacheco y Asensio Amor (1966) distinguen dos posibles cráteres

(aunque no hidromagmáticos) y Alonso Matilla (1987a) reconoce cuatro estructuras circulares, que atribuye a calderas de colapso. Se trata realmente de cráteres de explosión circulares característicos de las erupciones hidromagmáticas. Dos son más evidentes: el que forman los islotes del SE con la costa norte del cráter y el del borde occidental del cráter (Fig. 3). Un tercero, menos obvio, se dibuja en la costa sur del cráter. Alonso Matilla (1987a) sugiere que hay una cuarta estructura circular, en la costa NE de Columbrete Grande, que se extendería hacia el NE, fuera de la isla, pero no es tan clara y además no se corresponde con los datos de batimetría.

El volcán tiene una base submarina de unos 1000-1100 m de diámetro (Wco); 500-550 m de diámetro del cráter (Wcr), medido en la parte del cambio de pendiente del anillo de tobas; y una altura (Hco) de al menos 67 m en su parte emergida y de 60-80 m en la sumergida, es decir, 130-150 m en total.

Las dimensiones originales debieron ser diferentes, pues se trata de un volcán erosionado. Habitualmente la altura disminuye con la erosión, pero los diámetros no varían demasiado, por lo que la relación entre ambos (Wcr/Wco) suele utilizarse para caracterizar los diferentes tipos de conos volcánicos. El valor de esa relación en el volcán de Columbrete Grande es próximo a 0,5, valor característico de los volcanes de tipo *tuff-ring* (Wood, 1980; Wohletz y Sheridan, 1983; Broz y Hauber, 2013).

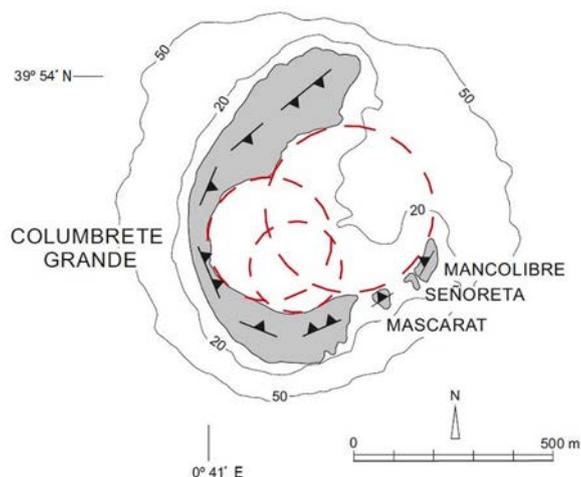


Fig. 3.- Volcán de Columbrete Grande y posibles cráteres. Batimetría: IHM (1996).

Fig. 3.- Columbrete Grande volcano and possible craters. Bathymetry: IHM (1996).

La erupción que formó el *tuff-ring* fue una erupción de tipo surtseyano que, como en la erupción de Surtsey de 1963, formó una isla volcánica en medio del mar.

Vidal *et al.* (1974) distinguen cinco unidades en los depósitos del anillo de tobas; Aparicio y García (1995) cuatro: tres hidromagmáticas y una cuarta que denominan de "proyección aérea". A partir de ellas se puede reconstruir la evolución del volcán de Columbrete Grande y sus principales fases eruptivas (Fig. 4).

Fase 1 o Fase de emersión: fue la principal, la que formó la mayor parte del volcán. Fue una fase eruptiva hidromagmática, de gran explosividad, debido a la interacción entre el magma y el agua del mar, que penetraba abundantemente en el conducto eruptivo. En esta fase el volcán surgió desde un fondo marino, cuya profundidad en ese momento se desconoce, y depositó el anillo de tobas hidromagmáticas palagoníticas que forman la mayor parte visible del volcán. Esta fase eruptiva incluye las dos primeras unidades de depósitos reconocidas por Vidal (1972) y por Aparicio y García (1995). La segunda se apoya discordante sobre la primera que aflora muy localmente y representa una fase o subfase previa.

Fase 2 o Fase estromboliana. En este tipo de volcanes es frecuente que, al crecer el anillo de tobas, este se cierre y pueda impedir la entrada de agua de mar al conducto eruptivo, lo que hace que la erupción prosiga no como hidromagmática, sino como puramente magmática. Fue lo que sucedió, por ejemplo, en la erupción de Surtsey de 1963, y fue también lo que sucedió en este caso. Los

depósitos generados en esta fase son acumulaciones de lapilli y bombas en capas poco estructuradas, características de un mecanismo eruptivo estromboliano. Se debió formar en ese momento un cono estromboliano, que no debió superar el anterior anillo de tobas hidromagmáticas, ya que siempre aparecen en la zona interna del *tuff-ring* e inclinados hacia el interior.

Fase 3 o Fase hidromagmática final: se formó cuando el agua consiguió entrar de nuevo en contacto con el magma

dentro del conducto eruptivo, reanudándose, en consecuencia, la actividad hidromagmática. Los depósitos asociados a esta fase son tobas generadas en oleadas piroclásticas al principio húmedas y luego secas (Aparicio y García, 1995), lo que indica que el agua entraba con dificultad variable en el conducto. Estas tobas aparecen esencialmente en la parte intracraterica del volcán, lo que indica que su importancia y explosividad fue menor que en la Fase 1. Los tres cráteres mencionados que se observan en la actualidad tuvieron que formarse en esta fase final, pues cortan a los depósitos anteriores. Las nuevas explosiones hidromagmáticas destruyeron por completo el cono estromboliano, dejando solo, como testigos de esa fase, unos depósitos residuales en la zona interna del cráter, aunque son especialmente

importantes en los islotes de Mascarat y Mancolibre, donde en la actualidad superan los 10 metros de espesor.

Todas estas fases se sucedieron en un corto periodo de tiempo, sin pausas importantes entre ellas que puedan ser perceptibles en las dataciones radiométricas.

El volcán de Navarrete

Los únicos islotes que tienen una composición similar a Columbrete Grande (tobas basaníticas palagoníticas) son el islote de Navarrete (o Escull de Ferrera) y la Laja de Navarrete (Fig. 5). Alonso Matilla (1987a) señala que puede tratarse de un edificio volcánico de un kilómetro aproximado de diámetro, sumergido en su mayor parte. Los nuevos datos batimétricos (IHM, 1996; EMODnet, 2018) permiten reconocer los restos de ese volcán, del que se conserva un anillo de tobas, que solo se ve en superficie en los mencionados islotes, pero que continúa bajo el mar hacia el E y SE en el Banco Fidalgo, y de forma más difusa hacia el O; de manera que se pueden distinguir aproximadamente las dos terceras partes del anillo completo (Fig. 5). En la actualidad el anillo está situado entre unos pocos metros sobre el nivel del mar y unos 10-20 m de profundidad.

Como el resto de los volcanes de esta zona, el volcán de Navarrete surge de un fondo marino de unos 60 m de profundidad. El centro del cráter se halla a unos 20-30 m de profundidad (Fig. 6). El diámetro medio de la base del volcán (W_{co}) es de unos 900 m y el del cráter (W_{cr}) de unos 490 m, lo que supone una relación W_{cr}/W_{co} de 0,54, típica de un *tuff-ring*

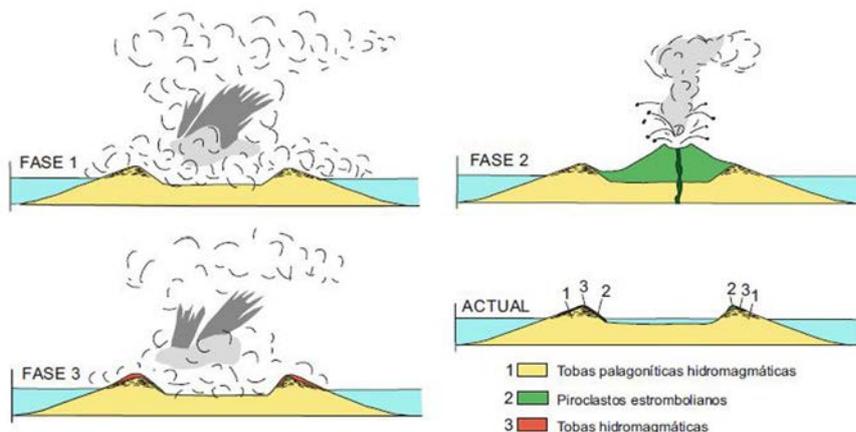


Fig. 4.- Esquema explicativo de las fases eruptivas del volcán de Columbrete Grande (véase el texto principal para una explicación completa).

Fig. 4.- Scheme of the eruptive phases of the Columbrete Grande volcano (see further explanation in the main text).

(Wood, 1980; Wohletz y Sheridan, 1983; Broz y Hauber, 2013).

En los lugares en los que se ven los depósitos, estos buzan hacia el exterior del anillo de tobas y no se observan diferencias que permitan reconstruir posibles fases de la erupción. Se trata pues, de un volcán muy parecido por dimensiones y composición al de Columbrete Grande. Los cráteres del volcán Columbrete Grande se alinean con el volcán de Navarrete, sugiriendo la existencia de una fractura que pudo alimentar a los dos volcanes. No es de descartar, por la pequeña distancia entre ellos, que ambos puedan haberse formado en la misma erupción o en el mismo periodo eruptivo.

Como en el caso del volcán de Columbrete Grande no se conoce cuál era la profundidad del mar en el momento de la erupción, y no se sabe si la mayor parte del anillo de tobas que está ahora bajo el mar se formó cuando el mar era menos profundo o, simplemente, ha sido erosionado.

Conclusiones

En el archipiélago de Las Cumbretes existen dos volcanes de tipo *tuff-ring*,

de composición básica (basanitas y tefritas): el volcán de Columbrete Grande y el volcán de Navarrete. Ambos se han formado en erupciones hidromagmáticas y tienen tamaños similares: surgen en un fondo marino de unos 60 m de profundidad, son a grandes rasgos circulares, con un diámetro basal de 900-1000 m y un cráter de unos 500 m de diámetro. La evolución del volcán de Columbrete Grande ha sido compleja, con una fase inicial y otra final hidromagmáticas y una fase intermedia estromboliana. La escasez de afloramientos subaéreos del volcán de Navarrete sólo permite identificar depósitos hidromagmáticos.

La dirección de alargamiento del cráter del volcán de Columbrete Grande parece tener continuidad con el volcán de Navarrete, definiendo una alineación volcánica NE-SO de composición básica.

Agradecimientos

Este trabajo no hubiera podido realizarse sin contar con las muestras que el Prof. J.M. Fúster recogió en la campaña de campo de 1964. Para la ejecución del trabajo se ha contado con fondos del Grupo de Investigación UCM 910469 y del Proyecto CGL2017-86241-R. Los comentarios de los Doctores Álvaro Márquez, Agustina Ahijado y Manuel Díaz Azpiroz han contribuido a mejorar la calidad final de este artículo.

Referencias

Alonso Matilla, L.A. (1982). *Estudio de las rocas ígneas de Castellón, Valencia y Alicante*. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 183p.
 Alonso Matilla, L.A. (1987a). En: *Islas Cumbretes. 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 Cumbretes. Contribución al estudio de su Medio Natural*. (L.A. Alonso Matilla, J.L. Carretero y A.M. García Carrascosa, Eds.). Generalitat Valenciana, 55-94.
 Aparicio, A. y García, R. (1995). *Boletín Geológico y Minero* 106-5, 468-488.
 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.
 Broz, P. y Hauber, E. (2013). *Journal of Geophysical Research: Planets* 118, 1656-1675.
 EMODnet Bathymetry Consortium (2018). *EMODnet Digital Bathymetry (DTM)*. <http://doi.org/10.12770/18ff0d48-b203-4a65-94a9-5fd8b0ec35f6>.
 Hernández-Pacheco, F. y Asensio Amor, I. (1966). *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)* 64, 179-198.
 IHM (1996). *Carta Náutica 1:12.500 Hoja 4831. Islotes Cumbretes*.
 Martí, J., Mitjavila, J.M., Roca, E. y Aparicio, A. (1992). *Tectonophysics* 203, 145-165.
 Muñoz, A., Lastras, G., Ballesteros, M., Canals, M., Acosta, J. y Uchupi, E. (2005). *Geomorphology* 72, 1-18.
 San Miguel de la Cámara, M. (1936). *Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. (Serie Ciencias Naturales)* VI, 656 p.
 San Miguel de la Cámara, M. y Fúster, J.M. (1951). *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)* 49, 87-100.
 Vidal, J.R. (1972). *Petrología y Geoquímica de las Islas Cumbretes (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 Cumbretes) y memoria*. IGME, Madrid, 26 p.
 Wohletz, K.H. y Sheridan, M.F. (1983). *American Journal of Science* 283, 385-413.
 Wood, C.A. (1980). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 7, 387-413.

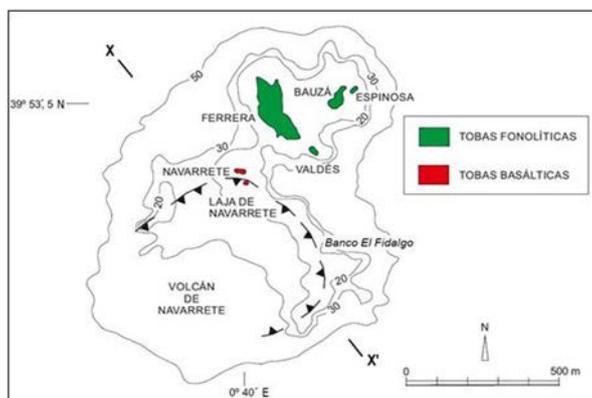


Fig. 5.- Volcán de Navarrete e islotes de Ferrera. Batimetría: IHM (1996). X-X' situación del perfil de la figura 6.

Fig. 5.- Navarrete volcano and islets of Ferrera. Bathymetry: IHM (1996). X-X' location of profile of Figure 6.

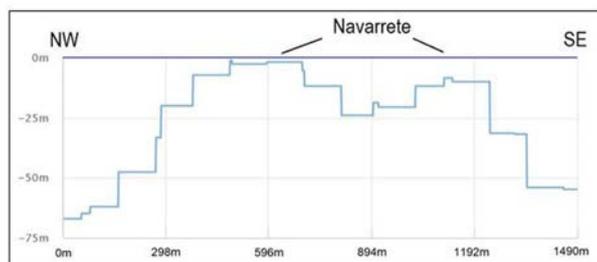


Fig.6. Perfil batimétrico del volcán de Navarrete. Datos de EMODnet (2018). Resolución menor de 20 m.

Fig. 6. Bathymetric profile of the Navarrete volcano. EMODnet data (2018). Resolution less than 20 m.

Los volcanes de las islas Columbretes (Mediterráneo occidental) II: los volcanes fonolíticos.

The volcanoes of the Columbretes Islands (western Mediterranean) II: the phonolithic volcanoes

María José Huertas Coronel y Eumenio Ancochea Soto

Departamento de Mineralogía y Petrología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid. huertas@ucm.es; eancochea@ucm.es

ABSTRACT

Most of the islets that constitute the Columbretes Islands are phonolitic in composition and constitute a succession of small volcanoes that line up in a N170°E direction. From north to south, the phonolitic volcanoes of Ferrera, Piedra Joaquín, La Horadada and El Bergantín follow one another. The remains of other volcanoes, now submerged, to the north and south, complete this alignment of more than 12 kilometers in length.

Key-words: Columbretes Islands, tuff-rings, western Mediterranean volcanoes, phonolites.

Geogaceta, 67 (2020), 55-58
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

La mayor parte de los islotes que constituyen las islas Columbretes son de composición fonolítica y constituyen una sucesión de pequeños volcanes que se alinean según una dirección N170°E. De norte a sur se suceden los volcanes fonolíticos de Ferrera, Piedra Joaquín, La Horadada y El Bergantín. Los restos de otros volcanes, hoy sumergidos, al norte y sur, completan esta alineación de más de 12 kilómetros de longitud.

Palabras clave: Islas Columbretes, tuff-rings, volcanes del Mediterráneo occidental, fonolitas.

Fecha de recepción: 28/06/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción

El archipiélago de las islas Columbretes es la parte emergida del campo volcánico de Columbretes. Se sitúa en el borde oriental de la plataforma continental del Ebro (ver Muñoz *et al.*, 2005). Los aspectos mineralógicos, petrológicos y geoquímicos de estas islas han sido estudiados por distintos autores, destacando los de Vidal (1972), Vidal *et al.* (1974), Alonso Matilla (1982, 1987a, b), Martí *et al.* (1992), Aparicio *et al.* (1994) y Aparicio y García (1995).

En este trabajo se han revisado y estudiado de nuevo las muestras que Vidal (1972) y Vidal *et al.* (1974) utilizaron para caracterizar las distintas islas e islotes, y que están depositadas en la litoteca de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid. Para identificar la morfología submarina de los distintos volcanes se ha utilizado la batimetría del IHM (1996) y de EMODnet (2018).

El trabajo se basa especialmente en las islas de composición fonolítica, y es continuación de otro trabajo que se centra en las islas de composición basáltica (Ancochea y Huertas, 2020). Se las analiza no como grupos de islas o islotes, sino como volcanes independientes

que tienen su prolongación bajo el mar. Se comprueba que no siempre hay una correspondencia directa entre grupos de islas y volcanes. Así, en el conocido como Grupo de Ferrera, hay islotes de dos volcanes distintos y lo mismo sucede con el Grupo de La Horadada y, en parte, con el Grupo de El Bergantín.

Los volcanes fonolíticos

La mayor parte de las islas pequeñas y de los islotes del archipiélago de las islas Columbretes son de composición fonolítica y aparecen en una banda discontinua de dirección aproximada norte-sur (Fig. 1). En esta banda además de este conjunto de volcanes fonolíticos, aparecen dos volcanes de quimismo básico e hidromagmáticos: el volcán de Columbrete Grande y el volcán de Navarrete (Ancochea y Huertas, 2020).

El volcán de Ferrera

El volcán situado más al norte en esa alineación fonolítica es el volcán de Ferrera (Fig. 1), formado por los islotes de Ferrera (o Malaespina), Bauzá (o Ferreruela), Espinosa y Valdés. Dos islotes del mismo grupo: Navarrete y la Laja de Navarrete forman parte de un volcán di-

ferente, de composición básica (el volcán de Navarrete, Ancochea y Huertas, 2020).

El volcán de Ferrera está situado al oeste del de Columbrete Grande y adosado a la parte norte del volcán de Navarrete. Todos los islotes del volcán están formados por materiales fragmentarios y tobas de composición fonolítica, que se caracterizan por contener una gran cantidad de bombas de rocas preexistentes, arrancadas por la erupción, de composiciones muy variadas.

El volcán (Figs. 1 y 2A) tiene una forma tronco-cónica, surge desde un fondo marino de unos 60 m de profundidad y alcanza, hoy día, al menos los 43 m sobre el nivel del mar en el islote de Ferrera. Tiene un diámetro medio en la base del tronco de cono (Wco) de unos 600 m y un diámetro en el cráter erosionado (Wcr) de 350 m. El volumen del volcán en la actualidad es de aproximadamente 20 hm³.

No es sencillo saber cuál fue el mecanismo eruptivo que generó este volcán. En ocasiones, se han descrito en él zonas de rocas masivas (p. ej. Aparicio y García, 1995), pero la mayor parte de las veces se trata de tobas, lo que indica que hubo actividad piroclástica o hidroclástica. Especialmente significativa es la abundancia de enclaves, muchos de ellos plutónicos, lo que es característico de erupciones ex-

plivas hidromagmáticas, que arrastran fragmentos de zonas más profundas: sedimentos marinos, rocas volcánicas de erupciones anteriores o rocas plutónicas de las raíces de los volcanes.

La zona submarina situada entre los islotes de Ferrera y Bauzá es una zona plana de menos de 10 m de profundidad, que se parece al fondo de un cráter, rodeado por los islotes al este y al oeste, y que recuerdan a un anillo de tobas, con un Wcr/Wco de 0,58, similar a otros *tuff-rings*, (Wood, 1980; Wohletz y Sheridan, 1983; Broz y Hauber, 2013; Ancochea y Huertas, 2020).

El volcán de Piedra Joaquín

Continuando hacia el sur podemos distinguir los restos de otros volcanes que se alinean con los volcanes de Ferrera y Navarrete según una dirección aproximada N170°E (Fig. 1). El primero es el volcán de Piedra Joaquín. Aunque como islote se le ha unido al grupo de La Horadada, situado más al sur, la batimetría indica que se trata de dos volcanes diferentes.

Piedra Joaquín (Fig. 2B) es una roca que aflora mínimamente en el mar, pero forma parte de un relieve que continúa

bajo él, prolongándose hacia el NO, en el Banco Jorge Juan, con profundidades de menos de 10 m. La base del volcán es alargada, con un diámetro máximo de 800 m y mínimo de unos 600 m. Las zonas menos profundas se ordenan en una forma elíptica, que se asemeja a un cráter (Fig. 2B) de 300 x 200 m de diámetro. La relación entre sus diámetros Wcr/Wco es de 0,38, inferior a la de los *tuff-rings* basálticos (Wood, 1980; Wohletz y Sheridan, 1983; Broz y Hauber, 2013). Su volumen actual es de unos 11 hm³.

No hay datos sobre la composición o estructura de este volcán, pero posiblemente es similar al resto de volcanes de su alineación, es decir, un volcán fonolítico y de carácter subaéreo.

El volcán de La Horadada

Colindante con el anterior, está el volcán de La Horadada. A él pertenecen los islotes de La Horadada (o La Foradada), Lobo (o La Foradadeta) y Méndez Núñez (o Escull de La Foradada). Tienen una altura considerable (la mayor del archipiélago después de Columbrete Grande): 55 m La Horadada y 37 m Lobo.

También surge sobre un fondo marino de 60-65 m de profundidad (Fig. 2C) y tiene una forma groseramente circular, con un diámetro de la base submarina (Wco) de unos 900 m, mientras que la zona de menor profundidad (hasta los 10 m) es también a grandes rasgos circular y de 400 m de diámetro.

Por la disposición de los piroclastos, inclinados hacia el exterior de los islotes, Alonso Matilla (1987b) sugiere que pudo haber un cráter en la parte central, cuyo borde occidental sería La Horadada, y el meridional Méndez Núñez. De ser así, el cráter tendría unos 300-350 m de diámetro, y el edificio una relación Wcr/Wco de 0,36, similar a Piedra Joaquín y menor que la de los volcanes hidromagmáticos de Columbrete Grande y Navarrete. Su volumen actual aproximado es de unos 45 hm³.

Los islotes están formados por tobas y escorias ferruginosas con abundantes enclaves (Vidal 1972; Alonso-Matilla, 1987a; Aparicio y García, 1995). Estos últimos citan, en las zonas más altas de La Horadada, coladas de lava de escaso espesor.

Como en el volcán de Ferrera, las tobas con enclaves se han debido formar en erupciones hidromagmáticas, pero la

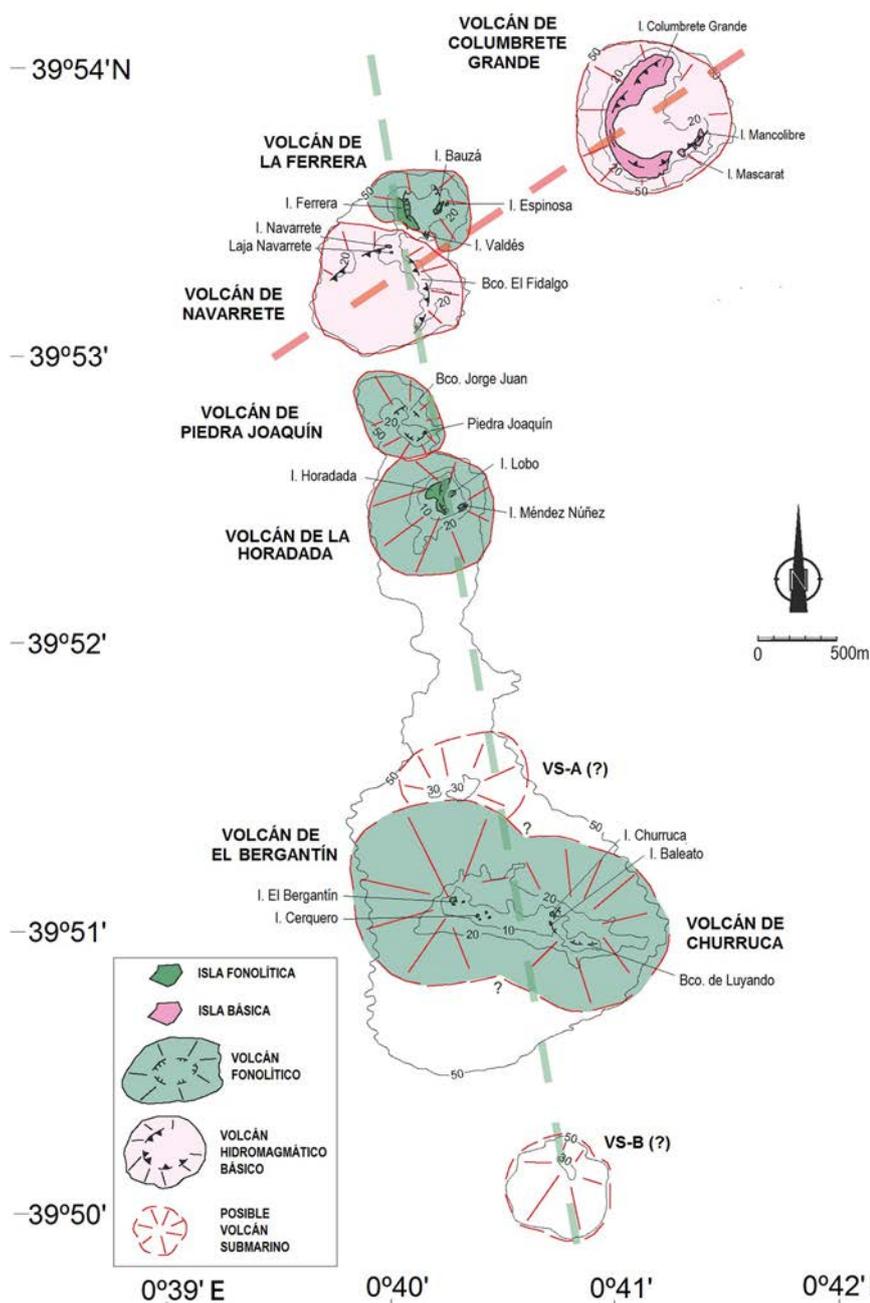


Fig. 1.- Los volcanes de Las Columbretes. Batimetría: IHM (1996). Línea discontinua verde: alineación de volcanes fonolíticos. Línea discontinua rosa: alineación de volcanes básicos. Fig. 1.- The volcanoes of Las Columbretes. Bathymetry: IHM (1996). Green dashed line: alignment of phonolitic volcanoes. Pink dashed line: alignment of basic volcanoes.

posible presencia de coladas de lava en los niveles estratigráficos superiores indicaría que ha habido episodios efusivos de menor entidad. Composicionalmente se trata de fonolitas y fonolitas tefríticas.

El volcán de El Bergantín

Unos 2 km al sur del volcán de La Horadada, asoman una serie de islotes de

pequeño tamaño que han sido incluidos bajo el nombre de Grupo de El Bergantín (Vidal, 1972; Vidal *et al.* 1974; Alonso Matilla, 1987a). Son El Bergantín (o Carallot, o Galiano), Cerquero, Churruca y Baleato (Fig.1). El de mayor altitud (32 m) es El Bergantín, los otros son poco más que escollos, con una composición similar a la de El Bergantín.

Para Vidal (1972), El Bergantín es,

“quizás”, el resto de una antigua chimenea volcánica, pero las descripciones son confusas: indica que son rocas masivas, pero con algunos bandeados y zonas más escoriáceas. Para Aparicio y García (1995) son “rocas masivas fonolíticas”, con “numerosas bombas fonolíticas”. Para Alonso Matilla (1987a) tiene la apariencia de una chimenea volcánica, pero con niveles escoriáceos estratificados de unos 30 cm de espesor.

El aspecto de El Bergantín es el de un depósito volcánico estratificado y por lo tanto posiblemente piroclástico, pero la ausencia de tobas con estratificación fina y con abundantes bombas de rocas del encajante, descarta una actividad hidromagmática.

En profundidad el relieve volcánico tiene una forma alargada E-O que podría ser el reflejo de un volcán con una tendencia fisural. Sin embargo, estos islotes se concentran en dos grupos: por un lado, El Bergantín y Cerquero y, por el otro, Churruca, Baleato y el Banco de Luyando (Fig. 1). Estos están separados por una zona de profundidad algo mayor, por lo que el conjunto podría tratarse tanto de un volcán alargado, como de dos volcanes unidos.

En conjunto (Fig. 2D), se trataría de un volcán con un diámetro de la base submarina (Wco) máximo de 2000-2500 m y mínimo de unos 1200 m, o dos centros separados de unos 1200 m de diámetro de la base cada uno y con unos diámetros de la zona más superficial de 500 m, lo que implica volúmenes de aproximadamente 50 hm³ cada uno.

Volcanes submarinos

Varios de los volcanes de Las Columbretes que actualmente forman islas o islotes apenas emergen unos metros. La mayor parte de ellos se alinean según una dirección N170°E, formando una elevación sobre el fondo marino. En algunas de las zonas de esa alineación no hay islas y, sin embargo, hay sectores menos profundos que, por su tamaño y morfología submarina, pueden corresponder a volcanes, cuya cima está hoy a poca profundidad y que es posible que o no llegaran a emerger o que, si lo hicieron, estén hoy erosionados o en un mar que es más profundo que en el momento de su formación.

Un primer relieve submarino, que puede corresponder con un volcán sub-

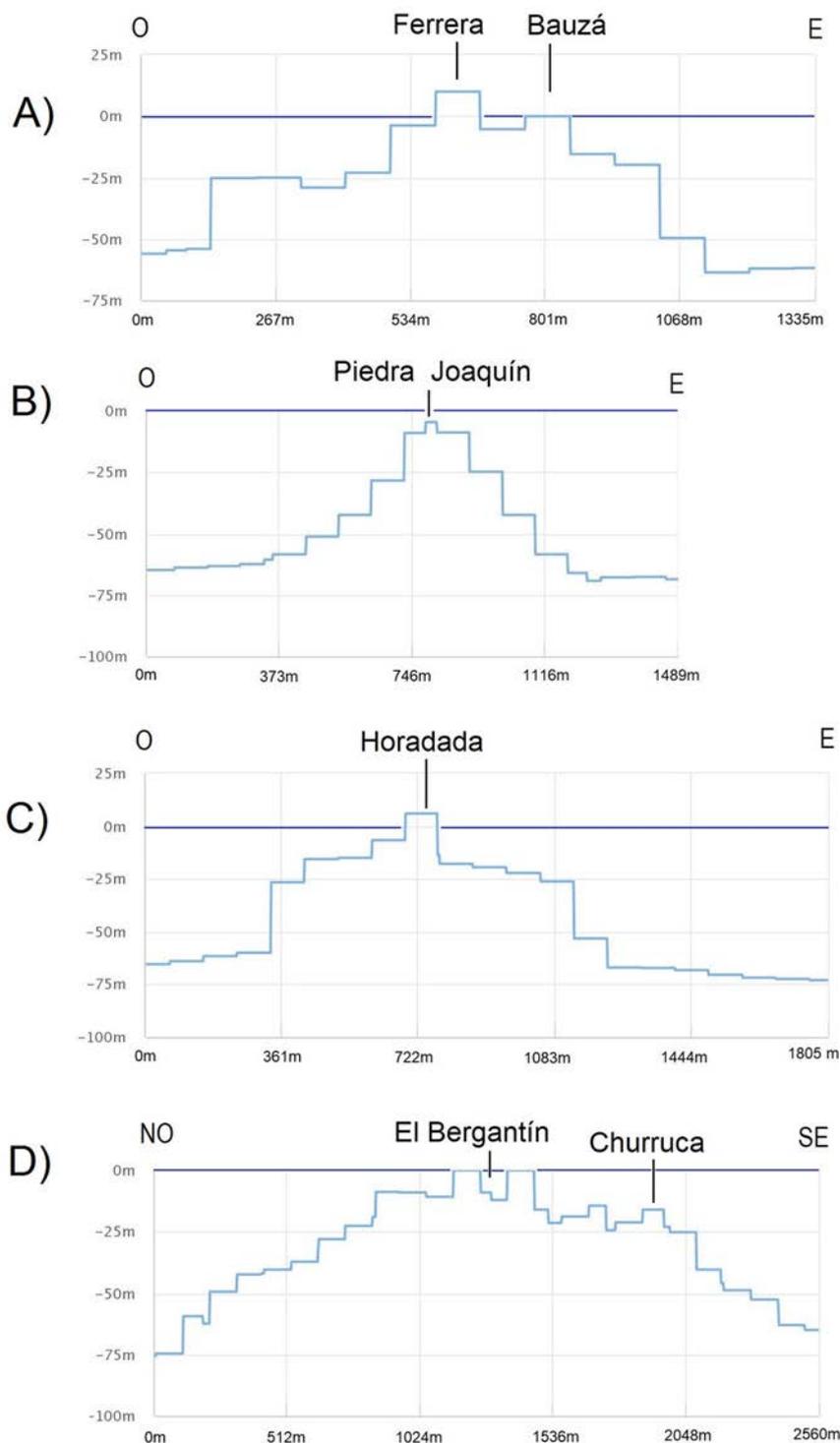


Fig. 2. Perfiles batimétricos de los volcanes fonolíticos. Datos de EMODnet (2018).
Fig. 2. Bathymetric profiles of phonolithic volcanoes. EMODnet data (2018).

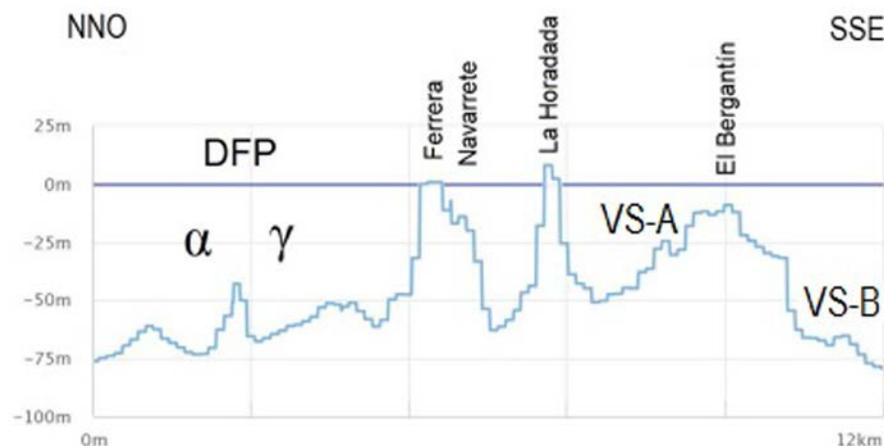


Fig. 3. Perfil batimétrico de la alineación volcánica N170°E. Datos de EMODnet (2018).

Fig. 3. Bathymetric profile of the N170°E volcanic alignment. EMODnet (2018) data.

marino (VS-A, Figs. 1 y 3) se encuentra entre el volcán de La Horadada y el de El Bergantín, tiene un diámetro de base próximo a los 1000 m y la zona más superficial se encuentra a 23 m de profundidad.

El segundo relieve submarino que parece corresponder con otro volcán (VS-B, Figs. 1 y 3) se encuentra unos 1500 m al sur de El Bergantín, tiene un diámetro basal de 600-700 m y una profundidad mínima de 36 m.

En el otro extremo de la alineación, al norte de Ferrera, existe otro volcán bajo el agua, mucho mayor que los anteriores y a mayor profundidad, que fue localizado y descrito por Muñoz *et al.* (2005) y designado por esos autores como DFP (Fig. 3). Tiene tres cráteres (α , β , y γ , Muñoz *et al.*, 2005) con diámetros de 1292 m, 984 m y 1439 m respectivamente. Están parcialmente rellenos de sedimentos y el más meridional de ellos (γ) tiene dos cráteres superpuestos (Muñoz *et al.*, 2005). Los bordes de los cráteres están a 50-60 m de profundidad y el fondo de los mismos a 72-82 m, es decir se sitúan 20-30 m más abajo. La forma del volcán y de sus cráteres es característica de volcanes subaéreos, y el que se encuentren a una profundidad mucho mayor que el resto de los volcanes indica que se han podido formar en un momento diferente al de los volcanes que forman islas, cuando la profundidad del mar era diferente.

Los otros dos volcanes que no llegan a la superficie del mar actual (VS-A y VS-B, Fig. 3), pueden también reflejar otro momento de menor profundidad del mar.

Conclusiones

Los volcanes fonolíticos de las islas Columbretes se alinean a lo largo de una posible e importante fractura de dirección aproximada N170°E, formando una cadena de pequeños volcanes de más de 12 km de longitud.

Por el contrario, los dos volcanes basálticos parecen alinearse según otra fractura de dirección muy diferente (SO-NE).

Quedan muy pocos restos subaéreos de los volcanes fonolíticos, pero pueden ser seguidos bajo el mar. De norte a sur (Figs. 1 y 3) se van sucediendo los volcanes de Ferrera, Piedra Joaquín, La Horadada y El Bergantín (o El Bergantín y Churruca). Pero, además, en esa alineación hay otros dos volcanes que no emergen y que están a 20-30 m de profundidad, uno al norte y otro al sur de El Bergantín.

Por último, en el extremo norte de la alineación hay otro gran volcán (DFP, Muñoz *et al.* 2005) de mayor tamaño y complejidad, más profundo y posiblemente de otra edad.

Agradecimientos

Este trabajo no hubiera podido realizarse sin contar con las muestras que el Prof. J.M. Fúster recogió en la campaña de campo de 1964. Para la realización del trabajo se ha contado con fondos del Grupo de Investigación UCM 910469 y del Proyecto CGL2017-86241-R. Los comentarios de los Doctores Ramón Casi-

llas, Raquel Herrera y Manuel Díaz Azpiroz han contribuido a mejorar la calidad final de este artículo.

Referencias

- Alonso Matilla, L.A. (1982). *Estudio de las rocas ígneas de Castellón, Valencia y Alicante*. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 183p.
- 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.
- Aparicio, A. y García, R. (1995). *Boletín Geológico y Minero* 106-5, 468-488.
- Aparicio, A., Araña, V., García, R. y Grachev, I.M. (1994). *Mineralogical Magazine* 58A, 21-22.
- Broz, P. y Hauber, E. (2013). *Journal of Geophysical Research: Planets* 118, 1656-1675.
- EMODnet Bathymetry. Consortium (2018). *EMODnet Digital Bathymetry (DTM)*. <http://doi.org/10.12770/18ff0d48-b203-4a65-94a9-5fd8b0ec35f6>.
- IHM (1996). *Carta Náutica 1:12.500, hoja 4831. Islotes Columbretes*.
- Martí, J., Mitjavila, J.M., Roca, E. y Aparicio, A. (1992). *Tectonophysics* 203, 145-165.
- Muñoz, A., Lastras, G., Ballesteros, M., Canals, M., Acosta, J. y Uchupi, E. (2005). *Geomorphology* 72, 1-18.
- 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.
- Wohletz, K.H. y Sheridan, M.F. (1983). *American Journal of Science* 283, 385-413.
- Wood, C.A. (1980). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 7, 387-413.

La contaminación metálica en la bahía de Chañaral (norte de Chile): retrospección, prospección y proyección

Metallic contamination in Chañaral Bay (northern Chile): retrospection, prospection and projection

Estefanía Bonnail¹, Pablo Cruz-Hernández², Sebastián Galleguillos³, Tatiana Izquierdo^{3,4} y Manuel Abad⁵

¹ Centro de Investigaciones Costeras Universidad de Atacama (CIC-UDA). Avenida Copayapu 485, Copiapó (Atacama). Chile. estefania.bonnail@uda.cl

² Laboratory of Waste Management, Paul Scherrer Institut, CH-5232 Villigen PSI, Suiza. pablo.cruz-herandez@psi.ch

³ Grupo de Investigación Recursos Hídricos y Geología del Cuaternario de la Universidad de Atacama (IDICTEC-UDA). Avenida Copayapu 485, Copiapó (Atacama). Chile. tatiana.izquierdo@uda.cl

⁴ Instituto de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Universidad de Atacama (IDICTEC-UDA). Avenida Copayapu 485, Copiapó (Atacama). Chile. tatiana.izquierdo@uda.cl

⁵ Departamento de Biología y Geología, Física y Química Inorgánica, Área de Geología, Universidad Rey Juan Carlos, Calle Tulipán s/n, 28933, Móstoles, España. manuel.abad@urjc.es

ABSTRACT

Contamination in desert coastal areas, such as Atacama (northern Chile), is in continuous dynamism: human activities supplies (mining, tourism, agriculture, etc.), occasional natural events (tsunamis, coastal edges erosion, Humboldt Current, etc.) and other extreme meteorological episodes (alluvia, floods, droughts, etc.), are the main characters in this interactive border. Chile holds one of the longest coastal lines worldwide, where the confluence of different activities with an important polluting component is not restricted due to a lack of national regulatory. This work analyses the current scientific reports in an area where the word "contamination" is continuously mentioned, and where there has been an ineffective divulgation of the international projection studies on one of the most contaminated bays: Chañaral Bay. Chañaral Bay, located in northern Chile, in the surroundings of Chañaral city, with 12000 inhabitants, is the scenario of historical mining discharges through the Salado River, and recently whipped by two severe hydrometeorological events in 2015 and 2017.

Key-words: metal contamination, risk, Atacama, mining.

RESUMEN

La contaminación en las zonas costeras de áreas desérticas, como Atacama (norte de Chile), está en continuo dinamismo: insumos procedentes de actividades humanas (minería, turismo, agricultura, etc.), junto con eventos naturales ocasionales (tsunamis, erosión de bordes costeros, corriente de Humboldt, etc.) y otros episodios meteorológicos extremos (aluviones, inundaciones, sequías, etc.), son los principales actores en esta frontera interactiva. Chile posee una de las líneas costeras más largas del mundo, donde la confluencia de diferentes actividades con un importante componente contaminante no está controlada debido a una falta en la normativa nacional. Este trabajo analiza los antecedentes científicos existentes en un área donde la palabra "contaminación" es constantemente mencionada, y donde no ha sido efectiva la divulgación de los escasos estudios de proyección internacional realizados en una de las bahías más contaminadas: la bahía de Chañaral. La bahía de Chañaral, situada al norte de Chile en los alrededores de la ciudad de Chañaral, con alrededor de 12000 habitantes, es escenario de descargas históricas de residuos mineros a través del río Salado, y recientemente azotada por dos eventos hidrometeorológicos severos en 2015 y 2017.

Palabras clave: contaminación metálica, riesgo, Atacama, minería.

Geogaceta, 67 (2020), 59-62
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 01/07/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción

La contaminación metálica en las zonas costeras suele ser el resultado de actividades industriales. En el caso del borde atacameño (norte de Chile), las altas concentraciones de metales en los ambientes acuáticos (tanto agua como sedimento) se deben, en gran parte, a que la composición geológica es rica en estos elementos (Tapia *et al.*, 2018). Sin embargo, las actividades antropogénicas favorecen la movilidad, disponibilidad y remoción de éstos. Los metal(oid)es se pueden encontrar en los medios acuáticos en forma disuelta o adsorbida (y adsorbida) sobre materia particulada

(orgánica e inorgánica). Sin embargo, no todo el metal presente en el medio se encuentra en forma biodisponible (forma química susceptible de ser asimilada por organismos vivos tras exposición a los mismos) y que es susceptible de causar toxicidad (Rainbow, 1997). La biodisponibilidad de los elementos es afectada por procesos químicos de precipitación, adsorción y disolución en el medio. Por lo que solo una fracción puede llegar a tejidos internos de los organismos tras la exposición. Los procesos de entrada y asimilación de elementos en los organismos se clasifican según las diferentes vías de exposición. Recibe el nombre de *bioacumulación* cuando se produce un

almacenamiento del elemento en el tejido a través de la ingestión. Mientras que cuando los elementos alcanzan los tejidos a través de contacto directo, como por ejemplo de branquias, se denomina *bioconcentración*. A medida que aumenta la exposición (crónica o aguda) se aumenta el riesgo de toxicidad debido a la nocividad de los elementos. Cuando se almacenan en los organismos, su eliminación se hace más difícil, ya que en ocasiones se trata de procesos irreversibles, en los que los metales quedan adheridos a los tejidos adiposos. Las altas concentraciones de xenobióticos acumuladas en los organismos pueden provocar disfunciones enzimáticas, daños genéticos,

fallos fisiológicos e incluso la muerte, entre otros. Y más aún, los metales bioacumulados pueden ser transferidos hacia niveles superiores de la cadena trófica (ingestión de organismos con altas concentraciones de metales), constituyendo eventualmente una amenaza para la salud humana cuando dichos organismos son utilizados como alimento (Luoma y Rainbow, 2008). Este proceso de salto en la cadena trófica es conocido como *bio-magnificación*.

El peligro de los metal(oid)es en los seres humanos está determinado por sus concentraciones en tejido y su especiación (forma química). Está ampliamente estudiada la relación causal entre la exposición a metales y enfermedades, como problemas neurotóxicos (Hg, Pb), alteraciones genéticas (Cr (VI)), problemas vasculares (As), problemas dérmicos (Be, Ni), problemas respiratorios (Mn), cáncer (Cd), entre otros (Jaishankar *et al.*, 2014). Sin embargo, para llegar a este punto tiene que existir, al menos, un medio de exposición (aire, agua superficial, agua subterránea, suelo-sedimento, alimento) y una vía de exposición (ingestión, contacto dérmico, inhalación). No obstante, es necesario recordar que los organismos precisan de algunos de estos elementos en pequeñas cantidades para su correcto funcionamiento biológico (oligoelementos). Su déficit también supondría un daño o fallo sistémico.

Retrospección

La bahía de Chañaral, en la región de Atacama, presenta uno de los escenarios ambientales más catastróficos a lo largo de la historia de Chile (Fig. 1) con más de un siglo de vertidos mineros, y fuertemente afectada por eventos naturales (como fue la inundación de marzo de 2015 y, más recientemente, la de mayo de 2017).

A finales de la década de 1930, la compañía norteamericana Andes Copper Mining Co., antecesora legal de CODELCO Chile (Corporación Nacional del Cobre), comienza a verter directamente al cauce del río Salado el relave procedente del proceso de explotación de algunos yacimientos de cobre cercanos a la localidad de Potrerillos, ubicado 140 kilómetros al este de Chañaral. A través del río Salado, que desembocaba de forma natural en la bahía de Chañaral, se depositaron ininterrumpidamente por más de 30 años, alrededor de 150 millones de toneladas de relaves (Castilla y Correa, 1997). En 1974, como consecuencia del avance de la línea costera debido al depósito de estos residuos, los vertidos fueron desviados mediante un canal para que alcanzaran la costa 15 kilómetros al norte, en Playa Palito. Producto de ello, la situación en las aguas de la bahía de Chañaral se replicó en el nuevo enclave costero, que hasta esa fecha estaba libre de contaminantes metálicos (Fig. 1). En total, se acumularon aproximadamente 300 millones de toneladas de materiales residuales procedentes de la explotación minera de Potrerillos y, posteriormente,

de El Salvador (Castilla, 1996; Ramírez *et al.*, 2005). Estos residuos contienen grandes concentraciones de metales y metaloides, como ha reportado el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAMEGOMIN), y como se ha verificado por los escasos estudios en sedimentos realizados en el norte de Chile (Tabla I). Ramírez *et al.* (2005) hallaron concentraciones de cobre de entre 0,72 y 1,9 mg g⁻¹, es decir, valores entre diez y veinte veces superiores a los registrados en otras costas del norte de Chile; y 60 veces superior a la media de las concentraciones en costas del mundo. Otros elementos, como el Cd, Fe, Ni, Pb, Zn, también superan significativamente las concentraciones base de áreas costeras y los niveles de riesgo ambiental (ERL, "Effect Range Low": concentración de un contaminante por encima de la cual puede esperarse que se produzcan efectos nocivos) establecidos por agencias ambientales internacionales como la Agencia de Protección Ambiental de Estados Unidos (*United States Environmental Protection Agency-USEPA*, 1998) (Tabla I). La acumulación de elementos tóxicos en el borde costero generó la extinción de la vida marina en la bahía, el embancamiento de la playa (Playa Grande, Fig. 1), y la contaminación de organismos vivos a más de 30 km al norte de Chañaral, afectando incluso a aguas y organismos que rodean el Parque Nacional Pan de Azúcar (INDH, 2015). Entre los últimos estudios, realizados hace más de una década, se evaluó el impacto de acumulación de cobre en el litoral (Lee

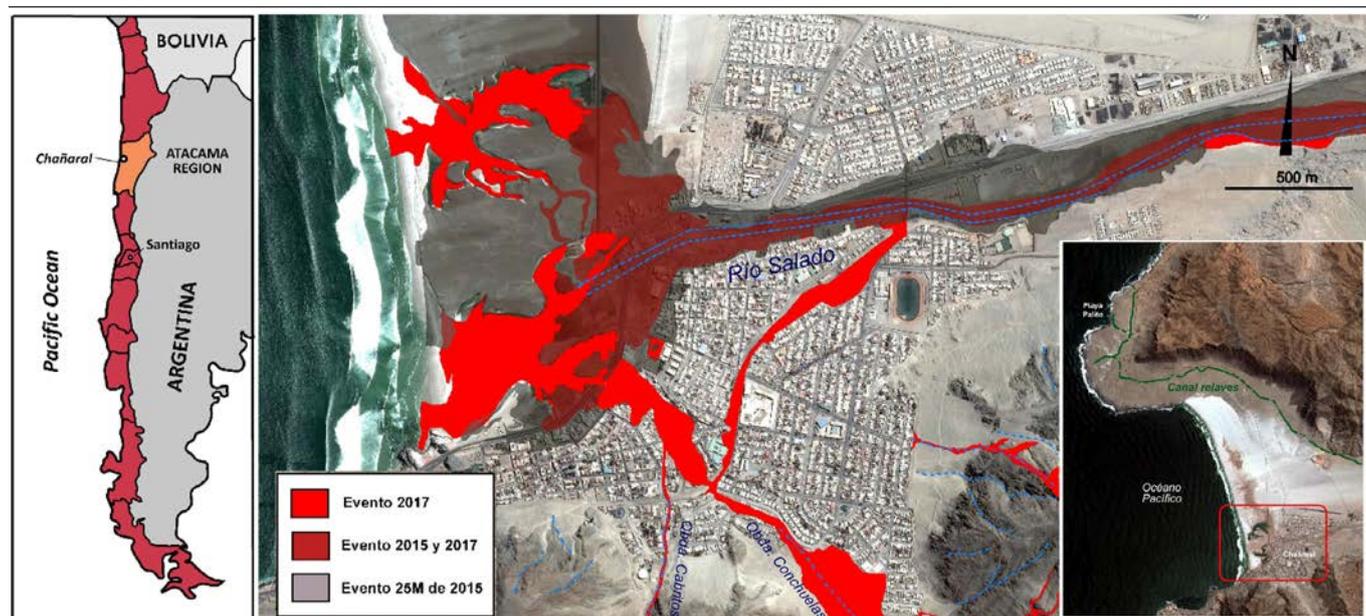


Fig. 1.- Localización de Chañaral (Atacama, norte de Chile). Áreas de afectación por los eventos ocurridos en 2015 y 2017.

Fig. 1.- Chañaral location (Atacama, northern Chile). Areas affected by the events happened in 2015 and 2017.

et al., 2006), y se determinó la influencia de las concentraciones de cobre sobre la ecología de la zona. Más recientemente, estudios de geoquímica de sedimentos determinaron algunos impactos del desastre aluvional (Tapia, 2016). Sin embargo, y pese a la cercanía del emplazamiento de Chañaral, los estudios de impacto de los residuos en la población son muy limitados.

Prospección

A pesar de que se sabe que la zona está fuertemente contaminada existen escasos estudios de concentraciones de metales en la bahía tras los eventos naturales de 2015 y 2017 (Tabla I). Se desconoce el alcance de dispersión de los contaminantes y su potencial tóxico. Además, los eventos aluvionales arrastraron materiales desde partes superiores del río Salado, donde se localizan las actividades mineras (Galleguillos et al., 2018; Izquierdo et al., 2018). La peligrosidad de los eventos de inundación no solo radica en la cantidad de material fino en forma de fango que arrasa las poblaciones, sino en el aumento de la reactividad asociada a los elementos metálicos (Geeseey et al., 1984), ya que se generan corrientes locales de drenaje ácido. La movilidad de los elementos está condicionada por las condiciones del medio en los que se encuentra, como la acidez, el potencial redox, la cantidad de material particulado, el contenido en materia orgánica, entre otros; así se desplazan variando su especie química, lo cual determina su toxicidad (Luoma y Rainbow, 2008). Por lo que eventos drásticos puntuales, como torrentes, pueden potenciar las condiciones oxidantes del medio que fa-

vorecen la reactividad de metales y, por tanto, su movilidad y toxicidad. Estos fenómenos suelen tener una componente depositaria en las bahías, donde los contaminantes se distribuyen sometidos a la influencia de mareas y corrientes. Es en esta interfase agua-sedimento donde mejor se refleja la contaminación de xenobióticos. En la actualidad, la presencia de metales en el medio marino chileno queda registrada en fitoplancton, zooplancton, bentos, algas, peces, que están siendo utilizadas para el consumo humano, importación, industria farmacéutica, o como alimento en la industria acuícola, fomentando el problema de la biomagnificación (Campos, 2017).

Por otro lado, Chile carece de legislación que regule las concentraciones de contaminantes en sedimentos marinos, estuarinos, y de agua dulce. En ocasiones se toma como referencia las guías de calidad ambiental propuestas por organismos internacionales, como la FAO, la USEPA o el NOAA (Tabla I). Y, por supuesto, se subraya la completa inexistencia de regulación de impactos de estos elementos en sobre la salud humana. No obstante, estos valores de referencia no están consensuados y se recomienda el cálculo de guías de calidad de sedimento para las diferentes áreas geográficas en función a las características inherentes de cada zona (clima, fauna, composición geológica, actividad antrópica, etc.). Para la realización de este tipo de estudios es necesario establecer un sistema de referencia que se encuentre libre de contaminación, y a partir del cual sea posible determinar los niveles máximos de contaminantes que causan efectos leves y adversos en la ecología de la zona, la cual a su vez se encuentre enmarcada en

la geología regional. Por lo cual, la necesidad de estudios geoquímicos radica en la falta de información de la calidad ambiental del área costera para llevar a cabo una fiscalización certera en las regiones áridas del norte de Chile.

