REVISTA DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

Volumen 32 Número 1, Junio 2019

ISSN 0214-2708

Editora Principal
Beatriz Bádenas Lago, Universidad de Zaragoza

Calidad de Revistas Científicas Españolas
FECYT | Fundación Española para la Ciencia y la Tecnología | 2014

SGE

Revista de la
SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

Revista semestral editada por la Sociedad Geológica de España

http://www.sociedadgeologica.es

ISSN: 0214-2708 (versión impresa)
ISSN: 2255-1379 (Internet)
Depósito legal: S.421-2012

Es una revista que recoge los artículos originales e inéditos enviados para su publicación a la Sociedad Geológica de España y seleccionados por los Editores, con el asesoramiento del Comité Científico y especialistas anónimos. También se recogen las réplicas realizadas después de la publicación de un artículo. La Sociedad Geológica de España no se hace responsable de las opiniones vertidas por los autores de los artículos firmados. La propiedad intelectual atribuye al autor la plena disposición y explotación de la obra creada, de acuerdo con las leyes vigentes. La Revista no puede ser reproducida, almacenada o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio sin la autorización previa y escrita de la Sociedad Geológica de España. Su reproducción para fines docentes, de investigación o uso personal no requiere autorización previa.

EDITORA PRINCIPAL / EDITOR-IN-CHIEF

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

EDITORES ADJUNTOS / ASSOCIATE EDITORS

Óscar Pueyo Anchuela
Centro UNED-Calatayud,
50300 Calatayud, Zaragoza (España)
Tel.: +34 976881800; e-mail:
opueyo@calatayud.uned.es

Manuel Díaz Azpiroz
Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales,
Universidad Pablo de Olavide, 41013 Sevilla (España)
Tel: +34 954 34 83 51; e-mail: mdiaazp@upo.es

Blanca Bauluz Lázaro
Departamento de Ciencias de la Tierra,
Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza (España)
Tel: +34 976 761 097; e-mail: bauluz@unizar.es

SEDE EDITORIAL / EDITORIAL OFFICE

Sociedad Geológica de España:
Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca,
Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca, España.
http://www.sociedadgeologica.es

COMITÉ CIENTÍFICO / SCIENTIFIC COMMITTEE

Pedro Alfaro García, Universidad de Alicante (España)
Luca Basilone, Università degli study di Palermo (Italia)
José Brilha, Universidade do Minho (Portugal)
María Luisa Calvache Quesada, Universidad de Granada (España)
Julia Cuevas Urionabarrenechea, Universidad del País Vasco (España)
Graciela Delvene Ibarrola, Instituto Geológico y Minero de España (España)
Laura Domingo Martínez, Instituto de Geociencias (CSIC) y Universidad Complutense de Madrid (España)
Luis Vitor Duarte, Universidade de Coimbra (Portugal)
Mercedes Ferrer Gijón, Instituto Geológico y Minero de España (España)
Andrés Folguera, Universidad de Buenos Aires (Argentina)
David Gómez Gras, Universidad Autónoma de Barcelona (España)
Fco. Javier Hernández Molina, Royal Holloway, University of London (UK)
María José Huertas Coronel, Universidad Complutense de Madrid (España)
Stephen Johnston, University of Alberta (Canadá)
José Miguel Molina Cámara, Universidad de Jaén (España)
Brendan Murphy, St. Francis Xavier University (Canadá)
Belén Oliva Urcia, Universidad Autónoma de Madrid (España)
José Antonio Ortega Becerril, Universidad Autónoma de Madrid (España)
M. Francisco Pereira, Universidade de Évora (Portugal)
Alberto Pérez-López, Universidad de Granada (España)
Sila Pla Pueyo, Universidad de Granada (España)
Jorge Rabassa, Centro Austral de Investigaciones Científicas (Argentina)
Teresa Román Berdiel, Universidad de Zaragoza (España)
Teresa Sánchez García, Instituto Geológico y Minero de España (España)
Francisco Serrano Lozano, Universidad de Málaga (España)
Pablo G. Silva Barroso, Universidad de Salamanca (España)
Juana Vegas Salamanca, Instituto Geológico y Minero de España (España)
César Viseras Alarcón, Universidad de Granada (España)
Eduardo Zappettini, Servicio Geológico Minero de Argentina (Argentina)
V. Paul Wright, National Museum of Wales (UK)

Imagen de portada:
Areniscas del Buntsandstein en Peñarroyas (Teruel).
Foto: Antonio M. Casas Sainz.

Producción e Impresión: AGS. c/ Bell, 3. 28906 GETAFE (Madrid)

REVISTA DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

Vol. 32 (1) (2019)

Revista de la Sociedad Geológica de España 32 (1)

ISSN (versión impresa): 0214-2708
ISSN (Internet): 2255-1379

KARSTIFICACIÓN LITORAL EN CALIZAS-DOLOMÍAS URGONIANAS (APTIENSE-ALBIENSE) DE LA COSTA ORIENTAL DE CANTABRIA: METEORIZACIÓN QUÍMICA, ACTIVIDAD BIOLÓGICA Y ABRASIÓN MECÁNICA

Coastal karstification in the Urgonian limestones-dolomites (Aptian-Albian) of the eastern coast of Cantabria: chemical weathering, biological activity and mechanical abrasion

Javier Elorza[1], Rubén Higuera-Ruiz[2] y Ana Pascual[3]

[1] *Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apdo. 644, 48080 Bilbao. josejavier.elorza@ehu.eus*
[2] *Departamento de Biología y Geología, Instituto de Educación Secundaria Víctor García de la Concha, Calle Maximino Miyar s/n; 3300 Villaviciosa, Asturias. ruben.higuera@ehu.eus*
[3] *Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apdo. 644, 48080 Bilbao. ana.pascual@ehu.eus*

Abstract: *The coastal fringe of eastern Cantabria (Noja-Castro Urdiales) conformed by Urgonian limestones and dolomites (Aptian-Albian), presents a high geomorphological diversity. This work reports a compilation of recognized geomorphic features. Firstly, continental karstification landforms, with marine influence, such as sinholes and karrens, including hollow cylinders (röhrenkarren-type tubes) in the supratidal zone. Secondly, coastal karstification features in the intertidal zone, related to a dominant mechanical and biological abrasion activity (coastal caves, tidal and surf notches, alveoli, rills, aquafacts). Thirdly, wind abrasion (ventifacts) in the supratidal zone. We discuss the different mechanisms, climatic conditions and temporal patterns that may have interacted to generate the different morphologies. The mineralogical composition of representative sands collected in the beaches of Ris-Trengandín (Noja), Valdearenas (Sonabia) and Ostende (Castro Urdiales), as well as microfaunistic content are also studied, with the purpose of contributing to a greater knowledge of its sedimentary dynamics.*

Keywords: *Urgonian limestones, coastal karstification, karren, röhrenkarren, aquafacts, ventifacts.*

Resumen: *La franja costera de Cantabria oriental (Noja-Castro Urdiales), conformada por las calizas-dolomías urgonianas (Aptiense-Albiense), muestra una alta diversidad geomorfológica. Se presenta una amplia recopilación de las morfologías reconocidas a diferentes escalas. Primeramente, son tratadas las formas generadas por karstificación en condiciones continentales, con influencia litoral (dolinas-lapiaces y cilindros huecos tipo röhenkarren) en el ámbito supramareal; en segundo lugar las formas debidas a la karstificación litoral en el medio intermareal, con una actividad dominante abrasiva tanto mecánica como biológica (cuevas litorales, notches, alvéolos, rills, acuafactos); y por último las formas ya en el supramareal, generadas por la abrasión eólica (ventifactos). Apoyados en trabajos anteriores, se discuten los mecanismos, condiciones climáticas y edades que debieron confluir para la generación de algunas de las morfologías. También se aborda el contenido en $CaCO_3$ de las arenas recogidas en las playas de Ris-Trengandín (Noja), Valdearenas (Sonabia) y Ostende (Castro Urdiales), así como su contenido micropaleontológico, con la finalidad de contribuir a un mayor conocimiento de la dinámica sedimentaria de la zona.*

Palabras clave: *calizas urgonianas, karstificación litoral, lapiaces, röhrenkarren, acuafactos, ventifactos.*

Elorza, J., Higuera-Ruiz, R., Pascual, A., 2019. Karstificación litoral en calizas-dolomías urgonianas (Aptiense-Albiense) de la costa oriental de Cantabria: meteorización química, actividad biológica y abrasión mecánica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 32 (1): 3-24.

Introducción y objetivos

A lo largo de la costa oriental de Cantabria (Noja-Castro Urdiales) son especialmente visibles y dominan en el paisaje potentes macizos de calizas con rudistas, corales y orbitolinas, pertenecientes a las sucesiones marinas someras del Complejo Urgoniano de edad Aptiense-Albiense, depositadas en la Cuenca Vasco-Cantábrica (Rat, 1959). Durante el proceso de *rifting* temprano (Barremiense inferior/Aptiense inferior), se formaron numerosas e importantes fallas extensionales sinsedimentarias de direcciones conjugadas NO-SE y NE-SO, que propiciaron una subsidencia diferencial y la consiguiente compartimentación de la Cuenca Vasco-Cantábrica. El escenario estructural resultante permitió la formación de paleoambientes sedimentarios de rampa-plataforma carbonatada, donde se depositaron las calizas con rudistas, corales y orbitolinas, y de margen-cuenca, con cambios laterales de facies sustanciales (Rosales, 1999; García-Mondéjar *et al.,* 2004). Todos los materiales acumulados fueron afectados por la tectónica alpina compresiva, que invirtió el relieve y generó un conjunto de pliegues con directrices conjugadas, influenciados a su vez por la actividad diapírica regional de las sales y arcillas del Keuper infrayacentes (Martín-Chivelet *et al.,* 2002).

Fig. 1.- A. Localización aérea de la zona costera oriental de Cantabria (Noja-Sonabia-Ostende), con las localidades referidas en el texto. B. Vista general de la playa de Oriñón y el macizo de calizas urgonianas karstificado con el Pico Candina (489 m). C. Visión de las protusiones dolomíticas en bajamar localizadas en la playa de Trengandín (Noja). D. Restos de una masa de caliza urgoniana con intensa karstificación limitada a techo por la plataforma marina de abrasión emergida (rasa XI? a 7 m sobre el nivel del mar) en la playa de Ris (Noja).

La potente masa carbonatada en facies urgoniana, de más de 7 km de espesor (Cámara, 1997) se encuentra extensamente representada tanto en los afloramientos de la costa como del interior de Cantabria, y ha sido objeto de diferentes tesis doctorales de interés regional (Rat, 1959; García-Mondéjar, 1979; Pascal, 1985; Rosales, 1995; Aranburu, 1998; López-Horgue, 2000), además de múltiples publicaciones (*e.g.*, Martín-Chivelet *et al.,* 2002; García-Mondéjar *et al.,* 2004). En estas calizas, junto con los habituales procesos diagenéticos por enterramiento, se reconocen diversos tipos de silicificaciones, dolomitizaciones y mineralizaciones hidrotermales (Pb-Zn-Fe), localizadas en zonas concretas de la potente serie sedimentaria. Las dolomitizaciones y mineralizaciones han sido intensamente explotadas (Heredia *et al.,* 1990; Gil *et al.,* 1990; Velasco *et al.,* 2003; Águeda Villar y Salvador González, 2008; López-Horgue *et al.,* 2010; Iriarte *et al.,* 2012).

El continuado desmantelamiento erosivo de la serie mesozoica ha producido relieves abruptos característicos, diferenciándose claramente las unidades carbonatadas (macizos kársticos) respecto a las unidades siliciclásticas infra- y suprayacentes, que muestran relieves más atenuados. La actual línea de costa en la parte oriental de Cantabria es quebrada, con promontorios y ensenadas, terrazas fluviales y rasas de origen marino, reconocibles a diferentes alturas, al haber sido levantadas por la tectónica activa post-miocena (Mary, 1983; Flor, 1983; González-Díez *et al.,* 1996a, b; Alvarez-Marrón *et al.,* 2008; Moreno *et al.,* 2009; Flor y Flor Blanco, 2014). Solamente en las zonas de desembocadura de los ríos se generan pequeñas marismas y áreas de playa con cordones dunares supramareales que dulcifican el carácter agreste de la costa (Fig. 1).

