

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

GEOGACETA

Sociedad Geológica de España

Vol. 73 · Enero - Junio/January - June 2023

ISSN: 0213-683X



Editores / Editors:
Alberto Pérez López
Aitor Cambeses



Sociedad
Geológica
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

<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>
© 2023 Sociedad Geológica de España

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

COMITÉ EDITORIAL / EDITORIAL BOARD

EDITOR PRINCIPAL / EDITOR IN CHIEF

Dr. Alberto Pérez López

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

EDITOR ADJUNTO / ASSOCIATE EDITOR

Dr. Aitor Cambeses

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

EDITORES ASISTENTES / EDITORIAL MANAGERS

Dra. Nieves López González

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

Dra. Sonia García de Madinabeitia

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

SECRETARIO / SECRETARY

Dr. Miguel Gómez-Heras

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

OFICINA INSTITUCIONAL / INSTITUTIONAL OFFICE

Isabel Corral Fernández

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

SEDE EDITORIAL / EDITORIAL OFFICE

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

GEOGACETA es una publicación semestral de la Sociedad Geológica de España (SGE). En esta revista se publican las comunicaciones presentadas en las Sesiones Científicas de la Sociedad. Se publican artículos cortos (que no superan las cuatro páginas), originales e inéditos, no presentados simultáneamente en otra publicación. La línea editorial de **GEOGACETA** promueve la difusión de las investigaciones que desarrollan los miembros de la sociedad en colaboración con otros colegas y en relación con cualquier aspecto de las Ciencias de la Tierra. La gestión editorial de **GEOGACETA** la desarrolla el Comité Editorial (Editores, Secretario, Secretarías técnicas) en colaboración con el Comité Científico. Dicho comité se compone de un Consejo Asesor y un Consejo Científico. Los artículos que se publican en **GEOGACETA** se caracterizan por su carácter novedoso, provocativo y riguroso. Todos los artículos publicados han sido revisados por dos revisores especializados en la temática del propio artículo y requieren de una valoración positiva por parte de los revisores, así como del informe positivo de los editores ante el Consejo Asesor. Al menos dos veces al año se reúnen Editores y Consejo Asesor. Las normas de publicación pueden consultarse en la web de la plataforma RECYT (Repositorio Español de Ciencia y Tecnología): <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>. La SGE informa que las ideas, opiniones y datos publicados son responsabilidad exclusiva de los autores. Los autores ceden los derechos de *copyright* a la SGE. Todos los artículos de Geogaceta (a partir del año 2023) están sujetos a la licencia [Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0 International License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/) (CC BY-NC-SA 4.0).

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

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

Imagen de portada / Cover illustration:

Afloramiento de roca volcánica (dacita) con un peculiar diaclasado muy común en Cabo de Gata, que forma columnas poligonales (disyunción columnar) debido al enfriamiento de la lava (Punta Baja, Almería). Antiguamente se explotaba para la extracción de adoquines.

Autora fotografía: Gloria García Hoyo (Geoparque Mundial UNESCO Cabo de Gata-Níjar).



Comunicaciones presentadas en la LXXIII Sesión Científica, Geoparque Mundial UNESCO Cabo de Gata-Níjar



Presidente de la SGE:
Dr. Juan Antonio Morales

Secretario de la SGE:
Dr. Miguel Gómez Heras

Editores:

Dr. Alberto Pérez López
Dr. Aitor Cambeses

Organización de la Sesión Científica:

Parque Natural-Geoparque Mundial UNESCO Cabo de Gata-Níjar.

Lucía Tejero Trujeque (Directora)

Gloria García Hoyo (Asesora Científica)

SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

COMITÉ CIENTÍFICO / SCIENTIFIC COMMITTEE

CONSEJO ASESOR / ADVISORY BOARD

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

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

CONSEJO CIENTÍFICO / SCIENTIFIC BOARD

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

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

geología 23

6 y 7 de mayo

El fin de semana del 6-7 de mayo se celebró el Geolodía 23. Y, aunque las excursiones presenciales en el campo han sido las protagonistas, no hemos abandonado el formato virtual.

Se han realizado 53 excursiones, una de ellas transfronteriza entre España y Portugal, a las que han acudido más de 8000 personas. Podéis encontrar las Geologías en la web del Geolodía (<https://geolodia.es/geolodia-2023/>). También se ha retomado el "Concurso Fotográfico de Twitter" entre el público asistente.

En el apartado virtual, se ha desarrollado el ciclo "Geocharlas online asociadas al Geolodía 23" y se han preparado cuatro "Geolodías Especiales". Estos vídeos pueden encontrarse en el canal de YouTube de la SGE (<https://www.youtube.com/c/>

SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA/featured). Hasta la fecha, han recibido más de 8500 visualizaciones.

Además, se ha editado el videojuego "Aina y la Comunidad del Martillo", que puede encontrarse en la web de la SGE, y se ha realizado la primera edición del "Concurso Geodescubre" entre centros educativos, cuyos trabajos ganadores están expuestos en la página web del Geolodía.

Podéis adquirir vuestras camisetas promocionales del Geolodía a través de la tienda de la SGE en La Tostadora (<https://www.latostadora.com/sociedadgeologicadeespana/>).

¡Nos vemos en el Geolodía 24 el próximo año!

Imágenes ganadoras del "Concurso Fotográfico de Twitter"



Eva Sánchez (@esangon)



Javier Frutos (@fru_javier) Antonio Tejero (@antonio_tejero)



(@otxotei)

Organiza



Sociedad
Geológica
de
España

Con la colaboración de



Patrocinan



Exploración geofísica para la caracterización hidrogeológica del entorno del Aljibe de la Lluvia, en el conjunto monumental de la Alhambra y el Generalife (Granada, Sur de España)

Geophysical prospecting for the hydrogeological characterization of the surroundings of the Aljibe de la Lluvia, in the monumental complex of the Alhambra and the Generalife (Granada, southern Spain)

Pablo Pérez-Vizcaíno¹, Luis José García-Pulido², Antonio González-Ramón¹, Carlos Marín-Lechado¹, Sergio Martos-Rosillo¹ y Ana Ruiz-Constán¹

¹ Centro Nacional Instituto Geológico y Minero de España, Consejo Superior de Investigaciones Científicas IGME-CSIC, Granada, Spain;
perezvizcainopablo@gmail.com; antonio.gonzalez@igme.es; c.marin@igme.es; s.martos@igme.es; a.ruiz@igme.es

² Escuela de Estudios Árabes, Consejo Superior de Investigaciones Científicas EEA-CSIC, Granada, Spain.
luis.garcia@eea.csic.es

ABSTRACT

In the highest part of the hill where the monumental complex of the Alhambra and the Generalife is located, in the Dehesa del Generalife (Granada, Spain) there is an extensive hydraulic complex, from the Nasrid period, which could have been fed by groundwater captured from the Aljibe de la Lluvia. This paper presents the results of a geophysical prospecting survey performed to determine if there hydrogeological conditions to explain the presence of a spring in the Alhambra Formation. The results explain why the water emerges in the vicinity of the cistern and contribute to reinforcing the theory that this spring could condition the establishment of the Alberca Rota hydraulic complex, which was the node that made it possible to supply water to the royal Nasrid countryhouses of Alixares (Qaṣr al-Dišār) and Dār al-‘Arūsa (Casa de la Novia), built in the last third of the 14th century.

Key-words: Electrical Resistivity Tomography, spring supply, Nazarí hydraulics.

Geogaceta, 73 (2023), 3-6

<https://doi.org/10.55407/geogaceta95534>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

La geología y el agua son dos de las señas de identidad más destacadas de la ciudad palatina de la Alhambra, situada en la ciudad de Granada. Su nombre, Alhambra, *ḥiṣṣ al-ḥamrā* o castillo rojo, obedece al color de la formación geológica sobre la que se asienta (Formación Alhambra), constituida por un conglomerado de origen aluvial. El agua, proveniente de las acequias que parten del río Darro, y su total integración, tanto en la arquitectura como en el paisaje, contribuyen a que este conjunto monumental sea Patrimonio de la Humanidad.

Por encima del Generalife, en la denominada Dehesa del Generalife, que se extiende, sobre todo, en la vertiente N del Cerro del Sol, hacia oriente, se

encuentran, diseminados los restos de un extenso complejo hidráulico y arquitectónico vinculado a la Alhambra y que está formado por los yacimientos arqueológicos integrados en las almunias reales nazaríes de Dār al-‘Arūsa y los Alijares, con estructuras hidráulicas tales como el Albercón del Negro, la Alberca Rota y los Pozos Altos del Cerro del Sol o fortificaciones como la Silla del Moro (Fig. 1). La configuración y el funcionamiento hidráulico de este complejo parecen estar vinculados a la presencia de algunos manantiales colgados en la Formación Alhambra. Manantiales que en la actualidad se encontrarían desaparecidos o prácticamente agotados por la actual situación climática, más cálida que la que se dio en el Óptimo Climático Medieval (García-Alix, et al., 2020), por la elevada

RESUMEN

En la parte más elevada del cerro donde se ubica el conjunto monumental de la Alhambra y el Generalife, en la Dehesa del Generalife (Granada, España) se sitúa un extenso complejo hidráulico, de época nazarí, que pudiera haber sido alimentado por el agua subterránea captada desde el Aljibe de la Lluvia. En este trabajo se presentan los resultados de una campaña de prospección geofísica con la que se ha pretendido determinar si se dan las condiciones hidrogeológicas que expliquen la presencia de un manantial colgado dentro de la Formación Alhambra. Los resultados conseguidos explican por qué surge el agua en las inmediaciones del aljibe y contribuyen a reforzar la teoría que apunta a que este manantial pudo condicionar el establecimiento del complejo hidráulico de la Alberca Rota, que fue el nodo que posibilitó el suministro de agua a las almunias reales nazaríes de los Alijares (Qaṣr al-Dišār) y Dār al-‘Arūsa (Casa de la Novia), construidas en el último tercio del siglo XIV.

Palabras clave: Tomografía Eléctrica, manantial para abastecimiento, hidráulica nazarí.

Fecha de recepción: 12/07/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

densidad de coníferas de repoblación ubicadas en la zona cimera del cerro (Fig. 2) y por ciertas intervenciones en el territorio que pudieran haber destruido las galerías de drenaje subterráneas que los alimentaban. Entre las distintas hipótesis planteadas, García-Pulido (2013) apunta la posibilidad de que este complejo hidráulico partiera de un manantial o de una zona de surgencia difusa asociada al Aljibe de la Lluvia, dado que esta estructura subterránea sigue recibiendo un pequeño aporte de agua a día de hoy y a que cuenta con la altitud suficiente para poder aprovisionar a todo este complejo hidráulico sin la necesidad de ninguna elevación adicional (Fig. 3).

El Aljibe de la Lluvia consiste en un depósito medieval, de planta cuadrada, con unos 7,5 m de lado interior, en el que

dos tercios de su estructura están por debajo del terreno. Se sitúa a 933 m s.n.m. junto al camino que une el cementerio de Granada con el área recreativa del Llano de la Perdiz. Dispone de tres pequeñas galerías subterráneas, no exploradas, en su cara NE; dos situadas a 2,5 m del fondo y otra a 0,5 m. Este aljibe cuando rebosa lo hace hacia el Albercón del Oro (una balsa de construcción más reciente), situado a escasos metros de distancia, por una conducción enterrada que los comunica (García-Pulido, 2013).

Desde el punto de vista geológico, el aljibe se ubica sobre una falla normal de dirección N130E, que buza unos 70° hacia el suroeste y cuyo trazado coincide con el barranco del Aljibe de la Lluvia (Azañón et al., 2004). La presencia de esta falla y la existencia de 1,6 km² de afloramientos de la Formación Alhambra por encima de este punto de surgencia explicarían la posición del manantial, siempre y cuando existiese, bajo el mismo, un nivel de baja permeabilidad que permita el afloramiento del agua subterránea. El principal objetivo de este trabajo ha consistido en diseñar, realizar e interpretar una campaña de prospección geofísica para estudiar la geometría y la naturaleza de los estratos de la Formación Alhambra existentes bajo el Aljibe de la Lluvia de la Dehesa del Generalife.

Contexto hidrogeológico

La Formación Alhambra está compuesta por cantos redondeados de naturaleza metamórfica con intercalaciones de arenas y limos procedentes de la denudación de Sierra Nevada. Se trata de abanicos aluviales depositados durante el Plioceno y el Pleistoceno inferior. Su espesor visible es de unos 250 m y se encuentran ligeramente inclinados hacia la Depresión de Granada (Martín y Braga, 1997).

El nivel piezométrico viene marcado por el nivel de base impuesto por el aluvial de los ríos Darro y Genil y de la Vega de Granada, a cotas en torno a 750 m s.n.m. en la zona donde se localiza el Aljibe de la Lluvia. Se conocen varios manantiales en el entorno, los más populares son las fuentes del Avellano, de la Salud y de la Agrilla, ubicados en la ladera norte y colgados unos 20-30 m sobre el cauce del río Darro. Estos se relacionan con las infiltraciones de las acequias que alimentan a la Alhambra, que discurren por esa misma ladera a cota superior. En la ladera S se conoce otro manantial colgado, fuente de

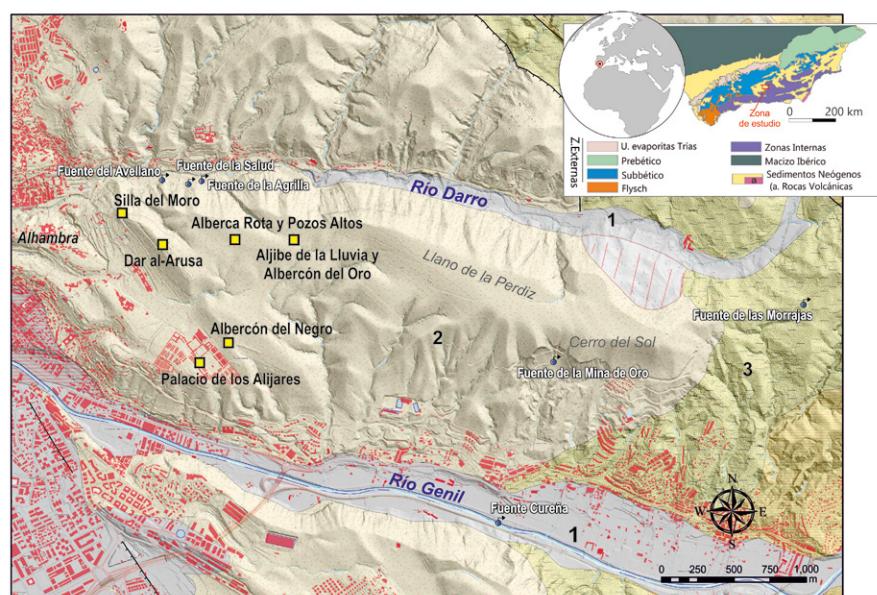


Fig. 1.- Localización geográfica en el contexto de la Cordillera Bética y contexto hidrogeológico del Aljibe de la Lluvia. 1: Depósitos aluviales cuaternarios; 2: Conglomerado Alhambra; 3: Límos de Cenes-Jun. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geographic location of the area in the Betic Cordillera and hydrogeological context of the Aljibe de la Lluvia. 1: Quaternary alluvial deposits; 2: Alhambra conglomerates; 3: Cenes-Jun silts.

la Mina de Oro (conocetusfuentes.com), que también podría tener relación con la infiltración del llamado Canal de los Franceses (Canal del Aguas Blancas), que en nuestros días abastece a Granada desde el Embalse de Quéntar.

No existen estudios hidrogeológicos específicos de la Formación Alhambra en el Cerro del Sol, pero el buzamiento, con cierta componente O de los conglomerados y las condiciones de contorno que imponen los ríos Genil y Darro, hacen suponer que la recarga procedente de la infiltración de la precipitación y la de las pérdidas de las acequias, se drenará hacia los dos ríos,

existiendo, probablemente una divisoria hidrogeológica que puede coincidir con la dirección E-O, aproximadamente, del eje del Cerro del Sol. La presencia de algunos niveles arcillosos y su intersección con barrancos o cambios bruscos de pendiente puede dar lugar a la aparición de pequeños manantiales colgados, como el que se investiga en este trabajo.

Metodología

Se realizaron dos perfiles de tomografía eléctrica situados unos 6 metros al O de la entrada del Aljibe de la Lluvia



Fig. 2.- Vista aérea del barranco del Aljibe de la Lluvia que desciende desde el Cerro del Sol al valle del río Darro, atravesado por diversas canalizaciones de la Alhambra, en cuya cabecera se encuentra la cisterna que le da nombre.

Fig. 2.- Aerial view of the Aljibe de la Lluvia ravine that descends from Cerro del Sol to the Darro river valley, crossed by various Alhambra canals, at whose head is located the cistern that gives it its name.

(Fig. 4), mediante un equipo ABEM Terrameter LS2 y un sistema compuesto por 4 bobinas de cable de 100 m de longitud cada una, 80 electrodos y conectores para emitir y recibir la electricidad del terreno mediante pulsos de polaridad opuesta con una intensidad máxima de 1 amperio. El uso de esta técnica geofísica es idóneo ya que existe contraste de resistividad entre los niveles poco permeables, de naturaleza arcillosa, y los niveles más permeables de conglomerados de la Formación Alhambra.

Ambos perfiles (Fig. 4) tienen orientación N-S. El perfil 1 se adquirió con un espaciado entre electrodos de 1 m y una longitud total de 80 m. Posteriormente, sobre la misma traza, pero restringido a la parte central del perfil, se realizó un segundo, con un espaciado de 0,5 m y longitud total de 40 m, con el objetivo de tener una imagen más detallada de la parte más superficial. Para este trabajo se ha seguido el protocolo Multiple Gradient, diseñado para sistemas de medida multicanal (Dahlin y Zhou, 2006) ya que realiza las medidas en dos ciclos combinados que ofrecen un gran volumen de datos en la parte más superficial y una resolución superior al método Wenner y al Schlumberger.

Las medidas de resistividad de cada perfil fueron analizadas mediante un proceso de tres etapas. En primer lugar, se incorporaron los datos de topografía de los perfiles a partir del modelo digital del terreno MDT02 del IGN (Instituto Geográfico Nacional; IGN, 2022). Seguidamente, estos ficheros fueron introducidos en el software Res2Dinv (ABEM, 2016) con el objetivo de eliminar valores anómalos. Finalmente, se realizó la inversión de los datos (Dey and Morrison, 2005) para así obtener una distribución 2D de la resistividad eléctrica en el subsuelo.

En ambos perfiles se realizó una inversión suavizada utilizando el método de mínimos cuadrados (Loke et al., 2003). Se ha utilizado una malla cuyas celdas aumentan de tamaño en profundidad, con 2 nodos por unidad de espaciado entre electrodos y un factor de amortiguamiento inicial (damping factor) de 0,3. El perfil 1 consta de un total de 1219 datos, el modelo óptimo (error absoluto 1,5%) se obtuvo tras 4 iteraciones y se alcanzó una profundidad máxima de 17 m. Para el perfil 2 se usaron 1306 datos, el modelo de resistividad óptimo se obtuvo con 4 iteraciones (error de 1,6%) y se alcanzó una profundidad máxima de 9 m.



Fig. 3.- Vista aérea desde el O del Cerro del Sol con el yacimiento de la Alberca Rota en primer plano, y el Aljibe de la Lluvia en el pie de monte occidental del Llano de la Perdiz.

Fig. 3.- Aerial view from the W of Cerro del Sol with the Alberca Rota site in the foreground, and the Aljibe de la Lluvia at the western foot of the Llano de la Perdiz.

Para calcular el índice de profundidad de investigación (depth of investigation, DOI), se realizaron dos inversiones con una resistividad de referencia del segundo modelo 100 veces mayor que en el primero (Loke, 2012). Este valor se acerca a cero donde las dos inversiones producen iguales valores de resistividad, independientemente del valor del modelo de referencia (Robert et al., 2011). Se ha utilizado un valor de corte de 0,2 (Marescot et al., 2003) que se muestra en ambos modelos como una línea blanca (Fig. 4C).

Resultados y discusión

El modelo de resistividad del perfil 1 muestra una capa superficial con fuertes contrastes de resistividad en la que se observan valores entre 120-250 $\Omega\cdot\text{m}$, que alternan con zonas de mayor resistividad que alcanzan los 970 $\Omega\cdot\text{m}$. La potencia de este nivel es irregular, alcanza 1,5 m de espesor en torno al metro 20, mientras que en la parte más meridional del perfil su espesor es mínimo o, incluso, desaparece. Por debajo, existe otra capa más homogénea y continua, con valores de resistividad de 20-90 $\Omega\cdot\text{m}$, en la que se aprecia un aumento de espesor desde unos 2,5 m en la mitad norte del perfil, hasta un máximo de 4 m en la mitad sur que podría estar relacionada con la existencia de una falla que hundiría el bloque S. Finalmente, en la parte más profunda aparece un tercer nivel con resistividades superiores a 200 $\Omega\cdot\text{m}$. El perfil 2 corrobora los resultados descritos y permite definir con mayor precisión la potencia de las diferentes unidades.

Teniendo en cuenta los valores de resistividad y las observaciones de campo, la capa irregular más superficial se interpreta como un depósito en el que abundan cantos detriticos de rocas metamórficas que se encontrarían englobados en una matriz arenosa-limosa. Es importante destacar el valor elevado de resistividad y geometría circular que se observa en el perfil 1 y en el perfil 2 en torno al metro 40 y 20, respectivamente. Este rasgo, por su ubicación y características, se corresponde con un conducto que comunica el Aljibe de la Lluvia con el Albercón del Oro, un estanque situado 15 metros al oeste. El segundo nivel, con valores de resistividad bajos y relativamente homogéneos, se correspondería con un nivel menos permeable con abundancia de arcillas conductoras. Por último, en la parte más profunda se ubicaría un nivel más conglomerático y permeable.

La existencia de este nivel arcilloso en el bloque hundido de una falla y el afloamiento de 1,6 km^2 de conglomerados por encima del manantial captado por el Aljibe de la Lluvia explican la existencia de este manantial, cuyo emplazamiento y permanencia no han pasado desapercibidos a lo largo de la historia. En ese sentido, Joris Hoefnagel, en 1564, dibujó este aljibe, su camino de acceso y varios viandantes portando cántaros con sus afamadas aguas, a las que se atribuían poderes curativos. Otras referencias de los siglos XVI y XVII hablan de la calidad de las aguas del aljibe y de que mantenían su nivel constante, incluso tras saciar la sed de un regimiento de soldados (Henríquez de Jorquera *in*, García-Pulido, 2013). Luis Seco de Lucena Escalada, en 1884, señala

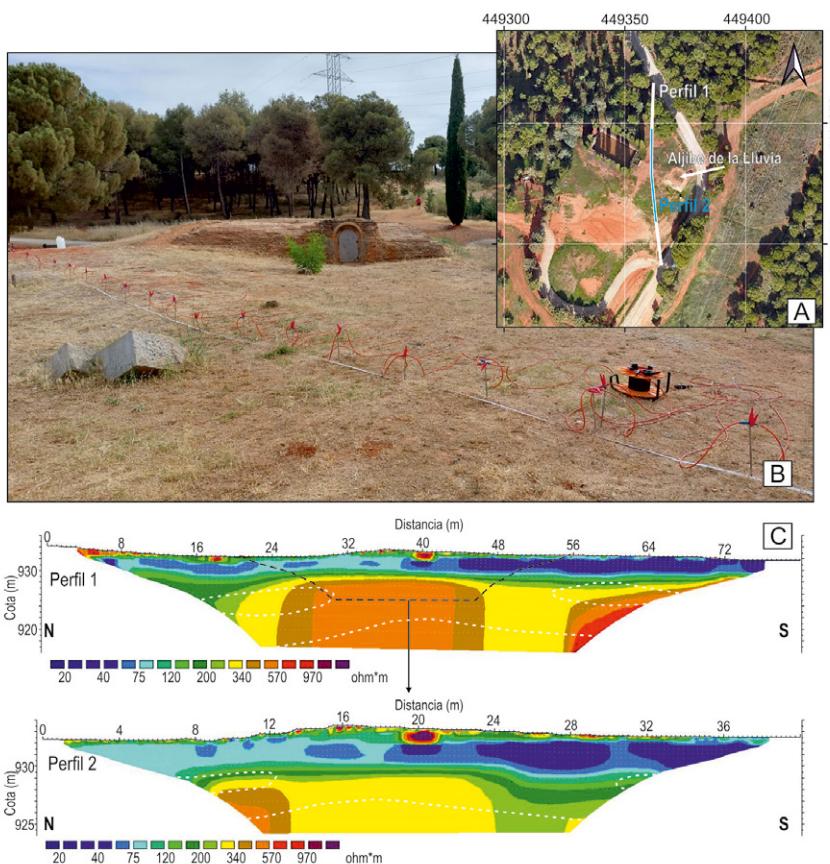


Fig. 4.- Localización de la posición de los perfiles de Tomografía Eléctrica adquiridos (A), fotografía de la campaña geofísica (B) y modelos de resistividad del perfil 1 y perfil 2 (C). Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- Geographical location of the Electrical Resistivity Tomography profiles (A) photograph of the field survey (B) and resistivity models of profile 1 and profile 2 (C). See color figure in the web.

el origen medieval del aljibe y que este es alimentado por un manantial o una mina. Por su parte, las primeras referencias al Albercón del Oro y al rebosadero del aljibe que lo alimentaba, las hace Manuel Gómez-Moreno Martínez en 1889, habiendo sido representado en un plano fechado en 1868 (García-Pulido, 2013).

Conclusiones

Los dos perfiles de tomografía eléctrica realizados han permitido confirmar la presencia de un nivel continuo y conductor, que se corresponde con un nivel arcilloso de la Formación Alhambra bajo el Aljibe de la Lluvia. La disposición de este nivel arcilloso en el bloque hundido de la falla y la existencia de una importante área de recarga por encima del aljibe, permiten confirmar que se dan las condiciones hidrogeológicas para la formación de este manantial colgado en la Dehesa del Generalife.

La cota más elevada de este manantial (933 m s.n.m.) y la mayor recarga de agua subterránea que debía de existir en época nazarí pudieron condicionar el establecimiento del complejo hidráulico de la

Alberca Rota (sobre un promontorio alargado a 450 m al O del Aljibe de la Lluvia y a 926,5 m s.n.m.), donde se tuvo que recurrir a la construcción del Pozo Este para elevar el agua desde la Acequia Real de la Alhambra y la Acequia de Arquillos, en torno a 120 y 60 m por debajo respectivamente (García-Pulido y Mattei, 2019), y así poder asegurar la demanda de agua para las almunias donde el rey nazarí Muhamad V construyó en el último tercio del siglo XIV los palacios de los Aljibes y Dār al-Ārūsa. Un estudio de mayor detalle y la perforación de unos drenes horizontales en el interior del aljibe permitirían incrementar el caudal del manantial, lo que contribuirá a recuperar parte del rico patrimonio hidráulico del complejo monumental de la Alhambra y el Generalife.

Contribución de los autores

Todos los autores han participado en la adquisición de datos, redacción del texto y elaboración de figuras. Pablo Pérez y Ana Ruiz han procesado los datos geofísicos y Ana Ruiz ha coordinado y supervisado el trabajo.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto REVISE-Betics-PID2020-119651RBI00 del Ministerio de Ciencia e Innovación, el proyecto FIPS-PY20-01387 y los grupos de investigación RNM-126 y RNM-148 de la Junta de Andalucía.

Referencias

- ABEM, (2016). ABEM Instrument AB, Sundbyberg, Sweden (126 pp.).
- Azañón Hernández, J.M, Azor Pérez, A., Booth-Rea, G. and Torcal, F. (2004). *Journal of Quaternary Science*, 19, 219-227. <https://doi.org/bmrk6c>
- Dahlin, T, Zhou, B. (2006). *Near Surface Geophysics* 4, 113-123. <https://doi.org/bfzr6f>
- Dey, A., Morrison, H.F., (2005). *Geophysical Prospecting*, 27, 1020-1036. <https://doi.org/jdw2>
- García-Alix, A., Toney, J.L. Jiménez-Moreno, G., Pérez-Martínez, C., Jiménez, L., Rodrigo-Gámiz, M., Scott Anderson, R., Camuera, J., Jiménez-Espejo, F.J., Peña-Angulo, D. and Ramos-Román, M.J. (2020). *Clim. Past*, 16, 245-263. <https://doi.org/jdw3>
- García-Pulido, L.J. (2013). *El territorio de la Alhambra: análisis de un paisaje cultural remarcable. Granada*. Universidad de Granada y Patronato de la Alhambra y Generalife.
- García-Pulido, L.J., Mattei, L. (2019). In: *Ciencias de la naturaleza en al-Andalus. Textos y estudios*, X, Caravaza Bravo, J.M.ª y Benítez Fernández, M. (eds). Madrid, CSIC; 147-167.
- IGN, (2022). *Centro descargas CNIG*, <https://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/index.jsp>
- Loke, M.H., Acworth, I., Dahlin, T., (2003). *Exploration Geophysics*, 34, 182-187. <https://doi.org/b8j2vc>
- Loke, M.H., (2012). *Geotomo Software Company*.
- Marescot, L., Loke, M.H., Chapellier, D., Delaloye, R., Lambiel, C., Reynard, E. (2003). *Near Surface Geophysics*, 1, 57-67. <https://doi.org/fnzmz4>
- Martín J.M., Braga J.C. (1997). In: *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico*, Calvo, J.P., Morales J. (eds). Univ. Complutense, Madrid, Spain; 117-120.
- Robert, T., Dassargues, A., Brouyère, S., Kaufmann, O., Hallet, V., Nguyen, F., (2011). *Journal of Applied Geophysics*, 75 (1), 42-53. <https://doi.org/bmw7c8>

Caracterización hidroquímica e isotópica de las aguas subterráneas de Lanjarón (Sierra Nevada, Granada)

Hydrochemical and isotopic characterization of Lanjarón groundwater (Sierra Nevada, Granada)

Manuel Rodríguez del Rosario¹, Manuel López Chicano^{1,2} y María Luisa Calvache Quesada^{1,2}

¹ Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Avenida Fuente Nueva s/n.
manurquezdelrosario@gmail.com, mlopezc@ugr.es, calvache@ugr.es

² Instituto Universitario de Investigación del Agua. Universidad de Granada. C/ Ramón y Cajal, 4, Granada.

ABSTRACT

The specific characteristics of the rocks present in the southern slope of Sierra Nevada determine the great compositional and quality variability of groundwater. This study carries out a hydrochemical and isotopic analysis of groundwater and surface water in the Lanjarón area. The study has analyzed 20 samples collected in October 2021 in order to distinguish different types of water according to their hydrochemical facies, find out if they share a common origin and establish at what height the recharge occurs.

Key-words: hydrochemistry, stable isotopes, fractured aquifer, groundwater, water recharge height.

Geogaceta, 73 (2023), 7-10

<https://doi.org/10.55407/geogaceta95517>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Las aguas subterráneas de Sierra Nevada son, en su mayoría, aguas frías, de débil mineralización y algo ácidas, que discurren en muchos casos de forma subsuperficial, habida cuenta de la baja permeabilidad de los materiales metamórficos que predominan, lo que les otorga una excelente calidad física y química; también son, en general, de buena calidad microbiológica, dado que son aguas de alta montaña donde apenas existen focos importantes de contaminación y se encuentran protegidas bajo la figura de Parque Nacional. No obstante, también se observan aguas más mineralizadas, ferruginosas y gaseosas, a causa de la existencia de yacimientos minerales diversos y, sobretodo, por la existencia de flujos profundos y lentos que se corresponden con aguas relativamente calientes (Rodríguez Gordillo et al., 1981). Lanjarón constituye uno de los ejemplos más representativos de esta diversidad hidrogeológica de Sierra Nevada.

Los objetivos del estudio son obtener información sobre las características hidrogeoquímicas generales de las aguas subterráneas, profundizar en el origen de

las mismas y establecer la cota de recarga preferente a partir del contenido en $\delta^{18}\text{O}$.

Área de estudio

La cuenca del río Lanjarón se sitúa en la vertiente suroccidental de Sierra Nevada, incluida dentro de los municipios de Lanjarón y el Valle de Lecrín. Presenta una morfología alargada de dirección aproximada NNE-SSE, una superficie de 54 km² y unas cotas máxima y mínima de 3.180 y 230 m s.n.m., respectivamente. El río Lanjarón recorre en dirección suroeste unos 21 km desde su nacimiento hasta su desembocadura en el río Dúrcal.

Desde el punto de vista geológico, en el área de estudio afloran materiales de la Zona Interna de las Cordilleras Béticas. La cuenca del río Lanjarón está ubicada casi en su totalidad sobre el complejo Nevado-Filábride, compuesto mayoritariamente de micaesquistos, rocas cristalinas que, en general, presentan una baja permeabilidad. Los materiales de comportamiento acuífero se encuentran fundamentalmente en la capa de alteración subsuperficial, aunque el agua también puede circular en profundidad a través de la red de fracturas que afectan a las metapelitas (Martos-Ro-

RESUMEN

Las características hidrogeológicas existentes en la ladera sur de Sierra Nevada vertiente a la zona de Lanjarón, condicionan la presencia de aguas subterráneas con una gran variabilidad composicional y de calidad. En este estudio llevamos a cabo un análisis hidroquímico e isotópico de las aguas subterráneas y de algunas superficiales del área de Lanjarón. Se han analizado 20 muestras recogidas en octubre de 2021 con el fin de diferenciar distintos tipos de agua según sus facies hidroquímicas, conocer si comparten un origen común y a qué cota preferente se produce la recarga.

Palabras clave: hidroquímica, isótopos estables, acuífero fisurado, agua subterránea, altura de recarga.

Fecha de recepción: 10/07/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

sillo et al., 2019). Al sur del área de estudio, en el pueblo de Lanjarón y por debajo del mismo, afloran materiales cuaternarios (depósitos de travertinos) superpuestos a filitas, cuarcitas y rocas carbonatadas del complejo Alpujárride.

Se reconocen accidentes tectónicos de mayor envergadura (detachment) como el contacto entre los materiales del Nevado-Filábride y del Alpujárride de dirección E-W y la falla NNW-SSE del arroyo Salado, ambos relacionados con surgencias de mayor contenido salino, termales y con presencia de CO₂. Estas fallas, de rango cortical y con ascenso de CO₂ de origen en parte mantélico (Lix et al., 2018), hacen de colector de buena parte de la descarga de las aguas subterráneas de los esquistos Nevado-Filábrides y de su capa de meteorización, también gracias a la barrera que constituyen los afloramientos de filitas Alpujárrides (Castillo et al., 1999). También existen otras fracturas de dirección NW-SE a NNW-SSE y NE-SW con importancia en el flujo del agua subterránea.

Metodología

El estudio hidroquímico e isotópico realizado consistió en una campaña de

muestreo de 20 puntos, principalmente de aguas subterráneas, entre surgencias naturales (salida de agua subterránea sin modificaciones humanas), manantiales (salida de agua subterránea con algún sistema de captación), sondeos horizontales y acequias (Fig. 1), seleccionados intentando cubrir toda el área de estudio y el rango de cotas de la misma (600 a 1.800 m s.n.m.), respetando la diversidad geológica, hidroquímica e hidrogeológica existente. Las muestras fueron tomadas en periodo de estiaje avanzado, durante los días 3 y 5 de noviembre de 2021.

Los análisis químicos de agua se llevaron a cabo en los laboratorios de la planta de envasado de Aguas Danone S.A. Se determinaron los siguientes parámetros: Dureza ($^{\circ}$ F), HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Fe total, Mn^{2+} y F^- . Los análisis isotópicos fueron realizados en el Laboratorio de Análisis de Isótopos Estables (Centro de Instrumentación

Científica de la Universidad de Granada). También se realizaron mediciones in situ de pH, potencial redox, temperatura, conductividad eléctrica (25 °C), Total de Sólidos Disueltos y O_2 disuelto.

Resultados y discusión

Caracterización hidrogeoquímica

Se han establecido rangos limitantes de los parámetros analizados para la clasificación de los distintos tipos de agua presentes en el área de estudio. Existe un grupo de puntos de agua subterránea que se diferencia claramente por su alta mineralización, con CE por encima de 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, dureza superior a 20 °F, pH ácido (< 7), potencial redox negativo o de valores inferiores a 50 mV y con bajas concentraciones en O_2 disuelto ($< 4 \text{ mg/L}$), y concentraciones altas en: HCO_3^- ($> 200 \text{ mg/L}$), SO_4^{2-} ($> 30 \text{ mg/L}$), Ca^{2+} ($> 60 \text{ mg/L}$), Mg^{2+}

($> 20 \text{ mg/L}$), Fe total ($> 1 \text{ mg/L}$), Mn^{2+} ($> 400 \mu\text{g/L}$) y F^- ($> 0.2 \text{ mg/L}$). Fonteforte (65), Capuchina (70), Baños (12), Fuente del Cura (88) y Hoya del Grillo (93) se encuentran en las cotas más bajas del área de estudio, a la altura del pueblo de Lanjarón y siempre ligados a zonas de falla importantes. La mayoría de los puntos muestra también altas concentraciones en Cl^- ($> 200 \text{ mg/L}$), Na^+ ($> 80 \text{ mg/L}$) y K^+ ($> 10 \text{ mg/L}$), salvo el punto Hoya del Grillo (93). Los valores bajos de pH muchas veces están ligados a burbujeos de gas CO_2 y aguas ferruginosas, aunque no siempre son perceptibles in situ.

Otro grupo de aguas, claramente distinto al anterior, está constituido por las aguas de menor mineralización ($\text{CE} < 150 \mu\text{S}/\text{cm}$), pH en torno a 8 o superior, potencial redox alto ($> 100 \text{ mV}$) y altas concentraciones en O_2 disuelto ($> 8 \text{ mg/L}$), cercanas a la saturación. Las temperaturas medidas son bajas (5 – 12 °C), en consonancia con la alta elevación de los puntos de agua. Corresponden a este grupo las aguas derivadas del río Lanjarón en las acequias Nueva (157) y Secarta (136), pero también algunos manantiales como el de Ballesteros (160) y Cercedillo-Lastra (146), que deben estar ligados a flujos muy poco profundos y rápidos.

El resto de puntos de agua muestra unas características intermedias entre los dos grupos anteriores, con químismo más o menos evolucionado en función del tiempo de contacto agua-roca.

En la figura 2 se representa la distribución de facies hidroquímicas en un diagrama de Piper. La mayor parte de las aguas muestreadas presenta una facies bicarbonatada cállica-magnésica de mineralización débil, que se corresponde con aguas frías o intermedias. Excepciones son las muestras obtenidas en Fonteforte (65), Baños (12) y Capuchina (70), con facies clorurada sódica-cálcica, con una mayor mineralización. La muestra de Ballesteros (160) tiene una facies poco definida, entre bicarbonatada y clorurada mixta, algo muy común en las aguas de lluvia. En el caso de Fuente del Cura (88) correspondería a aguas de mezcla, con facies bicarbonatada cállica a clorurada sódica. Se observa que desde los puntos caracterizados con facies hidroquímica bicarbonatada cállica-magnésica hasta la muestra del manantial Capuchina (70), y exceptuando el manantial Ballesteros (160) y las muestras de acequias, de facies menos definidas, se produce una alineación clara de puntos intermedios que incluyen -de izquierda a derecha- las muestras de Fuente del Cura (88), Fonteforte (65) y Baños (12). Estos tres puntos, y probablemente tam-

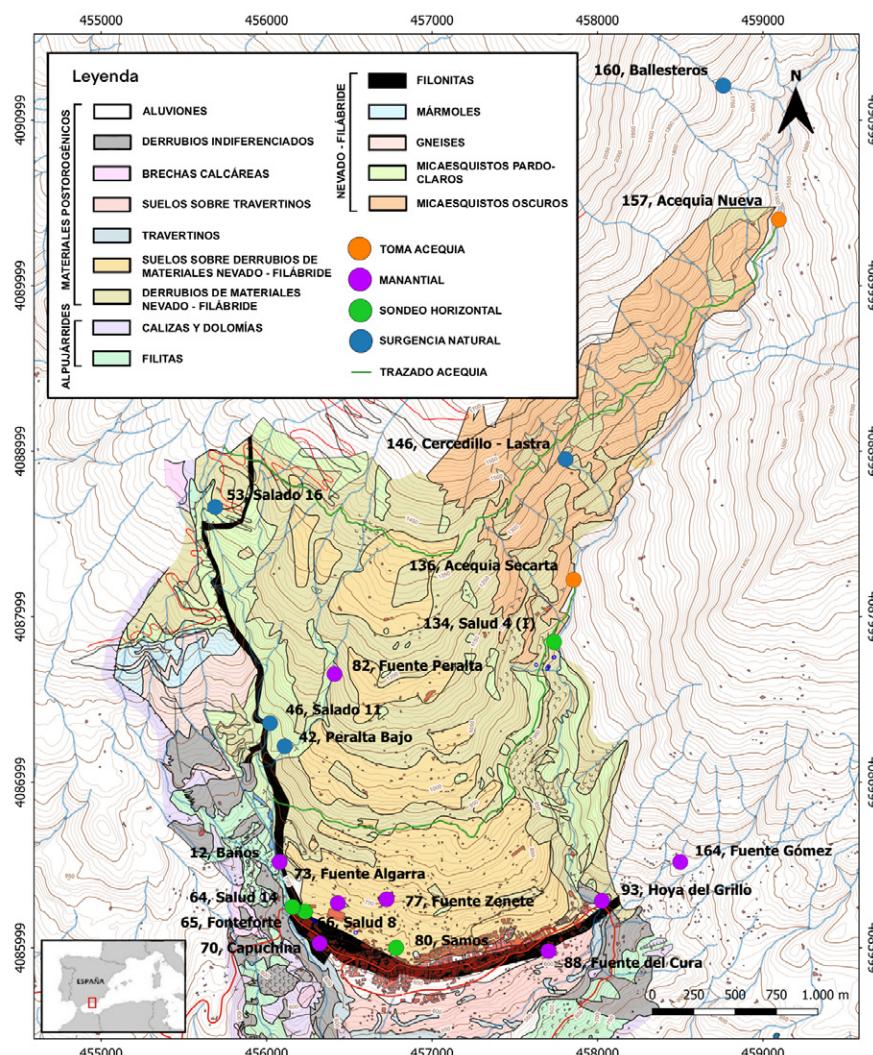


Fig. 1.- Mapa geológico y localización de los puntos de muestreo para la caracterización hidroquímica. Cartografía modificada de Aguas Municipalizadas de Alicante, 1988. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geological map and location of sampling points for hydrochemical characterization. Modified cartography of Aguas Municipalizadas de Alicante, 1988. See color figure in the web.

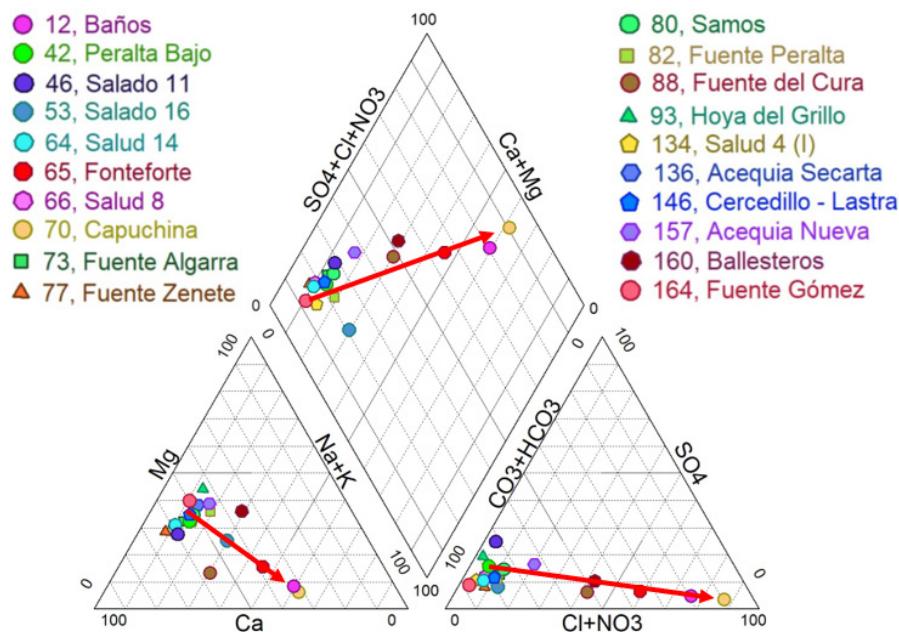


Fig. 2.- Diagrama de Piper de las 20 muestras. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Piper diagram of 20 samples. See color figure in the web.

bien Capuchina, muestran distintos grados de mezcla entre las aguas propias de los esquistos de Sierra Nevada y aguas termales, muy mineralizadas, que ascienden a la superficie en la zona de falla donde se encuentra la localidad de Lanjarón.

Caracterización isotópica

Los resultados muestran que las aguas subterráneas y las superficiales tienen señales isotópicas muy parecidas y oscilan dentro de intervalos bastante estrechos: -58.54 ‰ a -65.54 ‰ para $\delta^2\text{H}$; -8.92 ‰ a -10.08 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$; 12.82 ‰ a 15.22 ‰ para d (exceso de Deuterio, determinado como $d = \delta^2\text{H} - 8 \delta^{18}\text{O}$). Esta homogeneidad en los datos isotópicos, especialmente para las aguas subterráneas (rangos de variación totales de 5.61 ‰ para $\delta^2\text{H}$, 0.98 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y 2.23 ‰ para d), nos habla en principio de un origen común para las mismas.

En la figura 3 se muestran las líneas meteóricas global (GMWL) obtenida por Craig (1961) y la línea meteórica del Mediterráneo Occidental (WMMWL) obtenida por Gat y Garmi (1970), así como la línea local (LMWL) obtenida por ajuste lineal de nuestros datos experimentales ($R^2 = 0.91$). Los excesos de Deuterio y la proyección de las muestras en el gráfico reflejan que la mayoría de estas se sitúan entre ambas líneas meteóricas, más próxima a la WMMWL que a la GMWL. Esta distribución nos indica que las precipitaciones que recargan los terrenos acuíferos del área de Lanjarón parecen proceder indistinta-

mente de masas nubosas que se originan en el Océano Atlántico o en el sector occidental del Mar Mediterráneo.

El agrupamiento más numeroso contiene la mitad de los puntos muestreados, e incluye todos los sondeos horizontales y manantiales del sector noroccidental del pueblo de Lanjarón, por lo que podría invocarse una razón de proximidad para explicarlo; no obstante, también incluye surgen- cias más alejadas y a mayor cota situadas en el Barranco Salado y afluentes, y Fuente del Cura (número 88). Muy cerca del anterior, otro pequeño grupo de cuatro puntos, incluye los manantiales de Capuchina (70) y

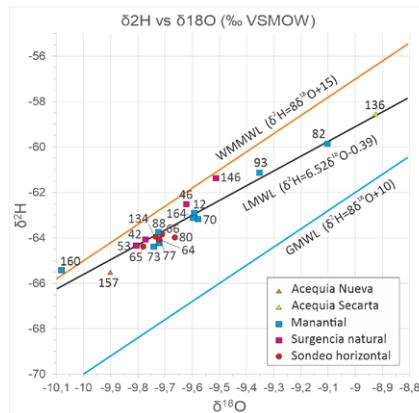


Fig. 3.- Representación de los datos de $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ para las muestras. Se muestran también las líneas meteóricas global (GMWL) y del Mediterráneo Occidental (WMMWL), así como la línea local (LMWL). Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Relationships between $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ in samples. The global (GMWL) and Western Mediterranean (WMMWL) meteoric lines are also shown, as well as the local line (LMWL). See color figure in the web.

Baños (12), de características hidroquímicas parecidas, pero también otros dos totalmente distintos, como son los manantiales Salado 11 (46) y Fuente Gómez (164). A pesar de la abundancia de CO_2 en los manantiales termales de Baños y Capuchina, este último incluso con gas en un 18 % de origen mantélico (Lix et al., 2018), las muestras no parecen exhibir efectos de fraccionamiento isotópico por intercambio geotérmico del O_2 .

El punto 146 (Cercedillo-Lastra) es un manantial situado varias decenas de metros bajo la Acequia Nueva. Sus variaciones de caudal parecen estar estrechamente ligadas a la puesta en funcionamiento de la acequia, y por tanto a pérdidas por infiltración en el lecho de la misma; por ello sus características isotópicas bien podrían derivar del efecto de evaporación del agua de la acequia desde el punto de inicio donde se muestreó (nº 157).

Tanto la "anomalía" que muestra la Acequia Secarta como su gran diferencia con la composición isotópica de la Acequia Nueva (puntos de muestreo del río Lanjarón, a menos de 3 km de distancia) son bastante llamativas. La primera consecuencia que se deriva es que este canal apenas tiene efecto en la recarga del acuífero, pues, de otro modo, los manantiales deberían haber mostrado relaciones isotópicas más negativas. Aunque cabe la posibilidad de que el agua del río sufra una fuerte evaporación a lo largo del tramo que separa ambos puntos de muestreo, el cual está jalónado de cascadas, saltos y pozas. La diferencia de temperatura entre los dos puntos en el momento de la toma de muestras también fue notable: $4.8\text{ }^\circ\text{C}$ en Acequia Nueva y $10.63\text{ }^\circ\text{C}$ en Acequia Secarta.

Las muestras más empobrecidas en isotópicos pesados son los puntos 157 (Acequia Nueva) y 160 (Manantial de Ballesteros). Este último es el punto de aguas subterráneas muestreado a mayor cota (1.770 m s.n.m.), el de agua más fría y menos mineralizada. Sus características bien podrían ser las propias de las aguas de alta montaña procedentes de la fusión de la nieve y con una circulación subterránea de muy escaso tiempo de residencia en el subsuelo. La Acequia Nueva, muestreada unos 300 m más abajo del manantial anterior, muestra valores isotópicos algo más pesados, aunque más ligeros que el resto de manantiales y sondeos muestreados. Es por ello que cabe la posibilidad de que esta acequia esté recargando de forma significativa el sistema acuífero. De hecho, la gran homogeneización de los datos isotópicos de las aguas subterráneas podría ser un efecto secundario de dicha recarga, tal y como ocurre en la cercana cuenca del

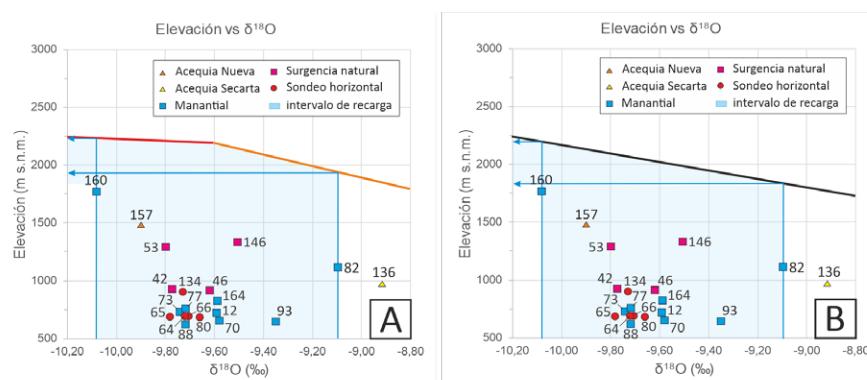


Fig. 4.- Cálculo de elevaciones de recarga para los puntos de agua subterránea. A) a partir de los gradientes altitudinales de Raya Garrido (2003) para las precipitaciones (según el procedimiento de Kohfahl et al., 2008). B) a partir de los gradientes altitudinales de Barberá et al. (2018). Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- Calculation of recharge elevations for groundwater points. A) from the altitude gradients of Raya Garrido (2003) for rainfall (according to the procedure of Kohfahl et al., 2008). B) based on the altitudinal gradients of Barberá et al. (2018). See color figure in the web.

río Bérriches (Barberá et al., 2018).

Estimación de la altitud de recarga

Al no disponer de datos isotópicos de lluvia se han utilizado los obtenidos por otros autores en zonas cercanas. Siguiendo los mismos pasos que Kohfahl et al. (2008), se ha realizado el cálculo de la elevación media para la recarga de los distintos puntos de agua subterránea estudiados (Fig. 4A), utilizando el valor medio ponderado de $\delta^{18}\text{O}$ para las lluvias de invierno registradas y analizadas por Raya Garrido (2003) en la estación pluviométrica Generalife (845 m s.n.m.). Los datos de elevación de la recarga oscilan dentro de un rango bastante estrecho, entre 1.945 m (82 Fuente Peralta) y 2.235 m (160 manantial de Ballesteros), con un valor medio de 2.181 m s.n.m. No obstante, podemos utilizar el valor medio ponderado de $\delta^{18}\text{O}$ para todas las lluvias registradas por Raya Garrido (2003) en el mismo Lanjarón, a 708 m de cota. En este caso, las altitudes de recarga que se obtendrían se incrementarían aproximadamente entre 100 y 300 m, con un valor medio para el conjunto de puntos de 2.311 m s.n.m.

Si utilizamos el gradiente ajustado por Barberá et al. (2018) para la cuenca del Bérriches, las elevaciones de recarga que se obtienen oscilan entre 1.839 m (82 Fuente Peralta) y 2.202 m (160 manantial de Ballesteros), con un valor medio de 2.045 m s.n.m (Figura 4B). Si aplicamos el gradiente anterior al valor medio ponderado de $\delta^{18}\text{O}$ para las lluvias registradas por Raya Garrido (2003), las altitudes de recarga que se obtendrían se incrementarían sistemáticamente en 313 m.

Teniendo en cuenta los datos anteriores, la elevación media de las zonas de alimentación de la mayoría de las aguas subterráneas

que hemos estudiado se produce en una franja bastante estrecha, entre 2.050 y 2.350 m s.n.m. La recarga preferente en la franja altitudinal estimada se podría explicar por la presencia en la zona de la acequia de careo Prados Colorados (2.440 m s.n.m.), también por la existencia de una pendiente relativamente baja del terreno (aterrazado artificialmente para antiguas labores de reforestación), del orden del 11 % en comparación con hasta el 28 % de los relieves situados aguas abajo y por la abundancia de depósitos cuaternarios y afloramientos rocosos metamórficos intensamente fracturados, todo lo cual favorece la recarga por fusión de nieve o por infiltración de lluvia.

Conclusiones

La mayor parte de las aguas presentan facies bicarbonatada cálcica-magnésica. En cambio, las aguas más mineralizadas situadas en Lanjarón o sus proximidades muestran facies clorurada sódica o de mezcla entre esta y la bicarbonatada cálcica-magnésica.

El análisis de isótopos estables, indica que tanto las aguas superficiales como las subterráneas tienen señales isotópicas similares, lo cual muestra un origen común, a pesar de sus características físico-químicas tan diferentes. Los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de la mayoría de las muestras quedan incluidos entre las líneas meteóricas global (GMWL) y la del Mediterráneo Occidental (WMMWL), manifestando la influencia de las precipitaciones procedentes del Atlántico o del Mar Mediterráneo, y se ajustan bien a una línea meteórica local (LMWL).

La estimación de la altura media de recarga utilizando distintas relaciones $\delta^{18}\text{O}$ -altitud para las lluvias suministra valo-

res que oscilan entre 2.050 y 2.350 m s.n.m.

Contribución de los autores

Los tres autores han contribuido en la adquisición y análisis de muestras, en la elaboración de las figuras y en la edición y redacción del artículo.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por la empresa Aguas Danone SA en el marco de un estudio hidrogeológico del sector próximo a la población de Lanjarón. Se agradece la información aportada por el Ayuntamiento y la Comunidad de Regantes de Lanjarón.

Referencias

- Aguas Municipalizadas de Alicante. (1988). *Estudio hidrogeológico y propuestas de gestión de los manantiales de Lanjarón*. Informe inédito para Aguas de Lanjarón S.A. 95 p.
- Barberá, J.A., Jódar, J., Custodio, E., González-Ramón, A., Jiménez-Gavilán, P., Vadillo, I., Pedrera, A. y Martos-Rosillo, S. (2018). *Science of the Total Environment*, 640-641: 874-893. <https://doi.org/h34g>
- Castillo, A., Cruz-Sanjulián, J.J. y Benavente, J. (1999). *Balneario de Lanjarón, Granada*, 35-64.
- Craig, H. (1961). *Science* 133: 1702-1703.
- Gat JR, C.I. (1970). *Journal of Geophysical Research* 75; 3039-3048.
- Kohfahl, C., Sprenger, C., Herrera, J. B., Meyer, H., Chacon, F.F. y Pekdeger, A. (2008). *Applied Geochemistry*, 23(4), 846-862. <https://doi.org/cq52fm>
- Lix, C., Zuddas, P., Inguaggiato, C., Guichet, X., Benavente, J. y Barbier, M. (2018). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 4945-4956. <https://doi.org/h34h>
- Martos-Rosillo, S., González-Ramón, A., Ruiz-Constán, A., Marín-Lechado, C., Guardiola-Albert, C., Moral-Martos, F., Jódar, J. y Pedrera, A. (2019). *Boletín Geológico y Minero*. 130. 729-742. <https://www.researchgate.net/publication/339358986>
- Raya Garrido, J. (2003). *Composición isotópica del vapor de agua atmosférico en el sureste de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 416 p. <http://hdl.handle.net/10481/1756>
- Rodríguez Gordillo, J., Velilla, N. y Fernández Rubio, R. (1981). *I Simposio sobre el Agua en Andalucía. Granada*.

Evolución del caudal y de la conductividad eléctrica en el río Lanjarón (Sierra Nevada, Granada)

Discharge and electrical conductivity evolution in the Lanjarón River (Sierra Nevada, Granada)

Manuel Rodríguez del Rosario¹, María Luisa Calvache Quesada^{1,2} y Manuel López Chicano^{1,2}

¹ Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Avenida Fuente Nueva s/n. manurguezdelrosario@gmail.com, calvache@ugr.es y mlopez@ugr.es

² Instituto Universitario de Investigación del Agua. Universidad de Granada. C/ Ramón y Cajal, 4, Granada.

ABSTRACT

Acequias de careo have conditioned and modified the management of the water cycle in Alpujarra area since Al-Andalus times. This work focuses on studying the two main rivers of the Lanjarón basin to understand and quantify the exchange processes between the rivers and the aquifer. That is why a gauging campaign was carried out on Lanjarón and Salado river for several days in October, as well as a sampling of surface waters was also developed in order to elaborate electrical conductivity profiles throughout the months of August to November.

Key-words: river, fractured aquifer, gauging, groundwater, acequias de careo

Geogaceta, 73 (2023), 11-14

<https://doi.org/10.55407/geogaceta95516>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

Las acequias de careo han condicionado y modificado la gestión del ciclo del agua en la zona de la Alpujarra desde la época andalusí. Este trabajo se centra en estudiar los dos principales ríos de la cuenca del Lanjarón para identificar y cuantificar los procesos de intercambio entre los ríos y el acuífero. Para ello, se realizó una campaña de aforos del río Lanjarón y Salado en aguas bajas durante el mes de octubre de 2021, apoyado con mediciones de parámetros fisicoquímicos de las aguas superficiales para la elaboración de perfiles de conductividad eléctrica a lo largo de los meses de agosto a noviembre.

Palabras clave: río, acuífero fisurado, aforos, agua subterránea, acequias de careo

Fecha de recepción: 10/07/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

Introducción

Desde la época andalusí, para poder regar los cultivos y abastecer a las poblaciones de Sierra Nevada, se construyó una red de canales semipermeables excavados en el terreno, conocidos como acequias de careo. Esta técnica ancestral, que continúa activa en la actualidad, consiste en recoger el agua de deshielo de la cabecera de los ríos para posteriormente infiltrarla en zonas con mayor permeabilidad, a veces denominadas localmente "simas". En la práctica, esta red de canales regula el ciclo hidrológico al aumentar el caudal y duración de los manantiales y ríos durante el estiaje, coincidiendo con el descenso de la lluvia y el inicio del agotamiento de la reserva de agua en el suelo (Estévez Rodríguez, 2014). El resultado es un paisaje antropizado, pero con una gran singularidad, característico de toda la comarca de La Alpujarra. Un claro ejemplo de estas prácticas es el pueblo de Lanjarón, conocido como el pueblo del agua por su elevado número de manifestaciones hídricas.

El objetivo del estudio es localizar y cuantificar las principales zonas de descarga de agua subterránea en cada uno

de los dos principales cauces de la zona, el río Salado y el río Lanjarón, y establecer la naturaleza de la relación río-acuífero.

Área de estudio

La cuenca del río Lanjarón se sitúa en la vertiente suroccidental de Sierra Nevada, incluida dentro de los municipios de Lanjarón y el Valle de Lecrín. Presenta una morfología alargada de dirección aproximada NNE-SSE, una superficie de 54 km² y unas cotas máxima y mínima de 3.180 y 230 m s.n.m., respectivamente. El río Lanjarón recorre en dirección suroeste unos 21 km desde su nacimiento hasta su desembocadura en el río Dúrcal.

Desde el punto de vista geológico, en la zona afloran materiales de la Zona Interna de las Cordilleras Béticas. La cuenca del río Lanjarón está ubicada casi en su totalidad sobre el complejo Nevado-Filábride, compuesto mayoritariamente de micaesquistos, rocas cristalinas que, en general, presentan una baja permeabilidad. Los materiales de comportamiento acuífero se encuentran fundamentalmente en la capa de alteración subsuperficial, aunque el agua también puede circular en

profundidad a través de la red de fracturas que afectan a las metapelitas (Rodríguez Gordillo et al., 1981; Barberá et al., 2018; Martos-Rosillo et al., 2019). Al sur del área de estudio, en el pueblo de Lanjarón y por debajo del mismo, afloran materiales cuaternarios (depósitos de travertinos) superpuestos a filitas, cuarcitas y rocas carbonatadas del complejo Alpujárride.

Se reconocen accidentes tectónicos de mayor envergadura (detachement) como el contacto entre los materiales del Nevado-Filábride y del Alpujárride de dirección E-W y la falla NNW-SSE del arroyo Salado, ambas relacionadas con surgencias de mayor contenido salino, termales y con presencia de CO₂. Estas fallas, de rango cortical y con ascenso de CO₂ de origen en parte mantélico (Lix et al., 2018), hacen de colector de buena parte de la descarga de las aguas subterráneas de los esquistos Nevado-Filábrides y de su capa de meteorización, también gracias a la barrera que constituyen los afloramientos de filitas Alpujárrides (Castillo et al., 1999). También existen otras fracturas de dirección NW-SE a NNW-SSE y NE-SW con importancia en el flujo del agua subterránea.

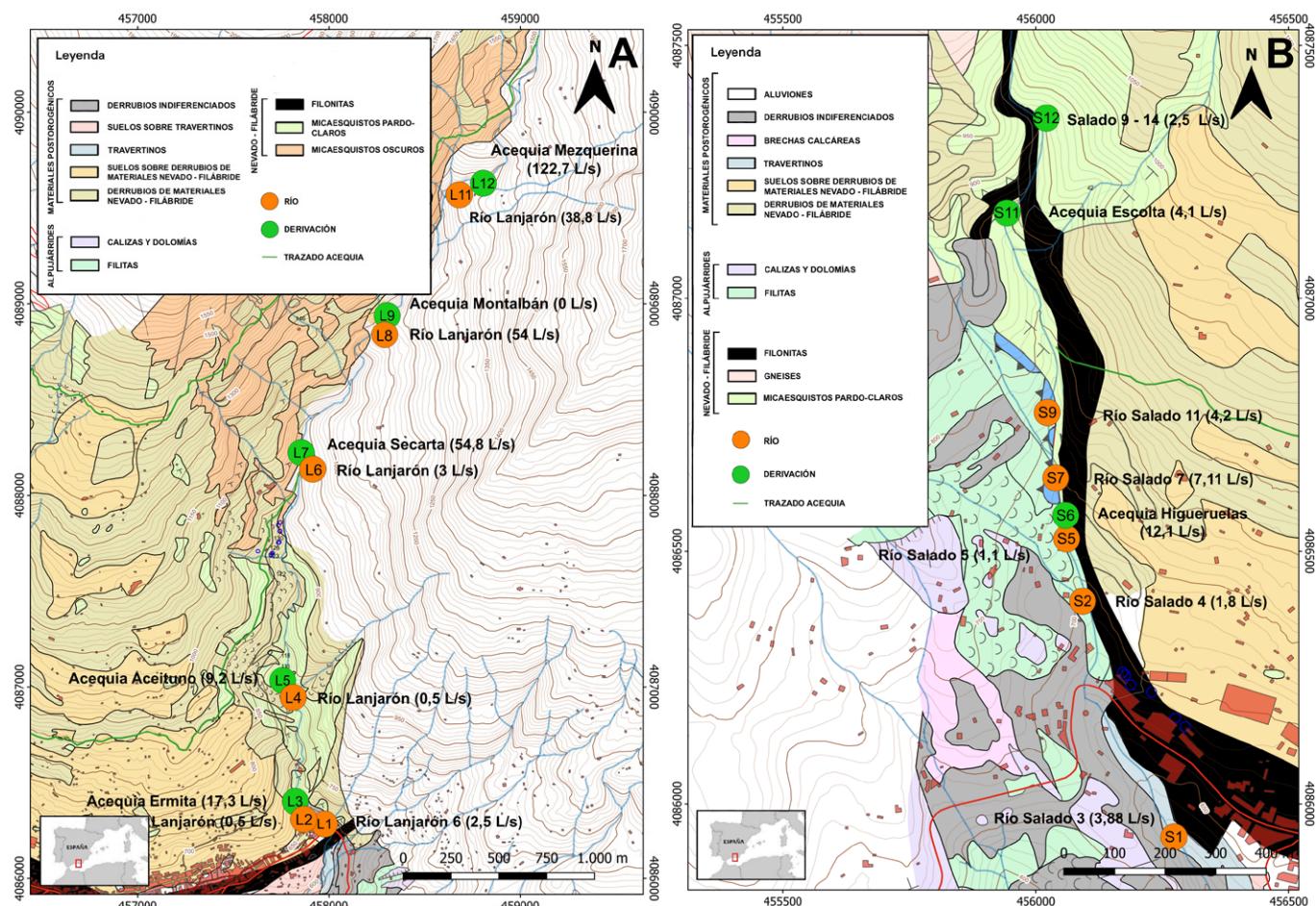


Fig. 1.- Mapa geológico y localización de los puntos de aforo en el río y en las acequias de derivación. A) Río Lanjarón. B) Río Salado. Cartografía modificada de Aguas Municipalizadas de Alicante, 1988. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geological map and location of the gauging points in the river and acequias. A) Lanjarón river. B) Salado river. Modified cartography of Aguas Municipalizadas de Alicante, 1988. See color figure in the web.

Metodología

Inventario de puntos de agua

Se llevó a cabo un inventario de puntos de agua desde el 23 de agosto al 17 de noviembre de 2021, tanto de aguas subterráneas como superficiales del río Lanjarón y del río Salado. En total se inventariaron 169 puntos, de los cuales 118 son de aguas subterráneas (19 sondeos horizontales, 60 surgencias naturales, 33 manantiales y 6 rezumes) y 50 son de aguas superficiales (39 ríos y 11 acequias). Durante la fase de inventario se realizaron medidas de conductividad eléctrica (25 °C) y otros parámetros fisiocoquímicos, usando una sonda multiparamétrica de campo de la marca Hanna Instruments, modelo HI98194, para medir los parámetros in situ. Dichas medidas han permitido realizar los perfiles de conductividad eléctrica a lo largo del río Lanjarón y del río Salado, y para explicar los datos obtenidos en la campaña de aforos.