Proyección

Los métodos integrados permiten determinar la calidad ambiental de materiales sedimentarios en áreas costeras a fin de ofrecer respuesta a las tres preguntas clásicas que se formulan en los estudios integrales de evaluación de la calidad ambiental en sistemas acuáticos: ¿Qué tipo de contaminantes están presentes en el ecosistema?, ¿cuáles son los niveles de estos contaminantes?, y ¿qué efectos biológicos tienen sobre el ecosistema? Estos métodos tienen como principal objetivo el estudio de la protección de los sistemas ecológicos respecto a los potenciales efectos adversos, debido tanto a sustancias de origen natural como a antropogénicas (Chapman, 1996). Esta protección requiere disponer de información acerca de su comportamiento ambiental y de sus efectos ecológicos.

Existen dos actuaciones a realizar con respecto a lo mencionado anteriormente: i) anticipar cómo las sustancias afectan a los sistemas ecológicos; y ii) valorar cuáles son los efectos ecológicos que estas van a producir. Tradicionalmente el primero de los objetivos es abordado utilizando bioensayos de toxicidad de las sustancias a estudiar (test con organismos), antes de que estas accedieran al medio. El segundo de los objetivos se evalúa realizando estudios que combinen ensayos de toxicidad con medidas de la contaminación, mediante técnicas químicas y medidas *in situ* del estado de salud de la comunidad biológica y del medio natural en general.

Esta metodología fue inicialmente implementada por la USEPA (Long y Chapman, 1985) y después ha sido desarrollada en varios países y lugares del mundo de acuerdo a las características inherentes de cada área geográfica y su ecología (DelValls y Chapman, 1998; Riba et al., 2004; Martín-Díaz et al., 2006; Bonnail et al., 2016).

Conclusión

La estandarización de protocolos de

	Conc. Base	Chañaral ^c	Norte Chile ^d	Bahía ^e	USEPA ^f
	Áreas costeras	Costa	Costa	Post aluvión 2015	ERL
Cd	µg g ⁻¹	0,17 ^a	0,061-1,085		1,2
Cu	µg g ⁻¹	33 ^a	720-1985	85,50	1260
Fe	mg g ⁻¹	1,5 ^b	9,05-32,99	9,00	66,80
Mn	µg g ⁻¹	420 ^b	746-22739		1775
Ni	µg g ⁻¹	52 ^a	0,167-7,57	22,70	20,9
Pb	µg g ⁻¹	15 ^b	1,57-21,2	37,70	46,7
Zn	µg g ⁻¹	39 ^b	19,8-236	87,90	227,5

^a Salomons y Förstner (1984) ^b Prego y Cobelo-García (2003), ^c Ramirez et al. (2005), ^d Valdés y Castillo (2014), ^e Salas-Herrera (2017), ^f Long et al. (1995).

Tabla I.- Concentración de metales en sedimentos en el área de Chañaral en estudios previos y comparación con niveles riesgo ambiental (ERL) de la USEPA.

Table I.- Metal concentration in sediments in the Chañaral area obtained from previous studies and comparison with the environmental risk level (ERL) concentrations set up by the USEPA.

evaluación integrada en diferentes bahías y áreas costeras de las regiones áridas del país permitirá el cálculo de guías de calidad de sedimento marino para el norte del Chile, especialmente en zonas muy degradadas ambientalmente, como la bahía de Chañaral y su entorno. Estas permitirán determinar los niveles de acción de metales a partir de los cuales se establecen los límites de inocuidad/peligrosidad. La adaptación de nuevos protocolos permitirá también el cálculo para áreas del sur de Chile, en función a su composición geológica, actividad antrópica, clima y especies acuáticas.

Agradecimientos

Los autores agradecen a los revisores por sus comentarios, ya que han ayudado a mejorar notablemente el manuscrito. E. Bonnail agradece al proyecto CONICYT FONDECYT (11180015). T. Izquierdo agradece al proyecto CONICYT FONDECYT (11160405). P. Cruz agradece al programa Horizonte 2020 de la UE, programa de investigación e innovación Marie Skłodowska-Curie (No 701647).

Referencias

- Bonnail, E., Sarmiento, A.M. y DelValls, T.A. (2016). *Ecotoxicology and Environmental Safety* 133, 243–251.
- Campos, P.W. (2017). *Determinación de los impactos asociados a los cultivos de macroalgas y moluscos filtradores y su interacción con cultivos salmónido*. Informe FIP 2014-45.
- Castilla, J.C. (1996). *Environmental Monitoring and Assessment* 40, 171–184.
- Castilla, J.C. y Correa, J.A. (1997). *Copper National Environmental Health Forum Monographs* 3, 81-92.
- Chapman, P.M. (1996). *Ecotoxicology* 5, 327-339.
- DelValls, T.A. y Chapman, P.M. (1998). *Ciencias Marinas* 24(3), 313-336.
- Galleguillos, S., Abad, M. e Izquierdo, T. (2018). En: *XV Congreso Geológico Chileno*. Actas, 1302.
- Geesey, G.G., Borstad, L. y Chapman, P.M. (1984). *Canadian Water Research* 18, 233–238.
- INDH (Instituto Nacional de Derechos Humanos) (2015). *Mapa de conflictos* <https://mapaconFLICTOS.indh.cl/#/>
- Izquierdo, T., Abad, M. y Galleguillos, S. (2018). En: *XV Congreso Geológico Chileno*. Actas, 309.
- Jaishanckar, M., Tseten, T., Anbalagan, N., Mathew, B.B. y Beeregowda, K.N. (2014). *Interdisciplinary Toxicology* 7(2), 60–72.
- Lee, M.R., Correa, J.A. y Zhang, H. (2006). *Marine Pollution Bulletin* 44, 956–961.
- Long, E.R. y Chapman, P.M. (1985). *Marine Pollution Bulletin* 14, 81-84.
- Luoma, S.N. y Rainbow, P.S. (2008). *Metal Contamination in Aquatic Environments, Science and Lateral Management*. Cambridge University Press.
- Martín-Díaz, M.L., Blasco, J., Sales, D. y DelValls, T.A. (2006). *Archives of Environmental Contamination and Toxicology* 53, 66–76.
- Prego, R. y Cobelo-García, A. (2003). *Environmental Pollution* 121(3), 425–452.
- Rainbow, P. (1997). *Journal Marine Biological Assessment* 77, 195-210.
- Ramirez, M., Massolo, S., Frache, R. y Correa, J. (2005). *Marine Pollution Bulletin* 50, 62-72.
- Riba, I., Casado-Martínez, C., Forja, J.M. y DelValls, A. (2004). *Environmental and Toxicological Chemistry* 23, 271–282.
- Salas-Herrera, N.A. (2017). *Prospección geoquímica en Chañaral después del aluvión de Marzo de 2015. Región de Atacama, Chile*. Tesis Universidad de Chile. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/147107>.
- Salomons, W. y Förstner, U. (1984). *Metal in hydrocycle*. Springer-Verlag, Berlin. Heidelberg, New York, Tokyo.
- Tapia, J. (2016). *Okeanos* 50 (2), 50-55.
- Tapia, J., González, R., Townley, B., Oliveros, V., Álvarez, F., Aguilar, G., Menzies, A. y Calderón, M. (2018). *Antonie van Leeuwenhoek* 111(8), 1273-1291.
- USEPA/USACE (1998). *Evaluation of dredge material proposed for discharge in waters of the US. Testing manual (The Inland Testing Manual)*. EPA-823-F-98-005.
- Valdés, J., y Castillo, A. (2014). *Latin American Journal of Aquatic Research* 42(3), 497–513.

The late Miocene Campo Coy gypsum (Eastern Betics, Spain)

Los yesos del Mioceno superior de Campo Coy (Cordillera Bética oriental, España)

David Artiaga¹, Javier García-Veigas¹, Luis Gibert² and Jesús M. Soria³

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

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

³ Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Apdo. Correos 99, 03080 Alicante, Spain. jesus.soria@ua.es.

ABSTRACT

The Campo Coy basin contains an important evaporite succession, up to 350 meters thick of gypsum, including two gypsum units: lower and upper gypsum units. These are characterized by fine-grain laminated and selenitic primary gypsums and by nodular-laminated and meganodular secondary gypsums. The geochemical study based on sulfate isotope compositions ($\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$) and strontium isotope ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) point to the chemical recycling of Triassic marine evaporites. Isotope compositions ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of the hydration water of gypsum point to continental waters for primary gypsum precipitation. These results are consistent with a shallow lacustrine environment for the Campo Coy gypsum deposit.

Key-words: evaporites, geochemistry, Neogene Betic basins

Geogaceta, 67 (2020), 63-66
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introduction

The Neogene plate convergence between Iberia and Africa produced the uplift of the Rif and Betic ranges and the narrowing and partial closure of the Atlantic – Mediterranean gateways. During the early-middle Tortonian, these connections between the Mediterranean and the Atlantic occurred by the North Betic and Rif seaways, both corresponding to the foreland basins of the Betic and Rif ranges, respectively.

In the late Tortonian, the progressive Betic uplift and the closure of the Atlantic-Mediterranean connections resulted in several interconnected marine basins that were restricted and isolated at the end of the Tortonian and during the Messinian.

Depending on their palaeogeographic position with regard to the present Mediterranean coast, two main types of Mediterranean-linked basins (in the sense of Braga *et al.*, 2003) are distinguished: the “marginal basins” near the present-day Mediterranean sea, and the “inner basins” distant from the present-day Mediterranean coast. The “marginal ba-

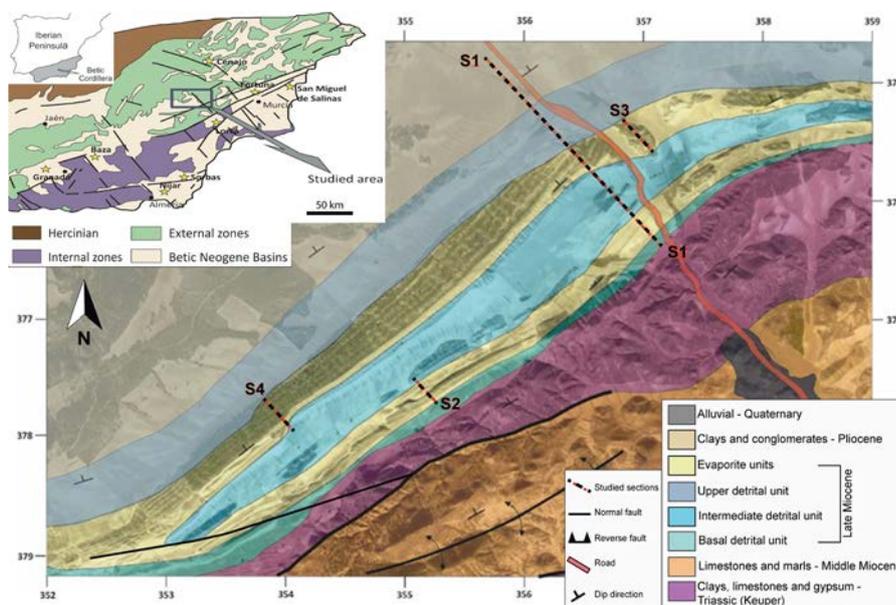


Fig. 1.- Geological map of the Campo Coy basin with location of the studied sections.
Fig. 1. Mapa geológica de la cuenca de Campo Coy con la localización de las secciones estudiadas.

sins”, such as Sorbas, Níjar and Bajo Segura, hosted marine evaporite deposits assigned to the Messinian Salinity Crisis (e.g., Rouchy, 1982; Riding *et al.*, 1998, Rouchy and Caruso, 2006, García-Veigas *et al.*, 2018). In the “inner basins”, whose positions is currently more inland, the

evaporitic formations were formed during late Tortonian and early Messinian ages in continental or transitional conditions, from marine to continental, as occurs in the basins of Granada, Lorca and Fortuna (Playà *et al.*, 2000; García-Veigas *et al.*, 2013, 2019).

The present study is focused on the stratigraphy, petrology and geochemistry of the evaporite succession of the Campo Coy basin, one of the most internal Neogene Betic basins. The aim is to understand the origin of this evaporite succession and to characterize the sedimentary environment where evaporites formed.

Geological setting and studied material

The Campo Coy basin is a long, rectangular basin, ~8 km long and ~2 km

wide, located between the Lorca and Caravaca villages (Murcia). The basement is made up of allochthonous rocks from the Subbetic domain. The evaporite succession is limited to the north by Pliocene deposits and to the south by Triassic materials (Fig. 1).

The studied gypsum deposit of the Campo Coy basin includes two gypsum units: a lower unit, 100 meters thick, and an upper unit, up to 250 meters thick, both separated by detrital sediments. Geochemical analyses of sulfate isotope compositions ($\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$), strontium

isotope ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) and the isotopic composition of the hydration water of gypsum ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) have been carried out with the aim of recognizing the chemical evolution of the evaporitic environment and the water source in the Campo Coy basin during gypsum deposition.

Sample material and methods

Four stratigraphic sections have been logged and sampled in the Campo Coy basin (Fig. 1). Mineralogical and textural identification of 25 hand samples and thin sections of gypsum and carbonates has been carried out using petrographic and electronic (ESEM-EDS) microscopes. The micropaleontological identification has been based on more representative and abundant species taken from marly sediments. Each sample was washed over a 170 μm sieve and the residue was directly studied under electronic (ESEM) microscope.

Sulfur and oxygen isotope compositions ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$) of 31 gypsum samples have been determined at the CCIUB (Barcelona, Spain). Isotope determinations have been performed with a Thermo Finigan Delta Plus XP Spectrometer. The analytical error (2σ) is $\pm 0.3\text{‰}$ for both $\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$. Values obtained for the international standard NBS-127 are $\delta^{34}\text{S}$: $20.3 \pm 0.1\text{‰}$, and $\delta^{18}\text{O}$: $9.3 \pm 0.2\text{‰}$ respectively.

Strontium isotope ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) of gypsum samples ($n=5$) have been measured in the CSIRO (North-Ryde, Australia) on a VG 354 TIMS with a long-term analytical precision of ± 0.000014 measured on NBS-987 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.710235 ± 0.000014). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios have been normalized to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$.

Gypsum samples ($n=16$) were also analyzed for $\delta^{18}\text{O}$ and δD of hydration water of gypsum at the CCIUB (Barcelona, Spain). The results are reported as $\delta^{18}\text{O}$ and δD with an analytical precision of $\sim 0.1\text{‰}$ and $\sim 0.8\text{‰}$ respectively.

Stratigraphy and sedimentary facies

In the Miocene filling of the Campo Coy basin, detrital marls and evaporites are the predominant facies. From the analysis of these lithofacies, five units are distinguished (Fig. 2): basal detrital unit, lower gypsum unit, intermediate detrital unit, upper gypsum unit and upper detrital unit.

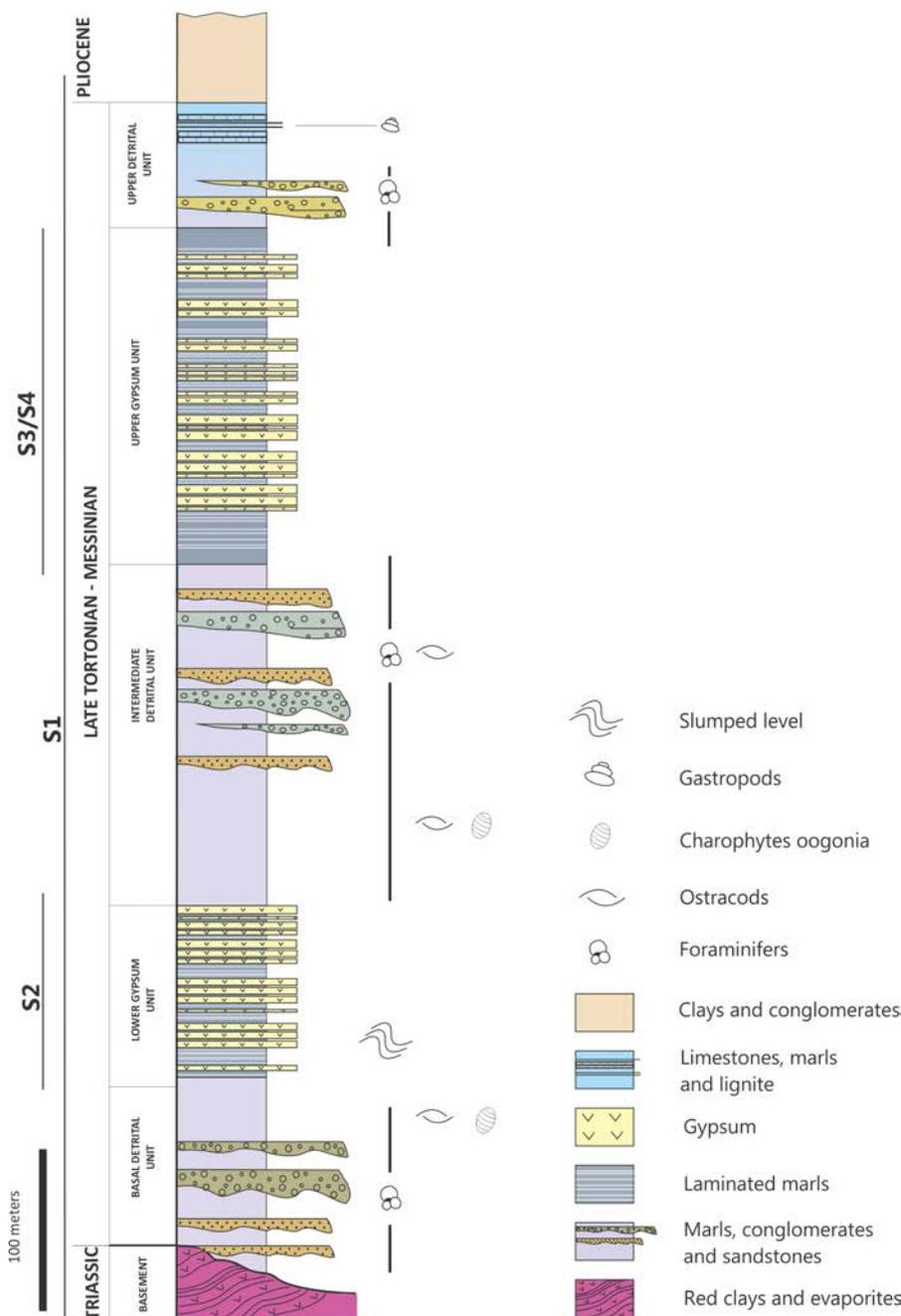


Fig. 2.- General stratigraphic section of the Campo Coy basin. Five units are differentiated in this section based on lithology and sedimentary features.

Fig. 2.- Columna estratigráfica general de la cuenca de Campo Coy. Se han diferenciado cinco unidades en función de la litología y las características sedimentarias.

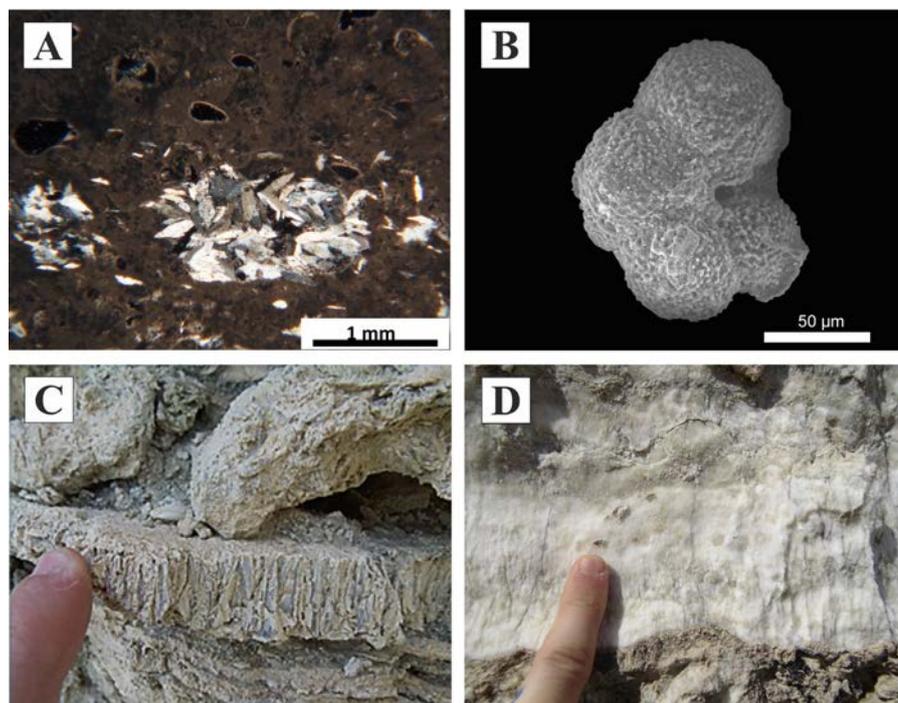


Fig. 3- A) Petrographic image of cumulated lenticular crystals and ostracods shells surrounded by micritic matrix. B) SEM image of *Neogloboquadrina* spp. *sinistral*. C) Selenite gypsum lithofacies from the upper gypsum unit. D) Nodular-laminated gypsum lithofacies from the upper gypsum unit.

Fig. 3. A) Imagen petrográfica de cristales lenticulares de yeso junto con ostrácodos dentro de una matriz micrítica. B) Neogloboquadrina spp. sinistral (imagen de SEM). C) yeso selenítico de la unidad de yesos superior. D) Litofacies de yeso nodular-laminado de la unidad de yesos superior.

Detrital units consist of grey marls with several conglomerate and sandstone bars interbedded. In these detrital units, abundant *in situ* ostracod shells (Fig. 3A), charophytes oogonia and variable reworked planktonic foraminifera have been identified. The foraminifera content is predominantly formed by *Globorotalia scitula* group, *Globorotalia menardii* group and *Neogloboquadrina* spp. (*sinistral* and *dextral* forms) (Fig. 3B), among others. A similar fauna has been described in the Lorca basin and assigned to a late Tortonian age (Corbí *et al.*, 2012). According to these data, the source of these reworked foraminifera could correspond to the eroded late Tortonian materials from surrounding areas. The upper part of the upper detrital unit grades to marls and limestones with some lignite levels rich in gastropods and corresponds to the latest Miocene lacustrine materials (Bruijn *et al.*, 1975). Pliocene materials are overlying the described Campo Coy succession.

The lower gypsum unit consists of primary gypsum beds, ranging from few millimeters to few centimeters thick, composed of fine-grained laminated and selenite gypsum lithofacies (Fig 3C). Selenite crystals are up to 5 cm long. Some levels of secondary macrocrystalline and

nodular gypsum also occur towards the top of the unit.

The upper gypsum unit contains eight evaporite levels (~15 meters thick each one) separated by laminated marls (~3 meters thick). The first three levels are the most complete and consist of primary and secondary gypsum beds. Primary gypsum dominates at the base of the lower gypsum levels and shows three main lithofacies: fine-grained laminated gypsum, selenite gypsum with gypsum crystals reaching up to 5cm in length, and cumulated gypsum. The upper evaporite levels are poorly exposed and mainly composed of nodular-laminated (Fig. 3D) and meganodular secondary gypsum.

Geochemistry of gypsum

Sulfate isotope compositions ($\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$) for late Miocene marine evaporites are close to 22‰ and 12‰ respectively (Claypool *et al.*, 1980; Paytan *et al.*, 1998; Turchyn and Schrag, 2004; Kampschulte and Strauss, 2004; García-Veigas *et al.*, 2018). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratios between 0.708800 and 0.709100 should be expected for late Miocene marine evaporites (Veizer *et al.*, 1999; Korte *et al.*, 2003, and others).

Sulfur isotope compositions of the Campo Coy gypsum show very homogeneous values ranging between +13.8‰ and +15.6‰. Oxygen isotope compositions also show quite homogeneous values with variations from +13.8‰ to +18.7‰. These values do not match with expected values for late Miocene marine evaporites. Comparing these data with published isotopic ranges from Triassic marine evaporites in the Betics (12‰-17‰ for $\delta^{34}\text{S}$, and 8‰-18‰ for $\delta^{18}\text{O}$ at Ortí *et al.*, 2014), we interpret that the source of the dissolved sulfate in the Campo Coy gypsum precipitating waters is the recycling of Triassic evaporites (Fig. 4).

The strontium isotope ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) of the lower and the upper gypsum units range between 0.707788 and 0.707888, far from expected for late Miocene marine deposits. These values fall within the range of Triassic marine evaporites. In agreement with the sulfate isotope compositions, the strontium isotope ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) of the Campo Coy gypsum point to the contribution of recycled strontium from marine Triassic rocks in the Betic range.

During precipitation, the hydration water of gypsum is enriched in the heaviest oxygen isotope (^{18}O) and depleted in deuterium (^2H) with respect to the parent waters. Fractionation factors of 1.004 and 0.981, for oxygen and deuterium respectively (Gázquez *et al.*, 2017), have been used to recognize the isotopic compositions of the parent waters. Following corrections, the calculated $\delta^{18}\text{O}$ of parent waters for primary gypsum ranges from 0.1‰ to 3.3‰, and from -7.5‰ to -4.4‰ for secondary gypsum. The-calculated δD values of parent waters for primary gypsum range between -1.7‰ and -12.9‰, and between -28.3‰ and -40.0‰ for secondary gypsum. The $\delta^{18}\text{O} - \delta\text{D}$ diagram (Fig. 5) shows that the isotopic values of the hydration waters for primary gypsum and their predicted parent waters correspond with a non-marine paleolake environment whereas the isotopic signature of secondary gypsum agrees with the present-day meteoric water trend reported in the eastern Betics.

Discussion

The lack of *in situ* biomarkers within the detrital units below and between the Campo Coy evaporites does not allow us to assign a specific age for this

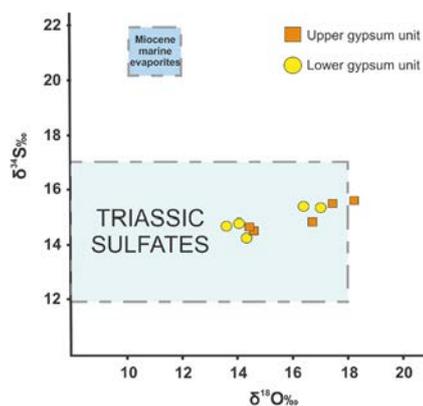


Fig. 4.- Sulfate isotope composition of the lower and upper gypsum units. The shaded area of Triassic values is taken from Ortí et al. (2014). See the text for references to isotopic data.

Fig. 4. Composición isotópica del sulfato de las unidades de yeso inferior y superior. El área correspondiente a los valores isotópicos de sulfatos triásicos se ha tomado de Ortí et al. (2014). Ver el texto para las referencias de datos isotópicos.

gypsum deposit. However, taking into account the overlying Pliocene materials and the presence of late Tortonian reworked foraminifera within the intercalated detrital sediments, we can suggest that the Campo Coy gypsum precipitated during the late Tortonian – Messinian.

The geochemical signature of the Campo Coy gypsum deposit is similar to that found in non-marine evaporites formed in other internal Neogene Betic basins such as Lorca and Fortuna basins (García-Veigas et al., 2019).

Conclusions

The gypsum units of Campo Coy precipitated in a shallow lacustrine environment. Variations in the water balance of the basin controlled the type of deposited sediments. Periods with higher runoff lead to the deposition of detrital sediments while gypsum precipitation took place during drier periods with less continental water input.

Although the age of the evaporitic sedimentation is still unclear, it could be assigned to the late Tortonian - Messinian.

Acknowledgements

This study was supported by the projects CGL-2013-42689 and CGL2016-79458 of the Spanish Government. The authors are also indebted to J. Illa, R.M. Marimón, E. Aracil (UB) and D.I. Cendón (ANSTO) for their technical support. We would also like to thank the reviewers H. Corbí and J.M. Martín Martín for their corrections which improved the final version of the text.

References

Braga, J.C., Martín, J.M. and Quesada, C. (2003). *Geomorphology* 50, 3-26.
 Bruijn, H. de, Mein, P., Montenat, C. and Van De Weerd, A. (1975). *Proc. Kon. Ned.*

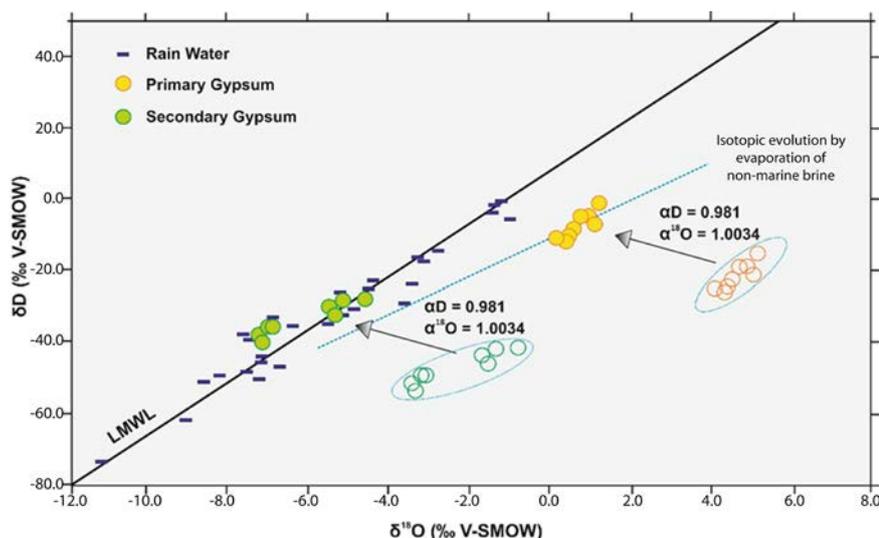


Fig. 5.- Diagram of $\delta^{18}O$ and δD of hydration water from Campo Coy primary gypsum (filled yellow circles) and secondary gypsum (filled green circles) after correction for fractionation factor; the rain water (dashes) data are taken from REVIP of Spanish Government.

Fig. 5. Diagrama $\delta^{18}O$ and δD del agua de hidratación del yeso primario (círculos amarillos rellenos) y yeso secundario (círculos verdes rellenos) después de aplicar los factores de corrección de fraccionamiento isotópico; los valores de agua de lluvia (segmentos) han sido tomados de REVIP, Gobierno de España.

Akad. van Wetensch. 78, 1-32.

Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H. and Zak, I. (1980). *Chemical Geology* 28, 199–260.
 Corbí, H., Lancis, C., García-García, F., Pina, J.A., Soria, J.M., Tent-Manclús, J.E. and Viseras, C. (2012). *Geobios* 45, 249–263.
 García-Veigas, J., Cendón, D., Rosell, L., Ortí, F., Torres Ruiz, J., Martín, J.M. and Sanz, E. (2013). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 369, 452–465.
 García-Veigas, J., Cendón, D., Gibert, L., Lowenstein, T.K. and Artiaga, D. (2018). *Marine Geology* 403, 197-214.
 García-Veigas, J., Gibert, L., Cendón, D., Artiaga, D., Corbí, H., Soria, J.M., Lowenstein, T.K. and Sanz, E. (2019). *Basin Research* DOI: 10.1111/bre.12408
 Gázquez, F., Evans, N. and Hodell, D.A. (2017). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 198, 259-270.
 Kampschulte, A. and Strauss, H. (2004). *Chemical Geology* 204, 255–286.
 Korte, C., Kozur, H.W., Bruckschen, P. and Veizer, J. (2003). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 47– 62
 Paytan, A., Kastner, M., Campbell, D. and Thiemens, M.H. (1998). *Science* 282, 1459–1462.
 Playà, E., Ortí, F. and Rosell, L. (2000). *Sedimentary Geology* 133, 135–166.
 Riding, R., Braga, J.C., Martín, J.M. and Sánchez-Almazo, I.M. (1998). *Marine Geology* 146, 1-20.
 Rouchy J.M. (1982). *La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée*. Mémoire du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, NS, série C, L, 267 p.
 Rouchy, J.M. and Caruso, A. (2006). *Sedimentary Geology* 188-189, 35-67.
 Turchyn, A.V. and Schrag, D.P. (2004). *Science* 303, 2004-2007.
 Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, Ch., Pawellwk, F., Podlaha, O. and Strauss, H. (1999). *Chemical Geology* 161, 59-88

Aparente contradicción entre los contactos intrusivos de un granito datado como ordovícico y la edad hercyniana de los esquistos encajantes. El contacto del granito de Núria en la Jaça Roja (Pirineos Orientales)

Apparent contradiction between cross-cut intrusive contacts of an ordovician-dated granite and the hercynian age of the enclosing schists. The Núria granite contact at the Jaça Roja (Eastern Pyrenees)

Pere Enrique

Departament de Mineralogia, Petrologia i Geologia Aplicada. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. C/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, España; pere.enrique@ub.edu

ABSTRACT

The quartz-feldspathic massif that crops out in the upper Freser River (Eastern Pyrenees) has been the object of numerous interpretations that include from its consideration as a Precambrian gneissic basement, a gneissified Ordovician intrusion during the Hercynian Orogeny or even a hercynian granitic intrusion. Recent U-Pb dating in zircons provides a clearly Ordovician age of about 457 Ma for all protoliths of quartz-feldspathic rocks, which are generically considered as orthogneises. However, the finding of obvious intrusive contacts that cut the Hercynian structures and form centimetric to metric apophyses into the hornfelsed schists seems to contradict this age. In the new intrusive contact of the Jaça Roja that is described, the granite presents a very insignificant deformation and cuts the foliation of the schists at different angles, originating xenoliths. The observation of this outcrop poses a contradiction: if the dating is correct, the foliation of the schists should be Ordovician or earlier. If the schists are Hercynian, the intrusion should be late-hercynian or even later.

Key-words: hercynian gneiss, Núria orthogneiss, hercynian granite, intrusive contact, Ordovician intrusion

RESUMEN

El macizo cuarzo-feldespático que aflora en el curso alto del río Freser (Pirineos Orientales) ha sido objeto de numerosas interpretaciones que incluyen desde su consideración como un zócalo gneíscico precámbrico, una intrusión ordovícica gneisificada durante la Orogenia Herciniana o incluso una intrusión granítica hercyniana. Unas recientes dataciones de U-Pb en circones proporcionan una edad claramente ordovícica de unos 457 Ma para todos los protolitos de las rocas cuarzo-feldespáticas, las cuales son consideradas genéricamente como ortogneises. Sin embargo el hallazgo de evidentes contactos intrusivos que seccionan las estructuras hercynianas y se ramifican como apófisis centimétricas a métricas en los esquistos corneanificados parece contradecir esta edad. En el nuevo contacto intrusivo de la Jaça Roja que se describe, el granito presenta una deformación muy poco significativa y corta la foliación de los esquistos en ángulos diversos originando xenolitos. La observación de este afloramiento plantea una contradicción: si la datación es correcta la foliación de los esquistos debería ser ordovícica o anterior. Si los esquistos son hercynianos, la intrusión debería ser tardiherciniana o posterior.

Palabras clave: gneis hercyniano, ortogneis de Núria, granito hercyniano, contacto intrusivo, intrusión ordovícica

Geogaceta, 67 (2020), 67-70
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 01/07/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción

Los cursos altos del río Freser y de su afluente el río Núria se hallan ubicados en la parte meridional del macizo hercyniano del Canigó (Guitard, 1970; Autran, et al., 1970; Santanach, 1972; Casas, 1984), el cual a su vez, forma parte de la cordillera Pirenaica desarrollada durante la Orogenia Alpina. En este sector, denominado "Domo del Freser" por Santanach (1972), afloran dos cuerpos rocosos cuarzo-feldespáticos que, en conjunto, ocupan una extensión de unos 16 km². Tanto sus dimensiones como sus características petrográficas son claramente distintas y así se ha reconocido desde los primeros estudios. La diferencia petrográfica más

llamativa se debe a su textura, ya que el que ocupa una posición topográfica superior en la estructura tiene una marcada textura gneíscica visible claramente en todas sus variedades composicionales (leucocráticas de grano fino, ocelares, etc.), mientras que el cuerpo principal presenta un aspecto masivo "muy granítico" con una esquistosidad mal definida (Santanach, 1972; Casas, 1984). A pesar de ello, estas rocas han seguido llamándose "gneises" en todos los trabajos posteriores, lo que ha conducido a un confusionismo terminológico e interpretativo como se plantea en los trabajos de Enrique (2004, 2010). No parece haber duda alguna en que el cuerpo cuarzo-feldespático superior presenta una de-

formación muy penetrativa en todos sus afloramientos, tanto en el contacto con los esquistos como en sus zonas internas. Además, la foliación es totalmente concordante con la de los esquistos y, por lo tanto se trata de un gneis hercyniano originado por la deformación de un protolito pre-hercyniano. Este cuerpo gneíscico presenta unas características similares a los gneises del macizo del Canigó, (situado a menos de 10 km de distancia). tal como queda reconocido en Santanach (1972) y en Casas (1984).

Sin embargo, el cuerpo cuarzo-feldespático principal posee una deformación en general débil y muy heterogénea, observación importante teniendo en cuenta que su distancia con los gneises

mencionados es solo de unas decenas de metros (Fig. 1). Esta característica diferencial queda también representada en la cartografía de Santanach (1972).

En este caso la cuestión que se plantea es el grado de deformación que se necesita para que una roca cuarzofeldespática pueda considerarse un gneis. En otros afloramientos hercínianos próximos hay rocas cuarzofeldespáticas más deformadas que son consideradas simplemente granitoides con un grado bajo de deformación, el cual no justifica su descripción como ortogneis. Así pues, en este trabajo a esta unidad geológica se la describirá como «leucogranito de Núria», como ya fue propuesto anteriormente (Enrique, 2004, 2010).

Sin embargo, la cuestión geológica más importante no es la escasa deformación de la roca sino su relación con los esquistos hercínianos circundantes. En un trabajo anterior (Enrique, 2004) se presentó la descripción de un afloramiento en el que se puede apreciar claramente, no solo la presencia de xenolitos de la roca encajante (ya descritos en Sebastián *et al.*, 1982) sino también el seccionamiento de la foliación regional hercíniana de los esquistos por la intrusión. El granitoide en este punto consiste en un leucogranito (parámetro B de Debon y Le Fort, 1983, comprendido entre 17 y 36; Enrique, 2010) biotítico con moscovita, de grano medio a grueso y no presenta una deformación destacable.

El objetivo de este trabajo es presentar nuevas evidencias de contactos intrusivos para confirmar que no se trata de una observación geológica puntual, sino que es una característica general de esta unidad cuarzofeldespática y que los términos utilizados habitualmente para referirse a ella de "gneises" u "ortogneises" (Fontboté, 1949; Guitard, 1970; Autran *et al.*, 1970; Santanach, 1972; Sebastián *et al.*, 1982; Casas, 1984; Barbey *et al.*, 2001; Martínez *et al.*, 2011) es inapropiada en la mayor parte del afloramiento. Igualmente ocurre en Martí *et al.* (2019; Fig. 4), donde denominan con el mismo nombre ("Núria gneiss") tanto la unidad claramente gneissica (gneis de Queralbs de Cirés *et al.*, 1994; Barbey *et al.*, 2001; Enrique, 2004, 2010, o gneises de la Formación Carançà de Santanach, 1972) como la intrusión leucogranítica mencionada con escaso grado de deformación.

Las dataciones U-Pb en circones realizadas mediante microsonda iónica (Martínez *et al.*, 2011) parecen dejar

sin explicación las relaciones geológicas observadas.

El nuevo afloramiento que se describe (afloramiento de la Jaça Roja, Fig. 1) muestra relaciones muy claras entre el cuerpo leucogranítico escasamente deformado y los esquistos hercínianos circundantes, lo cual puede contribuir a una mejor comprensión de la geología de la zona.

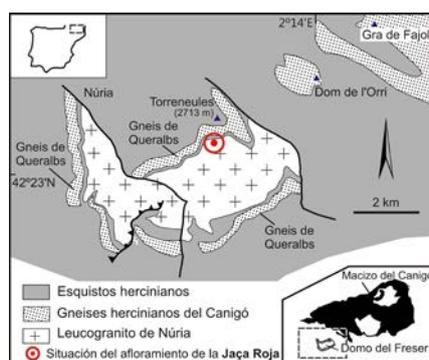


Fig. 1.- Situación geológica del leucogranito de Núria y localización del afloramiento estudiado (afloramiento de la Jaça Roja). Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geological setting of the Núria leucogranite and location of the studied outcrop (Jaça Roja outcrop). See color figure in the web.

Nuevos datos geológicos

El reconocimiento sistemático del leucogranito de Núria ha puesto de manifiesto una gran homogeneidad petrográfica y composicional del plutón y la existencia de numerosos contactos intrusivos desconocidos con anterioridad. El tipo petrográfico dominante consiste en un leucogranito biotítico con moscovita, de grano medio a grueso (3-7 mm) con una ligera tendencia porfídica por el mayor desarrollo del feldespato potásico (generalmente del orden de 10-15 mm). Su composición petrográfica consiste en un granito de feldespato alcalino (composición media de la plagioclasa = A_n) peraluminico. Su composición química y las de otros tipos petrográficos presentes se explican en un trabajo anterior (Enrique, 2010).

Varios de los afloramientos intrusivos hallados, tanto en el valle del río Núria como en el del Freser, consisten en diques semiconcordantes con la esquistosidad de la roca encajante, a pocos metros o decenas de metros del contacto principal.

El afloramiento de la Jaça Roja, situado a 1 km al SO del pico de Torreneules (2713 m), muestra un conjunto de contactos intrusivos característicos de emplazamientos epizonales (Figs. 2 y

3), ya que los esquistos circundantes apenas alcanzan la isograda de la biotita. Las características más destacables del afloramiento se refieren a la presencia de apófisis de orden métrico a centimétrico, secantes con la esquistosidad hercíniana regional sin que el granito se vea afectada por ella (Figs. 2 y 3). Asimismo se observa la presencia de xenolitos centimétricos muy angulosos de cornubianitas inmersos en el leucogranito ("piecemeal stopping"; Fig. 2A), y contactos intrusivos muy angulosos que se inyectan por los planos de esquistosidad y por las diaclasas (Fig. 3). Esta inyección del magma por discontinuidades de la roca encajante con ángulos diversos es la que determina la separación de fragmentos (xenolitos) y facilita el emplazamiento del magma por desplazamiento y ocasional hundimiento de bloques ("magmatic stopping"; Figs. 2A, 2B, 3C y 3D).

Discusión y conclusiones

La existencia de contactos intrusivos en la unidad cuarzofeldespática inferior del curso alto del Freser (gneises del río Freser, Santanach, 1972; ortogneises de la unidad central de los gneises de Queralbs-Núria, Sebastián *et al.*, 1982; ortogneises del núcleo del macizo de Núria, Martínez *et al.*, 2011; leucogranitos de Núria, Enrique, 2004, 2011) plantea dos problemas principales en la interpretación geológica. El primero es si pueden llamarse gneises. En todos los trabajos citados se manifiesta explícitamente que los gneises del macizo del Canigó y de la zona de Núria se formaron durante la Orogenia Hercíniana por deformación de protolitos cuarzofeldespáticos preexistentes. Este postulado es coherente con los datos petrológicos y estructurales de los gneises superiores (o de Queralbs, Cirés *et al.*, 1994) y con las unidades del macizo principal del Canigó (Barbey *et al.*, 2001) pero no en la unidad cuarzofeldespática inferior, teniendo en cuenta que cortan la foliación hercíniana. Si se hallan algo deformados en zonas particulares, esta deformación (y, eventualmente, gneisificación) debería ser posterior a la principal deformación hercíniana.

El segundo problema es la edad de la intrusión del leucogranito de Núria. Si corta la foliación hercíniana e incluye xenolitos de cornubianitas formadas por metamorfismo de contacto de esquistos hercínianos, la edad de su emplazamiento debería ser posterior a las principales fases de deformación hercíniana.

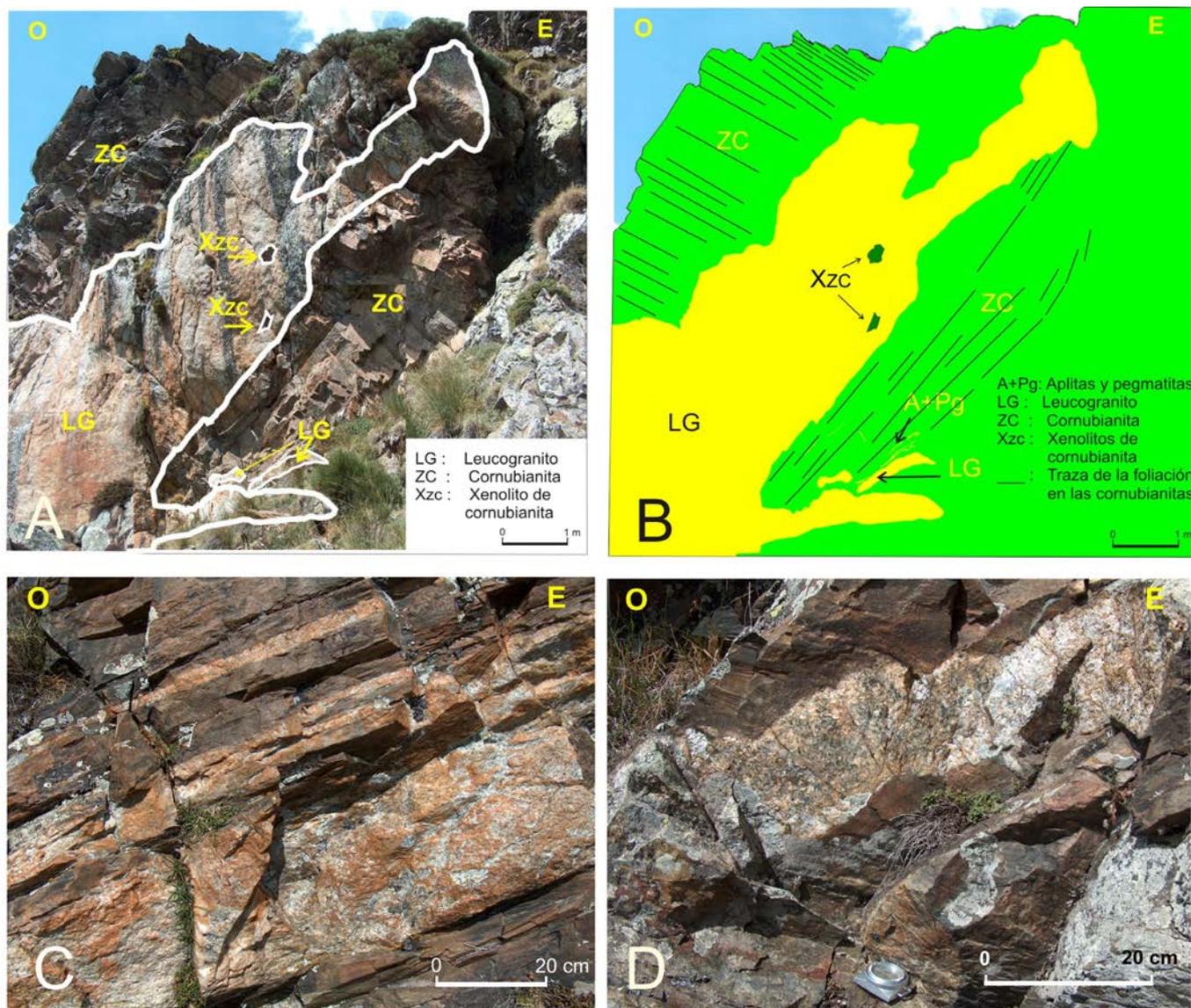


Fig. 2.- Afloramiento principal de la Jaça Roja (valle del Freser). Contactos intrusivos del leucogranito de Núria en las cornubianitas (esquistos con metamorfismo de contacto de la Formación Carançà, Santanach, 1972). A) Importante apófisis de leucogranito de grano medio a grueso discordante con la esquistosidad hercínica. También puede apreciarse la inclusión de xenolitos de la roca encajante y la gran distorsión del buzamiento de la foliación por el desplazamiento de bloques junto al contacto ("magmatic stoping"). B) Esquema geológico de la fotografía anterior. Se destacan las trazas de la foliación observada así como la presencia de otras apófisis menores del leucogranito y de pequeños diques de aplitas y pegmatitas. C) Grupo de cuatro diques de pequeñas dimensiones de leucogranito de grano medio intrudidas en las cornubianitas. En este punto se observa una clara tendencia del magma a inyectarse paralelamente a la foliación. D) Dique de leucogranito de grano medio-grueso totalmente discordante con la foliación relicta de las cornubianitas encajantes. También puede observarse el desarrollo de facies pegmatíticas junto a los contactos. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Main outcrop of the Jaça Roja (Freser Valley). Intrusive contacts of the Núria leucogranite in cornubianites (schists with contact metamorphism of the Carançà Formation, Santanach, 1972). A) Important apophysis of medium to coarse leucogranite discordant with the hercynian schistosity. It can also be seen the inclusion of xenoliths of the host rock and the great distortion of the foliation dip by the displacement of blocks next to the contact ("magmatic stoping"). B) Geological outline of the previous photograph. The traces of the foliation observed as well as the presence of other minor apophyses of the leucogranite and small dykes of aplites and pegmatites are highlighted. C) Group of four dykes of small dimensions of medium-grained leucogranite intruded in the cornubianites. At this point a clear tendency of the magma to be injected parallel to the foliation is observed. D) Medium to coarse-grained leucogranite dyke totally discordant with the relict foliation of the cornubianites. It can also be observed the development of pegmatitic facies next to the contacts. See color figure in the web.

Por lo tanto, las dataciones isotópicas parecen entrar en contradicción con los datos geológicos observados.

Este problema sugiere una disyuntiva:

- Si las dataciones realizadas reflejan la edad del emplazamiento del leucogranito durante el Ordovícico, entonces la esquistosidad de las rocas encajantes debe ser aun anterior a la intrusión y, en consecuencia la esquistosidad hercínica

no se halla presente.

- Si el leucogranito de Núria corta realmente la esquistosidad hercínica, el emplazamiento del leucogranito debería ser tardihercínico y las dataciones en los circones podrían reflejar una historia más antigua de los mismos.

La interpretación del significado de las unidades cuarzofeldespáticas de la zona ha cambiado constantemente des-

de los primeros estudios realizados.

Algunas unidades cuarzofeldespáticas han pasado de considerarse parageneis precámbricos (datados mediante U-Pb en 569 Ma, Guitard *et al.*, 1996), a ortogneis hercínicos derivados de un protolito ordovícico (Martínez *et al.*, 2011), a una aparente intrusión hercínica, basada en el estudio de los contactos intrusivos (Enrique, 2004).

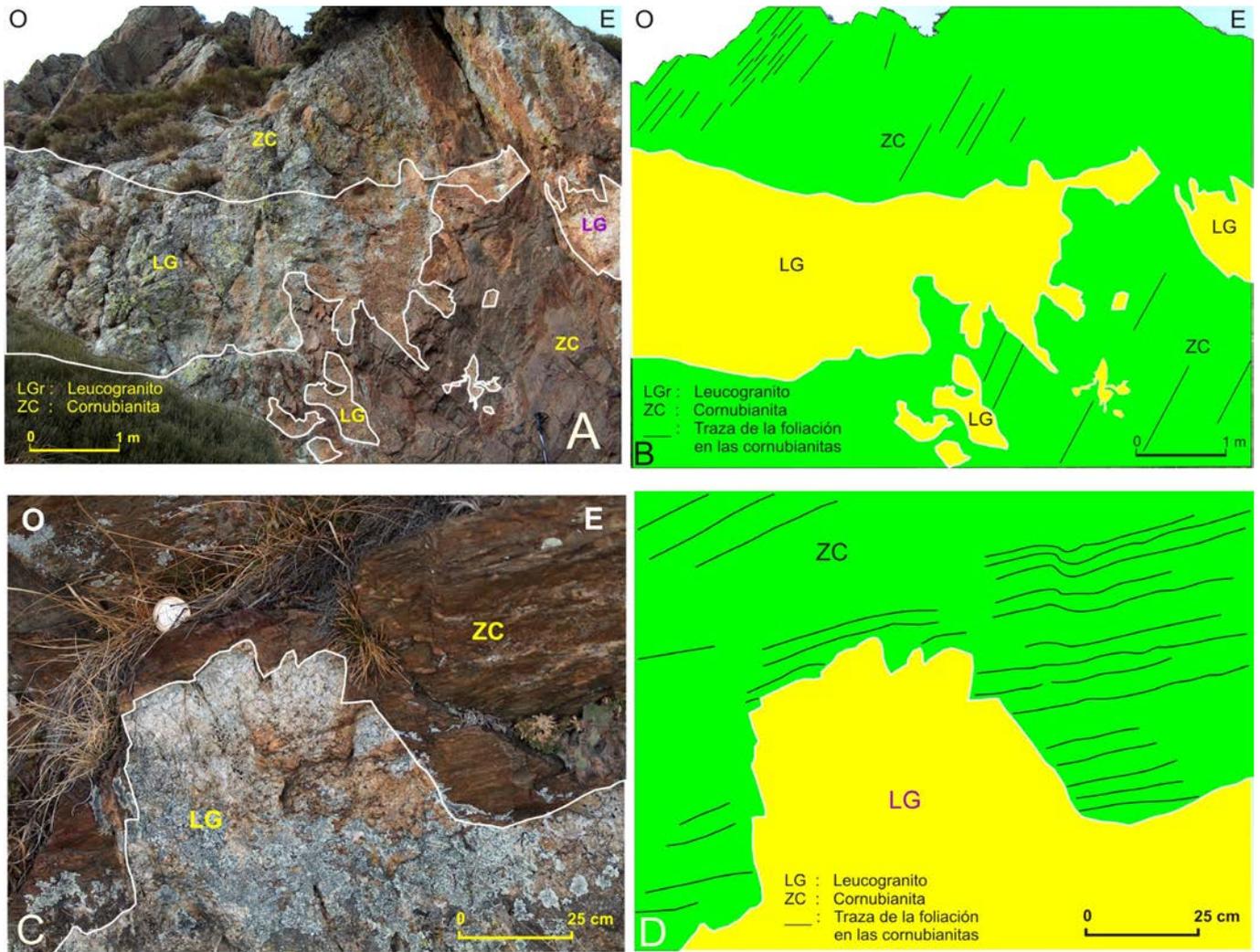


Fig. 3.- Afloramientos intrusivos del leucogranito biotítico con moscovita de Núria en los alrededores de la Jaça Roja (valle del Freser). A) Apófisis del leucogranito de grano medio-grosso muy ramificada y totalmente discordante con la foliación hercyniana. Puede observarse la morfología irregular de las pequeñas apófisis intruidas en todas las direcciones. B) Esquema geológico de la fotografía anterior. Se han representado las trazas de la foliación para una mejor visualización de las relaciones intrusivas. C) Relación típicamente intrusiva del leucogranito de grano medio-grosso, sin deformaciones significativas, en las cornubianitas procedentes del metamorfismo de contacto de los esquistos hercynianos encajantes. Puede observarse con claridad la morfología angular poligonal del contacto. Esta morfología se debe a que el magma leucogranítico se inyecta siguiendo tanto los planos de esquistosidad como la diaclasas ("piecemeal stoping"). D) Esquema geológico de la fotografía anterior. Se han representado las trazas de la foliación para una mejor visualización de las relaciones intrusivas. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Intrusive outcrops of the muscovite-bearing biotite leucogranite of Núria in the surroundings of the Jaça Roja (Freser Valley). A) Apophysis of the medium to coarse-grained leucogranite, highly branched and totally discordant with the hercynian foliation. The irregular morphology of the small apophyses intruded in all directions can be observed. B) Geological outline of the previous photograph. The traces of the foliation have been represented for a better visualization of the intrusive relationships. C) Typical intrusive relationship of the medium-coarse grain leucogranite, without significant deformations, in cornubianites formed by contact metamorphism of the hercynian schists. The polygonal angular morphology of the contact can be clearly observed. This morphology is due to the fact that the leucogranite magma is injected following both the schistosity and the joint planes ("piecemeal stoping"). D) Geological outline of the previous photograph. The traces of the foliation have been represented for a better visualization of the intrusive relationships. See color figure in the web.