En este trabajo se hace un resumen de las geoformas existentes en una franja costera caracterizada por su alta geodiversi-

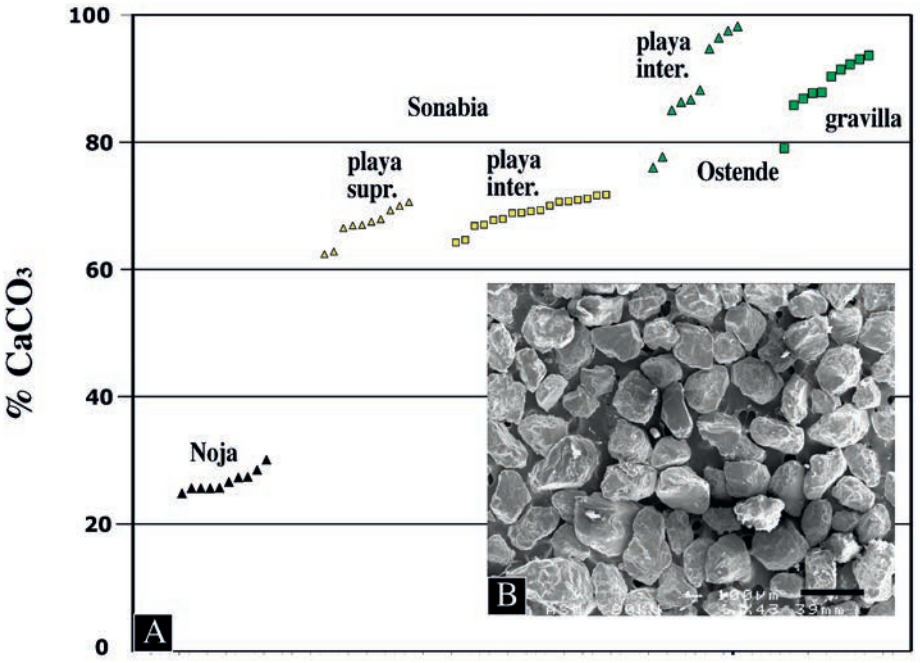


Fig. 2.- A. Contenidos ordenados en %$CaCO_3$ de las arenas supramareales de la playa de Noja, de las arenas inter- y supramareales de la playa de Valdearenas (Sonabia), de las arenas naturales de la zona intermareal y de la gravilla de cantera aportada a la playa artificial de Ostende (Castro Urdiales). B. Vista por MEB del concentrado cuarzo-feldespático de las arenas angulosas y unimodales de Noja. La longitud de la barra negra es de 400 µm.

dad. Ello permite clasificarlas según su posición en el medio continental-litoral y según el agente generador dominante: 1) karstificación continental con escasa-media influencia litoral; 2) procesos de corrosión por condensación en la zona supramareal; 3) karstificación litoral propiamente dicha, con colonización orgánica en la zona intermareal; 4) procesos de oleaje en la zona intermareal (socavaduras, cuevas litorales y acuafactos); y 5) abrasión del viento en la zona supramareal (ventifactos).

Materiales y procedimientos analíticos

La zona de estudio abarca el litoral situado entre las localidades de Noja y Castro Urdiales, separadas una distancia en línea recta de menos de 30 km (Fig. 1A). En concreto se han realizado observaciones y reconocimientos de las geoformas en las playas de Ris y Trengandín (Noja), Valdearenas (Sonabia) y Ostende (Castro Urdiales), y se han tomado para su estudio en el laboratorio un número representativo de muestras rocosas (23 muestras) afectadas por la disolución química habitual, corrosión por condensación y erosión eólica, además de arenas de la zona intermareal y supramareal de dichas playas (8+6 muestras). La observación petrográfica se ha realizado con un microscopio óptico trinocular de luz transmitida (Olympus BH2 UMA) en los laboratorios de la Universidad del País Vasco (UPV/EHU), y con un microscopio con cámara digital incorporada (DS-L1, Nikon Eclipse E600 POL) en el Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid. La determinación del contenido en $CaCO_3$ (%) de las diferentes litologías y sedimentos arenosos muestreados, siguiendo los fundamentos del método de Bernard, se ha realizado con el «Calcímetro Automático» fabricado por *Aquitaine Technique Innovation* (Burdeos), con una fiabilidad de 4% (Laboratorio Petrología Sedimentaria, UPV/EHU). En los Servicios Generales de Investigación (SGIker) de la UPV/EHU, se han efectuado análisis por difracción de rayos X (DRX) de las muestras en polvo de las diferentes calizas-dolomías y de las arenas con un difractómetro Phillips PW1710, dotado con anticátodo de Cu y monocromador de grafito. Para la caracterización morfológica de los granos de cuarzo y de las superficies de abrasión, se ha utilizado un microscopio electrónico de barrido (MEB), modelo JEOL JSM-T 220, con filamento de wolframio, que lleva incorporado un equipo fotográfico GEOL UHR. Las condiciones operativas han sido de 20 kV y 6x10-9 A.

Para el análisis micropaleontológico se recogieron 8 muestras de sedimento en la zona intermareal de las playas de Joyel-Ris y Trengandín (Noja), Valdearenas (Sonabia) y Ostende (Castro Urdiales) y 6 muestras en la zona supramareal. La arena fue lavada y tamizada, estudiándose la fracción mayor de 63 µm siguiendo la metodología tradicional (Murray, 1991). De ella se extrajeron, siempre que fue posible, unos 300 foraminíferos bentónicos por muestra, cifra estadísticamente representativa para estudios de diversidad. Sin embargo, la pobreza de alguna de las muestras obligó a la extracción de la totalidad de los ejemplares presentes en cada una de ellas. La clasificación taxonómica de dicha microfauna se realizó siguiendo la normativa de Loeblich y Tappan (1988) actualizada con *WORMS Editorial Board* (2018). Además se ha obtenido el índice de diversidad S (número de especies por muestra) y los porcentajes de tipos de caparazón: aglutinantes (textuláridos), porcelanáceos (miliolidos) e hialinos (rotálidos).

Generalidades sobre el clima y régimen de vientos

El clima en la franja litoral de Cantabria, a lo largo de los periodos glaciales e interglaciares, ha condicionado la mayor o menor agresividad de los distintos procesos de meteorización que modelaron el relieve kárstico. Actualmente puede asimilarse al tipo Cbf en la clasificación de Köppen (McKnight y Hess, 2000). Este tipo corresponde a un clima oceánico o atlántico templado (b) y húmedo (f) dado que las temperaturas medias sobrepasan los 10 °C al menos cuatro meses al año (aunque el verano es fresco, pues en el mes más cálido no se superan los 22 °C de media) y porque las precipitaciones medias (1200 mm) son relativamente constantes a lo largo del año. Ancell y Célis, (2013) publicaron una recopilación de estos datos para los periodos 1951-1980 y 1981-2010. La cantidad total de lluvia media anual durante el periodo 1981-2010 alcanza los 1086 mm en Santoña, mientras que en Laredo es de 1046 mm, y de 1051 mm en Ontón, para subir en Treto a 1235 mm. Respecto a la temperatura, durante este mismo periodo, los valores medios anuales alcanzan los 14,1 ºC en Treto, y suben a 14,5 ºC en Santoña y Ontón.

En relación al régimen de vientos, Viedma-Muñoz (2005) caracteriza la dirección de los vientos dominantes en la cornisa cantábrica. En general, los vientos predominantes en Santander son durante todo el año de componente O, variando en menor medida al O-NO (viento conocido como el "gallego"), mientras que rolan por efecto topográfico al NO en la zona de Bilbao. Los vientos de componente S-SE, S-SO y S (conocidos como "suradas"), debido al fenómeno *Foehn,* son también notables en la zona. Los vientos locales y moderados del NO y SE (<10 m/s), se deben a las brisas marinas y terrales diarios, fundamentalmente durante la temporada estival sin lluvia. El fuerte viento habitual del NO (>10 m/s), controlado por factores orográficos propios de la cornisa cantábrica, resulta ser básicamente dominante y mayoritario (para información más detallada ver: Ábalos y Elorza, 2013; Elorza e Higuera-Ruiz, 2016b).

Composición de las arenas y estudio micropaleontológico

Dado que las arenas juegan un papel fundamental en las formas abrasivas (acuafactos y ventifactos), resulta conveniente conocer la forma, tamaño, composición mineralógica y la posible área fuente de las mismas. El muestreo se ha realizado en las diferentes playas, tanto en la zona intermareal como en la supramareal (Fig. 2). Así, los granos de arena observados son mayoritariamente angulosos, con un índice de esfericidad (0,5-0,7) y de redondez (0,1-0,3), tanto en los bioclastos como en los de naturaleza cuarzo-feldespática, con tamaños medios variables entre los 50-300 µm en su eje mayor. La proporción media de $CaCO_3$, es variable pero uniforme en cada playa, con valores llamativos tanto por su pobreza (26,7%) como por su alto contenido (88,7%) en $\%CaCO_3$, señalando una cierta polaridad de mayor contenido hacia el E (Fig. 2). Por difracción de RX queda registrada la presencia de cuarzo, calcita y algo de aragonito.

El estudio micropaleontológico ha determinado que la fracción carbonatada del sedimento está compuesta por foraminíferos bentónicos (extraídos 1826 ejemplares agrupados en 41 especies: Tabla 1), además de fragmentos de moluscos bivalvos, gasterópodos, espículas de esponjas, briozoos, abundantes espinas de equinodermos y algún ostrácodo. Las especies más abundantes (>10% de la totalidad) en todas las playas son: *Cibicidoides lobatulus* (Walker y Jacob) y *Quinqueloculina seminula* (Linné), acompañadas de la especie secundaria (5-10%) *Cibicides refulgens* Montfort. Además aparecen muchos caparazones de *Elphidium crispum* (Linné) y *Rosalina globularis* d'Orbigny, en algunas de las muestras. Esta asociación dominante presenta abundantes ejemplares vivos en el momento del muestreo (30-40%). Los caparazones son mayori-

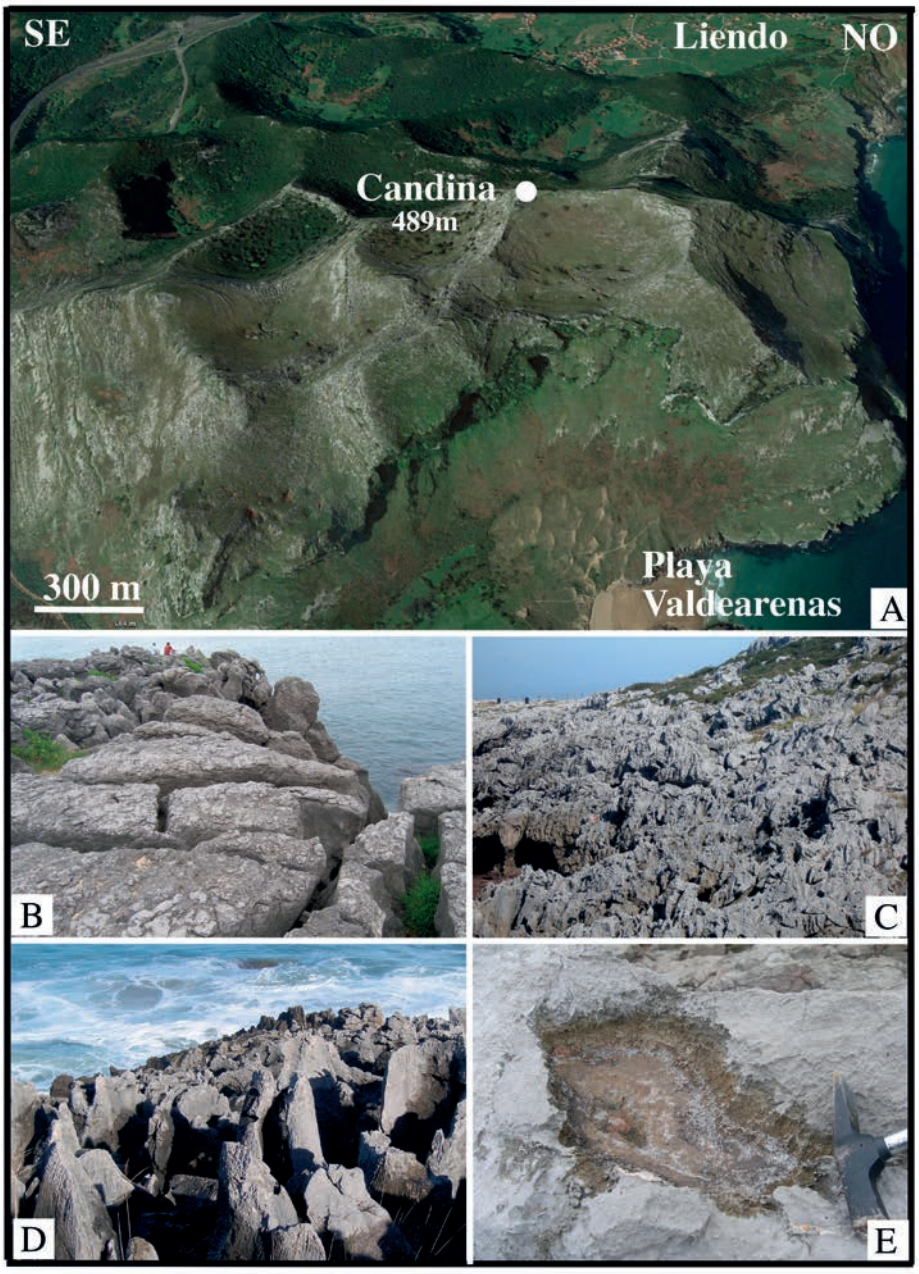


Fig. 3.- A. Vista aérea de la zona de Liendo-Sonabia, donde se aprecian las calizas urgonianas (Formación Calizas de Candina) afectadas por la karstificación, formando un conjunto de dolina-uvala y al fondo el pseudo-polje de Liendo. Nótese el fuerte escarpe generado desde la playa de Valdearenas hasta el Pico Candina, amortiguado por dunas cabalgantes. B. Aspecto de parte de una plataforma de abrasión emergida (cota 7 m sobre el nivel del mar, rasa XI?), recientemente exhumada por pérdida de los depósitos de arenas dunares en la zona de Noja. Es visible la fuerte fracturación y disolución (*kluftkarren*) producida. C. Campo de lapiaz (*rinnenkarren*) en la zona de Islares-Oriñón favorecido por la exhumación de la plataforma de abrasión (cota 7 m sobre el nivel del mar, rasa XI?). D. Formas de lapiaz en pináculos (*spitzkarren*) en la zona de Suaces (Noja). E. Detalle de una tinajita *(kamenitza*), con salida de evacuación de las aguas. La longitud de la piqueta es de 16,5 cm.

tariamente hialinos, siendo escasos los aglutinantes (<5.9%). Estas especies habitan en medios costeros con salinidad marina normal, estando también presentes en otras playas de la costa de Cantabria (Pascual *et al.,* 2004, 2006; Rodríguez-Lázaro *et al.,* 2013; Ordiales *et al.,* 2017), y en general en playas del Atlántico Norte (Murray, 1991, 2006). También se reconocen especies como *Ammonia tepida* (Cushman) y *Haynesina germánica* (Ehrenberg), indicadoras de la presencia de agua con baja salinidad. Estas especies son eurihalinas y habitualmente proliferan en la parte media de los estuarios (Murray, 1991, 2006).