Campaña de aforos

Se ha llevado a cabo una campaña de aforos en los dos principales cauces de la cuenca del Lanjarón: el día 11 de noviembre de 2021 en el río Lanjarón y el 17 de noviembre de 2021 en el río Salado. Se escogieron 11 localizaciones para el río Lanjarón y 8 para el Salado (Figs. 1A y B), algunas de difícil acceso. Se midió el caudal del río en los diferentes puntos, así como las salidas y entradas que se producían por acequias y manantiales visibles. Debido a la complejidad para acceder al río Lanjarón, los puntos seleccionados para aforar el río corresponden fundamentalmente a las tomas de las acequias que permiten un fácil recorrido y tienen una buena distribución. En el barranco Salado no ha habido grandes problemas para acceder a la mayor parte del cauce. Por debajo del pueblo de Lanjarón no se han tomado medidas de caudal al haber mezcla con aguas residuales procedentes de Lanjarón. Se ha utilizado el método de aforo químico de inyección instantá-

nea de trazador (aforador salino de tipo SalinoMADD, de la casa MADD Technologies Sarl), debido a las características particulares que presentan el río Salado y el río Lanjarón, como son: régimen turbulento, sección a aforar irregular y elevada pendiente con pequeñas cascadas y remansos, que hacen poco apropiado el método mediante micromolinete. Como trazador se usó sal común en distintas cantidades en función del caudal del cauce a aforar.

Resultados

Aforos Río Lanjarón y Río Salado

A partir de los resultados obtenidos en esta campaña de aforos se ha podido establecer que el caudal del río Lanjarón en régimen natural para el momento del estudio es de 206,5 L/s (Figura 2A), asumiendo que no hay derivaciones ni retornos de acequias. Entre el punto aforado más arriba (L12, acequia Mezquerina) y el punto aforado más abajo (L1, Río Lanjarón 6),

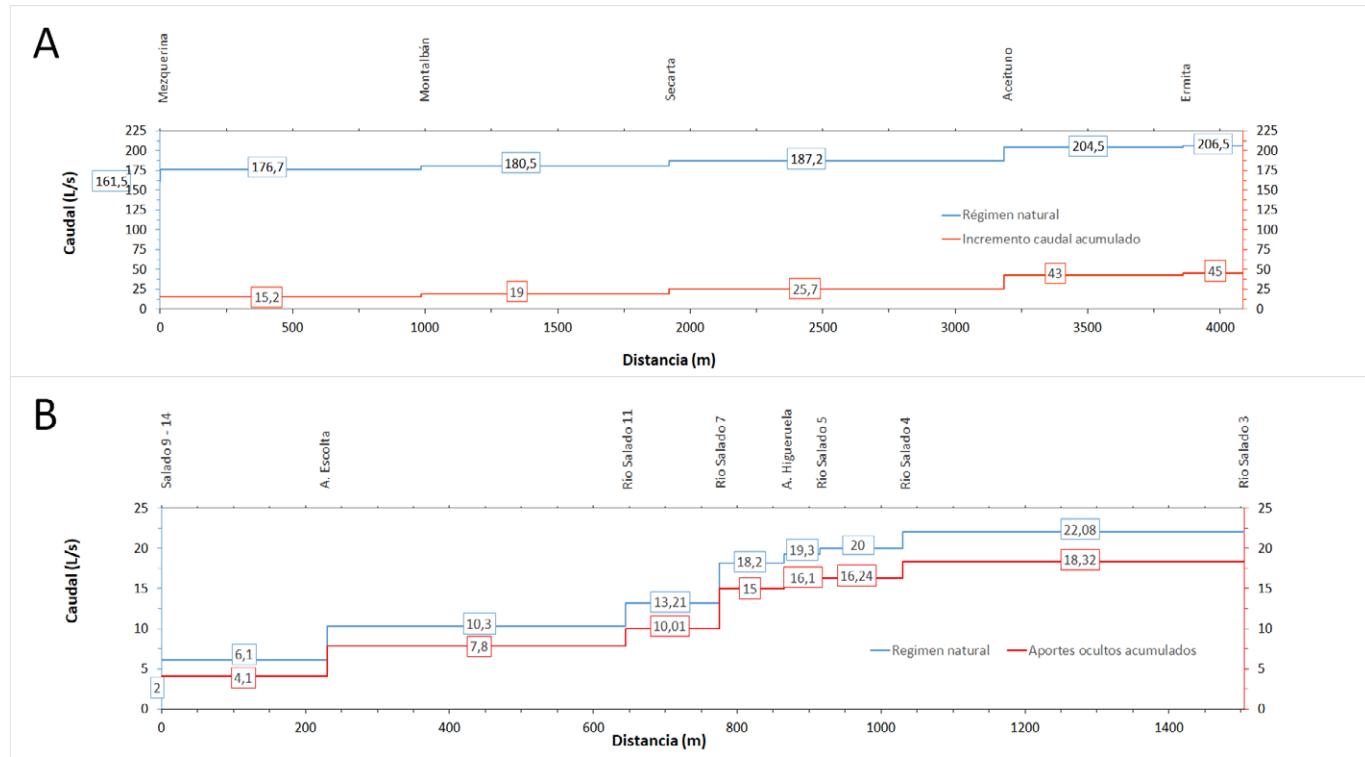


Fig. 2.- Caudal en régimen natural (azul) y valores acumulados del incremento de caudal por tramos (rojo). A) Río Lanjarón. B) Río Salado.
Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Flow in the natural regime (blue) and accumulated values of the increase in flow by section (red). A) Río Lanjarón. B) Río Salado. See color figure in the web.

hay un aumento claro de caudal que se ha estimado en 45 L/s, que corresponden a descargas de aguas subterráneas. Los sectores del río donde se produce una mayor ganancia de caudal se localizan en la parte baja, entre las acequias Aceituno y Ermita, con una ganancia de 17,3 L/s en unos 600 m de longitud, y en la parte alta, entre las acequias Mezquerina y Montalbán, con un incremento de 15,2 L/s en unos 1000 m de longitud.

En el río Salado, tanto el caudal restituido (22,08 L/s) como el incremento de caudal ocurrido en el tramo estudiado (18,32 L/s) son inferiores a las cifras anteriores (Figura 2B). La mayor ganancia de caudal ocurre en la mitad más alta del tramo de arroyo salado estudiado, con un incremento de unos 8 L/s en unos 650 m de longitud. Todo este caudal proviene de manantiales no identificados durante el inventario, ya que a fecha del aforo no había entradas de agua provenientes de las acequias del río Lanjarón (Nueva, Montalbán o Secarta).

Perfiles de conductividad eléctrica del Río Lanjarón y del Río Salado

Las aguas superficiales presentan parámetros muy estables en la parte alta del río Lanjarón (Figura 3), pero se incremen-

ta la conductividad de forma rápida al llegar a la altura de la acequia Ermita (a la altura del pueblo de Lanjarón), que pasa de 53 μ S/cm en la acequia Nueva a 637 μ S/cm en este punto. A partir de la toma de la acequia Ermita, las aguas se tornan de un color rojizo; hay una presencia notable de burbujas de CO_2 y precipitación de óxidos de hierro asociados a surgencias de alta salinidad, alcanzando valores por encima de 12.000 μ S/cm.

En el arroyo Salado se produce un aumento de salinidad después de pasar la acequia Higueruelas (Figura 3), debido a la descarga de surgencias difusas de alto contenido salino, que aumentan la conductividad de valores medios de 400 a más de 5.000 μ S/cm. El cambio brusco de la conductividad se produce a diferente cota en ambos cauces. En el río Lanjarón a 660 m s.n.m. y a 720 m s.n.m. en el río Salado.

Discusión

Los incrementos de caudal en ambos ríos nos indican que son ríos netamente ganadores que reciben importantes descargas de aguas subterráneas a lo largo de su recorrido. El encajamiento de los ríos Lanjarón y Salado, en el que proliferan superficies verticales y vertientes abruptas,

sumado a una espesa vegetación, ha dificultado su acceso y recorrido total, impiéndole el reconocimiento y aforo en ciertas zonas. Se ha comprobado que existen descargas difusas a lo largo de ambos ríos, ya que, al derivar toda el agua del río hacia una acequia, surge más agua en el cauce donde antes estaba seco.

La conductividad aumenta progresivamente de norte a sur en ambos cauces. Sin embargo, se detecta mayor variabilidad composicional y de calidad en el sector próximo al pueblo de Lanjarón en ambos cauces. El incremento de conductividad a distinta cota indica que la descarga de aguas más salinas se produce a diferente cota en ambas cuencas. Una explicación que podría justificar este hecho es que, como cabría esperar, las surgencias con mayor contenido salino están asociadas a la circulación de aguas subterráneas más profundas y de mayor tiempo de residencia (Rodríguez Gordillo et al., 1981) que afloran a la superficie a favor de la zona de contacto tectónico entre Nevado-Filábride y Alpujárride de dirección E-W coincidiendo con la localización del pueblo (Sanz de Galdeano et al., 1985). Esta falla es relevada tectónicamente por otra de dirección NNW-SSE en el barranco Salado ganando cota de forma progresiva.

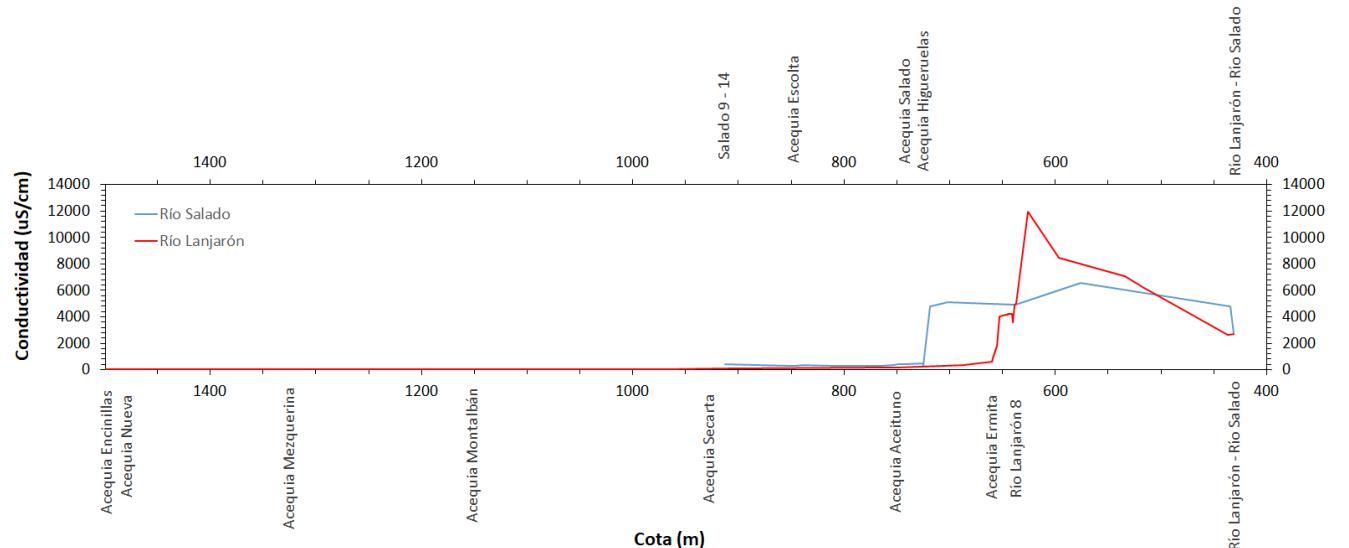


Fig. 3.- Profiles de conductividad eléctrica del río Lanjarón y del Salado. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Electrical conductivity profiles of the Lanjarón and Salado river. See color figure in the web.

Conclusiones

Los resultados de la campaña de aforo en aguas bajas han permitido estimar el caudal de descarga de aguas subterráneas que se produce en cada uno de los tramos de los ríos Lanjarón (45 L/s) y Salado (18,32 L/s), demostrando la permeabilidad de los materiales subyacentes y el carácter ganador de los ríos. Los perfiles de conductividad eléctrica de los ríos han establecido la cota de descarga de surgenencias difusas de alto contenido salino, 660 m s.n.m. en el río Lanjarón y 720 m s.n.m. en el río Salado, debido al cambio de dirección de la zona de contacto tectónico entre ambos complejos.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por la empresa Aguas Danone SA en el

marco de un estudio hidrogeológico del sector próximo a la población de Lanjarón. Se agradece la información aportada por el Ayuntamiento y la Comunidad de Regantes de Lanjarón.

Referencias

- Aguas Municipalizadas de Alicante. (1988). *Estudio hidrogeológico y propuestas de gestión de los manantiales de Lanjarón*. Informe inédito para Aguas de Lanjarón S.A. 95 p.
- Barberá, J.A., Jódar, J., Custodio, E., González-Ramón, A., Jiménez-Gavilán, P., Vadillo, I., Pedrera, A. y Martos-Rosillo, S. (2018). *Science of the Total Environment*, 640-641: 874-893. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.01.083>
- Castillo, A., Cruz-Sanjulián, J.J. y Benavente, J. (1999). *Balneario de Lanjarón, Granada*, 35-64.
- Estévez Rodríguez, B. (2014). *El hombre* y el agua. La Comunidad de Regantes de las Acequias y Aguas de los lugares de la Villa de Lanjarón. Comunidad de Regantes de Lanjarón. Informe inédito. Lix, C., Zuddas, P., Inguaggiato, C., Guichet, X., Benavente, J. y Barbier, M. (2018). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 4945-4956. <https://doi.org/10.1029/2017GC007001>

y el agua. La Comunidad de Regantes de las Acequias y Aguas de los lugares de la Villa de Lanjarón. Comunidad de Regantes de Lanjarón. Informe inédito. Lix, C., Zuddas, P., Inguaggiato, C., Guichet, X., Benavente, J. y Barbier, M. (2018). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 4945-4956.

- Martos-Rosillo, S., González-Ramón, A., Ruiz-Constán, A., Marín-Lechado, C., Guardiola-Albert, C., Moral-Martos, F., Jódar, J. y Pedrera, A. (2019). *Boletín Geológico y Minero*, 130. 729-742. <https://www.researchgate.net/publication/339358986>
- Rodríguez Gordillo, J., Velilla, N. y Fernández Rubio, R. (1981). *I Simposio sobre el Agua en Andalucía. Granada*.
- Sanz de Galdeano, C., Rodríguez-Fernández, J., Lopez-Garrido, A. (1985). *Geologische Rundschau*, 74, 641-655. <https://doi.org/10.1007/BF00129121>

Caracterización hidrogeoquímica e isotópica de la cuenca de alta montaña del río Alhorí (Sierra Nevada, Sur de España)

Hydrogeochemical and isotopic characterisation in the high mountain watershed of the Alhorí River (Sierra Nevada, southern Spain)

Edison Steven Morales Sotaminga¹, Ana Fernández Ayuso^{2,6}, Blas Ramos³, Juan Antonio Barberá Fornell⁴, Antonio González Ramón⁵, Thomas Zakaluk⁵, José María Martín Civantos³, Sergio Martos Rosillo⁵

¹ Profesional libre. C/Enrique Tierno Galván, 26. Mengíbar. Jaén. 23620. stebelturner@gmail.com

² Universidad Pablo de Olavide. Carretera de Utrera km 1. 41704. Sevilla. anafdezayuso@gmail.com

³ Universidad de Granada. Campus de la Cartuja, C/Profesor Clavera, s/n, 18011 Granada. blasramos@ugr.es, civantos@ugr.es

⁴ Universidad de Málaga, Campus de Teatinos, s/n, 29071 Málaga. jabarbera@uma.es

⁵ Instituto Geológico y Minero de España (IGME, CSIC). Urb. Alcázar del Genil, 4. Edf. Zulema bajo. 18006 Granada (España).

antonio.gonzalez@igme.es; s.martos@igme.es, thomas.zakaluk@gmail.com

⁶ Universidad Autónoma de Madrid. Campus de Cantoblanco. C/Francisco Tomás y Valiente, 7. 28049 (Madrid). ana.fernandez@uam.es

ABSTRACT

The Careo ditches, hydraulic elements of an ancestral water management system, play an essential role in the hydrological functioning of watersheds in Sierra Nevada (South of Spain). This study seeks to characterize the hydrochemical and stable isotope compositions of surface water and groundwater in the high mountain watershed of the Alhorí river. For this purpose, 46 samples from springs and surface streams were collected in June 2020 and their content in major ions, hydrogen and oxygen isotopes was analysed. The results show that altitude is clearly influencing the characteristics of the sampled waters. Furthermore, artificial groundwater recharge with careo ditches favours evapoconcentration. Overall, this research proves the existence of short-distance flows in the groundwater of the Alhorí river basin.

Key-words: careo ditches, major ions, stable isotopes, high mountain basin

Geogaceta, 73 (2023), 15-18

<https://doi.org/10.55407/geogaceta95514>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

La cuenca hidrológica del río Alhorí, situada en Jérez del Marquesado (Granada), en la vertiente septentrional de Sierra Nevada, es un ejemplo de cuenca de alta montaña desarrollada sobre rocas duras y en la que se dan unas condiciones semiáridas, que la hacen de especial interés para su investigación hidrológica e hidrogeológica. Por encima de los 2000 m s.n.m., la reciente deglaciaciόn ha dejado expuestos en superficie un importante conjunto de materiales producto de la alteración glaciar y periglaciar, que son muy permeables, que permiten unas altas tasas de recarga y que dan lugar a manantiales, de gran caudal en el pie de algunas morrenas. Por debajo de los 2000 m s.n.m., el periglaciarismo ha sido menos intenso, pero la mayor parte de los afloramientos de los esquistos nevadofilá-

brides, que dominan en esta cuenca, están alterados y dan lugar a un extenso acuífero de poco espesor, pero que cubre la mayor parte de la cuenca hidrológica. A las citadas particularidades, se añaden otras, que inciden de forma notable en el funcionamiento hidrológico del río Alhorí. Por un lado, la intensa reforestación de coníferas que tapiza la parte baja de la cuenca y por otro, la presencia de acequias de careo. Estas acequias, manejadas por los ganaderos y por la comunidad de regantes de Jérez de Marquesado, permiten infiltrar en las laderas el agua de escorrentía generada en la época de deshielo para retrasar su salida de la cuenca y para generar pastos. El agua infiltrada alimenta manantiales aguas abajo y hace que el río tenga un mayor caudal de base en verano. Este caudal es aprovechado por los regantes, que tienen sus principales tomas de riego en el propio río, aguas abajo de la estación de aforos. El objetivo principal

RESUMEN

Las acequias de careo, elementos hidráulicos de un sistema ancestral de gestión del agua, juegan un papel esencial en el funcionamiento hidrológico de las cuencas de Sierra Nevada (sur de España). En este estudio se lleva a cabo una caracterización hidroquímica e isotópica de las aguas, tanto superficiales como subterráneas, de la cuenca de alta montaña del río Alhorí. El estudio se ha realizado con datos procedentes de 46 muestras tomadas en junio de 2020. Tras el análisis de datos se evidencia un marcado patrón altitudinal que rige las características hidrogeoquímicas e isotópicas del agua. Además, procesos como la evapoconcentración, provocados por las acequias de careo, quedan claramente identificados. Por último, queda demostrada a partir de esta investigación la existencia de flujos de corto recorrido en las aguas subterráneas de la cuenca del río Alhorí.

Palabras clave: acequias de careo, elementos mayoritarios, isótopos estables, cuenca de alta montaña.

Fecha de recepción: 10/07/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

de este trabajo ha consistido en contribuir a mejorar el modelo conceptual del funcionamiento hidrogeológico de esta cuenca de alta montaña, mediante la aplicación de técnicas de investigación hidrogeoquímicas e isotópicas. Para ello, se realizó una campaña de muestreo del agua superficial y subterránea y se procedió al análisis e interpretación de la información generada.

Descripción de la zona de estudio

La cuenca del río Alhorí se localiza en la vertiente norte de Sierra Nevada, en el término municipal de Jérez del Marquesado. Tiene una superficie de 24 km², la cual presenta una morfología elongada con dirección suroeste-noreste. Su longitud es de 10 km y su anchura media de 2,4 km. La cuenca tiene una altitud máxima de 3090 m s.n.m., (Picón del Jerez), mínima de 1213 m s.n.m., y media de 1925 m s.n.m.

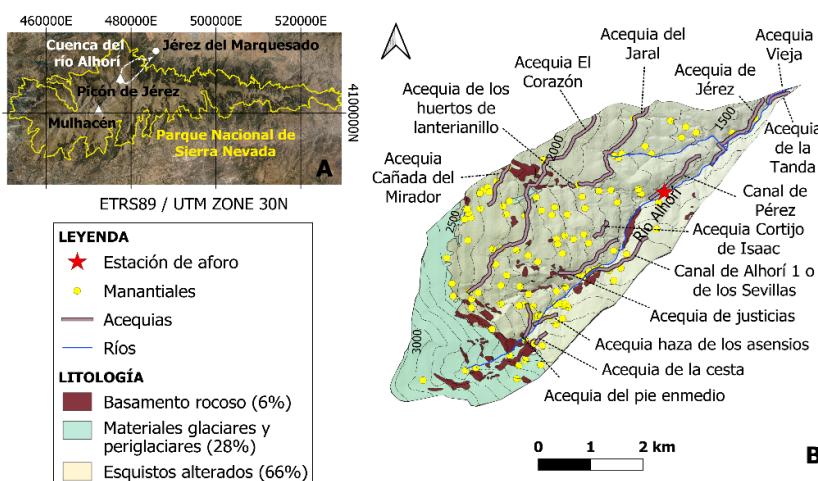


Figura 1.- (A) Localización de la zona de estudio en el Parque Nacional Sierra Nevada. (B) Mapa hidrogeológico de la cuenca del Alhorí. Ver figura en color en la web.

Figure 1.- (A) Location of the study site within the boundaries of the Sierra Nevada National Park. (B) Hydrogeological map of the Alhorí river basin. See color figure in the web.

Geológicamente, el área de estudio está formada por rocas metamórficas precámbricas-paleozoicas del Complejo Nevado-Filábride. El conjunto tiene dos unidades superpuestas tectónicamente en la zona (Martín-Martín et al., 2008): i) unidad inferior, denominada Veleta, constituida por micaesquistos oscuros y cuarcitas, ii) unidad superior, conocida como Mulhacén. Está formada por una sucesión de rocas metamórficas con micaesquistos y cuarcitas oscuras en la base, superpuestos por micaesquitos y cuarcitas claras y mármoles.

En la cuenca del río Alhorí la vegetación presenta una marcada distribución espacial en función de la altitud. Las áreas por debajo de los 2000 m s.n.m., se encuentran intervenidas antrópicamente. Desde los años 40, se ha producido una importante actividad repobladora con pinos y algunas encinas para luchar contra la erosión. Por encima de los 2000 m s.n.m. dominan los pastizales de alta montaña entre los que destacan los borreguiles, matorrales y las comunidades rupícolas.

El río Alhorí está situado en la cabecera del río Fardes, afluente del Guadiana Menor (afluente del río Guadalquivir). Tiene un régimen nival, con caudales máximos entre abril y junio y mínimos entre agosto y marzo. Su aportación media anual es aproximadamente de 8,56 hm³/año, con una alta contribución de agua subterránea, atendiendo al alto caudal de base del hidrograma medio anual (Morales-Sotaminga, 2021).

En la Figura 1 se representa el mapa hidrogeológico de la cuenca del río Alhorí. Un 94% de los afloramientos de la cuenca son materiales permeables, debido a los

procesos de disagregación y alteración de los esquistos metamórficos (22,6 km²). El área restante (1,4 km²) engloba a los afloramientos de rocas metamórficas sin alterar (Martos-Rosillo et al., 2020).

La recarga del acuífero superficial se produce tanto por recarga natural, debida a la infiltración de la precipitación en forma de lluvia y el agua de deshielo, como por recarga artificial, asociada a las acequias de careo. El agua que se infiltra recarga al acuífero superficial en pendiente, de poco espesor, y descarga a través de numerosos manantiales existentes a media ladera y a través de los cauces superficiales de primer orden, siguiendo el modelo conceptual descrito en otras cuencas de alta montaña de Sierra Nevada con acequias de careo operativas (Martos-Rosillo et al., 2019). En la Figura 1 se observa una alta densidad de manantiales, fundamentalmente en la zona de alteración superficial de los esquistos y de forma secundaria en el límite entre los materiales periglaciares y los esquistos alterados, debido al contraste de permeabilidad existente entre ambos tipos de materiales. Hacia las cotas más bajas la densidad de manantiales se reduce, coincidiendo con la presencia de una densa cubierta de masa forestal.

Las acequias de careo activas en la cuenca del río Alhorí se encuentran en su margen izquierda (Cañada del Mirador, El Corazón y Jaral). Funcionan en la época de deshielo (marzo-junio), recargando el acuífero desarrollado en la zona de alteración de los esquistos. Contribuyen a que el río sea ganador todo el año y a que existan manantiales de caudal permanente en los que se desarrollan un gran número de borreguiles y pastizales aprovechados por el ganado. El resto de acequias que aparecen

en la figura, exceptuando las acequias de riego Vieja, la Tanda y Jerez, están abandonadas, desde la segunda mitad del siglo pasado. A diferencia de otras acequias de careo como las de Bérriches o Mecina, en la cara sur de Sierra Nevada (Martos-Rosillo et al., 2019), en las acequias del Alhorí se vierte poca cantidad de agua en muchos puntos. A estas derivaciones se les conoce localmente como "chorreras" y desde estas se vierten pequeños caudales (0,1-3 l/s) hacia amplias zonas de pastizal. Se generan así borreguiles y pastos con una delgada lámina de agua que también es aprovechada por el ganado, fundamentalmente vacuno, como agua de bebida.

Metodología

La campaña de recogida de muestras de agua se realizó en junio de 2020. Se recogieron 46 muestras de aguas superficiales y subterráneas en la cuenca del río Alhorí. En cada punto de muestreo se midió *in situ*, la conductividad eléctrica, el pH y la temperatura del agua. Los análisis hidroquímicos e isotópicos han sido realizados en el laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA) en el marco de la Unidad Asociada entre dicha universidad y el IGME-CSIC.

Resultados y discusión

Caracterización hidroquímica

Las aguas de la cuenca del río Alhorí presentan una mineralización débil, con valores de conductividad eléctrica (CE) medios de 30 µS/cm. La temperatura media del agua superficial (11,2 °C) es mayor que la del agua subterránea (8,7 °C) y las temperaturas más bajas se registran en estas últimas (3,5 °C). Los valores medios de pH son similares para ambos tipos de agua (7,49 para aguas superficiales y 7,5 para aguas subterráneas), no obstante, el agua subterránea presenta un rango de pH mayor (0,02 en aguas superficiales y 0,59 en aguas subterráneas).

Es posible realizar una diferenciación de dos tipos de agua subterránea en la cuenca del río Alhorí. Los manantiales situados aguas abajo de las acequias de careo, en el sentido del flujo subterráneo, presentan ciertas diferencias en su composición hidrogeoquímica y, especialmente, en su composición isotópica con respecto al resto de manantiales. Por estos motivos, en este trabajo se distinguen tres tipos de agua: agua superficial, agua subterránea sin influencia de careos y agua subterránea con influencia de careos.

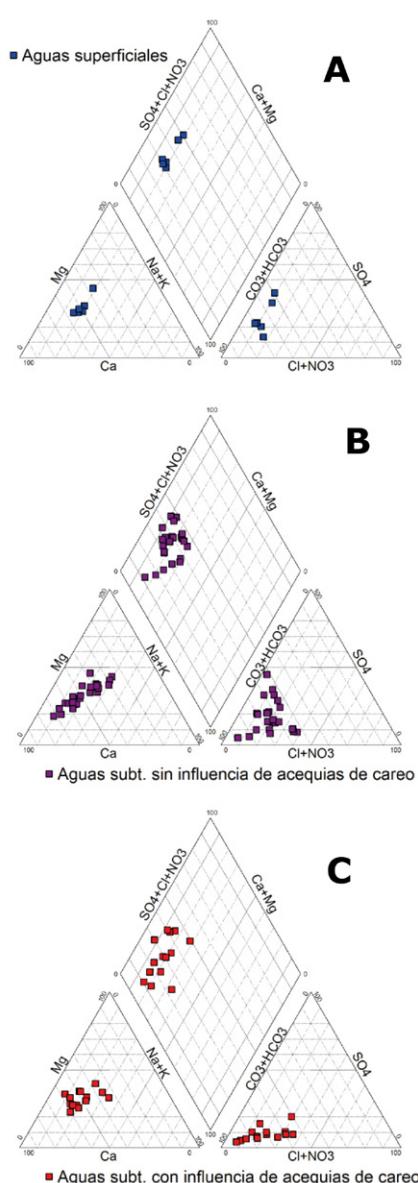


Fig. 2.-Diagramas de Piper de muestras de agua superficial, aguas subterráneas sin influencia de acequias de careo y aguas subterráneas con influencia de acequias de careo.

Fig. 2. - *Piper diagrams of surface water samples, groundwater without the influence of the careo ditches and groundwater with the influence of the careo ditches.*

El agua superficial (Fig. 2A) presenta facies bicarbonatadas cárnicas, cárnicas-magnésicas, magnésicas-cárnicas y sulfatada cárnea-magnésica.

El agua subterránea sin influencia de careos (Fig. 2B) presenta facies bicarbonatadas cárnicas, cárnicas-magnésicas, magnésicas-cárnicas, y magnésicas-sódicas. En el diagrama de Piper, estas aguas presentan un contenido aniónico heterogéneo, con una transición desde muestras con una alta proporción en bicarbonatos hacia muestras con un aumento en la proporción del contenido en sulfatos.

El agua subterránea influenciada por

careos (Fig. 2C) presenta facies hidroquímica bicarbonatadas cárnicas, cárnicas-magnésicas, magnésicas-cárnicas y cárnicas-sódicas. Las muestras presentan un enriquecimiento en cloruros más intenso que en el grupo de las aguas subterráneas no influenciadas por el careo.

Caracterización isotópica

En la Figura 3 se representa una gráfica con la composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de todas las muestras de agua analizadas, en las que se han diferenciado las aguas superficiales y ambos tipos de aguas subterráneas. Las muestras de agua superficial y subterránea no influenciadas por acequias presentan una alineación respecto a las líneas meteoéricas del mediterráneo occidental (WMMWL, Jiménez-Martínez y Custodio, 2010) y Meteoérica Global (GMWL, Gat, 2000), mientras que las muestras de agua subterránea influenciadas por los careos presentan un enriquecimiento anómalo en $\delta^{18}\text{O}$ respecto a $\delta^2\text{H}$, y se alinean en torno a una recta de condiciones de evaporación que se rige por la ecuación de la recta $\delta^2\text{H} = 5.5131 \cdot \delta^{18}\text{O} - 12.857$. La existencia de numerosos puntos de vertido de aguas desde las acequias de careo para su infiltración en extensas zonas de pastizales favorece la evaporación del agua en este proceso, cuestión que queda reflejada en la marca isotópica de los manantiales ubicados aguas abajo. Este tipo de infiltración lenta es totalmente diferente al que se produce en las acequias de la cuenca del río Bérriches (Barberá et al., 2018), donde grandes caudales de aguas isotópicamente muy ligeras son recargados en zonas de alta permeabilidad.

Variabilidad altitudinal

Como se puede observar en la Figura 4A, existe un incremento progresivo de la CE conforme se desciende de cota, la cual es significativamente más acentuada en las aguas subterráneas. Se distinguen dos muestras que presentan valores anómalos: una de ellas es la tomada en la Fuente los Ladrones, la cual se localiza en un área con afloramientos de esquistos con mineralizaciones ricas en hierro, presenta el valor máximo de CE (103 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y la otra, la muestra tomada en la Toma del Jaral, que posee un valor apreciablemente bajo (11 $\mu\text{S}/\text{cm}$) a pesar de localizarse en una cota relativamente baja.

En la misma figura (Fig-4B) se muestra que las aguas localizadas a mayor cota son más frías. El agua superficial presenta una temperatura mínima cuyo valor es mayor que la temperatura mínima del agua subterránea. No obstante, conforme se desciende de cota el agua subterránea experimenta un mayor incremento de temperatura. Se obtienen los siguientes gradientes de temperatura: aguas superficiales 4.4 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$, y aguas subterráneas 8 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$. La variación altitudinal de la temperatura y la existencia de numerosos manantiales a media ladera pone de manifiesto que a lo largo de la pendiente topográfica hay flujos de recorrido corto en el acuífero, como corresponde a los acuíferos en ladera o en pendiente desarrollados sobre zonas de alteración en rocas duras (Barberá et al., 2018).

En cuanto a los nitratos, se observa que el agua superficial presenta una concentración media baja (0,8 mg/L) que altitudinalmente se mantiene constante, a excepción de una de las muestras. El agua subterránea no influenciada por careos presenta una

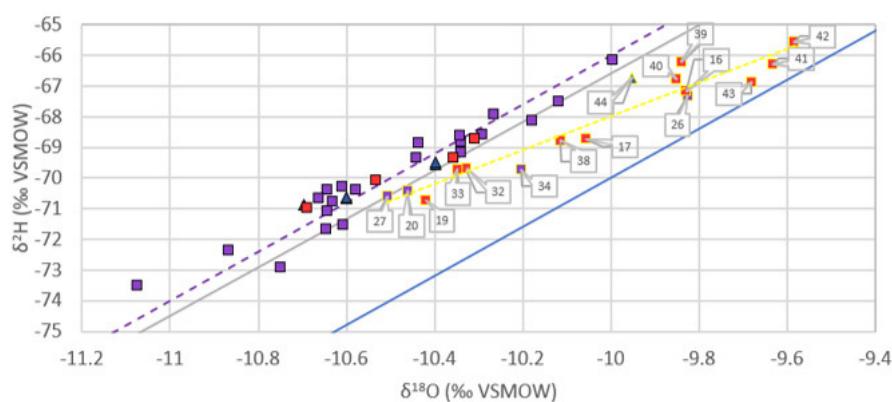


Fig. 3.-Composición de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las muestras de agua superficial y agua subterránea con y sin influencia de acequias de careo. Las muestras bordeadas en amarillo son aquellas que se alinean con una recta de tendencia a procesos de evaporación. Datos expresados en tantos por mil (%). Ver figura en color en la web.

Fig. 3. - *Composition of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ of surface water and groundwater samples with and without the influence of the careo ditches. Samples bordered in yellow are those that align with a trend line of evaporation processes. Data are expressed in terms of rates per thousand (%).*

concentración media de 1,7 mg/L dentro de un rango de 0,1-4,4 mg/L. En cambio, el agua subterránea influenciada por careos tiene una concentración media algo mayor, de 2 mg/L, dentro de un rango de 0-6 mg/L. Los valores máximos de concentración de ambas suelen ocurrir en el rango de cotas comprendido entre los 2000 y 3000 m s.n.m. En la cuenca del Alhorí no se realiza ninguna actividad industrial ni hay asentamientos humanos, por lo que el aumento de este ion se asocia a la ganadería extensiva, que se concentra en las zonas donde se encuentran los borreguiles y los pastizales.

Por último, también la Figura 4, permite observar que las aguas subterráneas presentan una mayor tendencia al enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ con el descenso de cota topográfica, en comparación con el agua superficial. Las muestras de agua subterránea con influencia de careos experimentan una tendencia de enriquecimiento más acentuada. En la gráfica se han etiquetado las muestras de agua que se disponían siguiendo una tendencia de evaporación en el diagrama $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 3).

Conclusiones

Los datos hidrogeoquímicos e isotópicos generados con motivo de este trabajo confirman un modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico de un acuífero en pendiente, desarrollado en una zona de alteración de rocas duras.

Los numerosos puntos de vertido de las acequias de careo, en amplias zonas de pasto, provocan procesos de evaporación durante la infiltración del agua, proceso que ha permitido identificar a los manantiales relacionados con estas acequias.

Las mayores concentraciones de nitratos, medidas entre los 2000 y 3000 m de altitud, están relacionadas con los desechos fecales ganaderos que se producen en las zonas de pasto.

La recuperación de las acequias de careo y la reducción de la densidad de la masa forestal contribuirían a aumentar el caudal del río Alhorí y a que este sea mayor durante los períodos de estiaje y durante los períodos de sequía.

Contribución de los autores

B. Ramos, A. González, T. Zakaluk y J.M. Martín Civantos y S. Martos adquirieron los datos de campo. J. A. Barberá llevó a cabo los análisis e interpretó los datos. S. Morales Sotaminga elaboró las figuras e interpretó los datos. Todos los autores colaboraron en la discusión de los resultados. S. Morales Sotaminga, S. Martos y A. Fernández Ayuso redactaron el manuscrito.

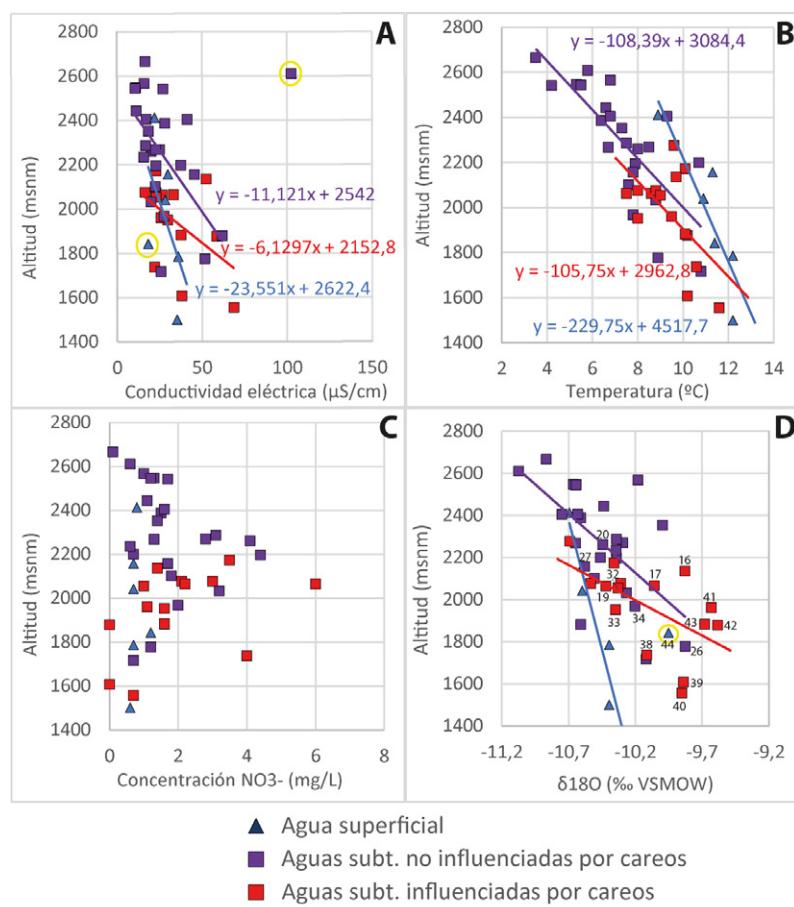


Fig. 4.- Gráficos de dispersión entre la altitud (m s.n.m.) y la Conductividad Eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$)(A), la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) (B), la concentración de nitratos (mg/l) (C) y la composición de $\delta^{18}\text{O}$ (% VSMOW). Las muestras "Toma del Jaral" y "Fuente de los ladrones", comentadas en el texto, están rodeadas con un círculo amarillo. Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- Scatterplots between altitude m a.s.l.) and Electrical Conductivity ($\mu\text{S}/\text{cm}$)(A), chloride concentration (mg/l) (B), nitrate concentration (mg/l) (C) and $\delta^{18}\text{O}$ composition (% VSMOW). "Toma del Jaral" and "Fuente de los ladrones" samples, commented in the text, are surrounded by a yellow circle.

Agradecimientos y financiación

Este trabajo es una contribución a la Red "Siembra y Cosecha del Agua (419RT0577) del Programa Iberoamericano de Ciencia y Tecnología para el Desarrollo (CYTED), al Convenio IGME-DPG, al proyecto SPIP2021-02741 (Proyectos de Investigación Científica en la Red Parques Nacionales), los proyectos P18-RT-3836 (I+D+ PAIDI, 2018) y BHUM-436-UGR18 (FEDER 2018) y el Grupo de Investigación de Recursos Hídricos (PAIDI RNM126). Esta publicación ha sido financiada por la Unión Europea "NextGenerationEU", por el Plan de Recuperación, Transformación y Resiliencia y por el Ministerio de Universidades, en el marco de las ayudas "Margarita Salas" para la Recalificación del Sistema Universitario 2021-2023 convocadas por la Universidad Pablo de Olavide, de Sevilla.

Referencias

Barberá, J.A., Jódar, J., Custodio, E., González-Ramón, A., Jiménez-Gavilán, P.,

Vadillo, I., Pedrera, A., Martos-Rosillo, S. (2018). *Science of the Total Environment*. 640-641, 874-893.

Gat J.R. (2000). *Hydrol. Process.* 14, 1357-1369.

Jiménez-Martínez J., Custodio E., (2010). *Bol. Geol. Min.* 119 (1), 21-32.

Martín Martín, J. M., Braga Alarcón, J. C., & Gómez Pugnaire, M. T. (2008). *Itinerarios Geológicos por Sierra Nevada: Guía de campo por el Parque Nacional y Parque Natural de Sierra Nevada*. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía, 267 pp.

Martos-Rosillo, S., Ruiz-Constán, A., González-Ramón, A., Mediavilla, R., Martín-Civantos, J. M., Martínez-Moreno, F. J., Jódar, J., Marín-Lechado, C., Medialdea, A., Galindo-Zaldívar, J., Pedrera, A. & Durán, J. J. (2019). *Journal of Hydrology*, 578, 124047.

Morales-Sotaminga, E.S. (2021). *Caracterización hidrogeoquímica e isotópica de la cuenca de alta montaña del río Alhorí (Jérez del Marquesado, Granada)*. Trabajo Fin de Máster. Universidad de Málaga. 72 pp.

Estudio de la recarga y la descarga del manantial de Deifontes (Granada) en el periodo 1960-2021

Study of the recharge and the discharge of the Deifontes spring (Granada) in the 1960-2021 period

Antonio Sánchez Membrives, José Benavente Herrera y Carmen Almécija Ruiz

Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada. Facultad de Ciencias. 18071 Granada. sanchezantonio@correo.ugr.es, jbenaven@ugr.es, almecija@ugr.es

ABSTRACT

A complete series of monthly data on the flow of the Deifontes spring - one of the most important in the province of Granada - in the period 1960-2021, has been obtained from direct measurements (gauges) and their subsequent treatment. A range of values from 0.45 to 2.92 m³/s and an annual average of 1.2 m³/s is obtained. It presents very little variability at the monthly average level (1.14-1.27 m³/s), an anomalous circumstance in an aquifer such as the one that drains the spring, made up of karstified Jurassic carbonates, whose average recharge has been estimated at 60% of the precipitation. The annual evolution of the accumulated deviation from the average of the estimated recharge and the mean flow of the spring indicates two trends before and after 1987: the first increasing and the second decreasing. The reduction (70%) in the average flow of the post-1987 spring follows a very similar evolution to the decrease in recharge (which, in turn, derives from the decrease in precipitation).

Key-words: Deifontes spring, aquifer recharge, flow evolution, climatic trend, Jurassic carbonates

Geogaceta, 73 (2023), 19-22

<https://doi.org/10.55407/geogaceta95438>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

El manantial de Deifontes (en adelante MD) se localiza en la población de ese nombre, en el extremo noreste de la Depresión de Granada, junto a la margen izquierda del río Cubillas, a una altitud de aproximadamente 700 m s.n.m. (Fig. 1). Es una de las surgencias principales de la provincia de Granada (Dip. Granada-IGME, 2006), que en la actualidad atiende a demandas de agua para abastecimiento urbano e industrial y para regadío.

El MD constituye prácticamente la única descarga visible del acuífero que forma el macizo montañoso de Sierra Arana (Fig. 1), formado por calizas y dolomías jurásicas karstificadas con espesor del orden de 450 m, una superficie de afloramientos permeables de 89 km² y una altitud máxima ligeramente superior a los 2000 m (IGME, 2010).

En este estudio se han recopilado los datos de caudal (Q) disponibles del MD, desde 1960 hasta 2021. Luego se ha com-

pletado la serie de datos de Q con objeto de facilitar su tratamiento estadístico y el análisis de su régimen de descarga. También se ha estimado la recarga del acuífero que alimenta el MD durante el mismo periodo de la serie de datos hidrométricos.

Metodología

Los datos de caudal del MD proceden de aforos directos realizados por la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG), el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la empresa Tragsatec. Normalmente se dispone de una sola medida por mes, aunque excepcionalmente hay más de una, en cuyo caso se considera el dato de la media entre ambas. Se ha descartado un valor de Q anormalmente alto en un mes sin precipitación a finales del estiaje (septiembre de 1964). El tratamiento de los datos implica completar la serie. Faltaban 97 datos de Q mensual, sobre todo en agosto, lo que

RESUMEN

Se ha obtenido, a partir de medidas directas (aforos) y de su tratamiento posterior, una serie completa de datos mensuales de caudal del manantial de Deifontes - uno de los más importantes de la provincia de Granada - en el periodo 1960-2021. Se obtiene un rango de valores de 0,45 a 2,92 m³/s y un promedio anual de 1,2 m³/s. Presenta muy escasa variabilidad a nivel medio mensual (1,14-1,27 m³/s), circunstancia anómala en un acuífero como el que drena el manantial, integrado por carbonatos jurásicos karstificados, cuya recarga media ha sido estimada en un 60 % de la precipitación. Las evoluciones anuales acumuladas respecto a las medias de la recarga estimada y del caudal del manantial indican dos tendencias antes y después de 1987: creciente la primera y decreciente la segunda. La reducción (un 70 %) en el caudal medio del manantial post-1987 sigue una evolución muy similar a la disminución de la recarga (que, a su vez, deriva de la disminución de las precipitaciones).

Palabras clave: manantial de Deifontes, recarga de acuífero, evolución de caudal, tendencias climáticas, carbonatos jurásicos

Fecha de recepción: 06/07/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

representa el 13 % del total.

Se han completado los valores de los meses con ausencia de dato de Q por: a) regresión lineal a partir de datos del nivel piezométrico en un sondeo cercano (código 05.30.010 del organismo de cuenca: Fig. 1C) con el que existe una alta correlación (CHG, 2020); b) valor del coeficiente de agotamiento del manantial tomado de IGME (2010); c) ajuste lineal entre los valores previo y posterior; d) valor promedio del mes correspondiente en la serie original, cuando no ha sido posible ninguno de los procedimientos anteriores.

Los datos de Q incluyen un 35 % del caudal total como descarga difusa desde el MD hacia el cauce del río Cubillas, según información disponible desde 2013 (com. pers. de J. L. Torreblanca, Tragsatec).

El contexto hidrometeorológico en el entorno del MD se ha caracterizado a partir de dos variables: temperatura (T) media mensual y precipitación (P) men-

sual. La estación más cercana con datos de ambas variables es la de Iznalloz (805 m s.n.m.; IZ en Fig. 1), en la que existen datos a partir del año 2000, por lo que se ha optado por completar las series de T y P mediante regresión lineal a partir de la estación Base Aérea de Granada (687 m s.n.m.; BA en Fig. 1). La T se obtuvo con un coeficiente de correlación mayor que 0,99, mientras que para la P fue de 0,86.

Mediante la aplicación TRASERO (versión 1.0) de tratamiento de series temporales hidrológicas (Dip. Alicante, 2013) se ha calculado la evapotranspiración real (ET) y la recarga (RA) al acuífero de Sierra Arana. Como datos de entrada están la P y T mensual en la zona de los afloramientos permeables (altitud media aproximada: 1600 m). Como no existen estaciones meteorológicas pertenecientes a redes de control oficiales en este ámbito, hemos estimado los valores a partir de los datos de la estación de Iznalloz, afectados por gradientes altitudinales que se han establecido en otros estudios del entorno de Granada (Pulido-Bosch, 1980). Además, la aplicación requiere introducir una capacidad de campo para materiales carbonáticos karstificados (15 mm) y un umbral de escurrentía (55 mm) coherente con valores de alta capacidad de infiltración, elevadas pendientes y vegetación natural del suelo que se obtienen de tablas incluidas en el manual de la aplicación. También mediante la aplicación TRASERO se ha calculado la función de correlación cruzada con paso mensual entre las series de valores de RA (impulso) y de caudal en el MD (respuesta).

Resultados

La serie de datos de caudal del MD (Fig. 2) presenta valores extremos de aproximadamente 0,45 m³/s (marzo de 2014) y 2,92 m³/s (mayo de 1964). A nivel medio mensual se pone de manifiesto una escasa variabilidad: 1,14-1,27 m³/s; media anual: 1,2 m³/s. La desviación típica es igualmente muy homogénea de un mes a otro: varía entre 0,30 (enero y marzo) y 0,42 (mayo y julio).

Los valores medios aproximados de T, P, ET y RA que se estiman para la altitud media de la zona de recarga al MD son, respectivamente, de 9,5 °C y de 900, 250 y 540 mm/año. La recarga media mensual se concentra, lógicamente, en los meses de mayor P (73 % del total anual

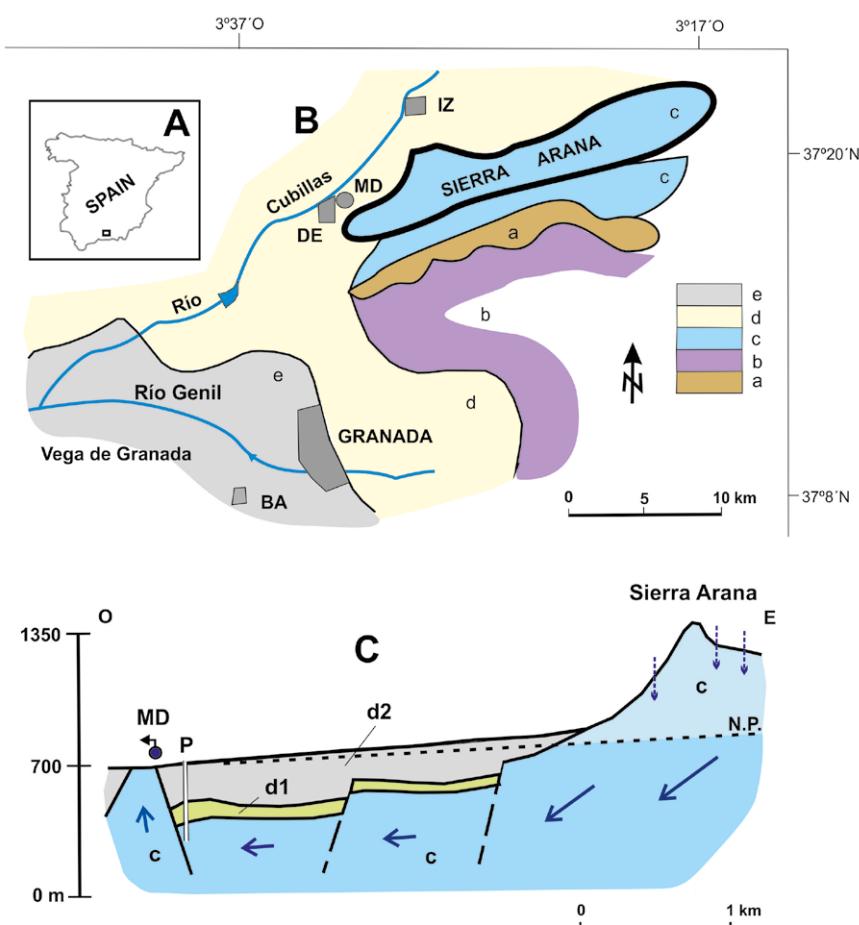


Fig. 1.- Localización del área de estudio: general (A) y en el contexto hidrogeológico del sector NE de la Depresión de Granada (B, simplificado de ITGE-JA, 1998), a: micasquistos, areniscas y pelitas de baja permeabilidad (Paleozoico-Triás), b: dolomías y calizo-dolomías de alta permeabilidad (Triás), c: dolomías y calizas de alta permeabilidad (Jurásico), d: materiales detríticos y yesos de permeabilidad media (Mio-Pliocuaternario), e: aluviones de alta permeabilidad (Cuaternario), IZ: Iznalloz, DE: Deifontes, BA: Base Aérea. C: corte hidrogeológico del manantial de Deifontes, MD (modificado de Dip. Granada-IGME, 2006), P: piezómetro, N.P.: nivel piezométrico, d1: margas (Terciario), d2: conglomerados, limos y arcillas (Cuaternario). Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Location of the study area: general (A) and in the hydrogeological context of the NE sector of the Granada Depression (B, simplified from ITGE-JA, 1998), a: micaschists, sandstones and pelites of low-permeability (Paleozoic-Triassic), b: dolomites and limestone-dolomites of high permeability (Triassic), c: dolomites and limestones of high permeability (Jurassic), d: detrital materials and gypsum of medium permeability (Mio-Pliocuaternary), e: alluvium of high permeability (Quaternary), IZ: Iznalloz, DE: Deifontes, BA: Base Aérea. C: hydrogeological section of the Deifontes spring, MD (modified from Dip. Granada-IGME, 2006), P: piezometer, N.P.: piezometric level, d1: marls (Tertiary), d2: conglomerates, silts and clays (Quaternary). See color figure in the web.

entre noviembre y febrero), mientras que entre junio y septiembre es prácticamente nula (< 3 %).

Para caracterizar la existencia de tendencias temporales entre 1960 y 2021 en las series de valores totales anuales de RA y de Q medio anual en MD se han elaborado gráficos de desviaciones acumuladas respecto de la media (Fig. 3). Esta figura indica dos tendencias de evolución: creciente hasta aproximadamente 1987 y luego decreciente hasta el final de la serie. Se puede observar en la figura que en la fase creciente ambas gráficas son bas-

tante similares; en la fase decreciente se observa una cierta distorsión después de los dos años excepcionalmente lluviosos que culminaron la sequía de 1991-1995; en los últimos 10 años los dos gráficos vuelven a mostrar un trazado muy similar. Se han calculado las medias de RA y Q en ambas semi-series y se comprueba que los valores en la segunda (post 1987) son del orden del 70 % de la primera. El correlograma cruzado de ambas variables con paso mensual indica un valor máximo del coeficiente Rx,y cercano a 0,3 con un desfase de medio año.

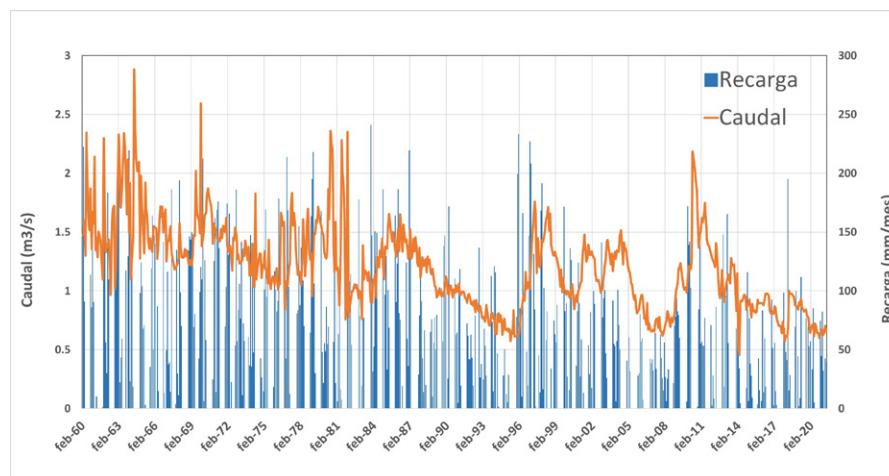


Fig. 2.- Evolución mensual del caudal del manantial de Deifontes y de la recarga estimada. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Monthly evolution of the Deifontes spring outflow and of the estimated recharge. See color figure in the web.

Discusión

En principio, cabría cuestionar la fiabilidad de los datos de Q completados y de los valores medios obtenidos, tanto individuales como acumulados, en tanto que proceden mayoritariamente de una única medida mensual en un manantial vinculado con un acuífero kárstico. Sin embargo, la gran uniformidad que muestran en su conjunto los valores recopilados es un argumento en sentido contrario.

La estimación de RA está sujeta a imprecisiones derivadas de la fiabilidad de los parámetros requeridos por la aplicación utilizada, por lo que el valor medio obtenido debe considerarse sólo una aproximación, al igual que para el Q medio. Para el macizo de Sierra Arana, RA representa el 60 % de la precipitación media, valor muy similar al 58 % que resultaría para un índice de significado similar (IC: relación entre la recarga media

anual y la precipitación media anual) en un estudio de diferentes acuíferos carbonáticos montañosos de la cordillera Bética (Martos-Rosillo et al., 2015). La elevada altitud media de este macizo hace que no sea infrecuente (sobre todo en el periodo pre-1987) la presencia de nieve sobre los afloramientos kárstificados, lo que puede ser un argumento a favor de esos altos porcentajes de recarga. Por otro lado, las estimaciones de P a 1600 m son coherentes con unas pocas medidas de esa variable entre 1997 y 2002 en el extremo occidental de Sierra Arana, a 1700 m de altitud (Fernández-Cortés, 2005).

El valor estimado de RA equivale a un caudal continuo de aproximadamente $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$. Esta discrepancia puede derivar de la imprecisión en la estimación de RA ; también de la descarga por otros manantiales menos importantes en los bordes del macizo de Sierra Arana o subterráneamente hacia los otros acuíferos adyacentes (IGME, 2010).

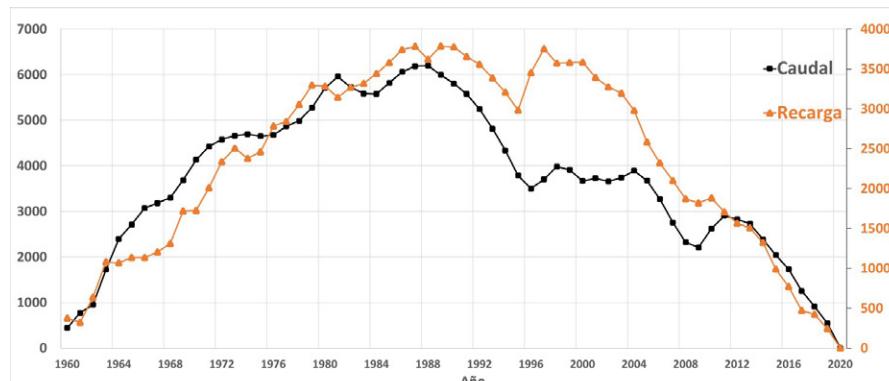


Fig. 3.- Gráficos de desviación acumulada respecto de la media para la serie de valores anuales de caudal medio del manantial de Deifontes (L/s) y de su recarga estimada (mm). Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Graphs of cumulative deviation from the mean for the series of annual values of the mean flow of the Deifontes spring (L/s) and its estimated recharge (mm). See color figure in the web.

En relación con los gráficos de la figura 3, la existencia de las tendencias generales mencionadas parece fuera de toda duda, independientemente de la mayor o menor fiabilidad de los datos de Q y de RA . La similitud del porcentaje de reducción de las medias pre y post 1987 de las dos variables analizadas sugiere que el origen de la reducción en el caudal medio del manantial a lo largo de la segunda mitad de la serie analizada puede explicarse básicamente a partir de la disminución de la recarga (que, a su vez, deriva de la tendencia decreciente de las precipitaciones).

Como en muchas otras partes de Andalucía, en el entorno del MD es conocida la proliferación de sondeos de captación para riego de olivar. Así, en el estudio de CHG (2020) se ha apuntado la posible incidencia de bombeos cercanos en los datos de caudal del MD. Los presentes resultados apuntan a que esa circunstancia no parece ser cuantitativamente muy importante, pero merecería un estudio específico.

A nivel mensual, el régimen de descarga del MD presenta la particularidad de que los caudales medios más altos corresponden al periodo de primavera-verano, que es el de menor recarga. Esto indica un elevado carácter regulador respecto de los episodios de recarga, lo que, como ya ha sido apuntado, no suele ser típico de acuíferos kársticos. El resultado del correlograma cruzado de los datos mensuales RA-Q corrobora esta circunstancia. Esto podría deberse a que apenas existe karstificación activa del acuífero en la parte final del sistema de flujo subterráneo, que se realiza en condiciones de confinamiento bajo la cota de la surgen- cia (Fig. 1C). Controles más detallados de Q podrían descartar la posibilidad de variaciones más importantes dentro de un mismo mes, con lo que el poder regulador sería menor. Por otro lado, esa capacidad reguladora se ha observado en acuíferos cercanos y bastante similares (Jiménez-Gavilán et al., 2004).

Conclusiones

Se ha analizado el caudal del manantial de Deifontes (Granada) en el periodo 1960-2021. Es destacable tanto la magnitud de su descarga (valor medio: $1,2 \text{ m}^3/\text{s}$) como su muy escasa variabilidad a lo largo del año. El dato de caudal incluye un 35 % de descarga difusa al río Cubillas, valor orientativo obtenido a partir de

los aforos realizados por TRAGSA desde 2013. Ello indica un importante efecto modulador de la recarga, caracterizado por un desfase del orden de medio año entre los episodios principales de recarga (otoño-invierno) y los valores relativamente más altos de descarga (primavera-verano). Esta circunstancia es rara en acuíferos kársticos, máxime cuando que la recarga media ha sido estimada en un 60 % de la precipitación.

La evolución temporal del caudal del manantial en el periodo estudiado indica dos tendencias: creciente hasta aproximadamente 1987 y luego decreciente hasta el final de la serie, de manera que el caudal medio de la fase post-1987 es un 70 % del valor correspondiente a la fase previa. Esto puede explicarse básicamente a partir de la disminución de la recarga (que, a su vez, deriva de la tendencia decreciente de las precipitaciones). Todos los resultados relativos al caudal del manantial, contrastados con los niveles medidos en un piezómetro cercano, se basan en una serie cronológica que se ha obtenido mayoritariamente a partir de una medida directa por mes. Aunque la representatividad de estos datos hidrodinámicos viene avalada por la notable homogeneidad de la serie de valores, sería aconsejable disponer de medidas de caudal realizadas con más frecuencia.

La estimación de la recarga está so-

metida a la incertidumbre en la cuantificación de la precipitación y la temperatura a cotas relativamente elevadas y de la de otros parámetros exigidos por la metodología utilizada, lo cual obliga a considerar los resultados obtenidos como tentativos.

Contribución de los autores

A. Sánchez-Membrives: metodología, adquisición de datos, investigación/análisis, figuras. J. Benavente: investigación/análisis, edición, revisión del manuscrito, coordinación, supervisión. C. Almécija: edición, revisión del manuscrito, figuras.

Agradecimientos

Estudio realizado en el marco del Grupo de Investigación RNM 126 de la Junta de Andalucía a partir de una beca del Programa Innova UGR-Fundación Cajasur (empresa: Aguasvira). Se agradece la colaboración de L. Rico Jorge (CHG), J.L. Torreblanca Sojo (Tragsatec), J. Jiménez Sánchez (IGME), Antonio Castillo Martín (CSIC-UGR) y C. Corral Pérez (Aguasvira), así como los comentarios de dos revisores anónimos.

Referencias

- CHG (2020). *Análisis correlatorio de la evolución equivalente entre piezómetros y manantiales cercanos, incluidos en la red oficial (2/2)*. Informe técnico. 35 p.
- Dip. Alicante (2013). *Tratamiento y gestión de series temporales hidrológicas. Versión 1.0*.
- Dip. Granada-IGME (2006). *Guía de manantiales de la provincia de Granada*. Granada. 286 p.
- Fernández-Cortés, A. (2005). *Caracterización microclimática de cavidades y análisis de la influencia antrópica de su uso*. Tesis doctoral Univ. Almería. 425 p.
- IGME (2010). *Encomienda de gestión para la realización de trabajos científico-técnicos de apoyo a la sostenibilidad y protección de las aguas subterráneas. Actividad 4: MASBT 051.030 Sierra Arana*. Informe técnico. 44 p.
- ITGE-JA (1998). *Atlas hidrogeológico de Andalucía*. 216 p.
- Jiménez-Gavilán, P., Andreo, B. y Carrasco, F. (2004). *Geogaceta* 35, 159-162.
- Martos-Rosillo, S., González-Ramón, A., Jiménez-Gavilán, P., Andreo, B., Durán, J.J. y Mancera, E. (2015). *Environ. Earth Sciences* 74: 7571-7581.
- <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4673-3>
- Pulido-Bosch, A. (1980). *Datos hidrogeológicos sobre el borde occidental de Sierra Nevada*. Serie Univ. Núm. 123. Fund. J. March. 51 p.

Aplicación de métodos hidrogeoquímicos y geotermométricos al estudio del potencial geotérmico del sur de Tenerife.

Implementation of hydrogeochemical and geothermometric methods to the study of the geothermal potential of southern Tenerife

África Gamisel Muzás¹, Antonio José Olaiz Campos², Álvaro Arnáiz Giménez-Coral² y Axel García Craviotto²

¹ Universidad Complutense de Madrid, C. de José Antonio Novais, 12, 28040 (Madrid) afrigami@ucm.es

² Repsol Exploración S.A, C. de Méndez Alvaro, 44, 28045 (Madrid) antoniojose.olaiz@repsol.com aarnaizg@repsol.com axel.garcia@repsol.com

ABSTRACT

This study shows the southern Tenerife context and its high geothermal potential. Firstly, a groundwater hydrogeochemical analysis is carried out, based on the Piper diagram, the Giggenbach triangle diagram to the Log (K²/Ca) vs. Log (K²/Mg) diagram. Thus, the bicarbonate-sodium rich character of the waters is defined as well as a different advance in the maturity path of the waters. To conclude, the silica geothermometer is applied, to be precise, the chalcedony polymorph one. Then, reliable temperatures at which the aquifer could be are estimated.

Key-words: Tenerife, hydrogeochemistry, geothermometer, chalcedony.

RESUMEN

El presente trabajo trata de poner en contexto el área sur de la isla de Tenerife, un terreno con alto potencial geotérmico. Se realiza un análisis hidrogeoquímico de las aguas subterráneas del entorno, utilizando para ellos métodos de análisis geoquímico como los diagramas de Piper, Giggenbach, y Log (K²/Ca) vs. Log (K²/Mg). Se define un carácter bicarbonatado-sódico para las aguas y se observa un avance diferencial en la trayectoria de madurez de estas. Por último, se aplica el geotermómetro de la sílice, en concreto el del polimorfo de la calcedonia, para estimar las temperaturas a las que podría encontrarse el acuífero en profundidad. Finalmente, se indican aquellos factores que podrían inducir a error y se recomiendan aquellos estudios que podrían solventarlo.

Palabras clave: Tenerife, hidrogeoquímica, geotermómetro, calcedonia.

Geogaceta, 73 (2023), 23-26

<https://doi.org/10.55407/geogaceta95147>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 22/06/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

Introducción

El vulcanismo todavía activo que presenta la isla de Tenerife la postula como un terreno muy favorable para el aprovechamiento de recursos geotérmicos pese a la incertidumbre existente sobre la caracterización de su estructura interna.

Si bien es cierto que los estudios geoquímicos han demostrado ser de gran utilidad en las etapas de exploración de las zonas con alto potencial geotérmico, a día de hoy no existen estudios publicados con respecto a la isla. Dichos estudios podrían esclarecer aspectos como la temperatura de los fluidos en profundidad o su naturaleza.

El objetivo del estudio es caracterizar la firma hidrogeoquímica de las aguas subterráneas muestreadas al sur de Tenerife, así como realizar una estimación de las temperaturas a las que el acuífero podría encontrarse en profundidad

centro del archipiélago canario. La zona de estudio se localiza al sur de la isla.

El origen del archipiélago tiene tan solo 70 Ma y existe controversia a cerca de su origen. Las hipótesis de formación se basan bien en una anomalía térmica fósil ligada a la generación de la Cordillera de los Atlas (Anguita y Hernán, 2000) o bien en un punto caliente ligado a una convección mantélica (Carracedo y Troll, 2016).

La isla de Tenerife se encuentra en un estadio de generación de estratovolcanes centrales con el mayor punto de crecimiento del Teide (Geyer y Martí, 2010). Además, presenta una alta sismicidad activa, así como fumarólica.