Referencias

Autran, A., Fontailles, M. y Guitard, G. (1970). *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 673-731.
 Barbey, P., Cheilletz, A. y Laumonier, B. (2001). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 332, 129-136.
 Casas, J.M. (1984). *Estudi de la deformació en els gneis del Massís del Canigó*. Tesis doctoral. Univ. Barcelona, 289 p.
 Cirès, J., Casas, J.M., Muñoz, J.A., Fleta, J. y Barbera, M. (1994). *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 218 (Molló) y memoria*. IGME.

Debon, F. y Le Fort, P. (1983). *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 73, 135-149.
 Enrique, P. (2004). *Geogaceta* 36, 35-38.
 Enrique, P. (2010). *Geogaceta* 49, 87-90.
 Fontboté, J.M. (1949). *Annals de l'Institut d'Estudis Gironins* 4, 129-185.
 Guitard, G. (1970). *Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées-Orientales)*. BRGM. Mém. 63, 353 p.
 Guitard, G., Autran, A. y Fontailles, M. (1995). En: *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Tome I. Cycle Hercynien*. (A. Barnolas y J.C. Chiron,

Eds.). BRGM-ITGE, Orléans-Madrid, 137-155.
 Martí, J., Solari, L., Casas, J.M., y Chichorro, M. (2019). *Geological Magazine* 156, 1783-1792.
 Martínez, F., Iriondo, A., Dietsch, C., Aleinikoff, J., Peucat, J., Cirès, J., Reche, J. y Capdevila, R. (2011). *Lithos* 127, 10-23.
 Santanach, P. (1972). *Estudi tectònic del Paleozoic inferior del Pirineu entre la Cerdanya i el riu Ter*. Tesis doctoral. Univ. Barcelona, 238 p.
 Sebastián, A., Martínez, F.J. y Gil Ibarra, J.I. (1982). *Boletín Geológico y Minero de España* 93 (6), 508-523.

Nuevos hallazgos de fósiles ordovícicos en el Dominio de Obejo-Valsequillo (provincias de Badajoz y Córdoba, suroeste de España)

New occurrences of Ordovician fossils from the Obejo–Valsequillo Domain (provinces of Badajoz and Córdoba, Southwestern Spain)

Juan Carlos Gutiérrez-Marco^{1,2}, Saturnino Lorenzo³, Sofia Pereira⁴ e Isabel Rábano⁵

¹ Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), Severo Ochoa 7, 4^a pl., 28040 Madrid. jc.gutierrez.marco@csic.es

² Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Facultad CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, José Antonio Nováis 12, 28040 Madrid. jcgrapto@ucm.es

³ Escuela de Ingeniería Minera e Industrial de Almadén, Universidad de Castilla-La Mancha, Plaza Manuel Meca s/n, 13400 Almadén, Ciudad Real. saturnino.lorenzo@uclm.es

⁴ Centro de Geociências, Universidade de Coimbra, Rua Silvío Lima, 3030-790 Coimbra, Portugal. ardi_eu@hotmail.com

⁵ Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. i.rabano@igme.es

ABSTRACT

Lower Paleozoic fossils are scarce in the Obejo–Valsequillo Domain of the southwestern Iberian Massif. In this note we add new records for Middle Ordovician trilobites, brachiopods and molluscs of three rarely cited localities, which expand the paleontological record of the region and clarify the stratigraphy and age of some of the assemblages. The Ordovician fossils of Campillo de Llerena (Badajoz province) occur in lutitic blocks and pebbles originating from a nearby source area within an unnamed synorogenic Carboniferous formation. Based on these new records, the existence of lower Oretanian allochthonous strata is recognized for the first time. The bellerophonid genus *Tritonophon* was identified in the Peñaladrones fossil site (Belmez, Córdoba), this being the second ever record of this rare gastropod in the Obejo–Valsequillo Domain, unknown in the remaining Ibero-Armorican area. Finally, new occurrences of trilobites and molluscs are presented for the Mina Guillermin locality (Alcaracejos, Córdoba), supporting a late Oretanian to early Dobrotivian age.

Key-words: Ordovician, fossil localities, Andalusia, Extremadura, Obejo–Valsequillo Domain.

Geogaceta, 67 (2020), 71–74
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

La presencia de fósiles ordovícicos en el Dominio de Obejo-Valsequillo, de adscripción tradicionalmente debatida entre las zonas Centroibérica y Ossa Morena del Macizo Ibérico, es bastante puntual y ha sido revisada por Gutiérrez-Marco *et al.* (2014, 2016), en artículos que ilustran material macro y micropaleontológico procedente de cinco localidades cordobesas y una pacense, a las que habría que sumar las citas imprecisas realizadas por Mallada (1880) y Pérez Lorente (1979).

El yacimiento de Campillo de Llerena (Badajoz), que en el año 2003 reportó dos únicos restos mal conservados de trilobites (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2016, Figs.

20–P), se analiza en esta nota en virtud del hallazgo de nuevo material, y se aclaran sus circunstancias estratigráficas. Por otro lado, se aportan nuevas identificaciones paleontológicas en las localidades de Peñaladrones (Belmez, Córdoba) y de Mina Guillermin (Alcaracejos, Córdoba), que amplían el conocimiento de las asociaciones y edades de los niveles fosilíferos allí representados.

Situación geográfica y geológica

Gutiérrez-Marco *et al.* (2016) describieron sucintamente la posición de las tres localidades revisadas en la presente nota (Fig. 1). La más enigmática era la situada cerca de la rotonda de acceso a

RESUMEN

Se presentan nuevos trilobites, braquiópodos y moluscos del Ordovícico Medio encontrados en el Dominio de Obejo-Valsequillo (suroeste del Macizo Ibérico), donde las localidades paleontológicas de dicha época son muy raras. Los nuevos datos de fósiles ordovícicos de Campillo de Llerena (Badajoz), identificados en cantos y bloques lutíticos incorporados a una formación carbonífera sinorogénica, permiten asegurar la presencia de horizontes del Oretaniense inferior derivados de un área fuente probablemente cercana. En el yacimiento paleontológico de Peñaladrones (noreste de Belmez, Córdoba), sumamos un bivalvo y dos gasterópodos a las listas precedentes. Entre ellos destaca el bellerofontido *Tritonophon* sp., un género restringido en el ámbito del Ordovícico Medio ibero-armoricano a dos localidades del Dominio de Obejo-Valsequillo. Finalmente, en la localidad de Mina Guillermin (sur de Alcaracejos, Córdoba) sumamos también nuevos registros de trilobites y moluscos del Oretaniense superior-Dobrotiviense inferior.

Palabras clave: Ordovícico, yacimientos paleontológicos, Andalucía, Extremadura, Dominio Obejo-Valsequillo.

Fecha de recepción: 30/06/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Campillo de Llerena, donde los fósiles ordovícicos procedían de bloques sueltos extraídos de un talud de la carretera, coincidente con una unidad cartográfica asignada en principio al Devónico Superior-Carbonífero inferior (Sánchez Cela y Gabaldón López, 1977), luego a un Carbonífero inferior discordante ("Pz6" de Herranz Araújo, 1985), más tarde al Neoproterozoico-Cámbrico (Palacios *et al.*, 2013) y modernamente considerada como Tournaisiense-Viseense discordante (Matas y Martín Parra, 2015). La investigación pormenorizada de estos taludes ha permitido confirmar la sucesión estratigráfica descrita por Herranz Araújo (1985), que comienza con un tramo basal de conglomerados (15–50 m) al que suce-

den 70-150 m de lutitas con intercalaciones delgadas de areniscas y grauvacas, más frecuentes hacia la base. En afloramientos más nororientales este último tramo culmina con más de 90 m de lutitas con lentejones calcáreos de hasta 15 m de espesor. Los fósiles ordovícicos mencionados por Gutiérrez-Marco *et al.* (2016), incrementados aquí con nuevos hallazgos mucho más significativos (38°30'21"N, 5°50'03"O), proceden en realidad de cantos transportados incluidos en las lutitas, posiblemente derivados de procesos de *debris flow*, y que no revisten las características de olistolitos como se había especulado en el trabajo precedente. Los cantos ordovícicos son muy escasos en el afloramiento y tienen naturaleza pizarrosa, por lo que han pasado desapercibidos en estudios previos. Sus dimensiones varían entre centimétricas y decimétricas. Los fósiles se presentan dispersos tanto en estos cantos lutíticos como en los nódulos contenidos en ellos.

La segunda localidad corresponde al camino de acceso a la casa de Peñaladrones, unos 7,6 km al noreste de Belmez (Córdoba), donde los fósiles se aparecen tanto en lutitas con nódulos como en intercalaciones de areniscas finas y lumaquelas de braquiópodos (38°17'40"N, 5°07'28"O), dentro de una sucesión ordovícica delimitada por fallas pero buzante al oeste.

Por último, la tercera localidad se sitúa al sur de Alcaracejos y sureste del Puerto Calatraveño, justo al oeste de la Mina Guillermin (38°14'20"N, 4°57'59"O). Se trata de lutitas con nódulos que intercalan raras concentraciones lumaquéllicas de fragmentos de trilobites calimeninos, pero sus circunstancias estratigráficas no están muy claras en función de la cartografía aportada por Pérez Lorente (en Apalategui Isasa *et al.*, 1985).

Resultados paleontológicos

En la localidad de Campillo de Llerena (Badajoz) hemos logrado ampliar la relación de fósiles citados en un trabajo previo, con el hallazgo de un canto conteniendo los trilobites *Pradoella pradoi* Hamman (Fig. 2G-I), *Neseuretus* sp., *Nerudaspis?* sp. (Fig. 2J) y *Klouceka drevermanni* Hamman, moluscos rostroconchas (*Ribeiria pholadiformis* Sharpe, Fig. 2N-P), bivalvos (*Ctenodonta* cf. *escurrae* (Sharpe), Fig. 2Q; *Redonia* sp.), gas-

terópodos (*Sinuities* sp.), braquiópodos (*Orthambonites?* sp., Fig. 2K-M; *Lingulida* indet.) y placas aisladas de cistoideos diploporitos. El trilobite *P. pradoi* permite precisar una edad Oretaniense inferior para estos materiales derivados, previamente situados en el rango Oretaniense-Dobrotiviense por Gutiérrez-Marco *et al.* (2016).

En la localidad de Peñaladrones (Belmez, Córdoba), donde se habían citado e ilustrado algunos trilobites, braquiópodos y moluscos del Dobrotiviense inferior (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2016), aportamos el hallazgo de nuevos moluscos identificables, como el bivalvo *Redonia deshaysi* Rouault o los gasterópodos '*Ptychonema*' cf. *bussacensis* (Sharpe) y *Tritonophon* sp. (Fig. 2R).

Finalmente, en el yacimiento contiguo a la Mina Guillermin (Alcaracejos, Córdoba), *Neseuretus* cf. *tristani* (Fig. 2A-D) es la forma dominante tanto en los nódulos como en las raras lumaquelas calcáreas formadas por fragmentos de este trilobite. Gutiérrez-Marco *et al.* (2016) mencionan, además, algunos restos de bivalvos, cefalópodos y conuláridos, a los que añadimos aquí el trilobite *Crozonaspis morenensis* Hamman, Fig. 2E-F) y el bivalvo *Hemiprionodonta lusitanica* (Sharpe). La edad antes atribuida a la asociación, Oretaniense superior o

Dobrotiviense, no admite nuevas precisiones porque el rango de *C. morenensis* es Oretaniense superior-Dobrotiviense inferior (Rábano, 1989).

Discusión y conclusiones

La identificación y caracterización bioestratigráfica de afloramientos ordovícicos en el Dominio Obejo-Valsequillo es importante desde los puntos de vista de la escasez de datos paleontológicos y de dataciones modernas, y también de la contribución potencial de la biogeografía de ciertas especies a la discusión de las afinidades paleogeográficas para tiempos pre-Variscos.

La constitución geológica del Dominio Obejo-Valsequillo ha sido discutida recientemente por Díez Fernández y Arenas (2015), quienes lo consideran como un sinforme tardío de un gran complejo alóctono varisco, integrado en la nueva Zona Galicia-Ossa Morena (Arenas *et al.*, 2016, 2018). Su límite con la Zona Centroeuropea (*sensu stricto*) se sitúa en la banda de cizalla Puente Génave-Castelo de Vide, reconocida al norte del Batolito de Los Pedroches, que representaría a su vez el límite del sector norte de Ossa Morena donde se enclavan los tres yacimientos estudiados más el de Villaharta (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2016) y el del monte Kilva al oeste de Adamuz (Córdoba). En este último, los materiales fosilíferos del Paleozoico se presentan como olistolitos englobados en una unidad lutítica del Carbonífero inferior sinorogénico (Matas *et al.*, 2014; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2014). Pero a diferencia de Adamuz, los cantos ordovícicos de Campillo de Llerena no parecen corresponder a olistolitos, aunque su naturaleza esencialmente pizarrosa hace presuponer que proceden de la erosión de un área fuente próxima. El ambiente postulado para la cuenca carbonífera de Campillo es marino muy somero (Matas y Martín Parra, 2015, con referencias previas).

Desde el punto de vista de las afinidades paleobiogeográficas, casi todos los fósiles del Ordovícico Medio identificados en el Dominio de Obejo-Valsequillo son formas representadas esencialmente en la Zona Centroeuropea meridional y el Macizo Armórico francés (Baja Normandía, Sinclinorio Central armórico y sinclinales del sur de Rennes). Su distribución alcanza también las restantes zonas del Macizo Hespérico hispano-portu-

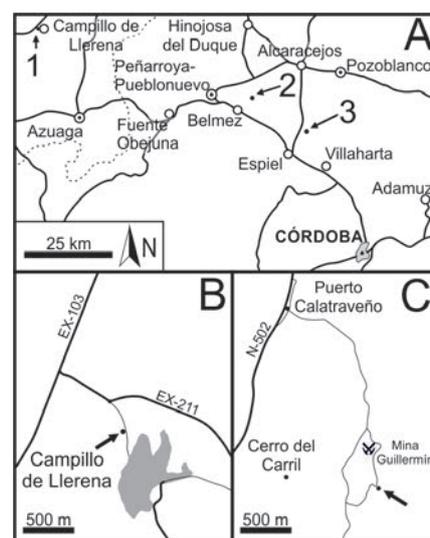


Fig. 1.- A) Esquema de situación de las localidades fosilíferas: 1, Campillo de Llerena (Badajoz); 2, Peñaladrones (Belmez, Córdoba); 3, Mina Guillermin (Alcaracejos, Córdoba). B) Detalle de la localidad 1. C) Detalle de la localidad 3.

Fig. 1.- A) Sketch map showing the location of fossil localities: 1, Campillo de Llerena (Badajoz); 2, Peñaladrones (Belmez, Córdoba); 3, Mina Guillermin (Alcaracejos, Córdoba). B) Detailed map of locality 1. C) Detailed map of locality 3.

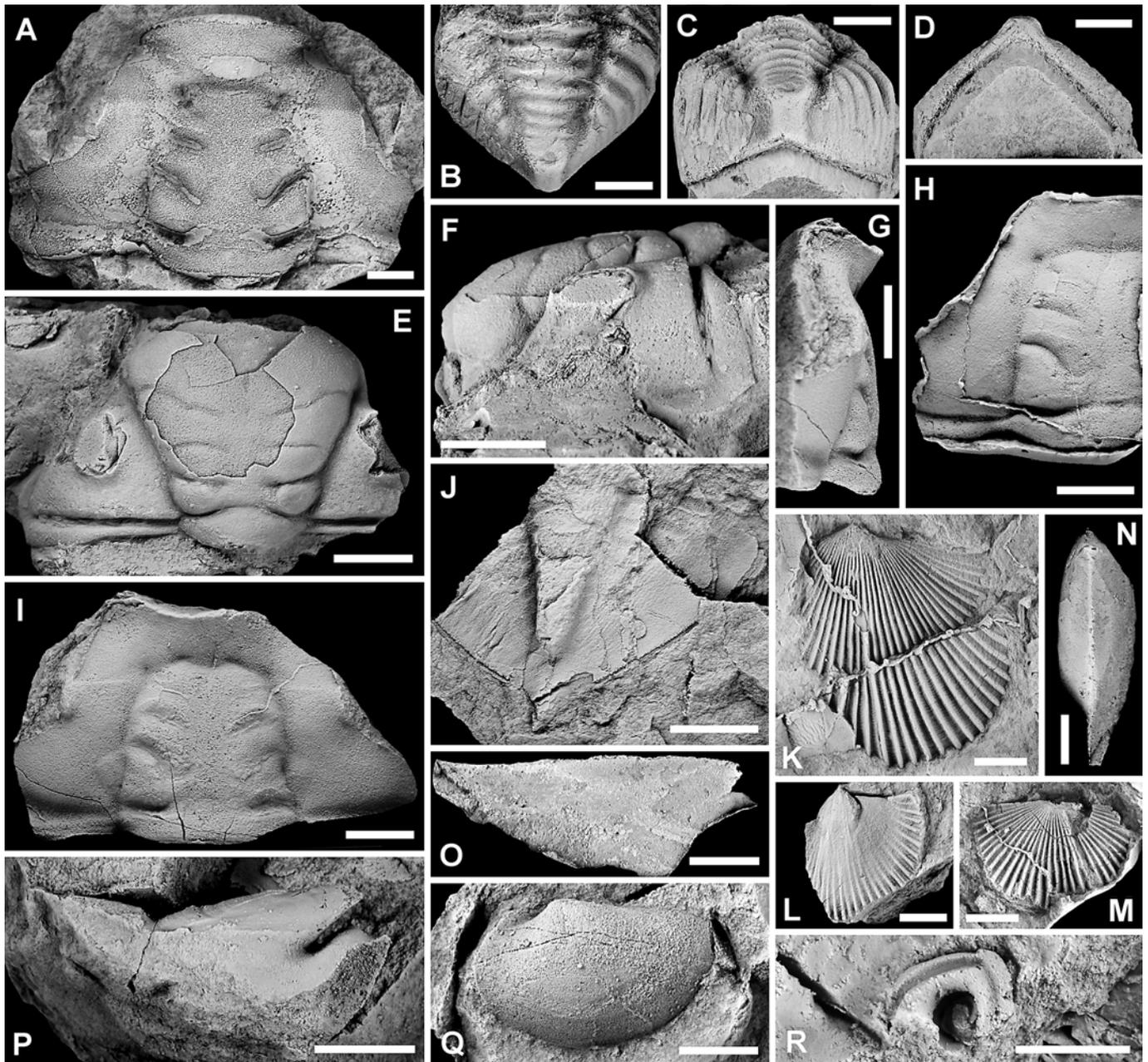


Fig. 2.- Algunos fósiles del Ordovícico Medio de las localidades de Mina Guillermín (Alcaracejos, Córdoba: A–F), Campillo de Llerena (Badajoz: G–Q) y Peñaladrones (Belmez, Córdoba: R). A–D, *Neseuretus* cf. *tristani* (Brongniart in Desmarest), moldes internos del craniumo MGM-82140 en vista dorsal (A), y del pigidio MGM-82150 en vistas dorsal (B), posterior (C) y ventral (D); E–F, *Crozonaspis morenensis* Hamman, molde interno del craniumo MGM-82160 en vistas dorsal (E) y lateral izquierda (F); G–I, *Pradoella pradoi* Hamman, craniumo MGM-82170 en vistas lateral izquierda (G, molde interno) y dorsal (H, vaciado en látex del molde externo; I, molde interno); J, *Nerudaspis?* n. sp., molde interno del pigidio MGM-82180; K–M, *Orthambonites?* sp., vaciado en látex de una valva ventral (K, MGM-82190), idem., molde interno MGM-82200 (L) y vaciado en látex de una valva dorsal (M, MGM-82210); N–P, *Ribeiria pholadiformis* Sharpe, vaciado en látex de MGM-82220 en vista dorsal (N) y lateral derecha (O), así como molde interno de la misma concha en vista lateral derecha (P); Q, *Ctenodonta* cf. *escosurae* (Sharpe), molde interno de la valva izquierda, MGM-82230; R, *Tritonophon* sp., molde interno de un ejemplar mal preservado, MGM-82240, donde se observa el lóbulo central y el lateral izquierdo. Todos los ejemplares han sido blanqueados con vapores de MgO. Escalas gráficas 5 mm, excepto figs. K–O y Q–R (= 3 mm). Originales en el Museo Geominero (Madrid).

Fig. 2.- Some Middle Ordovician fossils from Mina Guillermín (Alcaracejos, Córdoba: A–F), Campillo de Llerena (Badajoz: G–Q) and Peñaladrones (Belmez, Córdoba: R) localities. – A, E, H, I, dorsal view of cranidia; B–D, pygidium in dorsal, posterior and ventral views, respectively; F–G, lateral view of two different cranidia; J, pygidium, dorsal view; K–L, exterior and interior of two dorsal valves; M, ventral valve; N–O, conch in dorsal (N) and right lateral (O) views, and internal mould of same (P); Q, left valve; R, poorly preserved specimen showing only central and left-lateral lobes. All specimens were whitened with MgO. – H, K, and M–O are latex casts taken from external moulds; remaining material are internal moulds. Scale bars, 5 mm, except figs. K–O and Q–R (= 3 mm). Original specimens in the Museo Geominero (Madrid, prefixed MGM).

gués, a excepción del sector meridional de Ossa Morena, donde para la misma época se registran de manera puntual facies más distales y con faunas de tipo

“bohémico” (Robardet y Gutiérrez-Marco, 2004). No obstante, un elemento interesante registrado en este trabajo es la presencia de *Tritonophon* sp. (Fig. 2R) en

el yacimiento de Peñaladrones, comparable con el ejemplar de *Tritonophon* cf. *peeli* Horný ilustrado por Gutiérrez-Marco et al. (2014, Fig. 3e) en un olistolito

de Adamuz. Este diminuto gasterópodo bellerofóntido, de una morfología trilobulada característica, se halla restringido al sector norte de Ossa Morena (*i.e.*, Dominio de Obejo-Valsequillo) y no ha sido registrado hasta el momento entre las asociaciones bien conocidas del Ordovícico centroibérico o armoricano, lo que sugiere alguna circunstancia ambiental o paleogeográfica que sirvió de barrera a su distribución. Otra particularidad paleontológica es la presencia de un trilobites asáfido con punta caudal, diferente del género *Nobiliasaphus* de otras localidades del Ordovícico Medio ibero-armoricano, y que podría estar relacionada con un registro mal caracterizado del Oretaniense del sinclinal de Alcañices (Zona Centroibérica septentrional: Gutiérrez-Marco *et al.*, 1999, lám. 2, fig. 18), o con una especie inédita de *Asaphellus*, con una corta espina caudal, detectada recientemente en el Oretaniense inferior de los Montes de Toledo.

Agradecimientos

A Carlos Alonso (Universidad Complutense) por las fotografías, y a los revisores científicos Dres. Ricardo Arenas (Universidad Complutense de Madrid) y Artur A. Sá (Universidad de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, Portugal) por sus comentarios y sugerencias. Este trabajo es una contribución a los proyectos CGL2017-87631-P del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades, y 653 del PICG (IUGS-UNESCO). Las muestras

paleontológicas de la provincia de Córdoba fueron recogidas por el primero de los autores en el marco de una asesoría perteneciente al Convenio de Colaboración entre el IGME y la CEIC de la Junta de Andalucía, para la realización del Mapa Geológico Continuo Digital de diversas hojas a escala 1:200.000, y depositadas en la primera institución.

Referencias

- Apalategui Isasa, O., Pérez Lorente, F., Roldán García, F.J. e Higuera Higuera, P. (1985). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 880 (Espiel) y memoria*. IGME, Madrid, 58 p.
- Arenas, R., Díez Fernández, R., Rubio Pascual, F.J., Sánchez Martínez, S., Martín Parra, L.M., Matas, J., González del Tánago, J., Jiménez-Díaz, A., Fuenlabrada, J.M., Andonaegui, P. y García-Casco, A. (2016). *Tectonophysics* 681, 135-143.
- Arenas, R., Fernández-Suárez, J., Montero, P., Díez Fernández, R., Andonaegui, P., Sánchez Martínez, S., Albert, R., Fuenlabrada, J.M., Matas, J., Martín Parra, L.M., Rubio Pascual, F.J., Jiménez-Díaz, A. y Pereira, M.F. (2018). *Gondwana Research* 58, 71-86.
- Díez Fernández, R. y Arenas, R. (2015). *Tectonophysics* 654, 96-100.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Aramburu, C., Arbizu, M., Bernárdez, E., Hacar Rodríguez, M.P., Méndez-Bedia, I., Montesinos López, R., Rábano, I., Truyols, J. y Villas, E. (1999). *Acta Geologica Hispanica* 34 (1), 3-87.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Sarmiento, G.N. y Rábano, I. (2014). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 27, 27-45.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Lorenzo, S., Rábano, I., Sarmiento, G.N. y Carlorosi, J. (2016). *Geo-Temas* 16(2), 211-214.
- Herranz Araújo, P. (1985). *Seminarios de Estratigrafía Universidad Complutense de Madrid, serie monografías* 10 (1-4), 1342 p.
- Mallada, L. (1880). *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España* 7, 1-55.
- Matas, J. y Martín Parra, L.M. (2015). *Mapa Geológico de España 1:200.000, hoja nº 69 (Pozoblanco) y memoria*. IGME, Madrid, 114 p.
- Matas, J., Martín Parra, L.M. y Montes Santiago, M. (2014). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 27, 11-25.
- Palacios, T., Eguíluz, L., Apalategui, O., Jensen, S., Martínez-Torres, L.M., Carracedo, M., Gil-Ibarguchi, J.I., Sarrionandia, F. y Martí, M. (2013). *Mapa Geológico de Extremadura 1:350.000 y memoria*. Universidad del País Vasco, Bilbao, 222 p.
- Pérez Lorente, F. (1979). *Geología de la Zona de Ossa Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis Doctoral Univ. Granada, 345 p.
- Rábano, I. (1989). *Boletín Geológico y Minero* 100 (6), 971-1032.
- Robardet, M. y Gutiérrez-Marco, J.C. (2004). *Journal of Iberian Geology* 30, 73-92.
- Sánchez Cela, V. y Gabaldón López, V. (1977). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 831 (Zalamea de La Serena) y memoria*. IGME, Madrid, 28 p.

Yacimientos paleontológicos del Silúrico superior de Hinojosa del Duque (provincia de Córdoba, Dominio de Obejo-Valsequillo, suroeste de España)

Fossil localities from the upper Silurian of Hinojosa del Duque (province of Cordoba, Obejo-Valsequillo Domain, southwestern Spain)

Saturnino Lorenzo¹, Juan Carlos Gutiérrez-Marco², Vincent Perrier³ y Paolo Serventi⁴

¹ Escuela de Ingeniería Minera e Industrial de Almadén, Universidad de Castilla-La Mancha, Plaza Manuel Meca s/n, 13400 Almadén, Ciudad Real, España. saturnino.lorenzo@uclm.es

² Instituto de Geociencias (CSIC, UCM) y Área de Paleontología, Facultad CC. Geológicas UCM, José Antonio Nováis 12, 28040 Madrid, España. jcgrapto@ucm.es

³ Université Lyon 1, UMR 5276 LGTPE, Bâtiment Géode, 2 rue Raphaël Dubois, 69622 Villeurbanne, Francia. vincent.perrier@univ-lyon1.fr

⁴ Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche, Università di Modena e Reggio Emilia, Via Campi 103, 41125 Modena, Italia. paolo.serventi@unimore.it

ABSTRACT

Fossiliferous upper Silurian strata have been identified in two abandoned open-pit mines within the municipality of Hinojosa del Duque (province of Cordoba). The fossils from Las Angosturas mine are preserved in argillaceous limestones and include orthocone nautiloids, bivalves, scyphocrinoids, phyllocarids, ostracods and rare graptolites, the latter of probably middle Ludfordian age (Neocucullograptus kozlowskii Biozone). The fossils from Mina Luisa come from nodules occurring in sericitic shales, and the assemblage also includes orthocone nautiloids, bivalves, phyllocarids, ostracods and rare graptolites and porifera, but no species (scyphocrinoid or other) can provide precision within the Ludlow-Pridoli range. Fossil records are correlatable with other areas of the Obejo-Valsequillo Domain and the Ossa-Morena Zone, being very different from the contemporary materials and faunas of the southern Central Iberian Zone. Among the taxonomic results, the entomozooid ostracods Sineruga insolita and Silurocypridina calva are identified for the first time in Spain, as well as the nautiloid Akrosphaerorthoceras gregale or the phyllocarid genus Warneticaris. Some typical 'Pridoli' bivalves of the peri-Gondwanan area may present here their oldest occurrence in Ludlow horizons, although confirmation of this hypothesis requires the finding of more complete and well-preserved graptolites.

Key-words: Silurian, fossil localities, Obejo-Valsequillo Domain, Andalusia, Spain.

Geogaceta, 67 (2020), 75-78
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

El descubrimiento de fósiles silúricos en el Dominio de Obejo-Valsequillo (suroeste del Macizo Ibérico) se remonta a mediados del siglo XIX, pero actualmente no pasan de seis las localidades con restos paleontológicos identificables en el sector español del mismo, casi siempre vinculadas con afloramientos de reducida extensión y gran complicación estructural o tectonosedimentaria. De acuerdo con los trabajos más recientes de Gutiérrez-Marco *et al.* (2014), Lorenzo Álvarez (2015), y Matas y Martín Parra (2015), los

materiales asignables al Silúrico superior (Ludlow-Pridoli) se hallarían representados en cinco afloramientos puntuales de la provincia de Córdoba (yacimientos del sureste del Puerto Calatraveño, sur de Hinojosa del Duque, noreste de Valsequillo, sur de Villaharta y oeste de Adamuz). Sin embargo, sólo los yacimientos del oeste de Adamuz y sur de Alcaracejos han sido objeto de un estudio paleontológico preliminar, con ilustración de taxones de macro- y microfósiles referidos al Pridoli (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2014 y Lorenzo Álvarez, 2015, respectivamente). El presente artículo se centra en yacimientos no trata-

RESUMEN

Se presentan las asociaciones paleontológicas identificadas en dos localidades situadas en el término de Hinojosa del Duque (Córdoba), en afloramientos del Silúrico correspondientes a antiguas explotaciones a cielo abierto. Los fósiles de la mina Las Angosturas están preservados en calizas arcillosas e incluyen variados nautiloideos ortoconos, bivalvos, escifocrinoideos, filocáridos, ostrácodos y raros graptolitos, estos últimos de probable edad Ludfordiense medio (Biozona de Neocucullograptus kozlowskii). Los fósiles de la Mina Luisa proceden de nódulos en pizarras, conteniendo también nautiloideos ortoconos, bivalvos, filocáridos, ostrácodos y raros graptolitos y poríferos, en ausencia de escifocrinoideos o de especies que puedan aportar precisiones dentro del rango Ludlow-Pridoli. Las biofacies presentes en las localidades estudiadas se correlacionan con otras áreas del Dominio Obejo-Valsequillo y con la Zona de Ossa Morena, siendo muy distintas de los materiales y faunas coetáneos de la Zona Centroibérica meridional. Entre los resultados taxonómicos, los ostrácodos Sineruga insolita y Silurocypridina calva se identifican por vez primera en España, así como el nautiloideo Akrosphaerorthoceras gregale o el género Warneticaris (filocárido). Algunos bivalvos atribuidos comúnmente al Pridoli podrían tener su registro más antiguo en horizontes del Ludlow, si bien la confirmación queda supeditada al hallazgo de graptolitos más completos y en mejor estado de conservación.

Palabras clave: Silúrico, yacimientos paleontológicos, Dominio Obejo-Valsequillo, Andalucía, España.

Fecha de recepción: 30/06/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

dos como el de la mina de Las Angosturas, ubicada al noreste de Valsequillo (Matas y Martín Parra, 2015) y en el de la Mina Luisa, al sur de Hinojosa del Duque, en donde obtuvimos una amplia muestra de moluscos (cefalópodos y bivalvos), artrópodos (ostrácodos y filocáridos), equinodermos (escifocrinoideos) y algunos graptolitos y poríferos, de gran interés para la correlación bioestratigráfica con otras áreas.

Situación geográfica y geológica

Los dos yacimientos estudiados se sitúan en el término municipal de Hino-

josa del Duque (Córdoba). El primero se ubica en el hueco de una antigua mina a cielo abierto, hoy inundada (Mina de Las Angosturas: 38°25'58"N, 5°18'33"O), aproximadamente 4,5 km al noreste de Valsequillo y distante unos 15 km al suroeste de la primera población. El material fosilífero es abundante y se recoge suelto en la gran escombrera dispuesta entre la mina y la traza del ferrocarril, al este del km 3,500 de la carretera A-2310. Se trata de grandes nódulos de caliza arcillosa oscura rica en restos de nautiloideos ortoconos y escifocrinoideos, que ocasionalmente presenta laminaciones definidas por materiales margosos más claros y por acumulaciones centimétricas de graptolitos uniseriales orientados por la corriente (Fig. 1H).

La segunda localidad se ubica unos 12,5 km al sur de Hinojosa del Duque, al este del km 13,500 de la carretera A-449 y al noroeste del cerro Cabeza Mesada (745 m). Se trata del hueco de una antigua explotación de caolín, denominada Mina Luisa (38°23'3"N, 5°10'18"O), donde según Apalategui Isasa *et al.* (2004, p. 31 y 36) se beneficiaban "masas estratófilas" de pizarras devónicas con alteración hidrotermal. En la parte occidental de la mina existe un afloramiento continuo de pizarras sericíticas muy alteradas y tectonizadas, que contienen nódulos relativamente bien conservados, aunque aplastados y escasamente fosilíferos. La existencia de esta localidad paleontológica nos fue comunicada en 2014 por D. Miguel Calderón Moreno (Peñarroya-Pueblonuevo), y es la primera vez que se aborda su estudio detallado, tomando como base los datos aportados por el conjunto de grupos fósiles.

Resultados paleontológicos

Los nódulos carbonatados fosilíferos de la mina de Las Angosturas son ricos en restos de cefalópodos y bivalvos. Los primeros componen una variada asociación de nautiloideos ortoconos con *Orthocycloceras? fluminese* (Meneghini) (Fig. 1A), *Parakionoceras originale* (Barrande) (Fig. 1C), *Arionoceras affine* (Meneghini), *Michelinoceras* sp., "*Sphaerorthoceras*" *teichertii* Ristedt, "*Sphaerorthoceras*" sp. y "*Parasphaerorthoceras*" cf. sp. H *sensu* Ristedt. Los bivalvos están representados por *Cheiopteria bridgei* Pojeta y Kříž (Fig. 1K), *Leptodesma* cf. *carens* (Barrande) (Fig. 1O), *Dualina* cf. *socialis* Barrande (Fig.

1M-N) y *Panenka* sp. (Fig. 1L). También se reconoce el escifocrinoideo (equinodermo) *Scyphocrinites elegans* Zenker, a partir de cálices completos y articulados (Fig. 1Q) o bien formando acumulaciones de placas columnares y pedúnculos disgregados. Los restos de artrópodos son raros y están representados por fragmentos del telson del filocárido *Ceratiocaris* (*Bohemiacaris*) cf. *bohemica* (Barrande), así como por ostrácodos miococops, entre ellos *Bolbozoe anomala* Barrande y *Silurocypridina calva* Perrier, Vannier y Siveter (Fig. 1U). Finalmente, en algunos niveles se constatan horizontes de acumulación de graptolitos que conservan su relieve original, aunque la carencia de partes proximales y de detalles tecales impide su adecuada identificación. Tan sólo y de manera tentativa, la morfología tecal y dimensiones generales de algunas colonias se asemeja a las de *Pseudomonoclimacis dalejensis* (Bouček) (Fig. 1J), en tanto que otros rabdosomas más finos, con ligera curvatura ventral y aberturas tecales modificadas, podrían corresponder a *Neocucullograptus kozlowskii* Urbanek.

Los nódulos fosilíferos de la Mina Luisa presentan la dificultad de la mala conservación de los restos por alteración hidrotermal, y la degradación total del molde interno en los ejemplares de mayor volumen. Los cefalópodos continúan siendo porcentualmente abundantes, entre otros *Orthocycloceras? fluminese* (Meneghini), *Parakionoceras originale* (Barrande) (Fig. 1B), *Akrosphaerorthoceras gregale* Ristedt (Fig. 1E-F) y "*Sphaerorthoceras*" sp. (Fig. 1D). Los bivalvos se hallan representados por una asociación distinta a la del punto anterior, incluyendo raros ejemplares de *Cheiopteria bridgei* Pojeta y Kříž, *Pterinopecten* (*P.*) *cybele* (Barrande) (Fig. 1P), *Actinopteria* sp., *Patrocardia* sp. y diversas formas por el momento indeterminadas. Entre los artrópodos, abundan relativamente los filocáridos, sobre todo telson aislados o con las ramas furcales articuladas, elementos mandibulares sueltos (Fig. 1S) e, incluso, un ejemplar con los segmentos abdominales 6 y 7 articulados con el telson (Fig. 1R). Las formas *Ceratiocaris* (*Bohemiacaris*) cf. *bohemica* (Barrande) y *Warneticaris* sp. se identificaron a partir de este material. En el yacimiento también hay ostrácodos miococops: a las dos especies representadas en Las Angosturas (*B. anomala*, Fig. 1T y *S. calva*) se suma aquí *Sineruga insolita* Perrier (Fig.

1V). Finalmente, como fósiles únicos en la colección se encontraron un graptolito monograptido carente de la región proximal, posiblemente *Pristiograptus* cf. *dubius* (Suess) (Fig. 1I); además de haces de espículas monaxonas, muy alargadas y lisas, de un porífero hexactinélido indeterminable (Fig. 1G) conservadas en el plano ecuatorial de un nódulo.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, tanto los moluscos más significados como los ostrácodos tienen una distribución esencialmente Ludlow-Pridoli (Kröger, 2008 para los cefalópodos; Perrier *et al.*, 2019 para los ostrácodos, ambos con referencias). El graptolito de Mina Luisa está relacionado con una especie silúrica de amplio rango estratigráfico y también alcanza el Pridoli (Piçarra *et al.*, 1998). Sin embargo, los graptolitos de la mina de Las Angosturas, de confirmarse la identificación de *Pseudomonoclimacis dalejensis* y *Neocucullograptus kozlowskii* con nuevo material en mejor estado de conservación, indicarían claramente una edad más antigua (Ludlow tardío). En este sentido, la Biozona de *N. kozlowskii* representa el Ludfordiense medio (Loydell, 2012).

Consideraciones finales y conclusiones

La caracterización de un Silúrico superior fosilífero en el sector español del Dominio Obejo-Valsequillo se extiende, además de en las localidades examinadas, hacia el sur de Villaharta (Apalategui Isasa *et al.*, 1985; Matas y Martín Parra, 2015, p. 28), el área de Valsequillo (Contreras Vázquez *et al.*, 2004), Puerto Calatraveño (Matas y Martín Parra, 2015; Lorenzo Álvarez, 2015) y al oeste de Adamuz (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2014), tratándose en todos los casos de facies calcáreas con nautiloideos y bivalvos que han librado algunos conodontos (Aragóns-Illanas, 2015, con referencias previas).

La presente nota aporta el primer análisis paleontológico detallado del yacimiento de la mina de Las Angosturas, mencionado por Matas y Martín Parra (2015, p. 20), cuyos nódulos de calizas arcillosas con cefalópodos, bivalvos y escifocrinoideos la hacen especialmente correlacionable con los afloramientos próximos a la mina Guillermín, al sureste del Puerto Calatraveño (Alcaracejos, Córdoba: Lorenzo Álvarez, 2015). Dichos nódulos calcáreos son interpretados

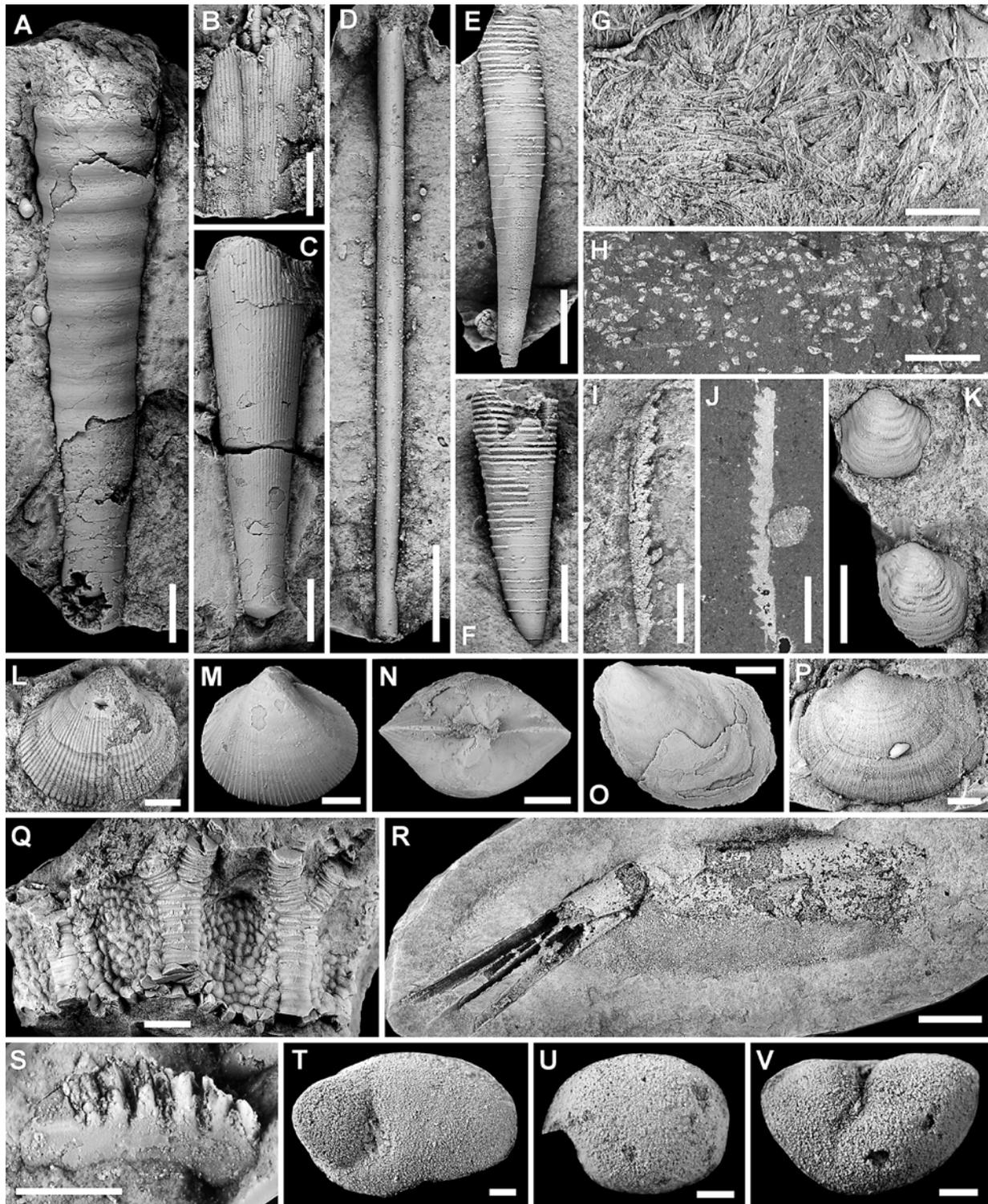


Fig. 1.- Fósiles del Silúrico superior de los yacimientos de la Mina de Las Angosturas (A, C, J-O, Q, U) y la Mina Luisa (imágenes restantes). A) *Orthocycloceras? fluminese* (Meneghini), MGM-7824S. B-C) *Parakionoceras originale* (Barrande), MGM-7825S y MGM-7826S. D) "*Sphaerorthoceras*" sp., MGM-7827S. E-F) *Akrosphaerorthoceras gregale* Ristedt, MGM-7828S y MGM-7829S. G) Hexactinellida indet., masa de espículas monaxonas, MGM-7835S. H) Acumulación de rhabdosomas de graptolitos en sección transversal (puntos claros), MGM-77831S. I) *Pristiograptus cf. dubius* (Suess), MGM-7832S. J) *Pseudomonoclimacis cf. dalejensis* (Bouček), MGM-7833S. K) *Cheiopteria bridgei* Pojeta y Kříž, MGM-7834S. L) *Paraneka* sp., valva derecha MGM-7835S. M-N) *Dualina cf. socialis* Barrande, vistas derecha y dorsal MGM-7836S. O) *Leptodesma cf. carens* (Barrande) en vista izquierda, MGM-7837S. P) *Pterinopecten (P.) cybele* (Barrande), valva izquierda MGM-7838S. Q) *Scyphocrinites elegans* Zenker, sector braquial del cáliz (MGM-7839S). R) *Warneticaris* sp., región posterior del abdomen (segmentos 6-7) y telson con furcas (MGM-7840S). S) *Ceratiocaris (Bohemiacaris) cf. bohémica* (Barrande), mandíbula izquierda MGM-7841S. T) *Bolbozoe anomala* Barrande, valva izquierda. U) *Silurocypridina calva* Perrier, Vannier y Siveter, valva izquierda. V) *Sineruga insolita* Perrier, valva izquierda. Todos los ejemplares excepto H, J y T-V han sido blanqueados con MgO. Los indicados como B, D-G, I, K-L, P y S son vaciados en látex de moldes externos. Escalas gráficas: 10 mm (A-D, Q-R), 5 mm (E-H, K-L, O), 3 mm (I-J, M-N, P, S), 1 mm (T) y 0,5 mm (U-V). Originales en el Museo Geominero (Madrid).

Fig. 1.- Some upper Silurian fossils from Las Angosturas mine (A, C, J-O, Q, U) and Mina Luisa (the remaining images) localities. G) Tufts of elongate, large monaxon spicules. H) Accumulation of graptolite rhabdosomes (light spots) in transverse section. L) Right valve. M-N) Right and dorsal views. O) Left view. Q) Brachial area of articulated crown. R) Last 6-7 somites articulated with telson and furcae. S) Left mandible. T-V) Left valves. All specimens excepting H, J and T-V have been whitened with MgO. B, D-G, I, K-L, P and S are latex cast taken from external molds. Scale bars: 10 mm (A-D, Q-R), 5 mm (E-H, K-L, O), 3 mm (I-J, M-N, P, S), 1 mm (T) and 0.5 mm (U-V). Originals in the Museo Geominero (Madrid, prefixed MGM).

normalmente como depósitos de altos fondos en áreas relativamente alejadas de la costa. Además de formas pelágicas como los cefalópodos, escifocrinoideos y malacostráceos, la asociación bentónica puede ser asimilada a la "Comunidad de *Cheiopteria bridgei*" (Kříž, 1999, y referencias previas), caracterizada por condiciones anóxicas dentro del sedimento, escasa corriente y tasa de sedimentación rápida. Los bivalvos presentes son todos infaunales (*Dualina*), semi-infaunales (*Cheiopteria*, *Leptodesma*) o formas epibisadas (*Patrocardia*, *Pterinopecten*), y algunos ejemplares se conservan con las valvas cerradas (Fig. 1M-O). Faltan los organismos sedimentívoros.

En la facies siliciclástica de lutitas con nódulos representada en Mina Luisa, las condiciones parecen haber sido diferentes, con una diversidad mayor de bivalvos filtradores y restos fósiles más escasos. Los filocáridos y ostrácodos son variados y también aparecen con mayor frecuencia, registrándose un raro porífero desconocido en otros yacimientos. Esta biofacies podría corresponder a aguas más profundas que el resto de las localidades del Silúrico superior del Dominio de Obejo-Valsequillo, donde a su vez no llegan a desarrollarse las comunidades de *Cardiola* propiamente dichas, ampliamente difundidas en el Ludlow y Pridoli del centro y suroeste de Europa (Kříž, 1999).

En todo caso, los datos procedentes del sector estudiado se correlacionan preferiblemente con áreas situadas en el sector meridional de Ossa Morena, donde las facies calcáreas del Ludlow y Pridoli están bien desarrolladas (Robardet y Gutiérrez-Marco, 2004), en vez de con los materiales coetáneos de la Zona Centroibérica, en cuya parte meridional las facies son exclusivamente siliciclásticas y propias de ambientes más proximales y energéticos.

Desde el punto de vista paleontológico, diversos taxones se identifican e

ilustran por vez primera en España, como los ostrácodos entomozoides *Sineruga insolita* y *Silurocypridina calva*, el nautiloideo *Akrosphaerorthoceras gregale* o el género *Warneticaris* (filocárido). También se aportan nuevos registros de fósiles raros a escala del Silúrico ibérico, como una esponja hexactinélida (ver datos previos en Rigby *et al.*, 1997). De confirmarse en el futuro la edad Ludfordiense de alguna de las localidades estudiadas, quedaría demostrado el registro más antiguo de algunas especies de bivalvos hasta ahora atribuidas exclusivamente al Pridoli, como el ubicuo pterineido *Cheiopteria bridgei* (ver Kříž, 1999).

Agradecimientos

A Carlos Alonso (Universidad Complutense) por las fotografías, al Dr. Petr Štorch (Instituto de Geología-AVČR, Praga) por su opinión sobre los graptolitos, y a los revisores científicos Dres. Jau-Chyn Liao (Universidad de Valencia) y José Manuel Piçarra (LNEG, Portugal), por sus comentarios y sugerencias. Este trabajo es una contribución a los proyectos CGL2017-87631-P del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades, y 652 del PICG (IUGS-UNESCO). Las muestras paleontológicas fueron recogidas por el segundo de los autores en el marco de una asesoría perteneciente al Convenio de Colaboración entre el IGME y la CEIC de la Junta de Andalucía, para la realización del Mapa Geológico Continuo Digital de diversas hojas a escala 1:200.000 de la provincia de Córdoba, y quedaron depositadas en la primera institución.

Referencias

Apalategui Isasa, O., Pérez Lorente, F., Roldán García, F.J. e Higuera Higuera, P. (1985). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 880 (Espiel) y memoria*. IGME, Madrid, 58 p.

- Apalategui Isasa, O., Contreras Vázquez, F. y Fernández Ruiz, J. (2004). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 858 (El Viso) y memoria*. IGME, Madrid, 45 p.
- Aragonés-Illanas, P. (2015). *Conodontos del Silúrico del Dominio Obejo-Valsequillo (suroeste del Macizo Ibérico)*. TFM Paleontología Avanzada, Univ. Complutense de Madrid, 43 p.
- Contreras Vázquez, F., Apalategui Isasa, O. y Flores Villarejo, P.A. (2004). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 857 (Valsequillo) y memoria*. IGME, Madrid, 62 p.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Sarmiento, G.N. y Rábano, I. (2014). *Revista de la Sociedad Geológica de España 27*, 27-45.
- Kříž, J. (1999). En: *Paleocomunities: a case study from the Silurian and Lower Devonian* (A.J. Boucot y J.D. Lawson, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 229-252.
- Kröger, B. (2008). *Special Papers in Palaeontology 79*, 110 p.
- Lorenzo Álvarez, S. (2015). *Bioestratigrafía del Silúrico de la Zona Centroibérica meridional (España)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid. 435+170 p.
- Loydell, D.K. (2012). *Geological Magazine 149*, 124-132.
- Matas, J. y Martín Parra, L.M. (2015). *Mapa Geológico de España 1:200.000, hoja nº 69 (Pozoblanco) y memoria*. IGME, Madrid, 114 p.
- Perrier, V., Siveter, D.J., Williams, M. y Palmer, D. (2019). *Monographs of the Palaeontographical Society, London 172(651)*, 64 p.
- Piçarra, J.M., Gutiérrez-Marco, J.C., Lenz, A.C. y Robardet, M. (1998). *Canadian Journal of Earth Sciences 35* (1), 65-75.
- Rigby, J.K., Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M. y Piçarra, J.M. (1997). *Journal of Paleontology 71* (4), 554-563.
- Robardet, M. y Gutiérrez-Marco, J.C. (2004). *Journal of Iberian Geology 30*, 73-92.