En el supramareal de la playa de Valdearenas (Sonabia) se detecta una diferencia sustancial con el resto de playas estudiadas, pues los foraminíferos son muy escasos o no aparecen. Las muestras recogidas junto a las dunas más bajas muestran una gran similitud con las recogidas en la playa de Ostende (Castro Urdiales) en el intermareal. Los escasos ejemplares (4-5) de foraminíferos bentónicos, mal conservados, retrabajados y disueltos, sugieren un historial tafonómico diferente, puesto que las arenas analizadas parecen proceder de ambientes más continentales, o bien de antiguas dunas desmanteladas cuya arena haya sido descohesionada (¿por perdida de cementación incipiente?), como ocurre con antiguas dunas situadas sobre la costa acantilada de Noja (Pascual *et al.,* 2007).

Fig. 4.- A. Aspecto escarpado del acantilado formado en calizas urgonianas afectado por fracturas subverticales situado en la parte occidental de la playa de Valdearenas (Sonabia). El acantilado conserva dos socavaduras (*surf notches*), señaladas por una línea blanca, de interés geocronológico (ver Fig. 12). B. Aspecto del acantilado de Punta Lanzadoiro con una mayor superficie de exposición facilitando un campo de lapiaz abierto con intensa karstificación. Al fondo, señalado por una cabeza de flecha negra, la pequeña península denominada popularmente la ballena de Oriñón. C. Detalle de un bloque colapsado (b), remarcado su perímetro con una línea roja, en la parte oriental de la playa de Valdearenas.

Karstificación continental con escasa-media influencia litoral

En las facies carbonatadas de plataforma del Complejo Urgoniano se reconoce una amplia variedad de formas kársticas producidas por el concurso del agua meteórica a lo largo del dilatado tiempo de exhumación, iniciado durante el Mioceno en las mayores alturas (1000 a 1400 m), sucediéndose diferentes ciclos glaciares-interglaciares hasta alcanzar el actual clima húmedo-templado característico de la costa vasco-cantábrica (Arriolabengoa *et al.,* 2014; Aramburu *et al.,* 2014).

Describimos sucintamente las formas mayores generadas por karstificación superficial situadas en la zona de mayor altitud, que incluyen dolinas y campos de lapiaz activos. Estas están condicionadas en la actualidad por el régimen de precipitaciones, con medias anuales de 1200 mm, aunque debido a la cercanía del mar, también hay una cierta influencia de las pulverizaciones (*spray* marino), tanto sobre las rocas como sobre la vegetación (pinos, encinas, eucaliptos, robles, laureles) que cubre una parte importante de los afloramientos.

Dolinas

En la zona de Liendo-Sonabia-Oriñón, los campos de dolinas semicirculares (>300 m de eje mayor), con nombres específicos como Hoya de Tueros, Cobañera, Corteguera, Somanti y Llanegro, son fácilmente reconocibles mediante fotografía aérea por

su topografía de domos y cubetas. La mayor altitud queda representada por el Pico Candina (489 m; Figs. 1B y 3A). También es visible en la parte más oriental cómo varias dolinas han sido desmanteladas y unidas formando una depresión tipo uvala. La depresión del valle de Liendo puede considerarse una depresión profunda de origen kárstico (Fig. 3A). Esta no llega a constituir un *polje s.s.,* dado que la parte septentrional queda delimitada por arcillas y yesos del Keuper (Olivé Davó y Ramírez del Pozo, 1982).

Las dolinas con morfología en embudo presentan los ejes mayores con dirección preferente NO-SE. Se encuentran desigualmente vegetadas tanto en su fondo como en las paredes (Fig. 3A), y la zona fue objeto de pequeñas explotaciones mineras con extracciones de óxidos de hierro a principios del siglo XX. Salvo en la Hoya de Tueros, son dominantes los rasgos de disolución frente a los de colapso, aunque posiblemente puedan considerarse como producto de la acción conjunta de disolución y colapso en diferente grado, lo que les confiere la categoría de dolinas poligénicas. En este campo de dolinas se han descrito vestigios prehistóricos en el interior de determinadas cuevas de la zona, sin aparente relevancia (Nolte y Sarachaga, 1978).

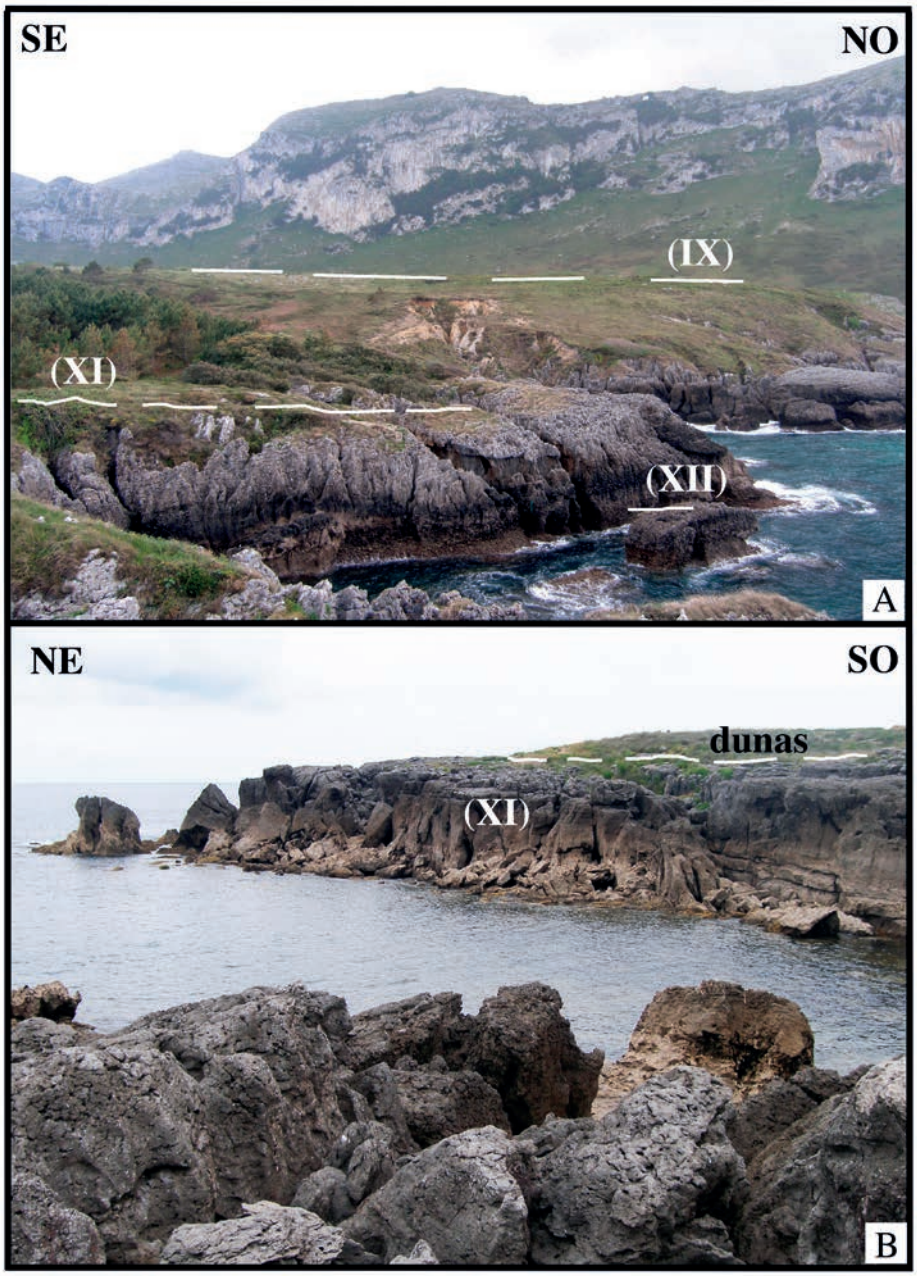


Fig. 5.- A. Vista panorámica de los efectos de karstificación entre la rasa IX (35 m), rasa XI (7 m) y rasa XII (4 m) en las calizas urgonianas que conforman parte del acantilado Sonabia-Oriñón. B. Vista de la rasa XI (7 m) en la zona de Noja, con los efectos de karstificación por la pérdida del depósito de las dunas suprayacentes. Es notoria la fragmentación en grandes bloques. Los valores en metros de las diferentes alturas de las rasas son aproximados y la numeración sigue la establecida por Flor y Flor Blanco (2014).

Campos de lapiaz activos

Para la descripción de las características de los campos de lapiaz activos, escogemos ejemplos desarrollados a partir de la plataforma de abrasión emergida asignada como rasa XI (a unos 7 m de altura sobre el nivel del mar), siguiendo la numeración y alturas establecidas por Flor y Flor Blanco (2014), en la costa asturiana y cántabra. Esta plataforma de abrasión marina se conserva en retazos discontinuos a lo largo de la costa y está afectada por una intensa karstificación por agua meteórica, aunque por su cercanía al mar está necesariamente influenciada por las salpicaduras y pulverización de las olas al impactar sobre el acantilado (*splash* y *spray* marino). Condicionados por el diaclasado, se generan lapiaces con surcos, ocasionalmente profundos en las calizas urgonianas, siendo las vías habituales para la infiltración del agua de escorrentía (*rinnenkarren-klufikarren*) (Fig. 3B). Además, los bloques calizos así formados, al quedar expuestos sufren la meteorización superficial presentando microlapiaces en regueros (*rillenkarren*), separados por finas y agudas crestas de trazado regular (Fig. 3C). Si la exposición es suficientemente prolongada en el tiempo, estas asociaciones de aristas y surcos pueden generar líneas de crestas verticalizadas con formas de pináculos bien desarrollados en las tres dimensiones (*spitzkarren*) (Fig. 3D). Cuando las rocas presentan planos subhorizontales, aparecen pequeñas depresiones circulares, consideradas como cubetas de disolución (*kamenitza*) de tamaños decimétricos, sin superar el metro, en ocasiones con una zona lateral abierta que permite la salida del agua inicialmente almacenada y la acumulación por evaporación de sales (halita) en su base (Fig. 3E).

El trazado del acantilado condiciona notablemente los procesos de meteorización continental en la zona occidental de la playa de Valdearenas (Sonabia), donde un alto acantilado vertical densa-

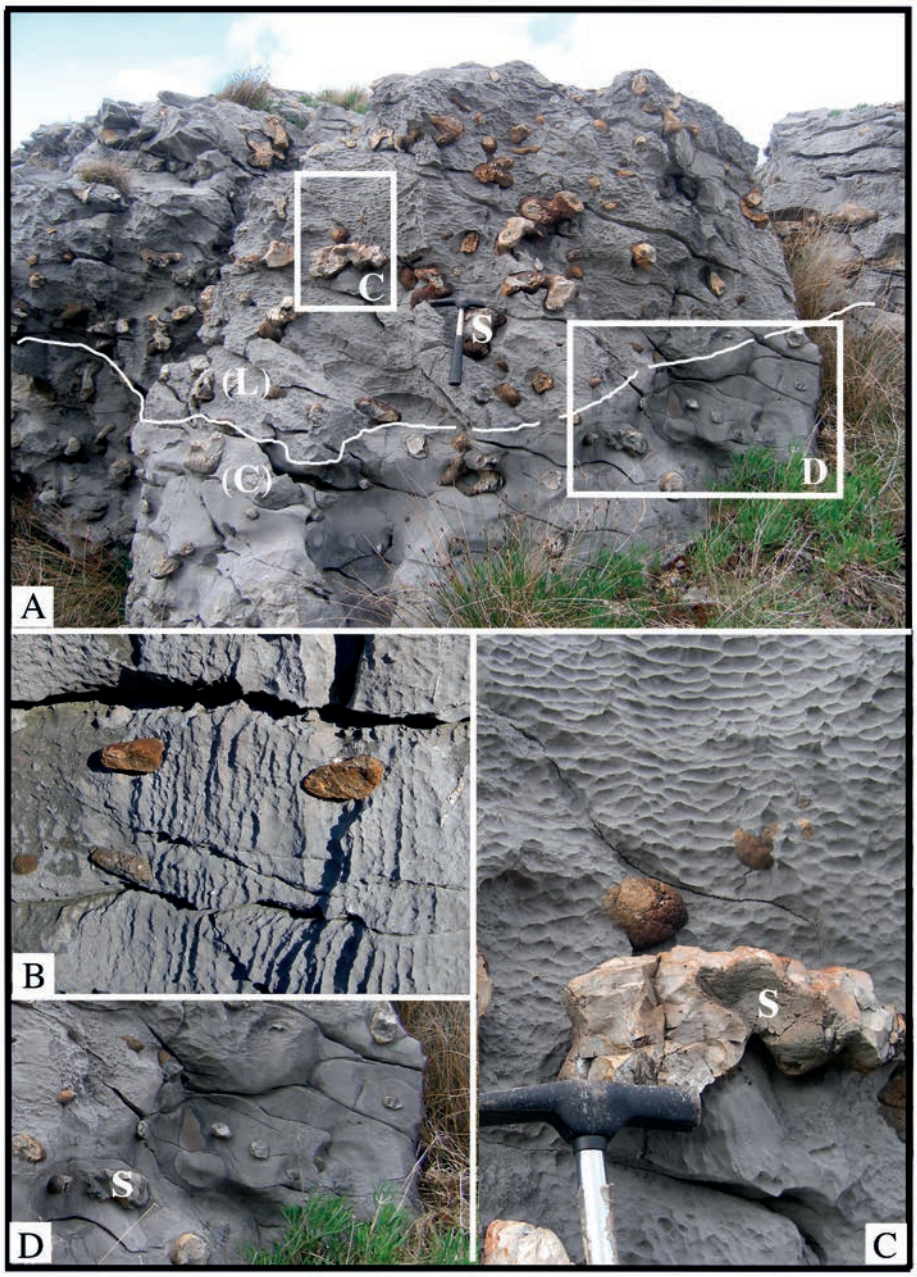


Fig. 6.- A. Vista puntual de karstificación en la zona superficial de un lapiaz libre (L) y parte inferior del mismo cubierto (C) afectando a las calizas urgonianas con nódulos de sílex (S), en la zona oriental de la playa de Valdearenas (Sonabia). B. Detalle de la karstificación en regueros y crestas ásperos al tacto (*rillenkarren*), siguiendo la línea de máxima pendiente. C. Detalle de la karstificación (ver situación en A) donde las morfologías producidas parecen estar condicionadas por el viento NO dominante. D. Aspecto de las morfologías suaves y redondeadas producidas en la caliza al haber estado cubiertas por el suelo-sedimento, ahora eliminado (ver situación en A). El mango de la piqueta es de 28 cm.