Según los estudios de formación se pueden diferenciar distintas series geológicas (Fig.1) (Marrero Díaz, 2010):

1. Estadio de formación de escudos basálticos.

a. *Serie basáltica antigua (12 Ma)*: conforma los macizos basálticos de Teno, Anaga y Roque del Conde. Corresponden a erupciones efusivas fisurales de basal-

tos alcalinos, ankaramitas y basanitas.

b. *Rifts – dorsales (3,9 – 1,5 Ma)*: se expulsan materiales basálticos y traquibasaltos mediante erupciones fisurales estrombolianas.

2. Estadio de vulcanismo central

a. *Edificio Cañadas (3,3 – 0,196 Ma)*: primera representación del vulcanismo central. Magmas basálticos que evolucionan a fonolíticos y generan erupciones de gran explosividad.

b. *Complejo Teide – Pico Viejo (0,2 Ma – actualidad)*: última expresión del vulcanismo central compuesta por una superposición de estratovolcanes. Su última erupción se calcula entre el año 660 – 940 d.C. Son magmas inicialmente basánicos – basálticos y finalmente traquibasálticos y predominantemente fonolíticos (Carracedo et al., 2007).

3. Erupciones históricas. Se reconocen al menos cuatro. Los materiales expulsados son predominantemente basálticos y las erupciones de tipo estromboliano.

Área de estudio

La isla de Tenerife ese encuentra en el

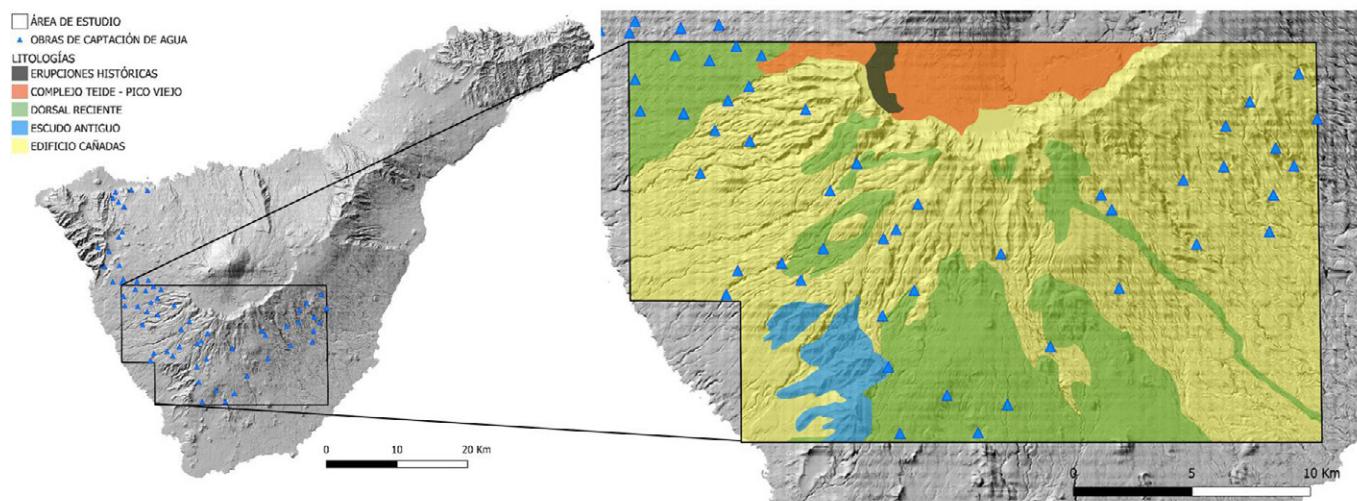


Fig.1. Mapa de localización del área de estudio, mapa geológico simplificado y localización de los puntos de muestreo. Ver figura a color en la web.

Fig.1. Study area location, simplified cartography, and measurement points location. See figure in color in the web.

Respecto a las características hidrogeológicas del área de estudio, cabe destacar los bajos valores de tasa de infiltración (0-250 mm) así como de coeficiente de escorrentía en comparación con el resto de la isla. Por otro lado, la escasez de descargas de agua naturales, en ningún caso termales, constriñe este trabajo a los datos de las obras de captación, en su mayoría galerías.

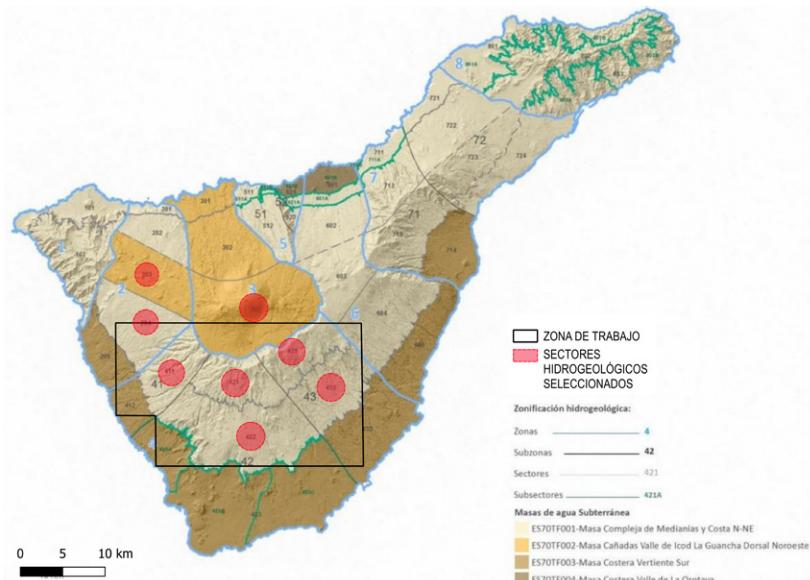
Metodología

Los datos utilizados en este estudio corresponden a los análisis periódicos realizados por el Consejo Insular de Aguas de Tenerife (CIATF) en las distintas obras de captación de agua. Se solicitan los análisis correspondientes a los últimos tres años registrados de los puntos de muestreo correspondientes a los sectores hidrogeológicos 203, 204, 303, 411, 421, 422, 431 y 432 (Fig.2), con un total de 186 análisis.

Los análisis fueron sometidos a un control de calidad, habiéndose estimado el balance iónico y el error. El número total de datos utilizados es 137 análisis.

Firma hidrogeoquímica de las aguas

Los resultados de los análisis se representaron gráficamente, utilizando para ello diagramas hidrogeoquímicos específicos a partir de Moreno et al (2008) y adaptaciones para hojas de cálculo de Excel que permiten la interpretación de análisis químicos de aguas. Los diagramas utilizados han sido los de Piper y Giessenbach, así como los de Log (K^2/Ca vs. $Log K^2/Mg$) (Fig. 3).



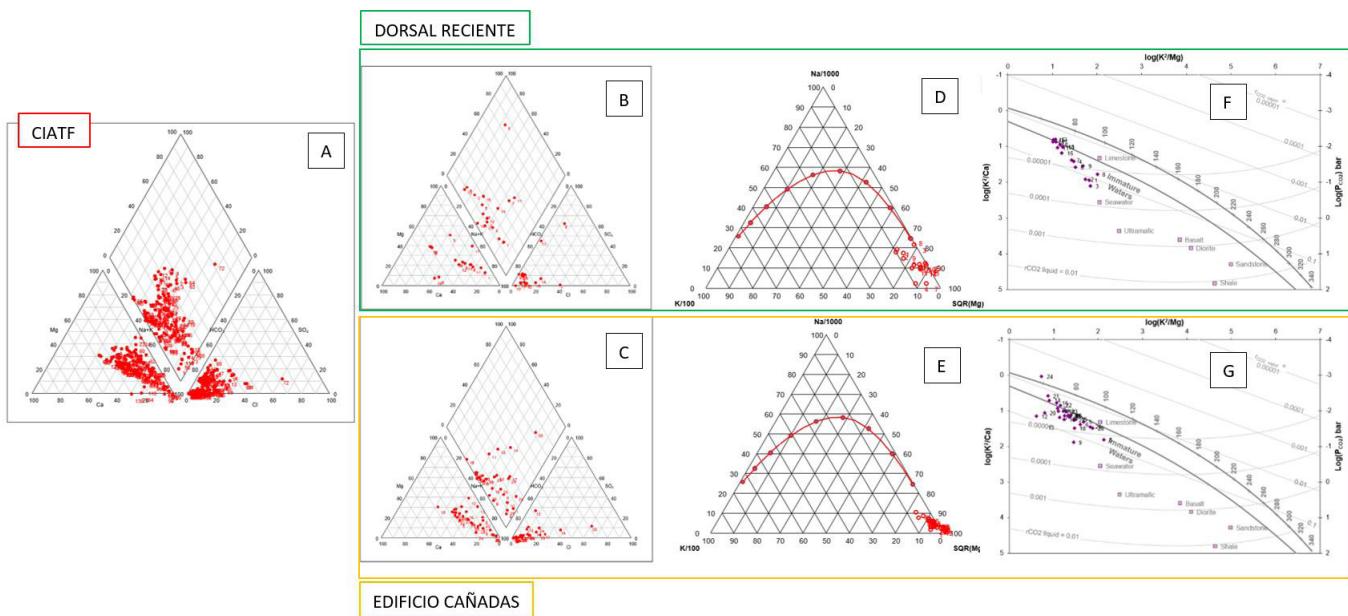


Fig.3. (A) Diagrama de Piper para todos los puntos de muestreo analizados del CIATF. (B) Diagrama de Piper para los puntos de muestreo de la Dorsal Reciente. (C) Diagrama de Piper para los puntos de muestreo del Edificio Cañadas. (D) Triángulo de Giggenbach para los puntos de muestreo de la Dorsal Reciente. (E) Triángulo de Giggenbach para los puntos de muestreo del Edificio Cañadas. (F) Diagrama Log (K^2 / Ca) vs. Log (K^2 / Mg) para los puntos de muestreo de la Dorsal Reciente. (G) Diagrama Log (K^2 / Ca) vs. Log (K^2 / Mg) para los puntos de muestreo del Edificio Cañadas. Ver figura a color en la web.

Fig.3. (A) CIATF measurement points Piper diagram. (B) Recent Rift measurement points Piper diagram. (C) Cañadas Building measurement points Piper Diagram. (D) Recent Rift measurement points Giggenbach triangle diagram. (E) Cañadas Building measurement points Giggenbach triangle diagram. (F) Recent Rift measurement points Log (K^2 / Ca) vs. Log (K^2 / Mg) diagram. (G) Cañadas Building measurement points Log (K^2 / Ca) vs. Log (K^2 / Mg) diagram. See figure in color in the web.

Resultados

Firma hidrogeoquímica de las aguas

Las aguas presentan un carácter bicarbonatado-sódico, lo que coincide con estudios previos. Algo más marcado en aquellos puntos correspondientes a terrenos del Edificio Cañadas respecto a los referentes a los terrenos de la Dorsal Reciente (Fig.3. A, B, C).

El diagrama Mg-Na-K de Giggenbach (1988) muestra la temperatura a la que estas aguas alcanzan un equilibrio parcial. Se observa que para la mayoría de los casos este equilibrio se alcanzaría entre los 60 y los 170°C (Fig.3. D, E).

Los puntos de muestreo localizados tanto en los terrenos de la Dorsal Reciente como en Edificio Cañadas han sido representados en el diagrama Log (K^2 / Ca) vs. Log (K^2 / Mg). Se constata la llegada al equilibrio de las aguas a temperaturas cercanas a los 100°C, siendo más maduras aquellas correspondientes al Edificio Cañadas (Fig.3. F, G).

Geotermómetro de la sílice

Considerando que el pH varía entre 5 y 7, los valores obtenidos por el geotermómetro sin pérdida de vapor apuntan a

la Calcedonia como polimorfo que controla la solubilidad. Los valores se sitúan entre los 35 y los 140°C siendo superiores a los 90°C para la mayor parte de las muestras del terreno (Fig.4.A).

Discusión y conclusiones

Si bien es cierto que los resultados obtenidos en relación con la firma hidrogeoquímica de las aguas estudiadas confirman lo que previamente se apunta desde otros trabajos, es decir, un carácter bicarbonatado-sódico para las aguas subterráneas del entorno, en este trabajo que se describe una trayectoria de madurez más avanzada de las aguas del Edificio Cañadas.

Sería conveniente que en futuras investigaciones se realicen análisis estructurales de detalle, así como estudios de tiempo de tránsito de los fluidos con el fin de definir sus vías de migración y determinar cómo éstas afectan a la naturaleza de dichos fluidos.

Los resultados obtenidos por el geotermómetro de la calcedonia apuntan a un predominio de temperaturas por encima de los 90°C, llegando en algunos puntos hasta los 140°C. Esto quiere decir que se trata de un sistema geotérmico de

media a alta entalpía que podría ser susceptible de ser aprovechado para la generación de electricidad, así como para el uso directo de las aguas termales.

Sin embargo, no debemos perder de vista algunos de los factores que debilitan la fiabilidad de estos resultados. En primer lugar, tal como se indica con anterioridad, el geotermómetro de la sílice requiere para su uso valores de pH entre 5 y 7, sin embargo, esto no es así para algunas regiones del área de estudio (Fig.4.B) cuyos resultados serían menos fiables.

La baja densidad de puntos de muestreo (Fig.2) es otro de los inconvenientes que impide definir con total seguridad las zonas que en primera instancia podrían ser consideradas como muy favorables por su potencial geotérmico.

De este modo, queda patente la necesidad de futuros estudios multidisciplinares para una buena descripción del play geotérmico en el sur de Tenerife.

Agradecimientos y financiación

Este estudio ha podido realizarse gracias a la beca de ayuda a los Estudios de Máster proporcionada por Repsol Exploración, S.A. en convenio con la Universidad Complutense de Madrid.

Se agradece la ayuda y apoyo brindados tanto por los tutores, entre ellos Álvaro Márquez González, como por el equipo de Proyectos de Geotermia de Repsol.

También se agradece la colaboración y contribución a este trabajo del Consejo Insular de Aguas de Tenerife (CIATF).

Referencias

- Anguita, F. y Hernán, F. (2000). The Canary Islands origin: a unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 1-26.
- Arnorsson, S., Gunnlaugsson, E. y Svarasson, H. (1983). The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(3), 567-577.
- Carracedo, J. C. y Troll, V. R. (2016). The geology of the Canary Islands. Libro, ISBN: 978-01-280-9663-5 9780128096642.
- Carracedo, J. C., Badiola, E. R., Guillou, H., Paterne, M., Scaillat, S., Torrado, F. P., ... y Hansen, A. (2007). Eruptive and structural history of Teide Volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9-10), 1027-1051.
- CIATF (2018). Plan Hidrológico de Tenerife. Demarcación Hidrográfica ES124 Tenerife. Ciclo de planificación Hidrológica 2015-2021.
- Fournier, R. O. (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5(1-4), 41-50.
- Geyer, A. y Martí, J. (2010). The distribution of basaltic volcanism on Tenerife, Canary Islands: Implications on the origin and dynamics of the rift systems. *Tectonophysics*, 483(3-4), 310-326.
- Giggenbach, W.F. (1988). Geothermal solute equilibria. *Geochimica Cosmochim. Acta* 52, 2749 – 2765.
- Karingithi, C. W. (2009). Chemical geothermometers for geothermal exploration. Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources, 1-22

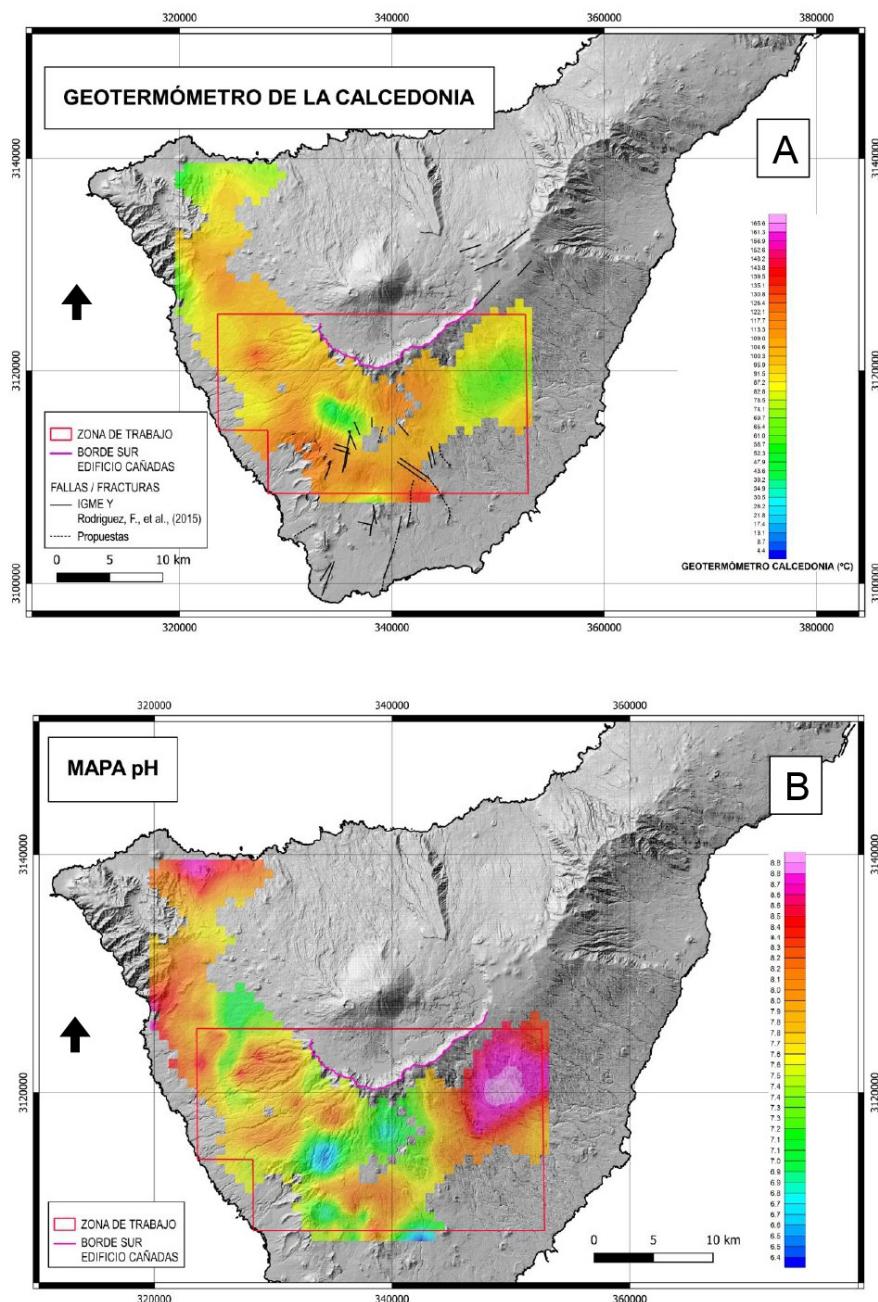


Fig. 4. (A) Mapa de las temperaturas arrojadas por el geotermómetro de la Calcedonia. (B) Mapa de pH en el área de estudio. Ver figura en color en la web.

Fig. 4. (A) Chalcedony geothermometer temperatures in the study areas. (B) pH map in the study area. See figure in color in the web.

- Marrero Díaz, R. (2010). Modelo hidrogeoquímico del acuífero de las cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias. Universitat Politècnica de Catalunya. Tesis Doctoral.

- Moreno, L. y De la Losa, A. (2008). INAUAS: Utilidad para la interpretación de análisis químicos de aguas subterráneas. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 1-28.

Modelización hidrogeoquímica de una red fluvial afectada por drenaje ácido de mina (cuenca del río Odiel): situación actual y repercusión de posibles actuaciones de remediación

Hydrogeochemical model of an acid mine drainage affected watershed (Odiel River Basin): current state and possible remediations actions

Jonatan Romero-Matos, Francisco Macías, Manuel Olías, M^a Dolores Basallote, Ricardo Millán-Becerro, Jose Miguel Nieto

Departamento de Ciencias de la Tierra y Centro de Investigación en Recursos Minerales, Salud y Medio Ambiente (RENSMA).

Universidad de Huelva, Campus "El Carmen" s/n, 21007, Huelva, España.

jonatan.romero@dct.uhu.es francisco.macias@dgeo.uhu.es manuel.olias@dgyp.uhu.es maria.basallote@dct.uhu.es ricardo.millan@dct.uhu.es jmnieta@uhu.es

ABSTRACT

The current situation of the Odiel River basin, severely polluted by acid mine drainage (AMD), calls for the design of a hydrogeochemical predictive model which matches the actual hydrochemical conditions along the watershed. The model allows an individual or combined evaluation of the different river courses within the basin, assessing the pollution grade of each one, the acid and metal load contribution of the leachates and the results of their mixing within the watershed confluences. Given the uncertainties associated to the future construction of the Alcolea reservoir and the pressures exerted by the European Water Framework Directive, the model could be a useful tool for simulating remediation actions in the basin and evaluate their impact on the water quality. Therefore, reduction of 50% and 100% of the pollutant load delivered by the Riotinto, Tharsis and San Telmo mines has been modeled. It is estimated that the concentration of Al, Fe, SO₄ would decrease significantly in the lower part of the Odiel basin, where the future dam will be located.

Key-words: Odiel River basin, acid mine drainage, geochemical model, pollutant load, Alcolea reservoir.

Geogaceta, 73 (2023), 27-30

<https://doi.org/10.55407/geogaceta95132>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

El estado actual de la cuenca del río Odiel, gravemente contaminada por drenaje ácido de mina (AMD), requiere del desarrollo de un modelo hidrogeoquímico predictivo que refleje las condiciones hidroquímicas actuales a lo largo de la cuenca. El modelo permite evaluar de forma individual y conjunta los numerosos cursos fluviales que conforman la cuenca, determinando el grado de contaminación de cada uno, el aporte de acidez y metales de los lixiviados y los resultados de su mezcla en las confluencias. Ante las incertidumbres de la futura construcción del embalse de Alcolea y las presiones que ejerce la Directiva Marco del Agua, el modelo puede ser muy útil para simular actuaciones de remediación en la cuenca y cómo éstas afectarían a la calidad del agua. De este modo, se han modelizado reducciones del 50% y 100% de la carga contaminante que las minas de Riotinto, Tharsis y San Telmo aportan a la cuenca. Se estima que las concentraciones Al, Fe y SO₄ disminuirían notablemente en la parte baja del Odiel donde está planificada la obra de la futura presa.

Palabras clave: Cuenca río Odiel, drenaje ácido de mina, modelo geoquímico, carga contaminante, presa de Alcolea.

Fecha de recepción: 21/06/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

Introducción

El impacto del drenaje ácido de mina (AMD) constituye actualmente uno de los problemas medioambientales más severos en el medio hídrico (Cánovas et al., 2007). La cuenca del río Odiel es un claro ejemplo a nivel mundial de una red fluvial intensamente afectada por lixiviados ácidos de origen minero, transportando una gran carga de contaminantes hacia el estuario de la Ría de Huelva y el golfo de Cádiz, y por ende el océano Atlántico (Nieto et al., 2013). La liberación de acidez y metales, y la longevidad del proceso, suponen una fuente de contaminación de gran envergadura cuyo tratamiento o posibles soluciones han sido objeto de investigación en los últimos

años (Ayora et al., 2013).

La Directiva Europea Marco del Agua, cuyo objetivo principal es alcanzar un buen estado químico y ecológico para las aguas europeas, y la construcción de la futura presa de Alcolea, sobre la que existen serias dudas sobre la calidad final del agua (Olías et al., 2011), obligan a tomar medidas de restauración en la cuenca.

Por ello, es necesario disponer de un modelo hidrogeoquímico que represente la situación actual de la contaminación y sirva como herramienta de gestión de la cuenca del Odiel. El modelo propuesto en este trabajo permitirá además investigar las mejoras de las medidas de restauración a nivel de cuenca y, especialmente, en la futura presa de Alcolea, cuya construcción en la actualidad está

interrumpida, pero existe una fuerte presión de los regantes para que se reanude.

Metodología

Descripción del área de estudio

La cuenca del río Odiel (Fig. 1) discurre en su mayor parte por la Faja Pirítica Ibérica (FPI), una de las mayores provincias metalogénicas de sulfuros masivos polimetálicos del mundo (>1.600 Mt; Tornos, 2006). La minería histórica de esta zona, que se remonta al III Milenio antes de nuestra era, y sobre todo la actividad minera contemporánea, desarrollada desde mediados del siglo XIX a mediados del siglo XX, ha dejado grandes volúmenes de residuos ricos en sulfuros, que en

condiciones atmosféricas producen AMD por disolución oxidativa.

Su consecuencia inmediata es la total degradación de la mayor parte de la red fluvial del río Odiel (Nieto et al., 2007; Sarmiento et al., 2009), con 427 km afectados de un total de 1.149 (Sarmiento et al., 2009).

Muestreo y análisis

Durante una campaña realizada en enero de 2022, representando condiciones de caudales medios (máx.: 704 L/s; mín.: 0.05 L/s), se realizó un muestreo extensivo incluyendo vertidos de AMD, cursos de aguas limpias, y principales confluencias de la cuenca. Diferentes parámetros físicoquímicos fueron medidos en campo utilizando una sonda multiparamétrica previamente calibrada así como aforos con molinete. Así se obtuvieron datos de pH, conductividad eléctrica (CE), potencial redox (ORP), temperatura y caudal. Las muestras de agua fueron filtradas con filtros de nitrato de celulosa (0.45 μm) y aciduladas al 2% con HNO_3 suprapuro, antes del an-

álisis de elementos mayoritarios mediante ICP-OES. Para aquellas muestras con un pH superior a 4 se determinó también alcalinidad.

Modelo conceptual

El modelo hidrogeoquímico se ha construido con el código PHREEQC v3.7 (Parkhurst y Appelo, 2013) utilizando la base de datos termodinámicos WATEQ4F (Ball y Nordstrom, 1991), ampliada con información termodinámica de las principales fases minerales presentes en los AMD de la cuenca del Odiel.

El modelo se basa en un conjunto de mezclas modelizadas como análogos a los puntos de confluencia muestreados, dadas las numerosas confluencias existentes en la cuenca del Odiel. Se utilizó el comando "MIX" que permite mezclar dos o más soluciones acuosas en diferentes ratios de mezcla. Cada ratio supone teóricamente cuánto aporta cada miembro a la mezcla final. Cada miembro se define como una solución con el comando "SOLUTION_SPREAD" incluyendo los parámetros físicoquímicos y concentra-

ciones de elementos, obtenidos experimentalmente y en campo. Acoplando el comando "EQUILIBRIUM_PHASES" se incluyen las reacciones de equilibrio con fases minerales de Fe y Al (schwertmannita y basaluminita), y con la atmósfera.

Consecuentemente, cada mezcla modelizada y equilibrada se irá mezclando de nuevo aguas abajo en nuevas confluencias hasta alcanzar una modelización global de la cuenca. De esta manera, el modelo permite estimar cambios en los parámetros físicoquímicos, la evolución de las concentraciones de metales y variaciones en los índices de saturación de las fases minerales (precipitación, disolución o equilibrio). Para la validación, se comparan los valores modelizados con los valores reales medidos en cada confluencia.

El modelo, una vez calibrado, se ha aplicado a dos escenarios de reducción de la carga contaminante del río Agrio (Minas de Riotinto), la rivera de Aguas Agrias (Minas de Tharsis) y la rivera de la Panera (Mina de San Telmo), que constituyen los puntos principales de contaminación de la cuenca (Sarmiento et al., 2009). Se ha simulado una reducción del 50% y 100% de la carga contaminante de estos vertidos, estimando así como afectarían futuras actuaciones de remediación sobre la calidad del agua de la cuenca.

Resultados y discusión

Validación del modelo

La Figura 2 muestra los resultados del modelo de mezclas comparándolos con los datos medidos en el muestreo realizado en esos mismos puntos y la línea teórica de mezcla que indica la bondad del modelo mediante miembros extremos conservativos.

Como se aprecia, el Al y SO_4^{2-} tienen un comportamiento quasi conservativo en el modelo en la mayoría de puntos de muestreo, a excepción de aquellos donde se han medido valores de pH por encima de 4, donde se inicia la precipitación de basaluminita. Gracias a su comportamiento conservativo son muy útiles para validar las mezclas del modelo. Si bien hay diferencias (un máximo de 15% para Al y un 40% para SO_4^{2-}), generalmente las concentraciones modelizadas son similares a las medidas. Las principales diferencias deben atribuirse a la entrada difusa

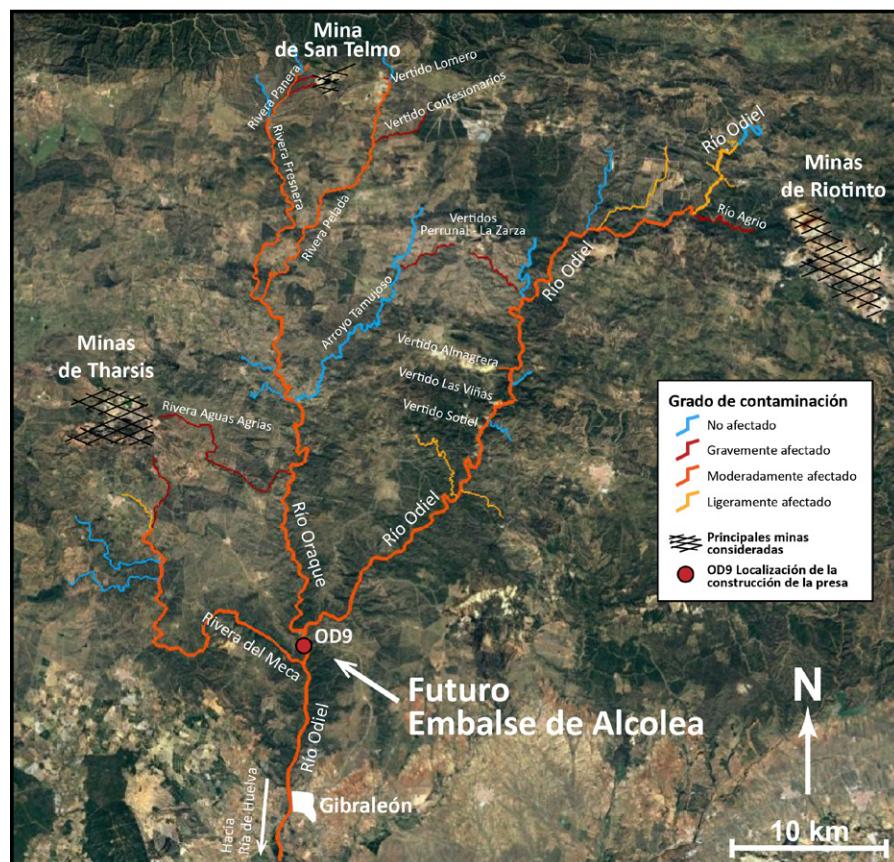


Figura 1.- Localización de los puntos de confluencias modelizados. Los colores indican el grado de afectación de los cursos fluviales (resultado de este trabajo). Ver figura en color en la web.

Figure 1.- Location of modeled confluence points. The colors indicate the affection degree of river courses (result of this work). See color figure in the web.

de aguas limpias, la lenta cinética de las reacciones de equilibrio de la basaluminita en algunos puntos ($\text{pH} > 4$) y cuestiones espaciales relacionadas con el punto de control de cada confluencia.

Hay algunas diferencias en las concentraciones de Fe modelizadas y medidas, con comportamientos diferentes además entre las tres subcuencas. Los valores modelizados de Fe son generalmente mayores en algunos puntos de la subcuenca del Oraque (Fig. 2), y con ajustes muy buenos en las subcuencas del Odiel y Meca. Estas diferencias se deben al comportamiento no conservativo del Fe en este tipo de aguas con valores de pH ácido. Además, el modelo no considera procesos de transporte reactivo ni cinética de reacciones de las fases minerales de Fe. En su lugar, el modelo considera que cuando una mezcla está sobresaturada en schwertmannita, debe precipitar Fe (III) hasta alcanzar el equilibrio, manteniendo en disolución el Fe (II). Esto dependerá de la constante de solubilidad utilizada y la disponibilidad de Fe (III), que se calcula en PHREEQC a partir del potencial redox. Hay que considerar también dónde se ha tomado la muestra, puesto que aguas abajo ocurren reacciones de transporte reactivo o mezcla con aguas limpias (o contaminadas) que no se tienen en cuenta y modifican la hidroquímica original de la mezcla. Por último, tampoco se tiene en cuenta la oxidación de Fe (II) a Fe (III) catalizada por bacterias, cuestión importante para la precipitación de Fe en forma de schwertmannita.

Para solucionar estas limitaciones del modelo y conseguir mejores ajustes, se ha ido variando la constante de solubilidad de la schwertmannita dentro de un rango empírico ($\log K 5.8 - 25$, Caraballo et al., 2013), ajustando las concentraciones modelizadas a los valores medidos.

Los valores de pH modelizados están muy influenciados por todos estos procesos (e.g., limitación de transporte reactivo y cinética del Fe). Los valores modelizados más altos que los medidas coinciden también con concentraciones modelizadas de Fe mayores a las medidas. En estos puntos debe haber precipitado más Fe del que predice el modelo, liberándose protones por la precipitación de schwertmannita y, por tanto, disminuyendo el pH. Por el contrario, los valores de pH modelizados menores a los medidas se deben a la imposición de equilibrio respecto a schwertmannita, sin tener en cuenta la cinética de estas reacciones,

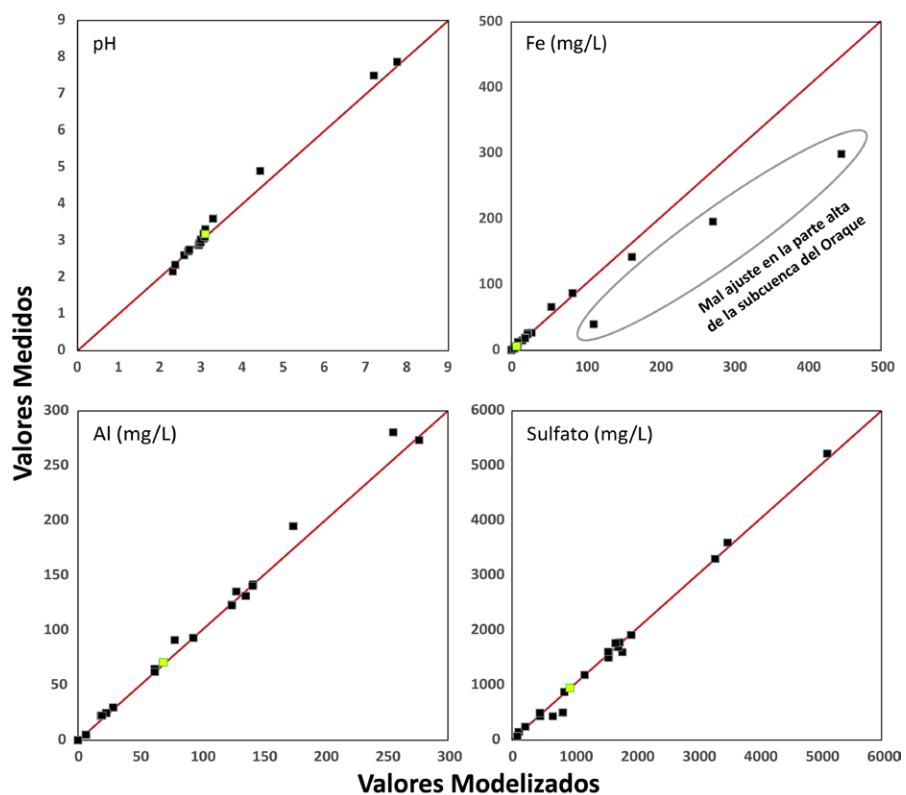


Figura 2.- Resultados del modelo geoquímico de las principales confluencias de la cuenca del Odiel y comparativa con datos medidos. Línea roja: línea teórica de mezclas. Marcador amarillo: OD9, localización de la futura presa de Alcolea. Ver figura en color en la web.

Figure 2.- Results of the geochemical model of Odiel watershed main confluences and comparison with measured data. Red line: theoretical mixing line. Yellow point: location of future Alcolea reservoir. See color figure in web.

sobreestimándose de este modo la precipitación de Fe. No obstante, se observa que al ajustar las constantes de solubilidad de la schwertmannita para validar las concentraciones de Fe, el pH modelizado queda muy cercano al pH medido en campo.

Reducción de carga contaminante

Teniendo en cuenta estas limitaciones, se muestran los resultados obtenidos contemplando una reducción del 50% y 100% de la carga contaminante de los vertidos de Riotinto, Tharsis y San Telmo; el primero en la subcuenca del Odiel y los dos últimos en la del Oraque. Por motivos de simplificación y objetivo del trabajo, solo se presentan los resultados de la calidad hidroquímica tras la confluencia del río Odiel y Oraque, en el punto donde se encuentra la futura presa de Alcolea (Tabla I).

En comparación con el modelo original, las concentraciones de Al, Fe y SO_4 disminuyen significativamente, por lo que se estima que las actuaciones de remediación sobre los tres puntos pro-

puestos mejorarían de forma sustancial la calidad del agua que embalsaría la presa de Alcolea. Para una reducción del 100% de la carga, las concentraciones de Al, Fe y SO_4 disminuirían un 98.6%, 99.8% y 82.8% respectivamente, frente a los valores iniciales modelizados.

Por otro lado, se observa que el pH no aumenta significativamente, ni aun reduciendo al 100% la carga contaminante de los tres vertidos más contaminantes de la cuenca, suponiendo que estos estarían constituidos por aguas con un pH neutro. Otros lixiviados menores con valores de pH bajos afectan drásticamente al pH modelizado disminuyéndolo en las mezclas. Por ejemplo, el modelo muestra que la confluencia de los lixiviados de San Telmo con una reducción al 100% (pH 7) con la rivera de la Panera (pH 6.47, caudal 4.5 L/s) y el lixiviado ácido de la mina El Carpio (pH 2.44, caudal 0.7 L/s), generaría una mezcla final con un pH de 2.65. Esto se debe a la naturaleza logarítmica del pH y a la acidez generadas por la precipitación de Fe y Al, de forma que aunque el caudal de El Carpio sea muy bajo, su enorme acidez baja drástica-

		pH	Al (mg/L)	Fe (mg/L)	SO ₄ (mg/L)
	OD9 - Río Odiel después de confluencia con Oraque	3.18	70.72	5.98	950.15
	OD9 - Modelizado	3.06	69.11	6.52	941.76
<i>Reducción de carga contaminante</i>	50%	OD9 - Modelizado	3.34	35.96	1.11
	100%	OD9 - Modelizado	4.76	0.97	0.01
					161.64

Tabla I.- Condiciones hidroquímicas del agua que llegaría al embalse de Alcolea (OD9, ver Figuras 1 y 2). Resultados de modelizar reducciones de la carga contaminante de los principales vertidos.

Table I.- Hydrochemical conditions of the water reaching the Alcolea reservoir (OD9, see Figures 1 and 2). Results of modeling reductions in the pollutant loads of the main discharges.

mente el pH en la confluencia. El modelo muestra una mejora progresiva aguas abajo de la Panera-Fresnera hasta que confluye con la rivera Pelada, contaminada por las minas de Lomero-Poyatos y Confesionarios, donde aumentan ligeramente las concentraciones. Mejora de nuevo en la confluencia del Oraque y Tamujoso (ligeramente afectado) y en la confluencia con Aguas Agrias (vertido de Tharsis reducido al 100%). El modelo de la confluencia del río Odiel con el río Agrio tratado resulta en un agua de pH 4.58. Sin embargo, cuando recibe otros lixiviados aguas abajo (La Zarza, Almagrera, Las Viñas, Sotiel) disminuye ligeramente, volviendo a aumentar en la parte baja de la cuenca (Alcolea y Gibraleón).

Esto demuestra la importancia que pueden tener otros vertidos menores en la contaminación de la cuenca del Odiel. Habría que tener en cuenta que en períodos húmedos el pH aumentaría por dilución con aguas de lluvia, pero en períodos secos, donde el único aporte de escorrentía procede de los lixiviados mineros, el pH disminuiría.

Conclusiones

El modelo construido es una primera aproximación para predecir las condicio-

nes de calidad del agua a lo largo de la cuenca del Odiel.

La modelización de reducciones en la carga contaminante de tres vertidos principales de la cuenca del Odiel (Riotinto, Tharsis y San Telmo) muestra una mejoría muy significativa de la calidad del agua que llegaría al futuro embalse de Alcolea.

Para una reducción óptima al 100% de la carga contaminante de estos vertidos, las concentraciones de Al y Fe disminuyen en torno a un 98% y las de SO₄ alrededor de 82%, aunque el pH se siga manteniendo ácido (pH 4.76) debido a otros vertidos de menor entidad.

Contribución de los autores

Romero-Matos, J.: Estructura del trabajo, análisis, metodología, figuras. **Macías, F.:** Análisis, supervisión. **Olías, M.:** Metodología, revisión. **Basallote, M. D.:** Metodología. **Millán-Becerro, R.:** Metodología. **Nieto, J.M.:** Coordinación, supervisión, revisión.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto TRAMPA (Ref. PID2020-119196RB-C21) del Ministerio de Ciencia,

Innovación y Universidades. J. Romero-Matos es beneficiario de una beca FPU (Ministerio de Universidades, ref. FPU20/04441).

Nuestro agradecimiento a los revisores anónimos y al editor Dr. Aitor Cambeses, por sus comentarios y recomendaciones.

Referencias

- Ayora, C., Caraballo, M. A., Macías, F., Rötting, T. S., Carrera, J. y Nieto, J. M. (2013). *Environmental Science and Pollution Research*, 20(11), 7837-7853. <https://doi.org/f5d97p>
- Ball, J. W. y Nordstrom, D. K. (1991). <https://doi.org/hx68>
- Cánovas, C. R., Olías, M., Nieto, J. M., Sarmiento, A. M. y Cerón, J. C. (2007). *Science of the Total Environment*, 373(1), 363-382. <https://doi.org/fn7z3m>
- Caraballo, M.A., Rimstidt, J.D., Macías, F., Nieto, J.M. y Hochella, M.F. (2013). *Chemical Geology*, 360-361, 22-31. <https://doi.org/gbd7fg>
- Moreno-González, R., Macías, F., Olías, M. y Cánovas, C. R. (2022). *Environmental Pollution*, 295, 118697. <https://doi.org/jkqs>
- Nieto, J.M., Sarmiento, A.M., Olías, M., Cánovas, C.R., Riba, I., Kalman, J. y Delvalls T.A. (2007). *Environment International*, 33, 445-455. <https://doi.org/fh2m3d>
- Olías, M., Nieto, J.M., Sarmiento, A.M., Cánovas, C.R. y Galván, L. (2011). *Water Resources Management*, 25(1), 201-215. <https://doi.org/dbm984>
- Parkhurst, D.L. y Appelo, C.A.J. (2013). <https://doi.org/ggc7nx>
- Sarmiento, A. M., Nieto, J. M., Olías, M. y Cánovas, C. R. (2009). *Applied Geochemistry*, 24(4), 697-714. <https://doi.org/dcg6n6>

Caracterización hidrogeológica preliminar del sector de Rodalquilar, Parque Natural Cabo de Gata – Níjar, Almería

Preliminary hydrogeological characterization of the Rodalquilar area, Cabo de Gata-Níjar Natural Park, Almería

Javier Buera Cuerva¹, Matías Mudarra Martínez¹, Juan Antonio Barberá Fornell¹ y Bartolomé Andreo Navarro¹

¹ Centro de Hidrogeología y Departamento de Geología de la Universidad de Málaga. Facultad de Ciencias. 29071, Málaga
javierbc@uma.es; mmudarra@uma.es; jabarbera@uma.es; andreo@uma.es

ABSTRACT

The Cabo de Gata-Níjar Natural Park is one of the regions with the lowest rainfall in the Iberian Peninsula, although torrential events are common. The geological substratum is formed by volcanic rocks of different types, on the top of which there are Tertiary carbonates and more recent Quaternary deposits. This work presents the first results of the hydrogeological investigations being carried out in the Rodalquilar sector. The hypothesis of a possible hydrogeological continuity between volcanic rocks and detrital deposits located at the East is presented. This may condition the similarity of the hydrochemical facies observed, although differences between chemical compositions exist. Against the stormy rainfall, groundwater table in the detrital aquifer sediments shows piezometric raising faster and of higher magnitude than in volcanic rocks.

Key-words: hydrodynamics, hydrochemistry, hydrogeology, volcanic rocks, Cabo de Gata.

Geogaceta, 73 (2023), 31-34

<https://doi.org/10.55407/geogaceta95519>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Rodalquilar es un antiguo poblado minero situado en el interior del Parque Natural y Geoparque UNESCO Cabo de Gata – Níjar, en la provincia de Almería (Fig. 1). El sustrato geológico de la región lo forman rocas volcánicas de diversa tipología, que constituyen los principales relieves del Parque Natural. Se trata de materiales afectados por fracturas, diaclasas y superficies de discontinuidad, así como por los efectos de la alteración hidrotermal que aconteció en las últimas fases de la actividad volcánica. Sobre las rocas anteriores aparecen, discordantes, carbonatos y otras rocas sedimentarias de edad Mioceno superior. Finalmente afloran depósitos sedimentarios diversos de edad Cuaternario.

En general, las rocas volcánicas se han considerado tradicionalmente de baja permeabilidad o de limitado interés hidrogeológico en la Península Ibérica

y, por ello, han sido poco estudiadas. La excepción son algunas áreas como las Islas Canarias (Custodio y Cabrera Santana, 2008 y Cabrera Santana y Custodio, 2013), donde se han usado diferentes técnicas (hidrodinámicas, hidrotérmicas, hidroquímicas, isotópicas, datación de aguas, etc.) con resultados dispares.

En el caso concreto del Parque Natural Cabo de Gata – Níjar, los trabajos científicos sobre aspectos hidrogeológicos son limitados. Cabe hacer referencia al estudio de Carrasco Cantos (1988), centrado en las variaciones del nivel piezométrico, y al de Sola *et al.* (2015), sobre los procesos hidrogeoquímicos que sufren las aguas subterráneas.

Se están llevando a cabo investigaciones detalladas en el Parque Natural Cabo de Gata – Níjar y su entorno, con el fin de caracterizar el funcionamiento hidrogeológico de las distintas formaciones litológicas, delimitar acuíferos y evaluar los recursos hídricos subterráneos. Estos recursos constituyen una fuente de agua

RESUMEN

El Parque Natural de Cabo de Gata – Níjar es una de las regiones con menores precipitaciones de la Península Ibérica, si bien son comunes los eventos torrenciales. El sustrato geológico lo forman rocas volcánicas de diversa tipología, sobre las que se disponen carbonatos terciarios y depósitos cuaternarios más recientes. En este trabajo se presentan los primeros resultados de las investigaciones hidrogeológicas que se están efectuando en el sector de Rodalquilar. Se plantea la hipótesis de que existe continuidad hidrogeológica entre las rocas volcánicas y los sedimentos detriticos cuaternarios que afloran al este, hacia el mar, lo cual podría condicionar la similitud de facies hidroquímicas constatada, aunque existen diferencias en las composiciones químicas. Ante las precipitaciones torrenciales, en los materiales acuíferos detriticos se registran ascensos piezométricos más rápidos y de mayor magnitud que en las rocas volcánicas.

Palabras clave: hidrodinámica, hidroquímica, hidrogeología, rocas volcánicas, Cabo de Gata.

Fecha de recepción: 13/07/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

que sustenta los ecosistemas y la biodiversidad del espacio natural protegido. Aunque están adaptados a condiciones áridas, el aprovechamiento de los recursos hídricos subterráneos por parte del ser humano, unido a los efectos adversos del cambio climático, intensificarán el estrés hídrico y afectarán al sostenimiento de los ecosistemas.

En este trabajo se presentan los resultados preliminares de las investigaciones que se están llevando a cabo en el área de Rodalquilar (valores de precipitación y temperatura media anual del orden de 18 - 20 °C y 240 mm). En concreto, se analiza la respuesta hidrodinámica de las formaciones geológicas ante dos eventos pluviométricos torrenciales ocurridos en la primavera de 2022. De manera adicional, se describen las características hidroquímicas generales de las aguas subterráneas en la zona de estudio. Estos resultados servirán para mejorar la gestión del agua y la conservación de los ecosistemas; en definitiva, para optimizar la gestión del

parque natural y geoparque.

Marco geológico

La mayoría de las rocas volcánicas que afloran en el Parque Natural Cabo de Gata – Níjar están asociadas a coladas andesíticas, dacitas y, en algunos casos, riolitas (Pineda-Velasco *et al.*, 1983; Arribas, 1993; Soriano *et al.*, 2014). La mineralogía dominante son fenocristales de plagioclasa, hornblenda, piroxenos y biotita en una matriz formada por vidrio volcánico y plagioclasas. En ocasiones aparecen venas de cuarzo, cuya génesis es post-volcánica. El conjunto volcánico sufrió alteración hidrotermal durante el Mioceno superior (Tortoniano – Mesiniense), más intensa hacia el noroeste de la región (Pineda Velasco *et al.*, 1983; Soriano *et al.*, 2014).

Dispuestos de manera tabular sobre las rocas volcánicas, en la parte más elevada de algunos relieves, aparecen carbonatos y margas del Mioceno superior (Fig. 1), cuya presencia se hace más patente hacia el norte y este del espacio natural. Por último, pueden reconocerse depósitos detríticos del Cuaternario (Fig. 1), en posiciones geomorfológicas distintas, sobre las formaciones anteriores. Destacan arenas, limos y conglomerados de origen aluvial-coluvial asociados a la dinámica de la rambla de Rodalquilar y afluentes. Hacia su desembocadura (Playazo de Rodalquilar), los sedimentos pasan a tener un origen costero o mixto. También hay depósitos asociados a pies de monte y conos de deyección.

Las formaciones geológicas de esta región se agrupan en las masas de agua subterránea ES060MSBT060-056 (Sierra del Cabo de Gata) y ES060MSBT060-011 (Campo de Níjar) del Plan Hidrológico de la Demarcación Cuenca Mediterráneas Andaluzas (DHCMA, 2021).

Materiales y métodos

Entre diciembre de 2021 y junio de 2022 se realizaron 16 campañas de medidas de la profundidad del nivel freático y de los parámetros físico-químicos del agua: conductividad eléctrica, temperatura, pH y oxígeno disuelto. Para medir la profundidad del nivel piezométrico se utilizó una sonda hidronivel de la marca OTT. Los otros parámetros se midieron *in situ* con un conductivímetro de la marca WTW (modelo 3310) y un multímetro HACH (HQ2200), calibrados antes de cada campaña. Al mismo tiempo se

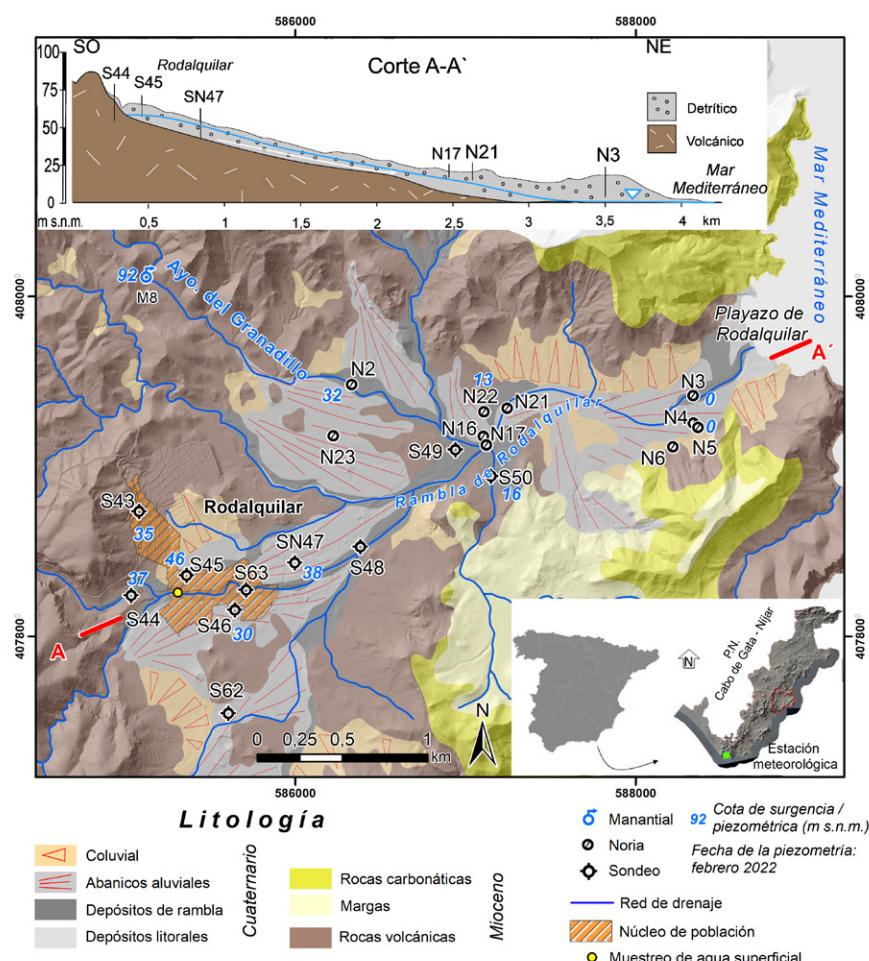


Fig. 1.- Esquema geológico del sector de Rodalquilar (P.N. Cabo de Gata-Níjar), modificado de Pineda Velasco *et al.* (1983). Se indican la posición de los sondeos, pozos y manantiales considerados en este trabajo, con la posición del nivel piezométrico en azul.

Fig. 1.- Geological diagram of the Rodalquilar sector (Cabo de Gata-Níjar N.P.), modified from Pineda Velasco *et al.* (1983). The position of the boreholes, wells and springs considered in this work are indicated, with the position of the piezometric level in blue.

tomaron muestras de agua en pozos, sondeos y manantiales, para la posterior determinación analítica de los componentes químicos mayoritarios (mediante cromatografía iónica) en el laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA). Las muestras de agua se tomaron en envases de cristal de 250 mm y se refrigeraron para su transporte y almacenamiento.

Resultados

Hidrodinámica

La figura 1 muestra las cotas piezométricas medidas en varios sondeos, y pozos del área de estudio. Existen cotas piezométricas superiores a 40 m s.n.m. en el entorno del campamento minero de Rodalquilar, con valores progresivamente más bajos hacia la línea de costa.

En la primavera de 2022 se registran

ron 230mm de lluvia en la estación del Cabo de Gata (Fig. 1). Destacan dos eventos pluviométricos de carácter torrencial: el primero, de 139 mm en total, ocurrió entre los días 25 y 26 de marzo, mientras que el segundo (52 mm) tuvo lugar el 04 de mayo. Ambos eventos provocaron la generación de escorrentía superficial, en barrancos y cauces principales.

La figura 2 muestra las variaciones del nivel piezométrico en varios sondeos durante el periodo de control. Los puntos denominados S43 y S44 están en rocas volcánicas, mientras que S45, SN47 y SN-47BIS, N2, N3 y N16 se ubican sobre formaciones detríticas cuaternarias, aunque se desconoce si cortan el sustrato volcánico en profundidad. Las evoluciones piezométricas permiten distinguir dos tipos de respuesta hidrodinámica frente a los eventos torrenciales. En el punto S44 las variaciones son atenuadas; tan solo se observa un ascenso del nivel del

Punto	Tipología	Nº de medidas	CE (mS/cm)	T (°C)	pH	O ₂ (mg/l)	Eh (mV)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)
N2	Pozo	2	1,38	22,1	7,77	6,71	-	54,3	35,2	135,5	195,1	95,7	172,9
N3	Pozo	1	1,99	21,6	7,53	7,60	-	233,8	238,3	957,8	1216,1	934,8	243,1
N16	Pozo	2	3,52	21,5	6,76	3,48	-	207,9	106,9	500,6	697,7	472,2	254,0
N17	Pozo	1	4,34	21,6	6,98	3,61	-	255,1	139,3	638,5	870,9	579,6	2836,1
N21	Pozo	1	1,72	22,0	7,16	6,57	-	79,4	50,7	246,3	321,6	183,9	126,5
N22	Pozo	1	5,98	23,2	6,99	5,26	-	308,0	243,2	869,9	1407,8	743,2	257,4
S43	Sondeo	2	2,84	27,3	6,57	3,37	30,90	88,5	71,4	387,1	492,6	403,5	153,0
S44	Sondeo	1	2,33	23,9	9,30	2,30	-250	53,2	47,9	362,8	471,3	302,1	25,9
SN 47	Sondeo	7	2,86	21,9	6,61	2,06	237	128,9	72,7	403,9	539,9	423,5	208,3
SN 47 BIS	Sondeo	5	0,29	21,2	6,14	2,24	-95	33,5	4,8	17,4	22,5	37,7	93,3
M8	Manantial	11	1,98	17,8	8,02	7,60	250	72,3	47,9	301,2	384,5	80,7	382,9
RR	Agua superficial	1	1,10	18,0	7,30	7,64	0	100,5	29,2	99,4	165,5	195,1	119,8

Tabla I.- Valores puntuales y medios (n>1) de los parámetros físico-químicos medidos in-situ y químicos obtenidos en laboratorio.

Table I.- Single and mean values (n>1) of physico-chemical parameters measured in-situ and chemical parameters obtained in the laboratory.

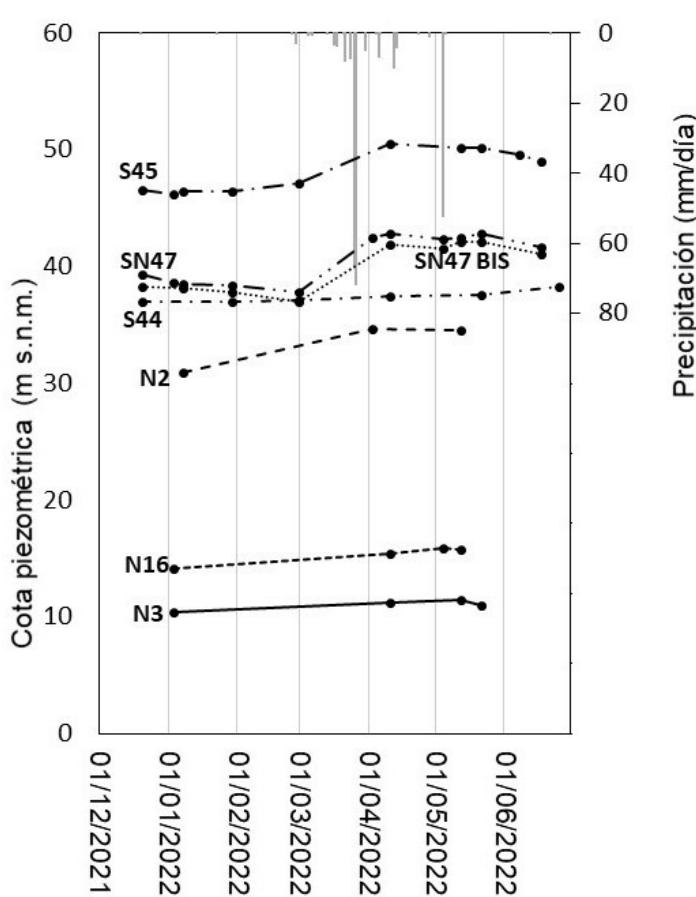
**Fig. 2.- Evoluciones piezométricas en algunos puntos del sector de Rodalquilar. Se incluyen tanto sondeos en rocas volcánicas (S44) como los que interceptan el acuífero detrítico (S45, SN47, N2, N16 y N3).**

Fig. 2.- Piezometric evolution at some points in the Rodalquilar sector. Both wells in volcanic rocks (S44) and those intercepting the detrital aquifer (S45, SN47, N2, N16 and N3) are plotted.

orden de un metro al final del periodo de control.

En los sondeos S45 y SN47 y SN47 BIS se registraron ascensos piezométricos de hasta 4 metros en una semana (en SN47 y SN47 BIS), según la periodicidad de medida, tras el evento torrencial de final de marzo (Fig. 2). Un nuevo ascenso, esta vez de 1 metro, se reconoció en los sondeos SN47 y SN47 BIS como con-

secuencia de las lluvias de mayo. En los pozos (N2, N3 y N16) se pueden apreciar menores variaciones del nivel freático, a lo sumo 3 metros de ascenso en el punto N2 (Fig. 1). La elevación del nivel freático fue de 1 metro en los pozos situados próximos a la línea de costa (N3 y N16). Los eventos de recarga provocaron que se pudiese medir el nivel piezométrico en el punto N23, normalmente seco.

Hidroquímica

Las aguas subterráneas del entorno de Rodalquilar muestran valores de conductividad eléctrica (Tabla I) comprendidos entre 5,98 mS/cm (N22) y 0,29 mS/cm (SN47BIS). La temperatura del agua ha variado entre 17,8°C en el punto M8 y 27,3°C en el sondeo S43. En general, las aguas presentan facies hidroquímicas de tipo mixto o clorurada-sódica, con tendencia a ser bicarbonatada cálcica en el caso de las muestras tomadas en el punto SN47BIS (Fig. 3). Las aguas de los sondeos ubicados en rocas volcánicas (S43 y S44) presentan menores concentraciones de calcio y magnesio que las de los puntos ubicados en rocas detríticas. Sin embargo, los contenidos de los demás iones son similares (Tabla I).

Salvo en el pozo N2, las facies hidroquímicas de las aguas procedentes del acuífero detrítico son parecidas a la muestra del sondeo S44, construido en rocas volcánicas. La posición en el diagrama de Piper de las aguas drenadas por la surgencia M8, que drena rocas volcánicas, denota menor proporción de SO₄²⁻ y mayor de HCO₃⁻ (Tabla I). No obstante, el agua del punto S44 presenta diferencias significativas en sus parámetros físico-químicos (Tabla I). Este punto tiene un pH básico (9,30), un potencial redox de -250 mV y una temperatura de 23,9°C, solo superada por el punto S43, también en roca volcánica, con una temperatura de 27,4°C (Tabla I). Estos resultados contrastan con los parámetros físico-químicos obtenidos en los otros puntos.

Discusión

La distribución espacial de las cotas piezométricas en el área de estudio pone de manifiesto valores más elevados en sondeos del entorno de Rodalquilar (S45 y

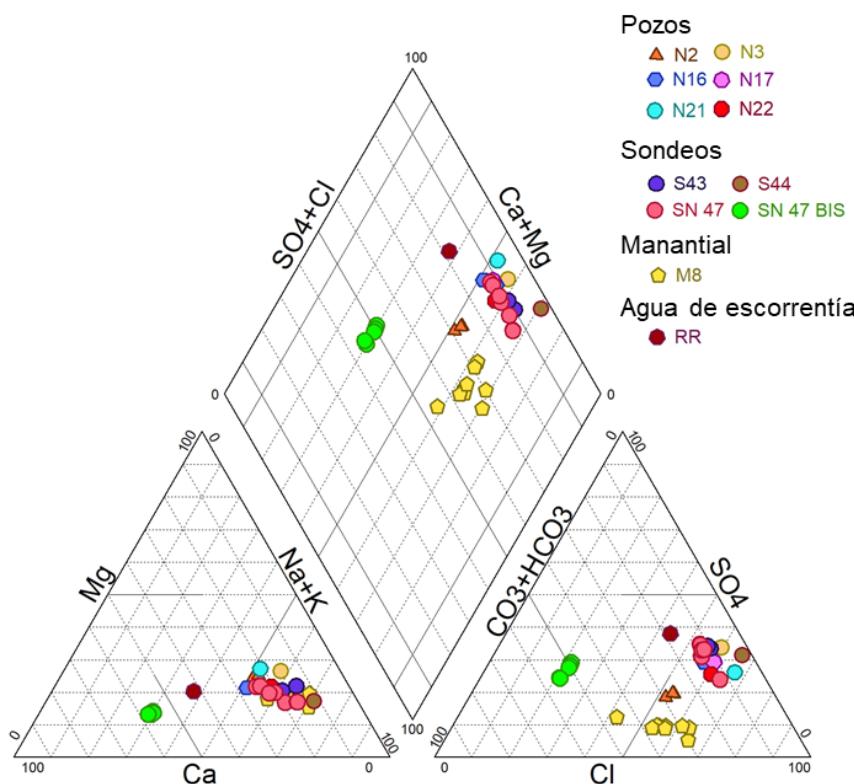


Fig. 3.- Diagrama de Piper con las muestras de agua de todos los puntos (sondeos, pozos y manantial) que interceptan tanto el acuífero detrítico, rocas volcánicas y/o ambos.

Fig. 1.- Piper diagram representation of water samples from all points (wells, boreholes and springs) intercepting either the detrital or volcanic aquifer or both.

eventualmente SN47). El resto de las cotas piezométricas permite plantear la hipótesis de un flujo del agua subterránea desde las rocas volcánicas hacia los materiales cuaternarios situados hacia el este.

La respuesta hidrodinámica de los sedimentos detríticos a los eventos torrenciales es de mayor magnitud y se produce de forma más rápida cuanto más alejado de la costa se encuentre el punto de observación. Ello denota la recarga por infiltración del agua de lluvia y de escorrentía, producida durante los eventos pluviométricos, en los materiales acuíferos detríticos. En cambio, la evolución piezométrica en el punto S44, situado en rocas volcánicas, muestra un comportamiento más inercial.

Los parámetros físico-químicos de las aguas subterráneas parecen indicar valores de temperatura, y en algún caso también de pH, más elevados en las rocas volcánicas, probablemente asociados a flujos algo más profundos.

En general, se aprecian diferencias en los valores de mineralización de las aguas subterráneas en el entorno de Rodalquilar, si bien tanto las muestras tomadas en puntos ubicados sobre rocas volcánicas como en sedimentos detríticos presentan facies hidrogeoquímicas parecidas.

Este hecho coincide con los resultados obtenidos por Sola *et al.* (2015).

Las facies hidroquímicas de las muestras de agua de los sondeos S43 y S44, ubicados en rocas volcánicas, son similares a la del resto de puntos situados en materiales detríticos. Sin embargo, el agua del manantial del Granadillo (M8), situado también en rocas volcánicas, no presenta las mismas características.

Conclusiones

A partir de los resultados preliminares disponibles del estudio hidrodinámico e hidrogeoquímico en las aguas subterráneas del entorno de Rodalquilar se ha constatado una respuesta marcada de los materiales acuíferos detríticos a los eventos de precipitaciones torrenciales. Sin embargo, la respuesta hidrodinámica en los sondeos emplazados en las rocas volcánicas es muy amortiguada. Una caracterización química inicial permite distinguir varias familias de aguas subterráneas, aunque no se observan diferencias significativas de facies hidroquímicas entre los sondeos situados en rocas volcánicas y los sondeos y pozos ubicados en materiales detríticos cuaternarios.

Se plantea la hipótesis de que pueda

existir continuidad hidrogeológica entre las rocas volcánicas y los sedimentos cuaternarios que afloran al este, aunque este aspecto tendrá que ser contrastado en las investigaciones actualmente en curso.

Contribución de los autores

Tanto la toma de muestras como la elaboración de mapas y gráficos e interpretaciones preliminares han sido realizadas por J. Buera, investigador predoctoral. M. Mudarra, J.A. Barberá y B. Andreo han participado en campañas de muestreo, han supervisado las investigaciones y revisado el artículo.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución del grupo de investigación RNM-308 del PAIDI de la Junta de Andalucía. Ha sido financiado por el proyecto *Lifewatch Environmental and Biodiversity Climate Change Lab* (EnBiC2-Lab).