Primeros resultados acerca de la interacción entre aguas subterráneas y superficiales en La Charca de Suárez (Granada)

A first overview of the groundwater-surface water interaction in La Charca de Suárez (Granada, Southeast of Spain)

Ángela M. Blanco-Coronas¹, Manuel López-Chicano¹, María Luisa Calvache¹, José Benavente¹ y Carlos Duque²

¹Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Avenida Fuente Nueva s/n. ablanco@ugr.es, mlopezc@ugr.es, calvache@ugr.es, jbenaven@ugr.es

²WATEC. Department of Geoscience. Aarhus University, Høegh-Guldbergs Gade 2. 8000 Aarhus C. Denmark. cduque@geo.au.dk

ABSTRACT

The Charca de Suárez Nature Reserve is a coastal wetland located in the south of Spain. The wetland complex is composed of 8 lakes in a lowland area of the Motril-Salobreña aquifer, where the watertable is near to the surface topography. The hydrodynamic of this system was analyzed in 4 of the 8 lagoons based on water table elevation, seepage meter measurements, surficial flow and climatic conditions. The results showed differences in the interaction with groundwater for each of the lakes conforming the wetland. Also, seasonal and event related changes can be observed, which indicates the necessity of continuous measurements in the wetland.

Key-words: coastal ponds, detrital aquifer, wetland, groundwater exchange.

RESUMEN

La Reserva Natural Concertada de La Charca de Suárez es un humedal costero situado al sur de España. El complejo lagunar comprende 8 lagunas que se encuentran en zonas ligeramente deprimidas del acuífero Motril-Salobreña, donde el nivel freático interseca la topografía. La hidrodinámica del sistema fue analizada en 4 de las 8 lagunas mediante el análisis de datos de elevación de nivel piezométrico, descarga de agua subterránea medida con exfiltrómetros, flujos superficiales y condiciones climáticas. Los resultados muestran diferencias en la interacción con el agua subterránea para cada una de las lagunas. Además, se pueden observar cambios estacionales y eventuales que indican la necesidad de un seguimiento continuo de la red de control en el humedal.

Palabras clave: lagunas costeras, acuífero detrítico, humedal, intercambio de aguas subterráneas.

Geogaceta, 67 (2020), 79-82
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/06/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción

El humedal de La Charca de Suárez (LCS) se caracteriza por ser una de las pocas zonas húmedas de la provincia de Granada y el único con carácter litoral. Debido a su gran valor ecológico han sido reconocidos como Reserva Natural Concertada por la Conserjería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía mediante el Acuerdo de 17 de febrero de 2009 (BOJA nº 49, de 12 de marzo de 2009). La Charca de Suárez constituye un lugar privilegiado para la invernada, nidificación y migración de aves acuáticas, así como para la reproducción de anfibios (Ayuntamiento de Motril, 2011).

En las 14 ha de superficie de la Reserva se localizan cuatro lagunas: Las Aneas, El Trébol, El Lirio y El Taraje. El complejo lagunar (Figs. 1 y 2) cuenta con otras tres lagunas situadas fuera de la reserva y una dentro (Laguna de la Caña de Azúcar), que no se tendrán en cuenta en este estudio. Están localizadas en zonas ligeramente deprimidas del acuífero detrítico Motril-Salobreña, donde el nivel freático llega a alcanzar la superficie topográfica.

Área de estudio

El acuífero Motril-Salobreña está situado en la costa sur de España, en la provincia de Granada (Fig. 1A). Se trata del acuífero detrítico costero más importante de la provincia, tanto por su extensión como por sus recursos hídricos (Castillo y Fernández-Rubio, 1978; Pulido-Bosch y Rubio, 1988; López-Geta *et al.*, 1991).

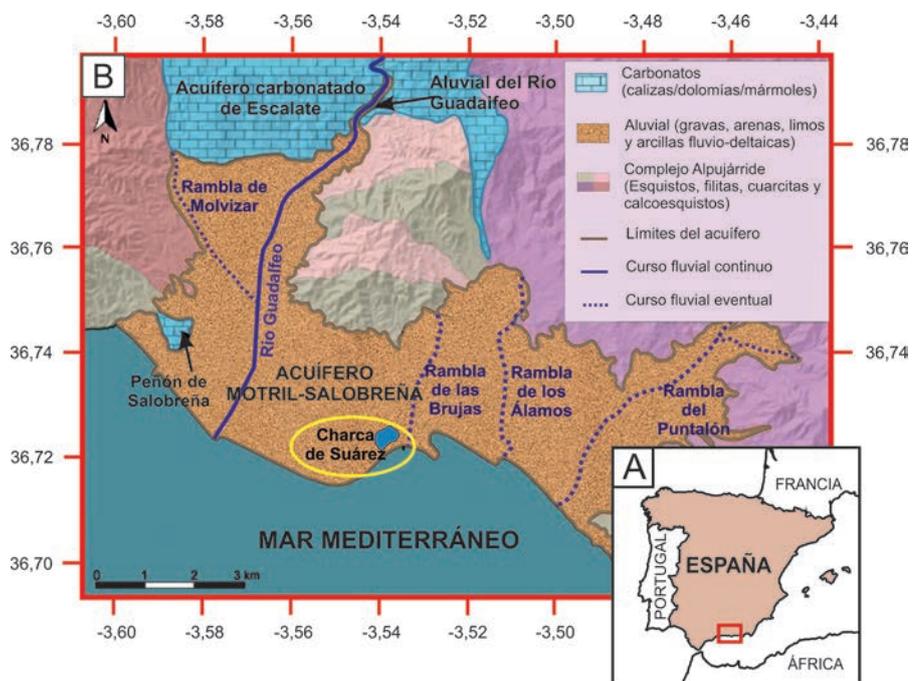
Su superficie es aproximadamente de 42 km² y está formado por aportes de sedimentos del río Guadalfeo y otros cauces, dispuestos sobre las rocas del Complejo Alpujárride en las Zonas Internas de la Cordillera Bética. Sus límites hidrogeológicos vienen definidos al norte por el aluvial del río Guadalfeo y el acuífero carbonatado de Escalate, y al sur por el mar Mediterráneo. Lateralmente está en contacto con esquistos y filitas alpujárrides, consideradas impermeables, siendo estas mismas rocas las que forman el basamento del acuífero (Fig. 1B).

La vega de Motril ha sufrido importantes modificaciones relacionadas con

actividades antrópicas en los últimos años (Calvache *et al.* 2009; Duque *et al.* 2011). La extensa actividad agrícola de la zona ha requerido la construcción de una red de acequias y canales para riego. Las aguas son derivadas del río Guadalfeo y distribuidas por toda la superficie del acuífero. El sistema de riego tradicional por inundación permite que una parte del agua se infiltre en el terreno y la otra parte sea recogida de nuevo por los canales de riego que desembocan al mar.

El humedal de LCS se ubica en un medio sedimentario holoceno compuesto por la intercalación de sedimentos de origen aluvial (gravas y arenas), y de sedimentos prodeltaicos (limos y arcillas).

En la actualidad, LCS se sitúa en la zona de descarga al mar del acuífero Motril-Salobreña. Sus ocho lagunas son perennes, aunque fluctuantes, y se alimentan de las aguas superficiales derivadas de los excedentes de riego de la vega y, posiblemente, de aguas subterráneas procedentes del acuífero. La entrada de agua superficial se produce al norte de la reserva gracias al Balate del Lagarto. El agua se mueve por esco-



En 2018 se inició un estudio hidrogeológico cuyo principal objetivo es establecer la dinámica de funcionamiento de los humedales de LCS y su relación con el acuífero Motril-Salobreña. Para ello, se ha instalado una densa red de control (Fig. 2B) para cuantificar su balance hídrico y determinar las relaciones de las lagunas con el acuífero.

Medidas de caudal: se han construido sendas estaciones de aforo en las acequias de entrada y salida principales del complejo lagunar, donde se toman medidas en continuo de altura de lámina de agua y se hacen aforos cada mes.

Datos de nivel piezométrico: se han perforado 7 piezómetros de 3 m y 2 de 20 m de profundidad e instalado un piezómetro en el fondo de cada laguna con una profundidad de 0,6 m aproximadamente. Se toman medidas de nivel horarias mediante sensores de presión y manualmente cada mes.

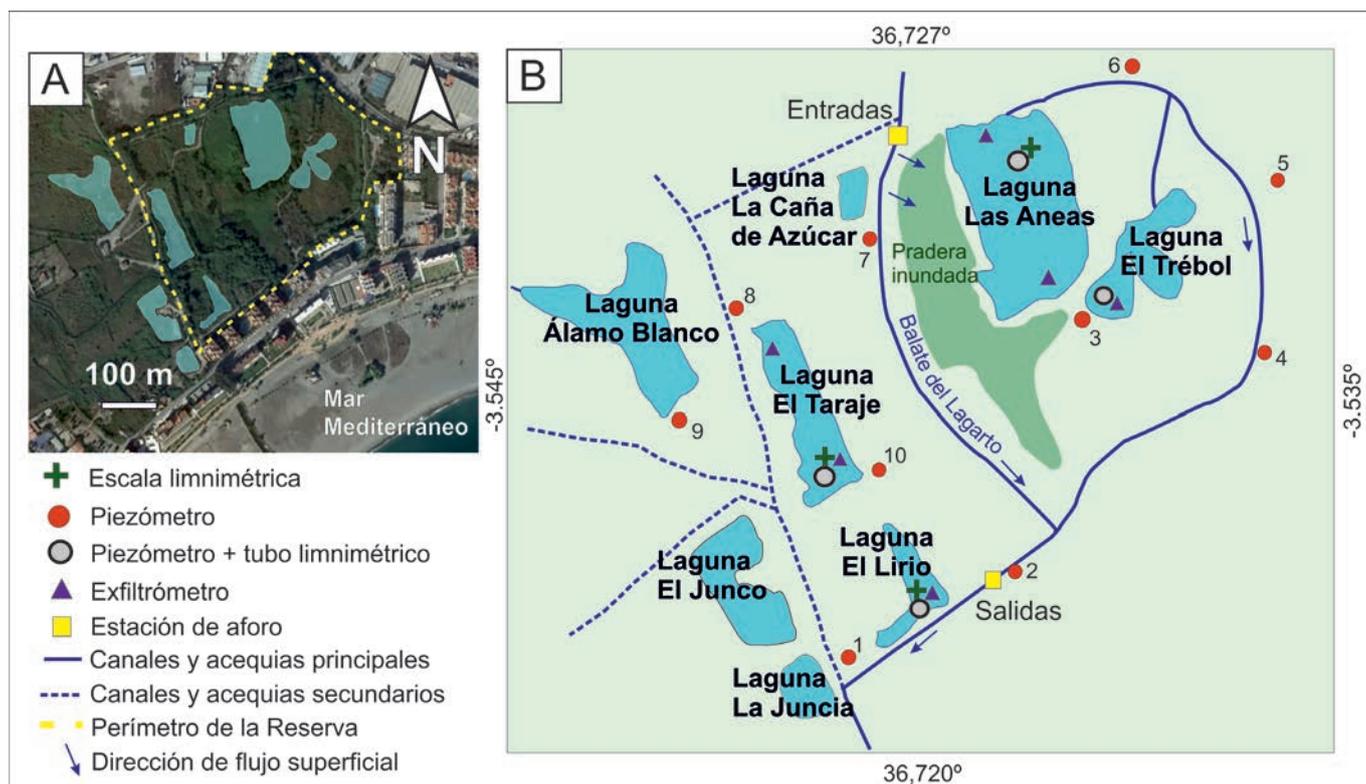
Datos limnimétricos: gracias a sensores de presión instalados en tubos limnimétricos que toman medidas horarias y escalas limnimétricas para medidas visuales mensualmente.

Medidas directas de flujo de intercambio: construcción e instalación de 6 exfiltrómetros tipo Lee (Lee, 1977) dentro de las lagunas. Se trata de bidones cilíndricos abiertos en su base e hincados al

rentía superficial hasta alcanzar algunas de las lagunas, dependiendo del grado de inundación de las praderas inundadas. El Balate del Lagarto y otros canales menores recogen los excedentes de las lagunas y desembocan directamente al mar (Fig. 2).

En este trabajo se estudia la relación del acuífero con cuatro de las cinco lagunas que se encuentran dentro del perímetro de protección: Las Aneas, El Trébol, El Taraje y El Lirio.

Metodología



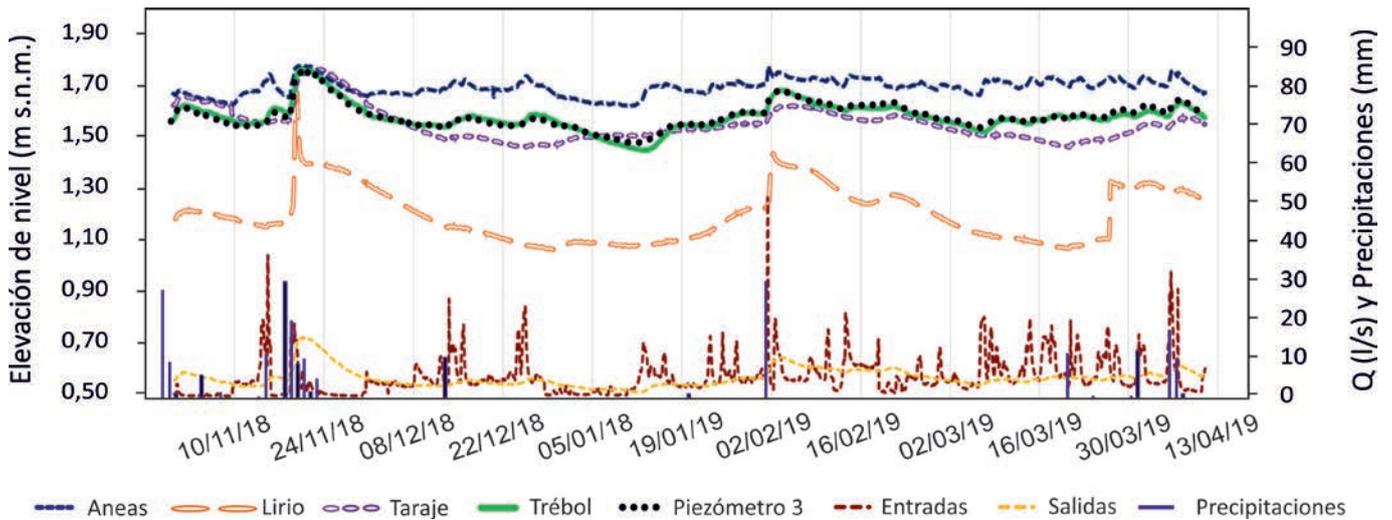


Fig. 3.- Registros en continuo de elevación de nivel en lagunas y piezómetro (eje y izquierdo), y precipitaciones y caudales en la estación de aforos de entrada y de salida (eje y derecho).

Fig. 3.- Continuous records of water level in the wetlands and the piezometer (left y-axis), and precipitation and water flow measured in the inlet and outlet flow gauging stations (right y-axis).

fondo de la laguna y conectados a bolsas de plástico. Con ellos se miden las variaciones de peso que se producen en las bolsas con una balanza cada mes, pudiendo registrar ganancias o pérdidas en función de las relaciones predominantes entre aguas superficiales y subterráneas (Rosenberry, 2008).

Adicionalmente, se ha instalado una estación meteorológica completa modelo Vantage Pro 2 Plus de la marca DAVIS y un tanque de evaporación clase A de acero inoxidable para la determinación de pluviometría y de la evaporación directa, respectivamente.

Resultados

El diferente trazado de las curvas de caudal medido en las estaciones de aforo (Fig. 3) muestra diferencias de caudal en las entradas y las salidas. En el registro de entradas se producen picos esporádicos no detectables en el registro de salidas, lo que puede estar relacionado con la modulación del flujo que introducen las propias lagunas. Las entradas suelen llevar un volumen de agua notablemente superior a las salidas, excepto en algunos momentos que ocurre lo contrario (Fig. 3).

El registro de nivel en las lagunas representado en la figura 3 muestra que en El Lirio, El Taraje y el Trébol la morfología de sus curvas es muy suave. Sin embargo, se registran tres ascensos abruptos en el nivel de El Lirio que no se observan en el resto y que están relacionados con eventos de inundaciones costeras. La superficie freática se eleva y se produce una mayor alimentación de agua subterránea

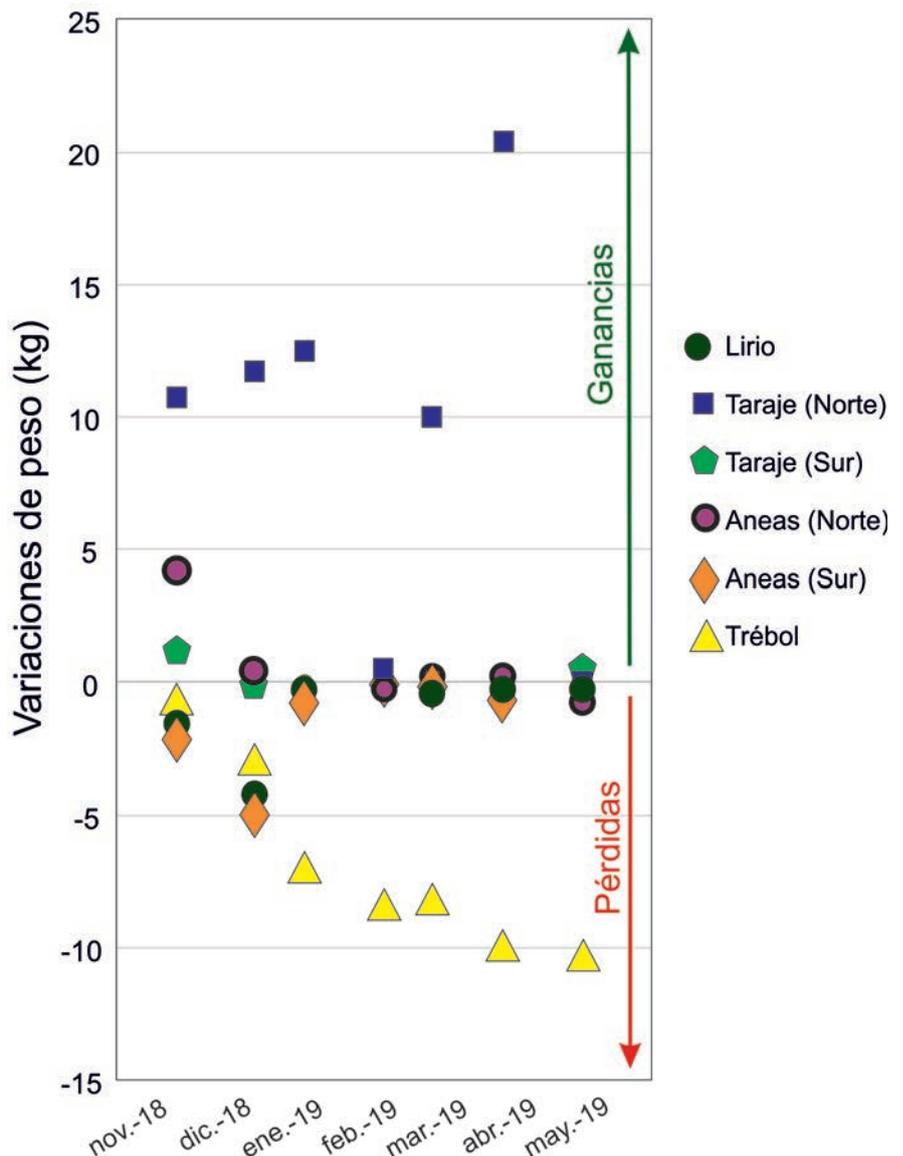


Fig. 4.- Variación de peso mensual en cada uno de los exfiltrómetros instalados en las lagunas. Fig. 4.- Monthly weight fluctuations of each seepage meter.

hacia la laguna. Únicamente se registra en dicha laguna por ser la más cercana al límite costero. El nivel de Las Aneas es más oscilante, registrándose pequeños picos que aparecen a lo largo de todo el periodo de medida. Comparándolos con los registros de nivel en las estaciones de aforo y con el registro del nivel piezométrico registrado en el piezómetro 3, representados en la figura 3, se observa que los picos de Las Aneas están vinculados con un aumento de caudal de entradas y/o precipitaciones. Por el contrario, la evolución de las lagunas de El Lirio, El Trébol y El Taraje es similar a la del nivel del agua subterránea. Únicamente se representa el registro del piezómetro 3 porque el nivel en todos los puntos de observación tiene una evolución muy similar.

En la figura 4 se muestran las variaciones mensuales en el peso medido en cada exfiltrómetro. En aquellas lagunas donde se instaló más de un dispositivo, las variaciones también son diferentes e incluso se da el caso de que una misma laguna puede ser ganadora y perdedora según el punto donde se mida, lo que indica que las relaciones hídricas entre el acuífero y el complejo lagunar son cambiantes en el tiempo y el espacio.

La realización de mapas piezométricos, el seguimiento prolongado del control (al menos durante un año hidrológico) y la realización de experiencias de medición del intercambio hídrico a corto plazo podrían esclarecer las causas de estas variaciones y permitir cuantificarlas.

Conclusiones

Las lagunas de La Charca de Suárez mostraron dependencia del acuífero Motril-Salobreña. Las lagunas de El Lirio, de El Taraje y de El Trébol tienen una mayor respuesta a los cambios en el nivel pie-

zométrico por lo que su alimentación depende fundamentalmente de las aguas subterráneas. En cambio, la laguna de Las Aneas tiene además una notable alimentación superficial, ya que las variaciones de nivel limnimétrico están correlacionadas con el flujo de la acequia de entrada. Aunque haya una importante alimentación del acuífero al complejo lagunar, el caudal medio de agua superficial de entrada sigue siendo notablemente superior al de agua superficial de salida. La pérdida de agua del sistema podría ser debida a la elevada evaporación característica de la zona.

Existen diferencias en el comportamiento hidrodinámico dentro de una misma laguna, con cambios espaciales de norte a sur en la interacción aguas superficiales-aguas subterráneas. Adicionalmente, se producen importantes variaciones temporales de poca duración asociadas a eventos climáticos en los registros que afectan a los niveles en las lagunas. Todo ello manifiesta la importancia de un seguimiento frecuente de la red de control y el contraste de los datos con diferentes técnicas para entender adecuadamente el funcionamiento hidrogeológico del sistema lagunas-acuífero Motril-Salobreña.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó gracias a los fondos del proyecto CGL2016-77503-R financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad (cofinanciado por el Fondo Europeo de Desarrollo Regional FEDER) y del grupo de investigación de la Junta de Andalucía RNM-369. Se agradece al personal de La Charca de Suárez, perteneciente al Excmo. Ayuntamiento de Motril, por la ayuda en la instalación y vigilancia de la red de control, y a Ángel Perandrés, técnico del Departamento de

Geodinámica de la Universidad de Granada, por su disponibilidad a la hora de construir los exfiltrómetros y de instalar los vertederos. También a los revisores anónimos de este trabajo por sus sugerencias.

Referencias

- Ayuntamiento de Motril (2011). *Plan de Uso y Gestión de RNC "Charca de Suárez"*.
- Calvache, M., Ibáñez, S., Duque, C., Martín-Rosales, W., López-Chicano, M., Rubio, J., González, A. y Viseras, C. (2009). *Hydrological Processes* 23, 1268-1281.
- Castillo, E. y Fernández-Rubio, R. (1978). *Boletín I.G.M.E.* LXXXIX, 39-8. Madrid.
- Duque, C. (2009). *Influencia antrópica sobre la hidrogeología del acuífero Motril-Salobreña*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 196 p.
- Duque, C., López-Chicano, M., Calvache, M.L., Martín-Rosales, W., Gómez-Fontalva, J.M. y Crespo, F. (2011). *Hydrological Processes* 25, 2261-2274.
- Lee, D.R. (1977). *Limnology and Oceanography* 22, 140-147.
- López-Geta, J.A., Rubio-Campos, J.C., Cruz-Lozano, E.; IDRENA: López-Arechavala, G., González-Fernández, A.; ENADIMSA: Linares-Girela, L., Trenado-Navarro, L., Rivera-Martínez, A., Catalán-Monzón, F. (1991). *Investigación hidrogeológica para apoyo a la gestión hidrogeológica en la Cuenca del río Guadalfeo (Granada)*. Serie Manuales de utilización de acuíferos, Madrid, 148 p.
- Pulido-Bosch, A. y Rubio, J.C. (1988). En: *Simposio Internacional sobre Tecnología de la Intrusión de agua de mar en Acuíferos Costeros*, 88. Vol. II, 209-238.
- Rosenberry, D.O. (2008). *Journal of Hydrology* 359, 118-130.

Acuíferos con flujo de densidad variable como análogos a los movimientos isostáticos litosféricos

Aquifers with variable density flow as lithospheric isostatic movement analogues

Fernando Sola, Alba Muñoz y Ángela Vallejos

Recursos Hídricos y Geología Ambiental, Dpto. Biología y Geología. Universidad de Almería. Carretera Sacramento s/n, 04120, Almería. fesola@ual.es; alba97mg@gmail.com; avallejo@ual.es

ABSTRACT

The extraction of groundwater in a variable density aquifer causes instability in the distribution of its hydrostatic load. When freshwater is extracted, this imbalance tends to compensate with the rise of saltwater "upconing". On the other hand, when saltwater is extracted, there is an increase in salinity under the extraction well, a notable decrease in the vicinity of the well and a slight rise at a certain distance. All these variations in the density of groundwater, as a consequence of pumping, resemble the arrangement of lithospheric masses in regions with isostatic imbalances. This aquifer-lithosphere analogy can be used to recreate the evolution of a certain region through a strategic distribution of the pumping wells.

Key-words: analogue model, variable density model, interface.

RESUMEN

La extracción de agua subterránea en un acuífero de densidad variable provoca desequilibrios en la distribución de su carga hidrostática. Cuando se extrae agua dulce, este desequilibrio tiende a compensarse con el ascenso de agua salada "upconing". Por otra parte, cuando lo que se extrae es agua salada, se produce un aumento en la salinidad bajo el pozo de extracción, un notable descenso en las inmediaciones de este y un ligero ascenso a cierta distancia. Todas estas variaciones en la densidad del agua subterránea, como consecuencia del bombeo, se asemejan a la disposición de las masas litosféricas en regiones con desequilibrios isostáticos. Esta analogía acuífero-litosfera puede ser utilizada para recrear la evolución de una determinada región mediante una distribución estratégica de los sondeos de extracción.

Palabras clave: modelos análogos, acuífero de densidad variable, interfase.

Geogaceta, 67 (2020), 83-86
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 01/07/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción

En general, los acuíferos de densidad variable se caracterizan por la estratificación de sus aguas subterráneas en función de la salinidad. Las aguas más someras son más dulces y, por lo tanto, menos densas que las aguas profundas. Así, el sistema acuífero tiende a adoptar un equilibrio dinámico según el peso de sus aguas. Este equilibrio de pesos puede verse modificado como consecuencia de una perturbación, como por ejemplo el bombeo de agua subterránea.

Algo similar ocurre en la litosfera terrestre. Aquí los materiales corticales y del manto superior están también estratificados por densidad y, al igual que ocurre con los acuíferos, se producen perturbaciones en la distribución de materiales como consecuencia de los movimientos convectivos en el manto terrestre, condicionados por la temperatura, y que son el motor de la tectónica de placas. Existen dos contextos litosféricos básicos en los que se reconocen estas perturbaciones: contextos de adelgazamiento cortical (rifts) y contextos de engrosamiento cortical (orógenos).

El adelgazamiento cortical en las zonas de rift provoca el ascenso de material mantélico más denso para equilibrar los pesos litostáticos. Por su parte, el engrosamiento cortical se produce cuando dos placas tectónicas colisionan generando un orógeno. En la vertical de este orógeno la carga litostática se incrementa provocando una flexura cortical en sus inmediaciones (cuenca *foredeep*) y un abombamiento a cierta distancia del orógeno (*forebulge*).

En este trabajo se analizan las observaciones de la distribución de densidades que se produce cuando se provoca, a través del bombeo, una variación del peso en un determinado sector en un acuífero de densidad variable, para ver su analogía con el sistema litosférico.

Contextos de extensión litosférica

En aquellos puntos de la litosfera terrestre en los que se produce una importante extensión cortical, el déficit de peso que esto conlleva tiende a ser compensado con el ascenso de un domo de material mantélico más denso. Algo si-

milar ocurre en los acuíferos de densidad variable cuando se extrae agua dulce por bombeo (Fig. 1). La extracción de agua dulce en este tipo de acuífero provoca el ascenso de un conoide de agua más salina que tiende a compensar el déficit de peso en la vertical del sondeo. A este proceso se le conoce como *upconing*. Este fenómeno fue ya descrito a principios del siglo XX (Pennink, 1905; Houben y Post, 2017) y lleva aparejado la salinización y consecuente abandono de sondeos, habiéndose convertido en un grave problema ambiental en muchas regiones (Paster y Dagan, 2008; Werner *et al.*, 2013; Jakovovic *et al.*, 2016). A pesar de lo ampliamente estudiado del fenómeno, se conoce poco de cómo evoluciona el domo salino lateralmente. Para ello harían falta piezómetros a cierta distancia del pozo de extracción de agua dulce.

Contextos de engrosamiento litosférico

Las zonas orogénicas se caracterizan por un engrosamiento de la litosfera, fruto del plegamiento y superposición

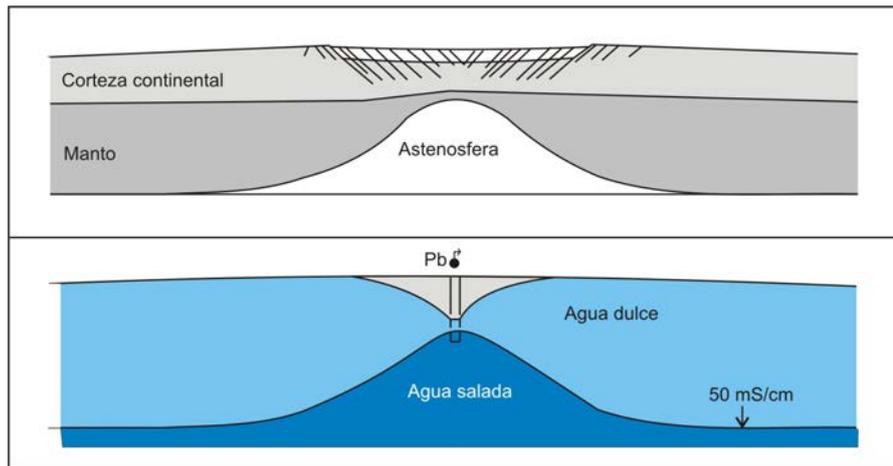


Fig. 1.- Analogía entre el ascenso de un domo mantélico en una zona de rift y el upconing producido por la extracción de agua dulce en un acuífero de densidad variable. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Analogy between the rise of a mantle dome in a rift zone regarding the upconing produced by the extraction of fresh water in a variable density aquifer. See color figure in the web.

de materiales corticales. Como consecuencia de esto, el peso de la litosfera en esa región es mayor que en las áreas circundantes. Con objeto de recrear este efecto de incremento del peso de la litosfera, se han utilizado datos de conductividad eléctrica (CE) medidos en piezómetros situados en el entorno de la planta desaladora de Almería. La conductividad eléctrica de un fluido es proporcional al contenido salino y, por tanto, a la densidad de este.

La desaladora de Almería se abastece de agua de mar a través de 19 sondeos situados entre 50 y 100 m de la línea de costa que captan la cuña de agua marina que penetra en el acuífero. Este es un acuífero costero constituido por gravas, arenas y limos con un espesor medio de 100 m. Tres piezómetros que cortan todo el tramo acuífero (P-I, P-II y P-III), situados a 200, 500 y 1000 m de la línea de costa respectivamente, han sido usados para monitorizar los cambios provocados por las extracciones de los pozos de bombeo en el acuífero (Fig. 2).

El régimen de bombeo por parte de la planta desaladora consiste en bombear durante la noche, cuando los costes eléctricos son menores, y parar durante el día, si bien hay algunas noches en que no se bombea. El caudal medio de bombeo es de 4000 m³/hora.

Antes de que la planta desaladora comenzase a funcionar en el año 2007, el acuífero se comportaba como cualquier acuífero costero, en el que el agua de mar, como consecuencia de la carga hidrostática, penetraba en el acuífero detrítico situándose en forma de cuña

por debajo del agua dulce. La ecuación que gobierna la geometría de la cuña es la de Ghyben-Herzberg (Herzberg, 1901). Según esta ecuación, la interfase se adentrará en el acuífero desde la línea de costa hacia cotas cada vez más negativas, como consecuencia del incremento del espesor de la franja de agua dulce que se dispone sobre ella. De esta forma, la sumatoria de los pesos de columna de agua en distintos puntos del perfil acuífero debería ser constante.

Una vez comenzaron los bombeos de agua de mar el sistema perdió el equili-

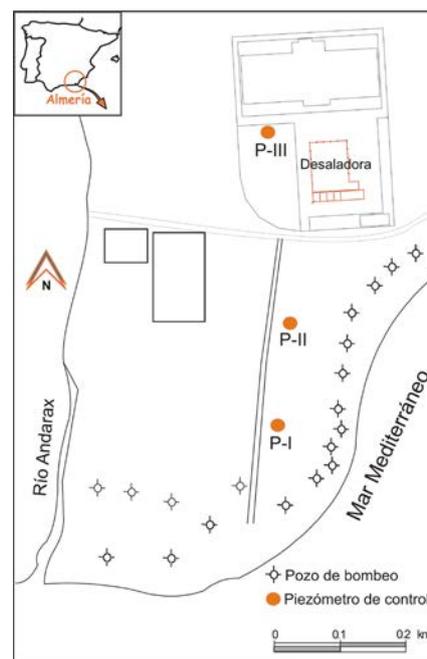


Fig. 2.- Localización de los sondeos de bombeo y enjambres de piezómetros en el área de estudio.

Fig. 2.- Location of the pumping boreholes and cluster of piezometers in the study area.

brio natural, y el agua de mar ocupó la franja acuífera desde la línea de costa hasta la batería de bombeos, produciéndose tras esta batería hacia tierra adentro una disminución drástica en la salinidad. Todas estas variaciones han podido ser registradas a partir de testificaciones periódicas en los piezómetros. Esta disminución de salinidad tiende a atenuarse tierra adentro, de modo que es muy notable en P-I y P-II, y poco evidente en P-III (Jorroto *et al.*, 2017).

Sin embargo, a partir de registros obtenidos en continuo se puede observar el comportamiento antagónico que tiene la CE en los piezómetros P-I y P-II frente a P-III durante los ciclos diarios de bombeo-parada de la planta (Fig. 3). En los momentos en los que la planta desaladora está bombeando agua salada del acuífero, los piezómetros I y II sufren un descenso en la salinidad, con oscilaciones de hasta 40 mS/cm en P-II. Mientras, P-III muestra un ligero incremento de hasta 6 mS/cm durante esos periodos. Una vez los bombeos cesan, todos los piezómetros tienden a adoptar la salinidad previa al bombeo, produciéndose ascensos de salinidad en P-I y II, y descensos en P-III (Fig. 3).

Las zonas orogénicas, caracterizadas por un mayor peso litostático, son simuladas en este trabajo por la zona de alta salinidad generada entre la batería de sondeos y la línea de costa (Fig. 4). Por delante del frente del orógeno se forma la conocida como cuenca *foredeep*. Ejemplos en la Península Ibérica de estas cuencas lo serían la Cuenca del Guadalquivir en la Cordillera Bética, o la Cuenca del Ebro en los Pirineos (García-Castellanos *et al.*, 2002; Marín-Lechado *et al.*, 2017; Curry *et al.*, 2019). Estas cuencas *foredeep* estarían representadas en nuestro análogo por la notable reducción en salinidad que se produce tras la batería de sondeos. Finalmente, a cierta distancia del orógeno se genera un abombamiento litosférico conocido como *forebulge*. Este abombamiento se correspondería con las elevaciones de Sierra Morena en el ejemplo de la Cordillera Bética.

Todos estos elementos propios de un cinturón orogénico están presentes en el análogo estudiado (Fig. 4). Además, los ciclos bombeo y parada por parte de la planta desaladora modifican la morfología de la interfase, permitiendo con esto estudiar la evolución que sufriría cada uno de los componentes del cinturón orogénico desde su formación hasta su

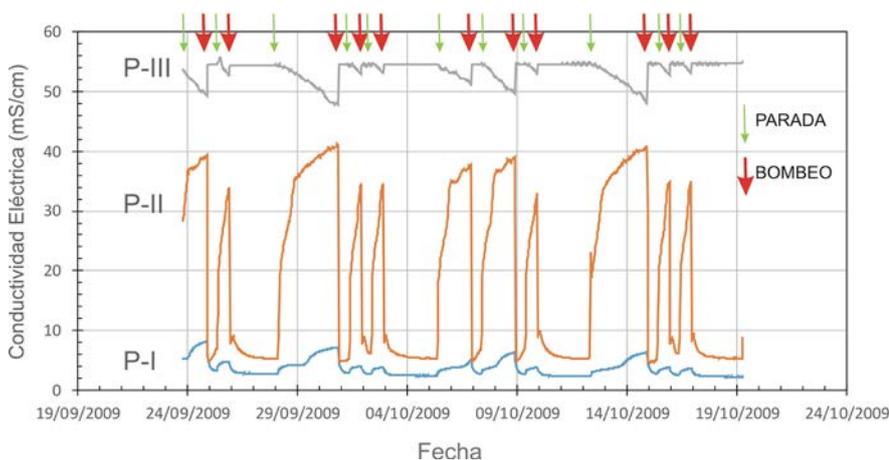


Fig. 3.- Evolución de la conductividad eléctrica en los piezómetros de control resultante de los ciclos de bombeo-parada por parte de la planta desaladora de Almería. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Evolution of the electrical conductivity in the piezometers of control resulting from the pumping-stop cycles by the Almería desalination plant. See color figure in the web.

total erosión. Esta evolución, que llevaría decenas de millones de años, puede ser simulada en tan solo 24 horas con el análogo hidrogeológico.

La figura 5 muestra la evolución hipotética que sufriría una cuenca *foredeep* y su *forebulge* adosado, a lo largo de un ciclo de orogenia-erosión del orógeno. La altura y posición del *forebulge* y la profundidad del *foredeep* dependerán de la carga litostática del orógeno. Esta misma relación es la que se observa en los registros de CE cuando se comparan los valores de salinidad entre los piezómetros P-I y II (situados en el equivalente al *foredeep*) con los de P-III (situado en el equivalente al *forebulge*) (Fig. 3).

Discusión

La utilización de modelos análogos para reconstruir escenarios tectónicos ha sido una técnica muy utilizada en las últimas décadas (Burg *et al.*, 1994; Crespo-Blanc *et al.*, 2018). Los acuíferos de densidad variable pueden ser utilizados como un análogo natural a mesoescala de sistemas fluidos estratificados por densidad, como lo puede ser la litosfera terrestre.

La perturbación del equilibrio natural de pesos en el sistema acuífero estratificado por densidad puede generar pérdidas (mediante el bombeo de agua dulce) o incrementos (mediante el bombeo de agua salada) de carga en las inmediaciones de la zona de bombeo. En un contexto de extracción de agua dulce y generación de *upconing* bajo el pozo de bombeo, se han observado zonas deprimidas (*downconing*) en la geometría de la interfase (Bakker y Schaars, 2018).

Las analogías entre el sistema litosférico y un medio hidrogeológico salino se basan únicamente en la estratificación por densidad de sus fluidos. Sin embargo, existen grandes diferencias debido a una variabilidad elevada en parámetros como el contraste de densidades o la viscosidad de sus fluidos. Por lo tanto, no sería posible extrapolar toda la informa-

ción extraída del sistema hidrogeológico, tal como la ratio entre el ascenso del *forebulge* y la depresión en el *foredeep*.

Conclusiones

La extracción de agua salina en un acuífero de densidad variable genera una descompensación isostática en esa parte del acuífero, que da lugar a variaciones en las salinidades de su entorno. De acuerdo con esta distribución de salinidad se reconocen tres zonas que se corresponderían con el orógeno, la cuenca *foredeep* y el *forebulge*, en el análogo litosférico.

Por su parte, cuando lo que se extrae es agua dulce superficial la configuración que se obtiene es similar a contextos de *rifting*, donde bajo la perturbación asociando un material más denso en forma de domo. A diferencia de lo que ocurre en las zonas orogénicas, en los entornos de rift no se han discretizado estructuras anexas generadas como consecuencia de dicha perturbación litosférica. Medidas de CE a lo largo de un perfil perpendicular al *upconing* podrían arrojar información de qué ocurre con la distribución de masas en estos contextos.

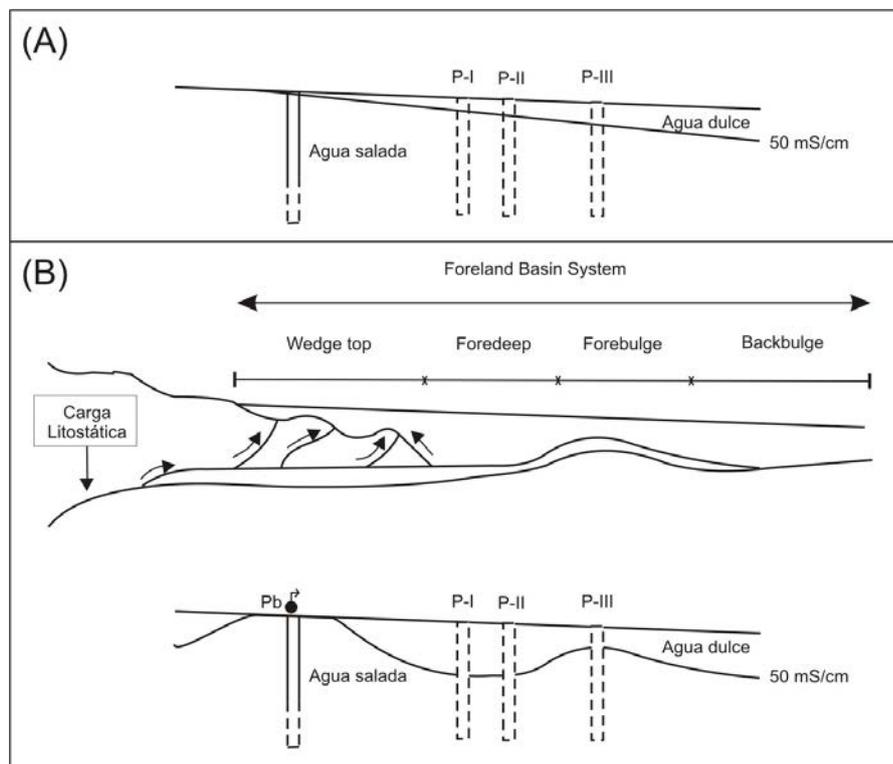


Fig. 4.- A) Sección correspondiente al estado de equilibrio del acuífero estudiado. B) Analogía entre las deformaciones en la litosfera en un cinturón orogénico (modificado de DeCelles y Giles, 1996) con las variaciones de salinidad observadas en un acuífero de densidad variable cuando se extrae agua salada (Pb: pozo de bombeo).

Fig. 4.- A) Cross-section corresponding to steady state of the studied aquifer. B) Analogy between the lithospheric deformations in an orogenic belt (modified from DeCelles and Giles, 1996) with the variations of salinity observed in a variable density aquifer when saltwater is extracted (Pb: pumping well).

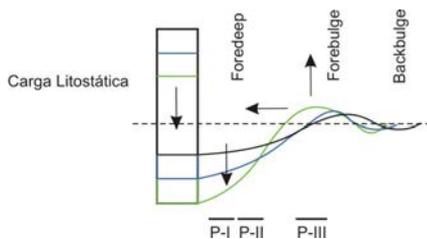


Fig. 5.- Evolución de una cuenca foredeep y del forebulge en función de la carga litostática (modificado de Catuneanu, 2004). Ver figura en color en la web.

Fig. 5.- Evolution of a foredeep basin and forebulge based on the lithostatic load (modified from Catuneanu, 2004). See color figure in the web.

Estos análogos hidrogeológicos a mesoescala pueden ser de gran utilidad para conocer la evolución de los sistemas litosféricos, teniendo además la ventaja de poder ser diseñados según la conveniencia de la estructura a modelar. Así, se puede plantear una configuración de sondeos de extracción concreta para que recreen las condiciones más similares a la estructura que nos interese.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido parcialmente llevada a cabo en el marco de Cei-MAR y Ceia3 y del proyecto CGL2015-67273-R financiado por MINECO- FEDER. Agradecemos a los revisores anónimos, cuyos comentarios han contribuido a mejorar el manuscrito original.

Referencias

- Bakker, M. y Schaars, F. (2018). En: *25th Salt Water Intrusion Meeting*. Gdansk. Abstract book 20.
- Burg, J.P, Davy, P. y Martinod, J. (1994). *Tectonics* 13(2), 475-483.
- Catuneanu, O. (2004). *Journal of African Earth Sciences* 38, 225-242.
- Crespo-Blanc, A., Jiménez-Bonilla, A., Balanyá, J.C., Expósito, I. y Díaz-Azpiroz, M. (2018). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 31, 111-122.
- Curry, M.E., van der Beek, P., Huismans, R.S., Wolf, S.G. y Muñoz, J.A. (2019). *Earth and Planetary Science Letters* 515, 26-37.

DeCelles, G. y Giles, K.N. (1996) *Basin Research* 8, 105-123.

García-Castellanos, D., Fernández, M. y Torne, M. (2002). *Tectonics* 21, 1-17.

Herzberg, A. (1901). *Journal für Gasbeleuchtung und Wasserversorgung* 44, 815-819.

Houben, G. y Post, V.E. (2017). *Hydrogeology Journal* 25, 243-247.

Jakovovic, D., Werner, A.D., de Louw, P.G., Post, V.E. y Morgan, L.K. (2016). *Advances in Water Resources* 94, 75-86.

Jorroto, S., Sola, F., Vallejos, A., Sánchez-Martos, F., Gisbert, J., Molina, L., Rigol, J.P. y Pulido-Bosch, A. (2017). *Geogaceta* 62, 87-90.

Marín-Lechado, C., Pedrera, A., Peláez, J.A., Ruiz-Constán, A., González-Ramón, A. y Henares, J. (2017). *Tectonics* 36, 1072-1089.

Paster, A. y Dagan, G. (2008). *Water Resources Research* 44, W05408.

Pennink, J.M. (1905). *Transactions of the American Society of Civil Engineers* LIV, 169-181.

Werner, A.D., Bakker, M., Post, V.E., Vandenberghe, A., Lu, C., Ataie-Ashtiani, B., Simmons, C.T. y Barry, D.A. (2013). *Advances in Water Resources* 51, 3-26.

Monitorización hidrológica y caracterización de la relación laguna-acuífero en las lagunas de los mantos eólicos de Doñana

Hydrological monitoring and characterization of the relation aquifer-pond in the sand dune ponds of Doñana

Miguel Rodríguez-Rodríguez, Ana Fernández-Ayuso, Francisco Moral y Rosario Caro

Universidad Pablo de Olavide. Carretera de Utrera km 1. 41013 (Sevilla) mrodr@upo.es, aferayu@upo.es, fmormar@upo.es, rosariocarov@gmail.com

ABSTRACT

In this work, a hydrogeological study of a set of coastal ponds, which are located in the Doñana Biological Reserve, has been carried out. These ponds are situated on quasi-stabilized dune depressions at different altitudes. Except for Santa Olalla pond, located at the lowest altitude, the ponds are temporary or seasonal. The water level evolution has been recorded with sensors installed in each of the ponds. With these data, inputs, outputs and water level storages have been quantified with a daily time-step during the period March 2016- September 2018. Moreover, surface water and groundwater samples have been taken during the same period in order to determine its hydrochemical facies. The water Balances revealed that most of the ponds were flow-through type. However, groundwater discharge is more important in some ponds than in others. Some ponds are rainfall-dependent and a major fraction of water outputs is groundwater recharge to the aquifer

Key Words: water balance, hydrochemistry, coastal ponds, Doñana National Park.

RESUMEN

En este trabajo se ha realizado un estudio hidrogeológico en lagunas costeras de la Reserva Biológica de Doñana. Dichas lagunas se encuentran situadas en las depresiones de trenes de dunas cuasi estables del acuífero de los mantos eólicos de Doñana, a diferentes cotas. Se ha registrado la evolución del nivel de agua en las lagunas mediante sensores instalados en las cubetas lacustres y se han cuantificado las entradas, salidas y variaciones en el almacenamiento a escala diaria durante el periodo comprendido entre marzo de 2016 y septiembre de 2018. También se han tomado muestras de agua superficial y subterránea en piezómetros cercanos para analizar la facies hidroquímica del agua. Salvo la laguna de Santa Olalla, que es la situada a menor cota, el resto de las lagunas son estacionales o temporales. De los resultados de los balances de agua se deduce que la mayoría de las lagunas son de tránsito o flow-through. Sin embargo, la importancia de la descarga subterránea en algunas de las lagunas es mucho mayor que en otras. Hay sistemas que dependen fundamentalmente de las precipitaciones y cuyas salidas hídricas son, en su mayor parte, recarga o infiltración hacia el acuífero

Palabras Clave: balances hídricos, hidroquímica, lagunas costeras, Parque Nacional de Doñana.

Geogaceta, 67 (2020), 87-90
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 01/07/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción

La monitorización hidrológica de detalle de masas de agua superficial y subterránea ayuda a determinar las relaciones entre lagunas someras y acuíferos libres superficiales en distintos contextos hidrogeológicos. Este trabajo se centra en las lagunas de los mantos eólicos de Doñana y, más concretamente, en las lagunas peridunares más importantes de la Reserva Biológica de Doñana. Se trata de una zona protegida en el interior del Parque Nacional y gestionada por la Reserva Biológica (RBD-CSIC) que ocupa unas 3200 ha, entre la laguna del Charco del Toro al noroeste y la laguna de Sopotón, al sureste (Fig. 1). El resultado del análisis de información hidrológica e hidroquímica, junto con la obtención de datos meteorológicos para el establecimiento de balances de agua a escala diaria, permiten mejorar los modelos conceptuales

de funcionamiento hídrico de humedales, así como precisar las relaciones entre las aguas superficiales y las subterráneas en estos ecosistemas, más aun teniendo en cuenta la preocupación ante la posible reducción del hidropereodo de las lagunas peridunares de Doñana en las últimas décadas (Díaz Paniagua *et al.*, 2015).

Zona de estudio

Las lagunas peridunares objeto de este estudio se localizan en la MASb Manto eólico litoral de Doñana (Fig. 1a). La mayoría de estas lagunas son de tipo temporal, como es el caso de las lagunas de Taraje, Zahillo o Sopotón, aunque también existen lagunas permanentes, como la laguna de Santa Olalla que, con sus más de 25 ha, es la de mayor superficie (Fig. 1b; Custodio *et al.*, 2009). El funcionamiento hídrico de estas lagunas está íntimamente relacionado con el fun-

cionamiento del acuífero del manto eólico litoral.

Metodología

Se han recogido y analizado datos hidrológicos, hidroquímicos, térmicos y meteorológicos entre los años 2015 y

Sensor	Registros	Nº
Diver-CTD	T-P-CE	1
Mini Diver	T-P	5
BaroDiver	T-P	3
Level Logger Decagon CTD 10	T-P	4
	T-P-CE	2

Tabla 1.- Número y tipo de sensores utilizados en este estudio. T: temperatura; P: presión total; CE: conductividad eléctrica.
Table 1.- Number and type of sensors employed in this study. T: temperature; P: total pressure; CE: electric conductivity.

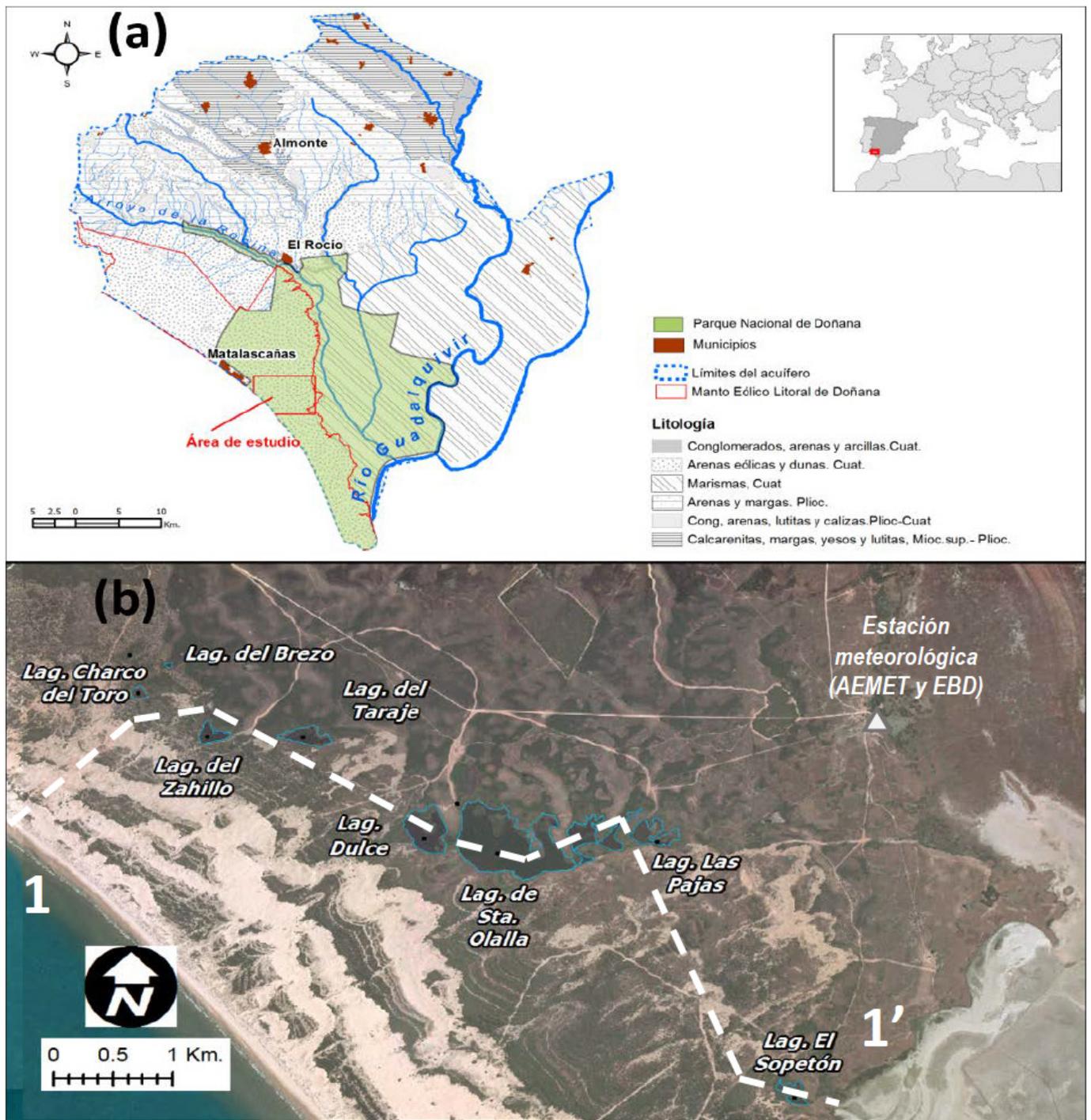


Fig. 1.- a) Litología del acuífero de Doñana y área de estudio. b) Localización de las lagunas objeto de estudio. El corte 1-1' se muestra en la figura 4.
 Fig. 1.- a) Lithology of the Doñana aquifer, limits of the National Park and study area. b) Location of the studied ponds. Profile 1-1' is shown in figure 4.