mente fracturado sufre además el continuado impacto de las olas (*wave quarrying/storm wave quarrying*) y produce dos socavaduras (*surf notches*) paralelas entre sí, que serán posteriormente tratadas (Fig. 4A). Por otra parte, en la zona oriental de la misma playa, la disposición de los estratos calcáreos con una pendiente menor, queda fuertemente controlada por las superficies que señalan las plataformas de abrasión emergidas (rasas). Ello posibilita una mayor exposición de los lechos con más infiltración y consiguientemente con una acción kárstica mayor, donde se llegan a producir zonas de colapso (Fig. 4B,C). En detalle, se observa como las rasas de origen marino (IX y XI, situadas respectivamente en cota 35 m y 7 m sobre el nivel del mar) han quedado al descubierto y conforman unos campos de lapiaz muy marcados, tanto con formas *rinnenkarren* como *rillenkarren* (Fig. 5A). Contrariamente, esta rasa XI en la zona de Noja fue cubierta por un potente paquete de dunas (Pascual *et al.,* 2007), que ahora está siendo desmantelado, por lo que es visible una karstificación tipo *kluftkarren,* controlado por el juego de fracturas-diaclasas. Además, se observan zonas de colapso de bloques y surcos incipientes (*rinnekarren*) en la parte más alta de la rasa (Fig. 5B).

En la zona de mayor accesibilidad de las rasas es constatable cómo la karstificacion, condicionada por el intenso diaclasado subvertical existente, produce extensas superficies rugosas, ásperas y cortantes, asimilables a los llamados lapiaces libres (L en Fig. 6A). Esta superficie rugosa es relevada en profundidad por la característica superficie lisa, redondeada y suave al tacto correspondiente a la zona superior del antiguo lapiaz cubierto, formado en la interfase suelo/roca, ahora parcialmente descubierto (C en Fig. 6A). La presencia de nódulos diagenéticos de sílex en las calizas, reemplazando el sedimento de relleno de galerías de bioturbación (*Thalassinoides*), permite observar la importante meteorización diferencial que se produce entre la caliza compacta y el sílex (Bustillo *et al.,* 2017). Estos nódulos de sílex, prácticamente insolubles, se disponen de forma irregular, aunque también aparecen en bandas continuas y paralelas a la estratificación. En el lapiaz libre, el agua meteórica fluye y es dominante en las zonas más altas del acantilado, frente a la influencia minoritaria del *splash* y *spray* marino al borde del mismo. La precipitación en esta zona alcanza valores medios anuales cercanos a 1200 mm, lo cual permite un lavado eficaz de los restos de sales por las aguas meteóricas, más ácidas debido al aporte de CO_2 proveniente de la cubierta vegetal y el suelo que la soporta. Los microlapiaces tipo *rillenkarren* producen regueros y agudas crestas que dibujan la línea de máxima pendiente (Fig. 6B). El alto número de nódulos de sílex interfiere en el discurrir de la lámina de agua por gravedad, y junto con el concurso del viento dominante del NO, llega a producir pequeñas y discontinuas crestas de disolución sub-

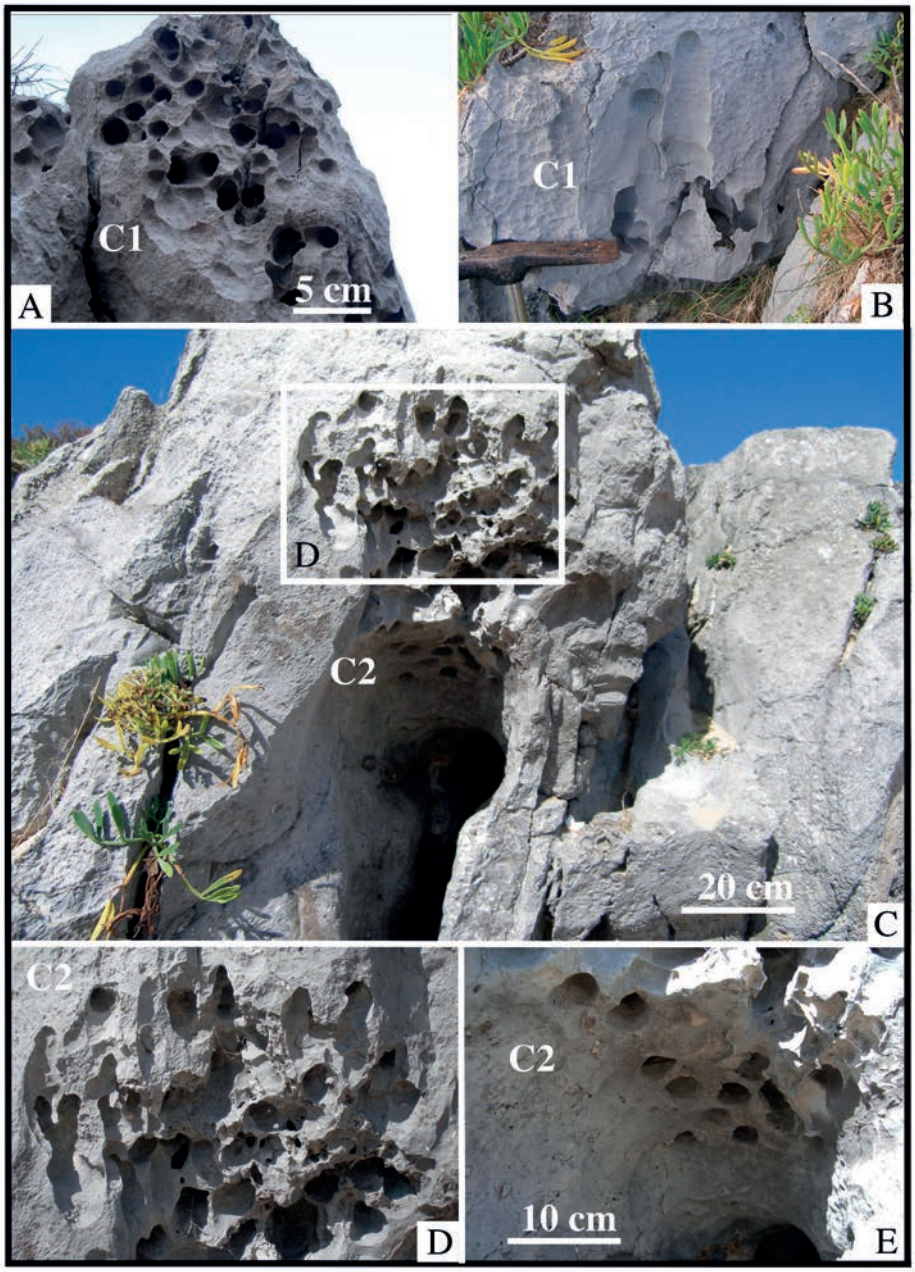


Fig. 7.- A y B. Ejemplos de cilindros huecos, tipo *röhrenkarren* C1, encontrados en la caliza urgoniana en la península de Suaces (Noja), situados por debajo de la rasa IX (35 m) y por tanto más antiguos que los cilindros de tipo C2. C. Vista general de los cilindros huecos tipo *röhrenkarren* C2 generados a la entrada de una pequeña galería formada en las calizas compactas, por debajo de la rasa XI (7 m) en la playa de Ris (Noja). Nótese la notable similitud de los diámetros de los cilindros con tendencia a la coalescencia, la verticalidad de los ejes, y la disolución meteórica posterior que facilita la observación de las secciones. D y E. Detalles de los cilindros de tipo C2 de la imagen anterior. La longitud de la piqueta es de 16,5 cm.

horizontales, a las que podemos llamar microlapiaz tipo *ripples* (*ripplekarren*), muy diferente a las morfologías descritas anteriormente (Fig. 6C). En zonas muy concretas del mismo campo, estas morfologías pueden evolucionar lateralmente a formas en escalón (*trittkarren*) (Gutiérrez y Gutiérrez, 2016). Por último, en la zona considerada de lapiaz cubierto, con la superficie lisa, redondeada y suave al tacto, se mantiene también la disolución diferencial caliza/sílex. Resulta sintomático cómo en los nódulos de sílex incluidos en esta zona no se ha llegado a producir la pátina exterior rojiza de óxidos de hierro, habitual en los nódulos con un mayor tiempo de exposición (Fig. 6D).

Corrosión por condensación: *röhrenkarren*

Los cilindros huecos tipo *röhrenkarren* encontrados en las calizas urgonianas presentes en la zona supramareal, son una singularidad geomorfológica de interés paleoambiental, a pesar de su pequeño tamaño y limitada presencia (Fig. 7). Son de paredes verticales suaves y cerradas en su parte superior. Su diámetro alcanza dimensiones medias de 2,5 cm, con longitudes variables según su emplazamiento. Se pudieron iniciar sobre superficies subhorizontales en los techos de galerías de origen kárstico o pequeñas cornisas naturales (tipo alero) producidas entre los lechos calizos. Los cilindros progresaron hacia arriba, con el eje subvertical rematado por una bóveda de curvatura uniforme, y conformando una cúpula ciega hemiesférica, que en la totalidad de las ocasiones no llegan a conectar con la superficie externa de la roca. Se trata de una morfología relicta observable ahora en los afloramientos, al quedar descubiertos lateralmente y presentarse parcialmente disueltos por el agua meteórica. Los cilindros reconocidos en la playa de Ris (Noja) y Valdearenas (Sonabia) pueden quedar agrupados en dos tipos: 1) cilindros más antiguos (C1 en Fig. 7A, B) formados por debajo de la superficie erosiva denominada rasa IX, a unos 35 m de altura sobre el actual nivel del mar (según la asignación de Flor y Flor Blanco, 2014), y con un desarrollo mayor en su longitud media (>26 cm); y 2) cilindros formados más recientemente (C2 en Fig. 7C–E) a alturas por debajo de la rasa XI, a unos 7 m de altura sobre el nivel del mar, con un desarrollo medio de su longitud menor (>8 cm), sin que se hayan reconocido más conjuntos de cilindros huecos por debajo de la rasa XII (4 m).

Karstificación litoral: abrasión mecánica, colonización orgánica y disolución en la zona intermareal

Corresponde a lo que propiamente se puede llamar karstificación litoral (Malis y Ford, 1995), dado que la influencia del agua marina es dominante, aunque las surgencias de

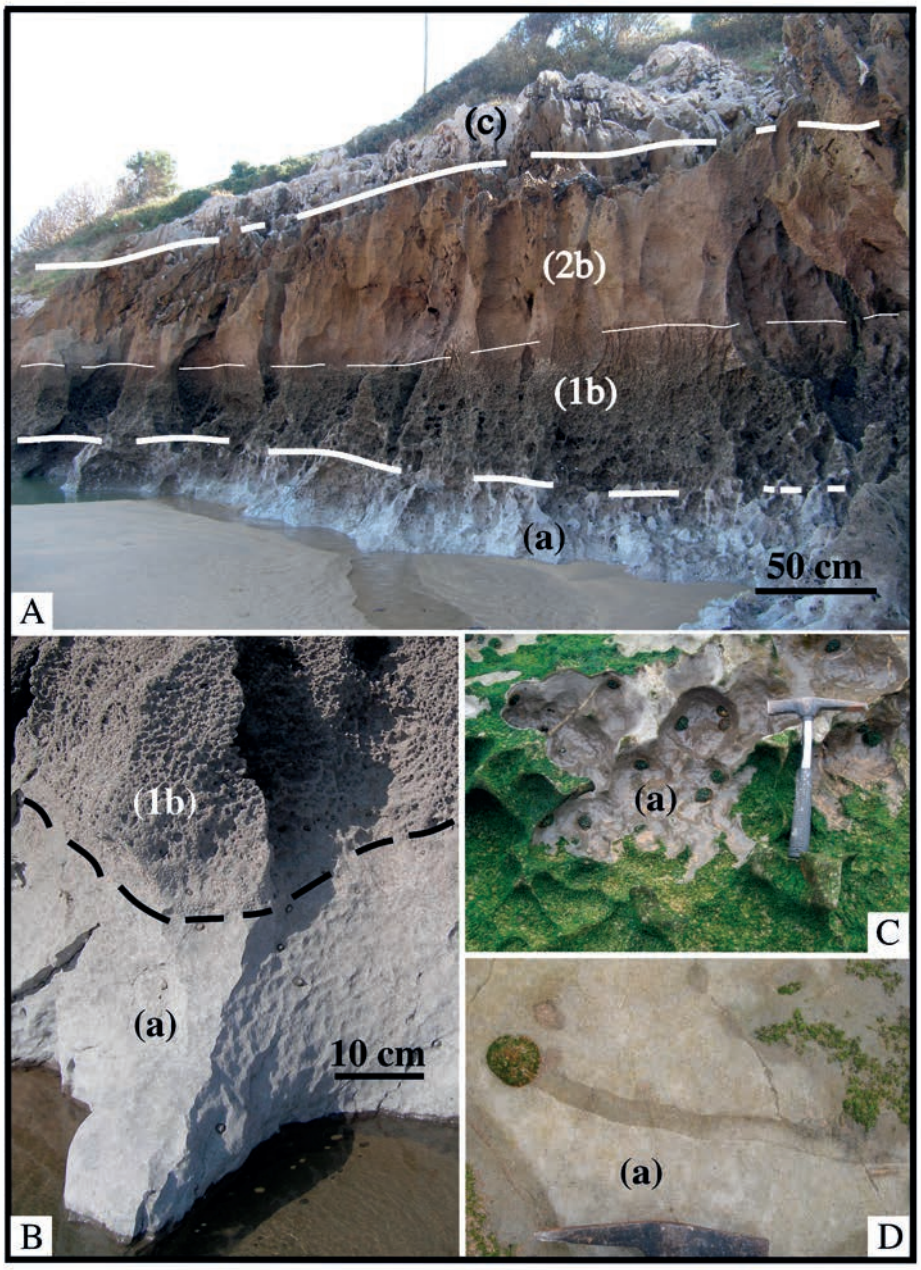


Fig. 8.- A. Vista general en bajamar de un acantilado vertical donde se aprecian las diferentes *zonas a*, *b* y *c* y las *subzonas 1b* y *2b* establecidas en el intermareal entre Islares-Oriñón, en función de su relación con las acciones abrasivas, de colonización orgánica y efectos de las olas con las salpicaduras y pulverizaciones del oleaje. B. Detalle de la *zona a* con una fuerte abrasión mecánica relevada por la *subzona 1b* donde la colonización de las bellotas de mar (Balanus) es completa. C y D. La *zona a* temporalmente cubierta por algas verdes es objeto de pastoreo por lapas (*Patella*), con la consiguiente eliminación de las algas en pocos días.