Referencias

- Arribas, A. (1993). *Mapa Geológico del Distrito Minero de Rodalquilar, Almería 1:25.000*. IGME.
- Cabrera-Santana, M.C. y Custodio, E. (2013). *Hidrología y recursos hídricos en islas y terrenos volcánicos*, 65 – 92.
- Carrasco Cantos, A. (1988). *TIAC'88. Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros Almuñécar (Granada, España)*, 37 p.
- Custodio, E. y Cabrera-Santana, M.C. (2008). *Geotemas*, 10, 785-788.
- DHCMA. (2021). Consejería de Agricultura, Ganadería, Pesca y Desarrollo Sostenible. Plan Hidrológico 2021-2027 – Memoria. 243p.
- Pineda-Velasco, A., Giner-Sánchez, J., Zazo-Cerdeña, C. y Goy-Goy, J.L. (1983). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1046 (Carboneras) y memoria*. IGME, Madrid, 81 p.
- Sola, F., España, S., Vallejos, A. y Pulido-Bosch, A. (2015). *Geogaceta*, 58, 135-138.
- Soriano, C.C., Giordano, G., Riggs, N.R., Porreca, M., Bonamico, A., Iosimi, D., Cifelli, F., Mattei, M., De Benedetti, A., Guarnieri, L. y Marchionni, S. (2014). *Revista de la Sociedad Geológica Italiana* 133 N°3, 325-340.

<https://doi.org/f6qmn8>

Un lóbulo deltaico de grano grueso en los conglomerados oligocenos de la Formación Montsant: Estudio preliminar (Pobla de Cèrvoles, Lleida, España)

A coarse-grained delta lobe in the Oligocene conglomerates of the Montsant Formation: initial considerations (Pobla de Cèrvoles, Lleida, Spain).

Ferran Colombo¹, Francesc Gavilan² y Manel Gómez Expósito³

¹Dpt. Dinàmica de la Terra i de l'Oceà. Facultat de Ciències de la Terra. Universitat de Barcelona. C/Martí-i-Franquès s/n 08028 Barcelona. colombo@ub.edu

²Consultor independiente. C/Torras i Bages 14, 08460 Santa María de Palautordera (Barcelona). fgavilan@movistar.es

³Consultor independiente. C/ Sant Pere 7, 2º. 08720 Vilafranca del Penedés. mnugomez@gmail.com

ABSTRACT

The conglomerates of the Montsant Fm have been studied stratigraphically, structurally, and sedimentologically with varying results. We studied a conglomeratic body that has not yet been described in detail. The main aim of the present work is to elucidate the genesis and depositional significance of this body. The conglomeratic lithosome displays large cross bedding (foreset) that extend continuously from the bottom to the top for meters. It could have been generated because of the development of a coarse-grained fan delta lobe in a context of episodic progradation of large alluvial fans. Thus, between the gravel-rich courses that carry huge amounts of rounded clasts due to hydraulic discharges were small, flooded depressions generating temporary lakes with a predominantly mud-rich accumulation. In such scenario, a small fan delta lobe could have developed. The sub horizontal conglomeratic levels located in the upper part of the main conglomeratic lithosome (topsets) indicate the maximum water level reached of the temporary lake. The overlying lutitic materials also represent the mud-rich accumulation led to the decantation of lacustrine waters. The progradation of the coarse-grained lobe and the large alluvial fans occurred in this area along the Oligocene.

Key-words: Small fan delta lobe, Alluvial fans, Montsant Formation.

Geogaceta, 73 (2023), 35-38

<https://doi.org/10.55407/geogaceta95526>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

La Formación Conglomerados del Montsant (Colombo, 1986) representa la acumulación de materiales terrígenos procedentes del desmantelamiento de la cubierta mesozoica de las Cordilleras Costeras Catalanas (CCC). Esto se produjo a partir del Eoceno superior y sobre todo durante el Oligoceno, (Fig. 1) cuando los movimientos de compresión de la placa africana respecto a la placa ibérica propiciaron el emplazamiento de diversos mantos de corrimiento con vergencia hacia el norte. El emplazamiento de esos mantos de corrimiento implicó el crecimiento

de importantes elevaciones topográficas en las CCC (Schettino y Turco, 2009). La denudación de esas elevaciones topográficas implicó que los principales cursos acuosos allí situados, facilitaran el desarrollo de grandes abanicos aluviales (Colombo y Vergés, 1992. (Gallardo y Colombo, 1995; Pérez-Lacunza y Colombo, 2001; Serramíà y Colombo, 2001; González-Bonorino *et al.*, 2010; Gil y Colombo, 2014; Ferran y Colombo, 2015). Algunos de los cuales (Serra de Montsant) alcanzaron una extensión sedimentaria del orden de 45 km (Solé Sabarís *et al.*, 1975). El afloramiento, que muestra algunas características diferentes a las de un depósito típicamente aluvial, es el objeto de

RESUMEN

Los conglomerados de la Fm Montsant han sido estudiados ampliamente desde el punto de vista estratigráfico, estructural y sedimentológico con resultados variables. Hemos estudiado un cuerpo conglomerático que no había sido descrito con detalle anteriormente. El objetivo de este trabajo es el de indicar la génesis y significado deposicional de ese litosoma conglomerático que muestra una estratificación cruzada (foreset) que se extiende continuadamente desde la base al techo del litosoma y es continua por decenas de metros. Esto se habría generado mediante el desarrollo de un lóbulo deltaico de grano grueso en un contexto de progradación episódica de grandes abanicos aluviales. Entre los cuerpos de gravas transportados hidráulicamente y con cauces importantes, pudieron existir pequeñas depresiones donde quedaron retenidas temporalmente las aguas de desbordamiento y favorecieron la acumulación de fangos. En ese contexto se desarrollaría algún lóbulo deltaico de pequeña extensión. Los niveles conglomeráticos subhorizontales y de orden menor situados en la parte más alta del litosoma (topsets), indican el nivel máximo del lago temporal. Este corresponde actualmente al techo de las lutitas. La progradación de este lóbulo deltaico y de los grandes abanicos aluviales se desarrolló durante el Oligoceno.

Palabras clave: Pequeño lóbulo deltaico, Abanicos aluviales, Formación Montsant.

Fecha de recepción: 12/07/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

este trabajo. Hasta el momento sólo se ha identificado el afloramiento que presentamos aquí, pero no se descarta que en el futuro se puedan encontrar y otros litosomas semejantes, ya que nos proponemos realizar, en un futuro próximo, una cartografía geológica muy detallada de la Serra de la Llena.

Descripción

En las inmediaciones de la localidad de Pobla de Cèrvoles y en la zona del punto kilométrico 12,2 de la carretera local LP-7013, existe un nivel de conglomerados con una base nítida en contacto



Fig. 1.- Situación de la zona estudiada. Se han indicado las coordenadas del afloramiento.
Fig. 1.- Location of the study area. The coordinates of the outcrop are indicated.

con unas limolitas de coloración rojiza. Se aprecian unas indentaciones de los conglomerados respecto a las limolitas inferiores. Existe una estratificación cruzada inclinada hacia el N y el NNW, muy constante a lo largo de decenas de metros. Se prolonga continuadamente desde el techo a la base del nivel que tiene una potencia del orden de 8-10 m. En el sector más occidental del afloramiento estudiado aparece una estratificación cruzada, de orden menor e inclinada hacia el S y el SE. Además, dentro de los materiales limolíticos aparecen algunos cuerpos conglomeráticos, lenticulares y

de escasa entidad (Fig. 2). Los cuerpos conglomeráticos no presentan una gran continuidad lateral, por lo que esos litosomas también deberían tener una limitación topográfica original (Fig. 3).

Discusión e interpretación

Dada la magnitud de la estratificación cruzada, esta estructura podría haberse originado como consecuencia de la progradación de una gran barra de gravas transportada por un flujo acuoso de alta energía. Esto se habría producido en un curso trenzado multicanal en un periodo de gran descarga acuosa mediante el transporte de unos clastos carbonatados muy redondeados por impactos repetitivos característicos de un transporte acuoso turbulento. En este contexto deberían existir diversas barras de gravas que fueran transportadas de una manera similar. Los foresets podrían corresponder a grandes formas de fondo (*bed forms*) en algún cauce de orden mayor. Las paleocorrientes principales (*foreset*s) indican que, en el momento de la acumulación sedimentaria (Oligoceno), existía un importante gradiente regional hacia el N y el NW (Gómez *et al.*, 2020). No se han encontrado pruebas de cauces por los que circularan las grandes descargas acuosas.

Se hace difícil suponer que ese cuerpo conglomerático corresponda a una barra única en un contexto de un curso trenzado. La inclinación de los foresets y su extensión desde el techo a la base del nivel conglomerático sugiere una causa continuada para su origen. Además, la disposición casi horizontal de algunos nivellitos conglomeráticos situados a techo del litosoma conglomerático principal, que se continúan sin solución de continuidad con la parte más alta de los foresets, indican que se trata del mismo tipo de aporte. Esto sugiere la progradación sincrónica de una gran estructura.

Por tanto, los grandes foresets presentes a lo largo de todo el afloramiento estudiado (Fig. 4), podrían corresponder a unos depósitos de un pequeño lóbulo de abanico deltaico de grano grueso (McGowen y Groat, 1971).

A gran escala, no se aprecia una variación significativa de la inclinación de los foresets lo que sugiere un aporte continuado del mismo orden de los materiales gruesos acumulados. La estratificación cruzada de orden menor (*backsets*), inclinada hacia el S y situada hacia el sector occidental del afloramiento sugiere la presencia de unas estructuras generadas por efecto de un resalte hidráulico repetitivo durante el transporte de las gravas. Se efectuarían a favor de un incremento

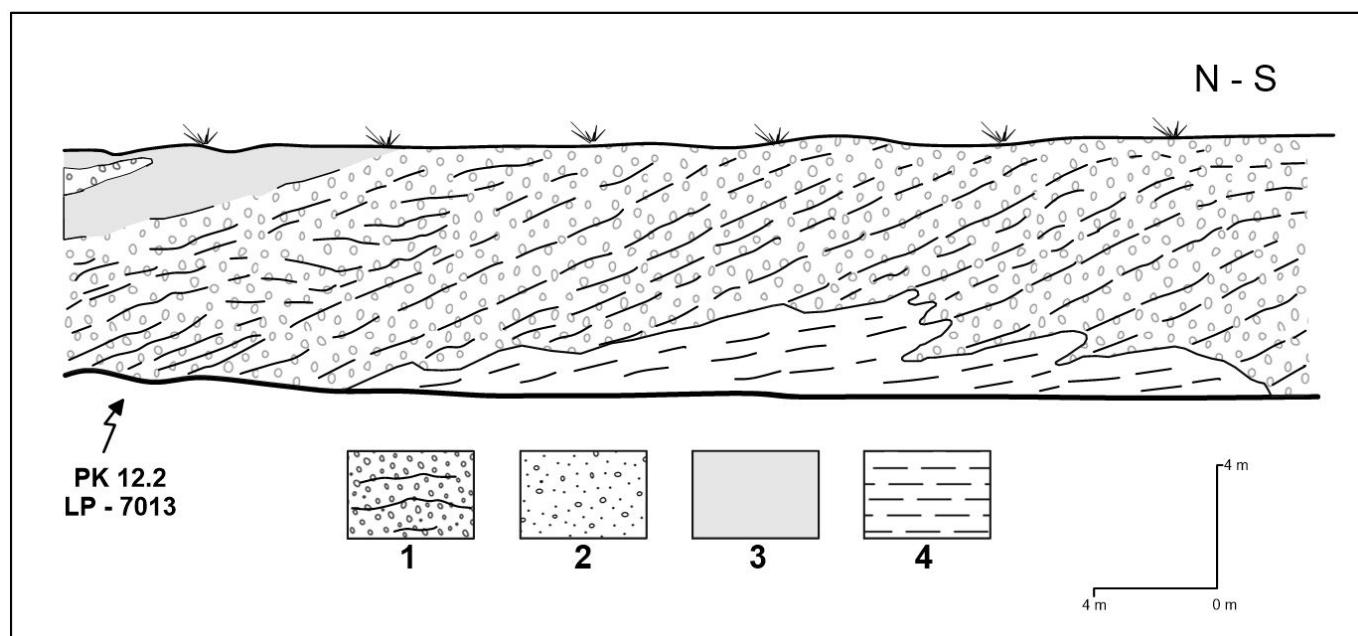


Fig. 2.- Afloramiento en la zona del Km 12,2 de la carretera LP-7013. 1.- Conglomerados con estratificación cruzada. Lóbulo de abanico deltaico de grano grueso. Progradante hacia el Norte. En el sector septentrional la estratificación cruzada inclinada hacia el sur (back sets) es muy manifiesta. Hay que resaltar la disposición casi horizontal de los niveles superiores de los conglomerados (topsets). 2.- Cuerpo conglomerático lenticular. Paleocanal. 3.- Lutitas. 4.- Limolitas

Fig. 2.- Outcrop at the sector of Km 12,2 of the road LP-7013. 1.- Cross-bedded conglomerates. Coarse-grained fan delta lobe. Progradation to the North. At the northern part, the cross-bedding dipping to the south is noticeable (backsets). It should be noted the sub horizontal upper conglomeratic levels (topsets). 2.- Lenticular conglomeratic body. Paleochannel. 3.- Mudstones. 4.- Siltstones.



Fig. 3.- Aspecto general del afloramiento del Km 12,2 de la carretera LP-7013. Mira de topografía de 2 m como escala.

Fig. 3.- Outcrop at the Km 12,2 of the road LP-7013. General view. Topography sight 2 m thick as scale.



Fig. 5.- Porción frontal del abanico deltaico. Las terminaciones basales de los principales foresets, están indentadas con las limolitas. Martillo de geólogo como escala.

Fig. 5.- Frontal part of the Fan delta. The basal ends of the main foresets are interdigitated within the mudstones. Geological hammer as scale.

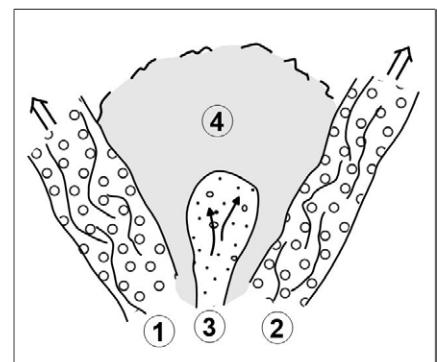


Fig. 4.- Esquema conceptual de la disposición de unos depósitos de abanicos aluviales (1 y 2) progradantes, cuando se produjo el desarrollo de un pequeño abanico deltaico de grano grueso (3) dentro de un lago temporal (4) en el que predominantemente se depositaron fangos. Correspondiente a la zona de pie intermedio-pie externo, en el modelo conceptual de un gran abanico aluvial (Colombo, 1988).

Fig. 4.- Conceptual model of the main alluvial fan progradation deposits (1 and 2), when a coarse-grained fan delta was developed between them (3) within a mud-rich temporary lake (4). It would correspond to the intermediate foot-outer foot zone, in a large alluvial fan conceptual model (Colombo, 1988).

significativo de la descarga acuosa y de la carga tractiva (Nemec, 1990). Ésta última podría estar asociada a los episodios de canibalización de los depósitos de gravas iniciales, levantados otra vez como consecuencia del emplazamiento de diversos mantos de cabalgamiento sincrónicos a la acumulación sedimentaria (Colombo, 1994), y retrabajados por descargas posteriores.

Las gravas se depositarían en un lago temporal caracterizado por la acumulación de aguas predominantemente fangosas. En el modelo deposicional de los abanicos aluviales esa zona correspondería a la de Pie interno-Pie intermedio (Colombo, 1988). Entre los cuerpos aluviales contiguos debieron existir algunas depresiones topográficas donde se acumularían las aguas de desbordamiento, se produciría la formación de un lago temporal y facilitaría el desarrollo de lóbulo de abanico deltaico compuesto por gravas (Fig. 5). Los foresets que muestran indentaciones basales respecto a las limolitas, también indican el sincronismo de la progradación de las gravas y la acumulación de las limolitas basales.

Conclusiones

El alforamiento estudiado sugiere que se trata de un lóbulo de abanico deltaico (*fan delta lobe*) de gravas pro-

gradante en un lago temporario. Los níveos de conglomerados finos sub horizontales situados hacia techo del cuerpo conglomerático (*topsets*) indican el incremento repetitivo del nivel del lago. Esta acumulación terrígena se desarrollaría en algunas pequeñas depresiones existentes entre las progradaciones preferentes de los cuerpos de los grandes abanicos aluviales predominantes en la zona durante el Oligoceno. En esas depresiones se acumularían las aguas de desbordamiento que acarreaban grandes cantidades de materiales fangosos.

Agradecimientos

Agradecemos los comentarios de dos revisores anónimos que han contribuido a mejorar notablemente el manuscrito original. Este trabajo se ha realizado en el

marco del Grup de Qualitat de la Generatilitat de Catalunya, 2017-SGR-596.

Referencias

- Colombo, F. (1986). *Cuadernos de Geología Ibérica* 10, 55-115.
- Colombo, F. (1988). En: *Sedimentología*. (A. Arche, Ed.). *Nuevas Tendencias*, 11, 143-218.
- Colombo, F. (1994). *Geology* 22, 235-238.
- Colombo, F. y Vergés, J. (1992). *Acta Geologica Hispanica* 27, 33-53.
- Ferran, C. y Colombo, F. (2015). *Geogaceta* 57, 87-90.
- Gallardo, C. y Colombo, F. (1995). *Geogaceta* 19, 111-114.
- Gil, M. y Colombo, F. (2014). *Geogaceta* 55, 31-34.
- Gómez, M., et al., (2020). *La geología de Montsant. Proposta d'itinerari*
- Geològic*. Ed. Parc Natural de la Serra de Montsant, 78pp.
- González-Bonorino, G., et al., (2010). *Sedimentology* 57(3), 845-856. <https://doi.org/ddmx7s>
- McGowen, J.H. y Groat, C.G. (1971). *Texas Bureau of Economic Geology. Report of Investigation* 72, 57 pp.
- Nemec, W. (1990). En: *Coarse-grained Deltas*. (A. Collella, y D.B. Prior, Eds.). Wiley-IAS, 29-73.
- Pérez-Lacunza, E. y Colombo, F. (2001). *Geogaceta* 30, 211-214.
- Serramia, M. y Colombo, F. (2015). *Geogaceta* 58, 7-10.
- Schettino, A. y Turco, E. (2009). *Geophysical Journal International* 178 (2), 1078-1097. <https://doi.org/btqhc>
- Solé Sabarís, L., et al., (1975). *Mapa geológico nacional. 1: 50.000 hoja nº 417, Esplugues de Francolí y memoria* IGME, Madrid, 32 p.

Estructuras sedimentarias conglomeráticas columnares en la Formación Montsant (Serra de La Llena). Vilanova de Prades, Tarragona, España.

Columnar conglomeratic sedimentary structures in the Montsant Formation. Serra de La Llena, Vilanova de Prades, Tarragona, Spain.

Ferran Colombo Piñol¹, Francesc Gavilan² y David Albalat Vázquez³

¹Dpt. Dinàmica de la Terra i de l'Oceà. Facultat de Ciències de la Terra. Universitat de Barcelona. C/Martí-i-Franquès s/n 08028 Barcelona. colombo@ub.edu

²Consultor independiente. C/Torras i Bages, 14. 08460 Santa Maria de Palautordera (Barcelona). fgavilan@movistar.es

³Consultor independiente. C/Benvingut Socies 75. 43700 El Vendrell. dalbalat@colgeocat.org

ABSTRACT

Some conglomeratic bodies of the Montsant Fm. display column-like structures at their basal contacts with a characteristic arrangement that is orthogonal to the stratification plains. The accumulation of gravel-rich materials led to large discharges produced a conglomeratic body, which was covered by lutites because of the sedimentation of mud-rich materials carried by the overflowing waters. Thereafter, the generation in the lutitic levels of a vegetated cover led to several types of vertical bioturbation produced by grass root development. Scattered in the lutitic materials were some isolated traces of tree roots. The recurrent mud-rich flood episodes led to the death of the trees. The illite-rich lutites favored the development of the tree-trunk casts. The destruction and disappearance of the wood through rotting produced vertical casts that were temporarily empty. Later, further discharges carrying large amounts of gravels made up of rounded clasts caused the cylindrical vertical holes to be infilled by these clasts. This, which resulted in the generation of column-like structures, because of intermittent progradation of large alluvial fans in this area during the Oligocene. The aim of the present work is to elucidate the genesis and depositional significance the of column-like conglomeratic structures.

Key-words: Vertical sedimentary structures, tree trunk casts, conglomeratic infills, Montsant Conglomerates Formation.

RESUMEN

Algunos cuerpos conglomeráticos de la Fm. Montsant presentan en su base unas estructuras cilíndricas y ortogonales a los planos de estratificación. Después de la sedimentación de un litosoma conglomerático, se habría producido la acumulación de un tramo predominantemente lutítico en el que produciría una bioturbación vertical, localmente muy intensa. Esta bioturbación que tiene una distribución aparentemente no jerarquizada sugiere que pudo haberse originado por el crecimiento de una vegetación herbácea. De forma dispersa, aparecen unas estructuras columnares resaltadas por su relleno conglomerático. Estas podrían corresponder a los moldes de los troncos de unos antiguos árboles, que habrían desaparecido por una inundación súbita causada por aguas muy cargadas con sedimentos fangosos. El carácter predominantemente lutítico (illítico) de esos materiales pudo favorecer la generación de algunos moldes de troncos de árboles. Posteriormente a la desaparición de los materiales leñosos, esos moldes cilíndricos pudieron quedar huecos, facilitando así su relleno por las gravas de clastos redondeados transportadas por flujos acuosos. Éstos serían responsables de la generación de los litosomas conglomeráticos correspondientes a la progradación de los grandes abanicos aluviales que se desarrollaron en esa zona durante el Oligoceno. El objetivo de este trabajo es el de intentar dilucidar la génesis de esas estructuras conglomeráticas columnares y su significado sedimentario.

Palabras clave: Estructuras sedimentarias cilíndricas verticales, moldes de troncos de árboles, rellenos conglomeráticos, Formación Conglomerados Montsant.

Fecha de recepción: 12/07/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

Geogaceta, 73 (2023), 39-42

<https://doi.org/10.55407/geogaceta95490>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

La Formación Montsant está constituida usualmente por cuerpos conglomeráticos, alternantes con tramos arenosos y lutíticos. Los conglomerados están constituidos por acumulaciones de clastos redondeados predominantemente carbonatados. Alternan con areniscas carbonatadas y lutitas, localmente predominantes. Los materiales arenosos y sobre todo los lutíticos presentan una coloración amarillenta-ocre muy característica (Colombo, 1986).

Todos los depósitos terrígenos corresponden a la erosión de las rocas carbonatadas mesozoicas principalmente del Jurásico y del Cretácico de las Cordilleras Costeras Catalanas (CCC) que fueron transportados hacia la Cuenca del Ebro durante el Eoceno-Oligoceno (Gómez, et al., 2020). El objetivo de este trabajo es el de dilucidar la génesis de esos cuerpos con estructuras sedimentarias cilíndricas y verticales que aparecen en el afloramiento estudiado (Fig. 1)

Consideraciones

Los cuerpos conglomeráticos corresponden a acumulaciones de clastos rodados principalmente carbonatados. El grado de rodadura es muy elevado y se produjo como consecuencia del retrabajamiento de depósitos de gravas anteriores. Eso sugiere que los cabalgamientos responsables de la generación de relieves topográficos significativos en las Cordilleras Costeras Catalanas (CCC) permanecieron activos en la época de la sedimentación clástica. Así, se originaron episodios

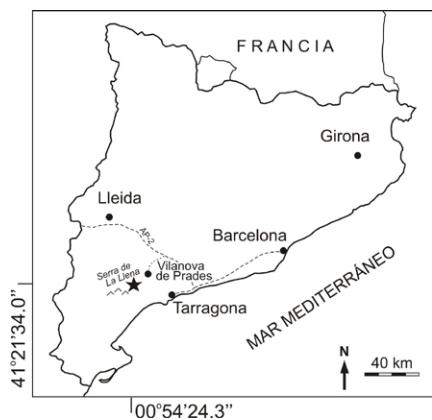


Fig. 1.- Situación de la zona estudiada. Se han indicado las coordenadas del afloramiento.

Fig. 1.- Location of the study area. The coordinates of the outcrop are indicated

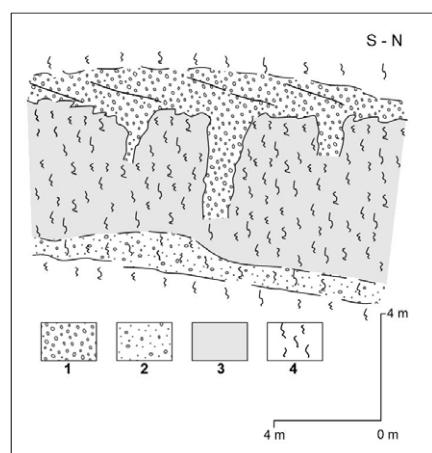


Fig. 2.- Esquema del afloramiento en la zona del Km 8 de la carretera TV-7004. 1) Conglomerados con fábrica abierta; 2) Conglomerados arenosos. 3) Lutitas y areniscas; 4) Bioturbación vertical.

Fig. 2.- Outcrop at the area of Km 8 of the road TV-7004, schema.1) Openwork conglomerates; 2) Sandy conglomerates; 3) Mudstones and sandstones; 4) Vertical bioturbation.

de canibalismo de los depósitos conglomeráticos anteriores (Colombo, 1994) y diversos tipos de discordancias progresivas (Colombo y Vergés, 1992; Ferran y Colombo, 2015). La estratificación cruzada (decimétrica y métrica) indica que los materiales clásticos fueron transportados por descargas hidráulicas turbulentas dando lugar a algunas barras y formas de lecho. Así, los litosomas conglomeráticos corresponden al transporte de los clastos mediante cursos trenzados (*braided*) de gran extensión (Gallardo y Colombo, 1995; Pérez-Lacunza y Colombo, 2001). A escala regional, la acumulación de estos materiales clásticos corresponde al desarrollo de diversos abanicos aluviales que se propagaron predominantemente hacia

el N y NW. En las partes marginales de los abanicos aluviales existen diversos cuerpos conglomeráticos que muestran carac-



Fig. 3.- Aspecto general del afloramiento del Km 8 de la carretera TV-7004. Se muestra la estructura columnar (cilíndrica) principal con disposición ortogonal al plano de estratificación. Los moldes de *scours* y *gutter casts*, en la base de los conglomerados, indican paleocorrientes hacia el N y NNW. Mira de topografía de 2 m como escala.

Fig. 3.- Outcrop at the Km 8 of the road TV-7004. General view. The main column-like (cylindrical) structure is displayed with an orthogonal disposition respect with the stratification plane. The scours and gutter casts at the base of the conglomerates, indicate paleocurrents to the N and NNW. Topography sight of 2 m as scale.

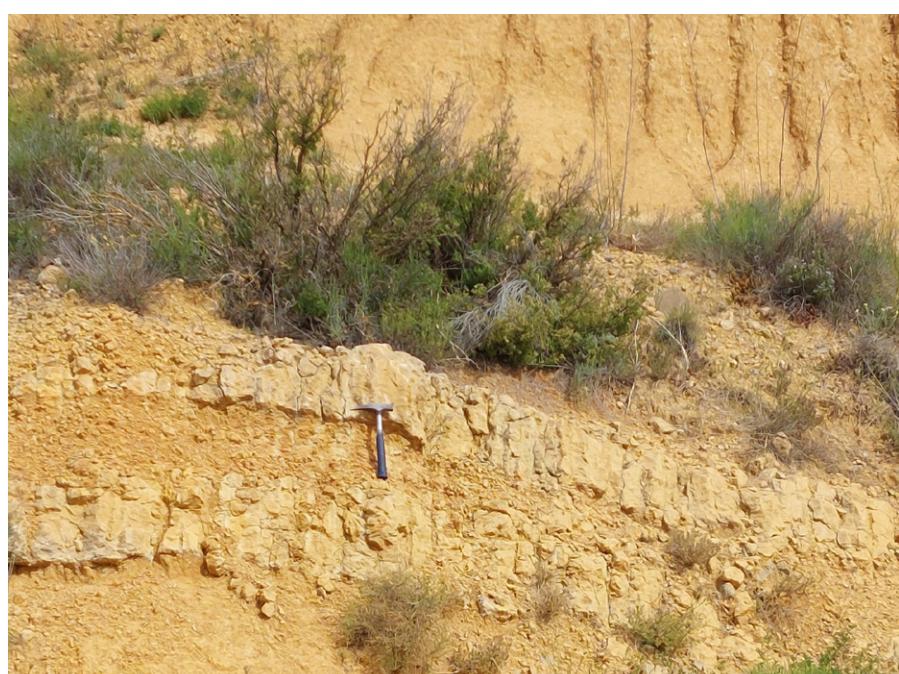


Fig. 4.- Areniscas y lutitas con estructura prismática como resultado de la intensa bioturbación. Martillo de geólogo como escala.

Fig. 4.- Mudstones and sandstones with prismatic structure produced by bioturbation processes. Geological hammer as scale.

terísticas de transporte por flujos de alta densidad (Gil y Colombo, 2014; Serramí y Colombo, 2015). En los sectores más alejados de los abanicos aluviales el transporte se efectuó por medio de flujos hidráulicos encajados y turbulentos (González-Bonorino et al., 2010). Los tramos arenosos corresponden a los efectos de algunos desbordamientos laterales a partir de los cauces principales. Los materiales lutíticos se acumularon a partir de los fangos en suspensión en un contexto de llanura de inundación o zona marginal del abanico aluvial. Las trazas de bioturbación vertical, predominantes en los materiales lutíticos y aún los arenosos, implica el desarrollo de una cobertura vegetal herbácea muy extensa y bien desarrollada (Fig. 4).

Localmente aparecen unas estructuras sedimentarias cilíndricas, con secciones circulares u ovaladas (Fig. 5) llenas por cantos rodados pobemente seleccionados. Tienen aspecto de cuerpos columnares encajados en los materiales lutíticos que muestran trazas abundantes de bioturbación (Fig. 6). Las lutitas se sitúan por debajo de algunos cuerpos conglomeráticos de gran extensión lateral. Estas estructuras cilíndricas se sitúan en los materiales lutíticos de llanura de inundación o zonas marginales-distales de los grandes abanicos aluviales desarrollados en esa zona durante el Oligoceno (Colombo, 1986).



Fig. 5.- Detalle de la parte superior de una estructura cilíndrica de menor entidad. Ver la figura 3. Mira de topografía de 2 m como escala.

Fig.5.- Close up view of the upper part of a cylindrical structure of minor size. See the figure 3. Topography sight 2 m as scale.



Fig. 6.- Disposición de la parte superior de una estructura cilíndrica. Mira de topografía de 2 m como escala

Fig. 6.- Disposition of the upper part of a cylindrical structure. Topography sight 2 m as scale.

Discusión

Los huecos cilíndricos individualizados podrían haber sido originados por unos vórtices verticalizados, que favorecerían su relleno por los clastos arrastrados por importantes descargas acuosas. El transporte fue hidráulico y turbulento como queda demostrado por la cantidad de pequeñas estructuras de tamaño centimétrico (*scours, gutter casts?*). Éstas fueron generadas a techo de las lutitas por flujos no jerarquizados. Se conservan como moldes y tapizan las bases nítidas de los litosomas conglomeráticos. Aleatoriamente se presentan algunos cuerpos columnares verticalizados, con secciones circulares-ovaladas, llenos por numerosos cantos rodados. Si los huecos verticales pudieran corresponder a rellenos de grandes grietas de retracción, llama la atención su aislamiento y escaso número. Por tanto, tendría que descartarse su origen tanto como grietas de retracción y de sinéresis, ya que deberían existir numerosos ejemplos. Asimismo, tanto su geometría cilíndrica como su característico aislamiento y escaso número, también parecen descartar su origen como grietas sintectónicas. En el caso de que correspondieran a rellenos de moldes de troncos, hay que considerar que esos muestran un contacto nítido respecto a las lutitas.



Fig. 7.- Detalle del afloramiento del camino Albarca-Creu Corbatera (Localidad N 41°17'26.29"; E 00°53'53.38"). Vara de 1,5 m como escala.

Fig.7.- Albarca-Creu Corbatera dirt road detailed aspect of the outcrop (Site N 41°17'26.29"; E 00°53'53.38"). Stick of 1.5 m as scale.

tas encajantes y tienen una morfología cilíndrica. Como que, los cuerpos cilíndricos no muestran irregularidades significativas en la zona de la base, (inicios de raíces), sería difícil también invocar la presencia de árboles comunes. Así, los árboles acostumbran a mostrar engrosamientos significativos cerca de la base del tronco. Por tanto, si los hue-

cos verticales fueran moldes de troncos de árboles, éstos deberían tener un tronco rectilíneo y liso, sin ramas. Por el contrario, podrían ser algún tipo de palmeras (*Palmaceae*) que vivieran en esa zona durante el Oligoceno. Existen otros afloramientos de este tipo de estructuras en zonas cercanas de la Serra de Montsant (Fig. 7). Esto podría indicar

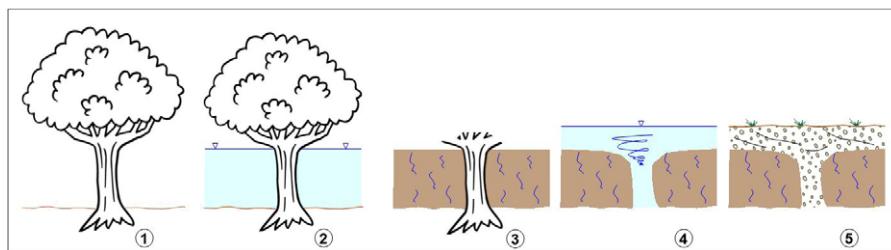


Fig. 8.- Génesis de una estructura cilíndrica. 1.- Árboles vivos. 2.- Inundación generalizada. 3.- Troncos de árboles en posición vertical rodeados por materiales lutíticos. Generación de los moldes de los troncos. 4.- Desaparición de la madera. Nueva inundación y modificación de la parte superior de los moldes. 5.- Relleno de los moldes por clastos rodados.

Fig. 8.- Origin of a cylindrical structure. 1.- Living trees. 2.- General submergence. 3.- Tree trunks in vertical position encased in lutitic materials. Trunk casts development. 4.- Disappearance of wood. New submergence and reworking of the upper part of the casts. 5.- Rounded clasts infilling the casts.

que las palmeras fueron muy comunes en el tramo estudiado de la Fm Montsant. También indican un clima más cálido que el actual.

Se han citado restos de *Sabal major* en zonas cercanas al afloramiento estudiado (Solé Sabarís *et al.*, 1975; Colombo 1986). Las palmeras habrían muerto por efecto de inundaciones repetitivas producidas por grandes descargas acuosas, que principalmente transportaban limos en suspensión. Así se habrían generado los moldes verticales que posteriormente quedarían llenos por gran cantidad de clastos rodados carbonatados transportados hidráulicamente por las descargas acuosas subsiguientes (Fig. 8).

Conclusiones

Los cuerpos conglomeráticos verticales encontrados en la Fm Montsant, con geometría cilíndrica y secciones circulares-ovaladas, corresponden al relleno de moldes verticales generados por la desaparición de troncos de árboles. Los troncos corresponden muy probablemente a Palmeras que fueron muy abundantes en esta zona durante el Oligoceno.

Agradecimientos

Los autores agradecen las sugerencias y comentarios de dos revisores anónimos que han contribuido a mejorar notablemente el

manuscrito original. A José Luís Cuevas la gentileza de la fotografía de la Figura 7. Este trabajo ha recibido financiación parcial de la Generalitat de Catalunya, Grup de Qualitat 2017-SGR-596.

Referencias

- Colombo, F. (1986). *Cuadernos de Geología Ibérica* 10, 55-115.
- Colombo, F. (1994). *Geology* 22, 235-238.
- Colombo, F. y Vergés, J. (1992). *Acta Geologica Hispanica* 27, 33-53.
- Ferran, C. y Colombo, F. (2015). *Geogaceta* 57, 87-90.
- Gallardo, C. y Colombo, F. (1995). *Geogaceta* 19, 111-114.
- Gil, M. y Colombo, F. (2014). *Geogaceta* 55, 31-34.
- Gómez, M., et al., (2020). *La geología de Montsant. Proposta d'itinerari Geològic*. Ed. Parc Natural de la Serra de Montsant, 78 pp.
- González-Bonorino, G., et al., (2010). *Sedimentology* 57(3), 845-856.
- Pérez-Lacunza, E. y Colombo, F. (2001). *Geogaceta* 30, 211-214.
- Serramíà, M. y Colombo, F. (2015). *Geogaceta* 58, 7-10.
- Solé Sabarís, L., et al., (1975). *Mapa Geológico de España. 1: 50.000 hoja nº 417, Espluga de Francolí y memoria*. IGME, Madrid, 32 p.

Condiciones áridas en torno al evento 8,2 ka registradas por los isótopos estables del yeso en Laguna de Medina (Cádiz)

Arid conditions around the 8.2 ka event recorded by stable isotopes of gypsum in Laguna de Medina (Cádiz)

Lucía Martegani¹, Fernando Gázquez¹, Martín Melles², Tabea Schröder³ y Klaus Reicherter⁴

¹Grupo de Recursos Hídricos y Geología Ambiental. Departamento de Biología y Geología. Universidad de Almería. Ctra de Sacramento sn. La Cañada de San Urbano. 04120. Almería. España. lm263@ual.es; f.gazquez@ual.es

² Institute of Geology and Mineralogy, University of Cologne, Alemania mmelles@uni-koeln.de

³ Institute of Geology and Paleontology, Aachen University, Alemania tabea.schroeder@rwth-aachen.de

⁴ Institute of Neotectonics and Natural Hazards, RWTH Aachen University, Alemania k.reicherter@nug.rwth-aachen.de

ABSTRACT

The southern Iberian Peninsula has been especially sensitive to climate changes during the Holocene, which were recorded by the sedimentary sequences in the numerous lakes of the Guadalquivir Basin. In this study, we investigate the oxygen and hydrogen isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and d-excess) of gypsum ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) hydration water from the sedimentary sequence of Laguna de Medina (Cádiz) to reconstruct the isotopic composition of the lake water in the past, in connection to climate changes. We focus on sediments retrieved from 24 to 18 m deep, which ages range from ~9.0 to ~7.0 cal. ky BP. The sediments of the lake recorded an intense aridity episode around ~7.7 cal. ky BP, evidenced by the presence of gypsum. The elevated $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of the paleo-lake water (up to 7.4‰ and 26.1‰, respectively) indicate that the solution from which gypsum formed was highly evaporated. Such arid conditions could be attributed to the 8.2 ka event, a global cold climatic episode. Research in progress aims to quantify climatic parameters (humidity and temperature) during the 8.2 ka event from the Laguna de Medina sedimentary sequence and to improve the chronology of this episode.

Key-words: gypsum, stable isotopes, 8.2 ka event, paleoclimate, lakes.

Geogaceta, 73 (2023), 43-46

<https://doi.org/10.55407/geogaceta95513>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

El clima de la zona meridional de la Península Ibérica se caracteriza por sus veranos secos y cálidos y sus inviernos templados y con precipitaciones moderadas. Debido a su ubicación en un área de transición entre latitudes templadas y subtropicales y a sus contrastes climáticos anuales, el sur peninsular resulta particularmente sensible a cambios ambientales a escala global (Lionello *et al.*, 2006). Como consecuencia de esta alta sensibilidad climática, Andalucía ha sido el escenario de diversos estudios paleoclimáticos llevados a cabo en las últimas décadas. Estas investigaciones han utilizado espeleotemas, sedimentos ma-

rinos y fundamentalmente sedimentos de lagos (Reed *et al.*, 2001; Nieto-Moreno *et al.*, 2011; Gázquez *et al.*, 2020, entre otros) con el fin de reconstruir cambios en las temperaturas y las precipitaciones durante las distintas fases del Holoceno. La Laguna de Medina (Cádiz; Fig.1) es uno de los lagos que mayor interés ha despertado desde el punto de vista de los estudios paleoclimáticos debido su carácter semi-permanente y a su tamaño, siendo uno de los cuerpos de agua naturales de mayor volumen de Andalucía. Los estudios preliminares sobre los sedimentos de Laguna de Medina detectaron la presencia de niveles de yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), un mineral evaporítico que suele precipitar en algunos lagos durante

RESUMEN

Las variaciones climáticas acontecidas durante el Holoceno en el sur de la Península Ibérica quedaron registradas en las secuencias sedimentarias de las numerosas lagunas que ocupan la depresión del Guadalquivir. En el presente trabajo se ha analizado la composición isotópica del oxígeno y el hidrógeno ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y d-exceso) del agua de hidratación del yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) de sedimentos de la Laguna de Medina (Cádiz), extraídos de entre 24 y 18 m de profundidad y con edades comprendidas entre ~9,0 y ~7,0 cal. ky BP (kiloaños calibrados antes del presente), con el fin de reconstruir los valores isotópicos del agua del lago durante este periodo. Los sedimentos de la laguna registraron un periodo especialmente seco en torno a ~7,7 cal. ky BP, evidenciado por la presencia de yeso. Los valores elevados de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ del agua del lago (hasta 7,4‰ y 26,1‰, respectivamente) sugieren que la solución a partir de la cual precipitó el yeso estaba extremadamente evaporada. Esta etapa árida podría corresponder al evento 8,2 ka, un episodio climático frío que tuvo extensión global. Investigaciones en progreso permitirán cuantificar las condiciones climáticas (humedad y temperatura) durante este periodo y perfeccionar su cronología.

Palabras clave: yeso, isótopos estables, evento 8,2 ka, paleoclima, lagos.

Fecha de recepción: 10/07/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

periodos relativamente secos (p.ej. Evans *et al.*, 2018). Estos niveles, que predominan en las profundidades de entre ~24 y 18 m, y son menos abundantes entre ~4 y 2,5 m, se corresponden con edades de entre ~9,0 y ~7,0 cal. ky BP y ~2,6 y ~1,7 cal. ky BP, respectivamente.

Debido a la presencia de dos moléculas de agua en su estructura cristalina, las cuales son incorporadas a partir de la solución acuosa presente en el momento de su cristalización, el yeso es capaz de reflejar la composición isotópica del agua de la que proviene. En consecuencia, los isótopos estables del agua de hidratación del yeso pueden utilizarse para reconstruir rasgos paleoclimáticos e hidrogeológicos, por ejemplo, el grado de

evaporación durante la formación en sedimentos lacustres de depósitos yesíferos (Evans *et al.*, 2018).

Dentro del Holoceno temprano se reconoce un período comprendido entre 8,2-7,8 *cal. ky BP* que fue especialmente frío en la mayor parte del hemisferio norte, conocido como evento 8,2 ka. Su origen estuvo relacionado con el proceso de deshielo en el Ártico, que habría provocado el rápido enfriamiento de las aguas del Atlántico Norte, alterando sus condiciones de circulación (Alley y Agústsdóttir, 2005). Este evento fue definido inicialmente a partir de la composición isotópica del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) de testigos de hielo de Groenlandia (Alley *et al.*, 1997). El evento 8,2 ka tuvo magnitud global y ha sido documentado también a partir registros sedimentarios en diversas partes del mundo, incluyendo el Atlántico Norte y Europa occidental (Alley *et al.*, 1997, entre otros), Norteamérica (Kurek *et al.*, 2002), Asia occidental y el norte de África (Gasse y Van Campo, 1994). Si bien en general las temperaturas globales se tornaron más frías, en Europa occidental el patrón hidrológico no fue homogéneo y las condiciones de humedad variaron desde húmedas a secas dependiendo de la región (López Sáez *et al.*, 2008), siendo la zona mediterránea un ejemplo de éstas últimas (p.ej. Dean *et al.*, 2015 y Zielhofer *et al.*, 2017).

El presente estudio se centra en el análisis de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno en el agua de hidratación del yeso de sedimentos de Laguna de Medina, obtenidos de las profundidades de entre 24 y 18 m, con edades comprendidas entre ~9,0 y ~7,0 *cal. ky BP*. El objetivo es reconstruir la composición isotópica del agua del lago durante este período, dentro del cual se encuentra el evento 8,2 ka.

Estudios previos en Laguna de Medina

Reed *et al.* (2001), en base a un testigo de sedimentos de ~10 m obtenido del centro de Laguna de Medina, realizaron una reconstrucción paleoclimática de salinidad y cambios del nivel del lago a partir de indicadores biológicos. Este trabajo presentó el primer conjunto detallado de datos paleoclimáticos de Andalucía durante los últimos 9.500 años.

Más recientemente, van't Hoff



Fig. 1. Ubicación de Laguna de Medina y localización del testigo Co1313.
Fig. 1. Location of Laguna de Medina and sampling site of core Co1313.

(2017), Schröder *et al.* (2018) y Schröder *et al.* (2020) llevaron a cabo nuevos estudios paleoclimáticos multi-indicadores de alta resolución en Laguna de Medina a partir de un testigo compuesto de 25,7 m (Co1313; Fig.1). Los análisis de facies sedimentarias, composición elemental, mineralogía, palinología y macropaleontología, apoyados en un modelo de edades basado en dataciones de ^{14}C , permitieron reconstruir la respuesta limnológica a los cambios climáticos y la dinámica de la cuenca durante los últimos 9.500 años. Del modelo de edades se dedujo que en los últimos 2.800 años (4,5 m superiores), la tasa de sedimentación fue relativamente constante, con valores de ~1,1 mm/año. Por debajo de esta profundidad, la velocidad de acumulación de sedimentos fue considerablemente más elevada, del orden de 3,8 mm/año.

Materiales y Métodos

Para este estudio se utilizaron muestras de sedimento obtenidas del testigo compuesto Co1313 utilizado por van't Hoff (2017) y posteriormente por Schröder *et al.* (2018) y Schröder *et al.* (2020). Se analizaron 13 muestras, seleccionadas en base a la presencia de yeso, tomadas a profundidades de entre 24 y 18 m, con edades comprendidas entre ~9,0 y ~7,0 *cal. ky BP*. En general, el yeso en las muestras aparece en forma de masas pulverulentas de grano muy fino con colores grisáceos y frecuentemente se observa laminación. Las muestras seleccionadas fueron analizadas para determinar la composición isotópica del

oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) y el hidrógeno ($\delta^2\text{H}$) en el agua de hidratación del yeso. Para ello se empleó un módulo de inducción térmica (IM-CRDS, Picarro®) ensamblado a un espectrómetro láser basado en la tecnología *Cavity Ringdown Spectroscopy* (CRDS), modelo Picarro® L2140i en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Almería. En este proceso, la muestra (~15 mg) se deshidrata a una temperatura final de 200°C y el vapor generado se analiza "en línea" mediante el analizador isotópico Picarro. La calibración de los valores isotópicos con respecto al patrón internacional V-SMOW (*Vienna-Standard Mean Ocean Water*), se llevó a cabo mediante el análisis de tres patrones internos de yeso. Se realizaron 5 repeticiones de cada muestra y la precisión fue de <0,2‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y <1‰ para $\delta^2\text{H}$, siendo similar para muestras y patrones. La composición isotópica del agua inicial a partir de la cual se produjo la precipitación del yeso se calculó aplicando los coeficientes de fraccionamiento isotópico entre el yeso y el agua a 25°C ($1,0034 \pm 0,0001$ y $0,981 \pm 0,001$ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{yeso-agua}}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{yeso-agua}}$, respectivamente), que son prácticamente independientes de la temperatura en el rango térmico de la mayoría de los lagos (Gázquez *et al.*, 2017).

Resultados

Los resultados isotópicos del agua de hidratación del yeso (Fig.2) fluctuaron entre 6,5 y 10,8‰, con un valor medio de $8,2 \pm 0,2\text{‰}$, para el $\delta^{18}\text{O}_{\text{yeso}}$ y entre -10,3 y 5,6‰, con una media de $-3,9 \pm 1,3\text{‰}$,

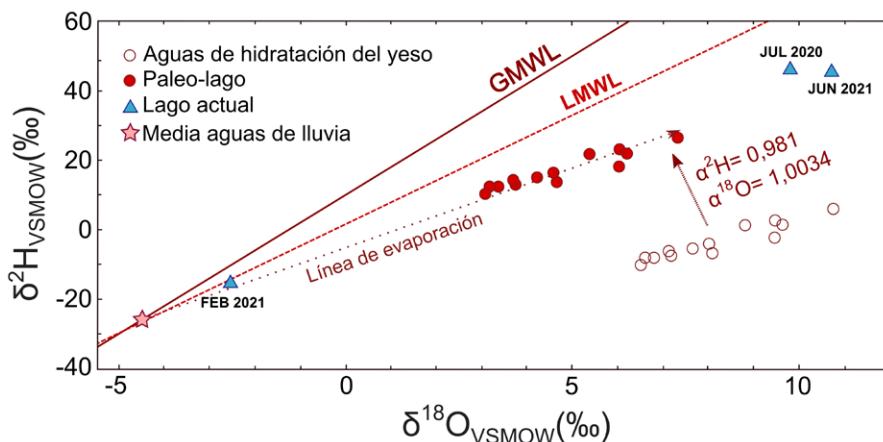


Fig. 2. Composición isotópica del agua original (paleo-lago) obtenida a partir de las muestras de yeso de Laguna de Medina. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ se alinean a lo largo de una línea de evaporación que corta a la LMWL (línea meteórica del agua local) en valores similares a los de la media ponderada de las aguas de lluvia (~-5‰ y -30‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, respectivamente). A modo de comparación, se representa la composición isotópica del agua del lago actual, tomada en distintos períodos.

Fig. 2. Isotopic composition of Laguna de Medina paleo-lake water reconstructed from gypsum samples. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values are aligned along an evaporation line that intersects the LMWL (local meteoric water line) at values similar to those of the weighted mean of rainwater (~-5‰ and -30‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$, respectively). For comparison, the isotopic composition of the current lake water, taken in different periods of the year, is represented.

en el caso del $\delta^2\text{H}_{\text{yeso}}$. Una vez aplicados los coeficientes de fraccionamiento propuestos por Gázquez *et al.* (2017), se pudo reconstruir la composición isotópica del agua original del lago a partir de la cual precipitó el yeso analizado. En este caso, los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{lago}}$ variaron entre 3,1 y 7,4 ‰, con una media de $4,8 \pm 0,2\text{‰}$, mientras que los de $\delta^2\text{H}_{\text{lago}}$ lo hicieron entre 9,9 y 26,1‰, con una media de $16,4 \pm 1,3\text{‰}$. El d-exceso, por su parte, presentó valores entre -13,7 y -33‰, con una media de -21,6‰. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^2\text{H}$ se alinean formando una recta con una pendiente de 3,4.

Discusión

En Laguna de Medina, el clima relativamente árido en torno al evento 8,2 ka dio lugar a un aumento en la tasa de precipitación de yeso y a valores elevados de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ del agua del paleo-lago en el periodo comprendido entre 7,8 y 7,4 cal. ky BP. En otras áreas de la Península Ibérica, el Mediterráneo y Europa central, también se ha identificado este fenómeno climático hiperárido. No obstante, cabe destacar que algunos estudios de secuencias sedimentarias del sur peninsular no sugieren la presencia de un evento climático árido estricto alrededor de 8,2 cal. ky BP, sino un periodo seco más prolongado en torno a 7,5 cal. ky BP (Ramos-Román *et al.*, 2018).

En la Figura 3 se han representado

algunos ejemplos de registros paleoclimáticos del evento 8,2 ka que incluyen los lagos endorreicos Nar (Capadocia, Turquía; Dean *et al.*, 2015) y Sidi Ali (Atlas Medio, Marruecos; Zielhofer *et al.*, 2017), una sección del testigo de hielo GISP2 extraído en Groenlandia por el *Greenland Ice Sheet Project II* (Grootes *et al.*, 1993) y espeleotemps de la Cueva de la Garma (Cantabria, España; Baldini *et al.*, 2019) y Galería das Lâminas (Torres Novas, Portugal; Benson *et al.*, 2021).

Tal y como se observa en la Figura 3, existe un desfase temporal de aproximadamente 500 años en la cronología del evento 8,2 ka en Laguna de Medina con respecto a otros registros paleoclimáticos. El origen de esta incongruencia podría residir en el modelo de edades del testigo Co1313, debido a que las únicas edades obtenidas por ^{14}C en profundidades cercanas del evento 8,2 ka corresponden a 7,14 y 8,83 cal. ky BP (Schröder *et al.*, 2018).

Trabajos previos en Laguna de Medina (Reed *et al.*, 2001) interpretaron la existencia de un evento de elevada salinidad en torno a 7,99 cal. ky BP en esta laguna, en base a un pico de abundancia de *Hydrobia sp.* y polen de la familia de las *Chenopodiaceae*.

Dichos autores, correlacionaron este episodio con una fase de inestabilidad registrada en lagos tropicales africanos hacia los 8,5-7,8 cal. ky BP, la cual se ha relacionado con las fluctuaciones climáticas propias del evento 8,2 ka.

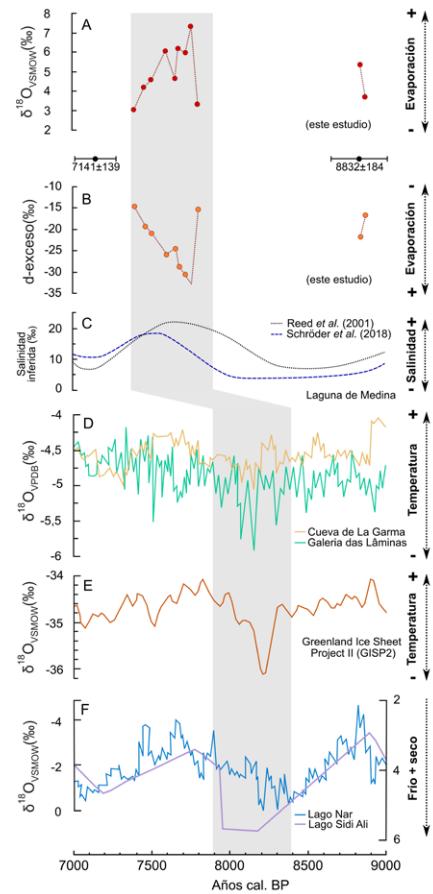


Fig. 3. Correlación del evento 8,2 ka (sombra gris). (A y B) Laguna de Medina (este estudio). (C) Laguna de Medina (Reed et al., 2001; Schröder et al., 2018). (D) Cueva de la Garma, España (Baldini et al., 2019) y Galería das Lâminas, Portugal (Benson et al., 2021). (E) Testigo de hielo GISP2, Groenlandia (Grootes et al., 1993) y (F) Lago Nar, Turquía (Dean et al., 2015) y Lago Sidi Ali, Marruecos (Zielhofer et al., 2017).

Fig. 3. Correlation of the 8.2 ka event (gray shadow). (A and B) Laguna de Medina (this study). (C) Laguna de Medina (Reed et al., 2001; Schröder et al., 2018). (D) Cueva de la Garma, Spain (Baldini et al., 2019) and Galería das Lâminas, Portugal (Benson et al., 2021). (E) Ice core GISP2, Greenland (Grootes et al., 1993) and (F) Lake Nar, Turkey (Dean et al., 2015) and Lake Sidi Ali, Morocco (Zielhofer et al., 2017).

En consecuencia, la edad de 7,99 cal. ky BP podría resultar más apropiada para situar cronológicamente el pico de aridez del evento 8,2 ka en Laguna de Medina, que además coincide con otros registros de este episodio seco (Fig. 3).

En cualquier caso, resulta necesario perfeccionar la cronología del registro sedimentario de Laguna de Medina, aumentando el número de dataciones con ^{14}C en esta sección del testigo, para poder ubicar de forma más precisa el evento 8,2 ka.

Conclusiones

Los resultados expuestos en este trabajo ponen de manifiesto el potencial de los isótopos estables en agua de hidratación del yeso en lagos andaluces para estudiar las condiciones climáticas y la historia ambiental del Holoceno en la Península Ibérica. En Laguna de Medina, la aplicación de esta técnica ha permitido detectar la presencia de un periodo de intensa evaporación registrado por los sedimentos de la laguna en torno a 7,7 cal. ky BP, el cual podría estar relacionado con el evento climático 8,2 ka. Mejorar la cronología del testigo en torno a las láminas de yeso permitirá datarlo de forma más precisa y así poder correlacionarlo con registros climáticos de este episodio en otras áreas de la zona mediterránea oriental y occidental y del resto de Europa.

Contribución de los autores

L.M analizó las muestras de yeso y escribió la versión preliminar del manuscrito. F.G participó en la conceptualización del estudio y desarrolló el método analítico. M.M, T.S y K.R extrajeron los testigos de la laguna y participaron en la preparación de las muestras. Todos los autores participaron en la escritura del manuscrito.

Agradecimientos

Este estudio estuvo financiado por el proyecto PALEOQUANT (P18-RT-871) de la Junta de Andalucía y Fondos FEDER de Desarrollo Regional y el proyecto GYP-CLIMATE (PID2021-123980OA-I00) del

Ministerio de Economía y Competitividad de España cofinanciado con Fondos Europeos FEDER de Desarrollo Regional. Lucía Martegani agradece el contrato de Formación de Profesorado Universitario FPU21/06924. Fernando Gázquez agradece el contrato Ramón y Cajal (RYC2020-029811-I) y la ayuda PPIT-UAL de la Junta de Andalucía-FEDER 2022-2026 (RyC-PPI2021-01).

Referencias

- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C. y Clark, P.U. (1997). *Geology*, 25, 483-486. <https://doi.org/cc64df>
- Alley, R.B. y Agústsdóttir, A.M. (2005). *Quaternary Science Reviews*, 24, 1123-1149. <https://doi.org/b5qrcr>
- Baldini, L.M., Baldini, J.U.L., McDermott, F., Arias, P., Cueto, M., et al. (2019). *Quaternary Science Reviews* 226: 105998. <https://doi.org/gqknfn>
- Benson, A., Hoffmann, D. L., Daura, J., Sanz, M., Rodrigues, F., Souto, P. y Zilhão, J. (2021). *The Holocene* (31), 8, 1339-1350. <https://doi.org/gk8h59>
- Dean, J.R., Jones, M.D., Leng, M.J., Noble, S.R., Metcalfe, S.E., Sloane, H.J. et al. (2015). *Quaternary Science Reviews*, 124, 162-174. <https://doi.org/f7r4k6>
- Evans, N.P., Bauska, T. K., Gázquez, F., Curtis, J.H., Brenner, M. y Hodell, D.A. (2018). *Science*, 361, 6401, 498-501. <https://doi.org/gd3mjd>
- Gasse, F. y Van Campo, E. (1994). *Earth and Planetary Science Letters*, 126, 435-456. <https://doi.org/dgb68j>
- Gázquez F., Evans, N. P. y Hodell D. A. (2017). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 198, 259-270.
- <https://doi.org/f9jwxb>
Gázquez F., Bauska, T.K., Comas-Bru, L., Bassam, G., Calaforra, J.M. y Hodell, D.A. (2020). *Scientific Reports*, 10, 14705. <https://doi.org/gj7jtq>
- Grootes, P. M., Stuiver, M., White, J. W. C., Johnsen, S. J. y Jouzel, J. (1993). *Nature*, 366, 552-554. <https://doi.org/fw5cg5>
- Kurek, J., Cwynar, L., Spear, R.W. y Schulz, M. (2002). En: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 34, 49.
- Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., Alpert, P. et al. (2006). *Developments in Earth and Environmental Sciences*. <https://doi.org/fdfktt>
- López-Sáez, J.A., López-Merino, L. y Pérez-Díaz, S. (2008). En: *VII Congreso Ibérico de Arqueometría*, 77-86.
- Nieto-Moreno, V., Martínez-Ruiz, F., Giralta, S., Jimenez-Espejo, F., Gallego-Torres, D. et al. (2011). *Climate of the Past*, 7, 1395-1414. <https://doi.org/bhn2b6>
- Ramós-Román, M.J., Jiménez-Moreno, G. et al. (2018). *Global and Planetary Change*, 168, 35-63. <https://doi.org/gd4m84>
- Reed, J.M., Stevenson, A.C. y Juggins, S. (2001). *The Holocene*, 11, 707-719. <https://doi.org/d9mqbb>
- Schröder, T., van't Hoff, J., López-Sáez, J.A., Viehberg, F., Melles, M. y Reicherter, K. (2018). *Quaternary Science Reviews*, 198: 208-225. <https://doi.org/gfhdvx>
- Schröder, T., López-Sáez, J.A., van't Hoff, J. y Reicherter, K. (2020). *The Holocene*, 30, 13-22. <https://doi.org/gp9vzk>
- van't Hoff, J. (2017). Tesis doctoral. Unidad de Colonia, Alemania. 115 p.
- Zielhofer, C., Fletcher, W. J., Mischke, S., De Batist, M., Campbell, J. F. E. et al. (2017). *Quaternary Science Reviews*, 157, 29-51. <https://doi.org/f9tf3d>

Nuevas unidades litoestratigráficas del Ordovícico Superior en el Sinclinal de Cañaveral (Monfragüe, Zona Centroibérica)

New Upper Ordovician lithostratigraphic units in the Cañaveral Syncline (Monfragüe, Central Iberian Zone)

Martín Garrido Susaño¹ y Pedro Barba Regidor²

^{1,2} Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced, s/n. 37008, Salamanca, (Spain).
martings@usal.es; barba@usal.es

ABSTRACT

A stratigraphic review on the Upper Ordovician beds at the Southern flank of the Cañaveral Syncline (Monfragüe National Park) led to formally defining two new units: Puente del Cardenal and Villarreal de San Carlos Formations. The limit between the two newly presented Formations was placed in a highly bioturbated thin bed, rich in iron oxides, which is interpreted as a condensed series deposited at higher sea level times. The first one divided in two members separated by a transgressive surface; we have named them Lower Member and Upper Member. Villarreal de San Carlos Formation is divided itself in two members named Organized Member and Disorganized Member separated by a scar. The latter consisting in mass-transported deposits due to the Hirnantian glaciation regression.

Key-words: lithostratigraphic units, Upper Ordovician, Hirnantian glaciation, Cañaveral Syncline, condensed series.

RESUMEN

El estudio estratigráfico del Ordovícico Superior en el flanco sur del Sinclinal de Cañaveral (Parque Nacional de Monfragüe) ha permitido definir dos nuevas formaciones: Puente del Cardenal y Villarreal de San Carlos. El límite entre estas nuevas formaciones se encuentra en una pequeña unidad, muy bioturbada y rica en óxidos de hierro, que se ha interpretado como una serie condensada depositada en momentos de nivel de mar más alto. La primera está dividida por una superficie transgresiva, que da lugar a dos miembros definidos como Miembro Inferior y Miembro Superior. La Formación Villarreal de San Carlos se divide en dos miembros, denominados Miembro Organizado y Miembro Desorganizado separados por una cicatriz tipo scar. Este último está constituido por depósitos de transporte en masa generados por la regresión de la Glaciación Hirnantense.

Palabras clave: unidades litoestratigráficas, Ordovícico Superior, Glaciación Hirnantense, Sinclinal de Cañaveral, serie condensada.

Geogaceta, 73 (2023), 47-50
<https://doi.org/10.55407/geogaceta95280>
 ISSN (versión impresa): 0213-683X
 ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/06/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

Introducción

La zona de estudio se sitúa dentro del Parque Nacional de Monfragüe, en el flanco sur del Sinclinal de Cañaveral, que se enmarca en la rama sur del Arco Iberoarmoricano de la Zona Centroibérica (Martínez Catalán *et al.*, 2014). La sucesión del Ordovícico Superior está constituida por dos unidades litoestratigráficas, las hasta ahora denominadas como Cuarcitas del Cardoc en la base y las Pizarras de Villarreal de San Carlos a techo. Siguiendo las normas de la Guía Estratigráfica Internacional (GEI) de Reguant y Ortiz (2001), proponemos que se les denomine Formación Puente del Cardenal y Formación Villarreal de San Carlos respectivamente. El límite entre ambas formaciones lo hemos situado en un nivel limolítico-arenoso de 60 cm de potencia, de color rojo e intensamente bioturbado.

Estratigrafía del Sinclinal de Cañaveral desde el Salto del Gitano hasta Villarreal de San Carlos

Se compone de una serie Ediacárico-Paleozoica (Fig. 1), que comienza con el Grupo Domo Extremeño (Ediacárico), constituido por una potente sucesión terriágena donde dominan las alternancias de litarenitas intercaladas con niveles métricos de orto a paraconglomerados polimíticos con clastos centimétricos de areniscas, pizarras y cuarcita blanca. Estos depósitos se han interpretado como abanicos submarinos profundos (Ugidos *et al.*, 2020 y citas en el).

De forma discordante (Discordancia Toledánica) se inicia la sucesión ordovícica con la Cuarcita Armicana, que muestra en esta sección una potencia de unos 219 m, en la base con niveles métricos de ortoconglomerados con clastos centimétricos de cuarcita, y por encima se disponen cuarcitas blancas y gris claras en capas desde 1 a 1,6 m de potencia,

en las que se observan estratificaciones cruzadas de mediana escala, *ripples* y *hummocks* hacia techo. Martín Herrero, y Bascones Alvira (1987) citan la presencia de icnofósiles *Cruciana rugosa* *Dorbigny* y *Skolithos* que tendrían una edad Ordovícico Inferior (probable Arenig).

Por encima, se disponen las Capas de Pochico, con una potencia de unos 66 m, compuestas por alternancias de pizarras micáceas negras con areniscas cuarcíticas grises con abundante laminación *hummocky* y frecuentes bioturbaciones.

En tránsito gradual se superponen las Pizarras de Río, con una potencia total de 687 m, que se compone de una serie pizarrosa con intercalaciones cuarcíticas, más abundantes a techo.

Martín Herrero y Bascones Alvira (1982) no diferencian estas dos unidades litoestratigráficas y en su trabajo citan gran cantidad de fauna y proponen edades tanto Llandeilo como Llanvirniense.

Si se observa el cuadro cronoestratigráfico del Ordovícico propuesto por la

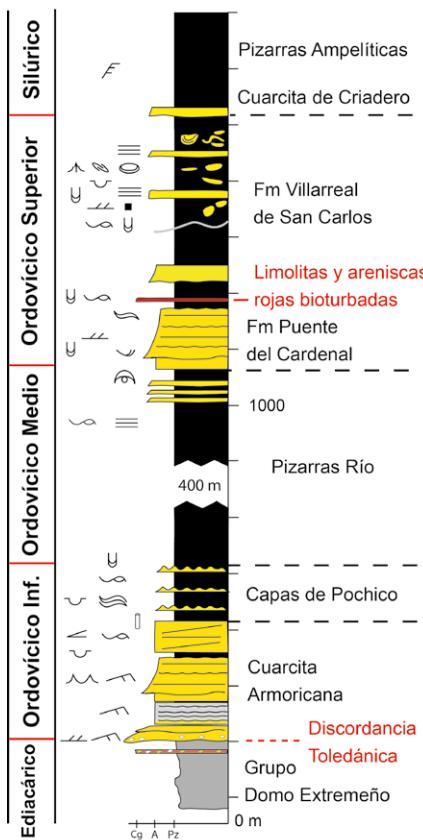


Fig. 1.- Columna sintética del Ediacárico-Paleozoico del Sinclinal de Cañaveral (leyenda en Fig. 4).

Fig. 1.- Ediacaran-Paleozoic synthetic column of the Cañaveral Syncline (legend in Fig. 4).

Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Ordovícico, la Cuarcita Armórica pudiera corresponder al piso Floiense, y las Capas de Pochico y las Pizarras de Río a los pisos Dapingiense y Darriwiliense del Ordovícico Medio.

En el Ordovícico Superior, que es el objeto de este estudio, se han diferenciado dos unidades litoestratigráficas, las aquí denominadas Formación Puente del Cardenal, eminentemente cuarcita de unos 128 m de potencia, y la Formación Villarreal de San Carlos, con pizarras dominantes de unos 336 m (Fig. 2).