2018. Los datos de precipitaciones se han obtenido de la estación meteorológica de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), ubicada en el Palacio de Doñana, así como de la estación meteorológica de la Estación Biológica de Doñana (EBD), para obtener los parámetros necesarios (radiación, velocidad del viento, humedad relativa, etc.) para estimar la evaporación directa. Se han instalado diferentes sensores en la cubeta de las lagunas, en el zacallón (*i.e.*, excavación

somera) del Charco del Toro y en piezómetros cercanos (Tabla 1). Los resultados de los registros piezométricos no se han incluido en el presente trabajo.

En total se han analizado 80 muestras de aguas superficiales y 70 de aguas subterráneas tomadas en las diferentes lagunas y piezómetros estudiados durante diferentes campañas de muestreo. El tratamiento de datos hidroquímicos se llevó a cabo con el software AquaChem (Waterloo Hydrogeologic). Por otra parte, en

campo se midieron varios parámetros físico-químicos (C.E., temperatura y pH del agua) con una sonda multiparamétrica HACH HQ40®.

El balance de agua diario en las lagunas se ha realizado estimando la componente de entrada por precipitación directa gracias a las curvas hipsográficas de las lagunas y las salidas por evaporación cuando las lagunas estaban inundadas, siguiendo para ello la ecuación propuesta por McMahon *et al.* (2013). La

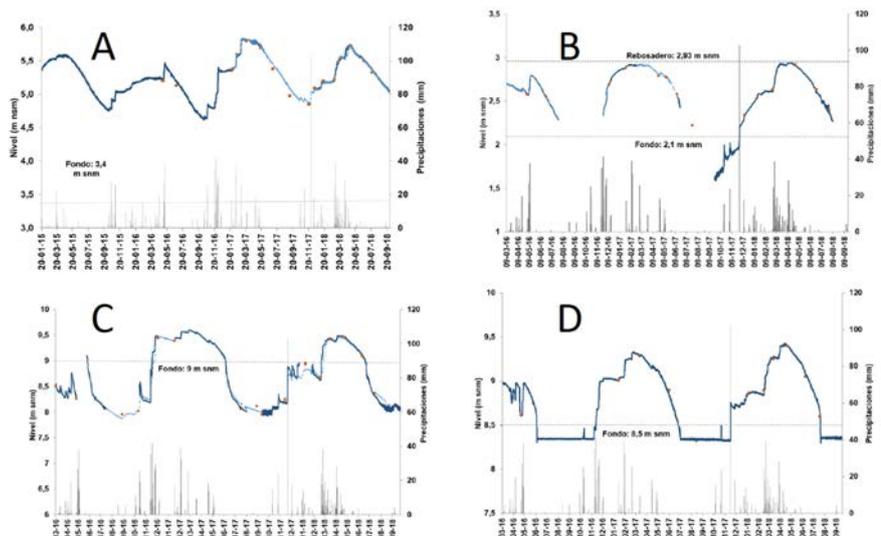


Fig. 2.- Hidrogramas representativos de las lagunas peridunares durante el periodo de estudio. a) Santa Olalla. b) Sopotón. c) Zahillo. d) Taraje.

Fig. 2.- Representative graphs of the peridunar ponds during the studied period. a) Santa Olalla. b) Sopotón. c) Zahillo. d) Taraje.

escorrentía necesaria para igualar el almacenamiento observado mediante el seguimiento de la evolución diaria del nivel se ha obtenido como resultado o incógnita del balance y se ha expresado como flujos entrantes/salientes (ver Tabla 2), de tal manera que en esta componente se integra tanto la descarga subterránea y subsuperficial como los posibles eventos de recarga o infiltración. La escorrentía superficial y/o difusa se considera despreciable, dadas las altas tasas de infiltración que se producen en las arenas de los mantos eólicos.

Resultados y discusión

En la figura 2 se pueden observar los hidrogramas de las lagunas de Santa Olalla, Sopotón, Zahillo y Taraje. Respecto a la evolución del nivel del agua y el hidropereodo, la laguna de Santa Olalla ha permanecido inundada durante todo el periodo de estudio. La laguna de Zahillo ha permanecido una media de 157 días al año inundada (43% del tiempo), su hidropereodo es temporal. La laguna de Taraje estuvo inundada 236 días al año (64% del tiempo). Por último, la laguna de Sopotón estuvo inundada 231 días al año (63% del tiempo). En ambos casos, el hidropereodo es estacional. La laguna del Charco del Toro permaneció seca durante todo el periodo de estudio.

En la figura 3 se pueden apreciar las características hidroquímicas del agua de las lagunas estudiadas. En general, predominan las facies cloruradas sódicas

en el agua de la mayoría de las lagunas. La laguna de Santa Olalla es la que presenta aguas más saladas y facies clorurado-sódicas incluso en invierno, llegando a superar concentraciones de más de 3500 mg/L tanto de Cl⁻ como de Na⁺. Las otras tres lagunas (Zahillo, Sopotón y Taraje) presentan aguas, en general, cloruradas-sódicas o mixtas. La laguna de Zahillo es la que presenta aguas menos mineralizadas, facies mixtas y mayores variaciones estacionales de la concentración iónica, lo cual está probablemente relacionado con el lavado de las sales de la cubeta como consecuencia de una mayor tasa de recarga hacia el acuífero.

En la figura 4 se puede apreciar un perfil topográfico NO-SE, en el que se sitúan las lagunas que se han estudiado. También se han representado, de manera esquemática, los componentes del balance hídrico medio en cada una de las lagunas. La laguna situada en el sector noroccidental y a mayor cota (*i.e.*, Charco del Toro) tiene un régimen hídrico de recarga o infiltración y recibe su alimentación casi exclusivamente del agua de lluvia que cae sobre su cubeta. Permanece seca todo el año salvo, esporádicamente, cuando se producen precipitaciones intensas en la zona. Las lagunas de Zahillo y Taraje tienen un régimen hídrico en el cual las entradas se producen por precipitación y descarga subterránea y las salidas por evaporación y recarga al acuífero. En régimen natural y en equilibrio, la fracción de recarga o infiltración debía ser sustancialmente menor, lo cual

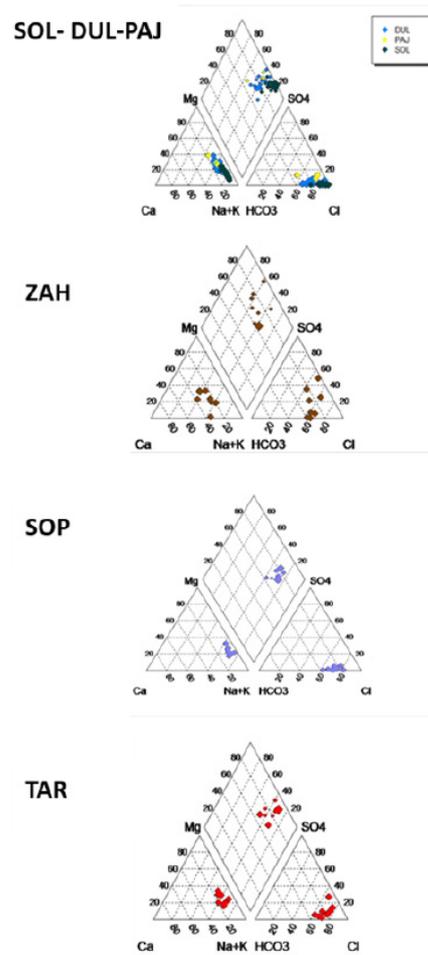


Fig. 3.- Diagramas hidroquímicos de las aguas superficiales en las lagunas (DUL: Dulce; PAJ: Pajas).

Fig. 3.- Hydrochemical diagrams of the surface water of the ponds (DUL: Dulce; PAJ: Pajas).

ha provocado una reducción tanto en el hidropereodo como en la superficie media de inundación en estas lagunas, tal y como se ha puesto de manifiesto recientemente en diversos estudios tanto hidrológicos (Fernández-Ayuso *et al.*, 2018), como ecológicos (Díaz Paniagua *et al.*, 2015). La laguna de Santa Olalla recibe el 26% de sus aportes hídricos por precipitación directa y el 74% restante por descarga subterránea (Tabla 2). Las salidas se producen fundamentalmente por evaporación y hay episodios de infiltración que tienen lugar normalmente en los meses de verano (Sacks *et al.*, 1992, Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2018). Finalmente, la laguna de Sopotón también recibe sus aportes hídricos por descarga subterránea (70%) y precipitación directa (30%) y las salidas se producen por evaporación, recarga y, a través de un reboadero, hacia la marisma.

LAGUNA	PRECIPITACIÓN (DAM ³ /AÑO)	%	ESCORRENTÍA NETA* (DAM ³ /AÑO)	%	EVAPORACIÓN (DAM ³ /AÑO)
SANTA OLALLA	114	26%	332	74%	-469
SOPETÓN	15	30%	40	70%	-36/-19**
TARAJE	11	35%	21	65%	-32
ZAHÍLLO	4,2	36%	5,9	64%	-8,6

Tabla II.- Componentes del balance hídrico medio en las lagunas estudiadas. *La escorrentía neta es la resultante de las entradas (descarga) y salidas (recarga) de las lagunas durante el periodo de inundación de las lagunas. **La laguna pierde 19 dam³ por el rebosadero.
 Table II.- Components of the water balance during the studied period. * Net runoff is the result of the water inputs (discharge) and outputs (recharge) on the ponds during the flooded period. **Pond loses 19 dam³ from the overflow.

Conclusiones

Los balances hídricos efectuados en las lagunas estudiadas ponen de manifiesto que existen aportes subterráneos continuados en las lagunas de Santa Olalla y Sopotón. En las lagunas de Zahillo y Taraje se produce escorrentía neta o descarga, pero las lagunas también aportan agua al acuífero (recarga) en determinados periodos. Asumiendo unas tasas de infiltración altas, dada la naturaleza del material sobre el que se sitúan las lagunas, las entradas subterráneas en estas

lagunas de *flow-through* o de tránsito constituyen entre un 50% y un 75% del total de los aportes hídricos al sistema.

Las aguas superficiales muestreadas resultaron tener facies cloruradas sódicas o mixtas en todas las lagunas. Respecto a la salinidad total, las aguas de la laguna de Santa Olalla fueron las de mayor salinidad (de salobres a salinas). Las aguas de las lagunas del Sopotón y Taraje resultaron ser salobres y las del Zahillo dulces. Tanto en la laguna de Zahillo como en la laguna del Taraje se ha detectado una alteración del régimen de funcionamiento hidrológico. Las lagunas tienen en la actualidad mayo-

res tasas de recarga que las que tuvieron en régimen natural. Esta alteración tiene como consecuencia una reducción tanto del hidoperiodo como de la superficie media de inundación en ambas lagunas.

Agradecimientos

Este trabajo constituye una síntesis de parte de los resultados obtenidos gracias al convenio de colaboración: "Monitorización hidrológica y modelización de la relación laguna-acuífero en humedales de la Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir" suscrito entre la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir y la Universidad Pablo de Olavide. Agradecemos la revisión realizada por el profesor de la Universidad de Granada, J. Benavente Herrera y por la investigadora del IGME, C. Guardiola Albert. Los comentarios de ambos revisores han mejorado sustancialmente la calidad del presente trabajo.

Referencias

Custodio, E., Manzano, M., Montes, C. (2009). *Las aguas subterráneas en Doñana: Aspectos ecológicos y sociales*. Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, 243 p.
 Díaz-Paniagua, C., Fernández-Zamudio, R., Serrano, L., Florencio, M., Gómez-Rodríguez, C., Sousa, A., Sánchez-Castillo, P., García-Murillo, P. y Siljeström, P. (2015). *El sistema de lagunas temporales del Parque Nacional de Doñana, una red de hábitats acuáticos singulares*. Organismo Autónomo Parques Nacionales, 291 p.
 Fernández-Ayuso, A., Rodríguez-Rodríguez, M. y Benavente, J. (2018). *Hydrological Sciences Journal* 63(15-16), 2048-2059.
 McMahon, T.A., Peel, M.C., Srikanthan, R. y McVicar, T.R. (2013). *Hydrology and Earth System Sciences* 17(4), 1331-1363.
 Rodríguez-Rodríguez, M., Fernández-Ayuso, A., Hayashi, M., y Moral-Martos, F. (2018). *Water*, 10(10), 1406.
 Sacks, L.A., Herman, J.S., Konikow, L.F. y Vela, A.L. (1992). *Journal of Hydrology* 136(1-4), 123-154.

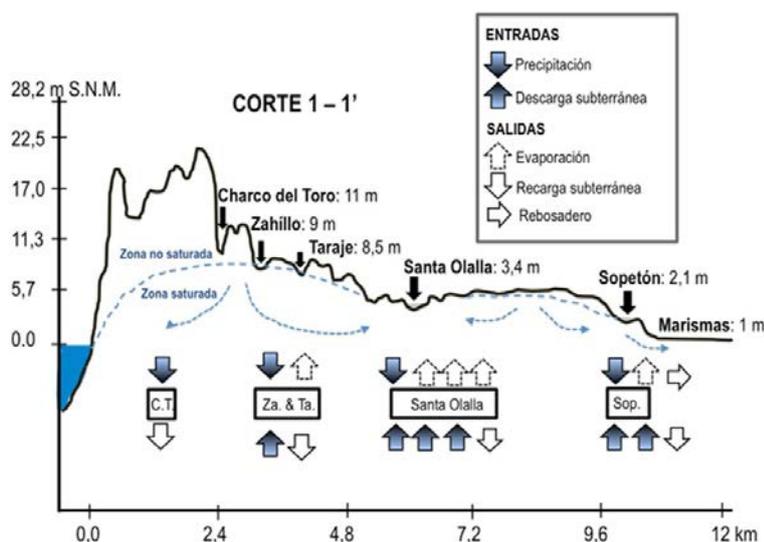


Fig. 4.- Corte hidrogeológico (ver Fig. 1b) y esquema del funcionamiento hídrico de las lagunas Charco del Toro (C.T.); Zahillo y Taraje (Za. & Ta.); Santa Olalla y Sopotón (Sop.) de acuerdo con los resultados del balance hídrico (Tabla II).
 Fig. 4.- Hydrogeological profile (see Fig. 1b) and sketch of the hydrological functioning in Charco del Toro pond (C.T.); Zahillo and Taraje (Za. & Ta.); Santa Olalla and Sopotón (Sop.) according to the results from the hydrological balance (Table II).

El hidrolacolito de las Calderuelas (Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama), una morfología periglacial singular

The Calderuelas hydro-lacolith (Sierra de Guadarrama National Park), a remarkable periglacial landform

Rosa M. Carrasco¹, Javier Pedraza², Javier Fernández-Lozano³, Jesús Sánchez-Vizcaíno¹, Rodrigo L. Soteres⁴, Theodoros Karampaglidis⁵, Valentí Turu⁶, Xavier Ros⁶ y Oscar Merlo⁷

¹Dpto. Ingeniería Geológica y Minera, Univ. de Castilla-La Mancha, Avda. Carlos III, s/n, 45071 Toledo. E-mail: rosa.carrasco@uclm.es; jesus.svizcaino@uclm.es

²Dpto. de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Univ. Complutense de Madrid, C/ José Antonio Nováis, 12, 28040 Madrid. E-mail: javierp@geo.ucm.es

³Dpto. Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada. Univ. de Cantabria. Avda. de los Castros s/n, 39005, Santander. E-mail: j.fernandezlozano@unican.es

⁴Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile, Avda. Vicuña Mackenna 4860, Macul, Santiago de Chile. E-mail: rsoteres@uc.cl

⁵Dpto. Geoarqueología, Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CNIEH), Paseo Sierra de Atapuerca, s/n, 09002 Burgos España. E-mail: theodoros.karampaglidis@cenieh.es

⁶Fundació Marcel···Chevallier, Edifici Socio-Cultural de La Llacuna, AD500, Andorra la Vella, Andorra. E-mail: igeofundacio@andorra.ad

⁷Departamento de Ingeniería Civil y de la Edificación, UCLM. Avda. Camilo José Cela s/n, 13071 Ciudad Real. oscar.merlo@uclm.es

ABSTRACT

This research describes the finding of a hydro-lacolith in the Sierra de Guadarrama (Central System). The study, based on the combination of Digital Terrain Models (DTM) and geoelectric data, allowed the characterization of the surface morphology and internal structure. The results allow establishing the genesis of this periglacial-related structure and the role played by slope processes in its evolution. Freeze-thawing cycles and hydrogeological conditions are responsible factors that control its evolution over time. Such type of structures show an extraordinary environmental sensitivity, thus their monitoring is of great interest to guarantee their further preservation.

Key-words: hydro-lacolith, periglacial, LiDAR, geoelectric, Sierra de Guadarrama National Park (Spain).

RESUMEN

En este trabajo se describe el hallazgo de un hidrolacolito en la Sierra de Guadarrama (Sistema Central). Su estudio se ha realizado mediante la caracterización morfológica y de la estructura interna, a través del empleo de Modelos Digitales del Terreno (MDT) obtenidos de datos LiDAR y varios perfiles geoelectrónicos. Los resultados permiten establecer la génesis de esta estructura, de origen periglacial, y la influencia de los procesos de ladera en su evolución. Los ciclos hielo-deshielo y las condiciones hidrogeológicas del entorno son los factores que controlan la evolución que presenta a lo largo del tiempo esta morfología. Estas estructuras muestran una extraordinaria sensibilidad ambiental, por lo que su monitorización resulta de gran interés para garantizar su preservación futura.

Palabras clave: hidrolacolito, periglacial, LiDAR, geoelectrónico, Parque Nacional Sierra de Guadarrama (España).

Geogaceta, 67 (2020), 91-94
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 27/02/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción

Los montículos cónicos debidos a hinchamientos del suelo (*frost mounds*) son una de las formas características de los ambientes periglaciares. Para denominarlos se utilizan una serie de términos, siendo los más generalizados pingos, palsas, hidro-lacolitos, crio-lacolitos y ampollas de hielo (Harris *et al.*, 1988). La falta de normalización en el uso de estos términos ha generado cierta confusión pues, si bien hay una serie de rasgos básicos que se tienen en cuenta a la hora de clasificarlos (tamaño, permanencia, contenido en materia orgánica, presencia de lentejones de hielo, tensiones hidráulicas, etc.), no hay un acuerdo general en su aplicación, llegándose a utilizar indistintamente cualquiera de esos nombres para denominar estas morfologías (Harris *et al.*, 1988; Zuidhoff y Kolstrup, 2005).

La gran mayoría de estas formas han sido identificadas en contextos de permafrost ártico y subártico, y de montaña (Frenzel, 1959; Mackay, 1998; Woolderink, 2014). Sin embargo, son poco conocidas en ambientes periglaciares estacionales (crionivales), por lo que su estudio es de gran interés (Ward, 2004; Woolderink, 2014).

En el sistema Central español se han identificado hinchamientos (*frost mounds*) catalogados como hidrolacolitos (Molina y Pellitero, 1982; Centeno *et al.*, 1983; Pedraza, 1994) y hasta el momento no existen otras citas sobre este tipo de formas en la Península Ibérica.

En este trabajo se presenta un nuevo hinchamiento similar a los ya descritos y localizado en la Sierra de Guadarrama. Frente a los anteriores, generalmente estacionales y de dimensiones menores (inferiores a 10 m de diámetro), el analizado en este trabajo presenta dimensiones

mayores y una notable permanencia en el tiempo. Esto hace que sea sumamente singular y de gran relevancia a escala regional por sus implicaciones genéticas y climáticas. Para el estudio de su génesis se ha llevado a cabo una caracterización morfológica mediante el uso de LiDAR aerotransportado y una tomografía eléctrica que ha permitido analizar su estructura.

Contexto geológico y geomorfológico

El área de estudio se ubica a 1950 m de altitud en la cabecera del arroyo de las Calderuelas (vertiente oriental de los Montes Carpetanos), dentro del Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama (Fig. 1).

El hinchamiento aparece al pie de la ladera, en la margen derecha del arroyo.

El sustrato geológico está formado por rocas metamórficas, principalmente por ortogneises glandulares con intercalaciones de leucogneises y paragneises semipelíticos. En el fondo del valle y parte de las laderas ese sustrato está cubierto por formaciones superficiales de poco espesor (2-6 m) que, en general, se han clasificado como coluviones asociados a procesos solifluidales (Ruiz-García *et al.*, 1991).

De acuerdo con los datos meteorológicos disponibles correspondientes al periodo 1971-2001 (AEMET-IPMA, 2011), el clima en la zona es de tipo mediterráneo de montaña, con una fuerte influencia continental (Dsb y DsC de la clasificación de Köppen-Geiger). Entre los 1600 y los 2000 m de altitud las temperaturas medias oscilan entre 8 y 3 °C, alcanzando valores mínimos de -9 °C y máximos de 25 °C en invierno y verano, respectivamente. Las precipitaciones anuales oscilan entre 1200 y 2500 mm, siendo en forma de nieve durante el periodo comprendido entre noviembre y mayo (Comunidad de Madrid, 2007).

Metodología

Caracterización morfológica

La caracterización morfológica del hinchamiento se ha llevado a cabo mediante la comparación de imágenes aéreas entre los años 1946 y 2017 procedentes de las Series A-B del Vuelo Americano y el IGN-PNOA. Además, se ha obtenido un modelo digital del terreno (MDT) a partir de datos LiDAR del vuelo PNOA-2010 del Instituto Geográfico Nacional (www.ign.es). El procesado, filtrado y generación del MDT, a partir de la nube de puntos con una densidad de 1 p/m² y una precisión altimétrica de 20 cm RMSEz, se ha realizado con el programa Global Mapper v20®. Una vez obtenido el modelo con una interpolación de 1 m, mediante el método *Binning*, se realizó una estimación de la superficie, perímetro y cubicación de la forma.

Estructura interna

La tomografía eléctrica permite obtener un panel de resistividades en 2D (Reynolds, 2011) que facilita la identificación de la geometría del lecho rocoso, así como diferenciar capas del relleno sedimentario en función del contenido

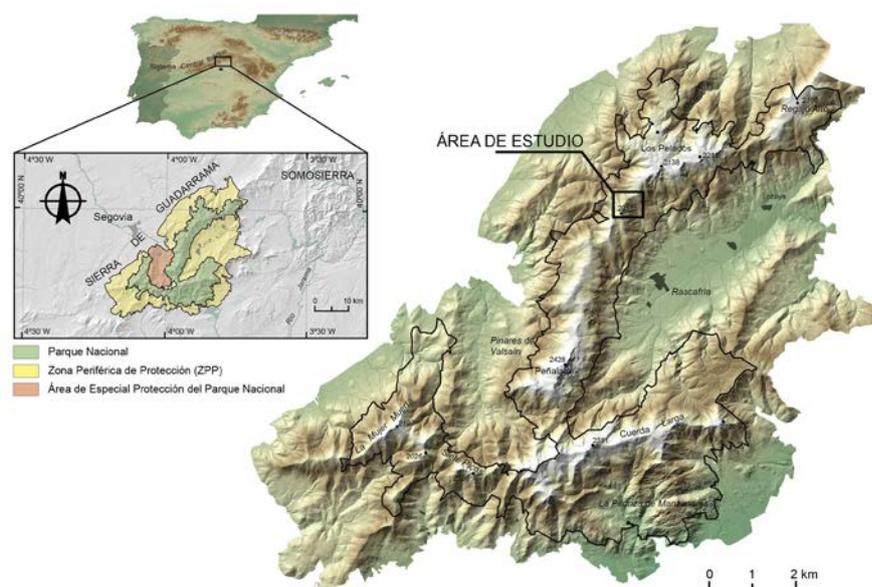


Fig. 1.- Localización del área de estudio en la Sierra de Guadarrama. Ver figura a color en la web.
 Fig. 1.- Study area sketch-map. See color figure in the web.

mineral, la porosidad y los fluidos presentes (Schrott y Sass, 2008; Hausmann *et al.*, 2013). Los perfiles geoelectrónicos se obtuvieron utilizando un equipo AGI Supersting de 8 canales, con dispositivos Dipolo-dipolo y Wenner-Schlumberger y espaciado entre los electrodos de 1,5 a 2 m. Se midieron nueve perfiles con longitudes de 48 a 137 m. Se utilizaron las configuraciones de los electrodos de Wenner y Dipolo-Dipolo y la profundidad máxima alcanzada fue de 10 a 24 m. Para la inversión de datos de campo con corrección tipográfica, se utilizó el software RES2DINV® (Loke *et al.*, 2010).

Resultados e interpretación

La zona donde se ubica el hidrolacolito (Fig. 2A) es un valle de fondo plano que fue ocupado por un glaciar durante la última glaciación, datada en la Sierra de Guadarrama entre los 26 ka BP y los 11-12 ka BP (Palacios *et al.*, 2012; Carrasco *et al.*, 2016). Los depósitos superficiales cubren el fondo del valle y parte de las laderas en afloramientos discontinuos. Se trata de un *till* subglaciar, depósitos de vertiente postglaciares (lenguas solifluidales y *debris-flows*) y, localmente, suelos turbosos.

El hidrolacolito está desarrollado en una de esas lenguas solifluidales, identificable por la acumulación de material al pie de la ladera y la cicatriz de vaciado en el escarpe. Estos elementos geomorfológicos son perceptibles ya en las imágenes aéreas de la Serie-A (1945), y el hincha-

miento se identifica en la minuta cartográfica de 1927 (Fig. 2B). Asimismo, cabe destacar el desarrollo de un drenaje asociado, que indica la presencia de abundante agua en la zona. Sin embargo, el encharcamiento ha variado a lo largo del tiempo, sugiriendo una actividad discontinua en la evolución del hidrolacolito.

El modelo digital LiDAR de alta resolución muestra una morfología ligeramente elíptica de dirección NE-SO. Su estructura presenta una forma cóncava en la base (Fig. 2D). Los principales parámetros morfométricos se presentan en la Tabla I.

A partir de la distribución de la resistividad eléctrica es posible diferenciar tres unidades geoelectrónicas (G1, G2 y G3; Fig. 2E).

La unidad inferior (G1) se interpreta como el sustrato rocoso y presenta una resistividad relativamente baja (<900 Ω m). La unidad intermedia (G2) se interpreta como el material movilizado por el movimiento en masa, en el que varía el contenido en finos, siendo inferior en el núcleo resistivo G2a (>8000 Ω m) que en el G2b (≈ 3000 Ω m). La unidad superior (G3) presenta una resistividad baja, similar a G1, y se interpreta como parte de la formación superficial con un alto contenido en finos.

Finalmente se observa una relación inversa entre el espesor de la unidad G3 y la resistividad de la unidad G2 (Fig. 2E), pero también con la elevación topográfica relativa del centro de la estructura. Esta diferenciación concéntrica de las unidades resistivas permite delimitar la zona activa del hidrolacolito.

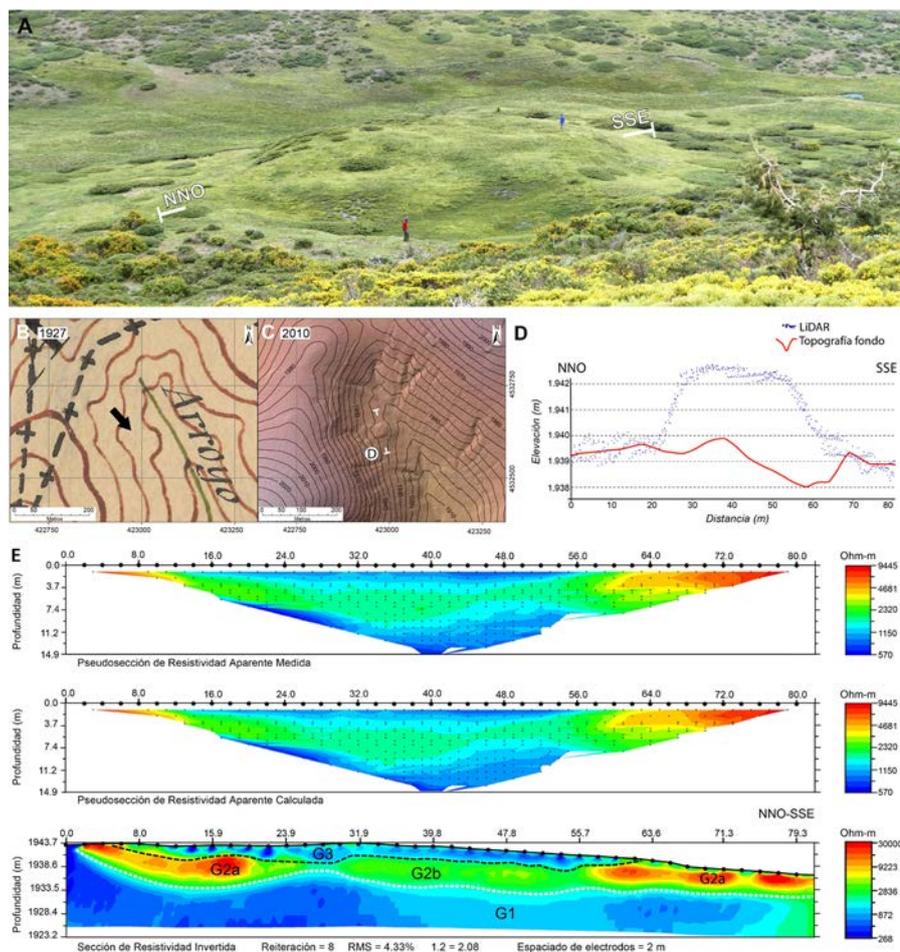


Fig. 2.- A) Vista panorámica del hidrolacolito sobre el fondo de valle del arroyo de las Calderuelas, en el que se indica la localización del perfil geoelectrico. **B)** Minuta cartográfica del IGN correspondiente al año 1927 en la que se aprecia el lobulado de las curvas de nivel (equidistancia 20 m) en la zona de localización del hinchamiento (flecha negra). **C)** MDT y curvas de nivel (equidistancia 5 m) obtenidos del LiDAR-2010 (IGN) con posición del perfil mostrado en D. **D)** Nube de puntos LiDAR y morfología de la base del hidrolacolito obtenida de los perfiles geoelectricos. **E)** Perfil geoelectrico principal en dos dimensiones mostrando los límites de las unidades georesistivas (líneas discontinuas). Ver figura a color en la web.
 Fig. 2.- A) Panoramic view of the hydro-lacolite over the Calderuelas valley bottom and location of the geoelectric profile. B) 1927 topographic sketch-map by IGN showing the lobulated topographic contours (20 m equidistance) at the morphologic bulge (black arrow). C) 2010 LiDAR-derived DTM (IGN) and contour lines (5 m equidistance) and profile location. D) LiDAR point cloud and bottom surface obtained from geoelectric sections. E) 2D main geoelectric section and pseudo-sections indicating the limits of each geo-resistivity unit (dashed lines). See color figure in the web.

Discusión

Si tenemos en cuenta la clasificación de Washburn (1979), los hidrolacolitos citados en el sistema Central podrían corresponder a la tipología de palsas. Sin embargo, en otras interpretaciones (Seppälä, 1986; Cummings y Pollard 1989; Pollard y French, 2011) las palsas se originan sin necesidad de una tensión hidrostática positiva (aporte externo de agua), y presentan alternancia de capas de hielo segregado y suelo mineral o turba. Por el contrario, los pingos suelen ser de mayores dimensiones, pueden aparecer aislados y se asocian con remanentes de agua (sistema cerrado o pingos hidrostáticos)

o tensiones hidrostáticas positivas (sistema abierto o pingos hidrodinámicos, Mackay, 1972, 1979). Aunque algunos autores desaconsejan su uso (Harris *et al.*, 1988; Van Everdingen, 1998), el término hidrolacolito se utiliza frecuentemente como sinónimo de pingo hidrodinámico, con un control esencialmente hidráulico externo, y que puede originarse en todo tipo de ambientes periglaciares (Ward, 2004; Woolderink, 2014).

Este hinchamiento identificado en Las Calderuelas presenta una serie de indicadores que lo asocian genéticamente con un proceso de aporte hídrico externo similar al que genera los pingos hidrodinámicos. También converge con los

pingos en sus grandes dimensiones y la permanencia supra estacional. Al aparecer en una zona sin permafrost, y dado que tampoco se detectan signos de segregaciones de hielo capaces de formar lentejones estacionales que controlen el hinchamiento, entendemos que la clasificación más ajustada para esta morfología es la de hidrolacolito.

El valle de las Calderuelas muestra una evolución discontinua de sus laderas, con la presencia de movimientos en masa que se han estabilizado en los últimos 50 años, como denota la abundante vegetación, aunque prosiguen mediante pequeños *debris-flows* y reptaciones del suelo (Fig. 2A).

El proceso desencadenante de la formación del hinchamiento fue un movimiento en masa que dio lugar a una lengua de solifluxión sobre el fondo del valle. Estas condiciones fueron favorables para el desarrollo de un suelo turboso (mezcla de materia mineral y orgánica), que actuó como capa impermeable en la superficie del depósito. La presencia en el subsuelo de un nivel resistivo conectado con la ladera y que presenta un contenido en finos variable (niveles G2a y G2b; Fig. 2E), es el que puede actuar como canalizador del flujo hídrico subterráneo, semiconfinado por las facies más resistentes de la unidad G2. Este proceso sería el responsable de la sobrepresión hidrostática que generó el hinchamiento, favorecido, a su vez, por los procesos de dilatación en las fases de congelación del suelo.

Como se ha indicado previamente, frente a los otros hidrolacolitos descritos en el sistema Central español, el de las Calderuelas presenta unas dimensiones mayores (ver Tabla 1) y una permanencia supra anual. Con los documentos disponibles, ya se detecta su morfología de manera continua desde el año 1927 (Fig. 2B) hasta la actualidad (Fig. 2C). Estos datos hacen que la convergencia de esta morfología con la de los pingos sea notable. Sin embargo, y como ya se ha destacado, en

Medidas	
Eje largo	59 m
Eje corto	22,5 m
Perímetro	170,07 m
Superficie	2126 m ²
Profundidad	4-5 m
Altura sobre base	2-3,5 m
Volumen	4617,37 m ³

Tabla 1.- Principales parámetros morfológicos.
 Table 1.- Main morphological parameters

esta zona no se han encontrado signos de suelos de permafrost. En este contexto, el hidrolacolito de las Calderuelas es un caso excepcional, pero permite trabajar con la hipótesis de que los montículos (estructuras de hinchamiento del suelo) desarrollados en ambientes periglaciares sometidos a ciclos de hilo-deshielo, pueden ser también formas mayores y con permanencia prolongada.

Conclusiones

El hidrolacolito estudiado presenta una morfología elíptica. Su origen está asociado a un movimiento en masa que posteriormente evolucionó como una lengua de soliflucción. Dada su localización morfológica ocupando el fondo del valle, el movimiento en masa se desencadenó en la etapa postglaciar, es decir, posterior a los 11-12 ka BP. De acuerdo con los documentos disponibles, el hidrolacolito y, por tanto, el movimiento en masa, ya estaban formados, al menos, en el año 1927. El hinchamiento que sufre la masa deslizada es debido a la presión hidrostática interna y a los procesos de congelación estacionales, responsables de los cambios detectados en su geometría en los últimos 92 años.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Organismo Autónomo de Parques Nacionales (MAGRAMA, proyecto 1092/2014) y por el Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO, proyecto CGL2016-78380). Los autores agradecen a los responsables científicos del Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama su inestimable colaboración, también a los editores y revisores Dr. Jerónimo López

y Dr. Miguel Ángel de Pablo por sus comentarios y sugerencias que han contribuido a mejorar este manuscrito.

Referencias

- AEMET/IPMA (2011). *Atlas Climático Ibérico*. AEMET, Madrid. <http://www.aemet.es/es/divulgacion/publicaciones/>.
- Carrasco, R.M., Pedraza, J., Willenbring, J.K., Karampaglidis, T., Soteres, R.L. y Martín-Duque, J.F. (2016). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 110, 1-16.
- Centeno, J.D., Pedraza, J. y Ortega, L.I. (1983). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 81 (3-4), 153-171.
- Comunidad de Madrid. (2007). *Atlas del Medio Ambiente en la Comunidad de Madrid*. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Madrid, 83 p.
- Cummings, C.E. y Pollard, W.H. (1989). *Musk-ox* 37, 8-18.
- Frenzel, B. (1959). *Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse* 13, 937-1099.
- Harris, S.A., French, H.M., Heginbottom, J.A., Johnston, G.H., Ladanyi, B., Sego, D.C. y van Everdingen, R.O. (1988). *Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms*. National Research Council of Canada, Technical Memorandum No. 142, Ottawa, 156 p.
- Hausmann, J., Steinel, H., Kreck, M., Werban, U., Vienken, T. y Dietrich, P. (2013). *Geomorphology* 201, 335-343.
- Loke, M.H., Wilkinson, P.B. y Chambers, J.E. (2010). *Geophysical journal international* 183, 1302-1315.
- Mackay, J.R. (1972). *Annals of the Association of American Geographers* 62(1), 1-22.
- Mackay, J.R. (1979). *Géographie physique et Quaternaire* 33(1), 3-61.
- Mackay, J. (1998). *Géographie physique et Quaternaire* 52(3), 1-53.
- Molina, E. y Pellitero, E. (1982). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 80, 49-56.
- Palacios, D., De Andrés, N., Marcos, J. y Vázquez-Selem, L. (2012). *Geomorphology* 139-140, 67-78.
- Pedraza, J. (1994). En: *Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares: estudios significativos* (M. Simón-Torres, A. Gómez-Ortiz y F. Salvador-Frach, Eds.). Universidad de Granada, 147-164.
- Pollard, W.H. y French, H.M. (2011). *Canadian Journal of Earth Sciences* 21(10), 1073-1081.
- Reynolds, J.M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley & Sons Ltd, 2nd ed., Chichester, UK.
- Ruiz-García, C., Rodríguez-Fernández, L.R. y Pérez-González, A. (1991). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 483 (Segovia) y memoria*. IGME, Madrid, 135 p.
- Schrott, L. y Sass, O. (2008). *Geomorphology* 93, 55-73.
- Seppälä, M. (1986). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 68 (3), 141-147.
- Van Everdingen, R.O. (1998). *Multilanguage glossary of permafrost and related ground-ice terms*. The University of Calgary, Alberta, 159 p.
- Ward, S. (2004). *Encyclopedia of Geomorphology*, Vol I. Routledge, London, 1156 p.
- Washburn, A.L. (1979). *Geocryology*. Edward Arnold, London, 397 p.
- Woolderink, H.A.G. (2014). *Late Weichselian permafrost distribution and degradation. A pingo based reconstruction for the Netherlands*. PhD Dissertation Thesis, Utrecht University, 84 p.
- Zuidhoff, F.S. y Kolstrup, E. (2005). *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 37(1), 49-60.

Caracterización de unidades de progradación litoral mediante georradar: la playa de Carchuna (Granada, SE de España)

Characterization of progradational units in a coastal plain using ground-penetrating radar: Carchuna Beach (Granada SE Spain)

Javier Rey¹, Julián Martínez², M^a Carmen Hidalgo¹, Rosendo Mendoza² y M^a José Campos¹

¹Dpto. de Geología. EPS de Linares, Universidad de Jaén. Campus Científico Tecnológico, 23700 Linares, Jaén. jrey@ujaen.es; chidalgo@ujaen.es; mjcampos@ujaen.es

²Dpto. de Ingeniería Mecánica y Minera. EPS de Linares, Universidad de Jaén. Campus Científico Tecnológico, 23700 Linares, Jaén. jmartine@ujaen.es; rmendoza@ujaen.es

ABSTRACT

This paper analyses the internal structures of the progradational units developed in Carchuna Beach (Granada, SE Spain) after the maximum Holocene transgression. Geophysical prospecting techniques have been used, in particular ground-penetrating radar, with 100 and 250 MHz shielded antennas. The limitation of the method in penetration depth has been conditioned by the position of the water table (which attenuates the signal) and the saturation in seawater of the sediments at the shoreline (which prevents the penetration of the electromagnetic wave). The study has allowed us to detect typical sedimentary structures of progradation of coastal dunes towards the SE, linked to a regressive pulse. Laminations associated with foreset and topset were identified. In the area closest to the shoreline, laminations sloping towards the sea appear, characterizing the actual foreshore area.

Key-words: coastal plain, progradational units, Ground Penetrating Radar, Holocene, Carchuna.

Geogaceta, 67 (2020), 95-98
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Al sur de la península Ibérica, el máximo de la transgresión holocena se registró hace unos 6500 años (Zazo *et al.*, 2008; Rodríguez-Ramírez *et al.* 2015). A partir de ese momento, las oscilaciones del nivel del mar fueron mínimas, manteniéndose próximo al actual (Zazo *et al.*, 1998, 2008). En zonas con una pequeña tendencia a la elevación y un aporte adecuado de sedimentos, se inició el desarrollo de dos fases de progradación costera, caracterizadas por la formación de flechas litorales, separadas por un hiato erosivo, cuya datación lo sitúa hace unos 2400 años (Zazo *et al.*, 1994, 1998). Existen estudios de sismica de alta resolución en los que se intenta correlacionar estas unidades de progradación de la llanura costera con cuñas progradantes en la zona infralitoral (Fernández Salas *et al.*, 2009).

La playa de Carchuna, en la provincia de Granada, ha sido uno de los aflora-

mientos en los que se han centrado las investigaciones de estas flechas litorales o unidades de progradación de la llanura costera (Lario *et al.*, 1999; Ortega-Sánchez *et al.*, 2002; 2014; Fernández-Salas *et al.*, 2009). Esta playa tiene unos 4 km de longitud y está limitada al oeste por el cabo Sacratif y al este por la punta de Cerro Gordo (Fig.1a).

Geológicamente en el sector se diferencian dos conjuntos: un basamento metamórfico infrayacente y la cobertera sedimentaria que constituye la actual llanura costera. El basamento metamórfico forma parte del Complejo Alpujárride de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas y está constituido por esquistos paleozoicos, filitas permotriásicas y mármoles triásicos (Aldaya, 1981). A su vez, en los sedimentos detríticos de la llanura costera, se diferencian dos unidades. Por un lado, los depósitos conglomeráticos cartografiados en la zona norte y en el fondo de los barrancos (Fig. 1a), que se

RESUMEN

En este trabajo se analizan las estructuras internas de los cordones litorales desarrollados en la playa de Carchuna (Granada, SE de España) tras el máximo transgresivo del Holoceno. Para ello se han utilizado técnicas geofísicas, en concreto georradar, con antenas apantalladas de 100 y 250 MHz. La limitación del método en profundidad ha estado condicionada tanto por la posición del nivel freático (que atenúa la señal) como por la saturación en agua salada en los sedimentos de la línea de costa (que impide la penetración de la onda electromagnética). El estudio ha permitido detectar estructuras sedimentarias típicas de progradación de dunas costeras hacia el SE, en relación con un pulso regresivo. Se interpretan laminaciones asociadas al foreset y al topset. En la zona más próxima a la orilla aparecen laminaciones inclinadas hacia el mar, propias de la zona del foreshore actual.

Palabras clave: llanura costera, unidades de progradación, georradar, Holocene, Carchuna.

Fecha de recepción: 27/03/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

interpretan como depósitos aluviales de edad Pleistoceno-Holoceno medio (Aldaya, 1981). Por otro lado, al sur, en la zona litoral, existen facies de arenas y gravas de edad holocena que se asociarían a unidades de progradación de la llanura costera (Lario *et al.*, 1999; Fernández-Salas *et al.*, 2009). A partir de la fotointerpretación y de dataciones de ¹⁴C, Zazo *et al.* (1994) consideran que estas estructuras se generaron con posterioridad al máximo transgresivo del Holoceno, señalando además hasta cuatro unidades progradantes, separadas entre sí por episodios erosivos.

Una de las particularidades de esta playa es la de no estar asociada a la desembocadura de ríos con tasas significativas de aportes. Por el contrario, el aporte sedimentario se relaciona con la deriva litoral regional hacia el oeste-suroeste desde el río Adra (Lario *et al.*, 1999). Otra de las particularidades a destacar de esta playa es la barrera que forma el cabo Sacratif, que condiciona la

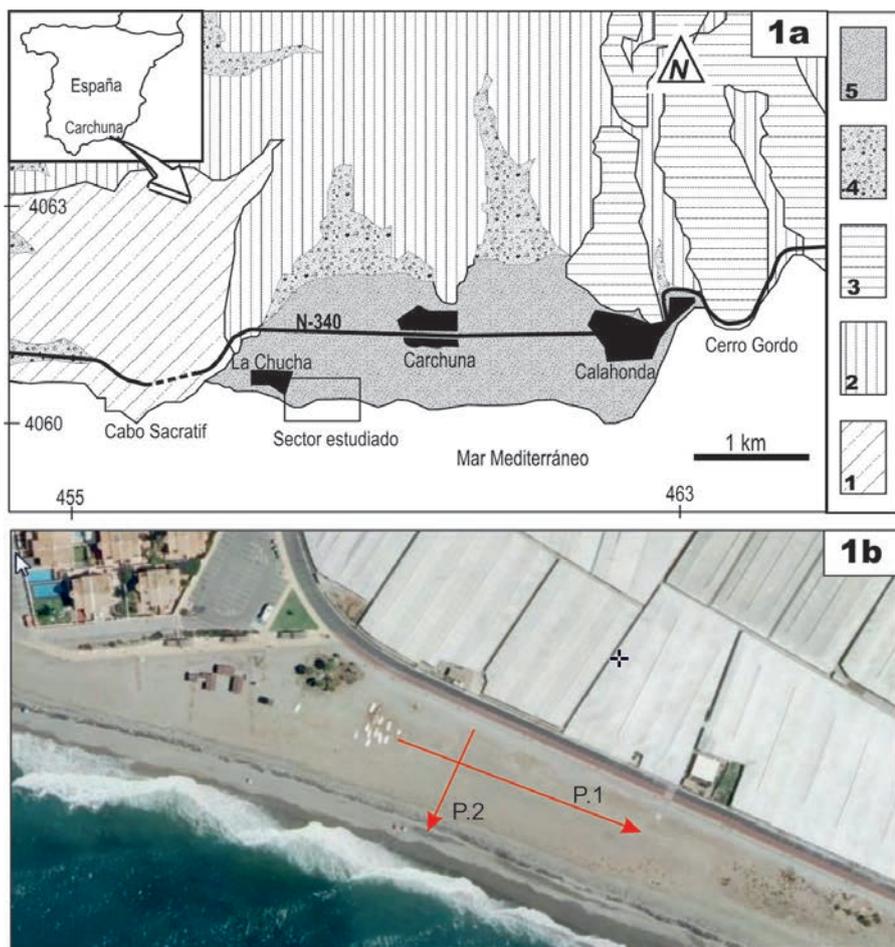


Fig. 1.- a) Localización geológica del sector estudiado (basado en Aldaya, 1981). 1. Esquistos y cuarcitas paleozoicas. 2. Cuarcitas y filitas permotriásicas. 3. Mármoles triásicos. 4. Conglomerados cuaternarios. 5. Arenas y gravas cuaternarias. b) Localización de los perfiles de GPR representados en la figura 3 (P.1 y P.2). Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- a) Geological location of the studied sector (from Aldaya, 1981). 1. Palaeozoic schists and quartzites. 2. Permotriassic quartzites and phyllites. 3. Triassic marbles. 4. Quaternary conglomerates. 5. Quaternary sands and gravels. b) Location of the GPR profiles represented in figure 3 (P.1 and P.2). See color figure in the web.

formación de las unidades de prograda-
ción hacia el este anteriormente men-
cionadas (Lario *et al.*, 1999).

A pesar de los estudios realizados, la
morfología de estos cuerpos no ha po-
dido ser descrita ya que se encuentran
parcialmente cubiertos por depósitos
aluviales. Por ello, en este trabajo se pre-
tende caracterizar la estructura interna
de esta unidad litoral utilizando técnicas
de investigación indirectas, mediante el
georradar (*Ground Penetrating Radar* o
GPR).

Las técnicas de georradar se utilizan
para la caracterización de las estructuras
internas de cuerpos sedimentarios, y en
concreto, para el estudio de campos de
dunas litorales (Nordstrom, *et al.*, 1990;
Bristow *et al.*, 2000; Gómez-Ortiz *et al.*,
2009; Clemmensen y Nielsen, 2010; Mo-
rales *et al.*, 2017).

Material y Métodos

Como método de prospección geofí-
sica se ha utilizado el *Ground Penetra-
ting Radar* (GPR). Este es un método no
destrutivo que se basa en el estudio de
la propagación en el subsuelo de ondas
electromagnéticas de alta frecuencia. La
profundidad de penetración y la resolu-
ción dependerán de las propiedades
eléctricas-magnéticas de los materiales
atravesados, así como de la frecuencia de
la señal electromagnética emitida por la
antena utilizada: si se emplean antenas
de mayor frecuencia, se obtiene más re-
solución y menor profundidad de pene-
tración, y a la inversa al disminuir la fre-
cuencia (Davis y Annan, 1989).

El equipo empleado en este estudio
fue el *RAMAC/GPR system*, modelo Pro-
Ex, fabricado por MALA GEOSCIENCE
[<http://www.malags.com/home>]. La di-

rección de los perfiles ha sido tanto pa-
ralela como perpendicular al litoral (Fig.
1b). En todos los ensayos se han emplea-
do antenas apantalladas, de 100 MHz y
250 MHz (Fig. 2).

Como programa de adquisición
de datos se ha utilizado el *Ground Vi-
sion* [[http://www.ingeadav.fcen.uba.ar/
Curso/prospeccion%20geofisica/Mar-
tingarcia/Georradar/GroundVision%20
Manual.pdf](http://www.ingeadav.fcen.uba.ar/Curso/prospeccion%20geofisica/Martingarcia/Georradar/GroundVision%20Manual.pdf)]. El programa permite elegir,
para cada registro, la configuración de
los parámetros de medida, por lo que se
puede seleccionar la frecuencia de mues-
treo de la antena, la ventana de tiempo
del registro, el número de muestras por
traza o el tiempo cero de registro. Así, se
han utilizado una frecuencia de muestreo
de 1089 MHz y de 2540 MHz (para la an-
tena de 100 MHz y 250 MHz, respectiva-
mente), una ventana de tiempo de regis-
tro de 426,9 – 189,8 ns respectivamente
(512 muestras por traza) y un intervalo
entre cada traza de 0,03 m.

La señal obtenida en campo se ha
procesado mediante el software *Reflexw*
(Sandmeier, 2012). En primer lugar, se ha
realizado el ajuste de tiempo cero en la
llegada de la onda mediante el filtro de
corrección estática "*move starttime*" (9 ns
para la antena de 100 MHz y 12 ns para la
antena de 250 MHz). En el perfil 2 existe
una diferencia de cota entre el inicio
y fin de 1,7 m. La corrección topográfica



Fig. 2.- Obtención de datos en afloramiento mediante antenas apantalladas de 100 MHz (a) y 250 MHz (b). Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Obtaining data at the outcrop using GPR with 100 (a) and 250 MHz (b) shielded antennas. See color figure in the web.

se realizó mediante las opciones "3D-topography" y "topography migration" de dicho programa. Para eliminar el voltaje residual se ha utilizado el filtro "subtract DC shift" y para eliminar la onda directa el "subtract mean" (dewow). Para amplificar la señal se utilizó la opción "automatic gain control". Finalmente se usó el filtro "background removal" para eliminar el ruido de fondo.

La velocidad de las ondas electromagnéticas en estos sedimentos ha podido calcularse mediante dos métodos. El primero experimental, ya que en algunos de los pozos cercanos a la línea de costa (asociados a los invernaderos existentes en la zona) se ha medido la profundidad del nivel freático y el tiempo que tarda la onda en llegar y reflejarse (en el radargrama). Por otro lado, la velocidad se corrobora en la etapa de procesado con el programa Reflexw (option velocity adaptation), mediante el ajuste de las hipérbolas de difracción. Se ha calculado un valor de 0,11 m/s, semejante a los obtenidos sobre dunas litorales en otros sectores (ver, por ejemplo, Gómez-Ortiz et al., 2009).

Resultados y Discusión

En general, los perfiles realizados con antena de 250 MHz visualizan mejor las estructuras internas de los cuerpos sedimentarios que aquellos en los que se

utilizó la de 100 MHz. La profundidad de penetración ha estado condicionada por el nivel freático y, sobre todo, por la saturación de los sedimentos en agua salada. En este sentido, para esta discusión se ha seleccionado uno de los perfiles paralelos a la línea de costa (perfil 1, Fig. 3, con coordenadas U.T.M. de inicio y fin 30S4593464061272 y 30S4594354061239, respectivamente), donde el nivel freático (a unos 3,2 m de profundidad) marca un reflector bajo el cual se debilita y pierde la señal. Por el contrario, el comportamiento de la señal electromagnética es distinto en los perfiles perpendiculares a la línea de costa (ver perfil 2 en la Fig. 3, con coordenadas U.T.M. de inicio y fin 30S4593734061276 y 30S4593594061240, respectivamente). Así, además de la posición del nivel freático en el sector NE, en la proximidad al mar (en el extremo SO), ya en la zona de agua salada, la señal no consigue penetrar en profundidad (perfil 2).