agua meteórica por infiltración pueden formar zonas de mezcla de aguas especialmente agresivas para la disolución de las calizas. En esta franja costera de Cantabria el rango de las mareas es superior a los 3 m de media, con un máximo de 4,5 m en las mareas vivas de marzo y septiembre. La zona intermareal comprende desde la parte inferior de la marea en bajamar hasta la altura máxima en pleamar, siendo visible en el acantilado vertical una clara zonación (*zonas a* y *b* en Fig. 8A), hasta alcanzar la zona propiamente supramareal (*zona c* en Fig. 8A).

El contacto del acantilado, constituido por las calizas urgonianas, con la arena de playa marca la parte inferior de la *zona a*. Esta zona queda limitada a una delgada franja decimétrica durante la estación estival, siendo mayor en el invierno por un notable desalojo de la arena en esta zona inferior (Figs. 8A y 9A). La *zona a* destaca por quedar limpia y carente de colonización orgánica, debido tanto al recubrimiento de las arenas durante el tiempo estival como por la abrasión sistemática que se produce en invierno con olas cargadas de arena (Fig. 8B). Durante la primavera, cuando las mareas son más débiles y el grado de abrasión es menor, se instalan temporalmente tapices de algas verdes (clorofíceas) sobre la superficie descubierta, siendo objeto de intenso pastoreo por diferentes organismos, fundamentalmente por lapas (*Patella*) que llegan a hacer desaparecer los tapices en poco tiempo (Fig. 8C,D). En esta *zona a* también se producen los acuafactos, morfologías que por su singularidad serán tratados de manera independiente.

Inmediatamente por encima de la *zona a*, se encuentra la *zona b*, de mayores dimensiones, que puede subdividirse en dos *subzonas 1b* y *2b* cuando las secciones del acantilado son favorables (Figs. 8A y 9A). Lo más destacable morfológicamente son las formas de socavaduras o muescas (*tidal notches*), con tendencia a formar morfologías con una cierta simetría tipo seta (*mushroom-like*), aunque actualmente están completamente colonizadas por diversos organismos y su parte inferior cubierta por arena (Fig. 9A, B). Son el resultado de la convergencia de procesos diferentes (químicos-orgánicos y mecánicos), lo que produce una alta tasa erosiva en la zona intermareal. La *subzona* inferior *1b* queda cubierta por organismos como bellotas de mar (*Balanus*), lapas (*Patella*), ostras y pequeños mejillones, formando alvéolos de formas poligonales resistentes al impacto de las olas; el predominio de *Balanus* obliga a las *Patella* a distribuirse estratégicamente (Fig. 9C). En alvéolos más evolucionados, los *Balanus* remarcan los bordes y las *Patella* se instalan en el centro, donde crecen rápidamente las algas verdes objeto de pastoreo ya en los límites de la *subzona 2b* (Fig. 9D).

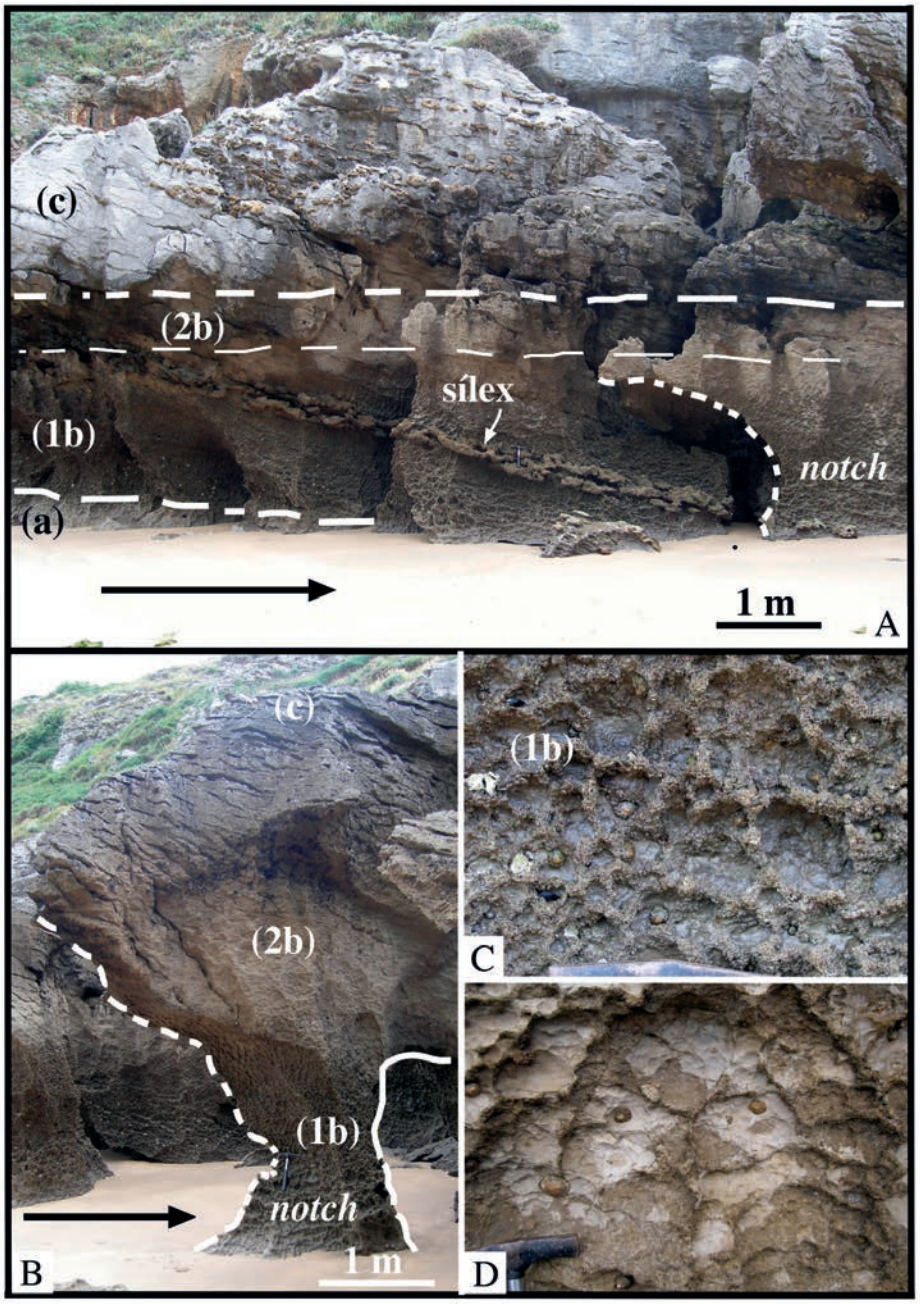


Fig. 9.- Aspectos morfológicos del acantilado en la playa de Valdearenas (Sonabia). A. Vista general de las tres zonas y subzonas establecidas en el intermareal: *zona a* muy limitada por la abrasión; *subzonas 1b* y *2b*, con una densa colonización que va disminuyendo según se asciende; y *zona c* con una menor influencia marina (salpicaduras y pulverizaciones), frente a la lluvia. Es resaltable la formación de un *tidal notch* bien marcado y la resistencia a la erosión de los nódulos de sílex. B. Detalle de un *tidal-abrasional notch* con forma de champiñón con las zonas bien marcadas. C y D. Formaciones de alvéolos, inicialmente originados por la acción de las lapas (*Patella*) y remarcados sus bordes por las bellotas de mar (*Balanus*), para ir pasando a zonas altas más empobrecidas. Las flechas negras indican el sentido de ascenso de la marea.

Complementando esta colonización, en superficies más protegidas a favor de fracturas, además de la presencia dispersa de pequeñas ostras (*Crassotrea gigas*), se mantienen racimos de mejillones de pequeña talla, así como conjuntos de algas coralinas incrustantes (*Lithophyllum incrustans* y *Lithophyllum tortuosum*) que se instalan en las pequeñas charcas de marea subhorizontales en un proceso bioconstructivo (Fig. 10A–E). También se disponen agrupaciones de algas verdes (*Codium tomentosum*), algas pardas (feofíceas: *Bifurcaria bifurcata, Stypocaulon scoparium*) y algas rojas (rodofíceas: *Pterocladia capillacea*, *Gelidium* spp., *Corallina* spp., *Jania rubens*) indicativas de una alta biodiversidad (Fig. 10F). No hemos observado en esta zona la presencia de equinoideos ni de bivalvos litófagos tipo *Pholas*, muy habituales en otros acantilados de Bizkaia (Martínez de Lahidalga y Elorza, 2010). Posiblemente estos últimos son más propios de la zona submareal, aquí no estudiada.

La *subzona* superior *2b*, caracterizada por estar la mayor parte del tiempo descubierta, incluso en pleamar, queda ocasionalmente afectada en momentos de marejadas importantes por el *splash* y *spray* marino. Esta característica hace que quede prácticamente limpia de organismos, salvo por la presencia escasa y dispersa de bellotas de mar, lapas y por delgados tapices de algas verdes estacionales. El límite superior de la *subzona 2b* intermareal, con la *zona c* supramareal en un corte vertical del acantilado resulta ser difuso en detalle, pero neto a una cierta distancia, estando marcada por tonos diferentes de color en la misma sección rocosa (Fig. 9A). La *zona c* corresponde al área de influencia dominante de las aguas de escorrentía, aunque siempre hay algún aporte del *splash* y *spray* marino en las cercanías del contacto con la *subzona 2b* (Figs. 8A y 9A, B).

Un caso concreto de actividad microbiana, posiblemente por cianobacterias, es visible en la playa de Valdearenas (Sonabia), donde hay bloques dispersos de calizas urgonianas, habitualmente bañados en las pleamares, pero que pueden pertenecer a la zona supramareal ampliada en la época estival (Fig. 11). En estos bloques son visibles numerosos ejemplos de formas de disolución inducidos con toda probabilidad por cianobacterias (ver Fig. 5c en De Waele y Furlani, 2013), con trazado irregular característico y con una profundidad de disolución nunca superior a 1 cm (Fig. 11A). En la superficie de los bloques se observa dos efectos diferenciados en el tiempo: inicialmente se genera una fina disolución asociada a un pulido con brillo, sin alcanzar las características de los llamados canalillos (*rills*) y posteriormente un

entramado irregular de disolución de naturaleza microbiana más agresiva en las zonas más bajas de los bloques que puede llegar a afectar a toda la superficie (Fig. 11B, C).

Acción del oleaje en la zona intermareal: socavaduras, cuevas litorales y acuafactos

Socavaduras

Los acantilados reconocidos que presentan farallones con secciones verticales, están siempre en contacto directo con el mar, alejados de los límites del intermareal reconocido, por lo que nunca queda expuesta la interfase agua-sedimento en bajamar. Así, en el lado oeste de la playa de Valdearenas se observa este tipo de acantilado vertical (*plunging cliff*) en el que son habituales las formas escalonadas, como si se tratara de un frente de explotación de cantera, producidas por el impacto complementario de las olas (*wave quarrying*) y olas de tormenta (*storm wave quarryling*), incrementado su efecto por la densa red de diaclasas subverticales presentes en la masa de caliza (Fig. 12A). Es en estos farallones subverticales donde se hacen más evidentes las muescas de oleaje (*surf notches*), que no pueden considerarse como nichos basales *s.s.* (*abrasional-tidal notches*), al no estar propiamente en la interfase acantilado/arena (ver diferencia con la Fig. 9A). Se llega a apreciar incluso dos socavaduras generadas en tiempos diferentes: una superior (1 en Fig. 12) producida por el mar, cuando su nivel estaba por encima del presente y otra segunda (2 en Fig.12) que corresponde aparentemente al actual nivel del mar, con formas y tamaño semejantes a la anterior. En detalle, quedan perfectamente diferenciadas dos socavaduras horizontales que se extienden lateralmente hasta perderse cuando se alcanza la zona intermareal (Fig. 4A). Entendemos que ambas pueden considerarse *surf notches*, puesto que el principal causante de las mismas es el impacto de las olas sobre la superficie rocosa verticalizada.