La Cuarcita de Criadero, de edad Silúrico Inferior se encuentra concordante sobre los sedimentos del Ordovícico Superior, con una potencia de hasta 15 m es difícil de cartografiar debido a su escasa potencia en muchos puntos del sinclinal. La sucesión finaliza con Pizarras Ampelíticas con intercalaciones de diabasas, que se sitúan en el núcleo del sinclinal.

Nomenclatura estratigráfica

En muchas ocasiones, la creación de nuevas unidades estratigráficas, su bau-



Fig. 2.- Panorámica de los estratos de las formaciones Puente del Cardenal y Villarreal de San Carlos sobre las Pizarras Río (serie invertida). Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Panoramic view of the strata of the Puente del Cardenal and Villarreal de San Carlos formations over the Río Shales (inverted series). See color figure in the web.

tismo y descripción de sus características, no están sujetas a las normas que figuran en la GEI.

Como indican Reguant y Ortiz (2001) en la Versión Abreviada de la Guía Estratigráfica Internacional, el objetivo de la Guía, desde su origen, era buscar un acuerdo internacional sobre principios de la clasificación estratigráfica y desarrollar una terminología y unas reglas de procedimiento estratigráfico aceptables para todos.

Esta guía se plantea como un conjunto de recomendaciones sobre clasificación, terminología y procedimientos estratigráficos, en ningún momento pretende ser un código, hecho que según nuestro parecer está siendo un error como se observa en la literatura geológica.

Dentro del Ordovícico de la Zona Centroibérica, al igual que en otras zonas de la Península Ibérica, existen gran cantidad de nombres para las diferentes unidades litoestratigráficas, muchas de ellas nombradas de forma incorrecta. Los motivos fundamentales de esta incorrección son el nombre en sí, la falta de localización del litotipo, la falta de descripción de las características estratigráficas de la unidad litoestratigráfica, la falta de una cartografía que indique su extensión en la zona de estudio y la no publicación en revistas periódicas y de acceso universal.

La primera de las incorrecciones que observamos en la zona de estudio es la de utilizar el nombre de la Serie Caradoc como nombre de una unidad litoestratigráfica. Este término se aplicó para los afloramientos del Ordovícico en Reino Unido, no correspondiendo a una localidad geográfica dentro de la Península Ibérica donde se pueda situar el estrato

tipo o localidad tipo de esta unidad litoestratigráfica.

La principal incorrección en la unidad "Pizarras de Villarreal de San Carlos" es utilizar una litología como nombre de una unidad litoestratigráfica, si bien no solo se encuentran pizarras en esta unidad.

En ninguna publicación se han definido, caracterizado y descrito de forma clara y completa estas unidades, si bien aparecen perfectamente representadas en diferentes cartografías de la serie MAGNA (Martín Herrero *et al.*, 1987).

Formación Puente del Cardenal

Se ha definido formalmente la unidad litoestratigráfica Formación Puente del Cardenal siguiendo las recomendaciones de la GEI, introduciendo el término de 'formación' y proporcionando el nombre de un lugar de referencia donde se sitúa la unidad, llamado Puente del Cardenal.

Los límites de la Formación Puente del Cardenal se han delimitado realizando un estudio cartográfico y estratigráfico a lo largo de la carretera EX – 208 (Fig. 3), siendo sus coordenadas en Datum ETRS89:

- Muro: 29S 754108 4413555 236
- Techo: 29S 754252 4413765 246

Esta formación cuenta con una potencia total de 128 m y comienza con un Miembro Inferior (100 m), donde dominan secuencias de areniscas cuarcíticas con bases erosivas y estratificación cruzada planar con geometría canaliforme, y finaliza con un Miembro Superior (28 m) hacia techo con alternancias de areniscas y lutitas rojas. En el límite entre ambos se localiza una superficie transgresiva (st).

El Miembro Inferior lo hemos inter-

MAPA GEOLÓGICO DEL SECTOR SUROESTE DEL SINCLINAL DE CAÑAVERAL

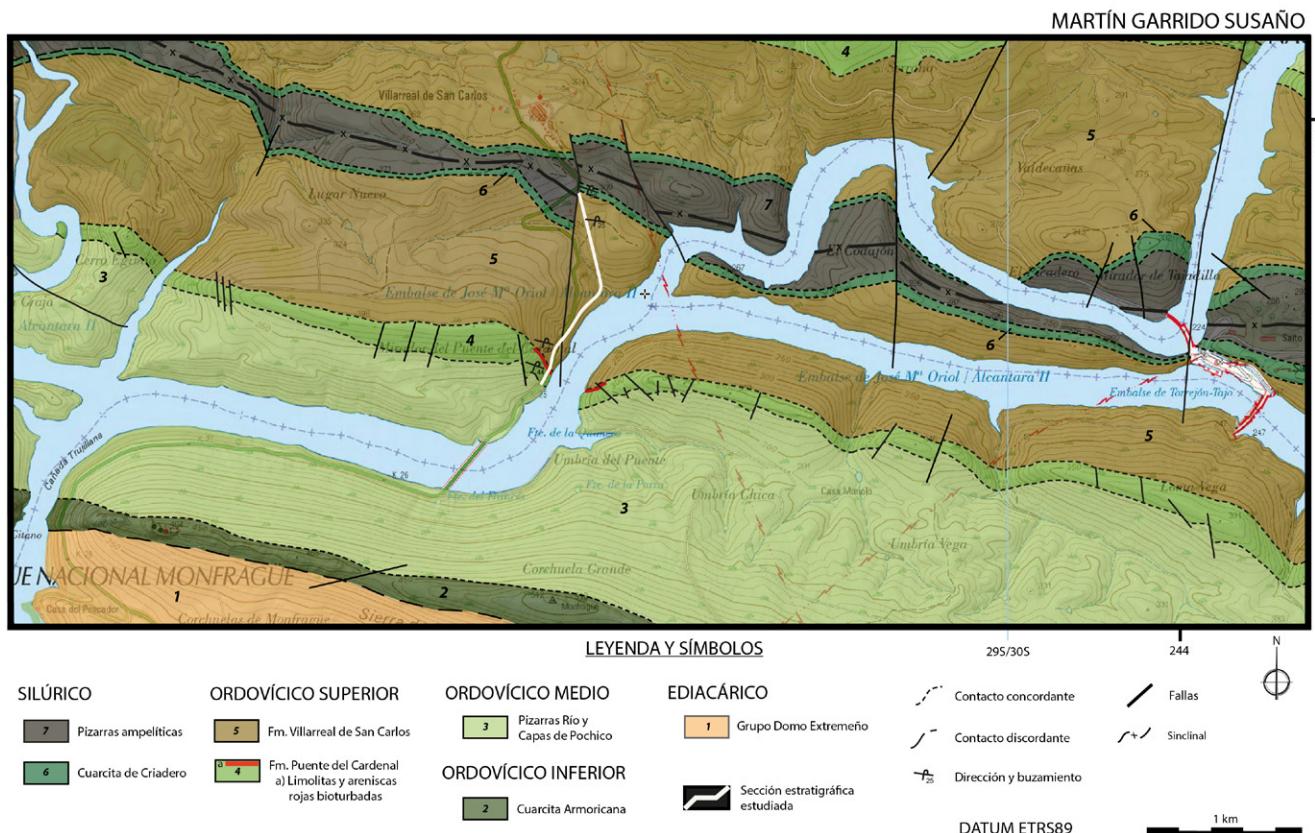


Fig. 3.- Mapa geológico Ediacárico-Paleozoico del sector suroeste del Sinclinal de Cañaveral en el PN de Monfragüe. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Ediacaran-Palaeozoic geological map of the southwestern sector of the Cañaveral Syncline in Monfragüe NP. See color figure in the web.

pretado como depósitos en ambientes de deltas (*foreshore*) que, en el Miembro Superior, evoluciona a depósitos de ambiente de plataforma o *shoreface* inferior.

Limolitas y areniscas rojas bioturbadas de la Fm. Puente del Cardenal

En el Miembro Superior de la formación se encuentra un nivel de limolitas y areniscas rojas de 60 cm de potencia con intensa bioturbación (Fig. 4).

Mediante la observación en lupa binocular de muestras pulidas de este nivel se han identificado galerías de bioturbaciones con geometría cilíndrica y sección ovalada con relleno plurilaminar de carácter concéntrico, donde son visibles unos elementos esféricos de color oscuro incluidos dentro de la galería. Tienen un tamaño medio de 1 mm y se interpretan como pellets fecales producidos por los organismos que bioturbaron el sedimento.

Se han realizado análisis de difracción de rayos X y espectroscopía de infrarrojos. El difractograma nos indica la presencia de minerales comunes como el cuarzo, micas y cloritas. Cabe destacar el pico

justo antes de la clorita, característico de la siderita, también observable en espectroscopía de infrarrojos VNIR-SWIR. Todas estas características parecen indicar que se trata de una serie condensada.

En las proximidades del Puente del Cardenal, dentro de las Pizarras Río, Gumiell *et al.*, (2000) hallaron un trilobites clasificado como *Nesuretus tristani*, de edad Dobrotiviense (Ordovícico Medio).

En cuanto a la edad del techo, la serie condensada está relacionada con una fase de nivel de mar muy alto en el ciclo eustático, siendo el techo de este nivel rojo la superficie de máxima inundación (smi). Según Garrido Susaño y Barba Regidor, (2023) se corresponde con el mínimo glacial del Katiense de 446 Ma, según Bergström *et al.*, (2009).

Formación Villarreal de San Carlos

Siguiendo las recomendaciones de la GEI, se ha introducido el término 'formación', y eliminando la litología de la anterior nomenclatura, se han renombrado las Pizarras de Villarreal de San Carlos a Formación Villarreal de San Carlos.

Los límites de esta unidad se han definido realizando un estudio cartográfico y estratigráfico a lo largo de la carretera EX – 208, siendo sus coordenadas en Datum ETRS89:

- Muro: 29S 754252 4413765 246
- Techo: 29S 754360 4414657 303

Esta unidad se divide en dos miembros por medio de una cicatriz erosiva tipo *scar*:

Miembro Organizado: con una potencia de 200 m, está formado por lutitas negras con frecuentes cubos de pirita hacia techo. A escasos metros de la base del miembro aparece intercalado un cuerpo discontinuo constituido por secuencias grano y estratodecrecientes de areniscas de grano grueso a medio de base erosiva y techo plano, internamente con estratificación cruzada muy difusa. El techo de cada secuencia es una alternancia de pizarras y cuarzoarenitas con potencias de hasta 14 cm con bases erosivas, a techo de este miembro dominan las facies de lutitas negras combinadas con finos estratos de areniscas de grano fino con estratificación cruzada y *hummocky*.

Este miembro lo hemos interpretado como depositado en un *shoreface*

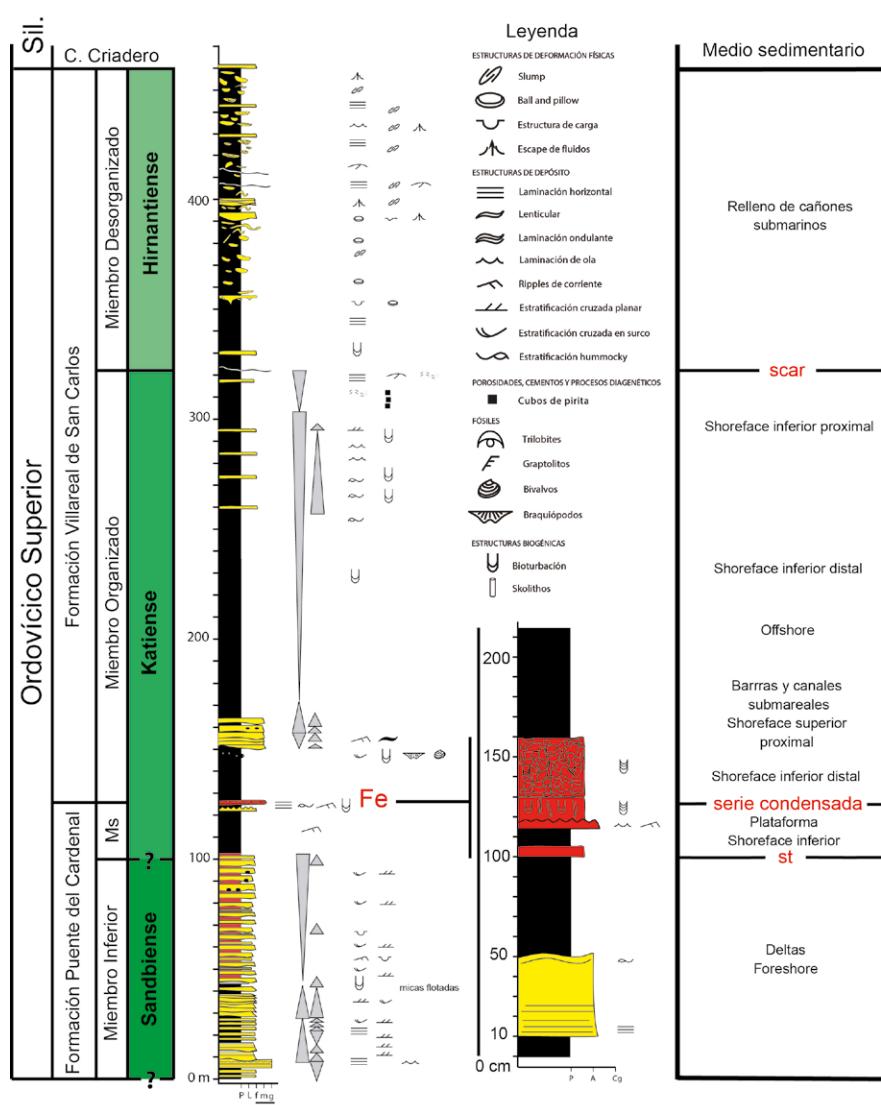


Fig. 4.- Columna estratigráfica de detalle del Ordovícico Superior.
Fig. 4.- Detailed stratigraphic column of the Upper Ordovician.

inferior distal que evoluciona hacia un shoreface inferior proximal con barras y canales submareales.

Miembro Desorganizado: está constituido por niveles caóticos de bloques de areniscas deformados por estructuras de carga y *slumps* en una matriz pizarrosa, y su potencia es de unos 136 m. Se interpretan como depósitos de transporte en masa (MTD) depositados en el talud continental.

Esta cicatriz erosiva, según Garrido Susaño y Barba Regidor, (2023), es una discontinuidad de tipo 1 (SB-1) relacionada con un descenso brusco del nivel del mar en un máximo glacial. Bergström *et al.*, (2009) sitúan este máximo en el límite Hirnantense-Katiense, con una edad ab-

soluta de 445 Ma.

Las Cuarcitas de Criadero y la sucesión de pizarras negras con graptolites situadas por encima, según Martín Herrero *et al.*, (1987), tendrían una edad Llandovery Medio-Superior.

Conclusión

En este trabajo se definen formalmente las formaciones Puente del Cardenal y Villarreal de San Carlos del Ordovícico Superior, en el sector del PN de Monfragüe del flanco sur del Sinclinal de Cañaveral entre el Puente del Cardenal y la localidad de Villarreal de San Carlos.

La identificación de una serie con-

densada ha permitido diferenciar ambas unidades y otorgarles una edad y nomenclatura coherente.

En la Formación Puente del Cardenal se ha definido una superficie transgresiva entre el Miembro Inferior y el Miembro Superior.

Entre los miembros Organizado y Desorganizado de la Formación Villarreal de San Carlos se ha identificado una cicatriz erosiva de tipo *scar*, que permite diferenciar ambos miembros.

Agradecimientos

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

Referencias

- Bergström, S.M., Chen, X., Gutiérrez-Marco, J.C. y Dronov, A. (2009). *Lethaia* 42, 97-107. <https://doi.org/c8d22h>
- Garrido Susaño, M. y Barba Regidor, P. (2023). *Geogaceta* 73, 51-54.
- Gumié, P. Campos, R. Manuel Segura, M. y Victorio Monteserín, V. (2000). *Guía geológica del Parque Natural de Monfragüe*. Junta de Extremadura. Consejería de Agricultura y Medio Ambiente, Dirección General de Medio Ambiente. 94 p.
- Martínez Catalán, J.R., Rubio Pascual, F.J., Díez Montes, A., Díez Fernández, R., Gómez Barreiro, J., Días da Silva, I., González Clavijo, E., Ayarza, P. y Alcock, J.E. (2014). *The Geological Society of London, Special publications* 405, 225-247.
- Martín Herrero, D y Bascones Alvira, L. (1987). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 651 (Serradilla) y memoria*. IGME, Madrid, 56 p.
- Martín Herrero, D; Bascones Alvira, L. y Ugídos, J.M. (1987). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 623 (Malpartida de Plasencia) y memoria*. IGME, Madrid, 60 p.
- Reguant, S. y Ortiz, R. (2001). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 14, 271-293.
- Ugídos, J.M., Barba, P. y Valladares, M.I. (2020). *Stratigraphy & Timescales* 5 (4). 147-268.

Calibración temporal del Ordovícico Superior en el Sinclinal de Cañaveral, Monfragüe (Zona Centroibérica)

Temporal calibration of the Upper Ordovician in the Cañaveral Syncline, Monfragüe (Central Iberian Zone)

Martín Garrido Susaño¹ y Pedro Barba Regidor²

¹ Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced, s/n. 37008, Salamanca, (Spain).

martings@usal.es; barba@usal.es

ABSTRACT

The Cañaveral Syncline in the Monfragüe National Park contains a complete Ordovician series, where the Upper Ordovician presents one of the most complete and best exposed sections of the Central Iberian Zone (ZCI). The detailed stratigraphic study of the series has made it possible to differentiate two major formations: the Puente del Cardenal Formation and the Villarreal de San Carlos Formation, as well as to recognise the sedimentary environments, significant surfaces and sedimentary crusts. By means of sequence stratigraphy, these surfaces have been calibrated by relating them to glacioeustatic variations deduced from the isotopic curves of Bergström *et al.* (2009).

Key-words: Sequence stratigraphy, discontinuity, Hirnantian glaciation, sedimentary crust, maximum flooding surface (smi).

Geogaceta, 73 (2023), 51-54

<https://doi.org/10.55407/geogaceta95278>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Una de las mejores secciones del Ordovícico Superior en el Dominio del Complejo Esquisto Grauváquico de la Zona Centroibérica aflora en el flanco sur del Sinclinal de Cañaveral, dentro del sector del Parque Nacional de Monfragüe entre el Puente del Cardenal y Villarreal de San Carlos.

El objetivo de este trabajo es la calibración temporal (datación) de la sucesión estratigráfica utilizando la identificación de superficies significativas en estratigrafía secuencial, íntimamente relacionadas con las variaciones glacioeustáticas y su relación con la curva isotópica del ^{13}C , modificada de Bergström *et al.* (2009) (Fig. 1).

Como indica Jablonski (1991) durante el Hirnantense, tuvo lugar una gran catástrofe ambiental que termina con un 85% de todas las especies conocidas. Son numerosas las evidencias del desarrollo simultáneo a aquella extinción de un inmenso casquete polar sobre Gondwana, con estriados glaciares en lo que hoy es el Sahara Central, grandes acumulacio-

RESUMEN

El Sinclinal de Cañaveral en el Parque Nacional de Monfragüe contiene una serie completa del Ordovícico, donde el Ordovícico Superior presenta una de las secciones más completas y mejor expuesta de la Zona Centroibérica (ZCI). El estudio estratigráfico de detalle de la serie ha permitido diferenciar dos grandes formaciones: la Formación Puente del Cardenal y la Formación Villarreal de San Carlos, además de reconocer los medios sedimentarios, superficies significativas y cortejos sedimentarios. Por medio de la estratigrafía secuencial se han calibrado dichas superficies al relacionarlas con variaciones glacioeustáticas deducidas de las curvas isotópicas de Bergström *et al.* (2009).

Palabras clave: Estratigrafía secuencial, discontinuidad, Glaciación Hirnantense, cortejo sedimentario, superficie de máxima inundación (smi).

Fecha de recepción: 30/06/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

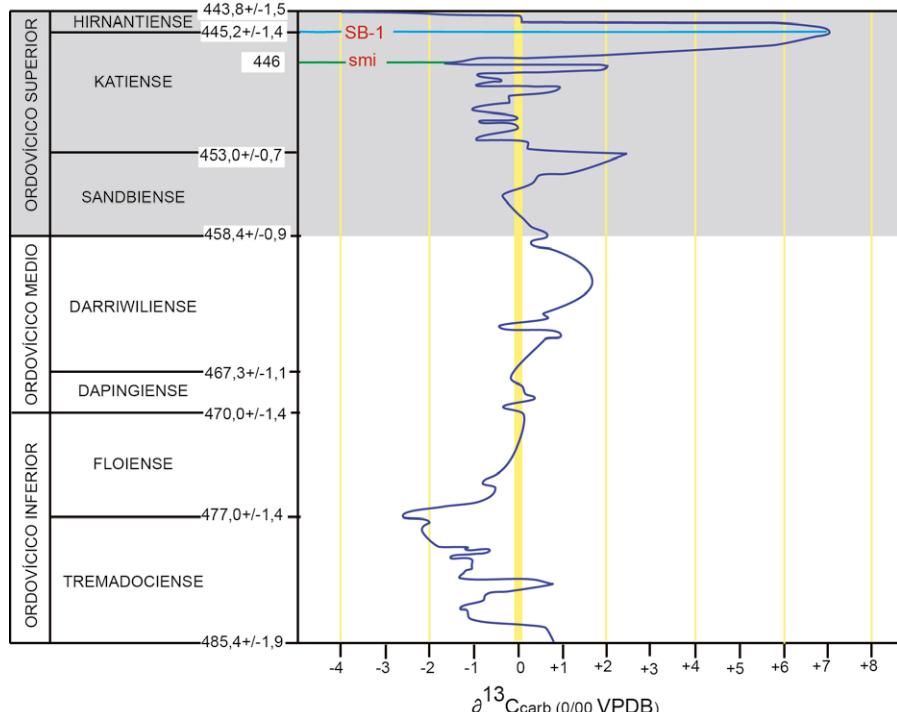


Fig. 1.- Curva isotópica del ^{13}C modificada de Bergström *et al.*, (2009), adaptada a la escala temporal de los pisos del Ordovícico. Se han identificado las discontinuidades smi como el mínimo isotópico y SB-1 como el valor máximo de la glaciación.

*Fig. 1.- ^{13}C isotopic curve modified from Bergström *et al.*, (2009), adapted to the time scale of the Ordovician floors. The smi discontinuities have been identified as the isotopic minimum and SB-1 as the maximum value of the glaciation.*

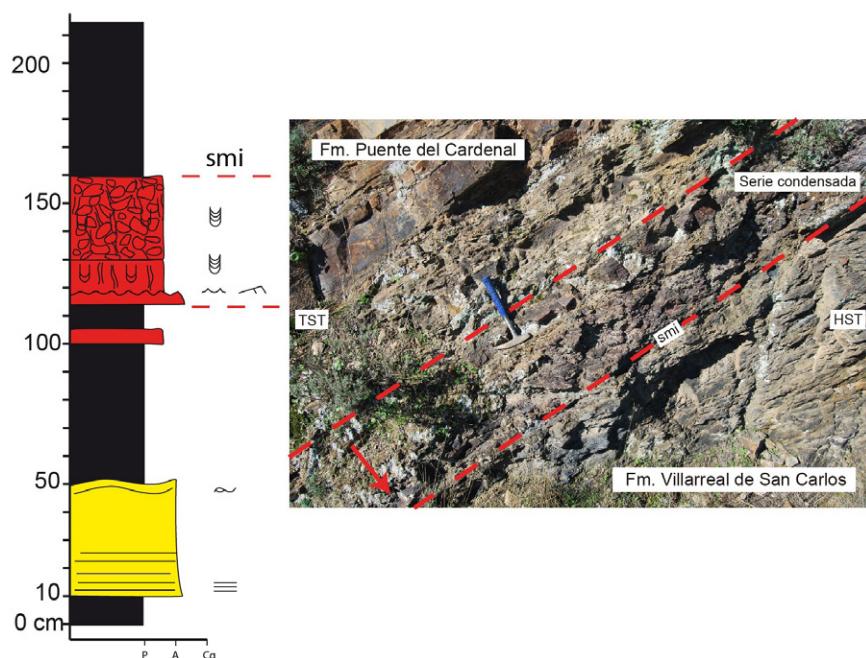


Fig. 2.- Columna estratigráfica y fotografía de la serie condensada, donde se marca la superficie de máxima inundación (smi) como límite entre las formaciones Puente del Cardenal y Villarreal de San Carlos. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Stratigraphic column and photograph of the condensed series, where the maximum flooding surface (smi) is marked as the boundary between the Puente del Cardenal and Villarreal de San Carlos formations. See color figure in the web.

nes de brechas glaciares en el Anti-Atlas de Marruecos y en Sudáfrica, además de frecuentes bloques (*dropstone*) en sedimentos pelíticos de toda la zona mediterránea, situada entonces en los márgenes norte del paleocontinente Gondwana.

Cómo se aprecia en la curva de isótopos de carbono de Bergström *et al.*, (2009), a techo del Ordovícico Superior se observan fuertes variaciones. Así, al final del Katiense un pico fuertemente negativo indicaría un periodo interglacial. En el límite Katiense-Hirnatiense, un pico

positivo muy marcado originado por la glaciación causa un descenso importante del nivel del mar. El posterior interglacial queda marcado en la gráfica por valores negativos del isótopo de C ocupando la parte superior del Hirnatiense. Tanto el ascenso como el descenso del nivel del mar son procesos muy rápidos.

Identificación de superficies

En el presente volumen, Garrido Susaño y Barba Regidor (2023) diferencian

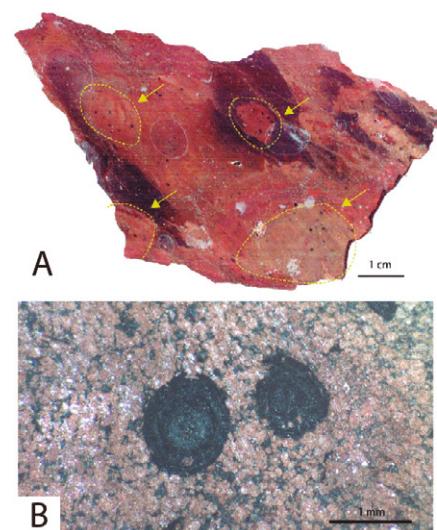


Fig. 3.- A) Sección pulida de una muestra de la serie condensada. B) Detalle de los pellets del interior de las bioturbaciones. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- A) Polished section of a sample of the condensed series. B) Detail of the pellets inside the bioturbations. See color figure in the web.

dos miembros dentro de la Formación Puente del Cardenal: uno inferior, donde dominan las areniscas correspondientes a sistemas deltaicos, y otro superior, de carácter lutítico depositado en ambiente de *shoreface* inferior. Entre ambos se localiza una superficie transgresiva (st).

El tránsito entre las dos formaciones son 60 cm de limolitas arenosas de color rojo e intensa bioturbación que le proporciona un aspecto brechoide (Fig. 2).

Las galerías de bioturbaciones presentan geometría cilíndrica y superficie ovalada con relleno plurilaminar de carácter concéntrico (Fig. 3A), donde son visibles *pellets* fecales de 1 mm, de color gris oscuro, esféricos y con estructura

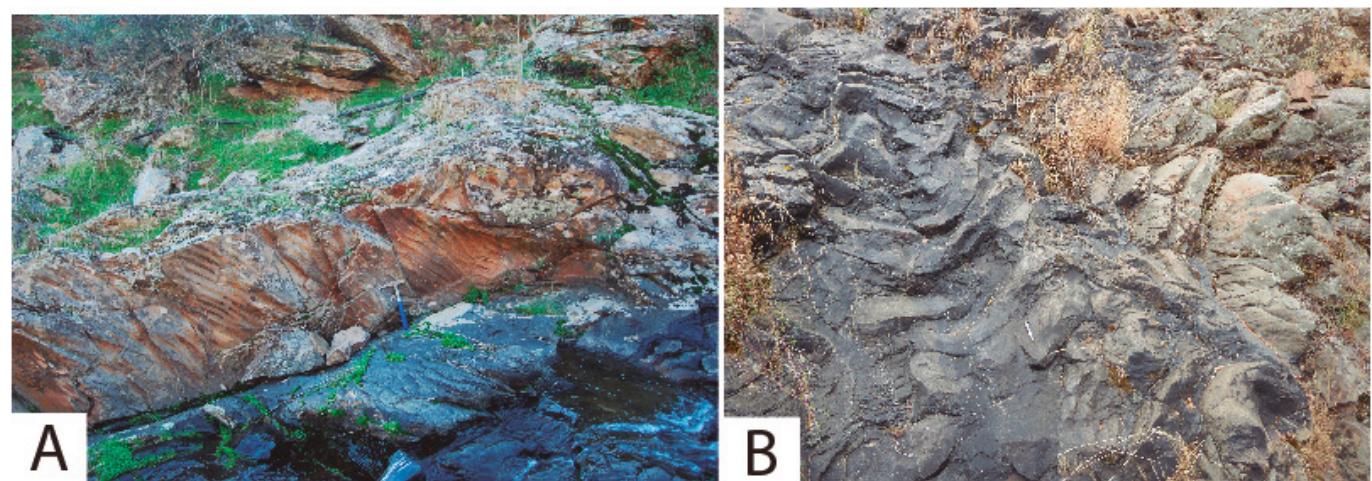


Fig. 4.- A) Bloque deslizado con ripples de ola de cresta recta. B) Tramo deslizado del Miembro Desorganizado de la Formación Villarreal de San Carlos. Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- A) Slipped block with straight-crested wave ripples. B) Slipped section of the Disorganized Member of the Villarreal de San Carlos Formation. See color figure in the web.

concéntrica (Fig. 3B).

Los minerales identificados en este nivel mediante difracción de rayos X son: cuarzo, filosilicatos (micas+clorita) y siderita de forma dominante. Con la espectroscopía de infrarrojos VNIR-SWIR se aprecia elevado contenido en hierro.

Este nivel de tránsito es una serie condensada relacionada con períodos de nivel de mar muy alto en el ciclo eustático (Loutit *et al.*, 1988), constituyendo su techo la superficie de máxima inundación (smi) en el tránsito de unas facies de plataforma de *shoreface* inferior hacia un *shoreface* inferior distal (Fig. 3).

Esta serie condensada debe relacionarse con el mínimo glacial del Katiente, de edad 446 Ma (Fig. 1).

En la Formación Villarreal de San Carlos, Garrido Susaño y Barba Regidor (2023), diferencian dos unidades: Miembro Organizado, depositado en un ambiente de *shoreface* inferior distal que evoluciona hacia un *shoreface* inferior proximal con barras y canales submareales, y Miembro Desorganizado, depositado en ambientes de talud continental. El límite entre ambos es una superficie erosiva e irregular que puede corresponder con una discontinuidad de tipo 1 (SB-1) relacionada con un descenso brusco y rápido del nivel de mar, originado por la glaciación del inicio del Hirnantense (445,2+/-1,4 Ma), como queda reflejada en la curva de isótopos de carbono de Bergström *et al.*, (2009) con la presencia de un pico fuertemente positivo.

Este rápido descenso glacioeustático provocaría emersión de la plataforma marina somera y la erosión de los depósitos litificados y semiconsolidados (Fig. 4A y 4B), que posiblemente pudieron haber sido fracturados previamente por procesos sísmicos relacionados con el *rifting* Ordovícico.

Como se observa en estas dataciones, el valor temporal entre un interglacial y un máximo glacial es de aproximadamente 1 Ma, indicando velocidades muy altas en el ciclo glacioeustático.

En el límite Ordovícico Superior-Silúrico, sucede el siguiente interglacial a 443,8+/-1,5 Ma (Bergström *et al.*, 2009).

Estratigrafía secuencial

La identificación de las superficies significativas en estratigrafía secuencial (Van Wagoner *et al.*, 1988) permite separar diferentes cortejos sedimentarios (Fig. 5).

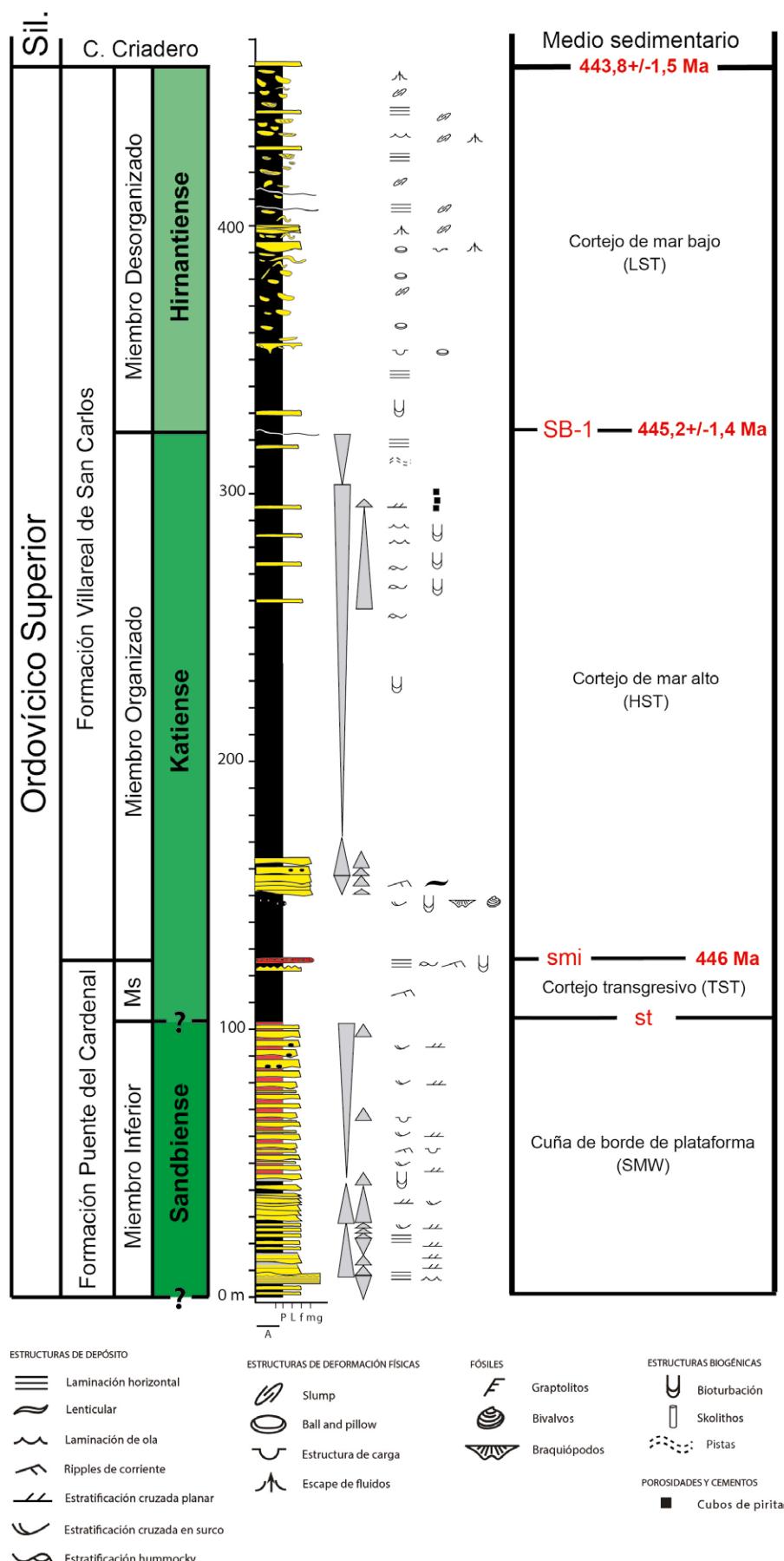


Fig. 5.- Columna estratigráfica del Ordovícico Superior. En el cuadro de la derecha se muestran los cortejos sedimentarios en función de las discontinuidades identificadas y sus edades calibradas.

Fig. 5.- Stratigraphic column of the Upper Ordovician. The table on the right shows the sedimentary crusts according to the discontinuities identified and their calibrated ages.

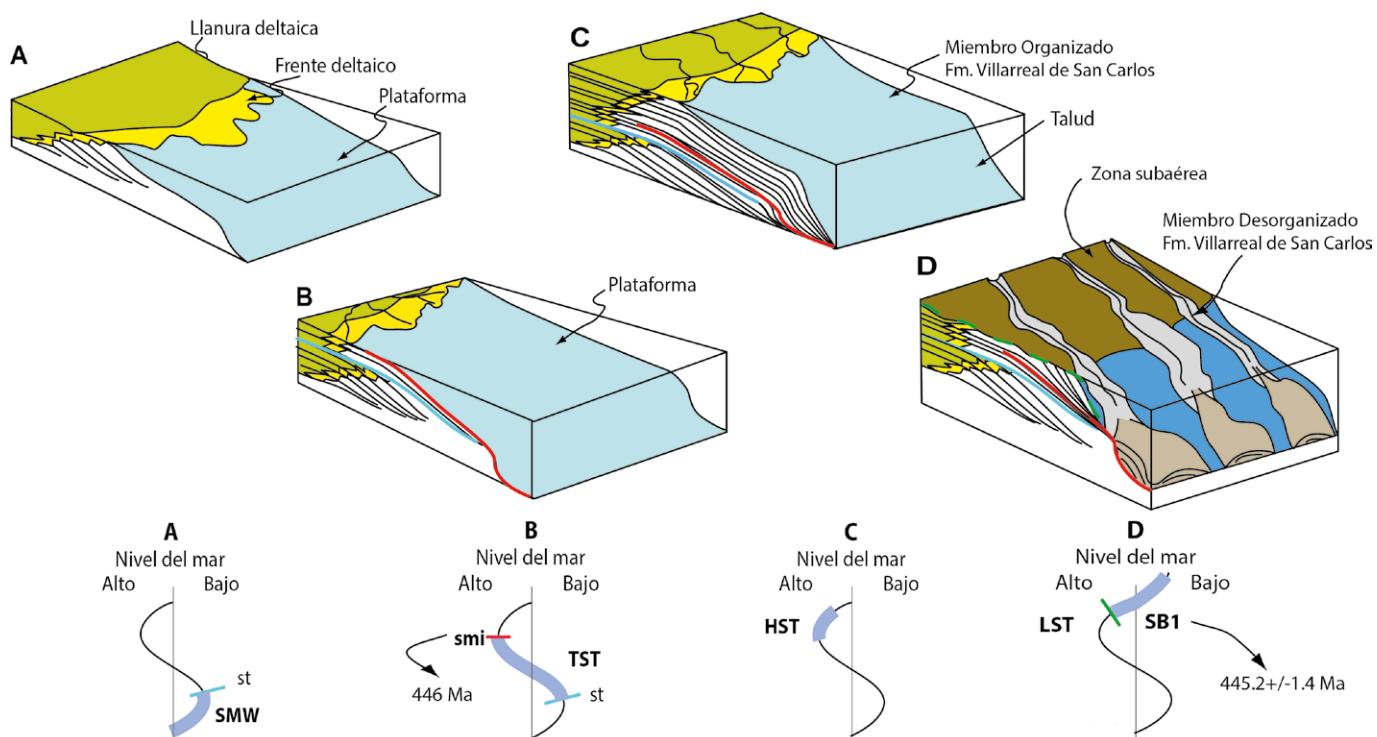


Fig. 6.- Evolución de los cortejos sedimentarios en el Ordovícico Superior en función de las variaciones del nivel del mar. A) Cuña de borde de plataforma (SMW) de la Fm. Puente del Cardenal. B) Cortejo transgresivo (TST) de la Fm. Puente del Cardenal. C) Miembro Organizado de la Fm. Villarreal del San Carlos. D) Miembro Desorganizado de la Fm. Villarreal de San Carlos.

Fig. 6.- Evolution of sedimentary crusts in the Upper Ordovician as a function of sea level variations. A) Shelf-margin wedge (SMW) of the Puente del Cardenal Fm. B) Transgressive system tract (TST) of the Puente del Cardenal Fm. C) Organized member of the Villarreal de San Carlos Fm. D) Disorganized member of the Villarreal de San Carlos Fm.

El cortejo por debajo de la superficie transgresiva (st) corresponde a depósitos dentro del ciclo eustático en condiciones de mar bajo y de borde de plataforma, denominado cuña de borde de plataforma (SMW, *shelf margin wedge system tract*, Fig. 6A), claramente progradante y en tránsito gradual con la unidad inferior (Pizarras de Río-Ordovícico Medio).

El cortejo transgresivo (TST, *transgressive system tract*, Fig. 6B) abarcaría hasta la superficie de máxima inundación (smi).

Por encima, hasta límite de secuencia de tipo 1 (SB-1) se deposita un nuevo cortejo, de nivel de mar alto (HST, *highstand system tract*, Fig. 6C) y posteriormente debido a la rápida y gran Glaciación Hirnantense se produjo el descenso del nivel del mar de forma brusca y el depósito del cortejo correspondiente (LST *lowstand system tract*, Fig. 6D).

Conclusiones

Uno de los objetivos de este trabajo ha sido reinterpretar todo el Ordovícico Superior del Sinclinal de Cañaveral en el Parque Nacional de Monfragüe mediante el estudio de la estratigrafía secuencial.

Se interpretan los medios sedimentarios, superficies significativas y se calibran temporalmente según las edades de Bergström *et al.* (2009) para el δ de ^{13}C .

Como se aprecia en la calibración de las diferentes superficies correspondientes a mínimos interglaciares y máximos glaciales, se producen a gran velocidad, brusca a escala geológica, y con grandes aportes de sedimentos a la cuenca (más de 200 m).

Se identifican los medios y cortejos sedimentarios desde la base de la Formación Puente del Cardenal hasta el techo del Ordovícico, correspondiente con la Formación Villarreal de San Carlos (Fig. 6).

Agradecimientos

El presente estudio ha sido financiado por el proyecto PID2020-117332GB-C21. Depósitos minerales estratégicos tardíos variscos: impronta estructural y geofísica, del Ministerio de Ciencia e Innovación.

Referencias

- Bergström, S.M., Chen, X., Gutiérrez-Marco, J.C. y Dronov, A. (2009). *Lethaia* 42, 97-107.
- Garrido Susaño, M. y Barba Regidor, P. (2023). *Geogaceta* 73, 47-50.
- Jablonski, D. (1991). *Science* 253, 754-757.
- Loutit, T.S., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1988). *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM)*, Special publication 42, 183-213.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. y Hardenbol, J. (1988). *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM)*, Special publication 42, 89-45.

Evolución del nivel del agua en una corta inundada de la Faja Pirítica Ibérica: Implicaciones ambientales

Evolution of the water level in a flooded open pit from the Iberian Pyrite Belt: Environmental implications

Raúl Moreno-González, Manuel Olías, Ainara Rodrigo García y Carlos R. Cánovas

Dpto. Ciencias de la Tierra y Centro de Investigación en Recursos Naturales, Salud y Medio Ambiente (RENSMA). Universidad de Huelva, 21071, Huelva (España).
raul.moreno@dct.uhu.es; manuel.olias@dgyp.uhu.es; ainara.rodrigo241@alu.uhu.es; carlos.ruiz@dgeo.uhu.es

ABSTRACT

In May 2017, an acidic water spill of approximately 270,000 m³ occurred from the La Zarza mine pit lake, when the seal of an old mining adit was broken. In order to prevent the acidic water continuing to flow out the pit lake, waterproofing substances were injected into the adit. This paper studies the evolution of the water level in the open pit and the efficiency of the new sealing of the adit. The water level in the open pit has remained approximately constant in recent years, due to the low rainfall recorded. However, the water balance carried out shows that the level will continue to rise when this dry period ends. On the other hand, the hydrochemical analyses carried out at the mouth of the adit, where there is a small leachate of acidic water, show that the sealing carried out in 2017 is being effective and this water does not come from the pit lake.

Key-words: Acid mine drainage, La Zarza mine, pit lake, water balance.

RESUMEN

En mayo de 2017 se produjo un vertido de aproximadamente 270.000 m³ de aguas ácidas desde la corta de La Zarza, al romperse el sellado de una antigua galería minera. Para impedir que el agua siguiera saliendo de la corta, se inyectaron sustancias impermeabilizantes en la galería. En este trabajo se analiza la evolución del nivel del agua en la corta y la eficacia del nuevo sellado de la galería. El nivel del agua en la corta se ha mantenido aproximadamente constante en los últimos años, debido a que las precipitaciones en este periodo han sido escasas, pero los resultados del balance muestran que el nivel continuará ascendiendo cuando finalice este periodo seco. Por otro lado, los análisis hidroquímicos realizados en la boca de la galería, donde existe una pequeña surgencia de aguas ácidas, muestra que el sellado realizado en 2017 está siendo efectivo y que el agua que sale por este punto no procede de la corta inundada.

Palabras clave: Drenaje ácido de minas, mina La Zarza, lago minero, balance de agua.

Geogaceta, 73 (2023), 55-58
<https://doi.org/10.55407/geogaceta95454>
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 08/07/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

Introducción

El cese del bombeo de agua una vez que termina la actividad minera produce frecuentemente una progresiva inundación de las cortas a cielo abierto, generando lagos mineros. El nivel del agua ascenderá hasta que se alcance un equilibrio entre las entradas de agua a la corta y las salidas. Estas últimas se producen por la evaporación de la superficie de agua libre, pero también pueden originarse salidas superficiales y/o subterráneas. En el caso de la minería de sulfuros, las cortas suelen almacenar aguas ácidas con concentraciones extremas de metales, por lo que la liberación de estas aguas puede ocasionar graves impactos (Sánchez España *et al.*, 2008; Castendyk, 2011; Boehrger *et al.*, 2016).

La Faja Pirítica Ibérica (FPI) es una de las regiones metalogénicas con mayores depósitos de sulfuros polimetálicos masivos del mundo. La intensa actividad minera, desarrollada sobre todo desde la segunda mitad de siglo XIX, ha dejado un

gran volumen de residuos mineros y cortas inundadas donde se producen drenajes ácidos de mina que causan un fuerte impacto sobre los ríos del entorno (e.g. Sánchez España *et al.*, 2005). En la actualidad hay 22 cortas mineras inundadas en la parte española de la FPI (Sánchez España *et al.*, 2008; Moreno-González *et al.*, 2018).

La paralización en 1991 de la explotación de la mina de La Zarza produjo la inundación progresivamente de la corta, con un ascenso del nivel del agua de 52 m entre 2002 y 2016 (Olías *et al.*, 2019). En mayo de 2017, se produjo la rotura del sellado de una galería (Los Cepos) que conecta con el lago minero y, como consecuencia, se vertieron al río Odiel alrededor de 270.000 m³ de aguas ácidas extremadamente contaminantes. Las aguas ácidas alcanzaron rápidamente el río Odiel y posteriormente la ría de Huelva, produciendo un notable empeoramiento de las condiciones habituales de ambos. Para evitar que continuara el vertido desde la corta se inyectaron materiales

impermeabilizantes en la boca de esta galería (Olías *et al.*, 2019).

En este contexto, los principales objetivos del presente estudio son actualizar la información disponible sobre la evolución del nivel de agua del lago minero de La Zarza y comprobar si el nuevo sellado realizado sigue siendo efectivo.

Zona de estudio

La FPI se extiende desde aproximadamente 200 km de largo y 40 km de ancho desde la parte occidental de España hasta la costa portuguesa y está formado por tres unidades litológicas: el Grupo filítico-cuarcítico (PQ), el Complejo Volcánico-Sedimentario (CVS) y el Grupo Culm. En el CVS existen numerosos yacimientos de sulfuros masivos, constituidos principalmente por pirita (FeS₂) y con cantidades menores de calcopirita (Cu-FeS₂), esfalerita (ZnS) y galena (PbS). El distrito minero La Zarza está ubicado en la parte central de la FPI, con una altitud máxima de 326 m.

La mina de La Zarza ha sido explotada desde períodos prerromanos. La actividad moderna comenzó en 1853, explotándose inicialmente de forma subterránea mediante pilares y cámaras. La galería de Los Cepos (Fig. 1) era utilizada para el drenaje de la mina y facilitar el transporte de mineral (Gonzalo y Tarín, 1888). También existían en la zona otras galerías de origen romano, como la de Algaïda (Fig. 1). En 1888 comenzó la minería a cielo abierto que finalizó en 1920, cuando la corta había alcanzado una profundidad de 130 m. Sin embargo, la minería subterránea continuó mediante el método de corte y relleno, alcanzando alrededor de 300 m de profundidad (Pinedo Vara, 1963). La explotación de la mina de La Zarza cesó en 1991, aunque las operaciones de desagüe se extendieron hasta 1995. En los años 90, la Autoridad Ambiental realizó el sellado de la galería de Los Cepos en el marco de un plan para la mejora de las condiciones en el río Odiel, que fue el que se rompió en 2017. Actualmente existe un nuevo proyecto para reanudar la explotación en La Zarza por parte de la compañía Tharsis Mining.

Metodología

Para obtener la evolución del nivel del agua en el lago minero de La Zarza, se han utilizado las ortofotos Plan Nacional de Ortofotografía Aérea hasta julio de 2019. A partir de la superficie inundada medida en las ortofotos y el Modelo Digital del Terreno, se obtuvo la cota del nivel del agua y el volumen de agua almacenado (Moreno-González *et al.*, 2018). Desde el año 2019, la superficie inundada se ha calculado a partir de los datos del nivel del agua aportados por Tharsis Mining.

Los datos diarios de precipitación, temperatura, radiación solar y velocidad del viento se han obtenido de la estación meteorológica de El Campillo de la Junta de Andalucía, ubicada a unos 18 km al este de la mina La Zarza. La evaporación diaria se calculó utilizando la ecuación de Penman (1948). Se ha calculado la precipitación directa sobre la lámina de agua y la escorrentía superficial generada en su cuenca vertiente. Como una primera aproximación y dado el fuerte relieve de las paredes de la corta, se ha considerado coeficientes de escorrentías del 60 y el 90% de las precipitaciones. Las salidas

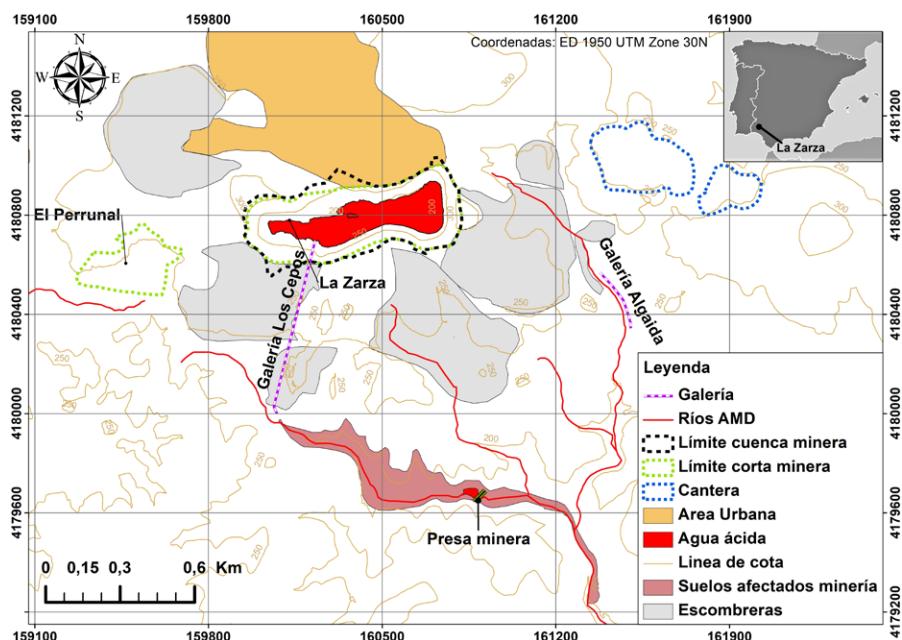


Fig. 1.- Mapa de localización de la mina de La Zarza donde se muestra la corta minera, la mina de El Perrunal, las galerías, escombreras y otras instalaciones mineras. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Location map of La Zarza mine showing the open pit, El Perrunal mine, the adits, dumps and other mining facilities. See color figure in the web.

por evaporación se obtuvieron multiplicando la evaporación acumulada en los períodos estudiados por la superficie inundada. Por último, se han estimado los aportes subterráneos a la corta a partir del cierre del balance hídrico, es decir la variación del volumen de agua almacenada, más la evaporación, menos las entradas de aguas superficiales.

Por otro lado, para investigar si el agua ácida que surge actualmente de la galería de Los Cepos procede del lago minero, se han utilizado los datos de varios muestreos realizados entre 2015 y 2021, así como datos de los años 2003 y 2004 obtenidos por Sánchez España *et al.* (2005).

Resultados

El valor medio de las precipitaciones en el periodo 1998 a 2022 fue de 725 mm. Se distinguen dos períodos húmedos, desde 1999/00 hasta 2003/04 y los años 2009/10 y 2010/11 (Fig. 2). Por otra parte, existe un largo periodo seco en los últimos 9 años, más intenso a partir del año 2018/19 (precipitación media en los últimos 4 años de 494 mm). El valor de la evaporación obtenida por el método de Penman es próximo a 1700 mm/año.

La inundación de la corta comenzó en el año 2002, desde esta fecha se produjo un fuerte ascenso del nivel del agua hasta el año 2016 (52.5 m; Olías

, 2019), coincidiendo los mayores incrementos con períodos de fuertes precipitaciones (Fig. 2). A partir de 2011, se observa una ralentización del incremento de nivel del agua y una tendencia a la estabilización. Tras el vertido en 2017 de 270000 m³ de aguas ácidas a través de la galería de Los Cepos, el nivel del agua descendió aproximadamente 3.5 m hasta los 210.6 m, situándose sólo ligeramente por encima de la cota de la galería. En los años siguientes al vertido, el nivel de agua almacenada en la corta volvió a subir ligeramente hasta estabilizarse próximo a 213 m desde el año 2019 (Fig. 2).

Las entradas medias a la corta en el periodo de estudio ascienden a 0.21 hm³/año, que equivale a un caudal de 6.7 L/s. Ello coincide con los datos previos disponibles que señalan que esta mina era pobre en agua y que el desagüe no suponía un gran problema (Pinedo Vara, 1963; Junta de Andalucía, 1986). Con un coeficiente de escorrentía del 90%, el 75% procedería de aportes superficiales mientras que el 25% restante serían subterráneos. Con una escorrentía del 60% las entradas superficiales supondrían el 57% de las totales y las subterráneas el 43%. Las entradas totales son las mismas en ambos casos, ya que la menor escorrentía superficial se compensa con mayores aportes subterráneos al calcularse estos últimos por la diferencia de cierre del balance. En la figura 3 se observa

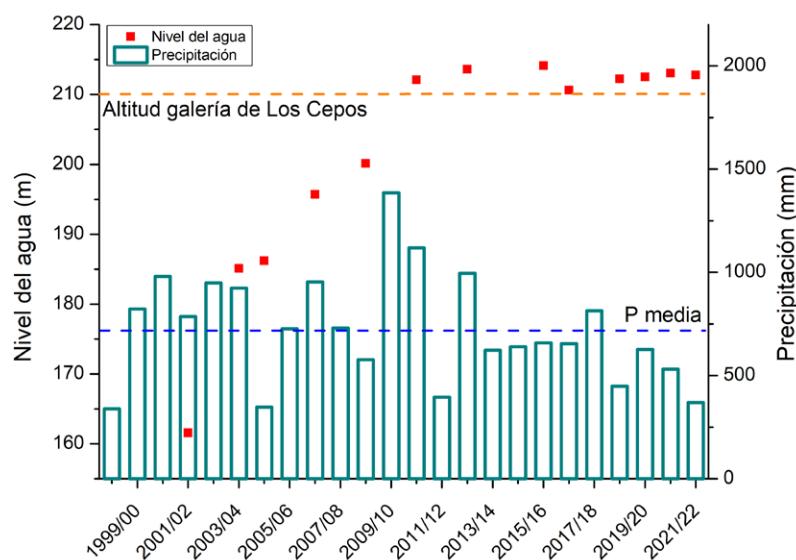


Fig. 2.- Evolución de las precipitaciones y de la cota del nivel del agua en la corta de La Zarza. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Evolution of rainfall and water level of La Zarza open pit. See color figure in the web.

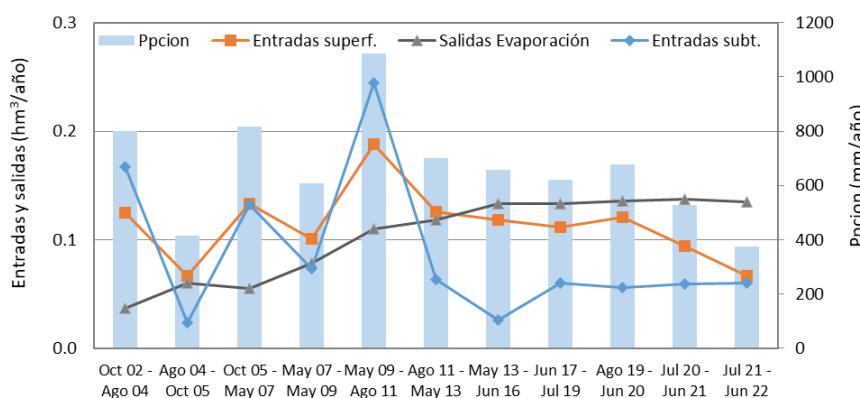


Fig. 3.- Evolución entradas y salidas de agua en la corta para un coeficiente de escorrentía del 60%, junto con los valores de precipitación. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Evolution water inputs and outputs in the open pit for a runoff coefficient of 60%, together with the rainfall values. See color figure in the web.

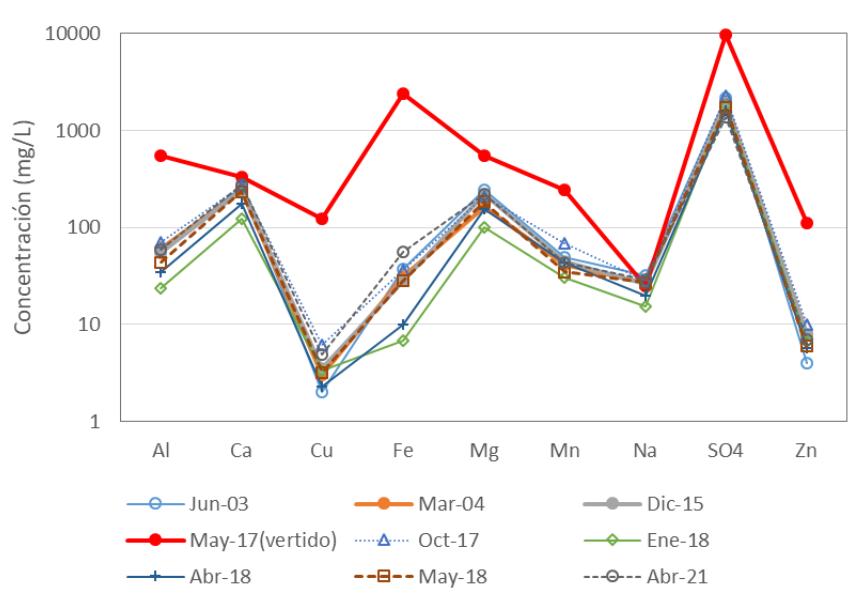


Fig. 4.- Concentraciones de las muestras de agua de la galería Los Cepos. Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- Concentrations of water samples from Los Cepos adit. See color figure in the web.

cómo en los años más lluviosos las entradas subterráneas se incrementan, lo que indicaría que se trata de flujos locales por la infiltración del agua en el entorno de la zona minera, especialmente en las escombreras y las antiguas canteras utilizadas para extraer el material de relleno (Fig. 1). Existe un dato anómalo de entradas subterráneas en el periodo julio-21 a junio-22 que podría deberse a unas mayores precipitaciones en la Zarza que en la zona donde está situado el pluviómetro.

En cuanto a las salidas por evaporación, se han incrementado como consecuencia de la mayor superficie inundada (Fig. 3), situándose en un valor próximo a $0.14 \text{ hm}^3/\text{año}$, menor que el de las entradas medias ($0.21 \text{ hm}^3/\text{año}$). Esto implica que la estabilización del nivel del agua que se observa en los últimos años no es definitiva y se debe a las menores precipitaciones registradas. Con unos valores normales de precipitación, el nivel del agua en la corta continuará ascendiendo.

Por otro lado, en la figura 4 se muestran las concentraciones disueltas de los muestrados analíticos realizados en la galería Los Cepos. El dato de mayo de 2017 corresponde al vertido, cuando salía por la galería agua procedente de la corta. Se comprueba que las concentraciones de mayo de 2017 son considerablemente más elevadas, con valores de Al, Cu, Mn y Zn superiores a 100 mg/L y hasta 2374 mg/L de Fe. El resto de las muestras son todas muy semejantes, con concentraciones muy inferiores y con un patrón de concentraciones claramente diferente del vertido de 2017. En resumen, las condiciones actuales de esta surgencia ácida son las mismas que existían previamente a la inundación de la corta y al vertido, lo que implica que su alimentación no procede del lago minero y que la impermeabilización realizada en 2017 está siendo efectiva. No obstante, hay que señalar que la presión a la que está sometida el sellado es relativamente baja (sólo unos 3 metros de columna de agua). Se deberían continuar estos controles si se produce un ascenso importante del nivel del agua en la corta.

Conclusiones

El nivel del agua en la corta de la Zarza muestra una estabilización en los últimos años en torno a la cota 213 m, 3 m por encima de la cota de la galería Los Cepos, a través de la cual se produjo un importante

vertido de aguas ácidas en mayo de 2017. Las entradas medias de agua a la corta en el periodo 2002 a 2022 se estiman en 0.21 hm³/año, mientras que las salidas por evaporación en los últimos años son de 0.14 hm³/año. La estabilización observada del nivel del agua se debe a que se ha producido un periodo seco en los últimos 9 años, más severo desde el año hidrológico 2018/19. En condiciones normales de pluviometría el nivel del agua continuará ascendiendo, por lo que es necesario mantener los controles en la zona. No obstante, sería conveniente determinar experimentalmente la evaporación del agua de la corta y disponer de datos pluviométricos y de escorrentía superficial para tener una estimación más precisa.

Por otro lado, los muestreos hidroquímicos realizados en la boca de la galería Los Cepos ponen de manifiesto que la impermeabilización realizada en 2017 sigue siendo efectiva y que las aguas ácidas que surgen en este punto no proceden de la corta.

Contribución de los autores

Moreno-González: metodología, adquisición de datos, edición, figuras,

revisión del manuscrito, investigación/análisis,

Olías: estructura del trabajo, metodología, investigación/análisis, supervisión.

Cánovas: coordinación, revisión del manuscrito.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto "Infraestructuras científicas para la vigilancia y adaptación al cambio global en Andalucía (INDALO)" de la Junta de Andalucía.

Referencias

- Boehrer, B., Yusta, I., Magin, K., Sánchez España, J. (2016). *Science of The Total Environment*. 563–564, 468–477. <https://doi.org/jbvr>
- Castendyk, D.N. (2011). *Lessons learned from pit lake planning and development*. In: McCullough, C.D. (Ed.), *Mine Pit Lakes: Closure and Management*. Australian Centre for Geomechanics, University of Western Australia, pp. 15–28.
- Gonzalo y Tarín, J. (1888). *Descripción física, geológica y minera de la provincia de*

Huelva. Memorias de la Comisión del Mapa geológico de España, Tomo II, Madrid, p. 660.

Junta de Andalucía (1986). *Libro blanco la minería andaluza*. Dirección General de Industria Energía y Minas. Sevilla. 2 vol.

Moreno-Gonzalez, R., Olías, M., Macías, F., Canovas, C.R., Fernandez de Villaran, R. (2018). *Journal of Hydrology*. 566, 807–817. <https://doi.org/gfqqk3j>

Olías, M., Cánovas, C.R., Basallote, M.D., Macías, F., Pérez-López, R., Moreno-González, R., Millán-Becerro, R., Nieto, J.M. (2019). *Environmental Pollution*, 250, pp. 127–136.

<https://doi.org/hx69>

Penman, H. L. (1948). *Natural evaporation from open water, bare soil and grass*. Proc. Roy. Soc. London, A193, 120–146.

Pinedo Vara, I. (1963). *Piritas de Huelva. Su historia, minería y aprovechamiento*. Summa, Madrid.

Sánchez España, J., López Pamo, E., Santofimia, E., Aduvire, O., Reyes, J., Barrettino, D. (2005). *Applied Geochemistry*, 20, 1320–1356. <https://doi.org/bj27dm>

Sánchez España, J., López-Pamo, E., Santofimia, E., Diez, M., 2008. *Applied Geochemistry*. 23, 1260–1287.

<https://doi.org/bx8wgr>

Tratamiento pasivo de aguas ácidas con residuos generados al tratar efluentes industriales

Passive treatment of acidic water with wastes generated from industrial effluents treatment

Ricardo Millán-Becerro, Sara Romero-Cruz, Rafael León y Rafael Pérez-López

Departamento de Ciencias de la Tierra y Centro de Investigación en Recursos Naturales, Salud y Medio Ambiente (RENSMA).
Universidad de Huelva. Campus "El Carmen" s/n, 21071, Huelva (España).
ricardo.millan@dct.uhu.es; sara.romero689@alu.uhu.es; rafael.leon@dct.uhu.es; rafael.perez@dgeo.uhu.es

ABSTRACT

The "Ría de Huelva" estuary (SW Spain) is seriously polluted by acid mine leachates and phosphate fertilizer industry effluents. This work evaluates the effectiveness of calcite (CaCO_3)-rich solid wastes generated during the treatment of industrial effluents with the Dispersed Alkaline Substrate (DAS) technology, for the passive treatment of highly acidic and contaminated mine waters. The study consists of flowing the mine water through a column filled with a mixture of an alkaline reactive (i.e., calcite resulting from the treatment of phosphogypsum leachates) dispersed in an inert matrix (i.e., wood chips) to raise the pH of acidic water and consequently decrease the solubility of dissolved contaminants. The proposed treatment achieved the total removal of Al, Fe, Cu, Cd and rare earth elements and Y (REY). The solubility of the contaminants during the treatment was probably controlled by co-precipitation and/or adsorption processes onto Fe and Al oxyhydroxides-oxyhydroxysulfates. This work contributes to the minimization of the economic and environmental costs of mine water treatment with DAS technology.

Key-words: Acid Leachates, Dispersed Alkaline Substrate Technology, Column Experiment.

Geogaceta, 73 (2023), 59-62
<https://doi.org/10.55407/geogaceta95203>
 ISSN (versión impresa): 0213-683X
 ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

El Estuario de la Ría de Huelva, formado por la confluencia de los ríos Odiel y Tinto (SO de España), es considerado uno de los sistemas acuáticos más contaminados en todo el mundo (Papaslioti *et al.*, 2018). Las principales fuentes de contaminación al estuario son lixiviados de residuos con alto contenido en sulfuros presentes en los distritos mineros abandonados de la Faja Píritica Ibérica (FPI) y la balsa de fosfoyesos procedentes de la industria de fertilizantes fosfatados de Huelva (Pérez-López *et al.*, 2016; Cánovas *et al.*, 2021).

La FPI localizada en el suroeste de la Península Ibérica, es una de las provincias de sulfuros masivos más grandes y explotadas del mundo, con unas reservas originales del orden de 1700 Mt (Sáez *et al.*, 1999). La intensa actividad minera en

la región ha dejado como legado más de cien minas abandonadas y alrededor de unos 200 Mm³ de residuos en los que la presencia de sulfuros diseminados es evidente. La oxidación de estos residuos mineros origina lixiviados extremadamente ácidos y con alto contenido de SO_4^{2-} y metal(oid)es, conocidos como drenajes ácidos de mina (AMD). Estas aguas ácidas son recogidas por las cuencas de los ríos Odiel y Tinto, lo que provoca que ambos ríos estén fuertemente afectados por AMD, actuando como medios de transporte hacia el estuario de una elevada acidez y enormes cantidades de contaminantes tales como Fe, Zn, Cu, As o Cd (valores medios de 7922, 3475, 1721, 36, y 11 toneladas/año, respectivamente) (Olías *et al.*, 2006).