Desde el punto de vista sedimentológico, en el perfil 1 se constata el apilamiento de dos sets planares, de unos 1,5-2 m de potencia cada uno, separados por superficies de reactivación entre láminas de diferente inclinación. En el perfil se detecta una pendiente muy suave a barlovento (stoss side), con inclinaciones mayores en la zona de slipface. En el interior de estas estructuras destaca una estratificación cruzada planar (foreset) de bajo ángulo en el cuerpo que ocupa la

posición inferior y de ángulo algo mayor en el superior, en todos los casos migrando hacia el sureste (Fig. 3). Estas estructuras sedimentarias serían equivalentes a las descritas en sistemas de dunas litorales (Nordstrom et al., 1990; Bristow et al., 2000; Sanjaume et al., 2011). Hacia la parte alta aparecen laminaciones subhorizontales que corresponderían a la zona de topset. En la parte más superficial del perfil son frecuentes las hipérbolas asociadas a las raíces de la cubierta vegetal actual y a la bioturbación superficial. Estos cuerpos se interpretan como flechas litorales (foredunes) progradantes hacia el sureste, descritas en la parte alta del Holoceno, asociadas a un momento regresivo.

En el perfil 2, perpendicular al anterior, no se observa la estratificación cruzada. En la parte alta existe una superficie erosiva. Sobre ella, hacia la línea de costa, se advierte una laminación paralela con una suave inclinación hacia el SO, lo que se interpreta como estructuras sedimentarias asociadas al foreshore actual (Fig. 3).

Conclusiones

Los perfiles GPR realizados con antena apantallada de 250 MHz ofrecen un buen equilibrio entre profundidad de penetración y resolución para estos sedimentos. La técnica permite diferenciar

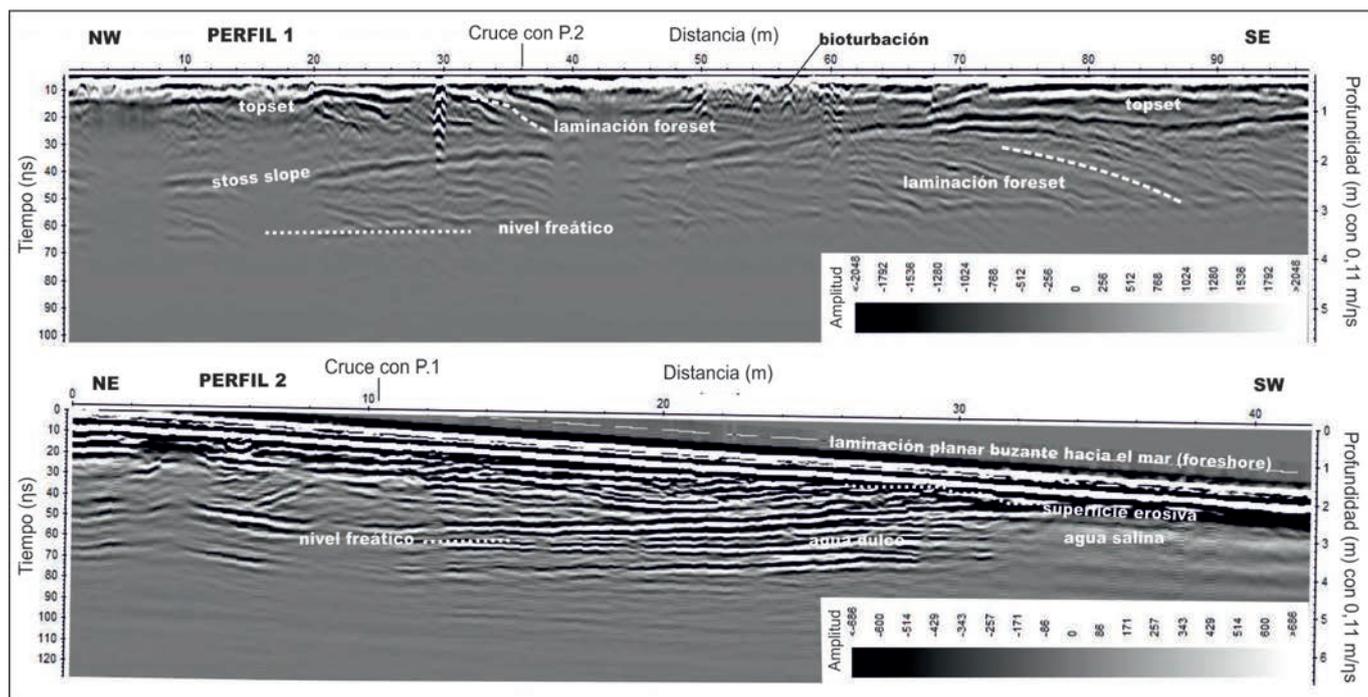


Fig. 3.- Radargramas con antena de 250 MHz, paralelo (perfil 1) y perpendicular a la línea de costa (perfil 2).
 Fig. 3.- Radargrams obtained using a 250 MHz antenna frequency, parallel (profile 1) and perpendicular to the coastline (profile 2).

dos cuerpos sedimentarios, con estratigrafía cruzada planar de bajo ángulo, mirando hacia el sureste y separados por una superficie de reactivación. En ellos se interpreta tanto el *foreset* como el *topset*. Las estructuras sedimentarias son propias de flechas litorales (*foreset*) en un contexto regresivo. Próxima a la línea de costa, la presencia de laminación paralela con buzamiento hacia el mar se asocia al *foreshore* actual.

Por otro lado, el nivel freático se reconoce a unos 3 m de profundidad, lo que coincide con una reflexión presente en todos los perfiles y correlacionable con los datos directos medidos en los pozos existentes en el sector. Además, la presencia de agua salada en los sedimentos próximos a la línea de costa hace que la señal no penetre. Por tanto, el georradar también es una buena herramienta para detectar tanto el nivel freático como las intrusiones salinas en acuíferos someros.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Dr. Manuel Díaz Azpiroz y a los revisores anónimos los comentarios y sugerencias al manuscrito original.

Referencias

- Aldaya, F. (1981). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1056 (Albuñol) y memoria*. IGME, 39 p.
- Bristow, C.S., Chroston, P.N. y Bailey, S.D. (2000). *Sedimentology* 47, 923-944.
- Clemmensen, L.B. y Nielsen, L. (2010). *Sedimentary Geology* 223, 281-290.
- Davis, J.L. y Annan, A.P. (1989). *Geophysical Prospecting* 37, 531-551.
- Fernández-Salas, L.M., Dabrio, C., Goy, J.L., Del Río, V.D., Zazo, C., Lobo, F.J., Sanz, J.L. y Lario, J. (2009). *Geomorphology* 104, 4-11.
- Gómez-Ortiz, D., Martín-Crespo, T., Rodríguez, I., Sánchez, M.J. y Montoya, I. (2009). *Journal of Applied Geophysics* 68, 179-170.
- Lario, J., Zazo, C. y Goy, J.L. (1999). *Estudios Geológicos* 55, 247-250.
- Morales, J.A., Silva, P., Vallejo, I. y Rodríguez, A. (2017). *Geo-Temas* 17, 271-274.
- Nordstrom, K.F., Psuty, N.P. y Carter, R.W.G. (Eds.) (1990). *Coastal dunes: Form and processes*. John Wiley, Chichester, 392 p.
- Ortega-Sánchez, M., Losada, M.A. y Baquerizo, A. (2002). *Marine Geology* 198, 209-223.
- Ortega-Sánchez, M., Lobo, F.J., López-Ruiz, A., Losada, M.A. y Fernández-Salas, L.M. (2014). *Marine Geology* 347, 107-122.
- Rodríguez-Ramírez, A., Pérez-Asensio, J.N., Santos, A., Jiménez-Moreno, G., Villarías-Robles, J.J.R., Mayoral, E., Celestino-Pérez, S., Cerrillo-Cuenca, E., López-Sáez, J.A., León, Á. y Contreras, C. (2015). *Quaternary Research* 83, 24-40.
- Sandmeier, K.J. (2012). REFLEXWVersion 7.0, Program for the processing of seismic, acoustic or electromagnetic reflection, refraction and transmission data. Software Manual. Karlsruhe, Germany.
- Sanjaume, E., Gracia, F.J. y Flor, G. (2011). En: *Las dunas en España*. (E. Sanjaume y F.J. Gracia, Eds.). Sociedad Española de Geomorfología, 13-66.
- Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C., Belluomini, G., Impronta, S., Lario, J., Bardají, T. y Silva, P.G. (1994). *Journal of Coastal Research* 10, 933-945.
- Zazo, C., Dabrio, C., Goy, J.L., Bardají, T., Ghaleb, B., Lario, J., Hoyos, M., Hillaire-Marcel, C.I., Sierro, F., Flores, J.A., Silva, P.G. y Borja, F. (1998). *Geogaceta* 20, 1679-1782.
- Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Lario, J., Cabero, A., Silva, P.G., Bardají, T., Mercier, N., Borja, F. y Roquero, E. (2008). *Quaternary International* 181, 72-87.

Estudio del margen oriental de la península Antártica a partir de datos gravimétricos y magnéticos

Study of the eastern margin of the Antarctic Peninsula based on gravimetric and magnetic data

Carmen Rey-Moral¹, Fernando Bohoyo¹, María Druet¹, Alexander Golynsky² y Jesús Galindo Zaldívar³

¹ Instituto Geológico y Minero de España (IGME). c/ La Calera s/n., 28760, Madrid. Spain c.rey@igme.es; f.bohoyo@igme.es; m.druet@igme.es.

² VNIIOkeangeologia, All-Russian Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean, St.-Petersburg, Russia. sasha@vniio.nw.ru.

³ Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva s/n. Granada. Spain. jgalindo@ugr.es.

ABSTRACT

The Antarctic Peninsula, mainly composed of igneous and metamorphic rocks, was separated from South America during the opening of the Drake Passage from the Oligocene, as part of the Mesozoic-Cenozoic Andean orogenic belt. It was formed by processes related to the subduction of Pacific Ocean floor at its western margin, still active northwards of the Hero fracture zone, where the Bransfield backarc basin was developed. The eastern margin is less known due to its inaccessibility and is described as a continental passive margin gradually in transition to the Weddell Sea ocean floor. The modelling of 2 magnetic and gravimetric profiles shows [1] that the eastern margin of the Antarctic Peninsula depicts a progressively thinning of the upper crust towards the SE, [2] a remarkable sediment thickness changes, and [3] basaltic dikes related to the western edge of the Weddell Sea.

Key-words: Antarctic Peninsula, satellite gravity data, magnetic data, geophysical modelling, crustal structure.

RESUMEN

La península Antártica, constituida fundamentalmente por rocas ígneas y metamórficas, forma parte del cinturón orogénico andino de edad mesozoico-cenozoica, y fue separada de Sudamérica tras la apertura del paso de Drake desde el Oligoceno. La península está formada por procesos relacionados con la subducción de la corteza oceánica del Pacífico en su margen occidental, que aún hoy es activa al NE de la zona de fractura Hero, dando lugar a la formación de la cuenca de trasarco de Bransfield. El margen oriental es el menos conocido por su inaccesibilidad, es de tipo pasivo y se caracteriza por una plataforma continental extensa con un tránsito gradual hacia el dominio oceánico del mar de Weddell. La modelización de 2 perfiles magnéticos y gravimétricos indica [1] que la estructura cortical presenta un adelgazamiento progresivo de la corteza hacia el SE, [2] una gran variación del espesor de sedimentos y [3] la existencia de una zona de diques basálticos asociada al borde occidental del mar de Weddell.

Palabras clave: península Antártica, gravimetría satelital, datos magnéticos, modelación geofísica, estructura cortical.

Geogaceta, 67 (2020), 99-102
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 25/06/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción

La península Antártica (Fig. 1) está constituida fundamentalmente por rocas ígneas y metamórficas, forma parte del cinturón orogénico andino de edad mesozoico-cenozoica y se separó de Sudamérica tras la apertura del paso de Drake que comenzó en el Oligoceno. El margen occidental, de tipo activo convergente, está compartimentado por los procesos de subducción de la corteza oceánica de la antigua placa Phoenix. En el extremo septentrional, y limitada al sur por la zona de fractura Hero, la subducción es aún activa, con una fosa bien desarrollada y la cuenca de trasarco de Bransfield, que separa el bloque continental de las Shetland del Sur de la península. El margen oriental, menos conocido por su inaccesibilidad, es del tipo pasivo y se caracteriza por una plataforma continental extensa con un tránsito gradual hacia el dominio oceánico del mar de Weddell.

La modelización e interpretación conjunta de datos magnéticos y gravimétricos, aéreos y de satélite respectivamente, constituye una de las disciplinas geofísicas básicas para estudiar áreas de difícil acceso o cubiertas de hielo, como es el caso del límite oriental de la península Antártica. La modelización de dos perfiles 2D ha permitido caracterizar la estructura profunda de este margen.

Campos potenciales

El mapa gravimétrico de anomalía de Bouguer (BGI, <http://bgi.omp.obs-mip.fr/data-products/Gravity-Databases/Land-Gravity-data>; Bonvalot *et al.*, 2012) con paso de malla de 3500 m, muestra sobre la península Antártica (PA, Fig. 2A) y el estrecho de Bransfield (EB, Fig. 2A) anomalías gravimétricas de gran amplitud y corta longitud de onda que ponen

de manifiesto la compleja estructuración del margen occidental de la península Antártica. Sobre la PA la presencia de un gran casquete de hielo genera anomalías gravimétricas de gran amplitud (100-150 mGal) y longitud de onda de 40-60 km. Hacia el este y sureste, los bajos gradientes en las anomalías gravimétricas muestran una transición gradual hacia el dominio oceánico del mar de Weddell (MW).

El mapa de anomalías magnéticas del campo magnético total (ADMAP-1, Golynsky *et al.*, 2001), con un paso de malla de 2000 m, muestra las dos ramas de la Anomalía del Margen Pacífico (Pacific Margin Anomaly, PMA), situándose la más meridional entre el estrecho de Bransfield y la península Antártica (EB y PA, Fig. 2B) marcando el valor de anomalía magnética más elevado de toda la zona (~300 nT). Sobre el mar de Weddell (MW, Fig. 2B) se observa una

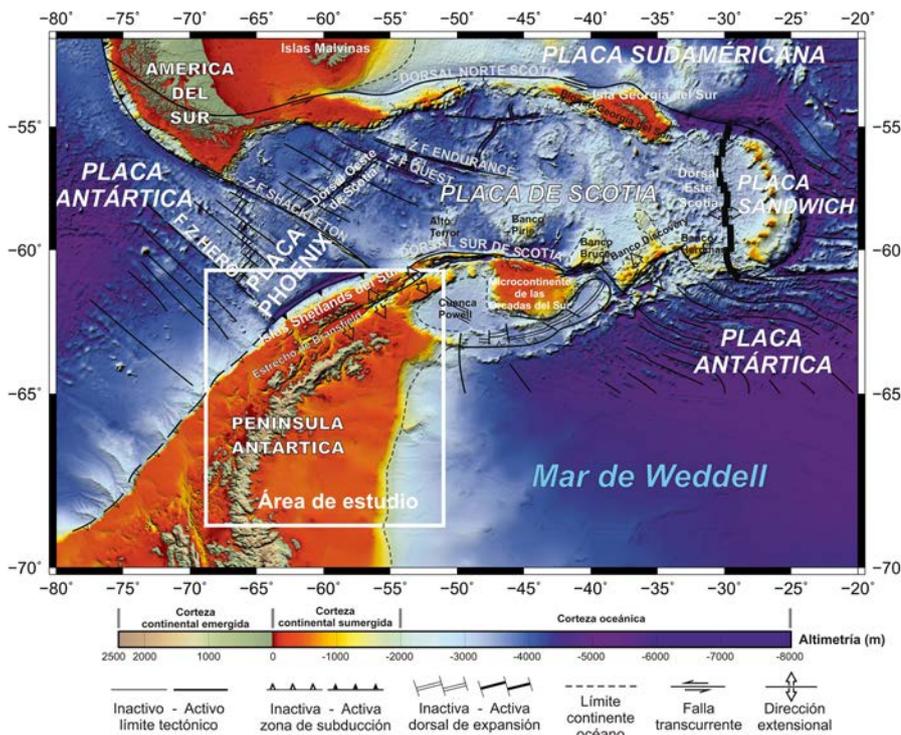


Fig. 1.- Contexto geográfico de la península Antártica. Ver figura en color en la web.
 Fig. 1.- Geographic setting for the Antarctic Peninsula. See color figure in the web.

zona de baja señal magnética seguida de un alto magnético marginal (AMM, Fig. 2B) que refleja la presencia de rocas magnéticas y un posible alto del basamento. Además, en el sector suroriental

se intuyen anomalías magnéticas que podrían estar relacionadas con la apertura del fondo oceánico (LaBrecque y Ghidella, 1997).

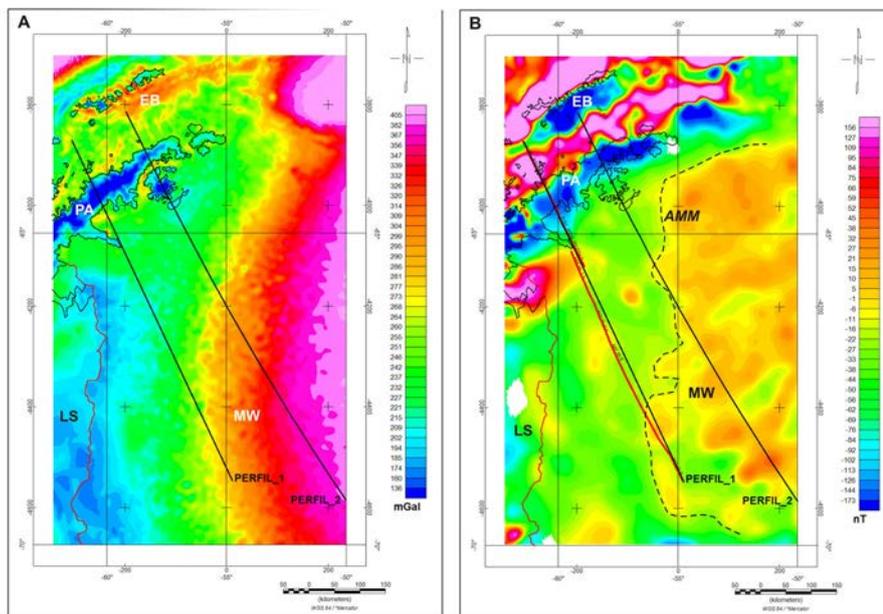


Fig. 2.- A) Anomalia de Bouguer y B) anomalia magnética del margen oriental de la península Antártica. Se superpone la traza de los dos perfiles modelizados. En trazo negro continuo la línea de costa de la península Antártica, islas Shetlands y el límite de la banquisa de hielo Larsen (LS, en rojo). En el mapa de anomalia magnética (B) se señala la línea de vuelo magnético utilizada en la modelización del perfil 1, línea roja (Golynsky, A., com. personal). PA: península Antártica; EB: estrecho Bransfield; MW: mar de Weddell. AMM: alto magnético marginal. Ver figura en color en la web.
 Fig. 2.- A) Bouguer and B) magnetic anomaly of the eastern margin of the Antarctic Peninsula. The coastline of the Antarctic Peninsula and Shetlands Islands is overly in black and Larsen shelf in red (LS). In the magnetic anomaly map (B) it is marked the airborne magnetic line (in red) used during modelling of P1 (Golynsky, A., personal com.). PA: Antarctic Peninsula; EB: Bransfield Strait; MW: Weddell Sea. AMM: magnetic high. See color figure in the web.

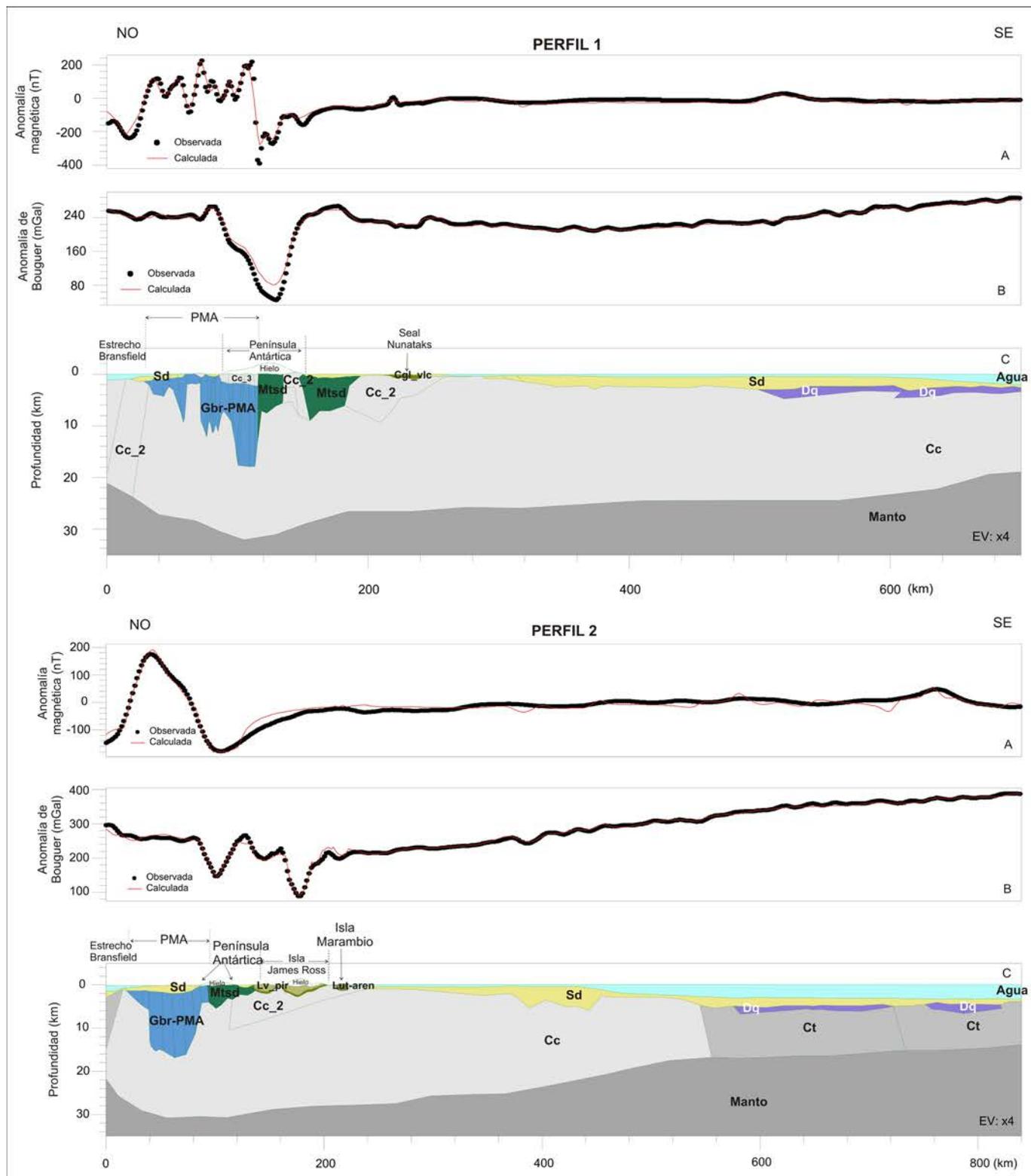
Modelización gravimétrica y magnética

Para la modelización magnética y gravimétrica en 2D (no se han extendido transversalmente debido a la poca información de subsuelo) se ha utilizado el software GM-SYS (Geosoft©). Los datos de anomalía de Bouguer proceden del BGI (Bonvalot *et al.*, 2012), mientras que los datos de anomalía magnética corresponden a las líneas de vuelo A87_9b y ICG1_JKB2b_P5U5Ha (Golynsky, A., com. personal) para el perfil 1 y a los datos de la malla de ADMAP-1 (Golynsky *et al.*, 2001) para el perfil 2. Los valores de densidad y susceptibilidad magnética (tabla en Fig. 3) se han extraído de los trabajos de Yegorova *et al.* (2011), Yegorova y Bakhmutov (2013) y Ferris *et al.* (2000).

El perfil 1, de orientación NNO-SSE (Figs. 2 y 3), muestra una serie de anomalías magnéticas de corta longitud de onda y gran amplitud entre los kilómetros 0 y 120, punto donde alcanza la mayor amplitud (600 nT).

Este importante conjunto de anomalías magnéticas se asocia a la existencia de gabros y otras rocas plutónicas de carácter básico (dioritas, gabros y gabrodioritas, Gbr-PMA en Fig. 3) de la PMA, cuyos valores de susceptibilidad magnética se sitúan entre 0,02 y 0,07 SI.

Estos cuerpos pueden alcanzar una profundidad de 20 km (Yegorova *et al.*, 2011). Entre los kilómetros 100 y 200 del perfil se ha interpretado una unidad de metasedimentos (esquistos y pizarras) de baja susceptibilidad y elevada densidad (Mtsd en Fig. 3). Entre estos cuerpos se modelizan algunos bloques de corteza continental, compuesta por rocas ígneas y metamórficas (de menor densidad) que corresponderían al basamento. A partir del kilómetro 500 del perfil, algunas anomalías magnéticas de pequeña amplitud (20-30 nT) se han interpretado como cuerpos cuya geometría sería una simplificación de un conjunto de diques basálticos (Dq en Fig. 3), que estarían asociados al alto magnético marginal (AMM, Fig. 2B) que adopta la forma de meseta extendida a lo largo de más de 100 km (Ghidella *et al.*, 2013). Por otro lado, el ajuste de los datos de anomalía de Bouguer nos permite especular sobre el límite corteza continental-manto hasta los 32 km de profundidad bajo la península Antártica y con un ligero adelgazamiento hacia el



UNIDAD GEOLÓGICA	DENSIDAD (kg/m ³)	SUSCEPTIBILIDAD (SI)
Hielo	915	0
Agua	1030	0
Sedimentos (Sd)	2300-2500	0,00001
Diques (Dq)	2800-2900	0,05-0,12
Lava-piroclastos (Lv_pir)	2500	0,00001
Lutitas-arenas-areniscas (Lut-aren)	2200	0,00001-0,02
Metasedimentos (Mtsd)	2850-2900	0,00001-0,03
Gabros-PMA (Gbr-PMA)	2800-3000	0,02-0,07
Corteza continental (Cc)	2670	Cc=0,01 Cc_2=0,00001
Corteza de transición (Ct)	2800	0,01-0,02
Manto	3300	0,01

Fig. 3.- Modelo magnético-gravimétrico para los perfiles 1 y 2. A) Valor del campo magnético total (Magnitud: 38254,21 nT; Declinación: 11,12°; Inclinación: -57,21°) con los valores de anomalía observada (puntos) y calculada (línea continua), B) Valor de anomalía de Bouguer observada (puntos) y calculada (línea continua), C) Modelo magnético-gravimétrico. Las propiedades petrofísicas de los cuerpos modelados se describen en la tabla adjunta. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Magnetic and gravimetric modelling of profiles 1 and 2. A) Total magnetic field (Field strength: 38254.21 nT; Declination: 11.12°; Inclination: -57.21°) (observed anomaly, black dots. Calculated anomaly, black line). B) Bouguer anomaly (observed anomaly, black dots. Calculated anomaly, black line). C) Magnetic-gravimetric model. Petrophysical properties are described in the table. See color figure in the web

sureste. Sobre la península Antártica se sitúa un casquete de hielo de hasta 2 km de espesor (Davies *et al.*, 2012), con una densidad de 915 kg/m³. Las variaciones en la anomalía de Bouguer de corta longitud y amplitud de onda a partir del kilómetro 200 se asocian a la variación en el espesor del relleno sedimentario de las cuencas (Sd en Fig. 3) de la plataforma continental.

En el perfil 2, de orientación NNO-SSE y paralelo al anterior (Fig. 3) la importante anomalía magnética está asociada a los gabros de la PMA (Gbr-PMA), mientras que hacia el sureste se han interpretado también como cuerpos caracterizados por la intrusión de diques en buena continuidad con los ya interpretados en el perfil 1. La anomalía de Bouguer aumenta su valor hacia el sureste asociada a la existencia de una corteza de transición más densa (Ct en Fig. 3, 2800 kg/m³) y de menor espesor (apenas alcanza los 10 km en el extremo sureste del perfil). Los mínimos gravimétricos relativos más importantes se asocian a la capa de hielo sobre la península Antártica (kilómetros 80 a 150 en perfil 1 y puntualmente en torno al km 100 y km 180 en el perfil 2, Fig. 3), a los afloramientos volcánicos de la isla James Ross y a las lutitas, arenas y areniscas de Marambio (Montes *et al.*, 2013). La variación en el espesor de los cuerpos sedimentarios (Sd en Fig. 3), de hasta 3 km, tiene su reflejo en las variaciones de pequeña amplitud en la curva de anomalía de Bouguer.

Conclusiones

La modelización magnética y gravimétrica conjunta de dos perfiles sobre la península Antártica y su margen oriental nos ha permitido:

1. Dibujar la geometría en profundidad de las rocas plutónicas de carácter básico (dioritas, gabros y gabrodioritas), que componen la *Pacific Margin Anomaly* (PMA), así como de las islas de James Ross y Marambio.
2. Especular sobre el espesor cortical en el margen oriental, donde apenas existen datos de sísmica. A partir del meridiano -54° O se ha interpretado una corteza de transición (densidad 2800 kg/m³) que se prolongaría más allá de los -50° O.
3. Mostrar las variaciones del espesor sedimentario, alcanzando en algunos lugares hasta 3 km.
4. Interpretar la existencia de una zona de diques basálticos asociados al alto magnético del mar de Weddell.
5. Calcular que el casquete de hielo, de unos 2000 m de espesor, supone una anomalía de ~70-80 mGal.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos TASMANDRAKE CTM2014-60451-C2-1/2 y TASDRACC CTM2017-89711-C2-1/2. Los autores agradecen las correcciones de los revisores que con sus interesantes sugerencias han ayudado a mejorar este artículo.

Referencias

- Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Vales N., Biancale, R., Gabalda, G., Reinquin, F. y Sarrailh, M. (2012). *World Gravity Map*. Commission for the Geological Map of the World. Eds. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris.
- Davies, B.J., Hambrey, M.J., Smellie, J.L., Carrivick, J.L. and Glasser, N.F. (2012). *Quaternary Science Reviews* 31, 30-66.
- Ferris, J.K., Vaughan, A.P.M. y Storey, B.C. (2000). *Earth and Planetary Science Letters* 178, 215-230.
- Ghidella, M.E., Zambrano, O.M., Ferraccioli, F., Lirio, J.M., Zakrajsek, A.F., Jordan, T.A. y Ferris, J. (2013). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70 (4), 564-576.
- Golynsky, A.V., Morris, P., von Frese, R. y el grupo ADMAP (2001). *ADMAP - Magnetic anomaly map of the Antarctic, 1:10.000.000 scale map*. BAS (Misc) 10. Cambridge, British Antarctic Survey.
- LaBrecque, J.L. y Ghidella, M.E. (1997). *Journal of Geophysical Research* 102, 7929-7946.
- Montes, M., Nozal, F., Santillana, S., Marensi, S. y Olivero, E. (2013). *Mapa Geológico de la isla de Marambio (Seymour) 1:20.000. 1ª edición. Serie Cartográfica Geocientífica Antártica. Con texto complementario*. Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino.
- Yegorova, T. y Bakhmutov, V. (2013). *Tectonophysics* 585, 77-89.
- Yegorova, T., Bakhmutov, V., Janik, T. y Grad, M. (2011). *Geophysical Journal International* 184, 90-110.

Nuevos datos gravimétricos en los Pirineos Centrales (NE de España)

New gravity data in the Central Pyrenees (NE Spain)

Concepción Ayala¹, Félix M. Rubio², Carmen Rey-Moral², Emilio L. Pueyo³, Pilar Clariana³, Ruth Soto³, Antonio M. Casas⁴, Teresa Román-Berdiel⁴ y Joan Martí⁵

¹ IGME, C/ La Calera s/n, 28760, Madrid, actualmente científica titular de estancia en el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera-CSIC, C/ Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028, c.ayala@igme.es

² IGME, C/ La Calera s/n, 28760, Madrid, fm.rubio@igme.es, c.rey@igme.es

³ IGME – Unidad de Zaragoza, Zaragoza y Unidad Asociada en Ciencias de la Tierra IGME/Universidad de Zaragoza, Universidad de aragoza, Zaragoza, unaim@igme.es, p.clariana@igme.es, r.soto@igme.es

⁴ Geotransfer Research Group (IUCA), Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain y Unidad Asociada en Ciencias de la Tierra IGME/Universidad de Zaragoza, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, acasas@unizar.es, mtdjrb@unizar.es

⁵ Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera-CSIC, C/ Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona, joan.marti@ictja.csic.es

ABSTRACT

The GeoPiri3D project aims to characterize the geometry and kinematics of the Permo-Carboniferous batholiths of the Central Pyrenees through a combination of potential fields and structural data. During 2018 we have acquired 824 new gravity stations and 186 rock samples. The gravity data were processed and integrated into the IGME database and a new Bouguer anomaly was calculated. The two main granite bodies (La Maladeta and Andorra-Mount Louis) provide different gravimetric responses. The anomaly on the La Maladeta granite outcrop presents a zonation with small variations in its amplitude. The petrophysical data provide an average density of ca. 2.6 g/cm³, which is consistent with its granodioritic composition. The outcrop of the Andorra-Mount Louis pluton is characterized by a relative minimum, suggesting a dominant granitic composition. In addition, the minimum extends in an oblique NE direction indicating that part of the pluton is buried. The relative minimum to the SW of La Maladeta is probably linked to accumulations of Triassic evaporites.

Key-words: gravity, petrophysics, batholiths, Pyrenees.

RESUMEN

El proyecto GeoPiri3D tiene como objetivo caracterizar la geometría y la cinemática de los batolitos permo-carboníferos del Pirineo Central por medio de una combinación de campos potenciales y de datos estructurales. Durante 2018 se han adquirido 824 nuevas estaciones de gravedad y 186 muestras de roca. Los datos de gravedad se han procesado e integrado en la base de datos del IGME y se ha calculado un nuevo mapa de anomalías de Bouguer. Los dos cuerpos graníticos principales (La Maladeta y Andorra-Mount Louis) proporcionan diferentes respuestas gravimétricas. La anomalía sobre el afloramiento de granito de La Maladeta presenta pequeñas variaciones en su amplitud que se asocian con cambios de facies. Los datos petrofísicos proporcionan una densidad media de ca. 2,6 g/cm³ que son consistentes con su composición, predominantemente granodiorítica. El afloramiento del plutón de Mount Louis-Andorra se caracteriza por un mínimo relativo, lo que sugiere una composición predominantemente granítica (aún no se tienen resultados de las medidas de densidad). Además, el mínimo se extiende en dirección NE, lo que sugiere que parte del plutón está enterrado. El mínimo relativo al SO del granito de La Maladeta probablemente está relacionado con las acumulaciones de evaporitas triásicas.

Palabras clave: gravimetría, petrofísica, batolitos, Pirineos.

Geogaceta, 67 (2020), 103-106
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 27/06/2019

Fecha de revisión: 17/10/2019

Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción

El magmatismo permo-carbonífero postorogénico de los Pirineos Centrales generó una gran cantidad de rocas intrusivas y volcánicas de composición calco-alcalina. La relación temporal entre estas rocas se ha establecido recientemente a través de dataciones de U-Pb en circones (e.g., Pereira *et al.*, 2014), pero entender cuál era el régimen tectónico durante su emplazamiento está bajo discusión. Si bien la ubicación del volcanismo y el em-

plazamiento de las rocas volcánicas estuvieron controladas por la apertura de cuencas de *pull-apart* a lo largo de sistemas de fallas transtensionales y de desgarre, el emplazamiento de los cuerpos granodioríticos y su geometría aún no están bien establecidos.

El proyecto GeoPiri3D tiene como objetivo caracterizar la geometría y la cinemática de los batolitos permo-carboníferos de la Zona Axial del Pirineo Central (Fig. 1), principalmente a partir de datos estructurales y gravimétricos. Las rocas ígneas de la

zona de estudio comprenden el complejo granítico de La Maladeta y el granito de Arties al oeste, el granito de Andorra-Mount Louis al este y las rocas volcanoclásticas estefano-pérmicas que afloran al sur del sector estudiado.

La gravimetría, cuando se combina con datos petrofísicos obtenidos de las litologías a modelizar, constituye un método robusto para modelizar las estructuras del subsuelo especialmente cuando no se tienen datos de sísmica (e.g., Ayala *et al.*, 2019).

Las propiedades petrofísicas de las rocas (densidad, susceptibilidad magnética y magnetización remanente natural) son variables de primer orden en la modelización de datos geofísicos de campos potenciales (gravimetría y magnetometría). El flujo de trabajo desarrollado en el IGME en las últimas décadas ha puesto gran énfasis en la adquisición de abundantes datos para la obtención de histogramas robustos que permitan acotar al máximo los valores petrofísicos asignados a los diferentes volúmenes de roca (e.g., Izquierdo-Llavall *et al.*, 2019).

En este trabajo se presentan nuevos datos gravimétricos y petrofísicos adquiridos en la zona de estudio durante el año 2018 y los resultados preliminares de su interpretación en términos geológicos

Zona de estudio

La zona de estudio se localiza en el sector centro-oriental de la Zona Axial y parte de la Zona Surpirenaica, desde el límite entre las provincias de Huesca y Lleida al oeste hasta aproximadamente el río Fresser por el este, los domos gneísicos de Astón y Hospitalet al norte y el cabalgamiento del Montsec por el sur. La Zona Axial se caracteriza por presentar rocas de basamento (desde el Cámbrico hasta el Triásico) y la Zona Surpirenaica rocas de cobertera (desde el Triásico hasta el Cenozoico).

Adquisición y procesado de datos gravimétricos y petrofísicos

Este trabajo ha partido de 2890 estaciones gravimétricas previas de las bases de datos del IGME e Instituto Geológico y Cartográfico de Catalunya (IGCC). Durante el año 2018 se han adquirido 824 nuevas estaciones para aumentar la resolución espacial especialmente en la zona de los granitos. Debido a la difícil orografía de la zona de estudio, con elevaciones por encima de los 2000 m y sin fácil acceso (Fig. 2A), no ha sido posible tener la cobertura homogénea deseada de 1 estación/km². Las medidas se han realizado con tres gravímetros: Scintrex CG5 (63% de las medidas) y un Lacoste & Romberg (25% de las medidas), ambos del IGME, y un Scintrex CG6 (12% de las medidas) del IGCC. Para calibrar las medidas efectuadas por los tres aparatos, 12 estaciones fueron medidas con los tres gravímetros y 25 con el CG5 y L&R. Todas las medidas están referidas a una base de gravedad absoluta del IGN y las medidas obtenidas por los tres gravímetros en un mismo punto son coincidentes.

Las nuevas medidas se han incorporado a las bases de datos institucionales y se ha procedido a recalcular el valor de la anomalía de Bouguer para todos los datos (Fig. 2B). Para ello se han realizado las correcciones de latitud, aire libre, lámina de Bouguer con una densidad de reducción de 2,67 g/cm³ y topográfica utilizando las fórmulas del sistema geo-

désico GRS80. La corrección topográfica se ha calculado hasta 167 km con el *software* Oasis Montaj, que utiliza el método de Nagy (1966) y Kane (1962). La anomalía residual (Fig. 2C) se calculó asumiendo una anomalía regional correspondiente a un polinomio de tercer grado.

Paralelamente se midió la densidad y susceptibilidad magnética de las 186 muestras recogidas en 74 localidades que abarcan todo el rango de edades y litologías que afloran en el área de estudio. Estas medidas se realizaron en los laboratorios del IGME. Las mediciones de densidad se realizan a partir de muestras obtenidas con martillo (0,3 a 0,6 kg) pesándolas en aire y agua. Las precisiones son de 0,02 g/cm³.

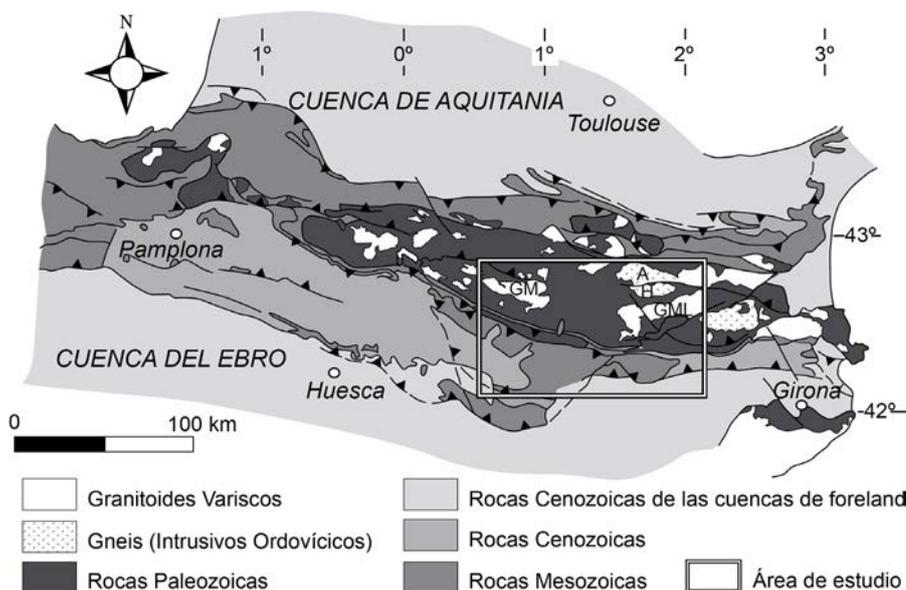


Fig. 1.- Esquema geológico de los Pirineos. La zona de estudio está marcada con el recuadro. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geological sketch of the Pyrenees. The rectangle marks the study area. See color figure in the web.

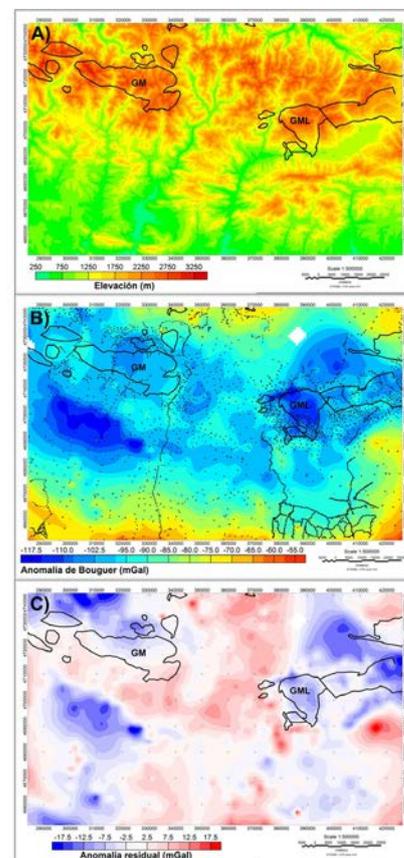


Fig. 2.- A) Modelo digital del terreno de la zona de estudio con la localización de las 824 nuevas estaciones. B) Anomalía de Bouguer con todas las estaciones utilizadas para su cálculo (3714). C) Anomalía de Bouguer residual. Los mapas muestran los contornos de los granitos objeto de estudio (GM: granito de La Maladeta; GML: granito de Andorra-Mount Louis). Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- A) Digital terrain model of the study area with the location of the 824 new stations. B) Bouguer Anomaly with all 3714 stations used in this calculation. C) Residual Bouguer anomaly. The outline of the targeted granites is also displayed (GM: La Maladeta granite; GML: Andorra-Mount Louis granite). See color figure in the web.

Gravimetría

Anomalía de Bouguer

Hasta la fecha, el mapa publicado más reciente de las anomalías de Bouguer es el correspondiente a toda la Península Ibérica (Ayala *et al.*, 2016), con una malla de 2 km x 2 km. El nuevo mapa de anomalías de Bouguer (Fig. 2B) obtenido para este trabajo se ha realizado con una malla de 1 km x 1 km. Se caracteriza por un mínimo relativo elongado de longitud de onda larga que ocupa la mayor parte del mapa con un valor inferior a -100 mGal, que parece continuar hacia el O y se cierra hacia el E presentando en los bordes un gradiente positivo cuyo valor llega a los -65 mGal. Este mínimo estaría asociado con la raíz cortical de los Pirineos (*e.g.*, Torné *et al.*, 2015). A este mínimo se superponen distintos máximos y mínimos relativos de longitud de onda media y corta con amplitudes variables que se asocian con estructuras superficiales.

Los dos cuerpos graníticos principales (La Maladeta y Andorra-Mount Louis) proporcionan diferentes respuestas gravimétricas. La anomalía sobre el afloramiento del granito de La Maladeta presenta variaciones en amplitud de solo 5 mGal, mientras que el afloramiento del plutón de Andorra-Mount Louis se caracteriza por un mínimo relativo cuya amplitud es de 15-20 mGal. Este mínimo relativo se extiende hacia el NE en una zona donde no hay afloramiento.

Anomalía residual

El patrón de las anomalías residuales (Fig. 2C) sugiere una zonación del granito de La Maladeta caracterizada por una sucesión de máximos y mínimos de pequeña amplitud (4-6 mGal), lo que indica una composición bastante heterogénea en profundidad. El mínimo relativo (6-8 mGal) sobre el batolito de Andorra-Mount Louis que se extiende hacia el NE con una amplitud de ca. 10 mGal parece confirmar la hipótesis de que hay una parte de este batolito enterrada. El mínimo relativo, que asociamos a la presencia de evaporitas, es una de las características más prominentes del mapa de anomalías residuales. Su prolongación hacia el S-SE parece indicar que dichas rocas también se extienden en esa dirección.

Mapas derivados

Como paso previo a la modelización, se han obtenido los mapas de las primeras derivadas vertical y gradiente horizontal total de la anomalía gravimétrica residual (Fig. 3). El objetivo es delimitar las principales estructuras en profundidad y asociar las diferentes alineaciones con límites litológicos o fallas no aflorantes así como distinguir la continuación de estructuras que afloran sólo parcialmente.

Los gradientes que se observan son el resultado del contraste de densidad entre las rocas metamórficas y metasedimentarias, el basamento hercínico y las intrusiones graníticas. Dichos gradientes muestran una débil zonificación sobre el batolito de La Maladeta (GM) y su patrón, junto con los valores de la anomalía gravimétrica residual, sugieren un buzamiento hacia el N de un cuerpo de geometría tabular (Clariana *et al.*, 2019). El conjunto de gradientes (líneas negras) alrededor del granito de Andorra-Mount Louis (GML) delimitan claramente el afloramiento y su probable extensión en profundidad hacia el NE en las zonas donde no aflora. Hacia el oeste, los gradientes principales mantienen una tendencia NO-SE que corresponde a las estructuras pirenaicas principales, siendo la más visible (al sur de GM) la que corresponde a las evaporitas triásicas.

Petrofísica: Datos de densidad

Con relación a las medidas de densidad, los datos obtenidos en la zona de estudio (Fig. 4) garantizan un contraste

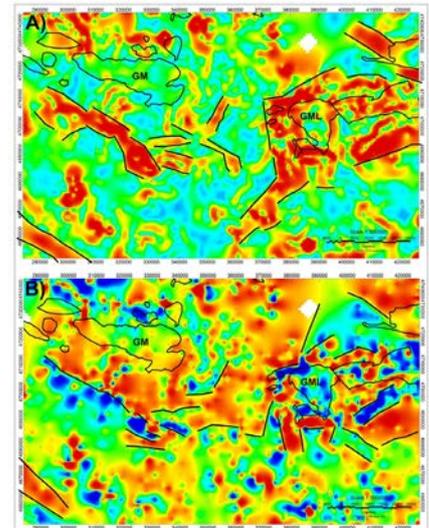


Fig. 3.- A) Derivada horizontal de la anomalía de Bouguer con los lineamientos más relevantes. B) Derivada vertical de la anomalía de Bouguer con los lineamientos más relevantes. Los mapas muestran los contornos de los granitos objeto de estudio. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- A) Horizontal derivative of the Bouguer anomaly with the most relevant lineaments on top. B) Vertical derivative of the Bouguer anomaly with the most relevant lineaments on top. The outline of the targeted granites is also displayed. See color figure in the web.

de densidad suficiente entre las unidades de cobertera (2,51 g/cm³) y el basamento (2,70 g/cm³; Fig. 4) y muy especialmente en los materiales evaporíticos triásicos (≈ 2,0 g/cm³). Finalmente, los valores obtenidos hasta ahora en el granito de La Maladeta oscilan entre 2,52-2,73 con una media de 2,66 g/cm³ (+/-0,009). Estos datos permitirán modelizar con mayor

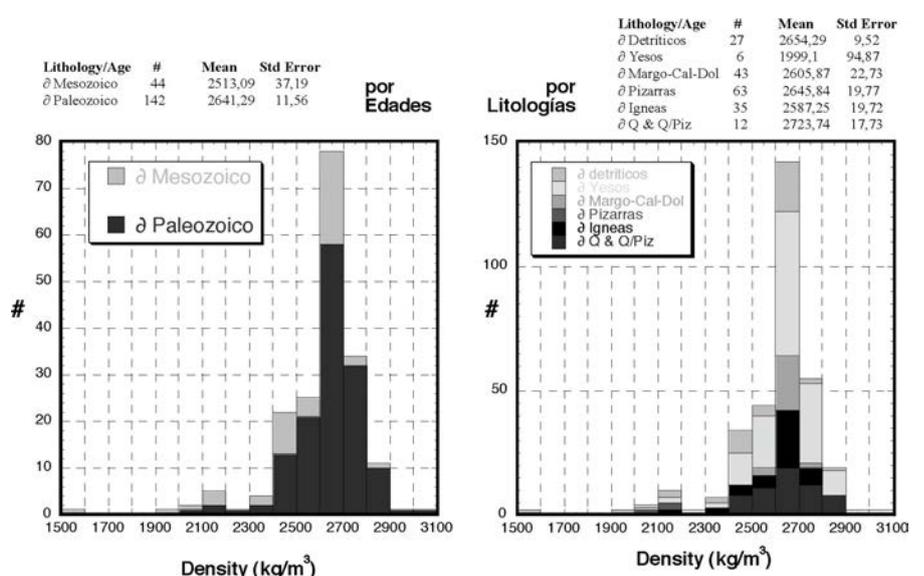


Fig. 4.- Histogramas de densidad por edades y por litologías de las 186 muestras analizadas.
Fig. 4.- Age and lithology density histograms of the 186 samples analyzed.

rigor la señal gravimétrica residual en los cortes compensados realizados y en las cartografías de facies petro/magnéticas de los granitos que se enriquecerán además con BBDD petrofísicas previas (Pueyo *et al.*, 2016; Porquet *et al.*, 2017).

Conclusiones

El mínimo relativo que se observa en la anomalía de Bouguer y también en la anomalía residual hacia el NE del granito de Andorra-Mount Louis se interpreta como parte del granito subaflorante. El mínimo gravimétrico relativo situado al SO de La Maladeta se interpreta como la respuesta gravimétrica de acumulaciones evaporíticas triásicas (baja densidad) en el subsuelo, cuyos afloramientos son escasos. El contexto geológico hace descartar la presencia de otros cuerpos graníticos (Clariana *et al.*, 2019).

El presente estudio sugiere que el uso en los Pirineos Centrales de gravimetría junto con datos de petrofísica constituye una herramienta muy prometedora para obtener modelos 2D y 3D, que permitan definir la geometría y propiedades físicas de los granitos y su encajante, y aportar nueva información que permita estable-

cer los controles tectónicos sobre el emplazamiento de los plutones y su relación con el vulcanismo.

Agradecimientos

Este trabajo se ha financiado con el proyecto CGL2017-84901-C2-2-P del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades. El flujo de trabajo es un desarrollo metodológico que también forma parte de los trabajos del proyecto ERANET-GeoE.171.005 (3DGEO-NEU). Intrepid Geophysics nos ha proporcionado el software para calcular la corrección topográfica de los datos gravimétricos.

Agradecemos al Dr. Díaz Azpiroz (Editor) y a un revisor anónimo sus comentarios y correcciones que han servido para mejorar el manuscrito.

Referencias

Ayala, C., Bohoyo, F., Maestro, A., Reguera, M.I., Torné, M., Rubio, F., Fernández, M. y García-Lobón, J.L. (2016). *Journal of Maps* 12-5, 1089-1092.

Ayala, C., Rubio F.M., Rey-Moral, C., Reguera M.I. y Biete, C. (2019). *Geophysical Prospecting* 67, 580-594.

Clariana, P., Soto, R., Ayala, C., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcía, B., Beamud, E., Rey, C. y Rubio, F. (2019). En: *EGU General Assembly 2019*, 21, EGU2019-8956.

Izquierdo-Llavall, E., Ayala, C., Pueyo, E.L., Casas, A.M., Oliva-Urcía, B., Rubio, F.M., Rodríguez-Pintó, A., Rey-Moral, C., Mediato, J.F. y García-Crespo, J. (2019). *Tectonics* 37, 2934-2960.

Kane, M.F. (1962). *Geophysics* 27, 455-462.

Nagy, D. (1966). *Geophysics* 31, 362-371.

Pereira, M.F., Castro, A., Chichorro, M., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J., Martí, J. y Rodríguez, C. (2014). *Gondwana Research* 25, 290-308.

Porquet, M., Pueyo, E.L., Román-Berdiel, T., Olivier, P., Longares, L. A., Cuevas, J., Ramajo, J. y The Geokin3DPyr working group (2017). *Journal of Maps* 13, 438-448.

Pueyo, E.L., Izquierdo-Llavall, E., Rodríguez-Pintó, A., Rey-Moral, C., Oliva-Urcía, B., Casas, A.M., Calvín, P., Ayala, C., Ramajo, J., del Río, P., Rubio, F.M. y García-Lobón, J.L. (2016). *Journal of Maps* 12, 836-844.

Torné, M., Fernández, M., Vergés, J., Ayala, C., Salas, M.C., Jiménez-Munt, I., Buffett, G.G. y Díaz, J. (2015). *Tectonophysics* 663, 419-433.