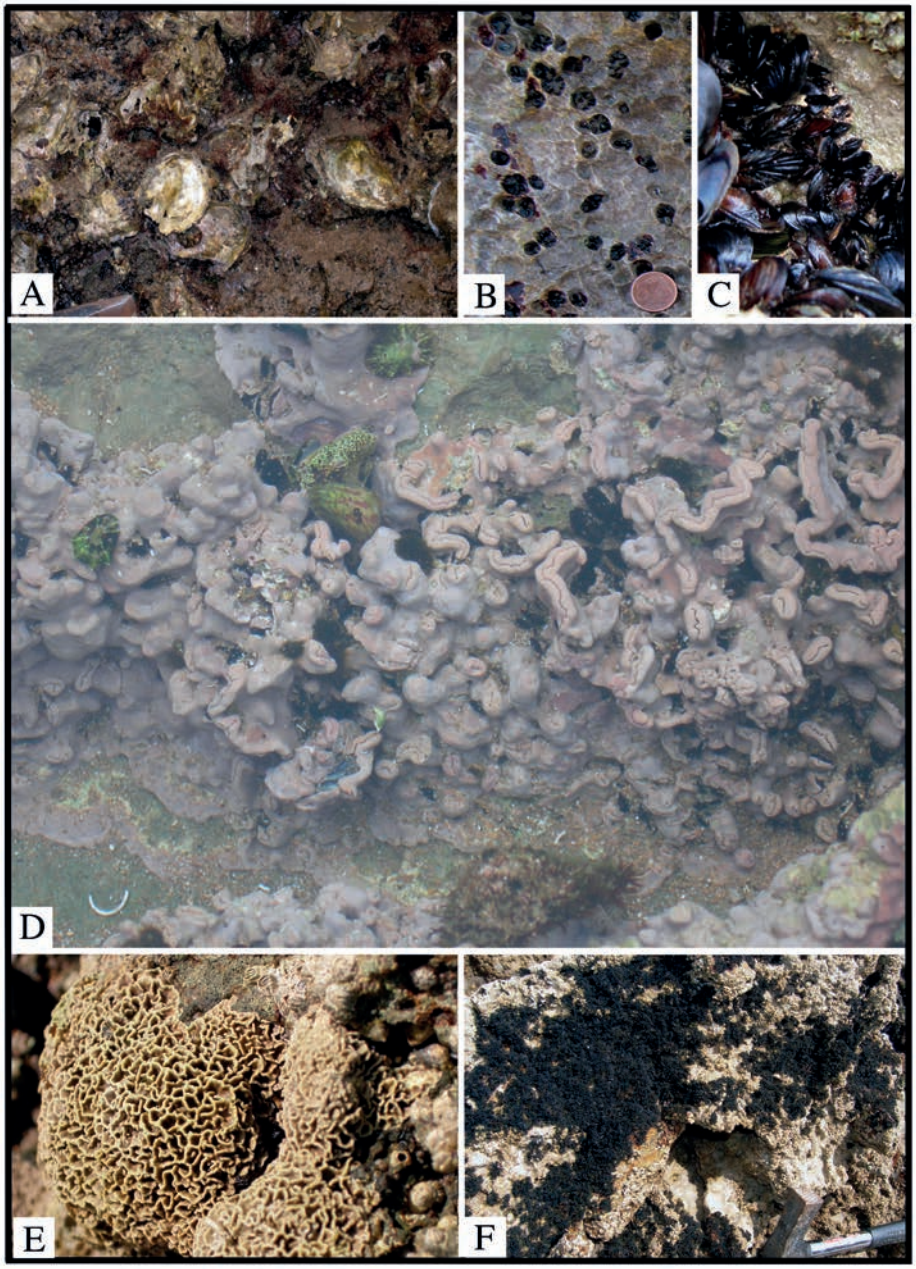


Fig. 10.- Diferentes organismos bioerosivos y bioconstructores en la zona intermareal de la playa de Valdearenas (Sonabia). A. Conjunto de ostras rizadas (*Crassostrea gigas*) junto con algas. B. Perforaciones ocupadas por pequeños ejemplares de mejillones (*Mytilus galloprovincialis*) protegidos del impacto de las olas. C. Racimos de mejillones de mayor talla fuera ya de la zona protegida. D. Charca subhorizontal colonizada por el alga calcárea *Lithophyllum incrustans* junto con lapas sobreimpuestas y gasterópodos (*Littorina littorea*). E. Detalle del alga calcárea *Lithophyllum tortuosum* en una zona de charca. F. Alga rodofícea *Pterocladia capillacea* en mal estado al quedar en los límites de la pleamar.

Cuevas litorales

No hay evidencias de la existencia de cuevas litorales (*flank-margin cave, coastal cave*) de cierta entidad. Solamente se ha reconocido un conjunto de pequeñas cuevas en la parte occidental de la playa de Ostende (Castro Urdiales) por debajo de la rasa XI (situada a 7 m sobre el nivel del mar). Este conjunto de cuevas sigue la línea de costa desde el intermareal hasta la zona de acantilado propiamente, son de pequeña profundidad y quedan parcialmente cubiertas

durante la pleamar (Fig. 13A). En ellas son evidentes los aportes intermitentes de aguas meteóricas actuales, pero fundamentalmente son visibles los rellenos subhorizontales detríticos junto con espeleotemas sin datar. La posibilidad de generar una zona de mezcla de aguas al confluir con el mar, pudo facilitar una mayor disolución de las calizas, potenciando el desarrollo de las cuevas a lo largo de esta zona concreta de acantilado (Fig. 13B–E).

Acuafactos

La *zona a*, correspondiente a la parte inferior del intermareal, es propicia para que en la interfase agua/arena se produzca abrasión de la roca por el oleaje a pequeña escala y la generación de geoformas, a las que globalmente podemos denominar acuafactos. Sin embargo, en las zonas intermareales estudiadas no se encuentran ejemplos relevantes individualizados con formas bien definidas producto de tal acción abrasiva. Solamente son visibles en la playa artificial de Ostende (Castro Urdiales), por la concurrencia de las siguientes circunstancias: 1) la construcción de una playa artificial en el año 1991, en una zona que anteriormente era una ensenada natural sin apenas arena (Fig. 14A); 2) la presencia en el intermareal de protusiones individualizadas de roca caliza urgoniana de grano fino, formando lechos interestratificados con un suave buzamiento (<25º) hacia el mar (Fig. 14B); 3) la existencia de arena de tamaño medio, característica de una playa disipativa y de gravilla caliza aportada artificialmente (330.580 m^3), alcanzando un grado de redondez notable, clasificado como subredondeado (0,7-0,9) (Fig. 14C–E); 4) el contenido medio en carbonatos (>85% $CaCO_3$) de las arenas-gravas artificiales y de la arena natural frente al de la roca (88,6% $CaCO_3$), que genera formas lisas y pulidas de abrasión sin estrías; 5) la presencia de huellas orgánicas anteriores (alvéolos), pertenecientes a la *zona b* intermareal, afectadas ahora por la abrasión en la *zona a*. Todo ello, ha permitido reconocer varios ejemplos de acuafactos, además de poder establecer el tiempo mínimo necesario para su formación y la velocidad de abrasión (mm/año) en los últimos años.

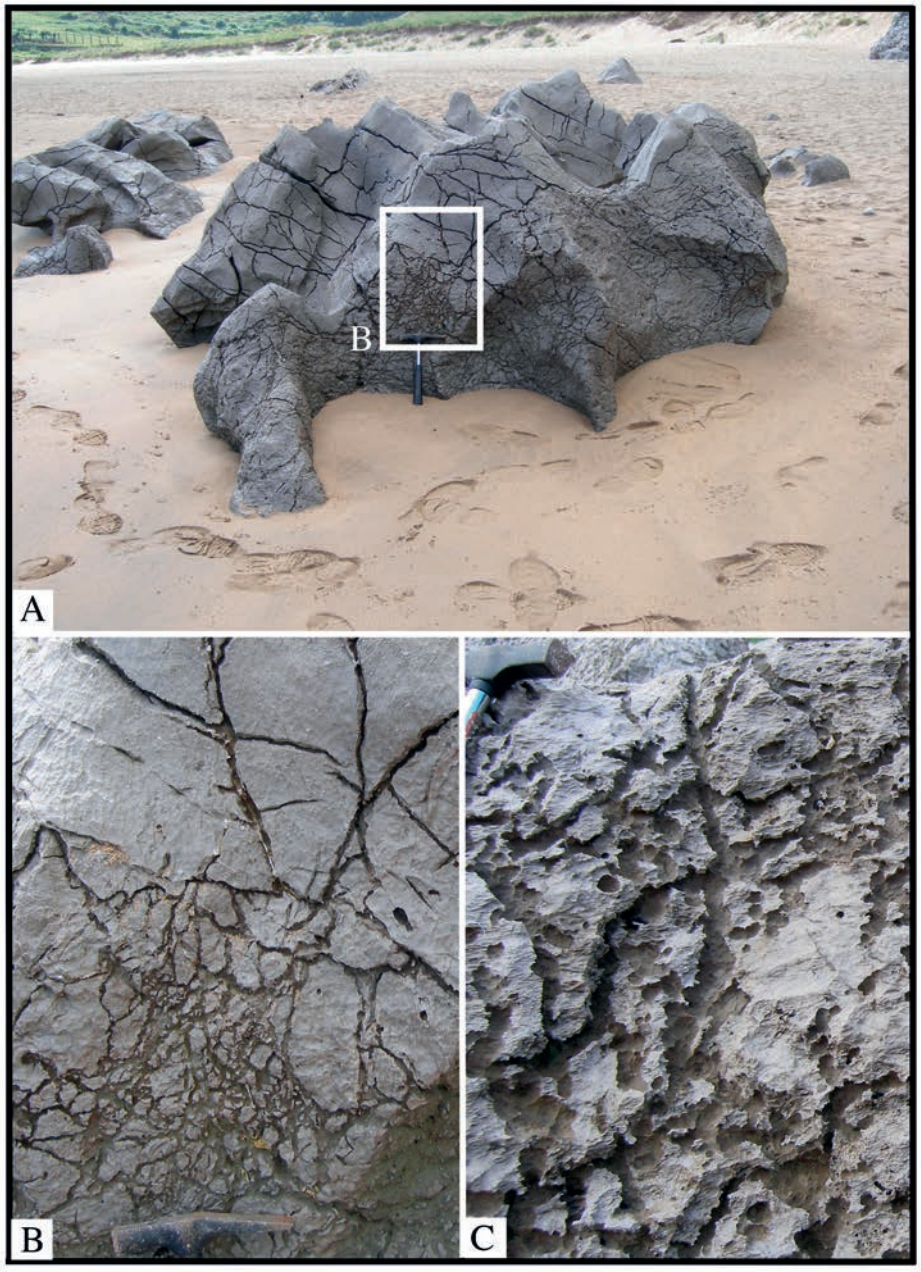


Fig. 11.- Protusiones calizas de restos karstificados en la zona intermareal superior-supramareal de la playa de Valdearenas (Sonabia). Vista general (A) y detalles (B y C) de la actividad microbiana posiblemente debida a cianobacterias con diferentes grados de ataque. El mango completo de la piqueta es de 28 cm.

Así, las protusiones rocosas quedan parcialmente cubiertas y rodeadas por sedimentos de arena-grava. Son modeladas eficazmente a barlovento con planos facetados pulidos, inicialmente coincidentes con la estratificación y separados en su parte superior por una quilla (*keel*) ondulada y bien definida. A sotavento, se aprecian planos pulidos con fuertes pendientes tanto por los vórtices generados como por el reflujo de la ola y consiguiente arrastre de arena. En detalle, los planos pulidos quedan a su vez remarcados por nuevas depresiones bien desarrolladas de pequeña profundidad y aristas netas, similares a la forma de la valva prominente de una vieira *"scallop"*, o también a las huellas de una cuchara (*scoops*), con superficies perfectamente pulidas favorecidas por el tamaño de grano fino de la roca y sin que sean visibles las finas estriaciones tipo canalillos (*rills*), formadas en otras condiciones (Fig. 15A,B).

Abrasión del viento en la zona supramareal: ventifactos

Aunque los ventifactos no pueden considerarse como un producto propio de la karstificación litoral, incorporamos estas morfologías por la singularidad e interés que ofrecen y por su presencia en las protusiones calizas previamente karstificadas. Diferentes formas consideradas como ventifactos han sido encontradas exclusivamente en la zona intermareal superior (en invierno) y supramareal (durante todo el año) de las playas de Ris y Trengandín (Noja), y en menor medida en la playa de Valdearenas (Sonabia). Todas ellas aportan datos sobre las diferentes direcciones dominantes del viento que arrastró la arena, que por otra parte son sensiblemente coincidentes con los vientos actuales O-NO y S-SE de la zona. Además, es demostrable que sigue activa la acción de abrasión, a pesar de que resultó más dinámica durante las etapas frías en las que los vientos costeros actuaron con mayor intensidad. Actualmente están siendo parcialmente borrados por efecto de una disolución agresiva, acorde con el clima templado y húmedo imperante.

Fig. 12.- A. Aspecto general del farallón subvertical de caliza urgoniana remarcado con dos *surf notches* (1 y 2) en la salida occidental de la playa de Valdearenas (Sonabia). B. Detalle del *surf notch* 1 de mayor antigüedad, posiblemente formado durante la transgresión Flandriense y del *surf notch* 2 actual y/o subactual?. El acantilado presenta una densa red de fracturas subverticales y la zona no es accesible durante la bajamar.