Otra fuente de contaminación al estuario es la balsa de fosfoyesos de Huelva, la cual contiene aproximadamente

RESUMEN

El estuario de la Ría de Huelva (SO de España) está seriamente contaminado por lixiviados ácidos de origen minero y efluentes de la industria de fertilizantes fosfatados. Este trabajo evalúa la eficacia de unos residuos sólidos ricos en calcita (CaCO_3) generados durante el tratamiento de efluentes industriales con la tecnología Sustrato Alcalino Disperso (DAS), para el tratamiento pasivo de aguas de mina altamente ácidas y contaminadas. El estudio consiste en hacer fluir el agua de mina a través de una columna rellena por una mezcla de un reactivo alcalino (i.e., calcita resultante del tratamiento de lixiviados de fosfoyesos) disperso en una matriz inerte (i.e., virutas de madera) para elevar el pH del agua ácida y así disminuir la solubilidad de los contaminantes disueltos. El tratamiento propuesto logró la eliminación total de Al, Fe, Cu, Cd y tierras raras e Y (REY). La solubilidad de los contaminantes durante el tratamiento fue probablemente controlada por procesos de co-precipitación y/o adsorción con oxihidróxidos-oxihidroxisulfatos de Fe y Al. Este trabajo puede contribuir a minimizar los costes económicos y ambientales del tratamiento de aguas de mina con la tecnología DAS.

Palabras clave: Lixiviados Ácidos, Tecnología Sustrato Alcalino Disperso, Experimento en Columna.

Fecha de recepción: 27/06/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

100 Mt del residuo apilados sobre 12 km² de suelos de marismas del río Tinto. Esta pila de residuos libera importantes volúmenes de efluentes ácidos (i.e., alrededor de 335,000 m³/año), resultantes de la lixiviación de los fosfoyesos, con alta carga de contaminantes disueltos (e.g., 42 ton/año de Fe, 12 ton/año de Zn, 6.9 ton/año de As, 1.8 ton/año de Cu y 1.6 ton/año de Cd, entre otros (Pérez-López *et al.*, 2016).)

Recientemente, Millán-Becerro *et al.* (2022) demostraron el éxito de la tecnología pasiva Sustrato Alcalino Disperso (DAS) para la eliminación de la acidez y los contaminantes disueltos en los lixiviados de fosfoyesos, utilizando como reactivo portlandita ($\text{Ca}(\text{OH})_2$). Durante el tratamiento DAS-($\text{Ca}(\text{OH})_2$), se originaron dos tipos de residuos sólidos separados físicamente a lo largo del sistema DAS; por un lado, un sólido compuesto fundamentalmente por brushita ($\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$),

que contiene altas concentraciones de impurezas tóxicas, y por otro lado, un sólido constituido principalmente por yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) y calcita (CaCO_3), y con nulo contenido en impurezas metálicas. La calcita es el principal reactivo alcalino utilizado en el tratamiento de aguas de mina altamente ácidas y contaminadas mediante la tecnología DAS (Orden *et al.*, 2021). Tecnología actualmente considerada como la mejor opción pasiva para tratar AMD severamente contaminado según criterios ambientales y económicos (Ayora *et al.*, 2013).

Debido a las fuertes presiones sociales y legislativas que rodean a la construcción del embalse de Alcolea, donde se pretende acumular agua para su uso en regadío, pese a las controversias existentes entre sus promotores que presuponen la buena calidad química de las aguas almacenadas y la comunidad científica que advierte sobre la acumulación de aguas ácidas y contaminadas (Olías *et al.*, 2011); así como a la necesidad de cumplir con la Directiva Marco del Agua Europea (WFD, 2000/60/CE) para el año 2027, en la cuenca del río Odiel se pretenden implementar diversas plantas de tratamiento pasivo DAS, similares a las actualmente localizadas en Mina Con-

cepción y Mina Esperanza (Martínez *et al.*, 2019, Orden *et al.*, 2021). Como se mencionó anteriormente, la calcita es uno de los principales reactivos alcalinos utilizados en las plantas de tratamientos pasivos DAS. Sin embargo, su uso implica costes tanto económicos como ambientales debido a que se trata de un recurso comercial que debe ser extraído. Por lo tanto, el uso de residuos alcalinos de bajo coste que pudiesen sustituir a los reactivos comerciales sería especialmente atractivo, mejorando la sostenibilidad ambiental y económica del tratamiento.

El objetivo de este estudio es evaluar el comportamiento de la acidez y los principales contaminantes disueltos en el AMD durante un tratamiento pasivo DAS utilizando como reactivo alcalino, calcita neoformada durante el tratamiento de lixiviados de fosfoyesos. El lixiviado tratado fue muestreado en la parte media de la cuenca del río Odiel, justo en el punto que alimentará a la futura presa de Alcolea (Fig. 1), donde se desea almacenar agua para su empleo en regadío. La idea propuesta en este trabajo es especialmente atractiva desde un punto de vista ambiental ya que se pretende utilizar el residuo sólido procedente del tratamiento de un lixiviado de origen industrial para a su vez depurar un lixiviado minero, fomentando una economía circular.

Metodología y materiales

En el laboratorio, se realizó un experimento en columna para tratar AMD

(Fig. 2). El sistema consistió en un tanque de almacenamiento de 5 L conectado a una bomba peristáltica que condujo el agua ácida con un caudal constante de 0.3 mL/min hasta la parte superior de la columna reactiva (40 cm de altura y 6 cm de diámetro), rellena con 20 cm de material reactivo DAS (80% (v/v) virutas de madera y 20% (v/v) residuo sólido rico en calcita resultante del tratamiento de lixiviados relacionados con los fosfoyesos). El AMD fluyó a través de la columna y salió por una tubería de drenaje hacia un vaso de decantación (7 cm de altura y 9 cm de diámetro), con una capacidad de 445 cm³. La parte inferior de la columna se llenó con una capa de 3 cm de perlas de vidrio (3 mm de diámetro) para favorecer el drenaje.

Se tomaron muestras de agua diarias en diferentes puntos del sistema de tratamiento; entrada y salida de la columna DAS y recipiente de decantación. Se midieron in situ diferentes parámetros físico-químicos tales como pH, conductividad eléctrica (CE), potencial redox (ORP) y temperatura con un equipo portátil multiparamétrico CRISON MM 40⁺.

Las soluciones muestreadas se filtraron y se acidularon con HNO_3 ultrapuro (2%) a $\text{pH} < 1$ para el análisis de cationes. Las concentraciones de los elementos mayoritarios fueron determinadas por espectroscopía de emisión atómica con plasma acoplado inductivamente (ICP-AES) y los elementos trazas fueron analizados por espectroscopía de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). Se mostrarán los resultados obtenidos en los primeros 14 días de experimento.

Los índices de saturación (IS) de fases minerales sobresaturadas que podrían estar controlando la solubilidad de los contaminantes durante el experimento se estimaron con el código geoquímico PHREEQC 3.0 (Parkhurst y Appelo, 2013).

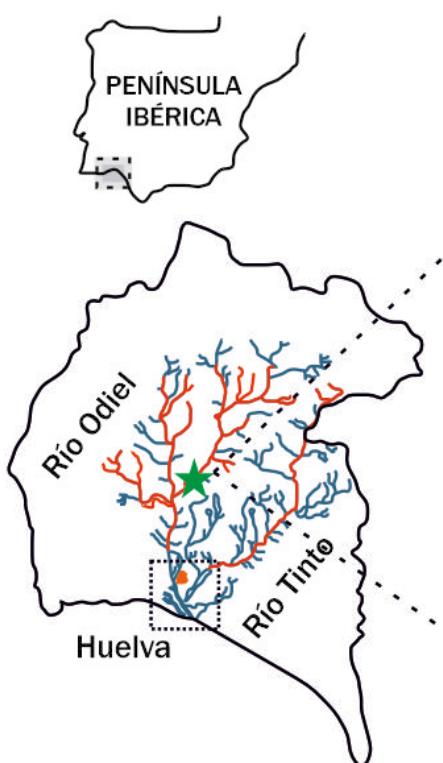


Fig. 1.- Localización geográfica del punto donde se tomó la muestra de AMD para este estudio. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geographic location of the point where the AMD sample was taken for this study. See color figure in the web.



Sotiel Coronada
37°35'N; 6°50'0"

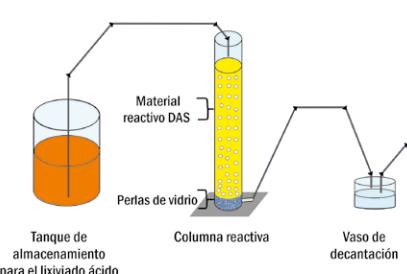


Fig. 2.- Esquema del sistema de tratamiento DAS. Ver figura en color en la web.

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

Resultados y discusión

Evolución química durante el tratamiento DAS

El AMD muestreado mostró alta acidez (pH 2.73) y altas concentraciones de contaminantes disueltos, *i.e.*, SO_4 (2090 mg/L), Al (100 mg/L), Zn (26 mg/L), Fe (14 mg/L), Cu (9 mg/L), Co (844 $\mu\text{g}/\text{L}$), Ni (406 $\mu\text{g}/\text{L}$) y Cd (125 $\mu\text{g}/\text{L}$). El lixiviado ácido también contiene elementos de alto interés económico, los llamados metales tecnológicos, tales como tierras raras e Y (REY), con concentraciones de 488 $\mu\text{g}/\text{L}$ y 347 $\mu\text{g}/\text{L}$ para el sumatorio de tierras raras ligeras (ΣLREE ; La-Gd) y sumatorio de tierras raras pesadas (ΣHREE ; Tb-Lu, más Y), respectivamente.

Durante el tratamiento, la disolución de la calcita elevó el pH del AMD a valores promedios de 7.9. Este fuerte aumento de pH provocó una disminución en la concentración de la mayoría de los contaminantes contenidos en el lixiviado ácido. El ambiente alcalino logró la retención total del Al, Fe, Cu, Cd y REY los 14 días del experimento (Fig. 3A y B). Además, se alcanzaron porcentajes de eliminación próximos al 100% para el Zn durante los 4 primeros días, sin embargo, este porcentaje disminuyó hasta valores cercanos al 50% durante el resto del experimento (Fig. 3A). Por otra parte, las tasas de eliminación de Co y Ni fueron cercanas al 100% los 2 primeros días, sin embargo, las concentraciones en solución permanecieron altas durante el resto del experimento (Fig. 3B).

Modelización geoquímica

La disminución en las concentraciones de Fe y Al disueltas en el AMD durante el tratamiento alcalino, puede ser debido a la precipitación de oxihidróxidos y oxihidroxisulfatos, *i.e.*, schwertmannita ($\text{Fe}_{16}\text{O}_{16}(\text{OH})_{12}(\text{SO}_4)_2$), lepidocrocita ($\text{FeO}(\text{OH})$) y diáspero ($\text{AlO}(\text{OH})$), sobre-saturados en las soluciones resultante del tratamiento de acuerdo al código PHREEQC (Fig. 4). Además, el descenso en la concentración de Al podría ser también atribuido a la precipitación de basaluminita ($\text{Al}_4(\text{SO}_4)_5(\text{OH})_{10} \cdot 5(\text{H}_2\text{O})$) (Orden *et al.*, 2021). La precipitación de estas fases minerales de Fe y Al podrían estar también controlando, al menos parcialmente, la retención otros metales tales como Zn, Cu, Co, Ni, Cd y REY, debido a procesos de co-precipitación y/o adsorción (Orden *et al.*, 2021). Además, la disminución en

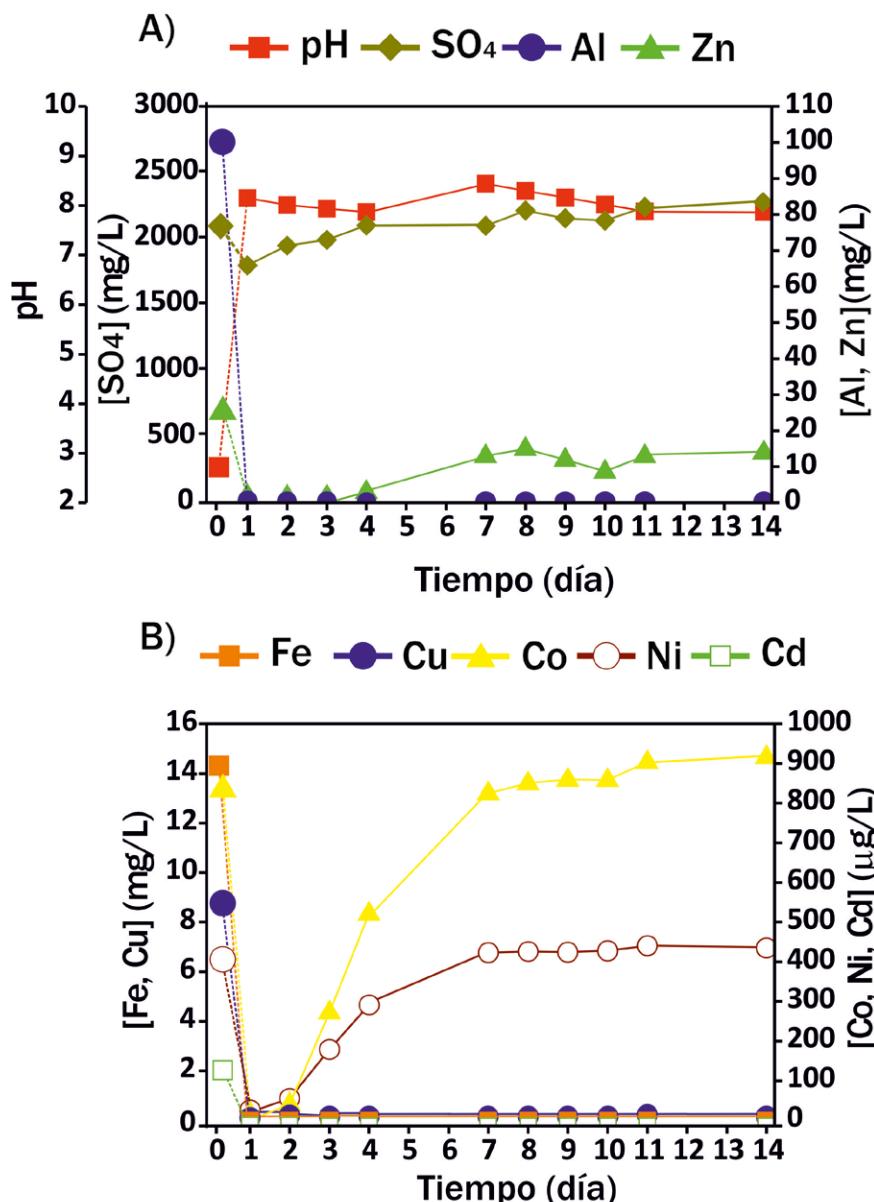


Fig. 3.- Evolución del pH y de la concentración de salida de los principales contaminantes disueltos en el AMD durante el tratamiento DAS. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Evolution of pH and main pollutant concentrations dissolved in the AMD during the DAS treatment. See color figure in the web.

la concentración de Zn y Cu podría estar controlada por la precipitación de fases carbonatadas (*e.g.*, hidrocincita ($\text{Zn}_5(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_6$) y malaquita ($\text{Cu}_2(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$), sobre-saturadas según PHREEQC (Fig. 4).

Evaluación de la calidad del agua

Para mostrar la mejora en la calidad del agua obtenida durante el tratamiento DAS, se ha empleado un diagrama Ficklin modificado (Fig. 5), comúnmente utilizado para clasificar AMD en función del pH y su contenido metálico (Ficklin *et al.*, 1992; Ríos *et al.*, 2008). El AMD antes del tratamiento se clasificó como altamente acido y extremadamente metálico (AA-EM). Una vez el lixiviado ácido fluyó

a través del sistema de tratamiento DAS, se produjo una mejora en su calidad química, alcanzando el campo circumneutral aunque con alto contenido metálico como valores promedios (Fig. 5).

En este mismo sentido, las concentraciones medias de los principales contaminantes analizados a la salida del sistema de tratamiento DAS fueron comparados con los valores umbral para esos elementos en agua de regadío (Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO); Ayers y Westcot, 1985). El agua tratada mostró concentraciones de Fe, Al, Cu y Cd por debajo de los niveles umbral recomendados por la FAO para aguas de regadío. Sin embargo, se requieren tratamientos adicionales

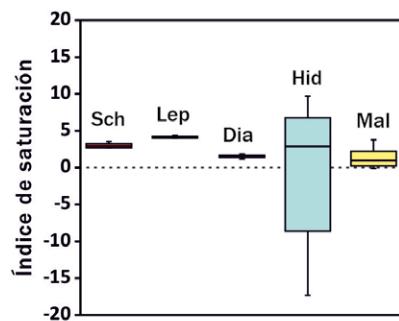


Fig. 4.- Diagrama de caja y bigotes que muestra los índices de saturación de los minerales sobresaturados según PHREEQC para las soluciones derivadas del tratamiento DAS. Sch: schwertmannita, Lep: lepidocrocita, Dia: diaspore, Hid: hidrocincita, Mal: malachita. Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- Box and whisker diagrams showing saturation indices of the supersaturated minerals calculated according to PHREEQC code for the solutions derived from the DAS treatment. Sch: schwertmannite, Lep: lepidocrocite, Dia: diasporite, Hid: hydrozincite, Mal: malachite. See color figure in the web.

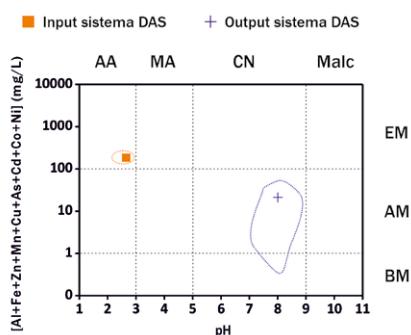


Fig. 5.-Diagrama de Ficklin modificado para el sistema de tratamiento DAS. AA: alta acidez, MA: moderada acidez, CN: circunneutral, Malc: moderada alcalinidad. EM: extremadamente metálica, AM: alto contenido metálico, BM: bajo contenido metálico. Los símbolos son los valores medios y las áreas definidas por líneas discontinuas son los datos correspondientes a 14 días de experimento. Ver figura en color en la web.

Fig. 5.- Modified Ficklin diagram for the DAS treatment systems AA: high acidity, MA: moderate acidity, CN: near neutral, Malc: moderate alkalinity, EM: extreme metallic, AM: high metallic, BM: low metallic. The symbols are the average values and the areas defined by dashed lines are the values measured during 14 days of experiment. See color figure in the web

para disminuir Zn, Co and Ni por debajo de los niveles regulados.

Conclusiones

El objetivo principal de este trabajo de investigación ha sido evaluar la eficiencia

de unos residuos ricos en calcita, generados durante el tratamiento de lixiviados de la industria de fertilizantes fosfatados, para la depuración de drenajes ácidos de mina. El tratamiento propuesto ha logrado la retirada total de Al, Fe, Cu y Cd, durante los 14 días de experimento. Así como porcentajes de retención próximos al 100% para Zn durante los 4 primeros días, disminuyéndose a la mitad durante el resto del experimento. Sin embargo, las concentraciones de Co y Ni sólo se vieron afectadas por el tratamiento durante los primeros días de experimento. Por otra parte, el tratamiento alcalino logró la retirada total de REY, de alto valor económico. La solubilidad de estos elementos podría estar controlada por la precipitación de oxihidróxidos-oxihidroxisulfatos de Fe y Al.

En resumen, este trabajo muestra de manera preliminar la viabilidad del tratamiento de AMD mediante el uso de la tecnología DAS, utilizando como reactivo alcalino un residuo sólido resultante del tratamiento de lixiviados de fosfoyesos. Así, esta investigación podría fomentar una economía circular, además de contribuir a mejorar la sostenibilidad tanto ambiental como económica del tratamiento de AMD con la tecnología DAS.

Contribución de los autores

Millán-Becerro: investigación/análisis, edición, figuras. **Romero-Cruz:** metodología, adquisición de datos. **León:** adquisición de datos, edición. **Pérez-López:** coordinación, supervisión, revisión del manuscrito.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación a través del proyecto TRAMPA (PID2020-119196RB-C21) y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional y la Universidad de Huelva a través del proyecto EM-FHA-SIST (FEDER; UHU-1253533). Nos gustaría también dar las gracias a Aitor Cambeses (Editor adjunto) y a dos revisores anónimos por las correcciones y comentarios aportados, los cuales nos han ayudado a mejorar la calidad del manuscrito original.

Referencias

- Ayers, R.S., Westcot, D.W. (1985). Water Quality for Agriculture, vol. 29. Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Cánovas, C.R., Basallote, M.D., Macías, F., Olías, M., Pérez-López, R., Ayora, C. y Nieto, J.M. (2021). *Science of the Total Environment*, 764, 143796. <https://doi.org/kbg7>
- Ficklin, W.H., Plumlee, G.S., Smith, K.S. y McHugh, J.B. (1992). Geochemical classification of mine drainages and natural drainages in mineralized areas. Proceedings of the 7th International Symposium on Water Rock Interaction, pp. 381-384. Park City, Utah.
- Martínez, N.M., Basallote, M.D., Meyer, A., Cánovas, C.R., Macías, F. y Schneider, P. (2019). *Journal of Cleaner Production*, 211, 1100-1111. <https://doi.org/kbg8>
- Millán-Becerro, R., Macías, F., Cánovas, C.R., Pérez-López, R. y Fuentes-López J.M. (2022). *Chemosphere*, 133876. <https://doi.org/kbsf>
- Olías, M., Cánovas, C.R., Nieto, J.M. y Sarmiento, A.M. (2006). *Applied Geochemistry*, 21, 1733-1749. <https://doi.org/chjt5n>
- Olías, M., Nieto, J.M., Sarmiento, A.M., Cánovas, C.R. y Galván, L. (2011). *Water Resources Management*, 25(1), 201-215. <https://doi.org/dbm984>
- Orden, S., Macías, F., Cánovas, C.R., Nieto, J.M., Pérez-López, R. y Ayora, C. (2021). *Journal of Environmental Management*, 280, 111699. <https://doi.org/h2km>
- Papaslioti, E.M., Pérez-López, R., Parviainen, A., Sarmiento, A.M., Nieto, J.M., Marchesi, C. y Garrido, C.J. (2018). *Marine Pollution Bulletin*, 127, 695-703. <https://doi.org/gc9xfx>
- Parkhurst, D.L. y Appelo, C.A.J. (2013). Description of input and examples for PHREEQC version 3—a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. <https://pubs.usgs.gov/tm/06/a43/>
- Pérez-López, R., Macías, F., Cánovas, C.R., Sarmiento, A.M. y Pérez-Moreno, S.M. (2016). *Science of the Total Environment*, 553, 42-51. <https://doi.org/f8hnjp>
- Ríos, C.A., Williams, C.D. y Roberts, C.L. (2008). *Journal of Hazardous Materials*, 156, 23-35. <https://doi.org/cdrd3w>
- Sáez, R., Pascual, E., Toscano, M. y Almodóvar, G.R. (1999). *Mineralium Deposita*, 34, 549-570. <https://doi.org/cmx364>

Reducción de los aportes difusos de Drenaje Ácido de Mina de la Mina de Riotinto a las cuencas de los ríos Odiel y Tinto (Huelva)

Reduction of the diffuse contributions of Acid Mine Drainage from the Riotinto Mine to the Odiel and Tinto river basins (Huelva)

Rafael León¹, Jonatan Romero-Matos¹, Francisco Macías¹, Emilio Sanjuan² y José Miguel Nieto¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra y Centro de Investigación en Recursos Naturales, Salud y Medio Ambiente. Universidad de Huelva, 21071, Huelva, España.

rafael.leon@dct.uhu.es, jonatan.romero@dct.uhu.es, francisco.macias@dgeo.uhu.es, jmnieta@uhu.es.

² Atalaya Mining-Proyecto Riotinto, La Dehesa s/n, 21660 Minas de Riotinto, Huelva. emilio.sanjuan@atalayamining.com.

ABSTRACT

Water pollution by acid mine drainage is a great concern worldwide, especially in historical mining areas where little or no waste management was done. The Riotinto Project is an example of a historical mining area where environmental liabilities greatly pollute the Tinto and Odiel rivers basins. European water regulations and the environmental permit (Autorización Ambiental Unificada) granted to the new operator (Atalaya Mining) enforce action to face this inherited problem. In this regard, the new company has implemented preliminary measures focused on the closure of galleries and has established an integral management system for drainage waters with the aim of reducing the flows generated as much as possible. After monitoring different discharge points in both basins and evaluating the chemical and hydrological results, it can be concluded that since the reopening of the mine in 2015, the previous hydrological trend and behaviour has been broken, reducing the flows and metallic load contributed to the rivers. This is considered as a fundamental first step to mitigate the environmental liabilities pollution-derived in the area.

Key-words: Environmental liabilities, Iberian Pyrite Belt, Comprehensive water management.

Geogaceta, 73 (2023), 63-66

<https://doi.org/10.55407/geogaceta95136>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Los drenajes ácidos de mina (por sus siglas en inglés, AMD) son uno de los grandes problemas a nivel mundial asociados a la minería de depósitos de sulfuros, provocando la contaminación de aguas superficiales y subterráneas como resultado de una mala o nula gestión de los residuos generados, lo que ocurre especialmente en áreas mineras históricas (Akçil y Koldas, 2006). Estos lixiviados se generan durante la disolución oxidativa de la pirita, junto con otros sulfuros menos abundantes, al ser expuestos a la acción de la atmósfera (agua y oxígeno) y microorganismos.

La Faja Pirítica Ibérica (FPI) es una de las mayores provincias metalogénicas del

mundo (>1700 Mt de reservas; Sáez et al., 1999), donde su explotación a lo largo de la historia, especialmente intensa a partir de la segunda mitad del siglo XIX (Olías y Nieto, 2015), ha dejado un vasto legado de galerías, escombreras, o cortas inundadas, entre otros, que favorecen la generación de AMD en la región. En este sentido, los ríos Tinto y Odiel, que discurren por materiales de la FPI, son un caso único a escala mundial de AMD debido a sus condiciones extremas de pH y concentración en metal(oid)es.

A raíz del establecimiento de la Directiva Marco del Agua (Directiva 2000/60/CE), se define un marco de actuación en la Unión Europea en política de aguas. Mediante esta normativa se exige a los estados miembros la consecución del buen estado ecológico de todas las ma-

RESUMEN

La contaminación del agua por drenaje ácido de mina supone una gran preocupación a nivel mundial, especialmente en áreas de minería histórica donde la gestión de los residuos fue poca o nula. La Mina de Riotinto es un ejemplo de área minera histórica donde una gran cantidad de pasivos ambientales deterioran las cuencas de los ríos Tinto y Odiel. La normativa europea en materia de aguas y la Autorización Ambiental Unificada otorgada al nuevo operador (Atalaya Mining) hacen necesario atajar este problema heredado. Para ello, la empresa Atalaya Mining ha realizado medidas preliminares enfocadas al cierre de túneles vertientes y una gestión integral de las aguas de drenaje para reducir al máximo los caudales generados. Tras la monitorización de diferentes puntos de control en ambas cuencas y la evaluación de los resultados químicos e hidrológicos, se puede concluir que desde la reapertura de la mina en 2015 se ha roto la tendencia y comportamiento hidrológico previos, reduciéndose los caudales y carga metálica aportada a los ríos, como un primer paso fundamental en la mitigación de la contaminación derivada de los pasivos ambientales en la zona.

Palabras clave: Pasivos ambientales, Faja Pirítica Ibérica, Gestión integral del agua.

Fecha de recepción: 24/06/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

glas en inglés, DAS; Ayora et al., 2013) a las aguas difusas originadas en áreas no operativas de la mina de Riotinto, principalmente vertientes a la cuenca del río Odiel, que suponen un aporte continuo de contaminantes. Previamente a la aplicación de esta tecnología, ampliamente testada (Orden et al., 2021), la empresa ha llevado a cabo medidas de actuación preliminares con el objeto de reducir significativamente los caudales y, por tanto, la carga disuelta de metal(oides)es. Entre estas medidas destacan:

a) Cierre de túneles históricos que aportaban cierto caudal tanto a la cuenca del Tinto (Túneles 11 y 16), como a la del Odiel (Túnel 5).

b) Desvío de pluviales y mejora en los canales de gestión de escorrentías.

c) Mantenimiento de los niveles en las cortas (evitando que se llegue a la cota de vertido) utilizando el agua de estas para el proceso de beneficio del mineral.

d) Gestión integral del agua de drenaje de residuos mineros de las instalaciones.

Ante esta situación, el objetivo de este trabajo se centra en el análisis de la eficacia de dichas actuaciones en la mitigación

de la carga contaminante de las aguas difusas, como primer paso en la monitorización de la cuenca vertiente y el estudio de los posibles emplazamientos de futuras plantas de tratamiento DAS.

Metodología

Existe una amplia base de datos analíticos de las cuencas de los ríos Odiel y Tinto generada en los últimos 20 años (Cánovas et al., 2007; Nieto et al., 2007; Olías et al., 2004, 2016; Sarmiento et al., 2009), sin embargo, estos estudios de calidad de aguas se han realizado a escala de toda la cuenca vertiente. Desde su apertura en 2015, Atalaya Mining inició una monitorización de los vertidos de aguas difusas generadas dentro de la concesión hacia las cuencas de los ríos Odiel y Tinto. Este seguimiento incluye por tanto una red más amplia de puntos de muestreo, así como una gran resolución temporal (enero de 2015 – diciembre de 2021, muestreo quincenal), permitiendo analizar con detalle la evolución en la calidad de estas aguas vertientes desde el inicio de las operaciones hasta la actualidad.

En cuanto a los puntos que han sido monitorizados, existen unos de especial relevancia debido a su impacto sobre la calidad de las aguas vertientes, tanto en la cuenca del río Odiel como del río Tinto. En la primera destaca el nacimiento del río Tintillo (CO20) que, junto con otros drenajes menores, procedentes de las antiguas escombreras al oeste de Corta Atalaya (CO10 y CO30), son recogidos en el punto de muestreo CO50. Además, también se ha muestreado el arroyo de la Gangosa (CO40), afectado por el AMD procedente de la escombrera norte de Corta Atalaya. En la cuenca del río Tinto, destacan los drenajes originados en las escombreras no operativas al Sur y Este de la corta de Cerro Colorado (CT50-1 y CT50-2), además de otros menores procedentes de las escombreras al norte de esta (CT10, CT20 y CT30).

En los diferentes puntos de muestreo se ha calculado la carga contaminante mediante el parámetro CCt, que resulta de multiplicar el Índice de Contaminación metálica (ICM), o concentración media de 8 metales (As, Cd, Cu, Cr, Ni, Pb, Hg y Zn), seleccionados por ser los que apa-

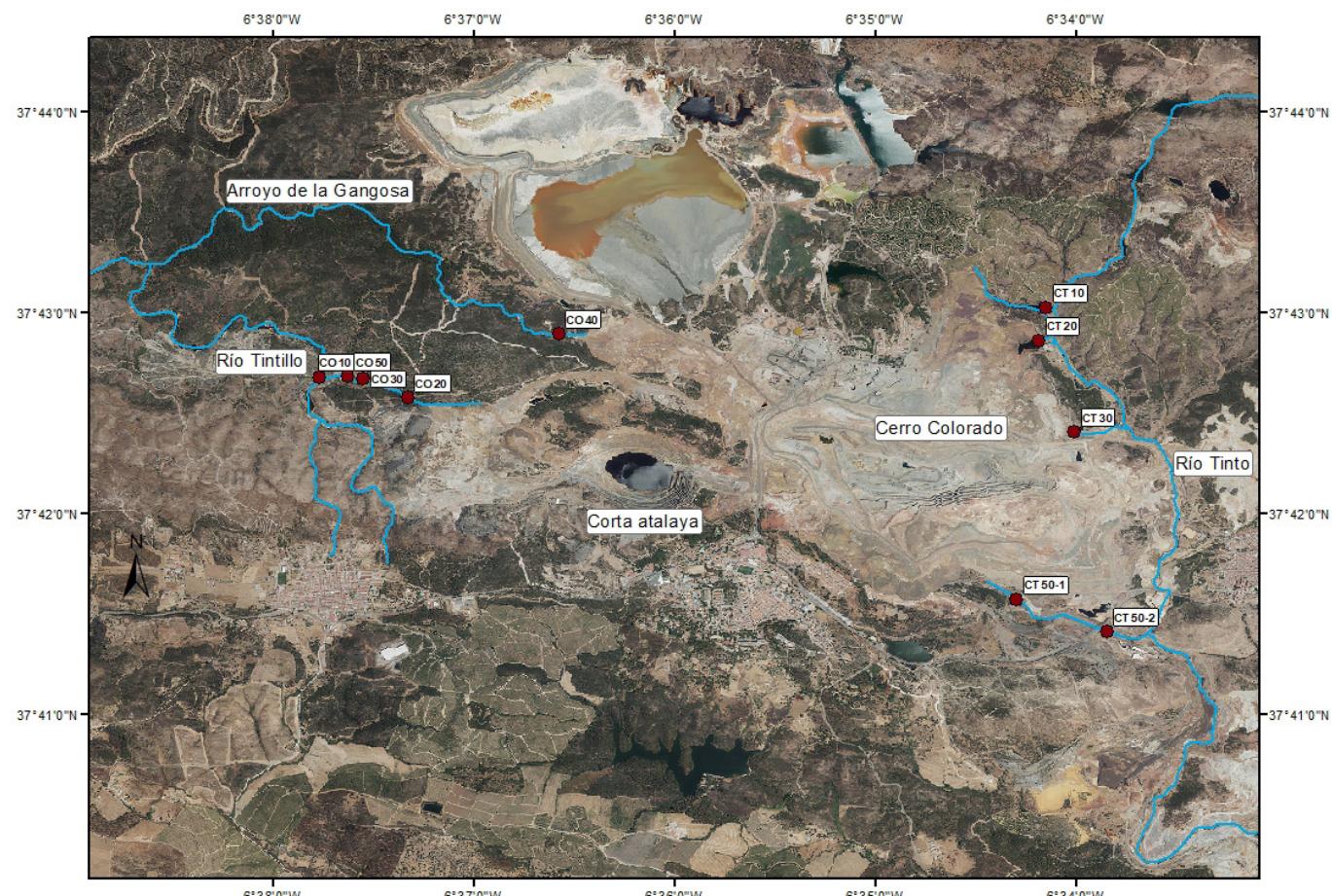


Fig. 1.- Localización de los puntos de muestreo en el entorno del Proyecto de Explotación de Riotinto. Ver figura en color en la web.
Fig. 1.- Location of the sampling points in the surroundings of the Riotinto Mining Project. See color figure in the web.

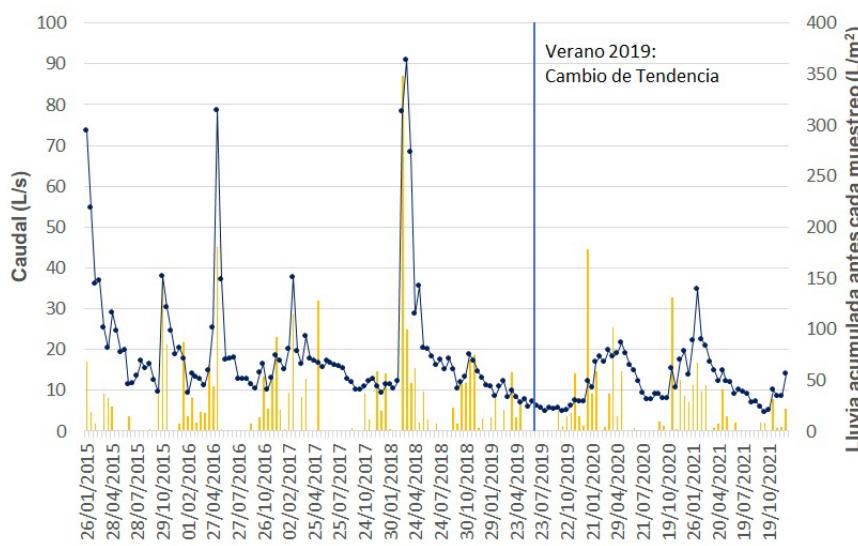


Fig. 2.- Evolución temporal del caudal y la lluvia acumulada (15 días previos) en punto de muestreo de la cuenca del río Odiel (CO20). Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Temporal evolution of the flow and accumulated rainfall (previous 15 days) at sampling point in the Odiel (CO20) river basin. See color figure in the web.

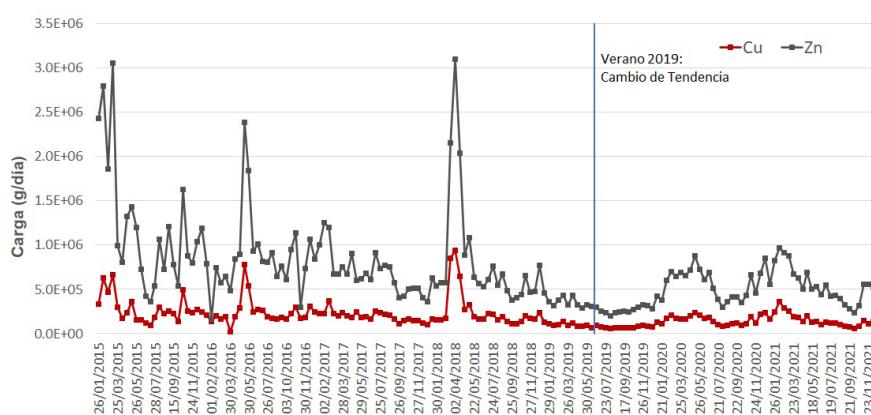


Fig. 3.- Evolución de la carga de Zn y Cu en el punto CO20 durante el periodo de estudio. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Evolution of the Zn and Cu load at the CO20 point during the study period. See color figure in the web.

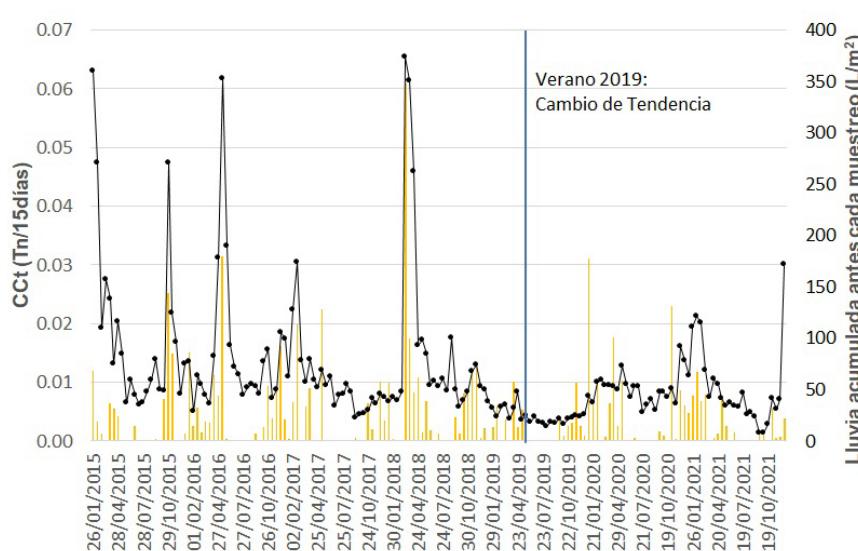


Fig. 4.- Evolución temporal de CCt y la lluvia acumulada (15 días previos) en punto de muestreo de la cuenca del río Odiel (CO20). Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- Temporal evolution of CCt and accumulated rainfall (previous 15 days) at sampling point in the Odiel (CO20) river basin. See color figure in the web.

recen incluidos en la AAU, por el caudal aportado al medio durante un período "t" (15 días, coincidiendo con el período entre muestreos).

Resultados

Comportamiento Hidrológico

Si se comparan los caudales medidos en cada punto con la precipitación acumulada durante los 15 días previos al muestreo se puede observar una clara correlación. La figura 2 muestra tal evolución temporal para la cuenca del Odiel. Existe una buena correlación entre las precipitaciones y los picos de caudal, incrementándose rápidamente tras los eventos pluviométricos. Sin embargo, a partir del verano de 2019, esa tendencia se rompe, observándose un desfase de 2-3 meses entre los picos máximos de precipitaciones y de caudal, que no llegan a niveles tan altos como en los eventos anteriores.

Esta misma tendencia es también reflejada tanto para la carga de los metales mayoritarios (e.g. Cu y Zn en el punto CO20; Fig 3) como para la CCt de los diferentes puntos de muestreo (Fig. 4). Ambas figuras muestran como el comportamiento de las concentraciones de Zn y Cu sigue la misma evolución que la CCt, coincidiendo picos de concentración con eventos pluviométricos. De nuevo, a partir de 2019 se observa un desfase temporal entre dichas lluvias y los aumentos de caudal y de CCt (Fig. 3 y 4). Además, la magnitud del incremento de la carga es muy inferior a los eventos anteriores, dónde aumentaba de manera proporcional al incremento de precipitaciones.

El cambio en la respuesta hidrológica es claro, parece indicar que hasta el verano de 2019 el sistema está controlado fundamentalmente por la escorrentía superficial de las precipitaciones, provocando aumentos fuertes de caudal y carga metálica. A partir de esa fecha, motivado especialmente por las medidas destinadas a eliminar/disminuir dicha escorrentía superficial, la respuesta es mucho más lenta y apunta a la existencia de acuíferos antrópicos. Estos acumulan el agua de las precipitaciones a modo de reservorios liberándola paulatinamente, con tiempos de residencia de varios meses. Estos acuíferos ya estarían activos previamente, pero su respuesta hidrológica estaría enmascarada por los eventos de avenida, y estarían formados por todo

el sistema de escombreras que existen tanto al norte como fundamentalmente al oeste de Corta Atalaya, en el caso de la cuenca del Odiel, y al este de la corta de Cerro Colorado, en la cuenca del Tinto.

Evolución de la Carga Contaminante

Para analizar en detalle la evolución interanual de la carga contaminante aportada a las cuencas de los ríos Tinto y Odiel se ha utilizado el parámetro CCBase, que es la suma de las cargas contaminantes de cada periodo durante un año natural (teniendo en cuenta los CCt de los 8 parámetros recogidos en la AAU). En la Figura 5 se representa la CCBase, normalizando esos valores mediante la división entre la precipitación anual de cada año con objeto de eliminar la influencia de la variabilidad pluviométrica, tanto para la cuenca del Tinto como la del Odiel, desde la reapertura de la mina en 2015 hasta 2021. La evolución de este parámetro muestra como independientemente de las oscilaciones de las precipitaciones anuales, existe una clara tendencia descendente de la CCBase en ambas cuencas, siguiendo el mismo patrón que la CCt.

Conclusiones

El análisis e interpretación de los datos históricos de aguas difusas de la zona de estudio y su evolución temporal arrojan como principal conclusión que las actuaciones realizadas por Atalaya Mining en las cuencas de drenaje de los ríos Odiel y Tinto, dentro de las instalaciones de la mina de Riotinto, han supuesto un cambio radical en el comportamiento hidrológico de la zona, especialmente en su respuesta a los eventos de precipitación intensa.

Con anterioridad al desarrollo de estas actuaciones, las cuencas vertientes de los ríos Odiel y Tinto presentaban una respuesta hidrológica casi inmediata a los eventos de precipitación intensa (cada vez más comunes y relevantes en climas mediterráneos), traduciéndose esta respuesta en el aumento de caudal y carga metálica de los vertidos de aguas difusas.

Como consecuencia fundamentalmente del sellado de Túnel 5 y la construcción de canales perimetrales para el desvío de pluviales, evitando que estos entren en contacto con las escombreras, se produce un cambio en la respuesta hidrológica del sistema. A partir de este

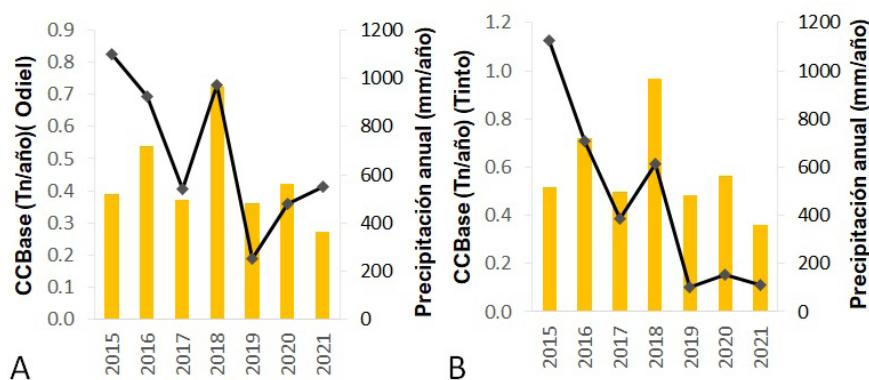


Fig. 5.- Evolución de CCBBase de los vertidos a la cuenca del río Odiel (A) y al río Tinto (B), desde la reapertura de la mina a la actualidad. Ver figura en color en la web.

Fig. 5.- Evolution of CCBBase of discharges to the Odiel river basin (A) and to the Tinto River (B), from the reopening of the mine to the present. See color figure in the web.

momento (verano de 2019), la escorrentía superficial asociada a los eventos de precipitación deja de ser el principal mecanismo de interacción entre las precipitaciones y los residuos con capacidad de producir acidez y liberación de metales. Gran parte de la escorrentía superficial ya no llega a las escombreras no operativas, y por tanto, éstas son recargadas únicamente mediante la precipitación directa que cae sobre estas. Esto supone una importante disminución de la cantidad de agua que entra en contacto con las escombreras pasivas, lo que se traduce en una disminución del caudal y la carga de los aportes que se originan en estas, por lo que se puede concluir que el proyecto de reapertura y operación de la mina de Riotinto ha reducido de manera significativa los drenajes desde el reinicio de la actividad minera, dando un paso fundamental en la eliminación de los vertidos procedentes de pasivos a las cuencas del río Odiel y Tinto.

Contribución de los autores

Rafael León: estructura del trabajo, metodología; **Jonatan Romero-Matos:** estructura del trabajo, metodología; **Francisco Macías:** coordinación, revisión del manuscrito; **Emilio Sanjuan:** adquisición de datos, supervisión; y **José Miguel Nieto:** coordinación, revisión del manuscrito.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el contrato con la empresa Atalaya Riotinto Minera titulado "Estudio y modelización de los aportes difusos de drenaje ácido de mina del Proyecto Riotinto

a la cuenca del Odiel para el diseño de futuras medidas de tratamiento", de referencia OTRI 62/2021.

Referencias

- Akcil, A., y Koldas, S. (2006). *Journal of cleaner production*, 14(12-13), 1139-1145. <https://doi.org/dr2fjz>
- Ayora, C., Caraballo, M. A., Macías, F., Rötting, T. S., Carrera, J., y Nieto, J. M. (2013). *Environmental Science and Pollution Research*, 20(11), 7837-7853. <https://doi.org/f5d97p>
- Cánovas, C.R., Olías, M., Nieto, J.M., Sarmiento, A.M., y Cerón, J.C. (2007). *Science of The Total Environment* 373, 363-382. <https://doi.org/fn7z3m>
- Nieto, J.M., Sarmiento A.M., Olías, M., Cánovas, C.R., Riba, I., Kalman, J., y Delvalls, T.A. (2007). *Environment International* 33, 445-455. <https://doi.org/fh2m3d>
- Olías, M., y Nieto, J. M. (2015). *Environments*, 2(3), 295-316. <https://doi.org/gj7tnw>
- Olías, M., Nieto, J.M., Sarmiento, A.M., Cerón, J.C., y Cánovas, C.R. (2004). *Science of The Total Environment* 333, 267-281. <https://doi.org/bqgpzb>
- Olías, M., Nieto, J.M., Pérez-López, R., Cánovas, C.R., Macías, F., Sarmiento, A.M., y Galván, L. (2016). *Catena* 137, 12-23. <https://doi.org/h2kj>
- Orden, S., Macías, F., Cánovas, C. R., Nieto, J. M., Pérez-López, R., y Ayora, C. (2021). *Journal of environmental management*, 280, 111699. <https://doi.org/h2km>
- Sáez, R., Pascual, E., Toscano, M., y Almodóvar, G. R. (1999). *Mineralium Deposita*, 34(5), 549-570. <https://doi.org/cmx364>
- Sarmiento, A.M., Nieto, J.M., Olías, M., y Cánovas, C.R. (2009). *Applied Geochemistry* 24, 697-714. <https://doi.org/dcg6n6>

Petrografía y química mineral de los enclaves de granulitas del volcán de La Encomienda (Campo Volcánico de Calatrava)

Petrography and mineral chemistry of granulite enclaves from the La Encomienda volcano (Calatrava Volcanic Field)

David Orejana¹, María García-Rodríguez¹ y Carlos Villaseca¹

¹ Departamento de Mineralogía y Petrología (Universidad Complutense de Madrid). C/ José Antonio Novais 12, 28040, Madrid; dorejana@ucm.es; magarc40@ucm.es; granito@ucm.es

ABSTRACT

The granulite xenoliths from the La Encomienda volcano (Calatrava Volcanic Field) represent a felsic peraluminous suite. Mineral chemistry allows estimating temperature and pressure conditions in the range of 883-889 °C and 0.76-0.84 GPa, in accordance with a lower crustal derivation (25-28 km). These enclaves are charnockitic, metasedimentary and metagranitic granulites. Their petrography and mineral chemistry indicate an igneous (intermediate-acid composition) or sedimentary origin for the protoliths. When comparing with granulite xenoliths from the Spanish Central System (SCS), it is apparent that Calatrava granulites did not attain the ultra-high temperature conditions characteristic of the SCS xenoliths, although both regions point to a mainly felsic nature of the lower crust under the Central Iberian Zone.

Key-words: Felsic granulites, Calatrava Volcanic Field, Lower crust, Mineral chemistry.

Geogaceta, 73 (2023), 67-70
<https://doi.org/10.55407/geogaceta95437>
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

En la Zona Centro Ibérica (Macizo Ibérico) se han encontrado xenolitos corticales de origen profundo en dos áreas: el Sistema Central Español (SCE) y el Campo Volcánico de Calatrava (CVC). Estos xenolitos se encuentran incluidos en magmas máficos o ultramáficos de afinidad alcalina y edad Pérmico (SCE) o Plioceno-Pleistoceno (CVC). Su tipología y composición es muy heterogénea, pero fundamentalmente felsica. Se han reconocido granulitas metapelíticas y metaígneas felsicas, charnockitas y, más raramente, térmicos gabroideos en sentido amplio (e.g., Villaseca et al., 1999, 2007b; Orejana et al., 2006; Puelles et al., 2019). El estudio de los enclaves de granulitas es fundamental para conocer la naturaleza y composición de la corteza inferior bajo terrenos cratónicos, establecer los mecanismos de crecimiento de la corteza y determinar la evolución de secciones litosféricas.

El objetivo de este trabajo es presentar datos de un nuevo muestreo de

xenolitos de granulitas del volcán de La Encomienda (CVC), haciendo énfasis especialmente en la petrografía y la química de elementos mayores y traza de minerales principales y algunos accesorios.

Contexto geológico

El Campo Volcánico de Calatrava (Ciudad Real) está formado por más de 250 edificios volcánicos monogenéticos de edad Cenozoica (Fig. 1). Este vulcanismo está asociado con magmas de composición basáltica alcalina, basanítica, melilitítica y nefelinítica (Ancochea, 1982), que terminan conformando depósitos piroclásticos y coladas de lava que atraviesan un basamento Ordovícico-Silúrico compuesto de rocas metamórficas de bajo grado. En algunos depósitos piroclásticos se encuentran enclaves peridotíticos y piroxeníticos (e.g., Ancochea y Nixon, 1987; Villaseca et al., 2010).

No es frecuente la presencia de xenolitos granulíticos en los volcanes de Calatrava, pero en el complejo volcánico de La

RESUMEN

Los xenolitos granulíticos del volcán de La Encomienda (Campo Volcánico de Calatrava) representan un conjunto de composición felsica peraluminosa. Su química mineral permite estimar condiciones de temperatura y presión en torno a los 883-889 °C y 0.76-0.84 GPa, lo que implica profundidades propias de la corteza inferior (25-28 km). Se trata de granulitas de tipo charnockítico, metasedimentario y metagranítico. Su petrografía y química mineral indican que sus protolitos son de origen ígneo (composición intermedia-ácida) y/o sedimentario. Al comparar con xenolitos granulíticos del Sistema Central Español (SCE), queda de manifiesto que en Calatrava no se llegan a alcanzar las condiciones de ultra-alta temperatura que sí se logran en el SCE, así como el marcado carácter felsico de la corteza inferior bajo la Zona Centro-Ibérica.

Palabras clave: Granulitas felsicas, Campo Volcánico de Calatrava, Corteza inferior, Química mineral.

Fecha de recepción: 06/07/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

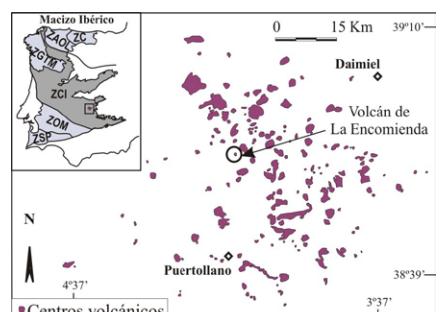


Fig. 1.- Esquema geológico del Campo Volcánico de Calatrava y su posición en la Zona Centro-Ibérica (reducido).

Fig. 1.- Geological sketch map of the Calatrava Volcanic Region and location within the Central Iberian Zone (reduced scale).

Encomienda aparece un cono de escorias donde hay xenolitos corticales que fueron descritos por vez primera por Puelles et al. (2019), clasificándolos en tres tipos: 1) metanortitas y metanortositas, 2) granulitas felsicas alumínicas y 3) granulitas felsicas. Ese estudio se centró en obtener edades U-Pb en circon y en describir e interpretar la fábrica de deformación de los enclaves. Con estos datos, Puelles et al. (2019) establecen una edad de cristalización de

309 Ma para los xenolitos de metanoritas, mientras que las granulitas alumáticas muestran un pico granulítico hacia los 288 Ma y un conjunto de edades dispersas entre 350 y 600 Ma.

En la Península Ibérica no abundan los xenolitos de la corteza inferior. Existe información más o menos detallada de los xenolitos del Sistema Central Español (Villaseca et al., 1999, 2007b; Orejana et al., 2006) y los volcanes cenozoicos de Tallante (Bianchini et al., 2015) y Cofrentes (García-Rodríguez et al., 2022). Estos trabajos muestran una heterogeneidad de litologías granulíticas, predominando ampliamente los términos intermedios y ácidos, todos ellos felsicos.

Petrografía

Se han estudiado ocho xenolitos cuyo tamaño es variable, transitando entre 4 y 14 cm. Presentan forma con tendencia elongada y sus contactos con la roca volcánica son netos, rectos o irregulares. En algunos de ellos se han reconocido texturas reaccionales e infiltración del fundido volcánico, que ocasionan el crecimiento secundario de calcita y ceolitas.

Todas las granulitas muestreadas son felsicas (< 30% minerales máficos). Pueden agruparse en tres tipos de acuerdo con su mineralogía: tipo I) granulitas charnockíticas (equivalentes a las metanoritas y metanortositas de Puelles et al., 2019), tipo II) granulitas metasedimentarias con granate (equivalentes a las granulitas felsicas y alumáticas de Puelles et al., 2019), y tipo III) granulitas hololeucocráticas metagraníticas.

Las granulitas charnockíticas poseen textura inequigranular granoblástica de tamaño de grano fino a medio (Fig. 2A), con un bandeadío en el que alterna un dominio feldespático con otro rico en granate y ortopiroxeno. Los minerales principales son plagioclasa (67-70 %), ortopiroxeno (21-25%), granate (0-7%) y biotita (0-8%). El granate presenta en ocasiones coronas kelífticas. Los principales minerales accesorios son cuarzo, apatito, rutilo, ilmenita, magnetita, circón y monacita.

Las granulitas metasedimentarias con granate poseen textura inequigranular granoblástica de grano medio y bandeadío con dominios cuarzo-feldespáticos y otros ricos en granate (Fig. 2B). Los minerales principales son plagioclasa (27-45%), feldespato potásico (14-40%), cuarzo (20-28%) y granate (8-20%), éste

último a veces con coronas kelífticas asociadas. En proporciones accesorias pueden aparecer biotita/flogopita, sillimanita, apatito, rutilo y circón.

Los xenolitos más leucocráticos, o metagranitos, muestran una textura inequigranular de tamaño de grano medio a fino (Fig. 2C), en la que no se desarrolla por completo una textura granoblástica. Los minerales principales son plagioclasa (24-74%), feldespato potásico (5-50%), cuarzo (12-25%) y biotita (1-5%). El feldespato potásico es intersticial en la mayoría de los casos, pero ocasionalmente forma grandes cristales de hasta 1.5 cm de tamaño, intercrescendo con cuarzo. Los minerales accesorios más importantes son apatito y circón.

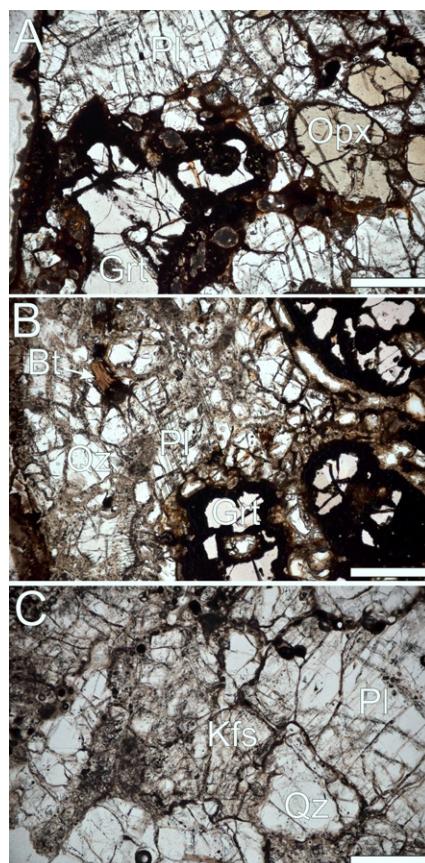


Fig. 2.- Plane-polarised images of Calatrava xenoliths. A: Charnockite; B: garnet granulite; C: metagranite. Opx: orthopyroxene; Grt: garnet; Pl: plagioclase; Kfs: K feldspar; Qz: quartz; Bt: biotite-flogopite. White bar: 1 mm.

Química mineral

Los datos de química mineral se han obtenido mediante la microsonda electrónica modelo JEOL JZA-8900 M del

Centro Nacional de Microscopía Electrónica (Universidad Complutense de Madrid) (elementos mayores) y con Ablación Láser acoplada a un espectrómetro de masas (LA-ICP-MS) en el Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT) (elementos traza).

La plagioclasa (tanto núcleos como bordes minerales) de las charnockitas posee los contenidos más altos en CaO (An_{75}), aunque la mayor parte de los datos llevan a una clasificación de labradorita-andesina (An_{39-55}) (Fig. 3A). En los otros dos tipos de xenolitos la plagioclasa muestra una composición similar más rica en Na (An_{13-36}). Los valores de ortosa son bajos en los tres tipos de enclaves. Las concentraciones de Sr (780-875 ppm) y Ba (75-131 ppm) son mayores en las plagioclasas de las charnockitas. El feldespato potásico de las granulitas con granate y los metagranitos posee una composición similar, de tipo sanidina (Or_{63-95}). Las concentraciones de Sr, Ba, Pb y LREE, sin embargo, son mucho mayores en las granulitas felsicas con granate que en los metagranitos, pese a que las REE muestran patrones normalizados fraccionados y con anomalía positiva de Eu en todos los casos. Destacan los valores relativamente altos de LREE en los

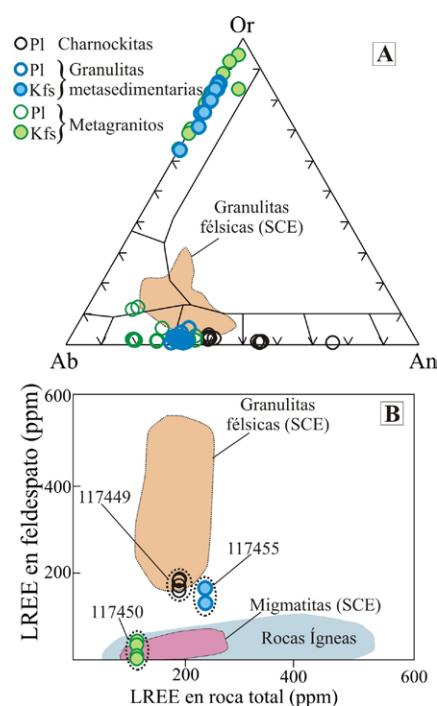


Fig. 3.- Chemical composition of feldspars. Classification (A) and LREE in feldspar vs. LREE in whole-rock (B). SCE fields after Villaseca et al. (1999, 2007a). See color figure in the web.

feldespatos de los xenolitos de tipo I y II ($\text{LREE} = 128-179 \text{ ppm}$; Fig. 3B). No obstante, son concentraciones marcadamente más bajas en LREE que las de los feldespatos granulíticos de los xenolitos de corteza inferior del SCS (Fig. 3B).

El ortopiroxeno, que solo está presente en las granulitas charnockíticas, es de composición heterogénea, con valores moderados de $\text{Mg} \#$ (En_{54-65}) que se correlacionan positivamente con Al (Fig. 4A) y Ti, y negativamente con Si, Ca y Mn. Los valores de Ca y Al son similares a los de opx restíticos de experimentos de fusión de rocas de composición intermedia (Fig. 4B). Los contenidos en elementos traza son moderados para los metales de transición como V (hasta 812-902 ppm) y Cr (hasta 200-489 ppm) y bajos para el resto de elementos.

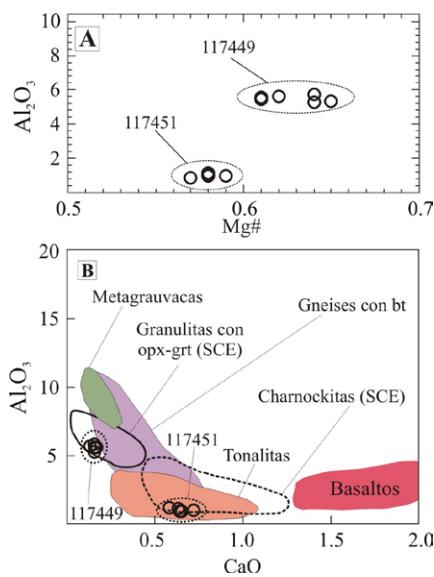


Fig. 4.- Composición química de los ortopiroxenos. Los campos rellenos representan fundidos experimentales. Los datos del SCE y las referencias de los experimentos de fusión pueden encontrarse en Villaseca et al. (2007b).

Fig. 4.- Chemical composition of orthopyroxene. Filled fields represent melts from experiments. See SCE data and references related to melting experiments in Villaseca et al. (2007b).

Los granates son de la serie almandino-piropo (Py_{30-44}). Su variación composicional se restringe al $\text{Mg} \#$ y el contenido de CaO, siendo éste mayor en los xenolitos de charnockitas que en los más peralumínicos (Fig. 5A). Las concentraciones de elementos traza son bajas para la mayoría de los elementos, con la excepción de algunos metales de transición (e.g., Co, V, Cr), Zr, Y y las HREE. Los patrones de REE normalizados al condrito muestran abundancias bajas en LREE, anomalía negativa de Eu y contenidos variables de HREE, con espectros planos

en las granulitas metasedimentarias y de pendiente negativa (Dy-Lu) en las granulitas charnockíticas (Fig. 5B). Las relaciones $(\text{Gd}/\text{Dy})_N$ son similares a las de granates de granulitas del SCE, pero estos últimos destacan por concentraciones mucho mayores de Zr (Fig. 5C).

La biotita está presente en todos los tipos de enclaves, mientras que flogopita solamente se ha observado en una de las granulitas félasicas metasedimentarias. En su conjunto, su composición es heterogénea, aunque no varíe excesivamente dentro de cada enclave. El $\text{Mg} \#$ transita entre 0.51 y 0.78, observándose una tendencia a aumentar los contenidos de Al (Fig. 6A) y K en los términos más evolucionados, que a su vez se empobrecen en Si, Na y F. El TiO_2 posee valores mayoritariamente por debajo de los de flogopitas de xenolitos del SCE (Fig. 6A). La concentración de la mayoría de elementos traza (Rb, Sr, Pb, Nb, Ta, Y, Sc, Co, Ni and REE) es mucho mayor en los enclaves metagraníticos en comparación con las granulitas metasedimentarias (Fig. 6B).

Debido al alto grado de transformación de algunos cristales de rutilo, solo se ha podido determinar la composición de elementos traza de los rutilos en una granulita metasedimentaria, siendo relevantes los valores de Zr (710-3900 ppm) por su utilidad en termometría.

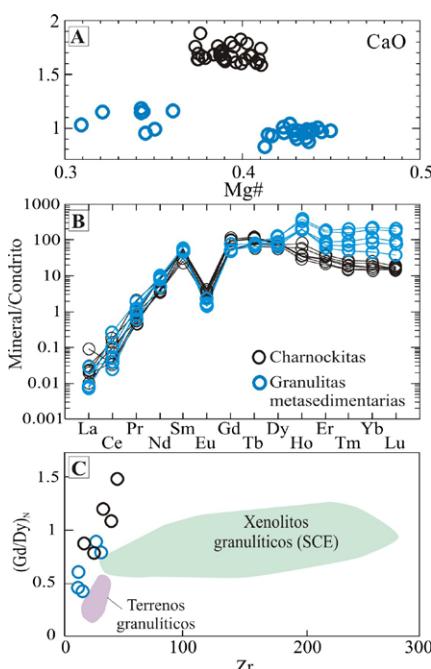


Fig. 5. Composición química de los granates. El Condrito usado ha sido el de Sun y McDonough (1989). Datos de xenolitos del SCE de Villaseca et al. (2007a) y Orejana et al. (2011).

Fig. 5.- Chemical composition of garnet. Chondrite values after Sun and McDonough (1989). Data from SCE granulitic xenoliths after Villaseca et al. (2007a) and Orejana et al. (2011).

Geotermobarometría

Se han realizado cálculos termobarométricos clásicos basados en la química mineral, con la intención de determinar las condiciones de equilibrio P-T del pico metamórfico. Para ello se ha empleado la hoja de cálculo GPT elaborada por Reche y Martínez (1996), en la que se compilan diversos métodos de cálculo. Los xenolitos metagraníticos y uno de los charnockíticos no poseen una mineralogía apropiada y, por lo tanto, no han aportado resultados. Los valores obtenidos para el resto de xenolitos se muestran en la Tabla I.

Enclave	T ¹	T ²	T ³	P ¹	P ²
117449	889	-	-	-	0.84
117453	-	770	-	0.82	-
117454	-	1061	-	0.79	-
117455	-	795	862	0.76	-

Tabla I.- Valores promedio de temperatura (°C) y presión (GPa) obtenidos para los xenolitos granulíticos de Calatrava. La temperatura corresponde con el equilibrio opx-grt (T1), grt-bt (T2) y Zr-en-rutilo (T3; Ferry y Watson, 2007). Las presiones corresponden con el barómetro GASP (P1) y grt-oxp (P2). Ver referencias de T1, T2, P1 y P2 en Reche y Martínez (1996).