Aspectos geológicos en la Historia del Reino de Quito en la América Meridional (1844), de Juan de Velasco

Geological questions in Juan de Velasco's History of the Kingdom of Quito in South America (1844)

Miguel León Garrido

¹Agencia de Medio Ambiente y Agua de Andalucía, C/ Johan Gutemberg, 1, Isla de la Cartuja, 41092-Sevilla. milega64@hotmail.com

ABSTRACT

This work analyzes the geological aspects of the jesuit Juan de Velasco's (1727-1792) *History of the Kingdom of Quito in South America (1844)*. Velasco, during his religious labour in Latin America, collected valuable data about vulcanism, minerals, rocks and fossils in the actual Ecuadorian Republic. The author follows the interpretive schemata of Aristotelian natural philosophy, neoplatonic organicism and divine providentialism, although he carried out a series of reflections on the origin and evolution of the Earth or the origin of some ecuadorian fossils that anticipates the Actualism, Uniformitarianism or the theory of Natural Selection. The mixture of such "moderns" and "oldies" elements in Velasco's work is a key factor to keep in mind when dealing with studies on history of Geology at the end of the Modern Age.

Key-words: Juan de Velasco, *History of the Kingdom of Quito in South America*, Geology, Latin America.

RESUMEN

Este trabajo analiza los aspectos geológicos presentes en la *Historia del Reino de Quito en la América Meridional (1844)* del jesuita Juan de Velasco (1727-1792). Velasco, con motivo de su actividad misionera y docente, recogió datos muy interesantes sobre la vulcanología, mineralogía y petrología en un territorio que hoy es la actual República del Ecuador. El autor sigue los esquemas interpretativos de la filosofía natural aristotélica, organicismo neoplatónico y del providencialismo divino, aunque lleva a cabo una serie de reflexiones sobre la dinámica geológica o los orígenes de los fósiles de la región que pueden considerarse adelantadas para su época, anticipándose a planteamientos que luego desarrollarían el Actualismo, el Uniformitarismo o la teoría de la Selección Natural. La mezcla de tales elementos "modernos" y "antiguos" en la obra de Velasco es un factor clave a tener en cuenta al abordar los estudios sobre historia de la Geología a finales de la Edad Moderna.

Palabras clave: Juan de Velasco, *Historia del Reino de Quito en la América Meridional*, Geología, Hispanoamérica.

Geogaceta, 67 (2020), 107-110
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 18/03/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción

Desde su llegada al Nuevo Mundo a mediados de la segunda mitad del siglo XVI hasta su expulsión en el año 1767, los jesuitas desarrollaron una intensa labor evangelizadora, cultural y científica, que se plasmó, entre otras, en una serie de historias naturales en donde los aspectos geológicos ocuparon un lugar destacado. Sin ánimo de exhaustividad se pueden citar la *Historia Natural y Moral de las Indias* (1590), de José de Acosta (1540-1600), la *Historia del Nuevo Mundo* (1653) de Bernabé Cobo (1580-1659), la *Histórica relación del Reyno de Chile* (1646) de Alonso de Ovalle (1603-1651), la *Historia general del Reyno de Chile, Flandes Indiano* (1674) de Diego Rosales (1601-1677), la *Historia Natural y Crónica de la antigua California* (1973) de Miguel del Barco (1706-1790), el *Paraguay natural ilustrado* (1771) de José Sánchez Labrador (1717-1798), la *Historia Antigua de México y de su conquista* (1844) de Francisco Javier Clavijero (1731-1787) o el *Ensayo sobre la*

Historia Natural de Chile (1987) de Juan Ignacio Molina (1740-1829). El propósito de este trabajo consiste en analizar los contenidos referentes a diversos aspectos geológicos que se hallan presentes en la obra *Historia del Reino de Quito en la América Meridional*, del jesuita Juan de Velasco (1727-1791) y poner de relieve cual fue su contribución a la historia de la Geología en el actual Ecuador. Además, se intentará contextualizar sus descubrimientos en el panorama de los diversos paradigmas sobre las Ciencias de la Tierra, dominantes tanto en el mundo americano como el europeo a finales del siglo XVIII.

Juan de Velasco y la Historia del Reino de Quito. Marco científico y cultural de su obra.

El jesuita Juan de Velasco (1727-1792) nació en Riobamba (actual Colombia). Tras ingresar en la orden ignaciana desarrolló su labor evangelizadora en el sur de lo que hoy es el Ecuador. Fue profesor de Física y Matemáticas en el Colegio de

Popayán (Colombia) y en la Universidad de San Marcos (Lima). Tras la expulsión de los jesuitas por Carlos III en 1767 se exilió en Faenza (Italia), en donde escribió su *Historia del Reyno de Quito*, que abarca una región que corresponde aproximadamente con el actual Ecuador junto con diversas regiones de Perú y Colombia. La obra, finalizada en 1789, no fue publicada hasta 1844. Su obra se inserta en la controversia sobre la supuesta inferioridad de la naturaleza americana respecto a la europea, promovida durante el siglo XVIII por, entre otros, el naturalista George Louis Leclerc, conde de Buffon (1707-1788) en su *Histoire naturelle* (1749). Varios jesuitas fueron los que llevaron el peso de la defensa del Nuevo Mundo, el mexicano Clavijero, el argentino Francisco Javier Iturri (1738-1822), el chileno Molina, y el propio Velasco, así como algún laico, caso del médico peruano José Hipólito Unanue (1753-1833). La *Historia del Reino de Quito* menciona a estos jesuitas y a otros científicos y exploradores como Buffon, Nicolás Lémery (1645-1715), Antonio de Ulloa (1716-1795)

o Charles Marie de La Condamine (1701-1774). Velasco además utilizó en muchos casos su propia experiencia, así como el testimonio de miembros de su orden que desarrollaron su tarea misionera en la selva (Méndez Bonito, 2005: 242 y ss.). La obra original constaba de tres tomos: Historia Natural, Historia Antigua e Historia Moderna. La Historia Natural estaba compuesta por cuatro libros. Los aspectos geológicos se incluyen en varios capítulos del libro primero, *Situación, estructura material, clima, montes, ríos, lagos, puertos y Reino Mineral, y del libro cuarto, Reino racional* (Tabla I).

Contenidos	Localización
Origen y edad de la Tierra	Tomo I, Libro IV, caps. 1º y 2º.
Volcanes	Tomo I, Libro I, cap. 2º
Minerales y rocas	Tomo I, Libro I, cap. 9º
Paleontología	Tomo I, Libro I, caps. 5º y 6º.

Tabla I.- Aspectos geológicos en la Historia del Reino de Quito (1844), de Juan de Velasco.
Table I.- Geological aspects in Velasco's History of the Kingdom of Quito (1844)

Antes de abordar el estudio de su obra conviene, siquiera sucintamente, hacer una referencia al marco teórico sobre las Ciencias de la Tierra en el que se movió tanto Juan de Velasco, en particular, como la orden jesuita en general durante la Edad Moderna, y que se puede resumir en una mezcla entre cinco tradiciones: 1) la física de raíz aristotélica, tamizada durante la Edad Media por la Escolástica, que explicaba los procesos geológicos como fruto de la interacción de los cuatro elementos, aire, agua, tierra y fuego, y cuatro estados posibles, húmedo, seco, frío y caliente; 2) los modelos organicistas, de raíz neoplatónica, que interpretaban a la Tierra como un ser vivo y tendrán como máximo exponente a otro jesuita, Athanasius Kircher y su *Mundus Subterraneus* (1602-1680); 3) la clasificación de los elementos de la naturaleza en los clásicos Tres Reinos, animal, vegetal y mineral, herencia de Plinio *El Viejo* (s.l.); 4) la consideración del Diluvio Universal como una verdad científica que proviene de la palabra de Dios, con capacidad para modelar el mundo y principal causa de extinción de los seres vivos; y, finalmente, 5) la sujeción a las Sagradas Escrituras, que postula la creación divina de todas las cosas (Capel, 1980; Sequeiros, 2002; Alsina Calvés, 2006). A este marco teórico hay que sumarle aspectos propios de la religiosidad jesuita, como su

interés por las ciencias en general y por la naturaleza en particular, que puede entroncar con el afán del fundador de la Orden, San Ignacio de Loyola, en encontrar a Dios en todas las cosas, así como en la primacía del trabajo apostólico y su preferencia por adentrarse en situaciones y temas de "frontera" (Harris, 1989).

Aspectos geológicos en la Historia del Reino de Quito.

En los siguientes apartados se reseñarán las principales aportaciones de la Historia del Reino de Quito en los diversos campos de la Geología. La exposición comenzará por aquellos aspectos geológicos más generales (origen del mundo y evolución de la Tierra), prosiguiendo por los aspectos relacionados con la geodinámica interna (vulcanología), a continuación con lo relativo a minerales y rocas, y finalmente la paleontología.

Origen del mundo y evolución de la Tierra.

Lo relativo al origen del mundo, el poblamiento de América y la consideración de los fósiles se recoge en el Libro Cuarto o del *Reino racional*. Velasco siguió un enfoque claramente creacionista y diluvista, creía en la existencia de antiguos gigantes en las Américas, aún en una fecha tan tardía como 1789. En el primer capítulo del libro ("Sobre el sistema antdiluviano") Velasco niega vehementemente las cronologías propuestas por Buffon, que postulaba una edad para el planeta de 75000 años, basándose en experimentos de laboratorio, y sigue la cronología bíblica. No obstante, en su postura un tanto "antimoderna" se pueden distinguir algunos aspectos novedosos.

Velasco postuló el surgimiento del mundo tal y como se conocía en aquel momento a partir del Diluvio, un fenómeno que sería universal, llegando a cubrir las cumbres sudamericanas, consideradas hasta entonces como las más elevadas del mundo conocido. Lo original del pensamiento de Velasco reside en que para defender sus argumentos, además de la exégesis bíblica, las tradiciones cristianas y las leyendas americanas, se apoya en sus propias observaciones geológicas. Así, menciona una serie de depósitos horizontales al pie de las cordilleras en la región de Coconuco, en los que un

desprendimiento permitió aflorar lo que llamaríamos hoy una serie estratigráfica. En el capítulo segundo ("Los hombres y animales que se hallaron en América, son descendientes de los que se salvaron en el arca de Noé") comenta: "En aquella como pared, se distinguen de en frente, las diversas deposiciones, o listas paralelas, de que poco a poco se fue formando, siendo unas de diversos colores de tierras, otras de arenas, otras de piedra menuda, y otras de gruesa. Pero no es esto lo más, sino que mezcladas en varias partes y formando en listas enteras otras, se hallan innumerables cuerpos marinos, de mil especies de caracoles, conchas y otros testáceos (...). Se hallan así mismo hojas petrificadas de árboles no conocidos por aquellas partes" (Velasco, 1844: 144).

Siguiendo al jesuita criollo, el fenómeno del Diluvio formaría las grandes cadenas montañosas entre las que, al retirarse las aguas, se irían depositando en primer lugar los materiales más gruesos y luego los más finos. "Yo me imagino que aquellas largas cadenas, que se observan en toda América meridional, de norte a sur, se formaron al irse disminuyendo las aguas (...). De esa manera se irían deponiendo, entre los montes de sólida osatura, más elevados, los materiales más pesados y más gruesos, y finalmente las materias menos pesadas, con deposiciones más lentas. Así se observa naturalmente, como se observan en los crecientes de los ríos, que van deponiendo las materias que llevan, entre las piedras o árboles, llenando los sitios intercalares en líneas paralelas al curso o dirección de las corrientes" (Velasco, 1844: 145). Para Velasco "...las líneas paralelas que muestran lentas deposiciones, como las ya dichas de Coconuco, no puede haberlas formado sino un diluvio general, que cubriese los montes y cordilleras" (Velasco, 1844: 145). Velasco emplea un razonamiento que se podría describir como "actualista" y "uniformitarista", anticipándose en cierta manera a James Hutton (1727-1796) y Charles Lyell (1797-1875) y denota una clara influencia neptunista.

Vulcanología

El capítulo segundo de su primer libro ("Montes y volcanes") aborda lo relativo a los volcanes de la región. Velasco describió doce de ellos, aportando localizaciones precisas, descripciones de su forma, tipo de actividad (hidrotermal, fumarólica, volcánica, sísmica), y aporta fechas de

diversas erupciones volcánicas, así como de sus efectos devastadores, lo que puede constituir un excelente material para los estudios de vulcanología histórica (Tabla II, Velasco, 1844: 7-12). Velasco realizó un estudio puramente descriptivo, sin entrar a fondo en los mecanismos y origen de la actividad eruptiva.

Nombre	Características y episodios eruptivos
Chimborazo	Figura troncocónica. Erupciones en 1532, 1533, 1742, 1743, 1744, 1746, 1766 y 1778
Cotopaxi	Erupciones en 1539, 1577, 1587 y 1660. Pasó de tres puntas a solo dos en 1660.
Purasé	Figura cónica, con actividad hidrotermal y depósitos de azufre.
Rumiñahui	Abundantes cortados con diversas oquedades
Sangai	Emisión permanente de agua y cenizas. Cráter orientado hacia el sur.
Tungurahua	Inactivo, aunque se le atribuyen diversos terremotos, como el de 1646. Figura tronco-piramidal.
Yanahurco	
Carahuaiharazo	El colapso de su cráter asociado al episodio eruptivo de 1699 provocó un terremoto devastador
Pasto	Perenne actividad, aunque poco peligrosa
Saraurco	Dos actividades con "llamas de fuego", con breves actividad hidrotermal
Hahuaca	Volcán inactivo, con el cráter lleno de agua
Quilotoa	Figura troncocónica. Cráter cubierto de agua. Erupción en 1740.

Tabla II.- Volcanes citados en Historia del Reino de Quito (1844), de Juan de Velasco.
Table II.- Volcanoes listed in Velasco's History of the Kingdom of Quito (1844)

Mineralogía y petrología

En el capítulo noveno, dedicado a la "Riqueza natural de los montes o reino mineral" (Velasco, 1844: 26-31), el jesuita elaboró un detallado inventario de los minerales y rocas de la región, si bien no abordó las cuestiones relacionadas con la génesis mineral. La clasificación de Velasco tomó como criterio las propiedades físicas y químicas de cada sustancia: "minerales líquidos" (que a su vez se subdividen en aguas minerales, minerales oleosos y minerales que se encuentran en surgencias o salinas), "minerales té-

reos y semitéreos", "minerales pétreos" y "minerales metálicos". La agrupación de Velasco se aleja del criterio de proporciones entre los cuatro elementos aristotélicos (tierra, agua, fuego, aire), tradicionalmente empleados por otros jesuitas americanos como Bernabé Cobo (León Garrido, 2017: 71-72) y recuerda a la clasificación de los minerales según sus propiedades físico-químicas, como la empleada por Mijhail Lomonosov (1711-1765), que agrupó los minerales en metales, semimetales, combustibles (carbones y petróleos), sales, piedras y tierras, menas, piedras preciosas y piedras medicinales (Valle González y Niño Sacristán, 2011: 14). En total cita unos 70 minerales y rocas diferentes, que son exclusivamente compuestos inorgánicos, a diferencia de tratados anteriores, en los que era frecuente incluir sustancias como piedras bezares o perlas. Por último, presentó numerosas localizaciones de yacimientos, así como una descripción de las propiedades, usos y formas de trabajo de minerales y rocas, que hacen que su obra pueda considerarse el primer tratado de mineralogía topográfica del Ecuador (Tabla III).

Paleontología

Velasco, como muchos de sus antecesores y contemporáneos, consideró como pertenecientes a restos de gigantes las osamentas halladas por exploradores y misioneros. En el capítulo sexto del Libro cuarto ("Si en realidad hubo gigantes en la América y cual pudo ser la época de ellos") llegó a mencionar un famoso hallazgo de gran número de estos huesos en Riobamba en 1735 (Velasco, 1844: 159), en el que se hallarían cuatro mil cuerpos, de los cuales uno llegaría a medir más de ocho varas castellanas (casi siete metros). Velasco no creía que fueran "de hipopótamos, de elefantes o de manmoutes" (Velasco, 1844: 158). Velasco pudo haber tenido noticias durante su exilio de los hallazgos de diferentes huesos de grandes mamíferos en América del Norte llevados a cabo por Etienne Guettard (1715-1786) o Louis Jean Marie Daubenton (1716-1799) a partir de la década de los 50 del siglo XVIII. Estos "gigantes", según Velasco, provendrían del Asia y habrían llegando en barco a Sudamérica, extinguiéndose por falta de descendencia al arribar únicamente varones. Lo original del planteamiento de Velasco surge a la hora de tratar del origen de tales criaturas, al afirmar en el capítulo

Clase	Especies-ejemplos
Minerales líquidos	
"Aguas minerales"	Aguas minerales aluminosas, sulfúreas y marciales, salinas, y petrificantes (tobas y travertinos)
"Minerales líquidos oleosos"	Alquitrán, brea y betún, alumbre, sal y "azufre vivo" o azufre nativo
Téreos, semitéreos y metálicos	
"Téreos y semitéreos"	Arcillas cerámicas (loza), minerales para pintura ordinaria, cal blanca y oscura, yeso "para pintura", yeso "de fábrica" o "pachachi" y talcos cristalinos
"Semimetálicos"	"Azul" (¿azurita?), bermellón (cinabrio), amianto (¿asbesto?), "imán" (¿magnetita?)
Pétreos	
"Piedras ordinarias de fabricar"	Piedra pómez y obsidiana o "piedra del gallinazo"
"Mármoles"	Granito, mármol negro (dos variedades), mármol verde, alabastros rojo y blanco, jaspe azul y negro, Mármoles de las montañas de Nabuco (diez variedades)
"Finas"	Abalorio amarillo (¿ámbar?), amatista, azabache, berilo, carbunco, granate, jacinto, cristal de roca, diamante, esmeralda, ágata, zafiro e "ingaripo" o espejo del inca (piedra artificial)
Minerales metálicos	
"Metales imperfectos o escoria de los metales"	Marcasita, soroche o galena argentífera, antimonio y "platina"
"Metales perfectos"	Hierro o "quillay", plomo o "titi", cobre o "anta", azogue o "chuta cullqui", plata o cullqui, tumbaga o "pucacuri" (aleación de oro y cobre), oro o "curi", estaño o "llambo curi"

Tabla III.- Minerales y rocas en la Historia del Reino de Quito (1844), de Juan de Velasco.
Table III.- Minerals and rocks listed in Velasco's History of the Kingdom of Quito (1844)

sexto del mismo libro ("De qué origen fueron los que poblaron el Perú y Quito"): "Yo creo que los gigantes probablemente no eran tales cuando sus progenitores pasaron del Asia y se establecieron en las islas o en el continente del sur. Yo creo que concurriendo después en alguna parte de estas, las circunstancias del clima, del aire, de los alimentos (...) comenzase alguna familia de estatura común a sobresalir hasta la irregular corpulencia, y creciendo esta mas y mas con el tiempo,

llegase finalmente a formar una raza de perfectos gigantes" (Velasco, 1844: 157). Velasco parece adoptar una postura que admite el "transformismo" de las especies como producto de una cierta "selección natural", basada en el clima y en el aislamiento geográfico. En este sentido, podría considerarse un precursor del evolucionismo al igual que otros jesuitas como Acosta y Kircher (Sequeiros, 2008) o el naturalista aragonés radicado en América Félix de Azara (1742-1821).

Conclusiones

La *Historia del Reino de Quito* de Juan de Velasco contiene valiosas aportaciones al conocimiento de la Geología del Ecuador, en campos como la mineralogía topográfica o la vulcanología histórica. Por otra parte, si bien Velasco se ataña a la estricta ortodoxia católica en campos como el origen y edad de la Tierra y los aspectos relacionados con los fósiles, esto no le impidió plantear una serie de razonamientos que se aproximarían a teorías actualistas, uniformitaristas y en cierto sentido evolucionistas. Esta dualidad entre lo "moderno" y lo "antiguo" se encuentra presente a lo largo de su obra y es un factor a tener en cuenta a la hora

de llevar a cabo investigaciones sobre la historia de la Geología a finales de la Edad Moderna en Europa y América.

Agradecimientos

El autor quiere mostrar su agradecimiento a los dos revisores (Dra. Isabel Rábano y un revisor anónimo) por sus sugerencias y observaciones para mejorar el trabajo y al Dr. Leandro Sequeiros San Román por la atenta revisión del manuscrito.

Referencias

Alsina Calvés, J. (2006). *Historia de la Geología*. Montesinos, Barcelona, 230 p.
 Capel, H. (1980). *Geocrítica* 27-28, 1-91.
 Harris, S.J. (1989). *Science in context* 3, 29-65.
 León Garrido, M. (2017). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 30 (2), 65-78.
 Méndez Bonito, S.N. (2005). En: *El saber de los jesuitas. Historias naturales y el Nuevo Mundo* (L. Millones Figueroa y D. Ledezma, Coords.). Liberoamericana-Vervuert, Madrid, 225-250.
 Sequeiros, L. (2002). *La extinción de las especies biológicas. Construcción de un paradigma científico*. Academia de Ciencias Exactas, Químicas, Físicas y Naturales, Zaragoza, 85 p.

Sequeiros, L. (2008). *Ideas evolucionistas en los siglos XVI y XVII se anticiparon a Darwin. José de Acosta (1640-1600) y Athanasius Kircher (1601-1680), precursores del evolucionismo*. Tendencias de las religiones, 25 de noviembre de 2008. Disponible en: <https://www.tendencias21.net/Ideas-evolucionistas-en-el-XVI-y-XVII-se-anticiparon-a-Darwin-a2770.html> [Consulta 27-8-2017].

Valle González, A. del y Niño Sacristán, M.P. (1993). *Introducción a la sistemática mineral. Nomenclatura y Clasificación Mineral*. Facultad de Ciencias, Universidad de Valladolid. Disponible en: <https://docplayer.es/29348331-Introduccion-a-la-sistemática-mineral-nomenclatura-y-clasificación-mineral-a-del-valle-gonzalez-m-p-nino-sacristan.html> [Consulta 19-12-2016].

Velasco, J. de (1844). *Historia del Reino de Quito en la América Meridional. Tomo I*. Imprenta del Gobierno, Quito, 230 p. Disponible en: <https://ia601905.us.archive.org/10/items/52451836HistoriaDelReinoDeQuitoEnLaAmericaMeridionalVol1/52451836-Historia-del-Reino-de-Quito-en-la-America-Meridional-Vol-1.pdf> [Consulta 19-2-2019].

Geomorfología y evolución geológica reciente del litoral del Parque Nacional Pan de Azúcar (norte de Chile)

Geomorphology and recent geological evolution of Pan de Azúcar National Park coastal sector (northern Chile)

Tatiana Izquierdo^{1,2}, Germán Carrasco², Joaquín Rodríguez Vidal³, Francisco Ruiz³ y Manuel Abad⁴

¹ Instituto de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Universidad de Atacama (IDICTEC-UDA), Avenida Copayapu 485, Copiapó (Chile). tatiana.izquierdo@uda.cl

² Grupo de investigación Recursos Hídricos y Geología del Cuaternario de Atacama, Universidad de Atacama, Avenida Copayapu 485, Copiapó (Chile). german.carrasco@alumnos.uda.cl

³ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, Campus del Carmen, 21007, Huelva (España). j.vidal@dgeo.uhu.es, ruizmu@uhu.es

⁴ Área de Geología, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos, c/Tulipán s/n, 28933 Móstoles, Madrid (España). manuel.abad@urjc.es

ABSTRACT

The geomorphological analysis of the coastal sector of Pan de Azúcar National Park (Chile) allows describing several stages in its recent geological evolution, mainly controlled by the climate, variations in the sea-level and the uplift of the Cordillera de la Costa. The first phases refer to the formation of three generations of marine terraces, while the last stage involves the Present Interglacial, the establishment of the current sea-level, the formation of the Holocene marine cliff and the development of active forms, with predominance of the eolian and fluvial/alluvial processes on this coastal segment of the southern Atacama Desert. For the first time, the occurrence of a low marine terrace that crops out near current sea-level is described in the study area. It has been dated in ~44000 years and associated with the MIS-3 highstand. This age corroborates the beginning of a cycle of accelerated tectonic uplift, with rates of ~ 1 m/ka, recently proposed for northern Chile that would continue until today.

Key-words: geomorphological analysis, marine terrace, tectonic uplift, Atacama Desert, Chile.

RESUMEN

El análisis geomorfológico del borde costero del Parque Nacional de Pan de Azúcar (Chile) permite describir varias etapas en su evolución geológica reciente, principalmente controladas por el clima, las variaciones del nivel del mar y el alzamiento de la Cordillera de la Costa. Las primeras fases se refieren a los episodios de formación de tres generaciones de terrazas marinas, mientras que la última etapa involucra el Presente Interglacial, el establecimiento del nivel del mar actual, la formación del acantilado marino holoceno y el desarrollo de formas activas, con predominio del modelado eólico y fluvial/alluvial sobre este segmento litoral del sur del desierto de Atacama. Se describe, por primera vez en la zona, la formación de una terraza marina baja, aflorante próxima al nivel del mar actual, fechada en ~44000 años, asociada con la alta parada marina del MIS-3. Esta datación corrobora el inicio de un ciclo de levantamiento tectónico acelerado, con tasas de elevación ~1 m/ka, recientemente propuesto para el norte de Chile y que continuaría hasta el presente.

Palabras clave: análisis geomorfológico, terraza marina, levantamiento tectónico, desierto de Atacama, Chile.

Geogaceta, 67 (2020), 111-114
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/06/2019

Fecha de revisión: 17/10/2019

Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción y localización

Los cortejos morfo-sedimentarios pleistocenos y holocenos aflorantes en el sector litoral del Parque Nacional (P.N.) Pan de Azúcar (norte de Chile) manifiestan la evolución geológica reciente de su sector meridional y los principales procesos morfodinámicos que han actuado en esta zona en tiempos geológicos recientes. En su conjunto, la configuración geomorfológica del sector ilustra la compleja interacción que se ha producido entre factores locales y regionales, que han dado lugar a diferentes etapas evolutivas del paisaje del borde costero meridional del desierto de Atacama. El objetivo principal de este estudio es reconstruir la evolución geológica de la franja litoral del P.N. Pan de Azúcar con base en el análisis geomorfológico y con énfasis en la identificación de evidencias de tectónica activa. El área de estudio se localiza

en el borde litoral del sector meridional del P.N. Pan de Azúcar y sus estribaciones hacia el sur (sector costero de las regiones de Antofagasta y Atacama; Fig. 1). La extensión de la zona es de 18 km, delimitándose hacia el interior por los farallones que definen el dominio de la Cordillera de la Costa (1-3 km), en las estribaciones occidentales de la Cordillera de Los Andes. Las características climáticas de la zona están determinadas por la presencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur, y la corriente fría de Humboldt. Estos factores, junto con la compleja topografía de la región, determinan bajas precipitaciones (13 mm/año, serie temporal 1913–2000) con temperaturas medias de 10 °C, máximas de 26,6 °C y mínimas de 2,9 °C (Thompson, 2003).

Desde el punto de vista geodinámico, Chile se caracteriza por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, con una velocidad de

convergencia de aprox. 70 mm/año en dirección ENE (p.ej., Vigny *et al.*, 2009). En este contexto se produce el rápido levantamiento de las costas del norte de Chile desde el Pleistoceno medio (Regard *et al.*, 2010) con una tasa de elevación tectónica estimada de 0,3 m/ka, que parece haberse mantenido constante durante la mayor parte del Pleistoceno medio y superior (Martinod *et al.*, 2016). La geología de la Cordillera de la Costa, en la zona de estudio, se caracteriza por la presencia de un basamento metamórfico de edad paleozoica y diversos cuerpos plutónicos de edad Pérmico-Jurásico (Godoy y Lara, 1998). Estos materiales están afectados por fallas de dirección NO-SE a NNO-SSE. Sobre los anteriores, se disponen mediante inconformidad retazos de formaciones neógenas detríticas y diferentes formaciones superficiales continentales y marinas de edad cuaternaria.

Metodología

Se realiza un análisis geomorfológico, apoyado en observaciones sedimentológicas, abordado desde un punto de vista morfoestructural y morfogenético. Por otro lado, se muestreó, en la terraza marina baja (7,5 m s.n.m.), un ejemplar en posición de vida de *Austromegabalanus*, que fue enviado a los laboratorios del Centro Nacional de Aceleradores de la Universidad de Sevilla (España) para su datación por radiocarbono de ¹⁴C. La fecha fue calibrada mediante el software Calib 7.0 (Stuiver y Reimer, 2013) utilizando Marine/So. Hem. de Hogg *et al.* (2013) y el efecto reservorio indicado por Ortlieb *et al.* (2011).

Análisis geomorfológico

Los relieves principales de la zona corresponden a los cerros de amplia continuidad lateral en dirección N-S, de la Cordillera de la Costa, que alcanzan cotas próximas a los 500 m s.n.m. Este relieve se ve interrumpido únicamente por quebradas transversales encajadas sobre el sustrato ígneo y metamórfico (Fig. 1).

En toda la zona se diferencia un único dominio morfo-estructural delimitado en su extremo oriental por los farallones costeros, que registran las fluctuaciones glacio-eustáticas pleistocenas y el levantamiento tectónico continuado que ha experimentado la zona durante el Cuaternario (p. ej., Martinod *et al.* 2016). El levantamiento tectónico reciente en las formas modeladas sobre el basamento rocoso se reconoce por la presencia de valles colgados activos, con un marcado desnivel con respecto al nivel de base marino actual (100 y 200 m) y una fuerte inflexión o ruptura en su perfil longitudinal.

Las formas eólicas se refieren a mantos eólicos indiferenciados, con escasa formación de dunas y montículos vegetados. Se distribuyen extensamente a lo largo de la zona, preferentemente cerca del litoral. Son formas muy activas que cubren las formas aluviales y el sustrato rocoso, llegando a remontar el relieve y alcanzar cotas muy elevadas. Hacia el extremo sur se extiende un campo de dunas transversales, de escasa altura, que recubre buena parte de la llanura litoral.

Las formas fluviales mejor representadas son las incisiones lineales que se distribuyen a lo largo de toda la zona de

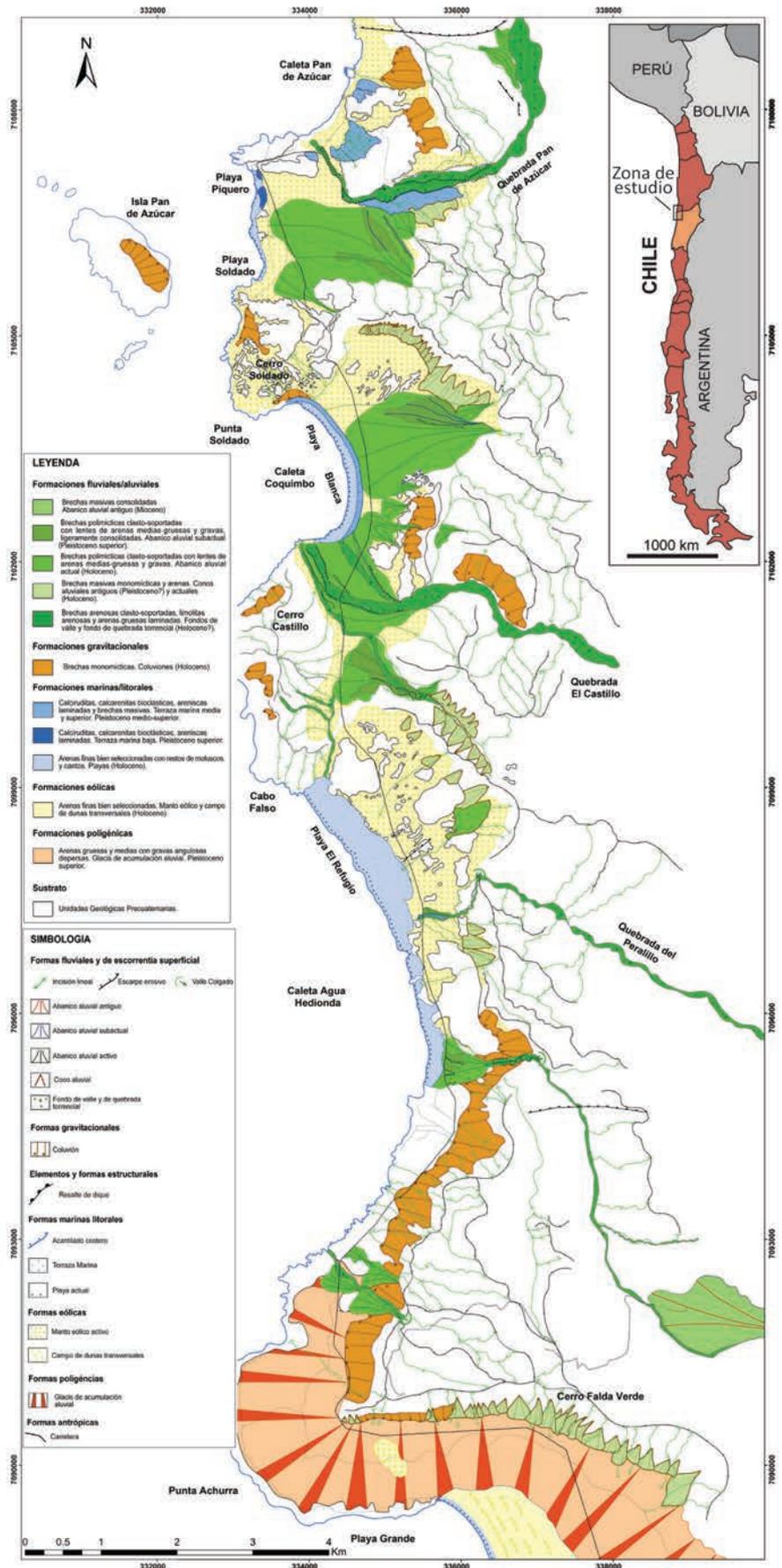


Fig. 1.- Localización del área de estudio y cartografía geomorfológica del borde costero meridional del P.N. Pan de Azúcar. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Location of the study area and geomorphological map of the littoral sector of southern Pan de Azúcar National Park. See color figure in the web.

estudio, aunque predominan en el sector oriental, desarrolladas sobre los materiales plutónicos de edad mesozoica conformando una red fluvial inmadura. En algunos casos, el encajamiento en el basamento es tan intenso que la erosión remontante en su zona de cabecera está favoreciendo el inicio de la captura de algunas pequeñas quebradas de las subcuencas interiores.

Entre las formas deposicionales destacan los conos aluviales y abanicos aluviales, con una mejor representación que los fondos de valle. La superficie de los abanicos se configura como una llanura de cursos trenzados activos, muy someros y de escasa profundidad, separados por barras longitudinales y retazos de depósitos más antiguos de la misma naturaleza. Además, se describen en casi todos ellos retazos de antiguos abanicos que aparecen colgados entre 2 y 5 m de la superficie activa, a modo de aterrazamientos. Estas terrazas aluviales representan una primera generación de los mismos, hoy en día casi completamente desmantelada por la erosión. Estas formas activas recubren las terrazas marinas más bajas, cuya edad probable es Pleistoceno superior por su proximidad a la línea de costa. Por lo anterior, la primera generación de abanicos se data, tentativamente, como Pleistoceno superior, mientras que los abanicos más recientes, todavía activos, se fechan en el Pleistoceno terminal-Holoceno.

Todas las superficies de los abanicos aparecen fuertemente disectadas por quebradas actuales, desarrollándose incisiones y fondos de quebradas en los cuerpos sedimentarios, delimitadas por un fuerte escarpe erosivo fluvial. Estas quebradas son activas en momentos de precipitaciones y alcanzan en muchas ocasiones las playas, disectando incluso el escarpe marino holoceno y las terrazas marinas más bajas. Los conos aluviales son formas más pequeñas, que aparecen al pie de laderas muy escarpadas, gracias al aporte de material detrítico grueso desde quebradas embrionarias localizadas en las partes altas de los farallones costeros. Aparecen muy bien desarrolladas en el sector sur del área de estudio, tapizando las laderas de las quebradas de mayores dimensiones y las zonas escarpas del sector norte y central del área de estudio. Se trata de formas evidentemente activas cuando se registran precipitaciones de cierta intensidad en la zona. La única forma de naturaleza gravitacional

descrita son los coluviones, relacionados con inestabilidades de laderas en momentos de lluvias o sismos que desencadenan su formación. Se distribuyen a lo largo de toda la zona de estudio.

Finalmente, dentro de las formas marino-costeras se diferencian rasgos erosivos y deposicionales. Entre las formas deposicionales costeras actuales dominan las playas, formadas entre cabos rocosos, que suponen zonas de abrigo y disipativas para el oleaje, con una característica forma cóncava en planta donde se acumulan arenas blancas. Las terrazas marinas son las formas no activas de origen marino/costero más relevantes en la zona. Trabajos previos mencionan diversas generaciones de terrazas marinas descritas a 450 y 250 m s.n.m. (Godoy y Lara, 1998), 50 m s.n.m. (MIS-7) y 30 m s.n.m. (MIS-5), (Martinod *et al.*, 2016). En este trabajo, se constata la aparición de dos generaciones de terrazas marinas que afloran extensamente a 15-30 m s.n.m. y a 50-60 m s.n.m. Además, se describe por primera vez una terraza más baja, que se encuentra a cota 7,5 m s.n.m. en Playa Piquero (Fig. 1).

Todas las terrazas marinas presentan características geomorfológicas similares, definiendo sutiles resaltes en el paisaje debido a la competencia a la erosión de sus depósitos cementados. Presentan una inclinación variable hacia mar, de hasta 2,5°. Aparecen cubiertas por el manto eólico y depósitos aluviales recientes y antiguos, lo que llega a enmascarar su identificación en escalones en el paisaje. Las características principales de estos depósitos son la presencia de niveles de areniscas calcáreas/calcareñas con estratificación cruzada en surco y planar, así como de calcirruditas bioclásticas en su base. Hacia el interior son frecuentes las intedigitaciones de brechas y areniscas gruesas mal seleccionadas, que constituyen cambios laterales a sistemas aluviales costeros, probablemente abanicos deltaicos. El espesor de la terraza baja es de ~ los 2 m. Su edad, establecida por radiometría de ^{14}C , se aproxima a los 44000 años BP, lo que permite correlacionar con MIS 3 (Tabla I).

Evidencias de levantamiento tectónico

La identificación y datación de la terraza marina baja en Playa Piqueros, próxima al nivel del mar, aporta nueva información relativa a la tasa de levantamiento tectónico reciente de este sector de la costa del desierto de Atacama durante el Pleistoceno superior. La localización de un nivel marino a 7,5 m s.n.m., con una edad ~44 ka indica que los cortejos morfosedimentarios asociados al MIS-3 se encuentran actualmente emergidos por encima del nivel del mar y afloran en las costas de Pan de Azúcar. Considerando las curvas glacio-eustáticas elaboradas a escala global (Siddall *et al.* 2003, entre otros), el nivel del mar durante la Alta Parada Marina asociada al MIS 3 se encontraba entre 80 y 40 m b.n.m. Específicamente, Pico *et al.* (2016) describe que una importante transgresión tuvo lugar durante el MIS 3, entre 70 y 44 ka, cuando el nivel del mar ascendió ~32 m desde -70 a -38 +/-7 m. Con base en esta información, la terraza baja descrita en esta investigación habría experimentado un levantamiento de aproximadamente 39,5 m en 45 ka, lo que permite inferir una tasa de levantamiento tectónico de 0,9 mm/año, es decir, aproximadamente 3 veces más importante que la establecida previamente para el Pleistoceno superior por autores previos (Martinod *et al.*, 2016). Considerando que la Alta Parada Marina asociada al MIS 5e se estima en 3 m s.n.m. (+/- 3 m) y que esta tasa de levantamiento tectónico fuera la misma desde el Último Periodo Interglacial, la posición en cota de esta misma terraza debería ser ~115,5 m s.n.m. Ya que actualmente la terraza marina asociada al MIS 5e se localiza a una cota más alta de 30 m s.n.m., la única explicación posible es que la tasa de alzamiento tectónico fue mucho más baja entre el MIS 5e y el MIS 3 que la estimada a partir de hace 44 ka. Según las cartas glacio-eustáticas de Siddall *et al.* (2003) la diferencia de cotas topográficas entre las Altas Paradas Marinas del MIS 5e y el MIS 3 es de ~35 m, mientras que según los datos de campo de este trabajo la separación en altitud media es de 22,5 m.

Muestra	Cód. Lab.	Material	Edad ^{14}C	Error (+/-)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Edad calibrada (calyr BP - 2σ)
PAZ-1	4387.1.1	Cirrípedo	41150	360	1,59 ± 1,50	45310- 43873

Tabla I.- Resultados de la datación por radiocarbono de la muestra PAZ-1.
Table I.- Radiocarbon dating results of sample PAZ-1.

Esta diferencia de 12,5 m puede ser explicada solo mediante el efecto de una sutil subsidencia en esta zona en el periodo comprendido entre 125 y 44 ka, que se ha estimado en -0,15 m/ka. Esta debió ser seguida por un periodo con tasas de levantamiento tectónico de 0,9 mm/año, que sería constante hasta el presente.

Recientemente, González-Alfaro *et al.* (2018) establecen para la Península de Mejillones (350 km al norte del área de estudio) tasas de levantamiento tectónico de entre 1,4 mm/año y 1,7 mm/año basándose en el fechado de depósitos costeros y continentales asociados al MIS-3. Los datos arrojados por esta investigación proponen la existencia de periodos alternantes de levantamiento cósmico acelerado combinados con otros de estabilidad tectónica, o incluso subsidencia de la Cordillera de la Costa en su historia tectónica reciente.

Conclusiones

Se infieren 4 etapas en la evolución geológica reciente del P.N. Pan de Azúcar: (1) Pleistoceno medio: representada por la terraza marina alta (~ 60 m s.n.m.), asignada por autores previos al MIS-7 (200 ka); (2) Pleistoceno superior (MIS-5): caracterizada por la aparición de la terraza marina media (~30 m s.n.m) y un periodo de estabilidad tectónica o subsidencia hasta el inicio de la Alta Parada Marina del MIS-3; (3) Pleistoceno superior (MIS-3 a MIS-2): Aceleración de la tasa de alzamiento tectónico, que se

estima en ~1 m/ka y formación de la terraza marina baja durante la Alta Parada Marina asociada al MIS-3. Se produce la progradación de sistemas litorales sobre facies marinas hace 44 ka y un marcado descenso del nivel del mar asociado a la Última Glaciación (20 ka); y (4) Pleistoceno terminal-Presente (MIS-1): Transgresión holocena y establecimiento del nivel del mar actual, acompañada de la formación del acantilado marino holoceno. Antes, se registra la primera generación de sistemas de abanicos, conos aluviales y fondos de valle, que quedan colgados durante el inicio del Holoceno con respecto al nivel del mar por elevación tectónica reciente, a la vez que el desmantelamiento de los cuerpos aluviales, y el desarrollo de abanicos telescópicos y fondos de valle colgados.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto RNM-293 (Junta de Andalucía) y el Proyecto DIUDA Programa Inserción N° 22365 (Universidad de Atacama). Los autores agradecen a Mercedes Cantano, de la Universidad de Huelva, y a un revisor anónimo sus comentarios, que han mejorado la versión final de este trabajo.

Referencias

Godoy, E. y Lara, L. (1998). *Mapa Geológico de las Hojas Chañaral y Diego de Almagro, 1:100.000, hojas 5-6*. SERNA-GEOMIN.

González-Alfaro, J., Vargas, G., Ortlieb, L., González, G., Ruiz, S., Báez, J.C., Mandeng-Yogo, M., Caquineau, S., Álvarez, G., del Campo, F. y del Río, I. (2018). *Earth and Planetary Science Letters* 502, 32-45.

Hogg, A.G., Hua, Q., Blackwell, P.G., Niu, M., Buck, C.E., Guilderson, T.P., Heaton, T.J., Palmer, J.G., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Turney, C.S.M. y Zimmerman, S.R.H. (2013). *Radiocarbon* 55(4), 1889-1903.

Martinod, J., Regard, V., Riquelme, R., Aguilar, G., Guillaume, B., Carretier, S., Cortes, J., Leanni, L. y Hérial, G. (2016). *Geomorphology* 274, 78-91.

Ortlieb, L., Vargas, G. y Saliège, J.F. (2011). *Quaternary Research* 75, 91-103.

Pico, T., Mitrovica, J.X., Ferrier, K.L. y Braun, J. (2016). *Quaternary Science Review* 152, 72-79.

Regard, V., Saillard, M., Martinod, J., Audin, L., Carretier, S., Pedoja, K., Riquelme, R., Paredes, P. y Hérial, G. (2010). *Earth and Planetary Science Letters* 297, 199-210.

Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch., Meischner, D., Schmelzer, I. y Smeed, D.A. (2003). *Nature* 423, 853-858.

Stuiver, M. y Reimer, P.J. (2013). *Radiocarbon* 55(4), 1869-1887.

Thompson, M. (2003). *Revista Chilena de Historia Natural* 76, 235-254.

Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J.C., Madañaga, R., Campos, J. y Álvarez, M. (2009). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 175, 86-95.

El sistema de terrazas del valle bajo del Guadalquivir y su relación con la Formación Arcillas de Marismas

The terraces system of the lower Guadalquivir valley and its relation with the Marismas Clay Formation

Ángel Salazar¹, Juan Cruz Larrasoña² y María del Pilar Mata¹

¹ Instituto Geológico y Minero de España. C/ La Calera 1, Tres Cantos, 28760 Madrid. a.salazar@igme.es; p.mata@igme.es

² Instituto Geológico y Minero. C/Manuel Lasala 44, 9B, 50006 Zaragoza. jc.larra@igme.es

ABSTRACT:

The aim of this study is to set-up the geometric and temporal relationships between the Marismas Clay Formation and the fluvial terraces system of the lower Guadalquivir valley. In order to establish this correlation, the data provided by the geological - geomorphological maps of the area have been combined with the data of the lithological sections of boreholes. The gravels of terrace T13 (Middle to Upper Pleistocene) were buried by the Holocene fine grain alluvials as a consequence of the Flandrian transgression at the city of Seville. These gravels have continuity below the recent alluvials until near Coria del Río. This Pleistocene gravel alluvial level must be equivalent to the main alluvial intercalation existing in the Marismas Clay Formation in the Lebrija hydrogeological borehole, both being of the same age. The lower section of the Marismas Clay Formation (Middle Pleistocene) in the Lebrija borehole, which would have been formed in conditions of high sea level (MIS 6-7), would be related to the T12 or T11 terraces.

Key-words: lower Guadalquivir basin, fluvial terraces, Marismas Clay Formation, Quaternary, transgression

Geogaceta, 67 (2020), 115-118
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

La Formación Arcillas de Marismas (Fm. Marismas) forma parte del relleno sedimentario final de la cuenca del Guadalquivir (Fig. 1), son depósitos relacionados con las últimas transgresiones marinas cuaternarias y se superponen a sedimentos aluviales previos, pertenecientes a la Formación Arcillas y Gravas de Lebrija (Fm. Lebrija, Plioceno sup. - Pleistoceno inf.). Ambas formaciones fueron definidas y descritas por Salvany *et al.* (2011), principalmente a partir de datos de sondeos hidrogeológicos.

La Fm. Marismas tiene edades de hasta 9,6 ka BP (Holoceno) en su mitad superior y edades fuera del rango del radiocarbono, pero posteriores a la reversión Brunhes-Matuyama, en su mitad inferior. Nuevas dataciones me-

diantes racemización de aminoácidos en valvas de ostrácodos han mejorado el modelo de edad de la Fm. Marismas e indican que su mitad inferior es del Pleistoceno Medio (Mata *et al.*, 2016). Por otro lado, en el valle bajo del Guadalquivir existe un complejo de terrazas escalonadas cuyos sedimentos constituyen formaciones superficiales de cronología similar a la Fm. Marismas (Baena Escudero y Díaz del Olmo, 1993).

El objetivo de este trabajo es establecer las relaciones geométricas y temporales entre la Fm. Marismas y los niveles de terrazas presentes en el valle bajo del río Guadalquivir.

Metodología

Las terrazas fluviales del Guadalquivir constituyen unidades infor-

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es establecer las relaciones geométricas y temporales entre la Formación Arcillas de Marismas (Fm. Marismas) y las terrazas fluviales del bajo Guadalquivir. Para establecer dicha correlación, se han combinado los datos proporcionados por la cartografía geológica - geomorfológica con los datos litológicos de sondeos. Las gravas de la terraza T13 (Pleistoceno Medio a Superior) fueron sepultadas por los aluviales de grano fino del Holoceno como consecuencia de la transgresión flandriense a la altura de Sevilla. Estas gravas tienen continuidad bajo los aluviales recientes hasta Coria del Río. Este nivel de gravas aluviales debe ser el equivalente a la intercalación aluvial principal existente en la Fm. Marismas en el sondeo Lebrija, siendo ambas de la misma edad. El tramo inferior de la Fm. Marismas (Pleistoceno Medio) en el sondeo Lebrija, que se habría formado en condiciones de nivel del mar alto (MIS 6-7), estaría en relación con la formación de las terrazas T12 o T11.

Palabras clave: cuenca del bajo Guadalquivir, terrazas fluviales, Formación Arcillas de Marismas, Cuaternario, transgresión

Fecha de recepción: 01/07/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

males morfoestratigráficas (Frye y Willman, 1962) que se establecen por el desplazamiento y encajamiento sucesivo del sistema sedimentario. Las técnicas cartográficas son la base para la definición de las terrazas y para establecer sus relaciones cronológicas básicas (Salazar, 2017; en prensa). Por el contrario, la Fm. Marismas es una unidad litoestratigráfica formada por acumulación de sedimentos, que está relacionada genética y temporalmente con las terrazas, pero definida y estudiada a partir de secciones procedentes de testigos de sondeos (Salvany *et al.*, 2011).

Para establecer la correlación entre ambos tipos de unidades se han combinado los datos proporcionados por la cartografía geológica - geomorfológica y la interpretación litológica de sondeos.

Las terrazas del bajo Guadalquivir

El encajamiento del río Guadalquivir en los sedimentos neógenos de la cuenca del mismo nombre ha dado lugar a un sistema de hasta 13 niveles de terrazas no-pareadas (*unpaired*), cuyos niveles más altos se localizan hacia el borde bético y que señalan un desplazamiento total del río hacia el borde pasivo de la Cuenca de unos 20 km (Baena Escudero y Díaz del Olmo, 1993; Moral *et al.*, 2013). Los niveles más antiguos y elevados solamente se conservan en el sector del valle situado aguas arriba de la confluencia con el río Corbones (Carmona). Aguas abajo, en la zona de estudio (Fig. 1), tan solo aparecen de 4 a 6 niveles de terrazas (Moral *et al.*, 2013).

En la localidad de La Rinconada, situada a 85 km de la desembocadura del río en el océano Atlántico (perfil A-A', Figs. 1 y 2), aparecen representadas las terrazas denominadas T10 (o terraza de Saltillo) hasta la T13 (llamada Brenes), y cuyas edades son Pleistoceno Medio a Superior, así como una extensa llanura aluvial del Holoceno (Baena Escudero y Díaz del Olmo, 1993; Caro *et al.*, 2011). Todas las terrazas y el aluvial son del tipo solapado, tienen un espesor de sedimentos de entre 14 a 16 m y se apoyan discordantes sobre depósitos marinos del Neógeno.

Este sistema de terrazas presenta dos particularidades. La primera es que la granulometría de los sedimentos disminuye hacia los niveles más bajos, pasando de estar constituidos por cantos y gravas arenosas en las terrazas más altas (T10 y T11), a gravas, arenas con gravas y arenas en las terrazas bajas T12 y T13. Los aluviales recientes tienen granulometría aún menor, están formados por limos y arcillas, con un *lag* basal de unos 2 m de arenas finas y pocas o ninguna grava, como se aprecia en los sondeos geotécnicos S-2, S-7 y S-8, (Adell *et al.*, 1983). Estos aluviones actuales se intercalan con la Fm. Marismas a la que pasan lateralmente hacia al sur (Fig. 2). Al norte de la ciudad de Sevilla, los aluviones se apoyan discordantes sobre lutitas del Neógeno. En resumen, los niveles inferiores y más modernos muestran facies cada vez más distales.