En la playa de Trengandín (Noja) se producen numerosas formas conocidas en la literatura como superficies facetadas (*faceted surfaces*), quillas (*keels*), cabezas de martillo (*hammerheads*), estrías (*scores*), surcos (*grooves*), colas de rata (*rat-tails*), acanaladuras tipo flauta (*flutes*), cucharadas (*scoops*) y canalillos (*rills*), mientras que las llamadas proas (*bows*) y pináculos horizontales (*pinnacles*) son más escasos. Resulta de interés apreciar cómo las huellas ocasionales (*ripples, grooves, rat-tails*) dejadas en la arena por los vientos dominantes coinciden exactamente con las orientaciones de los ventifactos formados en las protusiones calcáreas de la zona supramareal (Fig. 16A). Las formas más numerosas y fáciles de reconocer son los surcos (*grooves*) ascendentes e interdigitados de inclinaciones variables, en función de la diferente canalización del viento cargado de arena entre las superficies rocosas (Fig. 16B). Las superficies de las dolomías, dispuestas frontalmente al viento con suficiente capacidad abrasiva, presentan quillas o incluso proas (Fig. 16C), pero también, como rasgo singular de adaptación, si las superficies son suficientemente heterogéneas, llegan a generar pequeñas picaduras (*pits*), para evolucionar a agrupaciones de pequeños pináculos subhorizontales (Fig. 16D).

En la playa de Valdearenas (Sonabia) también se producen ventifactos sobre las protusiones de calizas urgonianas, aunque en menor cantidad. Dada la disposición alargada con escasa pendiente y las limitadas dimensiones de la playa, las protusiones se disponen en la fluctuante zona inter-supramareal condicionada por las estaciones. Todos los surcos ascendentes, quillas y proas se emplazan enfrentados al sur, pues es la zona desde donde procede la arena seca deflectable. Por su singularidad es destacable la presencia de una morfología de canalillos (*rills*) finos y rectilíneos dispuestos sobre superficies subhorizontales pulidas, lo cual contrasta claramente con surcos (*grooves*) laterales dominantes (Fig. 17).

Discusión

La alta geodiversidad morfológica reconocible en la franja litoral que discurre desde las localidades de Noja hasta Castro Urdiales (<30 km en línea recta), ha permitido observar las diferentes respuestas que produce una misma roca (caliza urgoniana) al quedar sometida a diferentes tipos de meteorización química, fisicoquímica y procesos biológicos. Todas estas acciones, salvo la abrasión mecánica, pueden ser englobadas con el término "corrosión" acuñado por Guilcher (1953). La caliza urgoniana exhumada, que conforma importantes macizos, se presenta en bancos continuos y compactos con espesores variables además de con un alto grado de cementación por la diagénesis de enterramiento sufrida, pero a su vez está intensamente fracturada, lo cual permite una mayor superficie de exposición ante el ataque por corrosión (Fig. 1). Las morfologías aquí observadas, condicionadas por su alto grado de cementación, son sensiblemente diferentes a las formas kársticas que ofrecen las calizas eogenéticas del Cenozoico estudiadas en los trópicos, ya que todavía están en curso de consolidación y donde la porosidad de la roca juega un papel determinante (Vacher y Mylroie, 2002; De Waele *et al.,* 2009; De Waele y Furlani, 2013).

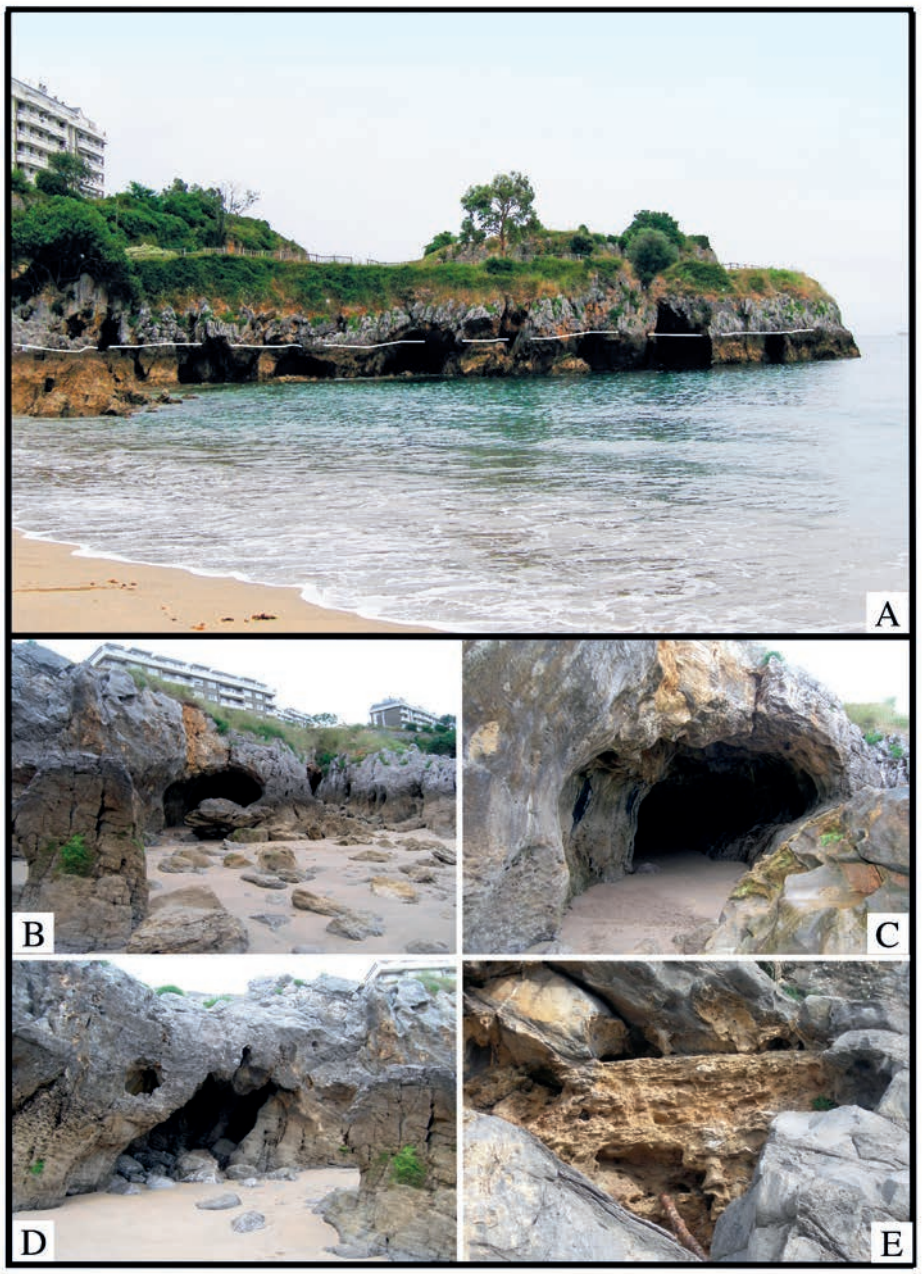


Fig. 13.- Vistas de las cuevas litorales formadas al nivel de la zona intermareal en la parte occidental de la playa de Ostende (Castro Urdiales). A. Visión general del conjunto de las cuevas en bajamar. La línea discontinua blanca marca el nivel del mar en pleamar. La rasa superior corresponde a la rasa XI (7 m) y la longitud del acantilado es de 60 m aproximadamente. B y C. Aspecto y detalle de una cueva poco profunda con evidencias de rellenos por sedimentos y espeleotemas, en un momento de bajamar. D. Cueva litoral con una morfología controlada parcialmente por el juego de diaclasas. E. Espacio relleno por sedimento con partes laminadas y otras más groseras subhorizontales.

Aranburu *et al.* (2014) diferenciaron varios tipos de relieve condicionados por la karstificación con influencia litoral sobre las calizas urgonianas de la costa vasca, tales como: 1) tipo rasa de origen marino, con varias superficies de abrasión, la más alta dispuesta a 50 m sobre el actual nivel del mar; 2) tipo cono-dolina (rasa+karst) a alturas de 350 m, 220 m y 150 m sobre el actual nivel del mar; y 3) tipo alpino, fuera de la influencia litoral, alejado de la costa más de 10 km. Las rasas de origen marino se consideran en ese trabajo que fueron levantadas tectónicamente a una velocidad media de 0,08 mm/año, corroborado por los valores aportados mediante diferentes técnicas isotópicas y nucleidos radiogénicos (Pedoja *et al.,* 2014; Jiménez-Sánchez *et al.,* 2006, 2011; Alvarez-Marrón *et al.,* 2008).

Karstificación continental con diferentes grados de influencia litoral

En la franja costera objeto de estudio es posible diferenciar una karstificación continental sin apenas influencia marina debido a la altura alcanzada por el macizo (>400 m), pasando gradualmente por una meteorización con influencia de ambos componentes hasta llegar a la plena karstificación litoral, mayoritariamente debida a la actividad orgánica y agua marina. La primera karstificación continental queda representada por el campo de

dolinas-uvala situado al pie del acantilado del macizo de monte Candina, con una topografía semejante a la constituida por domos y cubetas en los pliegues superpuestos (patrón de caja de huevos), por lo que se puede considerar un karst poligonal (Williams, 1971; Gutiérrez Elorza, 2009) (Fig. 3A).

Por debajo de las rasas marinas emergidas reconocidas (rasa IX a 35 m, rasa XI a 7 m y rasa XII a 4 m sobre el nivel del mar, según la asignación de Flor y Flor Blanco, 2014), se produce una intensa y rápida karstificación, inicialmente con una mayor influencia continental, aunque la aportación del *splash* y *spray marino* se hace notar (Figs. 1D y 3B–E). Tengamos presente cómo en la mayoría de los casos el agua marina a presiones normales está saturada con respecto al $CaCO_3$, y no es esperable que se produzcan rasgos de disolución (Taborosi y Kázmér, 2013). Pero la mezcla de aguas potencia una mayor agresividad en la disolución, ya que al introducir iones ajenos en una solución saturada en $CaCO_3$ (efecto salino), se incrementa la solubilidad de los minerales carbonatados presentes en la caliza (De Waele y Furlani, 2013). Por otra parte, la sola adición de un 5% de agua meteórica en un ambiente marino saturado, puede llevar a la subsaturación con respecto al aragonito, y con un 10 % afecta ya a la calcita (Stoessel *et al.,* 1989).

En el proceso de karstificación litoral resulta fundamental la disposición de las paredes de los acantilados frente al mar. El esquema general propuesto por De Waele y Furlani (2013), para latitudes medias y bajas, explica las diferencias encontradas en la zonación vertical y horizontal de los procesos geomorfológicos producidos. Esta karstificación queda condicionada según tenga lugar en costas calcáreas protegidas (*sheltered*), moderadamente expuestas, o muy expuestas a la meteorización por su pequeña pendiente.

En la playa de Valdearenas (Sonabia) se observa cómo el perfil vertical del acantilado (*plunging cliff*) calizo frente a otro perfil con una pendiente menor condiciona fuertemente la actividad meteórica, y posibilita en este último una mayor superficie de exposición de los lechos, con la consiguiente acción kárstica mayor (Fig. 4). Esta actividad kárstica queda reflejada ya en la rasa de abrasión emergida (rasa IX, a 35 m sobre el nivel del mar), pero es más intensa en las rasas XI y XII (7 y 4 m, respectivamente) por su cercanía a la línea de costa, al quedar desprovistas del relleno cuaternario y/o del delgado suelo protector existente (Fig. 5A). En Noja, la rasa XI quedó oculta por las arenas de las dunas, por lo que las aguas meteóricas de infiltración produjeron un lapiaz cubierto, con dominio de las formas típicas

Fig. 14.- A. Vista aérea obtenida en 1965, de una parte de la ensenada de Ostende con la villa de Castro Urdiales al fondo. B. Vista general de las calizas tableadas urgonianas buzando hacia el mar en la actual playa artificial de Ostende, donde se producen los acuafactos. La flecha negra indica el sentido de ascenso de la marea. C. Detalle de una protusión caliza, prácticamente cubierta por la gravilla, donde la abrasión (agua+gravilla) produce acuafactos con superficies pulidas y nítidas quillas. D. Aspecto de la arena natural de grano medio-grueso reconocida en la playa. E. Aspecto de la gravilla de machaqueo, ya redondeada, procedente de la cercana cantera de Santullán, vertida a la ensenada de Ostende de 1988 a 1991. El diámetro del rotulador es de 2 cm.