Table I.- Averaged temperature and pressure obtained for the Calatrava granulites. Temperature calculated according to mineral equilibria: opx-grt (T1), grt-bt (T2) and Zr-in-rutile (T3; Ferry and Watson, 2007). Pressure calculated for the GASP barometer (P1) and grt-oxp equilibria (P2). See references regarding T1, T2, P1 and P2 in Reche and Martínez (1996).

Las temperaturas son variables, pero considerando los valores medios dentro de un mismo grupo de xenolito (es el caso de las granulitas metasedimentarias), el rango obtenido es muy estrecho (883-889 °C). En el caso de las presiones ocurriría algo parecido, con presiones entre 0.76 y 0.84 GPa, que equivaldrían, aproximadamente, a 25-28 km de profundidad.

Estos resultados indican condiciones de metamorfismo de alta temperatura en facies de granulitas y presiones propias de la corteza inferior.

Discusión y conclusiones

La naturaleza charnockítica del primer tipo de enclaves estudiados implica que el protolito corresponde con una roca ígnea (e.g., Frost y Frost, 2008). La composición relativamente rica en molécula de An de la plagioclasa y los valores moderados de $\text{Mg} \#$ del ortopiroxeno sugieren que

la composición del magma original probablemente era intermedia, pese a que el metamorfismo en facies granulita haya retocado la química mineral original. Los contenidos de CaO y Al₂O₃ de los ortopiroxenos de estos enclaves son similares a los que muestran granulitas equivalentes (charnockitas) del Sistema Central Español y los ortopiroxenos formados en experimentos de fusión a partir de ortogneises biotíticos y tonalitas (Fig. 4B). Estos datos apoyan la composición intermedia de la roca original y su posible naturaleza restítica (e.g., Villaseca et al., 2007b).

Por su composición mineral (minerales felsicos \geq 95 vol.%) y su textura, también se puede proponer un protolito ígneo (metagranito) para las granulitas más felsicas de tipo III. Los valores relativamente evolucionados que muestra la composición química de la plagioclasa y la biotita, estarían de acuerdo con esta posibilidad (Figs. 3 y 6).

Sin embargo, la naturaleza de las granulitas con granate (tipo II) no parece ígnea. La presencia de sillimanita accesoria, su carácter más peralumínico y la asociación en afloramiento de estos xenolitos con otros mucho más ricos en granate + sillimanita (claramente metapelíticos) (Puelles et al., 2019), permite suponer un origen sedimentario samítico para el protolito.

Las estimaciones de temperatura obtenidas, en el rango medio de 883-889 °C, hace posible haber alcanzado condiciones de fusión parcial. Un rasgo químico que apunta en esta dirección es la variación composicional de HREE que muestran los granates de las charnockitas y las granulitas metasedimentarias, cuyos patrones tienden a tener una forma plana o con un ligero empobrecimiento en las REE más pesadas, desde el Dy al Lu (Fig. 5B). Esta característica, que ya se ha descrito en xenolitos de granulitas del SCE (Villaseca et al., 2007a; Orejana et al., 2011), se ha asociado con un comportamiento compatible de dichos elementos y su lenta difusión durante el crecimiento del granate metámbólico en equilibrio con un fundido (Otamendi et al., 2002). El metamorfismo granulítico en condiciones de anatexia refuerza la idea de que la corteza inferior en el centro de España posee una naturaleza restítica (Villaseca et al., 1999, 2007b; Orejana et al., 2011).

Al comparar los xenolitos granulíticos de Calatrava con los estudiados previamente en el SCE, queda patente la naturaleza mayoritariamente felsica de las rocas de la corteza inferior en el centro peninsular. No obstante, se pueden establecer

algunas diferencias significativas entre ambos sectores, como la mayor abundancia relativa de términos ckarnockíticos y metasedimentarios en Calatrava (20% y 60%, respectivamente), frente al SCE, donde no superan el 1% o el 10% (Villaseca et al., 2007b), o las condiciones de ultra-alta temperatura y mayor presión registradas en el SCE ($T \sim 960-1060$ °C; $P=0.7-1.1$ GPa; Villaseca et al., 1999; Orejana et al., 2011). Estas condiciones más extremas quedan reflejadas en ciertos rasgos de la química mineral de los xenolitos del SCE, como es el elevado contenido de la plagioclasa en molécula de Or (Fig. 3A), las altas concentraciones de LREE de los feldespatos granulíticos (Fig. 3B), los mayores contenidos de Zr en los granates (Fig. 5C) y la presencia de flogopita residual muy rica en Ti (Fig. 6A). En todos estos casos, la química mineral de las granulitas de Calatrava indicaría condiciones de menor temperatura.

Contribución de los autores

Todos los autores han participado en las distintas tareas realizadas: estructura del trabajo, metodología, adquisición y cálculo de los datos, elaboración de figuras y tablas y discusión de resultados.

Agradecimientos y financiación

Este estudio ha sido financiado por el proyecto PID2020-115980GB-I00 del Ministerio de Ciencia e Innovación de España. Agradecemos la ayuda de Alfredo Fernández Larios para la adquisición de los datos de microsonda electrónica, y la de Javier García Serrano y Manuel Alpiste para la realización de análisis con LA-ICP-MS. El trabajo se ha beneficiado de la revisión constructiva de tres revisores anónimos.

Referencias

- Ancochea, E. (1982). *Evolución Espacial y Temporal del Volcanismo Reciente de España Central*. Ph.D. thesis, Univ. Complutense de Madrid.
- Ancochea, E. y Nixon, P.H. (1987). En: *Mantle Xenoliths* (Nixon, P.H., Ed.). Wiley, Chichester, 119-124.
- Bianchini, G., Braga, R., Langone, A., Natale, C. y Tiepolo, M. (2015). *Lithos* 220-223, 191-199.
- Ferry, J.M. y Watson, E.B. (2007). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154, 429-437.
- Frost, B.R. y Frost, C.D. (2008). *Gondwana Research* 13, 30-44.
- García-Rodríguez, M., Orejana, D., de Ignacio, C. (2022). *Geogaceta* 72 (in press).
- McDonough, W.F. y Sun, S.S. (1995). *Chemical Geology* 120, 223-253.
- Orejana, D., Villaseca, C. y Paterson, B.A. (2006). *Lithos* 86, 167-196.
- Orejana, D., Villaseca, C., Armstrong, R.A., Jeffries, T.E. (2011). *Lithos* 124, 103-116.
- Otamendi, J.E., De la Rosa, J., Patiño-Douce, A.E. y Castro, A. (2002). *Geology* 30, 159-162.
- Puelles, P., Gil Ibarguchi, J.I., García de Madinabeitia, S., Sarrionandia, F., Carracedo-Sánchez, M. y Fernández-Armas, F. (2019). *Lithos* 342-343, 114-134.
- Reche, J. y Martínez, F.J. (1996). *Computers and Geosciences* 22, 775-784.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. (1989). *Geological Society Special Publication* 42, 313-345.
- Villaseca, C., Downes, H., Pin, C. y Barbero, L. (1999). *Journal of Petrology* 40, 1465-1496.
- Villaseca, C., Orejana, D. y Paterson, B.A. (2007a). *Lithos* 96, 375-386.
- Villaseca, C., Orejana, D., Paterson, B.A., Billström, K. y Pérez-Soba, C. (2007b). *European Journal of Mineralogy* 19, 463-477.
- Villaseca, C., Ancochea, E., Orejana, D. y Jeffries, T.E. (2010). *Geological Society Special Publication* 337, 125-151.

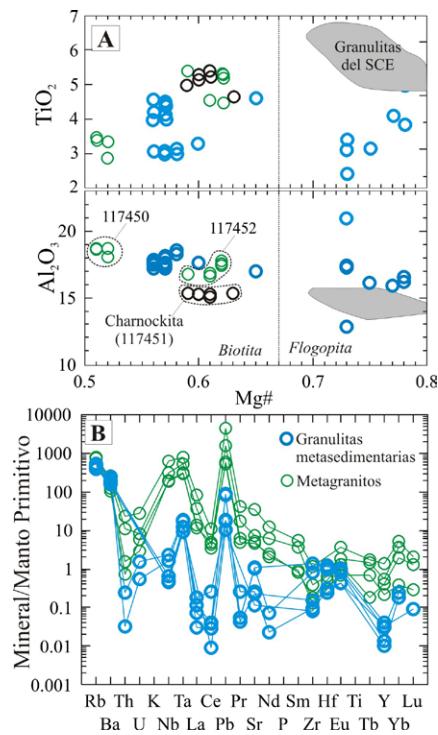


Fig. 6. Composición química de las biotitas-flogopitas. Campo de flogopitas de granulitas del SCE según Villaseca et al. (1999). El Manto Primitivo usado ha sido el de McDonough y Sun (1995). Ver figura en color en la web.

Fig. 6.- Chemical composition of mica. The field of SCE granulitic phlogopite is after Villaseca et al. (1999). Chondrite values after Sun and McDonough (1989). See color figure in the web.

Geochronology and detrital zircons sources from the Sierra Albarrana Domain (SW Iberian Massif)

Geocronología y áreas fuente de zircones detriticos del Dominio de Sierra Albarrana (SW Macizo Ibérico)

Byron Solís-Alulima¹, Jacobo Abati², Alicia López-Camona¹, Gabriel Gutiérrez-Alonso³ and Javier Fernández-Suárez¹

¹ Dpto. de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid 28040, Madrid. bysolis@ucm.es, acarmona@ucm.es, jfsuarez@geo.ucm.es

² Dpto. de Mineralogía y Petrología e Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid 28040, Madrid. abati@ucm.es

³ Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca, 37008, Salamanca. gabi@usal.es

ABSTRACT

This study compiles the U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the metasedimentary, migmatitic and granitic rocks of the Sierra Albarrana Domain, based on data recently published by the authors together with other bibliographic sources. Maximum depositional ages (MDA) and magmatic and metamorphic events ages are discussed.

MDAs suggest that this domain was deposited during the middle Cambrian (ca. 511) and U-Pb ages of zoned magmatic and metamorphic zircon grains indicate that the main tectono-magmatic event is late Cambrian (granite emplacement; 481 ± 2 Ma) to early Ordovician (migmatization; 478 ± 2 Ma). The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages evidence a Cambro-Ordovician metamorphic event (ca. 482 Ma) and another related to the Variscan Orogeny (ca. 337–392 Ma).

The most important detrital source corresponds to a Cambrian magmatic event (535–515 Ma), probably developed during the initial episodes of the early Paleozoic rifting affecting the N margin of Gondwana. The remaining Mesoproterozoic, Paleoproterozoic and Archean zircon grains would have been contributed by Paleoproterozoic basement and/or older continental crust recycled in the western sections of the Gondwana margin. We suggest that this domain is probably part of the autochthonous section of the Central Iberian Zone (CIZ) and derived from the Saharan Metacraton and/or Tuareg Shield.

Key-words: U-Pb geochronology, Maximum depositional age (MDA), Cadomian orogen, Cambro-Ordovician magmatism, Sierra Albarrana.

RESUMEN

Este estudio recopila la geocronología U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las rocas metasedimentarias, migmatíticas y graníticas del Dominio de Sierra Albarrana, a partir de datos recientemente publicados por los autores en conjunto con otras fuentes bibliográficas. Se discuten las Edades Máximas de depósito (MDA) y las edades de los eventos magmáticos y metamórficos.

Las MDA sugieren que este dominio se depositó durante el Cámbrico medio (ca. 511) y las edades U-Pb en circones magmáticos y metamórficos zonados indican que el principal evento tectono-magmático es del Cámbrico tardío (emplazamiento del granito; 481 ± 2 Ma) al Ordovícico temprano (migmatización; 478 ± 2 Ma). Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidencian un evento metamórfico Cambro-Ordovícico (ca. 482 Ma) y otro relacionado con la Orogenia Varisca (ca. 337–392 Ma).

La principal fuente detritica corresponde a un evento magmático Cámbrico (535–515 Ma), probablemente desarrollado durante los episodios iniciales del rifting paleozoico temprano del margen N de Gondwana. Los restantes circones del Mesoproterozoico, Paleoproterozoico y Arcaico habrían sido aportados por el basamento paleoproterozoico y/o la corteza continental más antigua reciclada al occidente del margen de Gondwana. Sugerimos que este dominio probablemente es parte de la sección autóctona de la Zona Centro Ibérica (ZCI) y procede del Metacratón del Sahara y/o del Escudo Tuareg.

Palabras clave: Geocronología U-Pb, Edad Máxima de depósito (MDA), Orogenia Cadomense, Magmatismo Cambro-Ordovícico, Sierra Albarrana.

Geogaceta, 73 (2023), 71–74

<https://doi.org/10.55407/geogaceta95417>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 06/07/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

Introduction

U-Pb dating of zircons is the most versatile geochronological method to unravel the tectono-magmatic evolution of the continental crust. Applied in detrital zircon populations, it is an effective method to assess the provenance of metasedimentary sequences through comparison with possible source areas in older continental blocks. In addition, it can provide useful information for investigating geological affinity and possible correlations between different terrains. Another widely used method is $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$,

which determines the age of deformation phases recorded by metamorphic rocks.

In SW Iberia, the Sierra Albarrana Domain (SAD) has traditionally been considered a terrain with a Variscan magmatic and metamorphic history related to the Ossa Morena Zone (OMZ, e.g., González del Tánago, 1995). However, recent works suggest a different scenario. Solís-Alulima *et al.* (2020) showed that the main tectonic fabrics, metamorphism, and related magmatism are essentially pre-Variscan (Lower Ordovician), and Díez Fernández and Arenas (2015) propose that SAD would be correlated with the Central Iberian Zone (CIZ).

In this study, we review the U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages obtained from SAD and the 'La Cardenchosa' pluton (LCP) with the aim of discussing the origin, geological evolution, and geological affinity of this terrain located in the SW of the Iberian Massif.

Geological Setting

This study focuses on the SAD (Fig. 1A), a metasedimentary sequence that defines an anticlinorium (González del Tánago, 1995), and LCP, a granitic body intruding the metasediments. Stratigraphically, the SAD is composed of

graphically, from bottom to top, Insúa *et al.* (1990; Fig. 1B) describe the metasedimentary sequences: (i) Sierra Albariana (quartzites), (ii) Cabril-Peña Grajera (gneisses, migmatites and amphibolites), (iii) Los Pavillos (schists), (iv) Albariza-Bembézar (And \pm St \pm Grt schists), and (v) Azuaga Formation (metapelites).

Previous ages span a wide time range, from Precambrian to Devonian, and correspond to IGME technical reports (e.g., Apalategui *et al.*, 1985), paleontological studies (e.g., Azor *et al.*, 1991), relationships with LCP (López-Guijarro *et al.*, 2008) and comparisons of geochemical features with other areas of the Iberian Massif (Fuenlabrada *et al.*, 2021).

U-Pb Geochronology

Magmatic zircon ages from LCP

The zircon grains of LCP (CZ05; Solís-Alulima *et al.*, 2020) constitute a single population of medium size (60–170 μ m) idiomorphic crystals with well-developed oscillatory zoning, characteristic of magmatic zircon from acid igneous rocks. Single U-Pb analytical results provide ages from 469 to 498 Ma with no xenocrystic zircons. The obtained ages can be separated into two coherent groups that provide two different concordia ages. The first

group ($n = 14$) resulted in a concordia age of 481 ± 2 Ma (Fig. 2) while the second one ($n = 17$) resulted in an age of 494 ± 2 Ma. The first of the reported ages is considered as the intrusion age of LCP, which is coincident with the age obtained by Azor *et al.* (2016). The oldest age opens the possibility of the presence of a complex magmatic crystallization history of LCP or the existence of different magma pulses in the region.

Zircon ages from the migmatites

Zircon crystals of migmatitic leucosomes (AZ06; Solís-Alulima *et al.*, 2020) show clearly defined cores and rims. The cores are mainly oscillatory zoned. Overgrowths are up to 30 μ m and have low Th/U ratios (<0.07) in sharp contrast to cores, whose ratio is generally greater than 0.4 (except in older cores). These characteristics indicate that the overgrowths are probably products of metamorphic recrystallization.

10 concordant analyses performed on zircon rims yield a coherent group whose concordia age is 478 ± 2 Ma and can be considered the age of migmatization (Fig. 2). Zircon cores define a zircon population dominated by Ediacaran ages (ca. 540–616 Ma) with sparse Cryogenian ages (ca. 680–760 Ma) and Paleoproterozoic grains (ca. 1.9–2.1 Ma).

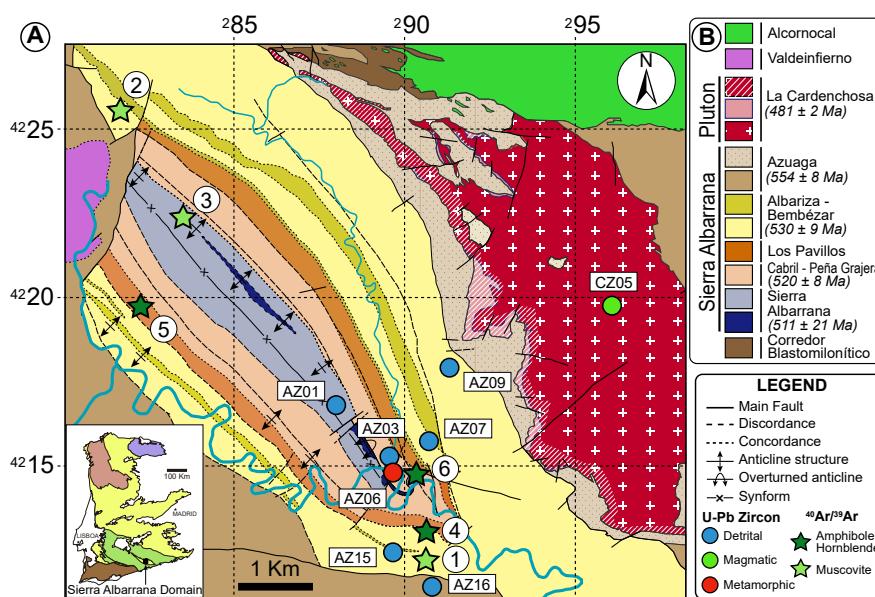


Fig. 1.- A) Geological map of SAD. In the box on the lower left, the location of the domain in the Iberian Massif is indicated; B) Stratigraphic column, simplified from Insúa *et al.* (1990). The sample locations and MDAs are taken from Solís-Alulima *et al.* (2020, 2022), Dallmeyer and Quesada (1992) and Azor *et al.* (2012), reference numbers are shown in Table I.

Fig. 1.- A) Mapa geológico del Dominio de Sierra Albariana. En el recuadro abajo a la izquierda, se indica la ubicación del dominio en el Macizo Ibérico; B) Columna estratigráfica, simplificada de Insúa *et al.* (1990). Las ubicaciones de las muestras y las MDAs son tomadas de Solís-Alulima *et al.* (2020, 2022), Dallmeyer y Quesada (1992) y Azor *et al.* (2012), los números de referencia se muestran en la Tabla I.

Detrital zircon ages from SAD

These analyses were compiled from Solís-Alulima *et al.* (2022). The Kernel density estimation plots (KDEs) are drawn in Fig. 2. The Maximum Depositional Ages (MDA) were calculated as the weighted average of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of the youngest concordant grains. Comparison of age distributions between samples was made using a Kolmogorov-Smirnov (K-S) test. The multidimensional scaling analysis plots (3D-MDS) were obtained using the data from the SAD and neighbouring areas, with emphasis on the metasedimentary sequences from the Ediacaran to the Cambrian (Cambeses *et al.*, 2017 and references therein).

Concordant analyses of 98 zircons from the Albariana quartzite (AZ01) yielded concordant ages between 500 ± 70 and 2220 ± 66 Ma, but mostly concentrating between 500 and 1000 Ma. The best estimation of MDA is 511 ± 21 Ma.

A paragneiss from the Cabril-Peña Grajera (AZ03) provided 142 concordant analyses in zircons, which yielded concordant ages between 503 ± 7 and 2422 ± 45 Ma. The MDA can be estimated at 520 ± 8 Ma.

Three samples were collected in Albariza-Bembézar. In the lower part, 118 concordant zircon analyses from a schist (AZ07) yielded concordant ages between 512 ± 31 and 2618 ± 4 Ma, with MDA of 530 ± 9 Ma. Two schists (AZ09, AZ15) of the upper part were sampled on opposite limbs of the Sierra Albariana anticlinorium. A K-S test indicates that the U-Pb age distribution is not significantly different at the 5% confidence level and, therefore, they can be treated as one single sample ($n = 301$). Thus, the calculated MDA is 555 ± 2 Ma.

47 concordant zircons of the Azuaga Formation (AZ16) yielded concordant ages between 545 ± 20 and 1928 ± 36 Ma. MDA of 554 ± 8 Ma was obtained.

N	Age (Ma)	Mineral	Reference
1	337 ± 2	Muscovite	2
2	351 ± 1	Muscovite	1
3	353 ± 1	Muscovite	1
4	386 ± 6	Amphibole	2
5	392 ± 1	Hornblende	1
6	482 ± 4	Amphibole	2

Table I.- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of the Sierra Albariana Domain. (1) Dallmeyer and Quesada (1992), (2) Azor *et al.* (2012)

Tabla I.- Análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del Dominio de Sierra Albariana. (1) Dallmeyer y Quesada (1992), (2) Azor *et al.* (2012).

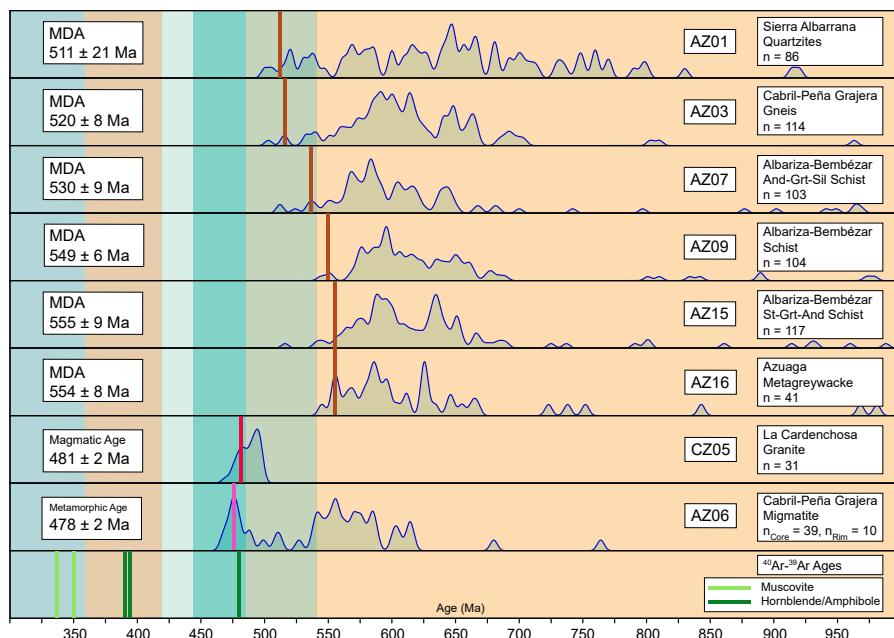


Fig. 2.- KDEs up to 1000 Ma of the SAD. Zircon U-Pb ages were taken from Solís-Alulima et al. (2020, 2022). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages were taken from Dallmeyer and Quesada (1992), and Azor et al. (2012) [details Table I]. MDA (Maximum Depositional Age).

Fig. 2.- KDEs hasta 1000 Ma del Dominio de Sierra Albarrana. Las edades U-Pb en circones son de Solís-Alulima et al. (2020, 2022). Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ son de Dallmeyer and Quesada (1992), y Azor et al. (2012) [detalles en la Tabla I]. MDA (Edad Máxima de depósito).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages

We have compiled the ages obtained by this method (Table I) and plotted them together with the U-Pb ages for comparison (Fig. 2).

Discussion

Magmatic and metamorphic ages

The metamorphic and magmatic evolution of the SAD has generally been attributed to the Variscan cycle (e.g., Dallmeyer and Quesada, 1992). Recently, Azor et al. (2012) proposed an older low-pressure metamorphic event related to continental rifting leading to the onset of the Variscan cycle. Based on these results it has been proposed that the main regional fabric in the SAD could be Cambro-Ordovician and be related to Cadomian magmatism (Solís-Alulima et al., 2022). Furthermore, the LCP, which is part of the Cambro-Ordovician igneous suite (ca. 478-480 Ma; Azor et al., 2016), crosses a pervasive synmetamorphic cleavage, supporting a Cambro-Ordovician age for SAD metamorphism.

Geochronology data presented by Solís-Alulima et al. (2020) confirm the Early Ordovician age (481 ± 2 Ma) previously attributed to LCP and ductile deformation developed under high-grade metamorphic conditions in the SAD. Field cross-cut-

ting relationships suggest that the regional metamorphic fabrics of the SAD are older than the granite emplacement. In addition, the metamorphic ages obtained at the zircon rims of the migmatitic gneisses of the lower SAD successions are identical, within errors, to the age attributed to the LCP emplacement (~ 481 Ma), suggesting a common origin for the tectonic-metamorphic migmatitic banding in the basal parts of the SAD and the LCP emplacement.

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages (Dallmeyer and Quesada, 1992; Azor et al., 2012) represent a very wide age range. The oldest age (ca. 482 Ma), obtained from an amphibolite collected from the Cabril-Peña Grajera succession, could be related to a Cambro-Ordovician metamorphic event, while the youngest (ca. 337 – 392 Ma) would be related to the Variscan Orogeny and would correspond to reset ages.

Depositional age and stratigraphy

The Albarrana Succession forms the lower part of the SAD. If we consider its MDA, the age of the LCP (481 ± 2 Ma) intruding the Azuaga Formation, as well as a metamorphic age (478 ± 2 Ma) for the migmatites overlying this succession (Cabril-Peña Grajera) we can conclude that the basin-filling of the SAD began in the middle Cambrian to early Ordovician (Solís-Alulima et al., 2022).

KDEs from SAD (Fig. 2) show a dominant age group in the Ediacaran-Cryogenian (c. 0.54–0.72 Ga), and two minor age groups in the Tonian (c. 0.72–1.0 Ga) and Paleoproterozoic (c. 1.6–2.5 Ga). This suggests that the principal detrital source corresponds to Cadomian magmatism (535–515 Ma). Mesoproterozoic, Paleoproterozoic, and Archean zircons would have been contributed by Paleoproterozoic basement and/or recycled continental crust in the eastern sections of the Gondwana margin.

Sample comparison: multidimensional scaling

Results from the samples of SAD were integrated for comparison by Solís-Alulima et al. (2022). The 3D-MDS plot (Fig. 3) suggests that the Albarrana Succession (AZ01) is regionally akin to the Lower Unit of the Schist Greywacke Complex (SGC – CIZ). The Cabril-Peña Grajera (AZ03) and the upper part of the Albariza-Bembézar (AZ09–15) show strong resemblances with the Upper Alcudian Formation (CIZ). The lower part of the Albariza-Bembézar (AZ07) has a closer affinity with the Beiras Group (CIZ). Finally, the Azuaga Formation (AZ16) is nearer to the Cándana Formation in the West-Asturian-Leonese Zone (WALZ).

López-Guillarzo et al. (2008) proposed that the SAD and the Serie Negra had a common detrital source and linked it to the OMZ. However, considering the possible difficulties in differentiating the OMZ from the Iberian autochthonous based on the age populations of detrital zircons, the comparison diagrams (Cumulative age distribution – CADs, 3D-MDS; Solís-Alulima et al., 2022), together with the Cambrian zircons obtained from SAD, indicate that these domains do not share a common source (Solís-Alulima et al., 2022). In addition, SAD geochemical and isotopic characteristics are very similar to those found in the sedimentary sequences of the autochthonous section of the CIZ (Fuenlabrada et al., 2021). These considerations strongly suggest that SAD could correlate with the autochthonous domains of the CIZ. Furthermore, based on comparison diagrams (3D-MDS), the Azuaga Formation shows a higher affinity with WALZ, also part of the Iberian autochthonous.

Possible settings and sources

According to Fuenlabrada et al. (2021), the SAD has very similar lithogeochemical and Sm-Nd isotopic signatures suggesting

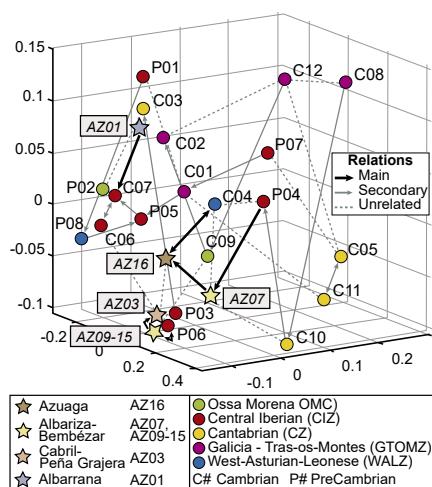


Fig. 3.- Multidimensional scaling plot (3D-MDS) of Precambrian-Cambrian samples from the Iberian Massif and SAD's samples. Modified from Solís-Alulima et al. (2022).

Fig. 3.- Gráfico de escalamiento multidimensional (3D-MDS) de muestras precámbricas-cámbicas del Macizo Ibérico y muestras del DSA. Modificado de Solís-Alulima et al. (2022).

derivation from the same source. U-Pb detrital zircons ages presented by Solís-Alulima et al. (2022) are in good agreement with this interpretation. A generalized convergence during the Neoproterozoic generated an important relief and detritus coming from these arc and fore-arc sections fed the Ediacaran-Cambrian back-arc basin. Díez Fernández and Arenas (2015) reinterpret the meaning of the SAD as an autochthonous terrane that could be the continuation of the autochthonous CIZ below the OMZ.

The zircon age pattern of the SAD, characterized by a high percentage of Neoproterozoic zircon with Ediacaran (541–635 Ma) and Cryogenian (635–720 Ma) populations, and additional Mesoproterozoic, Paleoproterozoic, and Archean zircons, is typical of sediments derived from the northern margin of Gondwana. The main source of Neoproterozoic zircon grains would correspond to Cadomian igneous rocks developed in the magmatic arc, whose associated back-arc extension would be related with the beginning of the installation of a long-lived passive margin in northern Gondwana at the Ediacaran-Cambrian boundary (c. 540 Ma). The Ediacaran peak and the presence of a minor percentage of Mesoproterozoic ages suggest the Saharan Metacraton was the main provenance. However, the Paleoproterozoic peak (2000 Ma) would also point to the Tuareg Shield as the other possible source through the Saharan platform (Cambeses et al., 2017; Fuenlabrada et al., 2021).

Conclusions

1. U-Pb ages of magmatic and metamorphic zircon grains indicate that the main tectono-magmatic event in the SAD is Lower Ordovician (granite emplacement; 481 ± 2 Ma and migmatization; 478 ± 2 Ma). This setting and timing are compatible with the late magmatic event defined for the Early Paleozoic rifting (535–460 Ma).

2. The oldest $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age (ca. 482 Ma) could be related to a Cambro-Ordovician low-pressure metamorphic event, while the young ages (ca. 337–392 Ma) would be related to the Variscan Orogeny.

3. The SAD was deposited in the middle Cambrian. This age is bounded by the MDA of the Albarrana succession (511 ± 21 Ma) and the magmatic age of LCP (481 ± 2 Ma), and the metamorphic age in the migmatites of the Cabril-Peña Grajera Succession (478 ± 2 Ma).

4. The MDAs in SAD, from bottom to top, are: Albarrana (511 ± 21 Ma), Cabril-Peña Grajera (520 ± 8 Ma), Albariza-Bembézar (530 ± 9 Ma - bottom; 555 ± 2 Ma - top) successions and the Azuaga Formation (554 ± 8 Ma).

5. The principal detrital source corresponds to Cadomian magmatism developed in the early magmatic event (535–515 Ma). Mesoproterozoic, Paleoproterozoic, and Archean zircons would have been contributed by Paleoproterozoic basement and/or ancient continental crust recycled in the eastern Gondwana margin.

6. U-Pb zircon data, geochemical and isotopic characteristics, and regional comparisons strongly suggest that SAD is part of the autochthonous section of the CIZ. Zircon age patterns suggest a sedimentary provenance from the Sahara Metacraton and/or the Tuareg Shield.

Authors' contribution

Solís-Alulima, B.; Paper Structure, methodology, data acquisition, editing, figures, research/analysis.

Abati, J.; Methodology, manuscript review, coordination, supervision.

López-Carmona, A.; Methodology, manuscript review, coordination, supervision.

Gutiérrez-Alonso, G.; Methodology, manuscript review.

Fernández-Suárez, J.; Methodology, manuscript review.

Acknowledgements

This work was supported by projects

CGL2016-76438-P, PID2020-112489GB-C21, and PID2021-126347NB-I00. Solís-Alulima is funded by the predoctoral contract CT17/17-CT18/17 (UCM-Santander). We appreciate the constructive reviews from anonymous reviewers that have significantly improved the quality of the manuscript.

References

- Apalategui, O., Borrero, J., Higueras, P. y Roldán, F. (1985). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 878 (Azuaga) y memoria*. IGME, Madrid, 48 p.
- Azor, A., González Lodeiro, F., Marcos, A., Simancas, J. (1991). *Geogaceta* 10, 119–124.
- Azor, A., Simancas, J., Martínez Poyatos, D., Montero, P., Bea, F., González Lodeiro, F. y Gabites, J. (2012). En: VIII Congreso Geológico de España. *Geo-Temas* 13, 341–344.
- Azor, A., Simancas, J., Martínez Potayos, D., Montero, P., González Lodeiro, F. y Pérez-Cáceres, I. (2016). En: IX Congreso Geológico de España. *Geo-Temas*, 16: 23–26.
- Cambeses, A., Scarrow, J., Montero, P., Lázaro and C., Bea, F. (2017). *Int. Geol. Rev.* 59 (1), 94–130. <https://doi.org/jbsn>
- Dallmeyer, R. and Quesada, C. (1992). *Tectonophysics* 216 (3-4), 339–364. <https://doi.org/ddhtmp>
- Díez Fernández, R. and Arenas, R. (2015). *Tectonophysics* 654, 96–100. <https://doi.org/f7knj>
- Fuenlabrada, J., Arenas, R., Díez Fernández, R., González del Tánago, J., Martín-Parra, L., Matas, J., Rojo-Pérez, E., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P. and Solís-Alulima, B. (2021). *Journal of Iberian Geology* 47, 121–150. <https://doi.org/jbsp>
- González del Tánago, J. (1995). *El núcleo metamórfico de Sierra Albarrana y su campo de pegmatitas graníticas asociado. Macizo Ibérico, Córdoba, España*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, 472 p.
- Insúa, M., Carvajal, A. y Huerta, J. (1990). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 900 (La Cardenchosa) y memoria*. IGME, Madrid, 80 p.
- López-Guijarro, R., Armendáriz, M., Quesada, C., Fernández-Suárez, J., Murphy, J., Pin, C. and Bellido, F. (2008). *Tectonophysics* 461, 201–214. <https://doi.org/ckmkjj>
- Solís-Alulima, B., López-Carmona, A. and Abati, J. (2020). *Lithos* 374–375, 105700. <https://doi.org/jbss>
- Solís-Alulima, B., Abati, J., López-Carmona, A., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez J. and Stockli, D. (2022). *Lithos* 408–409, 106542. <https://doi.org/jbsr>

Reducción de la resistencia por aumento de la temperatura en una granodiorita de una zona arqueológica afectada por incendios

Temperature-related strength decrease in a granodiorite from an archaeological area affected by fires

Alejandra Sánchez-Roda¹, Miguel Gómez-Heras¹ y Belén Oliva-Urcia²

¹ Departamento de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid. miguel.gomezheras@uam.es, alejandra_2396@hotmail.com

² Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. boliva@unizar.es

ABSTRACT

Fires are one of the main threats for Natural and Cultural Heritage. The sudden temperature change during a fire promotes the decrease of the mechanical strength of rocks. This paper evaluates the mechanical effects generated during high temperatures in samples of a granodiorite related with the archaeological site of "El Berrueco" (Ávila – Salamanca). Results show a decrease of mechanical properties, which is minor up to 400°C and pervasive and catastrophic at 600°C and above.

Key-words: Fire, heritage, non-destructive testing, ultrasound velocity, Leeb hardness

Geogaceta, 73 (2023), 75-78

<https://doi.org/10.55407/geogaceta95403>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

En la Unión Europea, se quemaron en 2019 más de 400.000 ha de espacios naturales, donde aproximadamente un 48% del terreno pertenecía a áreas protegidas por la Red Natura 2000. Durante ese mismo año se quemaron en España un total de 93.962 hectáreas de superficie forestal y 85.369 ha durante 2021. En 2020 la superficie descendió hasta 29954 ha, debido a la situación particular provocada por la pandemia de COVID 19 ya que, aunque el fuego es un fenómeno inherente al clima mediterráneo, a lo largo de los años se ha puesto de manifiesto que la intervención humana es una causa clave de los incendios en España, donde un 95% de estos tienen un origen antrópico, ya sea directa o indirectamente (Verdú y Salas, 2011; López y López, 2019).

España es, junto con Portugal, el país con mayor número de incendios y superficie quemada de toda Europa (San Miguel-Ayanz et al., 2019), con especial incidencia en Galicia, Asturias y noroeste de Castilla y León y grandes incendios como los recientes de Navalacruz en 2021

(aprox. 22.000 ha) o la Sierra de la Culebra en 2022 (más de 30.000 ha) muestran el alcance de los incendios forestales como uno de los mayores agentes catastróficos de degradación más graves para el Patrimonio Natural y Cultural; destacando en este último el patrimonio arqueológico construido en piedra, que a menudo se sitúa en zonas rurales y despobladas, especialmente susceptibles a verse afectada por estos eventos.

Así, por ejemplo, según las estimaciones de la Dirección General de Patrimonio Cultural de Castilla, en el incendio de Navalacruz (Ávila) se vieron afectados 34 elementos de patrimonio arqueológico, de los cuales tres están catalogados como Bienes de Interés Cultural. Estos eventos cada vez están alcanzando mayor magnitud debido al calentamiento global climático y a la frecuencia creciente de eventos meteorológicos extremos que, hacen cada vez más comunes los grandes incendios "inextinguibles" o de sexta generación.

A esto se añade, en un contexto internacional, la existencia de conflictos bélicos en los cuales los incendios sobre bienes patrimoniales son frecuentes en-

RESUMEN

Los incendios suponen una de las mayores causas de destrucción del Patrimonio Natural y Cultural. El aumento brusco de temperatura durante un incendio provoca la reducción de la resistencia mecánica de las rocas. El presente trabajo evalúa los efectos mecánicos generados por las altas temperaturas en una granodiorita relacionada con el yacimiento arqueológico de El Berrueco (Ávila – Salamanca). Los resultados muestran un descenso en las propiedades mecánicas del material, que es menor hasta 400°C y catastrófico y penetrativo a partir de 600°C.

Palabras clave: Incendios, patrimonio, técnicas no destructivas, velocidad de propagación de ultrasonidos, dureza Leeb,

Fecha de recepción: 05/07/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

tre otros daños producidos (Mol et al., 2017; Mol y Gómez-Heras, 2018).

Así, aunque existen diversos estudios recientes sobre los efectos del fuego en las rocas en un contexto patrimonial (p.ej. Sanjurjo-Sánchez et al., 2016; Vázquez et al., 2016; Vigroux et al., 2021; Vázquez et al., 2022), es importante seguir profundizando en la caracterización y comprensión de los procesos de degradación que ocurren en las rocas durante el aumento de temperatura producido durante un incendio.

Por tanto, el objetivo de este trabajo es evaluar el efecto de las altas temperaturas, mediante técnicas no destructivas y en condiciones controladas, en las propiedades mecánicas de una granodiorita relacionada con la zona arqueológica de El Berrueco (Ávila – Salamanca) que sufrió un incendio en agosto de 2017.

Zona de estudio y metodología

El área de estudio de este trabajo se centra en la zona arqueológica de El Berrueco, situado entre las provincias de Ávila y Salamanca (fig. 1), gracias a la

documentación proporcionada por la Dirección General de Patrimonio de la Consejería de Cultura de la Junta de Castilla y León. Este lugar sufrió un incendio en agosto de 2017, que estuvo activo durante dos días y afectó a siete yacimientos arqueológicos, tal y como se detalla en el Informe Técnico de la Prospección



Fig. 1.- Ubicación del Cerro del Berrueco en Castilla y León.

Fig. 1.- Location of Cerro del Berrueco in Castilla y Leon.

Arqueológica de El Berrueco (Jiménez González, 2017).

Se tomó un bloque de la misma granodiorita que aflora en la zona quemada pero alejada de esta (para no dañar el entorno arqueológico y asegurar que la muestra no hubiese sido alcanzada por el fuego). La granodiorita fue posteriormente cortada para obtener cubos similares de unos 4 cm de lado. Tras esto, se seleccionaron 15 muestras para calentarlas a diferentes temperaturas mediante un horno SNOL 30/1300, y 3 más que se dejaron como blancos sin calentar.

Las muestras se secaron a 40°C hasta peso constante, se pesaron y se midieron para luego realizar los siguientes análisis antes de ser calentadas en el horno:

Dureza superficial Leeb: La dureza Leeb es una técnica de dureza al impacto que mide la desaceleración de un cuerpo percutor sobre la superficie del material.

Las medidas se realizaron con un equipo Equotip "piccolo" 2 (Proceq) con un cuerpo de impacto tipo D (11Nmm) (cinco medidas por cara). La medida de la dureza superficial Leeb D (LHD) es adimensional.

Velocidad de propagación de ultrasonidos (UPV): con un equipo Pundit (Proceq) con transductores de 250 KHz (una medida para cada eje) junto con la distancia entre caras (tres medidas por cada par de caras). Este instrumento mide la velocidad de llegada de las ondas P, que son las que más rápido se transmiten.

Se calentaron tres bloques con una rampa de calentamiento de 10 °C/min para cada una de las distintas temperaturas (200, 400, 600, 800 y 1.000°C) manteniendo la temperatura seleccionada durante tres horas. Los bloques se pesaron a la salida del horno en una balanza. Una vez enfriados, se volvieron a tomar las medidas realizadas anteriormente, para valorar los cambios producidos con la temperatura.

A partir de los datos adquiridos se calculó el índice de anisotropía de la velocidad de propagación de ultrasonidos mediante el índice propuesto por Guyader y Denis (1986) para la anisotropía total (dM%), considerando los tres ejes del espacio. Cada índice indica en qué dirección espacial está concentrada la orientación textural y/o mineralógica que condiciona la anisotropía (Fort González et al., 2008). La ecuación de este índice es:

$$dM\% = (1 - 2V_1/(V_2 + V_3)) \times 100$$

Donde V_1 es el valor mínimo de los obtenidos para cada eje, V_2 el máximo y V_3 el intermedio de los anteriores. A partir de los datos obtenidos para cada bloque, se realizó la media y desviación típica para obtener los índices de anisotropía para cada temperatura.

Además, se calculó también la resistencia a compresión simple (UCS, por sus siglas en inglés) a partir de LHD y UPV de

acuerdo con la ecuación propuesta por Gómez-Heras et al. (2020):

$$UCS = 10^{-3,176} \times LHD^{1,283} \times UPV^{0,445}$$

Resultados

La roca utilizada para los ensayos corresponde con una granodiorita biotítica porfídica de grano medio con megacristales abundantes que aflora en bolos poco redondeados con superficie rugosa e irregular (López Sopeña et al., 1996). Su mineralogía es cuarzo, biotita en cristales finos aislados y fenocristales de feldespato potásico que, en ocasiones, tienen los bordes poco definidos. Esta granodiorita tiene unas orientaciones muy marcadas por los fenocristales de feldespato potásico, lo que se expresa en cierta anisotropía en las propiedades del material.

La fracturación y el cambio de color de las rocas son los efectos macroscópicos más notables tras el calentamiento (fig. 2). En las muestras calentadas a 600°C y por encima de esta temperatura, los cristales de biotita muestran cierto brillo metálicos. La fracturación es especialmente intensa en las muestras calentadas a 600°C y por encima de esta temperatura, cuando las rocas se vuelven fácilmente disagregables.

A partir del peso y la dimensión de los cubos para las muestras sin calentar y una vez calentadas se ha determinado la densidad (ρ) y su descenso en relación con los valores iniciales (fig. 3). Se observa como el descenso de densidad es despreciable hasta las muestras calentadas a 400°C, leve en las muestras calentadas a 600°C y muy notable en las muestras calentadas a 800 y 1.000°C.

El resto de los resultados se han representado mediante gráficos de cajas y bigotes donde estos últimos representan los valores máximos y mínimos, el tamaño de las cajas indica el valor del cuartil 1 y el 3, la línea intermedia el cuartil 2 (que

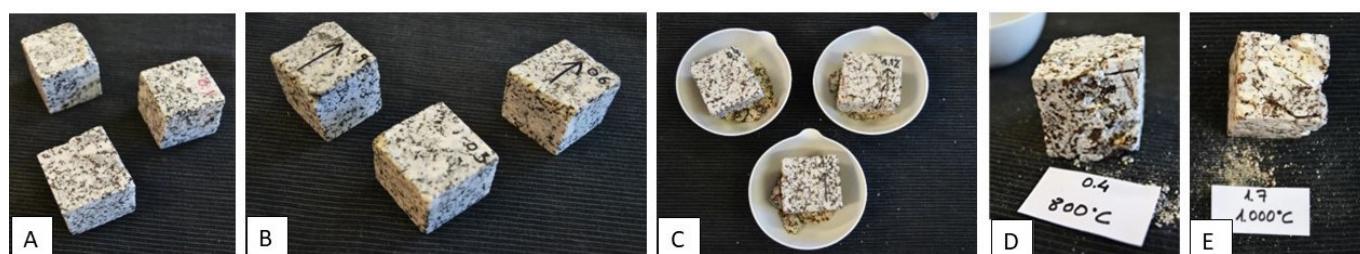


Fig. 2.- Aspecto macroscópico de las rocas ensayadas la salida del horno tras el calentamiento a 200°C (A), 400°C (B), 600 °C (C), 800 °C (D) y 1.000 °C (E). Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Macroscopic aspect of the tested samples as they were removed from the oven after heating at a 200°C (A), 400°C (B), 600 °C (C), 800 °C (D) and 1.000 °C (E). See color figure in the web.

Temperatura	ρ (g/cm ³)	$\Delta\rho$ (%)
25 °C	3.07 ± 0.09	—
200 °C	3.06 ± 0.07	0.33
400 °C	3.06 ± 0.04	0.33
600 °C	2.95 ± 0.02	3.91
800 °C	2.59 ± 0.01	15.64
1.000 °C	2.68 ± 0.17	12.70

Fig. 3.- Densidad media (ρ) de los cubos calculada tras ser calentados a distintas temperaturas e incremento en % con respecto al valor inicial.

Fig. 3.- Average density (ρ) of the cubes after heating at different temperatures and its increment in % in relation with the initial value.

coincide con la mediana) y la X marca el valor medio.

Los valores de LHD muestran una variación menor del 10% en las muestras calentadas a temperaturas inferiores a 600°C (fig. 4) mientras que en las muestras calentadas hasta esta temperatura se observa un fuerte descenso reduciéndose los valores medios prácticamente hasta la mitad. En las muestras calentadas hasta 800 y 1000 °C, no se pueden obtener valores de dureza a causa de la fracturación de la roca, ya que el equipo no puede realizar medidas cuando la rugosidad superficial es muy elevada.

Las medidas de UPV muestran un descenso exponencial a medida que aumenta la temperatura (fig. 5). Como en el caso de la dureza superficial, la UPV no puede medirse en las muestras calentadas a 800 y 1.000 °C.

Con relación a los índices de anisotropía calculados a partir de los valores

Temperatura (°C)	dM (%)
25	6 ± 2
200	9 ± 3
400	15 ± 7
600	41 ± 14

Tabla I.- Índice de anisotropía con la temperatura

Table I.- Anisotropy index after heating at the test temperatures.

de UPV (Tabla I), esta aumenta notablemente con la temperatura.

La UCS calculada se ha clasificado según los valores propuestos por la Sociedad Internacional de Mecánica de Rocas - ISRM (Brown, 1981). La UCS apenas cambia en las muestras calentadas a 200°C (tabla II), para descender hasta

T (°C)	UCS (MPa)	Clasificación ISRM
25	124 ± 4	Alta
200	121 ± 3	Alta
400	100 ± 5	Alta/media
600	30 ± 7	Moderada

cerca del 70% después del calentamiento a 600°C.

Discusión

Los resultados obtenidos muestran un descenso de la resistencia mecánica de la roca según aumenta la temperatura, aunque en distinto grado como reflejo de los distintos procesos de fracturación que sufre la roca a medida que se calienta. Estos procesos corresponden a la formación, a temperaturas más bajas, de fracturas intergranulares debidas a

Tabla II.- UCS calculada y clasificación ISRM tras las distintas temperaturas de calentamiento.

Table II.- Calculated UCS and ISRM classification after heating at different temperatures.

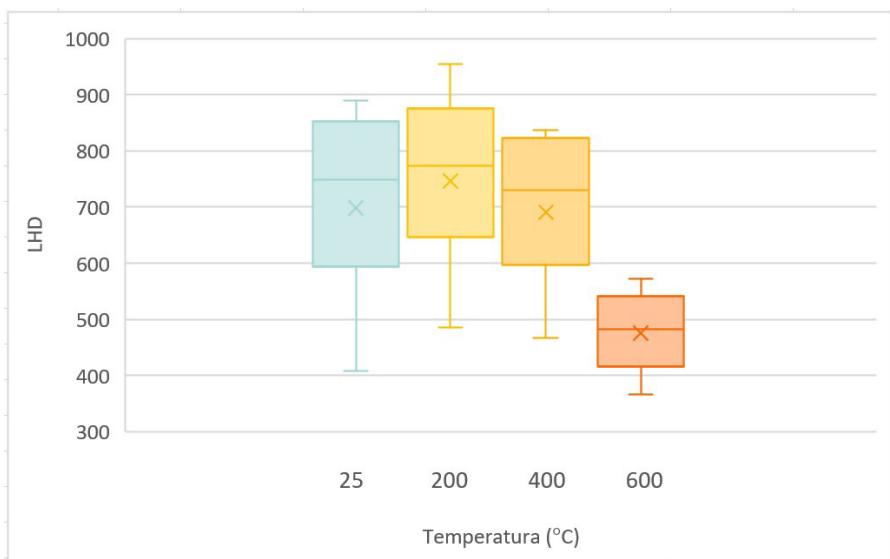


Fig. 4.- Dureza al rebote LHD de las muestras en función de las temperaturas a las que se calentaron.

Fig. 4.- LHD rebound hardness of the samples in relation with the temperature.

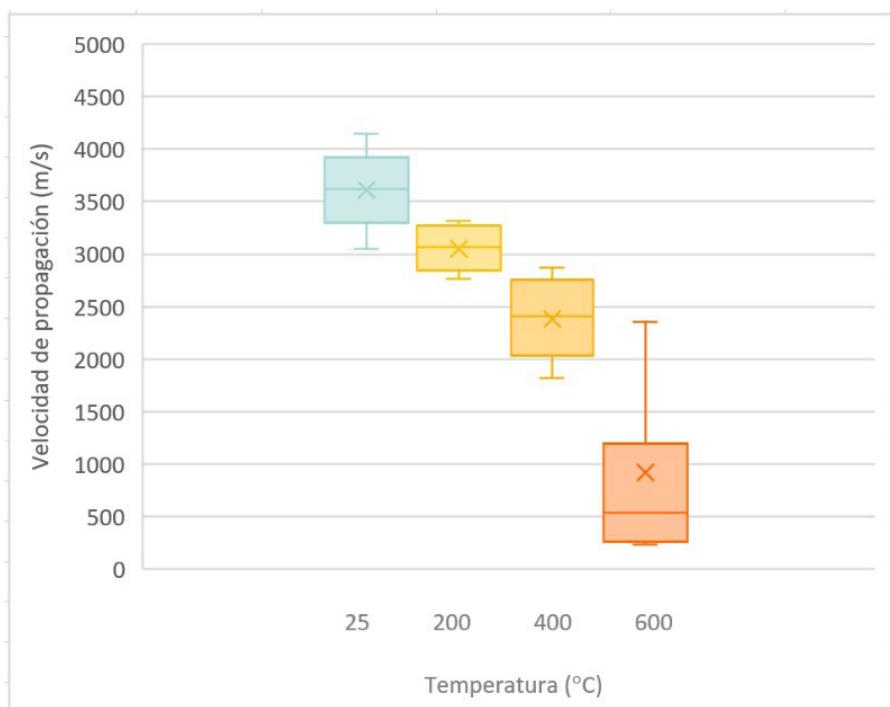


Fig. 5.- UPV de las muestras en función de las temperaturas a las que se calentaron.

Fig. 5.- UPV of the samples in relation with the temperature.

un descenso en la fuerza de unión en los bordes de grano, lo que provoca que en las muestras calentadas hasta los 400°C los cambios sean leves y que descienda UPV sin que disminuya LHD. En las muestras calentadas a 600°C y por encima se multiplica la formación de fracturas intra y transgranulares.

Esta formación catastrófica y penetrativa de fracturas se interpreta como el resultado de la transformación del cuarzo α en β a los 573°C que supone un cambio de volumen de los cristales de cuarzo de un 2% (Sirdesai et al., 2019) que se suma a la expansión térmica de los granos minerales (Chaki et al., 2008; Vázquez et al., 2022).

Conclusiones

Los resultados muestran que esta granodiorita presenta unos cambios mecánicos poco notables al ser calentada por debajo de los 400°C. Entre 400 y 600°C se produce un fenómeno acusado de fracturación, relacionado con la transformación del cuarzo α en β a 573°C.

Por encima de 600°C, la fracturación de la roca es catastrófica e imposibilita la toma de medidas con el equipamiento disponible en las temperaturas más altas.

Contribución de los autores

Sanchez-Roda (adquisición de datos, edición, figuras, revisión del manuscrito, investigación/análisis). Gomez-Heras (Estructura del trabajo, metodología, adquisición de datos, análisis, revisión del manuscrito, coordinación, supervisión). Oliva-Urcia (Estructura del trabajo, metodología, adquisición de datos, análisis, revisión del manuscrito, coordinación,

supervisión).

Agradecimientos

A la D. G. de Patrimonio de la Consejería de Cultura de la Junta de Castilla y León por la documentación suministrada y los permisos obtenidos. Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos TOP-Heritage de la Comunidad de Madrid (S2018/NMT_4372) y los proyectos PIC2020-116896RB-C21 y PIC2020-116896RB-C22 del MCIN/AEI/10.13039/501100011033.

Referencias

- Brown, E.T. (1981). *Rock characterization, testing & monitoring: ISRM suggested methods*. Pergamon press, Oxford, 211 p.
- Chaki, S., Takarli, M. y Agbodjan, W. P. (2008). *Construction and Building Materials* 22(7), 1456-1461. <https://doi.org/ckvjc>
- Fort González, R., Varas, M.J., Álvarez de Buero, M. y Taborda, M. (2008). *Materials de construcción* 289-290, 161-178. <https://doi.org/b7pfph>
- Gomez-Heras, M., Benavente, D., Pla, C., Martinez-Martinez, J., Fort, R. y Brotons, V. (2020). *Construction and Building Materials* 261, 119996. <https://doi.org/h3z8>
- Guyader, J. y Denis, A. (1986). *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 33(1), 49-55.
- Jiménez González, M.C. (2017). *Informe Técnico de la Prospección Arqueológica de El Berrueco*. D. G. de Patrimonio Cultural de Castilla y León, 164 p.
- Koca, M.Y., Ozden, G., Yavuz, A.B., Kincal, C., Onargan, T. y Kucuk, K. (2006). *International journal of rock mechanics and mining sciences*, 43(4), 520-530. <https://doi.org/b8x47n>
- Kompaníková, Z., Gomez-Heras, M., Michňová, J., Durmeková, T. y Vlčko, J. (2014). *Environmental earth sciences* 72(7), 2569-2581. <https://doi.org/f6hvnd>
- López Santalla, A. y López García, M (Coord.) (2019). *Los incendios forestales en España. Decenio 2006-2015*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Secretaría General Técnica. 166 p.
- López Sopeña, F., Lillo Ramos, F.J., Díez Montes, A., Olive Davo, A., Rubio Campos, J.C. (1996). *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja 553 (Béjar) y memoria*. IGME, Madrid, 122 p.
- Mol, L. y Gomez-Heras, M. (2018). *Heritage Science* 6(1), 1-16. <https://doi.org/h3z9>
- Mol, L., Gomez-Heras, M., Brassey, C., Green, O. y Blenkinsop, T. (2017). *Royal Society open science*, 4(2), 160335. <https://doi.org/gnw2x2>
- Sanjurjo-Sánchez, J., Gómez-Heras, M., Fort, R., Álvarez de Buero, M., Benito, R. I. y Bru, M.A. (2016). *Microchemical Journal* 127, 247-255. <https://doi.org/f8pwpj>
- San-Miguel-Ayanz, J., Durrant, T., Boca, R., Maiani, P. et al. (2019). *Forest Fires in Europe, Middle East and North Africa*. EUR 30402 EN, Publications Office of the European Union, Luxembourg. 159 p. <https://doi.org/h3z5>
- Sirdesai, N.N., Mahanta, B., Ranjith, P.G. y Singh, T.N. (2019). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 78(2), 883-897. <https://doi.org/gpxh8r>
- Vázquez, P., Acuña, M., Benavente, D., Gibbeaux, S., Navarro, I. y Gomez-Heras, M. (2016). *Construction and Building Materials* 104, 263-275. <https://doi.org/h32b>
- Vázquez, P., Benavente, D., Montiel, D. y Gomez-Heras, M. (2022). *Applied Sciences* 12(1), 188. <https://doi.org/h3z6>
- Verdú, F. y Salas, J. (2011). *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*.
- Vigroux, M., Eslami, J., Beaucour, A. L., Bourges, A., y Noumowé, A. (2021). *Construction and Building Materials* 272, 121629. <https://doi.org/h32c>

Cocientes de bandas espectrales ASTER para la diferenciación litológica en formas del relieve de baja pendiente (NW de la Cuenca del Duero, León, España)

ASTER spectral bands ratios for lithological differentiation in low relief landforms (NW Duero Basin, León, Spain)

Eduardo García-Meléndez¹, Arturo Báscones¹, Montserrat Ferrer-Julia¹, Mercedes Suárez², Elena Colmenero-Hidalgo¹, Juncal A. Cruz^{1,3} e Inés Pereira¹

¹ Grupo de Investigación Geología Ambiental, Cuaternario y Geodiversidad (Q-GEO), Facultad de Ciencias Biológicas y Ambientales. Universidad de León. Campus de Vegazana, s/n, 24071, León. egarm@unileon.es, abasl@unileon.es, mferj@unileon.es, e.colmenero@unileon.es, iperr@unileon.es.

² Dpto de Geología. Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced s/n 37008, Salamanca. msuarez@usal.es.

³ Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, C/ Jose Antonio Novais 12, 28041, Madrid. jcruzmartinez@ucm.es.

ABSTRACT

In this study ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) images are used for mapping purposes associated with mineral compositions in flat and gently sloping free crop cultivated areas in the northwestern Duero Basin. Several image band ratios have been applied to the ASTER multispectral dataset corresponding to the visible and near-infrared (VNIR) and to the short-wave infrared (SWIR) wavelengths. These band ratios enhance the absorption features related to both electronic and vibrational processes corresponding to iron oxides minerals and phyllosilicates minerals respectively. The results obtained show that in the northern and westernmost areas with Paleozoic basement, Neogene and Plio-Quaternary sediments, iron oxides minerals are more frequent. On the other hand, in the easternmost area, characterized by the Quaternary Tuerto and Órbigo river terraces, extensive areas show the existence of Al-bearing phyllosilicates. These results add information for geological, lithological and mineral prospection mapping in almost flat areas, where outcrops are scarce.

Key-words: Remote Sensing, espectroscopía, image ratios, digital image processing, mineralogy, geological mapping, ASTER.

Geogaceta, 73 (2023), 79-82

<https://doi.org/10.55407/geogaceta95486>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

En este estudio se utilizan imágenes ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) para proporcionar información sobre la composición mineral en zonas de cultivo sin vegetación en un sector del noroeste de la cuenca del Duero. Se han aplicado distintos cocientes de bandas al conjunto de imágenes multiespectrales correspondientes a longitudes de onda del visible e infrarrojo cercano (VNIR, visible and near-infrared) y del infrarrojo de onda corta (SWIR, short-wave infrared), para realzar la presencia de óxidos de hierro y de filosilicatos principalmente. Los resultados obtenidos permiten reconocer que en las zonas caracterizadas por rocas del sustrato paleozoico, sedimentos neógenos y pliocuaternarios, los minerales con contenido en hierro están más representados. Por otra parte, en las zonas caracterizadas por sistemas de terrazas fluviales es más patente la presencia de filosilicatos aluminícos. Estos resultados añaden información a la cartografía geológica y, fundamentalmente, litológica y de prospección mineral de extensas áreas con formas del relieve suaves en donde los afloramientos son muy escasos.

Palabras clave: Teledetección, espectroscopía, cociente de bandas, tratamiento digital de imágenes, mineralogía, cartografía geológica, ASTER.

Fecha de recepción: 08/07/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

Introducción

En este estudio se muestra el potencial cartográfico de las imágenes ASTER para proporcionar información sobre la composición mineral en áreas cultivadas de una zona en el noroeste de la cuenca del Duero. La utilidad de esta información es fundamental para suministrar la distribución espacial de grupos minerales dentro de unidades geológicas y geomorfológicas cartografiadas en los mapas oficiales. La cartografía composicional generada a partir de las imágenes satelitales y, en concreto, de las de ASTER, puede suponer una información precisa para completar y/o actualizar la información cartográfica

geológica con el fin de evaluar la fortaleza de la capacidad de ASTER en entornos geomorfológicos de bajas pendientes, con elevada proporción de cultivos.

Las imágenes ASTER

Las imágenes empleadas en este estudio fueron obtenidas a partir del sensor satelital multiespectral *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER), desarrollado por el Ministerio japonés de Economía, Comercio e Industria, y lanzado por la NASA (Yamaguchi *et al.*, 2001) a bordo del satélite TERRA. Las imágenes fueron descargadas de la base de datos EarthData (s.f.).

Las escenas de las imágenes ASTER abarcan un área de 60 x 60 km, con 14 bandas espectrales diferentes y resoluciones espaciales que van desde los 15 m para las obtenidas por el sensor operativo en la región del visible e infrarrojo cercano (VNIR, *Visible and Near Infrared*), 30 m para las obtenidas por el sensor operativo en el infrarrojo de onda corta (SWIR, *Short-wave Infrared*), y 90 m para las comprendidas dentro del intervalo correspondiente al infrarrojo térmico (TIR, *Thermal Infrared*) (Yamaguchi *et al.*, 2001). Si bien las imágenes ASTER, comparadas con las de los sensores de la serie LANDSAT, tienen una trayectoria orbital y una altitud similar, la gran diferencia viene dada por la

mayor resolución espectral de ASTER, que presenta cinco bandas en la región SWIR frente a solo una de LANDSAT, así como en la región TIR, con cinco bandas frente a una o dos de la serie LANDSAT.

En este trabajo se utilizarán las imágenes correspondientes al VNIR y SWIR para detectar la presencia de filosilicatos y óxidos de hierro, principalmente. El uso de las imágenes ASTER en la exploración geológica se basa en los trabajos previos sobre espectroscopía de reflectancia de laboratorio, principalmente en el VNIR y SWIR, para el comportamiento de los distintos minerales y sus grupos, en particular el grupo de los óxidos de hierro, el grupo de los minerales portadores de OH⁻ (entre ellos, arcillas y micas), el grupo de los carbonatos, etc. (Clark *et al.*, 1990). Concretamente, en ASTER los óxidos de hierro muestran diferencias espetrales en las bandas 1 y 3 (550 y 805 nm respectivamente). Los minerales Al-OH (grupo de los filosilicatos aluminicos) como la moscovita y la caolinita presentan rasgos de absorción diagnósticos (entre 2100 y 2250 nm) en la región del SWIR, que pueden ser discriminados con ASTER en las bandas 5 y 6. Los minerales con enlaces Mg-OH (arcillas magnéticas y clorita) y el grupo de los carbonatos tienen rasgos de absorción diagnósticos entre los 2250 y los 2400 nm (bandas 7, 8 y 9). Como es de esperar, debido a la resolución espectral de ASTER estos rasgos de absorción que puedan ser extraídos de las imágenes nunca serán tan precisos como las medidas de laboratorio tomadas con espectrorradiómetros (Fig.1). Sí pueden aportar información mineral cualitativa y semicuantitativa, de forma que los sensores VNIR y SWIR de ASTER pueden permitir la discriminación e identificación de

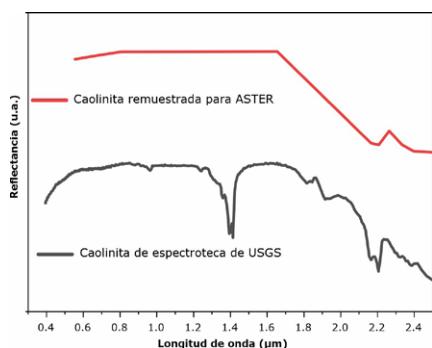


Fig. 1.- Comparación de la curva espectral de la caolinita según la resolución de ASTER y de laboratorio, separados verticalmente para una mejor visualización.

Fig. 1.- Kaolinite spectral response according to the ASTER and laboratory spectral bands. The spectra are vertically displaced for a better visualization.

grupos minerales en general, tales como óxidos, carbonatos y minerales hidratados con enlaces Al-OH y Mg-OH, como los filosilicatos (Hewson *et al.*, 2017). Desde su disponibilidad en 1999, las imágenes ASTER se han venido utilizando en distintos estudios geológicos en zonas áridas y semiáridas discriminando tanto grandes unidades litológicas como áreas de alteración (Rowan y Mars, 2003; Hewson *et al.*, 2005).

La zona de estudio

El área de estudio se localiza al NW de la Cuenca del Duero (Fig. 2), enmarcada por los relieves de la Cordillera Cantábrica de orientación E-W en su sector norte y por los relieves más orientales de los Montes Galaico-Leoneses en su sector occidental. Las rocas que forman estos relieves en la zona de estudio incluyen una variedad litológica de edad paleozoica con distintos grados de me-

tamorfismo de rocas silicicísticas y rocas carbonatadas, todas ellas deformadas durante la Orogenia Varisca (Pérez-Estaún y Bea, 2004). Discordantes sobre el basamento paleozoico se localizan sedimentos del Neógeno formados por facies aluviales correspondientes a los aportes procedentes de los relieves paleozoicos (Alonso-Gavilán *et al.*, 2004), y llanuras de inundación y terrazas fluviales cuaternarias correspondientes a los ríos Órbigo, Tuerto, Duerna y Eria. Estos materiales cenozoicos consisten en gravas con distintos grados de cementación, arenas, limos y arcillas. La respuesta espectral de materiales similares ha sido estudiada mediante espectroscopía de reflectancia de laboratorio en el SW de la cuenca del Duero y validada mediante difracción de rayos X (DRX) en trabajos previos (García-Meléndez *et al.*, 2004a) y comparando con la respuesta espectral en imágenes LANDSAT 5-TM (García-Meléndez *et al.*, 2004b).