La segunda característica particular es que las terrazas pierden paulatinamente cota con respecto a la llanura aluvial. La terraza más baja T13 se eleva entre +12 m y +14 m sobre el *talweg* del

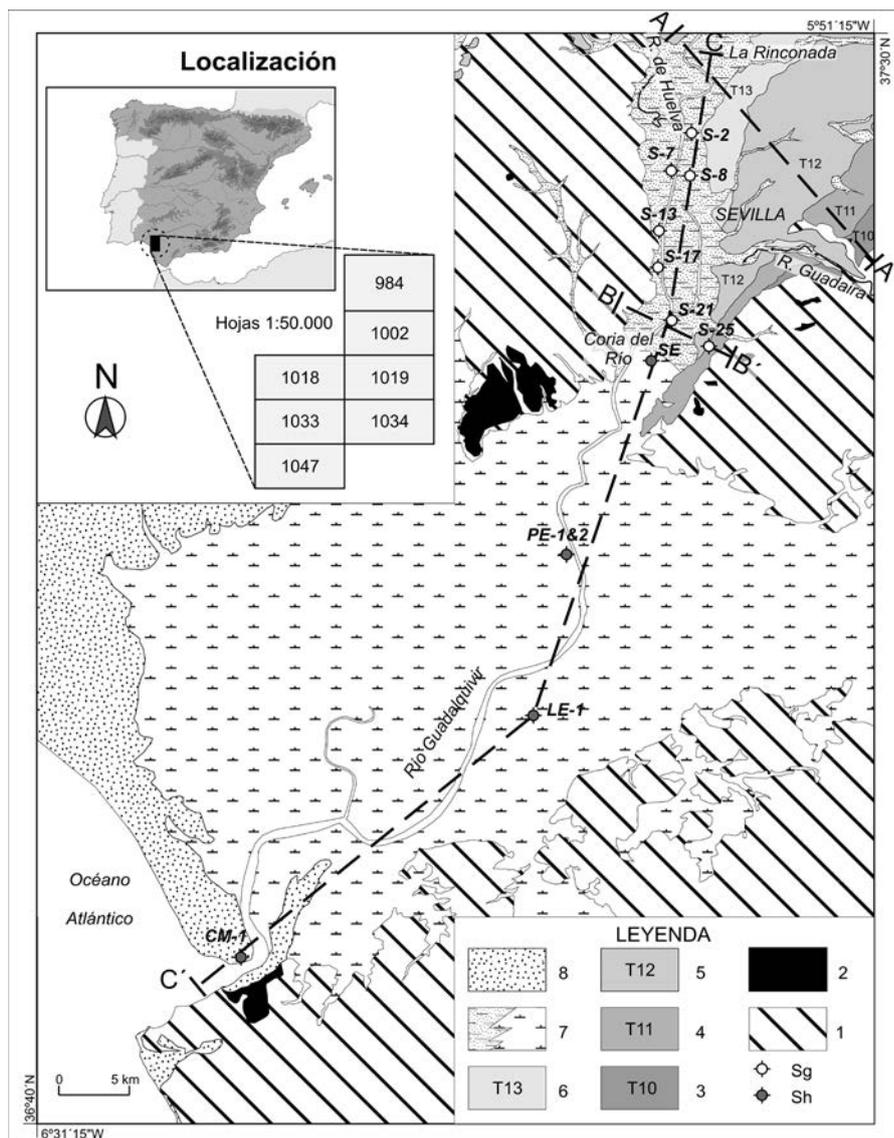


Fig. 1.- Esquema geológico de la zona de trabajo y localización de los perfiles de la Fig. 2. Leyenda 1: Neógeno marino. 2: Plioceno continental (alto nivel aluvial o formación roja). 3: Terraza T10 (Saltillo). 4: Terraza T11 (Tarazona). 5: Terraza T12 (Las Jarillas - San José). 6: Terraza T13 (Brenes). 7: Aluviales actuales del Guadalquivir y Formación Arcillas de Marismas. 8: Depósitos de dunas y costeros (Formación Arenas de Abalarío). Sg: sondeos geotécnicos (S-2, S-7, S-6, S-13, S-17, S-21, S-25). Sh: sondeos hidrogeológicos (SE: El Sequero, LE: Lebrija, PE 1&2: Poblado Escobar 1 y 2, CM: Cuartel de Malandar). Fuentes: Adell *et al.*, 1983; Salvany *et al.*, 2011. Cartografía: GEODE (IGME) y Salazar (en prensa).

*Fig. 1.- Geological outline of the working area showing the location of the sections of Fig. 2. Legend 1: Marine Neogene. 2: Continental Pliocene (high alluvial level or red formation). 3: Terrace T10 (Saltillo). 4: Terrace T11 (Tarazona). 5: Terrace T12 (Las Jarillas - San José). 6: Terrace T13 (Brenes). 7: Alluvial deposits of the Guadalquivir and Marismas Clay Formation. 8: Dunes and seashore deposits (Fm. Abalarío sands). Sg: geotechnical boreholes (S-2, S-7, S-6, S-13, S-17, S-21, S-25). Sh: hydrogeological boreholes (SE: El Sequero, LE: Lebrija, PE 1&2: Poblado Escobar 1 & 2, CM: Cuartel de Malandar). Sources: Adell *et al.*, 1983; Salvany *et al.*, 2011. Cartography: GEODE (IGME) and Salazar (in press).*

río Guadalquivir a la altura de La Rinconada (perfil A-A', Figs. 1 y 2) y disminuye su altura relativa hacia el sur, hasta situarse yuxtapuesta y a la misma cota que la llanura aluvial justo al norte del casco urbano de Sevilla, en el barrio de San Jerónimo, y desaparece dentro del casco urbano (Borja y Barral, 2005; Salazar, en prensa).

Otro tanto ocurre con la terraza T12 (Las Jarillas - San José), cuya altura dis-

minuye desde +25 a +30 m en La Rinconada, hasta tan solo +12 m en Sevilla, y alcanza el mismo nivel que la llanura aluvial del Guadalquivir unos 12 km al sur de la ciudad. La terraza T11 presenta también una disminución progresiva de altura y ambas desaparecen hacia el sur.

La polaridad magnética de las terrazas T10 a T13 es normal, por lo que se puede atribuir todo el conjunto al Pleistoceno Medio y Superior (Baena Escu-

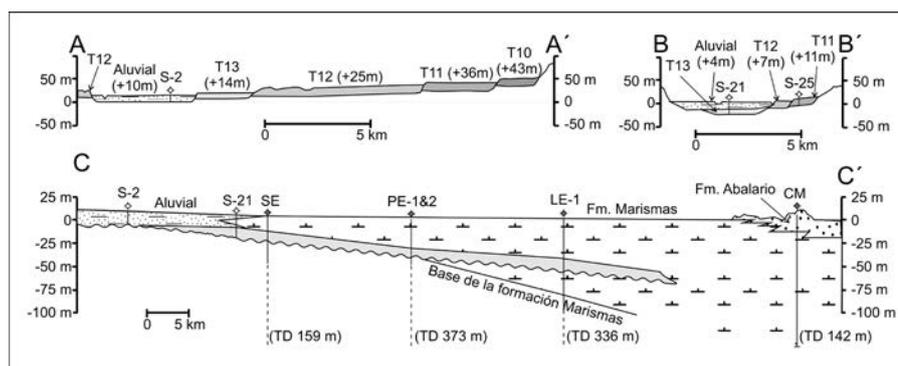


Fig. 2.- Perfiles de las terrazas del Guadalquivir. Ver localización y leyenda en la Fig. 1.
 Fig. 2.- Sections of the Guadalquivir valley terraces. See location and legend in Fig. 1.

dero y Díaz del Olmo, 1993). La terraza T13 es pre-Holocena, probablemente del Pleistoceno Medio a Superior. La terraza T12 es la que ocupa una mayor extensión, e incluye un resto o testigo al oeste de la T13 (en el polígono el Malecón, San José de la Rinconada) y también está presente en el valle del Guadaira y en el interfluvio Guadalquivir - Ribera de Huelva (Salazar, en prensa). La terraza T12 contiene restos de *Elephas (Palaeoloxodon) antiquus* (Calderón, 1888) y de otros mamíferos, abundante industria lítica Achelense y del Paleolítico medio, y ha sido datada por termoluminiscencia con una edad superior a 150 ka (Baena-Escudero *et al.*, 2014), es por tanto atribuible al Pleistoceno Medio. Las terrazas T11 (o Tarazona) y T10 (Saltillo) contienen industria lítica Achelense y se deben atribuir también al Pleistoceno Medio (Baena Escudero y Díaz del Olmo, 1993; Caro *et al.*, 2011).

Formación Arcillas de Marismas

Buena parte del área ocupada por la Fm. Marismas constituyó una albufera o *lagoon* de estuario en tiempos históricos (Gavala, 1936). El sondeo Lebrija (LE-1, Fig. 1) fue realizado en el año 2005 por el Instituto Geológico y Minero de España con objetivos hidrogeológicos (coordenadas UTM, X=755426, Y=4096447, Z=2m, huso 29 ETRS89), siendo su profundidad total de 336 m. El sondeo fue perforado a rotación con recuperación de testigos, salvo los tramos: 49,3 - 52,5 m, 86 - 96 m, 230 - 336 m (perforados con tricono y muestreo de ripios). El testigo cortó al completo la secuencia pliocena y cuaternaria de la zona, incluyendo en su parte superior 79 m de espesor de la Fm. Marismas (Salvany *et al.*, 2011).

La Fm. Marismas se apoya sobre sedimentos aluviales de la Fm. Lebrija, de edad Plioceno sup. - Pleistoceno inf.

determinada por magnetoestratigrafía (Salvany *et al.*, 2011). La Fm. Marismas en el sondeo Lebrija tiene polaridad magnética normal y en ella se diferencian tres tramos.

Tramo 1 (0 - 41 m): arcilla marrón y gris oscuro, con conchas de bivalvos y niveles negros de materia orgánica. Incluye algunas capas de arena fina arcillosa y un nivel entre 17 a 18,2 m de acumulación de conchas. Las dataciones por radiocarbono (Salvany *et al.*, 2011) indican una edad Holoceno, que fue ratificada mediante racemización de aminoácidos en valvas de ostrácodos (Mata *et al.*, 2016).

Tramo 2 (41 a 56 m): arena media-gruesa gris-ocre, con niveles de cantos redondeados de hasta 7 cm en la mitad inferior del tramo, formando una secuencia granodecreciente. Su base es un contacto neto y erosivo. Representa un episodio de bajo nivel del mar cuya edad queda constreñida por los tramos superior e inferior (Mata *et al.*, 2016).

Tramo 3 (56 a 79 m): arcilla gris oscuro, masiva, con algunos niveles negros laminados de materia orgánica (turba) y un nivel de arena fina de 2 m en la base. Este tramo, que tiene una edad radiocarbónica superior a 49 ka BP (Salvany *et al.*, 2011), fue datado mediante racemización de aminoácidos en valvas de ostrácodos, con edades que oscilan entre 164,7 ± 14 y 202,8 ± 30 ka BP en su parte alta (Pleistoceno Medio), es decir, en el entorno del límite de los estadios isotópicos MIS 6-7 (Mata *et al.*, 2016).

Correlación

Datos geotécnicos de la línea 1 del Metro de Sevilla, tramo Prado de San Sebastián - San Bernardo, así como otros sondeos próximos a la Catedral e investigaciones geoarqueológicas en el casco urbano, han mostrado que la terraza T13

queda cubierta en Sevilla por sedimentos de estuario y aluviales datados como Holoceno por su contenido arqueológico y por radiocarbono (Borja y Barral, 2005; Borja *et al.*, 2008; Borja y Borja, 2009). La desaparición de la terraza T13 en el casco urbano de Sevilla no es debida por tanto a su erosión, sino al hecho de que sus sedimentos han quedado sepultados bajo los aluviones y sedimentos holocenos del Guadalquivir, como consecuencia de la transgresión flandriense.

Los sondeos geotécnicos S-13, S-17 y S-21 (Adell *et al.*, 1983; localización en Fig. 1) muestran que, en la base de los aluviones de grano fino (arena, limo y arcillas) típicos del Guadalquivir, no aparecen ya las lutitas del Neógeno, sino que existe un nivel de depósitos aluviales de granulometría gruesa, de entre 4,5 m y 10 m de espesor, formado por arenas con gravas, gravas y cantos de hasta 7 cm de diámetro, que están más compactados que el aluvial de grano fino superpuesto, según se deduce de los ensayos SPT (Adell *et al.*, 1983). Estos sondeos ponen así en evidencia que las gravas de la terraza T13 tienen continuidad hacia el sur, pero están cubiertos por los aluviones limosos y arcillosos del Holoceno (perfil C-C', Figs. 1 y 2).

El sondeo hidrogeológico El Sequero (SE, Figs. 1 y 2) se localiza a tan solo 3 km más sur del sondeo geotécnico S-21, pero ya sobre la Fm. Marismas. Este sondeo muestra en sus primeros metros una columna litológica similar a la de S-21 (Salvany *et al.*, 2011), con 15,5 m de arenas arcillosas con materia orgánica, bajo las cuales hay un nivel de gravas de 11,5 m de espesor que están discordantes sobre sedimentos marinos del Neógeno. Ese paquete de gravas se atribuyó en el sondeo El Sequero a la Fm. Lebrija (Salvany *et al.*, 2011). La Fm. Lebrija fue definida en subsuelo a partir de datos de sondeos y está compuesta por arcillas, arenas y gravas depositadas en ambientes fluviales distales a proximales, se apoya y pasa lateralmente a la Formación Arenas y Gravas de Almonte (Salvany *et al.*, 2011), que también es de origen fluvial y representa la continentalización de la cuenca en el Plioceno. La edad de la Fm. Lebrija por magnetoestratigrafía es Plioceno superior a Pleistoceno inferior (Salvany *et al.*, 2011).

El perfil B-B' (Figs. 1 y 2), que se sitúa próximo a Coria del Río, evidencia que las gravas bajo la Fm. Marismas en los sondeos S-21 y El Sequero están encajadas

en los depósitos de las terrazas T11 y T12, cortadas por el sondeo geotécnico S-25 y cuya edad es Pleistoceno Medio. Dichas gravas a la base de la Fm. Marismas no deberían tener una edad anterior a la de las terrazas en las que se encajan y, por lo tanto, su asignación a la Fm. Lebrija del Pleistoceno inferior es problemática. Además, este nivel de gravas, solo comienza a estar presente en los sondeos al sur de Sevilla, una vez que la terraza T13 ha quedado sepultada bajo el aluvial holoceno del Guadalquivir. Este nivel puede seguirse a través de los mencionados sondeos geotécnicos S-13, S-17 y S-21.

La edad establecida para el tramo 2 de la Fm. Marismas en el sondeo Lebrija por Mata *et al.* (2016) es perfectamente compatible con la edad atribuida a la terraza T13 (Pleistoceno Medio a Superior), por lo que proponemos que se trata de un mismo nivel, cuya sedimentación se produjo en relación a una bajada del nivel del mar, posiblemente durante el MIS-2, y que quedó parcialmente cubierto por la transgresión flandriense. Por lo tanto, el tramo 3 de la Fm. Marismas en el sondeo Lebrija se habría sedimentado en relación con las terrazas T11 o T12 (perfil C-C', Figs. 1 y 2). Los sondeos hidrogeológicos Poblado Escobar 1 y 2 (PE 1&2, Figs. 1 y 2), situados en una posición intermedia, muestran un paquete de arenas y gravas de 8,7 m (Salvany *et al.*, 2011) que, por su posición estratigráfica, también podrían ser continuación de la terraza T13 y tramo 2 de la Fm. Marismas.

Conclusiones

Mediante el uso combinado de cartografía geológica - geomorfológica y la

reinterpretación de antiguos sondeos geotécnicos se ha determinado que la terraza T13 (Pleistoceno Medio a Superior) del Guadalquivir, que es sepultada por los aluviales holocenos como consecuencia de la transgresión flandriense a la altura de Sevilla, tiene continuidad bajo dichos aluviales, pudiéndose seguir hasta Coria del Río. Este nivel es equivalente a la intercalación aluvial principal existente en la Fm. Marismas en el sondeo hidrogeológico Lebrija, siendo ambas de la misma edad.

El tramo inferior de la Fm. Marismas, datado como Pleistoceno Medio en el sondeo Lebrija, que se habría formado en condiciones de nivel del mar alto (MIS 6-7), estaría en relación con la formación de las terrazas T12 o T11.

Agradecimientos

A Davinia Díez-Canseco y José Eugenio Ortiz por sus comentarios y correcciones. Trabajo financiado por el proyecto GUADALTYC (CGL2012-30875) y fondos del IGME (Actualización del mapa geológico de España E. 1:50.000 2002-05; Plan de Edición de Cartografía 2013-16).

Referencias

Adell, F., Estefania, S. y Cerrredo, I. (1983). *Mapa Geotécnico para ordenación territorial y urbana de Sevilla E. 1:25.000, memoria y anejos*. IGME, Madrid, 4 vol.
 Baena Escudero, R. y Díaz del Olmo, F. (1993). *Geogaceta* 15, 102-104.
 Baena-Escudero, R., Fernández-Caro, J.J., Guerrero-Amador, I. y Posada-Simeón, J.C. (2014). *Cuaternario y Geomorfología* 28 (3-4), 107-125.

Borja, F. y Barral, M.A. (2005). En: *La Catedral en la ciudad: Sevilla, de Astarté a San Isidoro (I)* (A. Jiménez, Ed.). Catedral de Sevilla - Aula Hernan Ruiz, Sevilla, 5-36.
 Borja, F. y Borja, C. (2009). En: *VII Reunión del Cuaternario Ibérico*. Libro de Resúmenes, 54-58.
 Borja, F., Hunt, M.A., Uberta, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Barral, M.A., Llergo, Y. y Borja, C. (2008). En: *VII Congreso Ibérico de Arqueometría*. Actas, 87-96.
 Calderón, S. (1888). *Anales de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 27, 32-34.
 Caro, J.A., Díaz del Olmo, F., Cámara, R., Recio, J.M. y Borja, C. (2011). *Quaternary International* 243, 143-160.
 Frye, J.C. y Willman, H.B. (1962). *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 46, 112-113.
 Gavala, J. (1936). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Hoja Nº 1017 (El Asperillo) y memoria*. IGME, Madrid, 68 p.
 Mata, M.P., Salvany, J.M., Torres - Hidalgo, T., Salazar, A., Larrasoña, J.C., Ortiz, J.E. y Mediavilla, C. (2016). *Geo-Temas* 16 (2), 315-318.
 Moral, F., Balanyá, J.C., Expósito, I. y Rodríguez-Rodríguez, M. (2013). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 54, 143-146.
 Salazar, A. (2017). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 25 (1), 5-13.
 Salazar, A. (en prensa). *Mapa Geológico Digital de España 1:50.000, hoja nº 984 (Sevilla), mapa Geomorfológico y memoria*. IGME, Madrid.
 Salvany, J.M., Larrasoña, J.C., Mediavilla, C. y Rebollo, A. (2011). *Sedimentary Geology* 241, 22-39.

Variabilidad de la relación de racemización de aminoácidos en un grupo de gasterópodos terrestres cuaternarios de Murcia

Variability of the amino acid racemization relation in a group of Quaternary continental gastropods in Murcia (Spain)

Alessandro Giusto-Díaz de Cerio¹, Julián García-Mayordomo², Juan M. Insua-Arévalo¹, José E. Ortiz³ y Trinidad Torres³.

¹ Facultad de Ciencias Geológicas (UCM), Ciudad universitaria s/n, Madrid 28040 agiusto@ucm.es, insuarev@geo.ucm.es

² Instituto Geológico y Minero de España (IGME), c/ La Calera, 1 Tres Cantos, Madrid 28760 julian.garcia@igme.es

³ Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular, E.T.S.I.M.E. (UPM), c/ Ríos Rosas, 21, Madrid 28003 joseeugenio.ortiz@upm.es, trinidad.torres@upm.es

ABSTRACT

The use of the amino acid racemization technique in geochronology offers a great advantage compared to other techniques, as racemization analyses are usually much faster and cheaper. However, as in any other technique, amino acid racemization is subject to a number of uncertainties, which have to be thoroughly analysed previously to any interpretation of the data. In this work, we present the results obtained in a group of 25 continental gastropods found in a paleoseismological trench in Alhama de Murcia (Betic Range, Spain). We carry out the comparison of dextrorotatory and levorotatory configuration (relation D/L) of the aspartic and glutamic acids. First, we review the different sources of uncertainty in the racemization process. Subsequently we show the methodology followed for discarding samples and, finally, we interpret in preliminary terms the results in relation to the local stratigraphy and paleoseismology.

Key-words: amino acid racemization, gastropods, paleoseismology, active fault, Murcia (Spain).

RESUMEN

La aplicación de los resultados de un análisis de racemización de aminoácidos en geocronología ofrece importantes ventajas respecto a otras técnicas, al ser esta más rápida y económica. Sin embargo, como con cualquier otra técnica, la racemización no está exenta de fuentes de incertidumbres que deben ser analizadas previamente a la interpretación. En este trabajo se exponen los resultados obtenidos del análisis de racemización de un grupo de 25 gasterópodos continentales fósiles hallados en una excavación de investigación paleosismológica en el municipio de Alhama de Murcia. En particular se compara la ratio entre aminoácidos con estructura dextrógira y levógira (relación D/L) de los ácidos aspártico y glutámico. En primer lugar, se revisan las principales fuentes de incertidumbre que afectan a la racemización. Seguidamente se muestra la metodología empleada para descartar muestras y, finalmente, se aborda una interpretación preliminar de los resultados en relación con la estratigrafía local y la paleosismología.

Palabras clave: racemización de aminoácidos, gasterópodos, paleosismología, falla activa, Murcia.

Geogaceta, 67 (2020), 119-122
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 01/07/2019

Fecha de revisión: 17/10/2019

Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción

La racemización es una reacción química que ocurre en los seres vivos, que lleva a la sustitución de algunos aminoácidos por sus pares quirales. Los seres vivos poseen aminoácidos con orientación levógira (el grupo amino está situado a la izquierda de la molécula). Tras la muerte de los individuos se inicia la reacción de racemización, que lleva a la transformación de estos aminoácidos con estructura levógira en otros aminoácidos dextrógiros (el grupo amino está situado a la derecha), que es una consecuencia del envejecimiento de las proteínas. Esto sucede hasta alcanzar un equilibrio, el estado racémico, cuando la relación entre aminoácidos dextrógiros y levógiros alcanza la unidad, (D/L=1). De esta manera, el análisis de racemización de aminoácidos persigue determinar la ratio D/L, indicador del tiempo transcurrido desde el fallecimiento del organismo.

Resulta evidente el interés de esta técnica en geocronología, ya que puede servir para establecer la edad relativa de fósiles y determinar isocronías o heterocronías entre yacimientos con base en los valores de racemización (aminozonas). Adicionalmente, la relación de racemización puede aportar edades numéricas, toda vez que se haya calibrado anteriormente con edades provistas por otros métodos (e.g., radiocarbono, luminiscencia ópticamente estimulada OSL, etc.).

No obstante, debe tenerse en cuenta que los resultados que se obtienen con el método de la racemización de aminoácidos están, como con cualquier otro método geocronológico, sujetos a una serie de incertidumbres (Murray-Wallace, 1995; Torres *et al.* 1999). El primero es debido al propio proceso físico de la racemización, puesto que depende de condiciones

ambientales externas, en especial de la historia térmica. En segundo lugar, hay factores que dependen del resto fósil *per se*, ya que la velocidad de racemización es diferente de un taxón a otro (variación interespecífica), y también de qué parte del organismo se analice (variación individual). En un contexto geocronológico cuaternario el factor más importante es el paleoambiental, dado que la temperatura (historia térmica) controla fuertemente la velocidad de racemización. Es por ello muy importante comparar resultados de restos fósiles recogidos en áreas geográficas que hayan sufrido una evolución climática similar. Por otra parte, también hay que tener en cuenta procesos tafonómicos y diagenéticos que hayan podido afectar al yacimiento en particular (e.g., incendios).

La variación interespecífica (o intergénero) puede ser muy importante

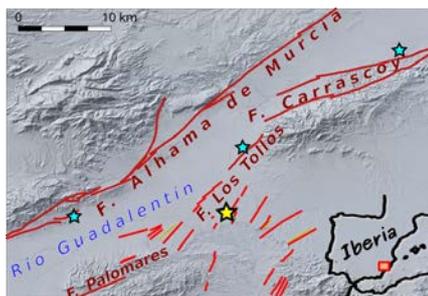


Fig. 1.- Marco geográfico y tectónico de la zona de estudio. Las trazas rojas representan fallas cuaternarias activas. La estrella amarilla localiza el yacimiento estudiado en este trabajo; las estrellas azules la localización de otras zanjas estudiadas en García-Mayordomo et al. (2014a, b). Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geographical and tectonic context of the studied area. Red traces represent Quaternary active faults. The yellow star locates the site studied here; blue stars indicate other sites studied in García-Mayordomo et al. (2014a, b). See color figure in the web.

(Coeficiente de Variación CV del orden del 30%) dado que existen importantes diferencias en la racemización según la distinta estructura interna (o presencia de estructuras anatómicas distintas o diferentes proteínas) entre taxones diferentes. El siguiente factor está relacionado con la variación intragénero, diferencias entre especies distintas debido, a su vez, a variaciones en la estructura interna, y que puede suponer aproximadamente un CV del 12%. Y, finalmente la variación intrafósil o individual, variaciones dentro de una misma muestra, que dependiendo de la parte de la concha que se analice, puede suponer un CV de un 8% aproximadamente.

La técnica de la racemización de aminoácidos puede ser particularmente útil en estudios de paleosismología, ya que se trata de una técnica que puede usarse de modo intensivo al ser económica y rápida. En España esta técnica ya ha sido aplicada a este fin en la Región de Murcia (García-Mayordomo et al., 2014a, b), donde se analizaron las relaciones D/L en gasterópodos encontrados en trincheras paleosismológicas excavadas en las fallas de Carrascoy, Los Tollos y Alhama de Murcia (Béticas Orientales), y se llegó a plantear preliminarmente una curva de calibración numérica para la región.

En el presente trabajo se presentan nuevos datos obtenidos en la zona de falla de Los Tollos, en particular en dos trincheras abiertas en un escarpe tectónico en el borde meridional de la depresión del Guadalentín a la altura del tramo conocido como La Alcanara (Fig. 1).

Metodología

Se recogieron un total de 25 muestras de gasterópodos pulmonados en dos trincheras excavadas en el paraje Casas del Manzano (Alhama de Murcia), en depósitos aluviales (Figs. 1 y 2) constituidos por una sucesión aluvial de arenas, limos y lentejones de gravas.

El estudio de las zanjas aportó un gran número de gasterópodos fósiles de gran calidad que permitieron analizar los resultados de racemización en conjuntos de muestras localizadas tanto en el interior de una misma unidad estratigráfica como entre unidades diferentes.

Dichos restos fósiles, muchos de los cuales constituyen fragmentos aislados, se clasificaron a nivel de especie habiéndose identificado los siguientes taxones (García-Meseguer et al., 2017): *Otala lactea*; *Iberus galterianus*; *Iberus calaensis*; *Iberus guiraoanus*; y *Sphincterochila candidissima*. En algunas muestras no fue posible la clasificación a nivel específico por mala conservación.

El análisis se realizó en el Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular de la U. Politécnica de Madrid. El pre-tratamiento de las muestras consistió en una limpieza y esterilización en ácido clorhídrico de las conchas de los gasterópodos. De cada ejemplar se separó un fragmento de unos 30 mg cerca de la abertura. Las muestras se analizaron siguiendo el protocolo de Kaufman y Manley (1998) en un cromatógrafo de líquidos de altas prestaciones HPLC-1100 con detector de fluorescencia. Se determinaron las relaciones D/L de diversos aminoácidos: en especial ácido aspártico y ácido glutámico, que son las que se suelen emplear en geocronología.

Resultados y discusión

En la tabla I se presentan los valores de la relación D/L del ácido aspártico y glutámico, para cada espécimen de gasterópodo, en orden de más antiguo a más moderno de acuerdo con la estratigrafía de las trincheras. En este trabajo se analizan los resultados en términos del ácido aspártico y del ácido glutámico, como ya se hizo en García-Mayordomo et al., 2014a).

De las 25 muestras analizadas, 4 se interpretaron como contaminadas por aminoácidos recientes: ALC-2-S-Ca-21; ALC-2-S-Ca-18; ALC-3 Ca-1 y ALC-3 Ca-3. Este es un problema típico en los análisis de racemización, debido a la contaminación de los restos fósiles por aminoácidos modernos. Este proceso se detecta en el laboratorio cuando la cantidad de L-serina es mayor que la de L-aspártico; usualmente se considera que es contaminación cuando esta relación es superior a 0,8 (Kaufman y Manley, 1998; Hearty et al., 2004), por lo que estas muestras se descartan.

En la figura 3 se han representado las relaciones de racemización obtenidas distinguiendo las tres unidades estratigráficas reconocidas, de más antiguo a más moderno: 50, 40 y 30. En la gráfica se observa como determinadas muestras presentan desviaciones acusadas de la tendencia general dentro de una misma unidad estratigráfica (ALC-2-N-Ca-30 y ALC-2-S-Ca-17). Estas muestras se interpretan como ejemplares resedimentados, ya que tienen una ratio D/L mucho más alta que la de las muestras de su mismo nivel estratigráfico, dibujando un pico muy marcado en la gráfica. Así mismo, la muestra ALC-3 Ca-101 también

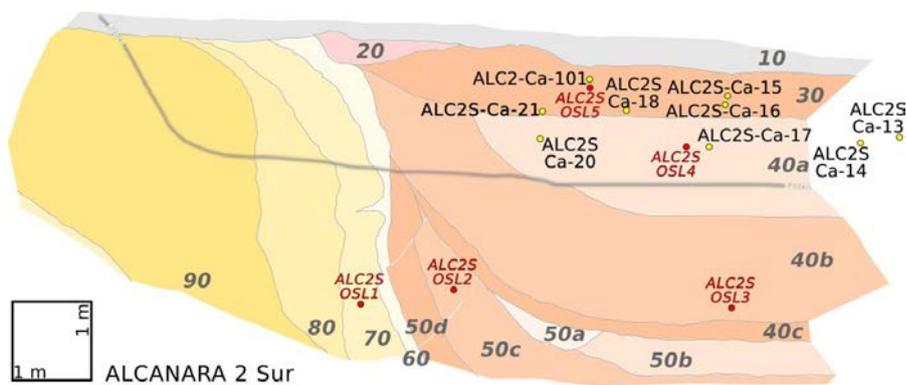


Fig. 2.- Esquema estratigráfico de una de las trincheras abiertas cerca de Casas del Manzano (Alhama de Murcia) con indicación de las muestras de gasterópodos recogidas y de OSL. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Stratigraphic scheme of one of the trenches excavated in Casas del Manzano site (Alhama de Murcia) with indication of the gastropods samples collected and OSL. See color figure in the web.

debe descartarse, ya que presenta una desviación muy fuerte, unido al hecho de que se desconoce el género del gasterópodo (fragmento), factor que podría controlar una velocidad de racemización diferente a la de los dos géneros dominantes: *Iberus* o *Sphincterochila*.

Por otra parte, también se observa en la figura 3 como las relaciones de ácido aspártico y glutámico covarían, a excepción de una muestra (ALC-2-Ca-20). Esta tendencia es esperable ya que estos aminoácidos presentan velocidades de racemización diferentes, siendo la del glutámico menor. Si no hay covariación en una muestra, puede interpretarse que han actuado procesos diagenéticos o tafonómicos diferentes. Por tanto, la muestra ALC-2-Ca-20 debe ser descartada de los análisis.

Por último, en cuanto a las relaciones con la cronoestratigrafía, puede observarse en la figura 3 como las relaciones D/L Asp de los fósiles encontrados en una misma unidad son muy parecidas y, también, como la relación media D/L Asp de los gasterópodos encontrados en la unidad 30 (0,62) es muy similar a la de la unidad 40 (0,60), y los de la unidad 50 (0,67) presentan las relaciones más altas. Dado que la relación D/L depende del tiempo se interpreta que los resultados de racemización obtenidos son coherentes con la estratigrafía.

Sin embargo, el hecho de que los valores medios D/L de la unidad 30 y 40 sean tan similares puede ser interpretado de dos formas posibles. Por una parte, podría ser que los eventos de relleno del escarpe por episodios aluviales sean muy próximos en el tiempo. Por otro lado, podría ser que valores D/L de ese orden ($>0,6 \pm 0,05$) no permitan discriminar con precisión diferencias de edad.

Una cuestión adicional importante es constatar la escasa variación intergénero que se observa entre las dos especies analizadas en este trabajo: *Iberus* sp (*gualterianus* y *guiraoanus*) y *Sphincterochila candidissima*. También, si se comparan las ratios D/L del ácido aspártico, se puede ver como la variación intragénero es bastante pequeña (desviación estándar baja). Los valores oscilan entre 0,5 y 0,6. Se confirma que todos los ejemplares pertenecientes a un mismo género o especie han debido tener una racemización parecida, al igual que los representantes de *Iberus*.

Cabe resaltar el único gasterópodo clasificado como *Sphincterochila candi-*

Muestra	Taxón	D/L Aspártico	D/L Glutámico	Unidad	Observaciones
ALC-2-Ca-101a	<i>Iberus</i> sp	0,621	0,464	30	Individuo fragmentado
ALC-2-Ca-101b	<i>Sphincterochila</i> sp	0,577	0,328	30	Individuo fragmentado
ALC-2-S-Ca-15	<i>Iberus gualterianus</i>	0,560	0,358	30	Fragmentos
ALC-2-S-Ca-21	<i>Iberus</i> sp	—	—	30	Indiv. fragmtdo. *Contaminado
ALC-2-S-Ca-16	Indeterminado	0,402	0,613	30	Fragmentos
ALC-2-S-Ca-18	Indeterminado	—	—	30	Fragmentos *Contaminado
ALC-2-N-Ca-10	<i>Iberus</i> sp	0,540	0,333	30	Individuo fragmentado
ALC-2-N-Ca-30	<i>Iberus calaensis</i>	0,695	0,509	30	Indiv. comp. *Descartada
ALC-2-N-Ca-31	<i>Iberus</i> sp	0,592	0,350	30	Individuo fragmentado
ALC-2-N-Ca-34	<i>Iberus</i> sp	0,651	0,439	30	Individuo fragmentado
ALC-2-N-Ca-35	<i>Iberus</i> sp	0,667	0,480	30	Individuo fragmentado
ALC-2-N-Ca-36	<i>Iberus</i> sp	0,673	0,466	30	Individuo fragmentado
ALC-2-S-Ca-19	<i>Iberus gualterianus</i>	0,603	0,382	30	Individuo fragmentado
ALC-2-S-Ca-13	<i>Iberus</i> sp	0,589	0,349	40	Individuo fragmentado
ALC-2-S-Ca-14	<i>Iberus</i> sp	0,557	0,298	40	Individuo fragmentado
ALC-2-S-Ca-17	Indeterminado	0,684	0,487	40	Indiv. fragmtdo. *Descartada
ALC-2-S-Ca-20	Indeterminado	0,513	0,447	40	Fragmentos *Descartada
ALC-2-N-Ca-32	Indeterminado	0,577	0,307	40	Fragmentos
ALC-2-N-Ca-33	<i>Iberus</i> sp	0,558	0,317	40	Individuo fragmentado
ALC-2-S-Ca-11	Indeterminado	0,546	0,308	40	Fragmentos
ALC-2-S-Ca-12	<i>Iberus</i> sp	0,636	0,399	40	Individuo fragmentado
ALC-3-Ca-1	Indeterminado	—	—	50	Fragmento *Contaminado
ALC-3-Ca-101	Indeterminado	0,461	0,313	50	Fragmento *Descartada
ALC-3-Ca-2	<i>Iberus guiraoanus</i>	0,673	0,505	50	Individuo fragmentado
ALC-3-Ca-3	Indeterminado	—	—	50	Indiv. fragmtdo. *Contaminado

Tabla I.- Relación de las muestras analizadas en este trabajo, indicando su taxón correspondiente cuando este se ha podido reconocer, y las respectivas ratios D/L de los ácidos aspártico y glutámico. Se indica también la unidad estratigráfica local donde fueron encontradas y un comentario sobre el tipo y características de la muestra.

Table I.- List of the samples analysed in this work, indicating their corresponding taxa, whenever it has been possible to classify it, as well as their respective aspartic and glutamic acids D/L ratios. There is also indication of the local stratigraphic unit in which they were found, and a commentary on the type and characteristics of the sample.

dissima, mostró unas relaciones de racemización muy parecidas a la de *Iberus*. Obsérvese un ejemplo de las muestras de gasterópodos analizadas en este estudio (Fig. 4).

Conclusiones

A la vista de los datos preliminares obtenidos, y a la espera de que estos sean contrastados por los resultados de OSL, que permitan analizar la precisión y la fiabilidad de los resultados de racemización, se obtienen las siguientes conclusiones.

En primer lugar, es fundamental antes de realizar la interpretación de los datos, analizar los resultados en conjunto debido al elevado número de incertidumbres, causadas por contaminaciones, alteraciones o procesos diagenéticos y tafonómicos, que pueden llevar a la discriminación de numerosas muestras que no pueden ser utilizadas con el fin de la datación.

Así mismo, para que los datos obtenidos se puedan comparar entre ellos, es imprescindible que las muestras recogidas puedan ser clasificables al menos a nivel genérico.

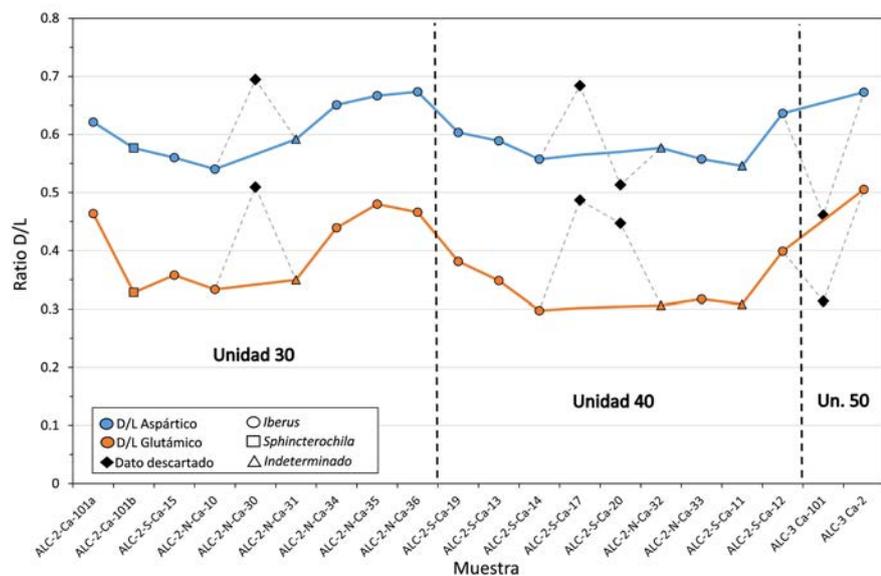


Fig. 3.- Distribución de la ratio D/L del ácido aspártico y glutámico en las muestras analizadas en este trabajo. Obsérvese que las muestras están agrupadas por la unidad estratigráfica en la que fueron encontradas. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Distribution of the D/L ratio of the aspartic and glutamic acids in the samples analysed in this work. Note that the samples are grouped according to the stratigraphic unit in which they were found. See color figure in the web.

Por otra parte, al observar los valores de las ratios D/L obtenidas de los fósiles dentro de un mismo nivel estratigráfico, se ha podido calcular una desviación estándar de 0,05. Este valor puede servir como una estimación preliminar del umbral de precisión que se puede obtener mediante el método de racemización de aminoácidos en gasterópodos pulmonados, lo cual es importante para poder realizar una curva de calibración.

En segundo lugar, se deduce que es probable que las unidades estratigráficas 30 y 40 se hayan depositado en eventos aluviales cercanos en el tiempo, dado que las ratios D/L medias del conjunto de las muestras en ambos niveles estratigráficos tienen valores muy similares. A falta

de conocer los resultados del OSL que sustentan esta hipótesis, podría interpretarse que el tiempo transcurrido desde el cese de la deformación de la unidad 40 hasta la deposición de la unidad 30 podría haber sido muy corto y, por lo tanto, el número de eventos sísmicos responsables de la deformación fueran asimismo pocos.

Agradecimientos

Investigación financiada por los proyectos PREVENT (CGL2015-66263-R) y RECOGNES (IGME 2592). La revisión del manuscrito por la Dra. Eulalia Masana y por el Dr. José J. Martínez Díaz, han sido imprescindibles en la mejora de la calidad del trabajo.



Fig. 4.- Ejemplo de muestra de gasterópodo analizado, *Iberus calaensis*. Foto A. Giusto Díaz de Cerio. Ver figura en color en la web.

*Fig. 4.- Example of one of the gastropods analysed, *Iberus calaensis*. Photo A. Giusto Díaz de Cerio. See color figure in the web.*

Referencias

- García-Mayordomo, J., Ortiz, J.E., Torres, T., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Altolaguirre, Y., Canales-Fernández, M.L. y Martín-Banda, R. (2014a). *Geogaceta* 56, 15-18.
- García-Mayordomo, J., Ortiz, J.E., Torres, T., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Altolaguirre, Y., Canales-Fernández, M.L. y Martín-Banda, R. (2014b). *Geophysical Research Abstracts* 16, EGU2014-10832.
- García-Meseguer, A.J., Esteve, M.A., Robledano, F. y Miñano, J. (2017). *Atlas y Libro Rojo de los Moluscos Continentales de la Región de Murcia*. Consejería de Agua, Agricultura y Medio Ambiente de la CA de la Región de Murcia, 338 pp.
- Hearty, P.J., O'Leary, M.J., Kaufman, D., Page, M.C. y Bright, J. (2004). *Paleoceanography* 19, PA4022.
- Kaufman, D.S. y Manley, W.F. (1998). *Quaternary Geochronology* 17, 987-1000.
- Murray-Wallace C.V. (1995). *Quaternary International* 26, 69-86.
- Torres, T., Llamas F.J., Canoira, L., García-Alonso, P. y Ortiz, J.E. (1999). *Estratigrafía Biomolecular*. ENRESA, Madrid, 156.

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, JPG, Adobe Illustrator o EPS.

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) *Agradecimientos*: El Comité Editorial y el Consejo Asesor de GEOGACETA sugieren que en este apartado se cite expresamente el agradecimiento a los revisores.
- g) *Referencias*: Se presentarán en orden alfabético de autores, hasta un máximo de 25 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.

h) *Tablas*: Se ordenarán correlativamente con numeración romana. Los autores deberán cerciorarse de su legibilidad una vez insertadas en la plantilla de referencia.

i) *Figuras y fotografías*: Se computarán conjuntamente e irán numeradas correlativamente con numeración arábica. En todos los mapas y en las figuras y fotografías que se considere conveniente deberá ir una escala gráfica. Los autores deberán cerciorarse de la legibilidad de cada una de las figuras insertadas en la plantilla de referencia. Para el diseño de las figuras se deberá tener en cuenta el tamaño de caja máximo de las páginas de GEOGACETA (240 x175 mm), que a su vez se subdivide en tres columnas. Es importante elegir correctamente los grosores de trazo de líneas, tamaño de 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.

j) *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) *Acknowledgements*: GEOGACETA advise that the reviewers are cited in the acknowledgments.
- g) *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*. Ph.D. Thesis, Univ. de Granada, 210 p.

Díaz Martínez, E. (1988). In: *II Congreso Geológico de España*. Abstracts 1, 67-70.

h) *Tables*: They must be ordered consecutively with Roman numerals. Authors must ensure legibility once inserted in the reference template.

i) *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.

j) *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, TIFF, EPS or Adobe Illustrator.

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 (adjuntar fotocopia del carnet de estudiante).
- Ordinario residente en el extranjero.

Esta inscripción será presentada y aprobada en la siguiente asamblea de socios de la Sociedad Geológica de España.

Fecha y firma del solicitante:

CUOTAS:

Cuota de inscripción: 12 €.

Cuota anual: 65 € (soc. ordinario); 25 € (soc. estudiante o desempleado); 69 € (socio residente en el extranjero). Envía resguardo de pago de inscripción (las comisiones bancarias pertinentes correrán a cargo del socio)

- Envía resguardo de la transferencia bancaria a la cuenta IBAN: ES0401822305680201531046(BBVA) de la C/ Toro 67. 37002 Salamanca.
Por el valor de 12 € que corresponde a la cuota de inscripción.
Para transferencias desde el extranjero BIC: BBVA ESMMXXX. 01822305680201531046
- Envía carta de pago VISA Mastercard (solo para socios residentes en el extranjero). Firmada y con el nº de tarjeta y por un valor de 81 € (en concepto de Inscripción y cuota anual extranjero).

DATOS PARA COBRO POR BANCO:

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

CÓDIGO CUENTA CORRIENTE (24 dígitos):

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

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 €

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 €

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: 01822305-68-0201531046. 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.

GEOQUÍMICA/GEOCHEMISTRY

La contaminación metálica en la Bahía de Chañaral (norte de Chile): retrospectiva, prospección y proyección / *Metallic contamination in Chañaral Bay (northern Chile): retrospection, prospection and projection* 59-62
E. Bonnail, P. Cruz-Hernández, S. Galleguillos, T. Izquierdo y M. Abad

The late Miocene Campo Coy gypsum (Eastern Betics, Spain) / *Los yesos del Mioceno superior de Campo Coy (Cordillera Bética oriental, España)* 63-66
D. Artiaga, J. García-Veigas, L. Gibert and J. M. Soria

Aparente contradicción entre los contactos intrusivos de un granito datado como ordovícico y la edad hercínica de los esquistos encajantes. El contacto del granito de Núria en la Jaça Roja (Pirineos Orientales) / *Apparent contradiction between cross-cut intrusive contacts of an ordovician-dated granite and the hercynian age of the enclosing schists. The Núria granite contact at the Jaça Roja (Eastern Pyrenees)*67-70
P. Enrique

PALEONTOLOGÍA/PALEONTOLOGY

Nuevos hallazgos de fósiles ordovícicos en el Dominio de Obejo-Valsequillo (provincias de Badajoz y Córdoba, suroeste de España) / *New occurrences of Ordovician fossils from the Obejo-Valsequillo Domain (provinces of Badajoz and Córdoba, Southwestern Spain)*..... 71-74
J. C. Gutiérrez-Marco, S. Lorenzo, S. Pereira e I. Rábano

Yacimientos paleontológicos del Silúrico superior de Hinojosa del Duque (provincia de Córdoba, Dominio de Obejo-Valsequillo, suroeste de España) / *Fossil localities from the upper Silurian of Hinojosa del Duque (province of Cordoba, Obejo-Valsequillo Domain, southwestern Spain)* ... 75-78
S. Lorenzo, J. C. Gutiérrez-Marco, V. Perrier y P. Serventi

HIDROGEOLOGÍA / HYDROGEOLOGY

Primeros resultados acerca de la interacción entre aguas subterráneas y superficiales en La Charca de Suárez (Granada) / *A first overview of the groundwater-surface water interaction in La Charca de Suárez (Granada, Southeast of Spain)* 79-82
Á. M. Blanco-Coronas, M. López-Chicano, M. L. Calvache, J. Benavente y C. Duque

Acuíferos con flujo de densidad variable como análogos a los movimientos isostáticos litosféricos / *Aquifers with variable density flow as lithospheric isostatic movement analogues* 83-86
F. Sola, A. Muñoz y Á. Vallejos

Monitorización hidrológica y caracterización de la relación laguna-acuífero en las lagunas de los mantos eólicos de Doñana / *Hydrological monitoring and characterization of the relation aquifer-pond in the sand dune ponds of Doñana* 87-90
M. Rodríguez-Rodríguez, A. Fernández-Ayuso, F. Moral y R. Caro

CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA / QUATERNARY AND GEOMORPHOLOGY

El hidrolacólito de las Calderuelas (Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama), una morfología periglacial singular / *The Calderuelas hydro-laccolith (Sierra de Guadarrama National Park), a remarkable periglacial landform* 91-94
R. M. Carrasco, J. Pedraza, J. Fernández-Lozano, J. Sánchez-Vizcaino, R. L. Soteres, T. Karampaglidis, V. Turu, X. Ros y O. Merlo

GEOFÍSICA/GEOPHYSICS

Caracterización de unidades de progradación litoral mediante georradar: la playa de Carchuna (Granada, SE de España) / *Characterization of progradational units in a coastal plain using ground-penetrating radar: Carchuna Beach (Granada SE Spain)* 95-98
J. Rey, J. Martínez, M. C. Hidalgo, R. Mendoza y M. J. Campos

Estudio del margen oriental de la península Antártica a partir de datos gravimétricos y magnéticos / *Study of the eastern margin of the Antarctic Peninsula based on gravimetric and magnetic data* 99-102
C. Rey-Moral, F. Bohoyo, M. Druet, A. Golynsky y J. Galindo Zaldívar

Nuevos datos gravimétricos en los Pirineos Centrales (NE de España) / *New gravity data in the Central Pyrenees (NE Spain)* 103-106
C. Ayala, F. M. Rubio, C. Rey-Moral, E. L. Pueyo, P. Clariana, R. Soto, A. M. Casas, T. Román-Berdiel y J. Martí

HISTORIA DE LA GEOLOGÍA/HISTORY OF GEOLOGY

Aspectos geológicos en la Historia del Reino de Quito en la América Meridional (1844), de Juan de Velasco / *Geological questions in Juan de Velasco's History of the Kingdom of Quito in South America (1844)*107-110
M. León Garrido

CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA/QUATERNARY AND GEOMORPHOLOGY

Geomorfología y evolución geológica reciente del litoral del Parque Nacional Pan de Azúcar (norte de Chile) / *Geomorphology and recent geological evolution of Pan de Azúcar National Park coastal sector (northern Chile)* 111-114
T. Izquierdo, G. Carrasco, J. Rodríguez Vidal, F. Ruiz y M. Abad

El sistema de terrazas del valle bajo del Guadalquivir y su relación con la Formación Arcillas de Marismas / *The terraces system of the lower Guadalquivir valley and its relation with the Marismas Clay Formation* 115-118
Á. Salazar, J. Cruz Larrasoña y M. P. Mata

CUATERNARIO/QUATERNARY

Variabilidad de la relación de racemización de aminoácidos en un grupo de gasterópodos terrestres cuaternarios de Murcia / *Variability of the aminoacid racemization relation in a group of Quaternary continental gastropods in Murcia (Spain)*119-122
A. Giusto-Díaz de Cerio, J. García-Mayordomo, J. M. Insua-Arévalo, J. E. Ortiz y T. Torres

Comunicaciones presentadas en la LXVII Sesión Científica / Peñarroya-Pueblonuevo (Córdoba) 22 de noviembre de 2019

Communications presented in the LXVII Scientific Session / Peñarroya-Pueblonuevo (Córdoba) November 22, 2019

SUMARIO / SUMMARY

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA / STRUCTURAL GEOLOGY AND TECTONICS

Pliocene-Quaternary deformational structures in the eastern Algarve continental shelf, Gulf of Cadiz / *Deformaciones pliocenas y cuaternarias en la plataforma continental oriental del Algarve, Golfo de Cádiz* 3-6
M. Luján, F.J. Lobo, T. Mestdagh, J. Tomás Vázquez, M. C. Fernández-Puga and D. Van Rooij

Estiramiento paralelo a los ejes de los pliegues en la Unidad de las Nieves (Dominio de Alborán, Béticas Occidentales) / *Fold-axis parallel stretching in the Nieves Unit (Alboran Domain, Western Betics)* 7-10
J. C. Balanyá, I. Expósito Ramos, A. Jiménez-Bonilla y M. Díaz-Azpiroz

Shape preferred orientation of dolostone bodies of a Triassic broken formation at the western External Betics / *Orientación preferente de forma de cuerpos de dolomías de una broken formation triásica en las Béticas Externas occidentales* 11-14
M. Díaz Azpiroz, R. Asencio Almansa, J. R. Senín Andrades y A. Jiménez Bonilla

Fracturación cortical inferida a partir de técnicas de sismicidad activa y pasiva: extensión neógena en el "forebulge" de la Cuenca del Guadalquivir / *Cortical fracturing inferred from active and passive seismicity techniques: Neogene extension in the "forebulge" of the Guadalquivir Basin* 15-18
F. M. Alonso-Chaves, A. Macau, S. Figueras, B. Benjumea, A. Gabàs, A. Roca, E. García-Navarro, R. Puig y J. Sedano

Tectónica extensional durante el Triásico Superior en el extremo oriental de la cuenca del Algarve (Ayamonte, España) y la reactivación de fallas durante el Plioceno-Cuaternario / *Upper Triassic extensional tectonics at the eastern end of the Algarve basin (Ayamonte, Spain), and the reactivation of faults during the Pliocene-Quaternary* 19-22
F. M. Alonso-Chaves, E. García Navarro, C. Fernández y E. Mayoral

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA/STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY

Reconstrucción de las áreas fuente de polvo eólico depositado en el drift contornítico asociado al monte submarino Villa de Djibouti (mar de Alborán) / *Reconstruction of the source areas for the aeolian dust deposited in the contourite drift associated with the submarine seamount Djibouti Ville (Alboran Sea)* 23-26
N. López-González, B. Alonso, D. Casas, C. Juan, G. Ercilla, G. Bozzano, I. Cacho, D. Palomino, P. Bárcenas, E. d'Acremont, C. Gorini y B. El Mounni

El registro cuaternario sumergido de la Bahía de Cartagena (Murcia, España) / *Underwater Quaternary record of the Cartagena Bay (Murcia, Spain)* ... 27-30
T. Torres, J. E. Ortiz, Y. Sánchez-Palencia, M. Ros, F. Navarro, I. Manteca, I. López-Cilla, L. A. Galán, S. Ramallo, T. Rodríguez-Estrella, A. Blázquez, Á. Gómez-Borrego, B. Ruiz-Zapata, M. J. Gil y E. Heine

The lobe complex of the distal Almería turbidite system: architecture and depositional history over the last 575,000 years / *El complejo de lóbulos del sistema turbidítico distal de Almería: arquitectura e historia deposicional durante los últimos 575000 años* 31-34
B. Alonso, Ó. Llamasa, G. Ercilla, F. Estrada, C. Juan, D. Casas and J. T. Vázquez

Tasas de acumulación reciente en los márgenes del estuario del Guadalquivir / *Recent accumulation rates along the Guadalquivir Estuary margins* ...35-38
J. A. Morales, B. M. Carro, E. G. San Miguel y J. Borrego

How to be predictive with low net-to-gross reservoirs: a Triassic case study / *Cómo ser predictivo con rocas almacén de baja relación neto a bruto: un ejemplo triásico* 39-42
L. M. Yeste, A.N. Varela, N. McDougall, F. García-García, J. Jaimez and C. Viseras

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA/PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY

Peridotite xenoliths from the El Morrón de Villamayor volcano (Calatrava Volcanic Field) / *Xenolitos peridotíticos del volcán Morrón de Villamayor (Campo Volcánico de Calatrava)* 43-46
J. García Serrano, C. Villaseca and C. Pérez-Soba

Edad de las rocas volcánicas submarinas y plutónicas del Complejo Basal de La Palma: implicaciones en la evolución geológica temprana de la isla / *Age of the submarine volcanic and plutonic rocks of the Basal Complex of La Palma: implications in the early geological evolution of the island* 47-50
R. Casillas Ruiz, J. de la Nuez Pestana, C. Fernández Rodríguez, J. R. Colmenero Navarro, F. Jourdan, S. Harangi y R. Lukács

Los volcanes de las islas Columbretes (Mediterráneo occidental) I: el volcán de Columbrete Grande y el volcán de Navarrete / *The volcanoes of the Columbretes Islands (western Mediterranean) I: the Columbrete Grande volcano and the Navarrete volcano* 51-54
E. Ancochea Soto y M. J. Huertas Coronel

Los volcanes de las islas Columbretes (Mediterráneo occidental) II: los volcanes fonolíticos / *the volcanoes of the Columbretes Islands (western Mediterranean) II: The phonolithic volcanoes* 55-58
M. J. Huertas Coronel y E. Ancochea Soto