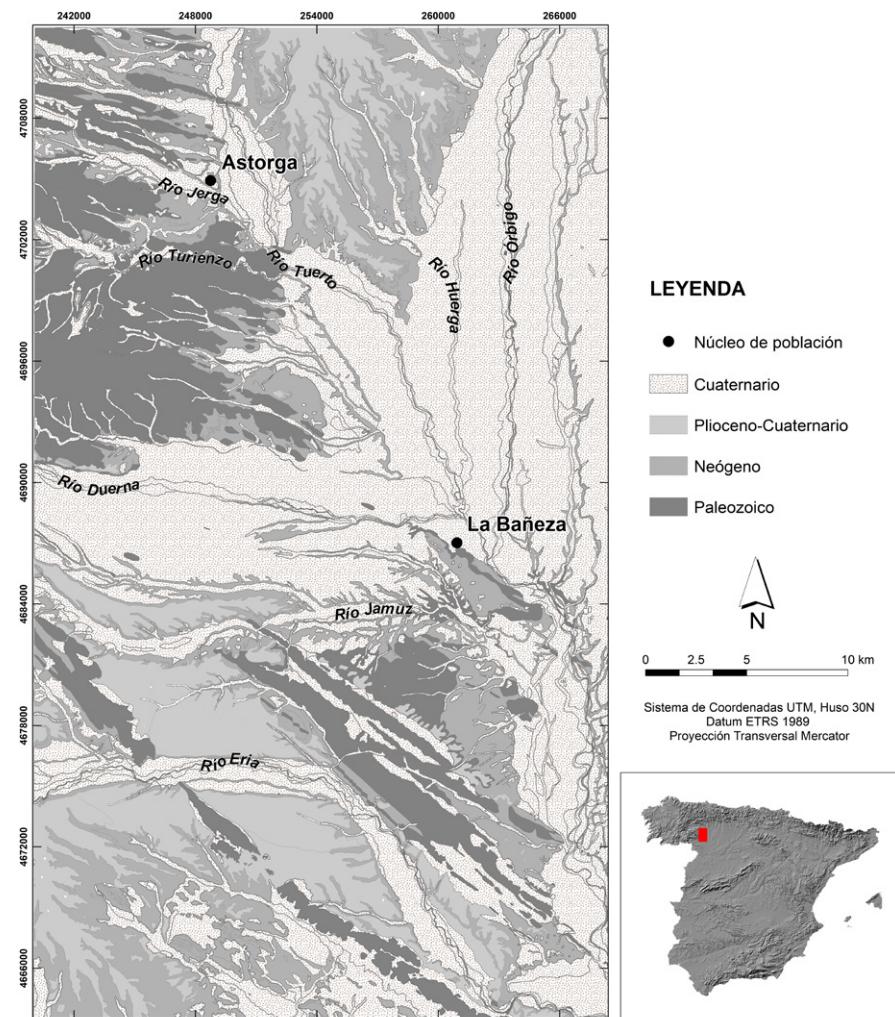


Fig. 2.- Mapa geológico esquemático de la zona de estudio y localización. Mapa modificado de González Menéndez *et al.* (2021).

Fig. 2.- Schematic geological map of the study area and its location. Modified from González Menéndez *et al.* (2021).

Método

La imagen utilizada es una imagen ASTER con nivel de procesado 1B tomada el 8 de junio de 2005. El tratamiento y análisis de los datos de radiancia espectral contenidos en las 9 bandas VNIR-SWIR siguió el siguiente procedimiento: 1) se realizó la corrección del efecto *crosstalk* en las bandas del SWIR mediante el software específico desarrollado por Iwasaki y Tonooka (2005); 2) se realizaron las siguientes operaciones de tratamiento con el software ENVI 5.2: remuestreo (*resampling*) para ajustar la resolución espacial de las bandas del VNIR y SWIR a 30 m y, a continuación, conversión a radiancia de los valores iniciales de números digitales (ND) mediante calibración radiométrica, para terminar el tratamiento realizando la corrección atmosférica para obtener los valores de reflectancia mediante el método FLAASH (*Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypcubes*); 3) finalmente se calculó el índice de vegetación normalizado (NDVI, *Normalized Difference Vegetation Index*) con el fin de enmascarar las zonas de vegetación para no generar confusión en la discriminación mineralógica en los análisis posteriores.

Básicamente este trabajo se basa en el algoritmo de cociente *Relative Band Depth* (profundidad relativa de banda) descrito por Crowley *et al.* (1989), en el cual el contenido o abundancia de un mineral (o grupo mineral) se basa en la profundidad relativa de sus rasgos de absorción con respecto a las hombreas que lo enmarcan. Si bien existe un gran número de cocientes posibles utilizando las distintas bandas con distintos índices y diferente complejidad dependiendo de las características geológicas de las zonas de estudio, en este trabajo se utilizan cocientes simples que demuestran su utilidad para la diferenciación mineralógica de óxidos de Fe con el cociente B4/B2, grupo de las arcillas alumináticas (B4/B6) y grupo de arcillas magnésicas y carbonatos (B4/B8). Para la interpretación y validación de los resultados se utilizaron composiciones en color de los cocientes anteriores e información composicional a partir de DRX de muestras de campo y su respuesta espectral en laboratorio mediante un espectrorradioímetro ASD (Báscones *et al.*, 2020).

Resultados

La observación de los cocientes de bandas y de la composición en color de la zona de estudio generada a partir de

éstos permite diferenciar claramente la respuesta espectral tipo correspondiente a píxeles de la imagen con los tres principales grupos de minerales diferenciados (Fig. 3), en 2 sectores (Fig. 4).

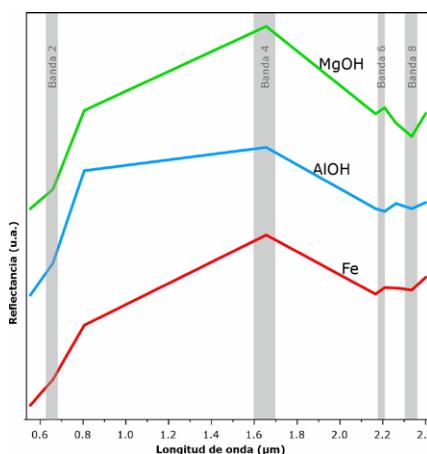


Fig. 3.- Respuesta espectral en ASTER de los grupos minerales diferenciados.
Fig. 3.- ASTER spectral response of the studied mineral groups.

El primer sector está asociado con las llanuras de inundación y sistemas de terrazas de los ríos de la zona. Destaca el dispositivo de terrazas de dirección N-S del río Órbigo en su margen izquierda, que presenta tonos magenta a rojizos que denotan la presencia dominante de minerales de filosilicatos alumináticos (Al-OH, illita, moscovita, caolinita) debido a la mayor presencia de silicatos alumináticos en el área fuente, mezclados con la presencia de óxidos de hierro. Esto indica procesos postsedimentarios de edafización y enriquecimiento en óxidos de hierro, en comparación con las llanuras de inundación, que presentan colores azulados de los minerales con grupo Al-OH y ausencia de óxidos de hierro. En este sector se aprecian distintas tonalidades, que parecen estar directamente relacionadas con la edad de las terrazas, de tal manera que las situadas más al E (las más antiguas) tienen un contenido mayor en óxidos de hierro. Esta señal se observa igualmente en los valles de los otros ríos de la zona, cuyas llanuras de inundación y terrazas más bajas estarían marcadas por el predominio de los minerales con grupo Al-OH, diferenciándose entre ellas por la distinta presencia de óxidos de hierro y filosilicatos magnésicos/carbonatos y sus mezclas.

El segundo sector, correspondiente a los afloramientos del sustrato paleozoico y de los sedimentos neógenos y pliocuaternarios, se caracteriza por una respuesta espectral mixta en cuanto a los componen-

tes estudiados. Las áreas con mayores contenidos en óxidos de hierro se sitúan al SW y N de la zona de estudio, y coinciden con afloramientos de superficies altas pliocuaternarias interpretadas como abanicos y rañas (Suárez Rodríguez *et al.*, 1994), y con arenas y arcillas arenosas del Neógeno. Por otra parte, en las zonas en las que aflora el sustrato paleozoico (pizarras y cuarcitas) dominan los óxidos de hierro junto con filosilicatos magnésicos (clorita), dando distintos tonos de color naranja.

Finalmente, las zonas con presencia de filosilicatos magnésicos/carbonatos están reflejadas por distintos tonos de azul claro, siendo más abundantes en afloramientos de materiales neógenos y pliocuaternarios. La figura 4 muestra la respuesta espectral tipo correspondiente a píxeles de la imagen con los tres principales grupos de minerales diferenciados.

Conclusiones

La resolución espectral de ASTER aporta valiosa información mineral cualitativa y semicuantitativa. Los resultados obtenidos permiten reconocer la presencia de los tres componentes tratados en mezclas de distintas proporciones, que se manifiestan en las tonalidades de los distintos colores, relacionados con la abundancia relativa en un píxel de los óxidos de hierro y de los filosilicatos, tanto alumináticos como magnésicos. En términos generales, los óxidos de hierro y filosilicatos magnésicos son más frecuentes en el sustrato paleozoico, y en los materiales neógenos y pliocuaternarios, así como en las terrazas más antiguas. Los filosilicatos alumináticos predominan en las llanuras de inundación y terrazas, mezclados en éstas con óxidos de hierro, en distintas proporciones según la edad. La información suministrada puede aportar datos útiles para la cartografía geológica, geomorfológica, edafológica y de prospección mineral de extensas áreas con formas del relieve de bajas pendientes, en donde la escasez de afloramientos y la presencia de cultivos impiden una observación óptima en campo.

Contribución de los autores

EGM: estructura del trabajo, coordinación, investigación y análisis, metodología. AB: análisis, adquisición de datos. MFJ: metodología, adquisición de datos, figuras. MS: análisis, revisión. ECH: edición, adquisición de datos, revisión. JAC: figuras, revisión. IP: figuras, revisión.



Fig. 4.- Composición en color con los cocientes de imágenes utilizados RGB (4/2, 4/8, 4/6).

Fig. 4.- Colour composition with band ratios RGB (4/2, 4/8, 4/6).

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada los Proyectos ESP2017-89045-R y PID2019-106504RB-I00 (FEDER/Ministerio de Ciencia e Innovación–Agencia Estatal de Investigación) y por el proyecto PDC2021-121352-100, financiado por MCIN/AEI/10.13039/501100011033 y por

la Unión Europea “NextGenerationEU”/PRTR. La participación de I. Pereira ha sido posible gracias a un contrato predoctoral de la U. de León. Agradecemos a *Land Processes Distributed Active Archive Center* (LP DAAC) de la NASA el acceso a las imágenes ASTER, y a dos revisores anónimos sus comentarios y correcciones de este artículo.

Referencias

- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I. (coord.), Carballera, J., Corrochano, A., Huerta, P. y Rodríguez, J.M. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 550-556.
- Báscones, A., Suárez, M., Ferrer-Julià, M., García-Meléndez, E., Colmenero-Hidalgo, E. y Quirós, A. (2020). *Revista de Teledetección* 55, 49-57. DOI: <https://doi.org/h4g>
- Clark, R.N., King, T.V.V., Kleiwa, M., Swayze, G.A. y Vergo, N. (1990). *Journal of Geophysical Research* 95, 12653-12680. DOI: <https://doi.org/dkcp8d>
- Crowley, J.K., Bickey, D.W. y Rowan, L.C. (1989). *Remote Sensing of Environment* 29(2), 121-134. DOI: <https://doi.org/d6t32w>
- EarthData. Disponible en línea: <https://earthdata.nasa.gov/> (último acceso, septiembre de 2022).
- García Meléndez, E., Ferrer Julià, M., Bermejo, A. y Suárez, M. (2004a). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 17(1-2), 39-47.
- García Meléndez, E., Suárez, M. y Goy, J.L. (2004b). *Revista de Teledetección* 21, 35-39.
- González Menéndez, L., Heredia, N. y Marcos, A. (consultado en junio de 2021). GEODE Mapa Geológico Digital continuo E: 1: 50.000, Zona Asturoccidental-Leonesa (Zona-1100).
- Hewson, R.D., Cudahy, T.J., Mizuhiko, S., Ueda, K. y Mauger, A.J. (2005). *Remote Sensing of Environment* 99(1-2), 159-172. DOI: <https://doi.org/cd4gs6>
- Hewson, R., Robson, D., Carlton, A. y Gilmore, P. (2017). *Cogent Geoscience* 3, 1319259. DOI: <https://doi.org/h4dz>.
- Iwasaki, A. y Tonooka, H. (2005). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 43(12), 2747-2751. DOI: <https://doi.org/b9wzsk>
- Pérez-Estaún, A. y Bea, F. (Eds.), (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 19-230.
- Rowan, L.C. y Mars, J.C. (2003). *Remote Sensing of Environment* 84(3), 350-366. DOI: <https://doi.org/d4r6cn>
- Suárez Rodríguez, A., Barba, P., Heredia, N., Rodríguez Fernández, L.R., Fernández, L.P. y Herrero, A. (1994). *Mapa Geológico de la provincia de León 1:200.000 y memoria*. ITGE-Diputación de León, Madrid, 166 p.
- Yamaguchi, Y., Fujisada, H., Tsu, H., Sato, I., Watanabe, H., Kato, M., Kudoh, M., Kahle, A.B. y Pniel, M. (2001). *Advances in Space Research* 28(1), 69-76. DOI: <https://doi.org/dc7xh2>

Ostrácodos messinienses del sector occidental del Estrecho Norbético

Messinian ostracods from the western sector of the Norbetic Strait

Verónica Romero¹, María Luz González-Regalado¹ y Francisco Ruiz¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, Avd. Tres de Marzo, s/n, 21071 Huelva, España;
veronica.romero@dct.uhu.es (V.R.); montero@uhu.es (M-L.G.-R.); ruizmu@uhu.es (F.R.).

ABSTRACT

This paper studies the ostracods from the Cartaya section (Huelva, SW Spain). A detailed stratigraphic description of the area is made, as well as a taxonomic study and a definition of assemblages. The fifteen samples taken correspond to the gray clays of the Gibraleón Clay Formation. The most abundant genera are Krithe, Parakrithe, Henryhowella, Cytherella and Propontocypris. They are frequent in other sections of the midde-upper part of this formation, deposited in upper bathyal paleoenvironments of the western part of the old Norbetic Strait. The main species present a bioestratigraphic distribution that spans from the Tortonian to the Holocene.

Key-words: Ostracods, Messinian, Norbetic Strait, SW Spain.

Geogaceta, 73 (2023), 83-86
<https://doi.org/10.55407/geogaceta95850>
 ISSN (versión impresa): 0213-683X
 ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

Este trabajo estudia los ostrácodos de la sección de Cartaya (Huelva, S.O. España). Se efectúa una descripción estratigráfica detallada de esta sección, así como un análisis taxonómico y una definición de las asociaciones. Las quince muestras analizadas pertenecen a la Formación Arcillas de Gibraleón. Los géneros más abundantes son Krithe, Parakrithe, Henryhowella, Cytherella y Propontocypris, frecuentes en otras secciones de la parte media-superior de esta formación, depositadas en ambientes paleobatiales superiores del sector occidental del antiguo Estrecho Norbético. Las principales especies presentan un rango bioestratigráfico que abarca desde el Tortoniano al Holoceno.

Palabras clave: Ostrácodos, Messiniense, Estrecho Norbético; S.O. España.

Fecha de recepción: 31/07/2022

Fecha de revisión: 28/10/2022

Fecha de aceptación: 02/12/2022

Introducción

En el suroeste de la Depresión del Guadalquivir (S.O. de España), el registro fósil de las asociaciones de ostrácodos ha sido analizado en diversas secciones superficiales (<15 m de espesor) de distintas formaciones geológicas depositadas desde el Tortoniano hasta el Plioceno Inferior (p.e. Ruiz y González-Regalado, 1996). No obstante, son poco frecuentes aquellos estudios centrados en los materiales messinienses que conforman gran parte de la Fm. Arcillas de Gibraleón (Civis *et al.*, 1987), la formación de mayor distribución geográfica en esta zona.

En este trabajo, se analizan los ostrácodos de una sección próxima a la localidad de Cartaya (Huelva, S.O. España). El objetivo principal es la determinación taxonómica de las especies presentes, la definición de sus asociaciones, así como la reconstrucción paleoambiental de los materiales estudiados y el análisis de la distribución bioestratigráfica de las principales especies.

Área de estudio

Geológicamente, la zona de estudio se sitúa en el sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir, constituyendo la cuenca de antepaís del Orógeno Bético. Los materiales analizados forman parte del relleno neógeno próximo al margen septentrional pasivo de esta cuenca, dentro del antiguo Estrecho Norbético que unía el océano Atlántico con el mar Mediterráneo (Martín *et al.*, 2009).

Este relleno está representado por cuatro unidades litoestratigráficas que, de muro a techo, son: i) Fm. Calcarenita de Niebla (Tortoniano; Civis *et al.*, 1987), con un tramo detritico conglomerático basal sobre el que se disponen depósitos calcareníticos bioclásticos; ii) Fm. Arcillas de Gibraleón (Tortoniano-Messiniense; Civis *et al.*, 1987), unidad con la mayor extensión cartográfica de la cuenca, constituida por arcillas y limos masivos; iii) Fm. Arenas de Huelva (Plioceno; Civis *et al.*, 1987), formada por limos glauconíticos basales y arenas limosas bioclásticas a techo, muy ricas en macrofauna; y iv)

Fm. Arenas de Bonares (Plioceno-Pleistoceno; Mayoral y Pendón, 1986-1987), caracterizada por la presencia de limos y arenas finas que evolucionan a arenas medias en sus niveles superiores

Material y métodos

La zona de estudio se ubica en una cantera abandonada junto a la Cañada de los Homos, a pocos kilómetros al SE de la localidad de Cartaya (Huelva, España) (Fig. 1). Se han analizado 15 muestras tomadas en una sección de 15 m de potencia (Tabla 1: CH-1 a CH-15). En el laboratorio, cada muestra (200 g) fue disgregada con peróxido de hidrógeno y pirofosfato sódico en agua durante 24 horas para eliminar la materia orgánica presente.

A continuación, las muestras se levigaron a través de un tamiz de 250 micras y el residuo se secó en estufa a 60°C. Posteriormente, se extrajeron manualmente mediante una lupa binocular y se determinaron todos los ostrácodos presentes.

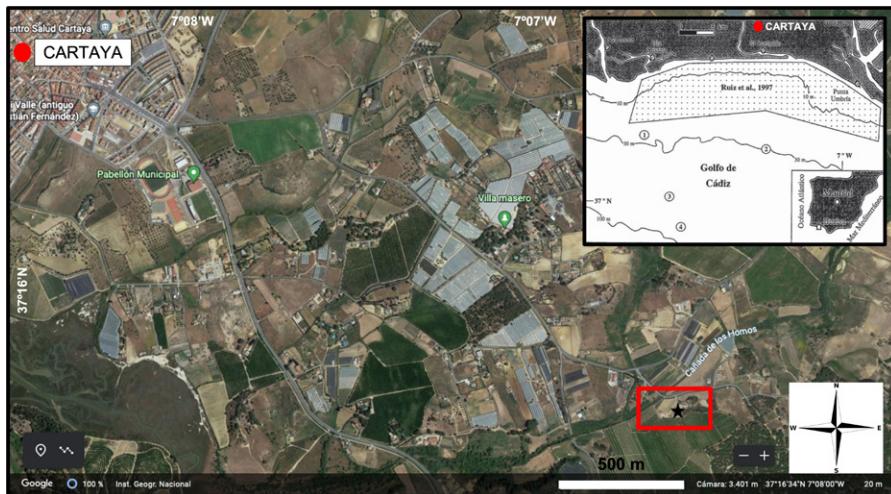


Fig. 1.- Situación geográfica de la zona de estudio (Cantera de la Cañada de los Homos, Cartaya, Huelva).

Fig. 1.- Geographical location of the study area (Cantera de la Cañada de los Homos, Cartaya, Huelva).

Resultados

Estratigrafía

La columna estratigráfica de la zona de estudio tiene una potencia de unos 15 metros (Figs. 2-3) y, de muro a techo, pueden diferenciarse los siguientes niveles: i) 2 m de arcillas grises azuladas con fragmentos de gasterópodos, bivalvos y restos de seláceos; ii) 3 m de limos amarillentos con gran abundancia de pectínidos en posición de vida que se concentran en varios paquetes lumaquélidos; iii) 3 m de limos muy bioturbados que incluyen costras ferruginosas que rellenan pequeñas cavidades; iv) 3 m de limos grises a ocres con un límite superior marcado por una nueva acumulación de pectínidos; v) 1 m de limos muy compactados con laminación paralela; vi) 2 m de limos amarillentos profusamente bioturbados; y vii) 1 m de limos anaranjados muy ferruginizados.

Distribución vertical de ostrácodos

Los ostrácodos están presentes en diez de las quince muestras estudiadas. En ellas, se han extraído un total de 172 valvas y caparazones pertenecientes a 17 géneros y 23 especies. La diversidad máxima se centra en las muestras CH-3 y CH-11 (9 y 10 especies respectivamente), en tanto que la densidad máxima corresponde a la muestra CH-11 (44 ejemplares). Estos microcrustáceos están ausentes en CH-7 y las cuatro muestras superiores (CH-12 a CH-15), cuyo registro micropaleontológico (sobre todo foraminíferos) es también muy limitado.



Fig. 2.- Imagen del afloramiento en el que han tomado las muestras (longitud del jalón 1m).

Fig. 2.- Image of the outcrop where samples were taken (rod length 1m).

Las especies más abundantes son *Henryhowella asperrima*, *Cytherella vulgata*, *Buntonia sublatissima dertoniensis* y *Ruggeria tetraptera*. También están bien representados los géneros *Krithe* y *Parakrithe*.

Discusión

Asociaciones de ostrácodos

En función de la autoecología de las especies presentes (Barra y Bonaduce, 2001; Ruiz et al., 2011; Sciuto, 2014), se pueden definir tres asociaciones de ostrácodos en la sección de Cartaya:

A) Asociación epibatial, claramente mayoritaria, compuesta por *Parakrithe* spp., *H. asperrima*, *Krithe* sp. y *Xestoleberis prognata*. Esta asociación está mejor representada en las muestras inferiores hasta CH-8;

B) Asociación circalitoral, constituida por *Costa tricostata pliocenica*, *Pterygo-cythereis siveteri*, *B. sublatissima dertoniensis*, *Bosquetina dentata* y *Proponto-*

cypris sp.;

C) Asociación infralitoral, compuesta por el género *Loxoconcha*. Otras especies, como *C. vulgata*, *Acanthocythereis hystric*, *Ruggeria tetraptera* y *Pterygo-cythereis jonesii*, se distribuyen principalmente en la zona nerítica.

De esta distribución se deduciría que los limos de la sección de Cartaya se depositaron en un medio batial superior, con un transporte continuo de materiales desde la plataforma continental adyacente y una disminución de la profundidad hacia techo.

Aspectos bioestratigráficos

El estudio de los foraminíferos planctónicos de una sección muy próxima a la estudiada (Sierro, 1985) ha permitido atribuir una edad messiniense a los materiales limosos de la Cañada de los Homos, dado que el límite Tortoniense-Messiniense se sitúa muy próximo al contacto entre la Fm. Calcareña de Niebla y la Fm. Arcillas de Gibraleón y topográficamente por debajo de la sección de Cartaya.

La mayoría de las especies determinadas presentan un amplio rango bioestratigráfico, si bien algunas de ellas solo se han descrito en el registro fósil. *B. sublatissima dertoniensis* está presente en sedimentos miocenos desde España (González-Delgado et al., 1982) hasta Malta (Barra y Bonaduce, 2001). *C. tricostata* es una especie que se distribuye desde el Paleógeno al Neógeno en el sur de Europa (Ruiz et al., 2011; Sciuto, 2014). *X. prognata* ha sido recolectada en sedimentos desde el Tortoniense hasta el Pleistoceno en Italia (Abate et al., 1994).

Otras especies también se han encontrado en sedimentos actuales. *C. vulgata* es frecuente desde el Mioceno hasta la actualidad en el mar Mediterráneo (Ruggeri, 1962) y áreas atlánticas adyacentes (Abad et al., 2011).

En consecuencia, los ostrácodos no permiten precisar con detalle la edad de la sección de Cartaya, si bien el rango de distribución de las especies presentes indicaría una edad al menos miocena para ella. Ello estaría de acuerdo con los datos aportados por los foraminíferos planctónicos (Sierro, 1985).

Relación con los ostrácodos de otras secciones messinienses

Los resultados obtenidos son comparables con los proporcionados por otros

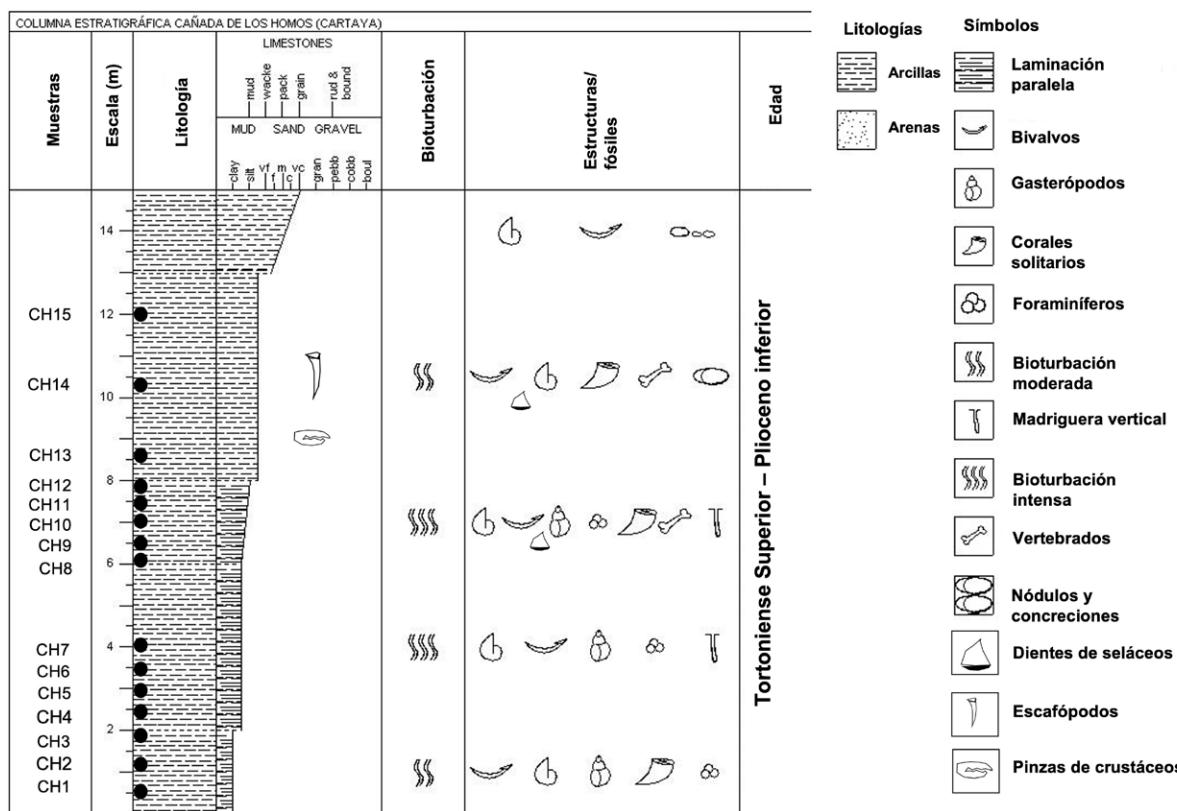


Fig. 3.- Columna estratigráfica de la Cañada de los Homos (Cartaya, S.O. España).
Fig. 3.- Stratigraphic column of the Cañada de los Homos (Cartaya, SW Spain)

autores anteriormente en la parte media y superior de la Fm. Arcillas de Gibraleón en secciones localizadas en municipios de la provincia de Huelva cercanos a Cartaya.

En Trigueros, González-Regalado y

Ruiz (1988) describen a *C. vulgata*, *Bairdia conformis*, *Bairdopspilata* sp., *Aurila* sp., *Bosquetina* sp., *Parakrithe* sp., *Krithe* sp., *Buntonia sublatissima*, *H. asperrima*, *Pterygocythereis jonesii* y *R. tetraptera*. La

SPECIES/SAMPLES	CH1	CH2	CH3	CH4	CH5	CH6	CH8	CH9	CH10	CH11
<i>Acanthocythereis hystrix</i>	3									
<i>Aurila</i> sp.							1			
<i>Bairdia conformis</i>										2
<i>Bairdia</i> sp.	1	3			1					
<i>Bairdopspilata simplex</i>				1						
<i>Bairdopspilata</i> sp.	1	2			4					3
<i>Bosquetina dentata</i>			1	1						
<i>Buntonia sublatissima dertonensis</i>	1				2		1	2		1
<i>Costa tricostata pliocenica</i>						1				
<i>Cytherella circumpunctata</i>							1	3		
<i>Cytherella</i> sp.				1						
<i>Cytherella vulgata</i>	5	3	4		3		1		1	
<i>Henryhowella asperrima</i>	2	2	1					1	2	28
<i>Henryhowella hirta</i>		1								
<i>Incongruella marginata</i>						1				
<i>Krithe</i> sp.	1	1	3	1	2		1			2
<i>Loxoconcha</i> sp.	1						1			
<i>Parakrithe</i> sp.	1		2		3		1		1	3
<i>Propontocypris</i> sp.			5	4	1		6	5	1	
<i>Pterygocythereis jonesii</i>						2				1
<i>Pterygocythereis siveteri</i>	1		1	1					1	1
<i>Ruggieria tetraptera tetraptera</i>		1	4	2	4	1		2	3	1
<i>Xestoleberis prognata</i>			2							

Tabla I.- Distribución de las especies de ostrácodos identificados en la sección de Cañada de los Homos (CH).

Table I.- Distribution of ostracods in the Cañada de los Homos section (CH).

paleobatimetría sería similar a la deducida para la sección de Cartaya, con un tramo inferior que se habría depositado en una zona nerítica externa o batial superior y un tramo suprayacente con especies típicas de medios circalitorales.

Una reconstrucción paleoambiental similar es deducida por González-Delgado *et al.* (1982) en una sección de esta formación próxima a Niebla. Las asociaciones principales de ostrácodos son muy semejantes a las de la Cañada de los Homos, con una densidad limitada de valvas y caparazones en su mayoría pertenecientes a *C. vulgata*, *Krithe* spp., *P. jonesii*, *H. asperrima*, *R. tetraptera*, *A. hystrix*, *P. siveteri* o *Loxoconcha agilis*.

Por último, en la sección tipo de la Fm. Arcillas de Gibraleón, próxima a la localidad de Gibraleón, González-Regalado y Ruiz (1990) describen también especies de los géneros *Cytherella*, *Bairdopspilata*, *Bosquetina*, *Buntonia*, *Krithe*, *Parakrithe*, *Henryhowella*, *Pterygocythereis* y *Ruggieria*. Estiman un paleoambiente batial superior durante el Tortonense-Mesiniense en esta zona.

Conclusiones

El estudio de las asociaciones de ostrácodos de la cantera de Cartaya, así

como su comparación con las obtenidas en otras secciones cercanas, permite ampliar la reconstrucción paleogeográfica del sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir durante el Messiniense. Esta zona estuvo ocupada por paleoambientes batiales superiores, en los que se han hallado tanto especies típicas de estos medios como otras resedimentadas procedentes de los medios neríticos adyacentes. La distribución bioestratigráfica de las especies determinadas es amplia, abarcando principalmente desde el Mioceno hasta la actualidad.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por los fondos de la Junta de Andalucía destinados al proyecto RMN-238. Es una contribución al Centro de Investigación en Patrimonio Histórico, Cultural y Natural (CIPHCN) de la Universidad de Huelva.

Agradecemos también a los revisores por todas aquellas reseñas constructivas

que permitan que nuestro trabajo sea de la mejor calidad posible.

Referencias

- Abate, S., Barra, D. y Bonaduce, G. (1994). *Revista Española Micropaleontología* 26, 43-47.
- Abad, M., Toscano, A., García, E.X.M., González-Regalado, M.L., Ruiz, F., Civis, J., González-Delgado, J.A., Jiménez, E., Tosquella, J., Álvarez, G., Velo, D. y Molin, M. (2011). En: *Joint RCMNS - RCANS Interim Colloquium*, 52-53.
- Barra, D. y Bonaduce, G. (2001). *Bulletino della Società Paleontologica Italiana* 40, 55-74.
- Civis, J., Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Flores, J.A., Porta, J. y Valle, M.F. (1987). En: *Paleontología del Neógeno de Huelva* (J. Civis, Ed.), Universidad de Salamanca, Salamanca, 9-23.
- González-Delgado, J.A., Civis, J. y Sierro, F.J. (1982). *Stvdia Geologica Salmanticensia* 17, 43-65.
- González-Regalado, M.L. y Ruiz, F. (1988). En: *Actas de Paleontología*, 149-157.
- González-Regalado, M.L. y Ruiz, F. (1990). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 3, 23-31.
- Martín, J.M., Braga, J.C., Aguirre, J. y Puiga-Bernabéu, A. (2009). *Sedimentary Geology* 216, 80-90. <https://doi.org/b77wgn>
- Mayoral, E. y Pendón, J.G. (1986-87). *Acta Geologica Hispanica* 21-22, 507-513. <https://doi.org/dbzhcd>
- Ruggieri, G. (1962). *Palaeontographia Italica* 56, 1-68.
- Ruiz, F. y González-Regalado, M.L. (1996). *Révue de Micropaléontologie* 39, 137-151. <https://doi.org/dfm9fq>
- Ruiz, F., Abad, M., Toscano, A., González-Regalado, M.L. y García, E.X.M. (2011). En: *Joint RCMNS - RCANS Interim Colloquium*, 212-213.
- Sciuto, F. (2014). *Carnets de Geologie* 14, 1-13. <https://doi.org/10.4267/2042/56039>
- Sierro, F.J. (1985). *Stvdia Geologica Salmanticensia* 21, 7-85.

NORMATIVA PARA LA PRESENTACIÓN DE MANUSCRITOS

Introducción

GEOGACETA es una revista de periodicidad semestral en la que se publican artículos cortos, ORIGINALES E INÉDITOS, no presentados simultáneamente a otra publicación, cuyos contenidos abordan cualquier aspecto de las Ciencias de la Tierra, y particularmente de la Geología. Los artículos publicados en GEOGACETA se caracterizan por mostrar los últimos avances científicos en Ciencias de la Tierra, presentando para ello datos originales correspondientes a observaciones de campo, datos elaborados en gabinete, datos experimentales (obtenidos en laboratorio y campo), modelización analógica y matemática, y todo ello a distintas escalas de observación.

Los artículos publicados en GEOGACETA han sido necesariamente presentados en las Sesiones Científicas de la Sociedad Geológica de España (SGE). Quienes deseen presentar una comunicación en una Sesión Científica de la SGE deberán acceder a la dirección web de la revista, dentro del Repositorio Español de Ciencia y Tecnología (<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>). También es posible acceder al portal a través del enlace que hay en la página web de la SGE (<https://sociedadgeologica.org/publicaciones/>). En dicho portal existen instrucciones concretas sobre el procedimiento a seguir. Todo el proceso de gestión editorial del manuscrito se hace a través de Internet. Por acuerdo del Consejo Asesor de fecha 25 de octubre de 2012, las fechas límite para la recepción de manuscritos serán las del 1 de febrero y 1 de julio para las sesiones científicas de mayo y noviembre, respectivamente. Una vez completado el proceso de remisión electrónica correctamente, uno de los autores -aquel que se identifica como responsable de la correspondencia electrónica- recibirá un mensaje electrónico. En caso de que el proceso de remisión se complete con posterioridad a las respectivas fechas límite, o bien, si ya se hubieran recibido previamente más de cincuenta manuscritos para la sesión, el trabajo en cuestión quedará registrado para la siguiente sesión científica.

Las comunicaciones deberán ir firmadas por algún Miembro de la Sociedad Geológica de España y serán presentadas por alguno de los firmantes del trabajo. Cada Miembro de la Sociedad puede presentar un máximo de dos comunicaciones en cada sesión científica, y aquellos que no sean miembros de la Sociedad solo podrán presentar una única comunicación.

Protocolo editorial

Los manuscritos serán remitidos en un documento estándar (plantilla de referencia) que deben utilizar los propios autores. La citada plantilla está disponible en la Web de la revista (<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>). Los manuscritos estarán redactados en castellano o en inglés. La extensión máxima del trabajo no podrá sobrepasar la equivalente a 4 (cuatro) páginas impresas de GEOGACETA, incluyéndose en el cómputo figuras, tablas y referencias bibliográficas, tal y como aparece en la plantilla de referencia. De manera orientativa se informa que una página impresa de GEOGACETA viene a contener unos 6000 (seis mil) caracteres (letras y espacios entre palabras). Los autores deben llenar 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 a través de la plataforma RECYT (<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>). Los Editores cuentan con los miembros del Consejo Científico y aquellos otros investigadores que por su prestigio puedan actuar como revisores de los manuscritos recibidos. Cada año se publicará en el número del segundo semestre la relación de revisores. Cada manuscrito será revisado, al menos, por dos revisores -inicialmente anónimos- que, en al menos el 90% de los casos, no pertenecerán al Consejo Asesor. Quedará a criterio del revisor identificarse si así lo quiere. Una vez se disponga de los informes de los especialistas (revisores científicos) los Editores emitirán una primera decisión sobre el manuscrito y enviarán a los autores todos los formularios y comentarios que se han hecho sobre el propio manuscrito, incluidos los de los propios editores. Los autores dispondrán de al menos quince días para

hacer las modificaciones oportunas y justificar mediante un informe preceptivo los cambios introducidos en el manuscrito y las posibles discrepancias con las opiniones expresadas por los revisores. Recibidos dichos documentos los Editores podrán solicitar un nuevo proceso de revisión del manuscrito. Con los nuevos manuscritos e informes, los Editores elevarán un informe al Consejo Asesor (integrado por los miembros de la Junta de Gobierno de la SGE), quienes estimarán finalmente la conveniencia o no de la admisión del manuscrito correspondiente. El Consejo Asesor se reunirá al menos dos veces al año. El manuscrito quedará definitivamente aceptado una vez haya sido presentado en una Sesión Científica de la SGE (la fecha de aceptación del manuscrito coincidirá con la fecha de celebración de la citada sesión). En caso de la no admisión de un manuscrito este le será devuelto al autor con una breve nota explicativa de las razones que justifican tal decisión. El no cumplimiento de la normativa expuesta para la preparación del manuscrito (ver más adelante) será motivo suficiente para la no admisión del mismo. En la fase final, previamente a la aceptación definitiva del manuscrito, para asegurar la calidad óptima de todas y cada una de las partes del artículo, se remitirá a los Editores de manera independiente además de la plantilla, el texto del manuscrito en un documento de Word convencional y cada una de las figuras y tablas. Los ficheros de imagen, con resolución suficiente (600 ppp en su tamaño de impresión), se facilitarán en los siguientes tipos de formato: TIFF o JPG.

El Comité Científico de GEOGACETA, a través del Consejo Asesor, ofrece la posibilidad de publicar comentarios a los artículos publicados, que quedarán incluidos en la sección "GEOGACETA DEBATE". Los comentarios tendrán una extensión máxima de una página impresa (6000 caracteres) e irán seguidos de una réplica de los autores, también con una extensión máxima de una página. El procedimiento de envío de comentarios y réplicas se hará a través de Web de la revista.

Preparación del manuscrito

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

- a) *Titulo / Title.* Breve e informativo.
- b) *Autores:* Nombre y apellidos, dirección postal completa y e-mail de todos los autores.
- c) *Abstract y Resumen:* Los artículos incluirán un «Abstract» en inglés y un Resumen, ambos contendrán la misma información, y deberán dar una idea clara del contenido y conclusiones de la comunicación. La extensión máxima del abstract no debe ser superior a 200 palabras. La extensión máxima del resumen no debe ser superior a 200 palabras. En el abstract/resumen no pueden incluirse referencias.
- d) *Key Words y Palabras Clave:* Máximo de 5 palabras clave en inglés (key words) y las mismas en español (palabras clave).
- e) *Texto principal:* Su estructura general constará de un apartado de introducción / antecedentes, presentación resumida de datos y resultados, discusión de éstos y conclusiones. Las tablas y figuras deberán estar distribuidas de manera coherente a lo largo del texto, y siempre de acuerdo con la plantilla de referencia.
- f) *Contribución de los autores:* Para artículos con varios autores se indicará en este apartado, después de cada apellido de los autores, las tareas realizadas por cada uno utilizando las siguientes actividades o campos en los que se contribuye: Estructura del trabajo, metodología, adquisición de datos, edición, figuras, revisión del manuscrito, investigación/análisis, coordinación, supervisión.
- g) *Agradecimientos:* Se debe hacer referencia expresa a las fuentes de financiación: "El presente trabajo ha sido financiado por los proyectos REFERENCIA, REFERENCIA, de... (indicar institución que financia), por la beca (indicar institución y autor beneficiario)". Si no se ha recibido financiación alguna, se debe incluir una frase del siguiente tipo: La presente investigación no ha recibido ayudas específicas provenientes de agencias del sector público, sector comercial o entidades sin ánimo de lucro. Además, El Comité Editorial y el Consejo Asesor de GEOGACETA sugieren que en este apartado se cite expresamente el agradecimiento a los revisores identificados o anónimos.

h) *Referencias*: Se presentarán en orden alfabético de autores, hasta un máximo de 20 referencias. En cada una de las referencias se omitirá el título del trabajo en el caso de artículos en revistas o en libros de actas y comunicaciones de Reuniones y Congresos. Véase los ejemplos siguientes:

Martínez Catalán, J.R. (2011). *Geogaceta* 50, 7-10.

Font, E., Martínez-Solares, J.M., Massana, E. y Santanach, P. (2010). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 23, 69-80.

García-Navarro, E. y Fernández, C. (2010). *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2010.04.004

Schumm, S.A. (1977). *The fluvial system*. John Wiley and Sons, New York, 338 p.

Díaz Molina, M. y Tortosa, A. (1996). En: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 292-299.

Aldaya, F., Martínez-García, E., Díaz de Federico, A., García Dueñas, V. y Navarro-Vilá, F. (1978). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1042 (Lanjarón) y memoria*. IGME, Madrid, 65 p.

Balanyá Roure, J.C. (1991). *Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 210 p.

Díaz Martínez, E. (1988). En: *II Congreso Geológico de España*. Comunicaciones 1, 67-70.

Importante: Las referencias que dispongan de DOI, deberá indicarse el DOI con un enlace debajo de cada referencias: [https://doi.org/...](https://doi.org/) Para buscar el DOI de un trabajo se puede utilizar la siguiente Web de Crossref: <https://apps.crossref.org/SimpleTextQuery>.

Si el trabajo es muy extenso (máx. 4 pág.), es conveniente abreviar la dirección del DOI. Para generar una dirección del DOI abreviada, se puede hacer en la siguiente Web: <https://shortdoi.org/>

i) *Tablas*: Se ordenarán correlativamente con numeración romana. Los autores deberán cerciorarse de su legibilidad una vez insertadas en la plantilla de referencia.

j) *Figuras y fotografías*: Se computarán conjuntamente e irán numeradas correlativamente con numeración arábiga. En todos los mapas y en las figuras y fotografías que se considere conveniente deberá ir una escala gráfica. Los autores deberán cerciorarse de la legibilidad de cada una de las figuras insertadas en la plantilla de referencia. Para el diseño de las figuras se deberá

tener en cuenta el tamaño de caja máximo de las páginas de GEOGACETA (240 x175 mm), que a su vez se subdivide en tres columnas. Es importante elegir correctamente los grosores de trazo de líneas, tamaño de rótulos, tramados, etc. para conseguir una calidad óptima. El tipo de letra y tamaños aconsejados para la realización de las figuras está indicado en la plantilla que puede descargarse en la Web de la revista. Si una figura se compone a su vez de otras figuras y/o fotografías, cada una de ellas debe nombrarse con una letra mayúscula, empezando por la letra A y siguientes letras en orden alfabético.

Existe la posibilidad de publicar todas las páginas en color del manuscrito (no se publican páginas sueltas). Cuando los autores devuelvan las pruebas de imprenta corregidas deben solicitar la impresión en color del manuscrito y asumir el importe correspondiente. También se contempla incluir páginas dobles o desplegables (DIN A3), cuyo costo suplementario también será asumido por los autores. En estos casos será imprescindible contactar previamente con los Editores.

k) *Pies de tablas, figuras y fotografías*. Deberán presentarse en castellano y en inglés, tal y como se indica en la plantilla de referencia.

Presentación de los manuscritos y Sesiones Científicas de la SGE

La presentación de las comunicaciones en las Sesiones Científicas se llevará a cabo mediante la combinación expositiva del texto principal del manuscrito y la proyección de las figuras que lo ilustran. En ningún caso el tiempo de exposición superará los 10 (diez) minutos de duración. Después de cada presentación los asistentes pueden interesar y debatir con los autores por un tiempo limitado de 5 minutos.

Montaje y composición de los artículos

Los autores recibirán una prueba de imprenta para su corrección, previamente los Editores habrán revisado unas pruebas preliminares, las cuales también se hacen llegar a los autores. Solo se aceptarán modificaciones formales sobre las pruebas de imprenta. Los autores deben devolver las pruebas de imprenta en el plazo de siete días. Se contempla la posibilidad de suministrar separatas de los trabajos publicados. Podrán solicitarse con cargo a los autores, al precio que fije la imprenta y previo pago de las mismas, incluidos los gastos de envío. Para más información consultar al Editor.

Más Información

Para una información más detallada consultar la normativa e instrucciones para autores en la Web de la revista: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>.

INSTRUCTIONS FOR AUTHORS

GUIDE TO MANUSCRIPT SUBMISSION AND PREPARATION

GEOGACETA is a biannual journal in which short, original manuscripts are published. It includes articles, previously unpublished or not submitted simultaneously to another journal, on all aspect of Earth Sciences, mainly on Geology. Articles published in GEOGACETA are characterized by displaying the latest scientific advances in Earth Sciences based on filing original data corresponding to field observations, laboratory and experimental data, and analogical and mathematical modeling, all at different scales of observation.

Articles published in GEOGACETA must necessarily be presented at a Scientific Session of the Sociedad Geológica de España/Geological Society of Spain (SGE). Those wishing to present a paper at a scientific meeting of the SGE should access the website: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>. You can also access through the link on the SGE website (<https://sociedadgeologica.org/publicaciones/>). In this webpage there are specific instructions on how to proceed in the submission. The editorial management process for publishing the manuscript is done through the Internet. By agreement of the Advisory Board dated October 25, 2012, deadlines for receipt of manuscripts will be February 1 and July 1 for the scientific sessions in May and November, respectively. After completing the electronic submission process, the corresponding author will receive an email with the manuscript title, authors and reception date. If the submission process is completed after the deadline or if more than fifty manuscripts have been previously received for the corresponding session, the work will be registered for the next scientific session.

Manuscripts must be signed by at least one member of the SGE, and will be presented by one of the co-authors. Members of the SGE may submit up to two manuscripts in each scientific session, and those who are not members may only submit one.

Preparation of manuscript

In the reference template, available on the web, you must complete each of the following sections:

a) *Título / Title*: Brief and informative.

b) *Authors*: Full name, full postal address and e-mail for all authors.

c) *Resumen / Abstract*: Articles should include a «Resumen» in Spanish and an Abstract, both containing the same information. They should be an informative summary that provides pertinent details of the research and conclusions. The resumen/abstract should not exceed 200 words. The resumen/abstract should not include references.

d) *Palabras Clave / Key Words*: Maximum of 5 keywords in Spanish (palabras clave) which should be the same as in English (keywords).

e) *Main text*: Its overall structure will consist of introduction, results, discussion and conclusions. Tables and figures should be distributed consistently throughout the text, and always in accordance with the reference template.

f) *Author contributions*: For articles with several authors, this section should indicate, after each surname, the tasks performed by each author using the following activities or fields in which he/she contributes: Structure of the paper, methodology, data acquisition, editing, figures, manuscript revision, research/analysis, coordination, supervision.

g) *Acknowledgements*: Express reference should be made to the sources of funding: "This work has been financed by the projects REFERENCE, REFERENCE, of... (indicate funding institution), by the grant (indicate institution and beneficiary author)". If no funding has been received, a sentence of the following type should be included: The present research has not received specific support from public sector agencies, commercial sector or non-profit organizations. Also add a text expressly citing personal acknowledgements and those to the identified or anonymous reviewers.

h) *References*: They should be sorted alphabetically by authors. For manuscripts headed by the same author, the reference order will be the following: first, the papers by a single author and sorted chronologically; secondly, the manuscripts signed by 2 authors and first sorted alphabetically and, in the

case of publications with the same co-authors, in chronological order; finally, the manuscripts signed by more than 2 authors sorted chronologically. In the case of journal articles, and abstract books of Meetings and Conferences, the title of the manuscript will be omitted. See the following examples:

Martínez Catalán, J.R. (2011). *Geogaceta* 50, 7-10.

Font, E., Martínez-Solares, J.M., Massana, E. and Santanach, P. (2010). *Revisita 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.

Note: References with a DOI should indicate the DOI with a link under each reference: <https://doi.org/....> To search for the DOI of a work you can use the following Crossref Web: <https://apps.crossref.org/SimpleTextQuery>.

If the paper is very long (max. 4 pages), it is convenient to abbreviate the DOI address. To generate an abbreviated DOI address, you can do it on the following website: <https://shortdoi.org/>

i) *Tables*: They must be ordered consecutively with Roman numerals. Authors must ensure legibility once inserted in the reference template.

j) *Figures*: They should be numbered consecutively with Arabic numerals. All maps must contain a scale and geographic coordinates, and those figures and photographs deemed necessary must also contain a graphic scale. Authors should ensure the readability of each figure inserted in the reference template. For the design of the figures should be taken into account the maximum box size of the GEOGACETA pages (240 x175 mm), which in turn are divided into three columns. It is important to correctly choose the stroke widths of lines, text size, drawing pattern, etc., for optimum quality. The font type and size recommended for the realization of the figures is indicated on the template, which can be downloaded from the www.geogaceta.com. If a figure consists in turn of other figures and/or photographs, each must be named with a capital letter, beginning with the letter A and following letters in alphabetical order. Publish all of the manuscript pages in colour is possible (loose pages are not published in colour). When authors submit print proofs, they must apply colour printing of the manuscript and assume the corresponding amount. The inclusion of double or foldout pages (DIN A3) is also provided, whose extra cost should be also assumed by the authors. In these cases it is necessary to contact the editors previously.

k) *Figure and table captions*: They must be written in English and Spanish, as indicated in the reference template.

Editorial process/protocol

Manuscripts should be submitted using the reference template. This template is available in the website of the journal. Manuscripts should be written in Spanish or English. The maximum extent of work may not exceed the equivalent of 4 printed pages of GEOGACETA, including figures, tables and references. A printed page of GEOGACETA contains about 6000 characters (including letters and spaces between words). Authors must fill out a form stating that the data presented are original and have not previously been published. Authors must 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 (through the RECYT platform: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>).

GEOGACETA editors are responsible for managing the review of manuscripts. Editors are supported by members of the Scientific Board and by those researchers that for its prestige can act as reviewers. The list of reviewers is published each year in the number of the second semester. Reviewers must decide whether to be identified or remain anonymous. Once the reviewer comments are available, Editors will make a first decision on the manuscript, and all forms and comments made on the manuscript will be returned to the authors. Authors will have at least fifteen days to submit the revised version of the manuscript with the necessary modifications, together with a report of the changes introduced and possible discrepancies with the opinions expressed by the reviewers. Editors may request a second review of the manuscript.

Based on the reports and the quality of the revised manuscript, Editors will raise a report to the Advisory Board (composed by members of the Governing Board of the SGE), who will estimate finally whether or not the acceptance of the manuscript. The review date of the manuscript will coincide with that of the meeting of the Advisory Board. The Advisory Board will meet at least twice a year. The manuscript will be definitely accepted once it has been presented in a Scientific Session of the SGE (the approval date of the manuscript will coincide with that of the ending of the scientific session). In the case of the manuscript not being accepted, it will be returned to the author with a brief explanatory note with the reasons for that decision. Failure to comply with the aforementioned regulations for the preparation of the manuscript will be sufficient reason for rejection thereof.

Finally, prior to the final acceptance of the manuscript and to ensure optimum quality of the article, the authors must send to Editors independently, in addition to the template, the text without figures or tables in a Word file and

each one of the figures and tables in separate files. Image files will be provided with sufficient resolution (600 dpi print size) in the following formats: JPG or TIFF.

The Scientific Board of GEOGACETA, through the Advisory Board, provides the ability to submit comments to published articles, which will be included in the "GEOGACETA DEBATE" section. Comments must be no longer than one printed page (6000 characters), and will be published along with the reply of the authors, also with a maximum length of one page. The submission of comments and replies will be made through the website of the journal.

Presentation of manuscripts in Scientific Sessions of the SGE

For the final acceptance of the manuscript, it must be presented in a Scientific Session of the SGE. In any case, the presentation time will not exceed 10 minutes. After each presentation, attendees can question and debate with the authors for a limited time of 5 minutes.

Mounting and formatting the manuscript in press

Authors will receive a print proof for correction. Previously the Editors have reviewed a preliminary print proof that will also reach the authors. Only formal amendments will be accepted in the print proofs. Authors should return proofs within seven days. The opportunity to supply reprints of published work is contemplated. They may be requested at the price fixed by the press, upon payment of the same, including shipping. For more information consult the Editor.

More information

For more detailed information, please consult the rules and instructions for authors on the journal's website: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>.

BOLETÍN DE INSCRIPCIÓN - SOCIO INDIVIDUAL

Es importante que anote toda la información solicitada.

Apellidos:

Nombre: DNI/Pasaporte: Año nacimiento:

Dirección particular:

CP:..... Ciudad:..... Tel.:.....

Correo electrónico:

Dirección profesional:

CP:..... Ciudad:..... Tel.:.....

Correo electrónico:

Deseo recibir el correo en la dirección: Particular Profesional

Solicita ser admitido en la SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA como miembro

- Ordinario.
- Estudiante (adjuntar fotocopia del carnet de estudiante).
- Ordinario residente en el extranjero.

Esta inscripción será presentada y aprobada en la siguiente asamblea
de socios de la Sociedad Geológica de España.

Fecha y firma del solicitante:

CUOTAS:

Cuota de inscripción: 12 €.

Cuota anual: 65 € (soc. ordinario); 25 € (soc. estudiante o desempleado); 69 € (socio residente en el extranjero). Envía resguardo de pago de inscripción (las comisiones bancarias pertinentes correrán a cargo del socio)

- Envía resguardo de la transferencia bancaria a la cuenta IBAN: ES0401822305680201531046(BBVA) de la C/ Toro 19. 37002 Salamanca.
Por el valor de 12 € que corresponde a la cuota de inscripción.
Para transferencias desde el extranjero BIC: BBVA ESMMXXX. 01822305680201531046

DATOS PARA COBRO POR BANCO:

Banco/entidad:

Dirección: CP:

Ciudad:

Nombre y apellidos:

CÓDIGO CUENTA CORRIENTE (24 dígitos):

IBAN	Entidad	Oficina	DC	Nº 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

Todas las publicaciones de la Sociedad Geológica de España son de acceso abierto y se pueden consultar en la página web de publicaciones. Además de GEOGATEA y de la Revista de la SGE, se pueden comprar ejemplares impresos de las publicaciones no periódicas, con precios ventajosos para los socios de la SGE.

La serie GEO-TEMAS se inició en el año 2000. Cubre las actas y resúmenes de reuniones de carácter científico auspiciadas por la SGE. Los ejemplares disponibles son los siguientes:

			Socios	No Socios
GEO-TEMAS 1	V Congreso Geológico de España, Alicante	2000 (4 vols.)	12 € c.u.	20 € c.u.
GEO-TEMAS 5	V Congreso del grupo Español del Terciario, Granada	2003	18 €	30 €
GEO-TEMAS 6	VI Congreso Geológico de España, Zaragoza	2004 (5 vols.)	12 € c.u.	20 € c.u.
GEO-TEMAS 7	Simposio Homenaje a D. Daniel Jiménez de Cisneros y Hervás, Alicante	2004	18 €	30 €
GEO-TEMAS 9	VI Congreso del Grupo Español del Terciario, Salamanca	2006	18 €	30 €
GEO-TEMAS 10	VII Congreso Geológico de España, Las Palmas de Gran Canarias	2008	18 €	30 €
GEO-TEMAS 11	Deep water circulation: processes and products. International congress, Baiona (Pontevedra)	2010	18 €	30 €
GEO-TEMAS 12	VIII Reunión de la Comisión de Patrimonio geológico en Daroca	2010	18 €	30 €
GEO-TEMAS 13	VIII Congreso Geológico de España, Oviedo	2012	18 €	30 €
GEO-TEMAS 14	VII Jornadas de Geomorfología Litoral, Oviedo	2013	–	–
GEO-TEMAS 15	VIII Jornadas de Geomorfología Litoral, Marbella	2015	–	–
GEO-TEMAS 16	IX Congreso Geológico de España, Huelva	2016	18 €	30 €
GEO-TEMAS 17	IX Jornadas de Geomorfología Litoral, Menorca	2017	18 €	30 €
GEO-TEMAS 18 (Pendrive)	X Congreso Geológico de España, Vitoria-Gasteiz	2021	10 €	15 €

La serie GEO-GUIAS se inició en el año 2004. Cada volumen ofrece itinerarios Geológicos en áreas cercanas a la localidad de celebración de alguna reunión científica patrocinada por la SGE.

			Socios	No Socios
GEO-GUIAS 1	Itinerarios Geológicos por Aragón	2004	15 €	20 €
GEO-GUIAS 2	Itinerarios Geológicos por la cuenca del Duero	2006	15 €	20 €
GEO-GUIAS 3	Geological field trips to the lacustrine deposits of the northeast of Spain	2007	15 €	20 €
GEO-GUIAS 4	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Fuerteventura, Tenerife y La Palma).	2008	20 €	30 €
GEO-GUIAS 5	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Gran Canaria)	2008	20 €	30 €
GEO-GUIAS 6	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Fuerteventura, Lanzarote, Tenerife, La Gomera y El Hierro).	2008	20 €	30 €
GEO-GUÍAS 7	Pre-Meeting Field trips, 28th IAS Meeting, Zaragoza (vol. 1)	2011	15 €	20 €
GEO-GUÍAS 8	Post-Meeting Field trips, 28th IAS Meeting, Zaragoza (vol. 2)	2011	15 €	20 €
GEO-GUÍAS 9	Excursiones VIII Congreso Geológico de España	2012	10 €	15 €
GEO-GUÍAS 10	Guía de Excursiones IX Congreso Geológico de España, Huelva	2016	15 €	20 €
GEO-GUÍAS 11	Rutas Geológicas por la Península Ibérica, Canarias, Sicilia y Marruecos	2019	20 €	25 €
GEO-GUÍAS 12	XXX Aniversario de la Comisión de Tectónica de la SGE	2021	15 €	20 €

Además, la SGE ha cofinanciado la publicación de dos libros. El primero recoge las comunicaciones presentadas en un Simposio Internacional de ProGEO sobre Conservación del Patrimonio Geológico, que tuvo lugar en Madrid en 1999, mientras que el segundo ofrece la oportunidad de conocer la Geología de España con una aproximación multidisciplinar muy completa.

		Socios	No Socios
Towardsthe Balanced Management and Conservation of the Geological Heritage in the New Millennium		1999	50 €
D. Baretino; M. Vallejo y E. Gallego (Eds.) SGE-IGME-ProGEO			50 €

Geología de España (incluye 2 mapas y CD)	2004	25 €	30 €
J.A. Vera (Ed.) SGE-IGME			

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 secretaría de la SGE. Una vez comunicado el importe total del pedido, en el que se incluirán los gastos debidos a portes, se abonará el mismo mediante ingreso o transferencia bancaria a la cuenta de la SGE en la entidad BBVA: IBAN ES04 01822305680201531046. Se deberá de indicar el nombre del comprador y el concepto del ingreso (p.e.: Un libro de Geología). Una vez recibido el importe se realizará el envío de manera inmediata.

SUMARIO / SUMMARY

Tratamiento pasivo de aguas ácidas con residuos generados al tratar efluentes industriales / *Passive treatment of acidic water with wastes generated from industrial effluents treatment* 59-62

Ricardo Millán-Becerro, Sara Romero-Cruz, Rafael León y Rafael Pérez-López

Reducción de los aportes difusos de Drenaje Ácido de Mina de la Mina de Riotinto a las cuencas de los ríos Odiel y Tinto (Huelva) / *Reduction of the diffuse contributions of Acid Mine Drainage from the Riotinto Mine to the Odiel and Tinto river basins (Huelva)* 63-66

Rafael León, Jonatan Romero-Matos, Francisco Macías, Emilio Sanjuan y José Miguel Nieto

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA / PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY

Petrografía y química mineral de los enclaves de granulitas del volcán de La Encomienda (Campo Volcánico de Calatrava) / *Petrography and mineral chemistry of granulite enclaves from the La Encomienda volcano (Calatrava Volcanic Field)* 67-70

David Orejana, María García-Rodríguez y Carlos Villaseca

Geochronología y mineral de los zirconios detritales de la Sierra Albariana (SW Iberian Massif) / *Geochronology and mineral of detrital zircons from the Sierra Albariana (SW Iberian Massif)* 71-74

Byron Solís-Alulima, Jacobo Abati, Alicia López-Camona, Gabriel Gutiérrez-Alonso y Javier Fernández-Suárez

Reducción de la resistencia por aumento de la temperatura en una granodiorita de una zona arqueológica afectada por incendios / *Temperature-related strength decrease in a granodiorite from an archaeological area affected by fires* 75-78

Alejandra Sánchez-Roda, Miguel Gómez-Heras y Belén Oliva-Urcia

MINERALOGÍA / MINERALOGY

Cocientes de bandas espectrales ASTER para la diferenciación litológica en formas del relieve de baja pendiente (NW de la Cuenca del Duero, León, España) / *ASTER spectral bands ratios for lithological differentiation in low relief landforms (NW Duero Basin, León, Spain)* 79-82

Eduardo García-Meléndez, Arturo Báscones, Montserrat Ferrer-Julà, Mercedes Suárez, Elena Colmenero-Hidalgo, Juncal A. Cruz e Inés Pereira

PALEONTOLOGÍA / PALEONTOLOGY

Ostrácodos messinienses del sector occidental del Estrecho Norbético / *Messinian ostracods from the western sector of the Norbetic Strait* 83-86

Verónica Romero, María Luz González-Regalado y Francisco Ruiz

SUMARIO / SUMMARY**HIDROGEOLOGÍA / HIDROGEOLOGY**

Exploración geofísica para la caracterización hidrogeológica del entorno del Aljibe de la Lluvia, en el conjunto monumental de la Alhambra y el Generalife (Granada, Sur de España) / <i>Geophysical prospecting for the hydrogeological characterization of the surroundings of the Aljibe de la Lluvia, in the monumental complex of the Alhambra and the Generalife (Granada, southern Spain)</i>	3-6
Pablo Pérez-Vizcaíno, Luis José García Pulido, Antonio González-Ramón, Carlo Marín-Lechado, Sergio Martos-Rosillo y Ana Ruiz Constan	

Caracterización hidroquímica e isotópica de las aguas subterráneas de Lanjarón (Sierra Nevada, Granada) / <i>Hydrochemical and isotopic characterization of Lanjarón groundwater (Sierra Nevada, Granada)</i>	7-10
Manuel Rodríguez del Rosario, Manuel López Chicano y María Luisa Calvache Quesada	

Evolución del caudal y de la conductividad eléctrica en el río Lanjarón (Sierra Nevada, Granada) / <i>Discharge and electrical conductivity evolution in the Lanjarón River (Sierra Nevada, Granada)</i>	11-14
Manuel Rodríguez del Rosario, María Luisa Calvache Quesada y Manuel López Chicano	

Caracterización hidrogeoquímica e isotópica de la cuenca de alta montaña del río Alhorí (Sierra Nevada, Sur de España) / <i>Hydrogeochemical and isotopic characterisation in the high mountain watershed of the Alhorí River (Sierra Nevada, southern Spain)</i>	15-18
Edison Steven Morales Sotaminga, Ana Fernández Ayuso, Blas Ramos, Juan Antonio Barberá Fornell, Antonio González Ramón, Thomas Zakaluk, José María Martín Civantos y Sergio Martos Rosillo	

Estudio de la recarga y la descarga del manantial de Deifontes (Granada) en el periodo 1960-2021 / <i>Study of the recharge and the discharge of the Deifontes spring (Granada) in the 1960-2021 period</i>	19-22
Antonio Sánchez Membrives, José Benavente Herrera y Carmen Almécija Ruiz	

Aplicación de métodos hidrogeoquímicos y geotermométricos al estudio del potencial geotérmico del sur de Tenerife / <i>Implementation of hydrogeochemical and geothermometric methods to the study of the geothermal potential of southern Tenerife</i>	23-26
África Gamisel, Antonio José Olaiz Campos, Álvaro Arnáiz Giménez-Coral y Axel García Craviotto	

Modelización hidrogeoquímica de una red fluvial afectada por drenaje ácido de mina (cuenca del río Odiel) / <i>Hydrogeochemical model of an acid mine drainage affected watershed (Odiel River Basin): current state and possible remediations actions</i>	27-30
Jonatan Romero-Matos, Francisco Macías, Manuel Olías, Mª Dolores Basallote, Ricardo Millán-Becerro y Jose Miguel Nieto	

Caracterización hidrogeológica preliminar del sector de Rodalquilar, Parque Natural Cabo de Gata – Níjar, Almería / <i>Preliminary hydrogeological characterization of the Rodalquilar area, Cabo de Gata-Níjar Natural Park, Almería</i>	31-34
Javier Buera Cuerva, Matías Mudarra Martínez, Juan Antonio Barberá Fornell y Bartolomé Andreo Navarro	

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA / STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY

Un lóbulo deltaico de grano grueso en los conglomerados oligocenos de la Formación Montsant: Estudio preliminar (Pobla de Cérvoles, Lleida, España) / <i>A coarse-grained delta lobe in the Oligocene conglomerates of the Montsant Formation: initial considerations (Pobla de Cérvoles, Lleida, Spain)</i>	35-38
Ferran Colombo, Francesc Gavilan y Manel Gómez Expósito	

Estructuras sedimentarias conglomeráticas columnares en la Formación Montsant (Serra de La Llena). Vilanova de Prades, Tarragona, España / <i>Columnar conglomeratic sedimentary structures in the Montsant Formation. Serra de La Llena, Vilanova de Prades, Tarragona, Spain</i>	39-42
Ferran Colombo Piñol, Francesc Gavilan y David Albalat Vázquez	

Condiciones áridas en torno al evento 8,2 ka registradas por los isótopos estables del yeso en Laguna de Medina (Cádiz) / <i>Arid conditions around the 8.2 ka event recorded by stable isotopes of gypsum in Laguna de Medina (Cádiz)</i>	43-46
Lucía Martegani, Fernando Gázquez, Martín Melles, Tabea Schröder y Klaus Reicherter	

Nuevas unidades litoestratigráficas del Ordovícico Superior en el Sinclinal de Cañaveral (Monfragüe, Zona Centroibérica) / <i>New Upper Ordovician lithostratigraphic units in the Cañaveral Syncline (Monfragüe, Central Iberian Zone)</i>	47-50
Martín Garrido Susaño y Pedro Barba Regidor	

Calibración temporal del Ordovícico Superior en el Sinclinal de Cañaveral, Monfragüe (Zona Centroibérica) / <i>Temporal calibration of the Upper Ordovician in the Cañaveral Syncline, Monfragüe (Central Iberian Zone)</i>	51-54
Martín Garrido Susaño y Pedro Barba Regidor	

MEDIO AMBIENTE / ENVIRONMENT

Evolución del nivel del agua en una corta inundada de la Faja Pirítica Ibérica: Implicaciones ambientales / <i>Evolution of the water level in a flooded open pit from the Iberian Pyrite Belt: Environmental implications</i>	55-58
Raúl Moreno-González, Manuel Olías, Ainara Rodrigo García y Carlos R. Cánovas	