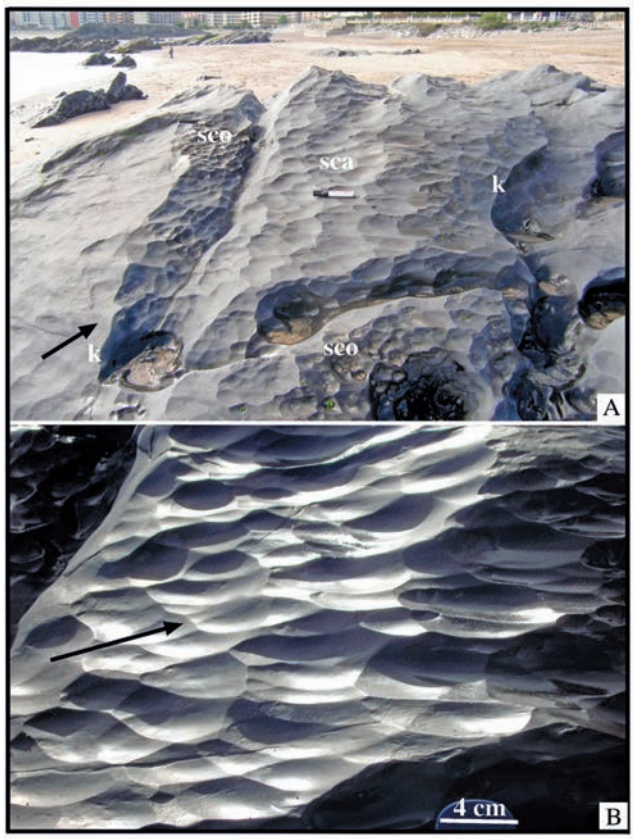


Fig. 15- Detalle de los acuafactos generados en la playa artificial de Ostende (Castro Urdiales) a partir de 1991. A. Aspecto de la fuerte abrasión producida en las protusiones por efecto de las olas cargadas de arena formando caras pulidas y sin estrías secundarias. La orientación y buzamiento tendido hacia el mar favorece la abrasión basal de la caliza oscura tableada. Se generan morfologías como cucharas (sco: *scoops*) formas tipo vieira (sca: *scallops*) y finas quillas (k: *keels*) que remarcan las superficies. B. Detalle de una protusión con acuafactos perfectamente pulidos con finas quillas y cucharas.

a partir del sistema de diaclasas conjugadas existentes (*rundkarren-klutkarren*). El reciente desmantelamiento lateral de las dunas hace progresar las formas de lapiaz libre con surcos (*rinnenkarren*) en la parte superior (Fig. 5B). En estas condiciones la acción de las aguas meteóricas (1200 mm/año) y el efecto de las salpicaduras junto con el *spray* marino alcanzan todo su posible potencial de disolución. En detalle podemos reconocer la presencia de un lapiaz libre en los bordes del acantilado, que avanza lateralmente según se desmantela el suelo vegetal que mantiene el lapiaz cubierto existente tierra adentro, por lo que se puede considerar en su conjunto como un lapiaz complejo (ver Gutiérrez Elorza, 2009) (Fig. 6).

En este escenario, sobresalen por su singularidad pequeños cilindros huecos tipo *röhrenkarren* formados en las calizas urgonianas que afloran en las playas de Ris (Noja) y Valdearenas (Sonabia) (Fig. 7). Es una morfología relicta producida por una intensa corrosión ascendente propiciada por el repetido ciclo de condensación-evaporación. La orientación generalizada de los cilindros al mediodía sugiere la necesidad de alcanzar diariamente la temperatura y humedad relativa adecuadas como para evaporar la lámina de condensación producida durante la noche. El proceso parece que tuvo al menos dos etapas durante el Pleistoceno: 1) una más larga, generadora de los cilindros C1, circunscrita a un determinado evento temporal (¿periodo cálido Eemiense?) con un nivel de mar alto (MIS 5e), entre las rasas IX (35 m) y XI (7 m); y 2) otra posterior, generadora de los cilindros C2, en un periodo cálido más corto (¿MIS 5a?), entre las rasas XI (7 m) y XII (4 m), sin evidencias de continuar durante el Holoceno. Los antecedentes e hipótesis sobre el origen de esta geoforma, las características morfológicas propias, los controles litológicos, las condiciones paleoambientales favorables para su formación y la hipotética edad de los C1 y C2 fueron ampliamente tratados en Elorza e Higuera-Ruiz (2016a).

Karstificación litoral

En la zona intermareal, donde la influencia marina resulta dominante, la karstificación está condicionada por la actividad orgánica, el impacto mecánico del oleaje y localmente por las surgencias de agua dulce. La mezcla de aguas queda también confirmada por la presencia en la arena de especies de foraminíferos como *Ammonia tepida* y *Haynesina germánica*, indicadoras de agua con una baja salinidad al vivir en la parte media de los estuarios, en aguas eurihalinas (Murray, 1991, 2006). La aparición de las mismas en zonas alejadas de estuarios pone de manifiesto el concurso de aguas meteóricas procedentes de las surgencias kársticas que afloran a lo largo de las playas como en la de Trengandín en Noja (Pascual *et al.,* 2007).

Las formas kársticas producidas tanto por influencia del nivel del mar a corto plazo (mareas) o por las fluctuaciones a más largo plazo (cambios del nivel del mar durante el Cuaternario) han sido descritas por muchos autores desde la década de los años 50 (ver recopilaciones de Lundberg, 2009; De Waele y Furlani, 2013; Taborosi y Kázmér, 2013). En nuestro caso, el acantilado situado en la franja intermareal se ha dividido en dos *zonas a* y *b* reconocibles a simple vista. En la *zona* inferior *a* de menor diversidad morfológica, se establece una delgada franja con intensa abrasión (arena-oleaje) en la época invernal dejando la roca limpia al descubierto, mientras que en la estival puede quedar cubierta de arena lo que propicia la ausencia de organismos (Figs. 8A y 9A). En la *zona b* por el contrario se instala una compleja comunidad de organismos como bivalvos, algas calcáreas, lapas y bellotas de mar (Figs. 8–10). Inicialmente parece que pueden bioconstruir y actuar como agentes protectores ante el impacto de las olas, pero a largo plazo realizan una actividad destructiva con una fuerte erosión, bien por el raspado continuado (lapas, erizos) o bien por disolución con el aporte de CO_2 (biocorrosión). La disolución parece estar acrecentada tanto por el CO_2 aportado por la respiración de organismos durante la noche, al no ser fotosintéticamente consumido (Holbye, 1989), como por la descomposición de la materia orgánica y por la quelación con compuestos orgánicos, lo que hace que las aguas retenidas aumenten su agresividad frente a la caliza (De Waele y Furlani, 2013).

También en la *zona b* del intermareal se registran socavaduras (*tidal notches*) con una cierta simetría, en los bloques que se individualizan por efecto del diaclasado tectó-

nico. En otros bloques se observan socavaduras por los dos lados, con una tendencia a adquirir forma de seta (*mushroom-like*), aunque en todos ellos las partes inferiores quedan parcialmente cubiertas por las arenas (Fig. 9A,B). Su disposición en forma de U tumbada señala el sentido del impacto de las olas durante el ascenso de la marea. La justificación de la forma de seta, pudiera deberse a la acción erosiva combinada y contrapuesta de impacto mayor de la ola y del retorno (reflujo) con menor energía. El mecanismo de formación de las socavaduras es controvertido, ya que además del efecto abrasivo indudable de las arenas impulsadas por la marea, lo que puede considerarse como un socavadura de abrasión (*abrasional notch*), se suma la acción bioerosiva con la colonización por diversos organismos (Figs. 9C, D y 10) y la posible influencia del agua meteórica. Todas estas interacciones, todavía no completamente resueltas, hace a este tipo de morfología objeto de estudio continuado (Antonioli *et al.,* 2015, 2017; Furlani *et al.,* 2017).

Las formas características de disolución representadas en algunas protusiones de calizas en la parte alta del intermareal-supramareal, libres de la compleja colonización orgánica comentada (Fig. 11A, B), parece que son debidas a la actividad de cianobacterias y microbios endolíticos según señalan De Waele y Furlani (2013).

Es destacable cómo el impacto de las olas generó una doble socavadura (*surf notches* 1 y 2: Fig. 12) alargada lateralmente en la zona donde el acantilado vertical es cubierto por el mar de manera continuada, con perfiles semejantes, tanto en la altura como en la profundidad (*inward depth*) alcanzada, lo que sugiere que el régimen de mareas fue semejante al actual. Este tipo de formas dobles fue señalado en la costa italiana por Antonioli *et al.* (2006), con un claro significado genético relacionado con el ajuste isostático glacial de la línea de costa durante el MIS 5.5 (anteriormente conocido como MIS 5.e) y el Holoceno sin mayor precisión. En nuestro caso, no tenemos datos como para considerar a la socavadura 1 como producto de la transgresión Flandriense, quedando descartado que pudiera corresponder a la transgresión producida durante el MIS 5.5, pues queda muy por debajo de la rasa IX (35 m), supuestamente coincidente con el MIS 5.5 (Figs. 5A y 12) (Elorza e Higuera-Ruiz, 2016a).

Las cuevas costeras (*flank margin cave, coastal cave*) reconocidas y potenciadas en la zona de mezcla de aguas (meteórica-marina) se generan más fácilmente en las calizas jóvenes (eogenéticas) y en zonas tropicales (De Waele y Furlani, 2013), que en las rocas compactas y bien cementadas como las calizas cretácicas urgonianas. Así, en un repaso a lo largo de la franja de costa estudiada, no se han

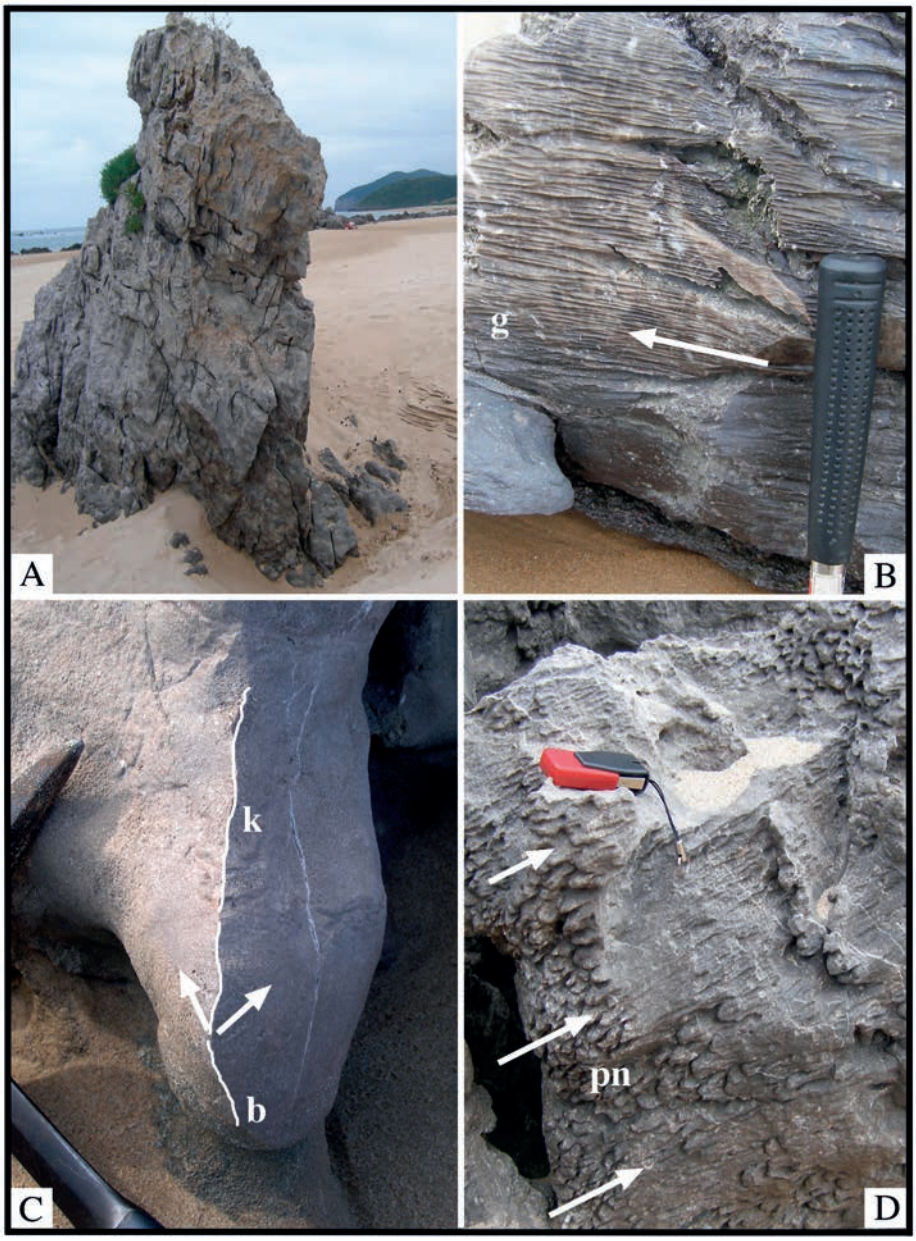


Fig. 16.- Morfologías de erosión eólica activa (ventifactos) generadas sobre protusiones de dolomías urgonianas en la playa de Trengandín (Noja). A. Aspecto de una protusión de dolomía en la zona supramareal con rasgos de erosión eólica. B. Estructura erosiva formada por finos surcos (g: *grooves*) ascendentes e interdigitados. La flecha blanca indica el sentido del viento dominante. C. Morfología de una quilla (k: *keel*), junto con una forma de proa inferior (b: *bow*). El límite de separación del viento por la quilla queda señalado por una línea y flechas blancas. D. Morfologías de pináculos (pn: *pinnacles*) subhorizontales, formados por el impacto frontal del viento cargado de arena, señalado por las flechas blancas. La longitud del pendrive rojo es de 4,5 cm y el mango de la piqueta es de 28 cm.

detectado evidencias notorias de su presencia y solamente se han reconocido algunas oquedades de limitadas dimensiones en la zona occidental de la playa de Ostende (Castro Urdiales). En esta zona pudiera considerarse la influencia de mezcla de aguas, pues concurre un conjunto de pequeñas cuevas en la zona intermareal y conductos de galerías formados por agua continental con sus rellenos sedimentarios y espeleotemas, propios de una karstificación continental por debajo de la rasa XI (7 m) (Fig. 13).

Los acuafactos, término acuñado por Kuenen (1947), son morfologías facetadas generadas por la abrasión marina en la zona intermareal (*zona a*), sin el concurso de organismos y tampoco por efecto de una disolución reconocida. Su producción está fuertemente condicionada por las características que convergen en la playa artificial de Ostende (Castro Urdiales) comentadas anteriormente (Figs. 14 y 15). Conocida la fecha de adecuación final como playa artificial (1991) en la primitiva ensenada, se puede constatar la rápida abrasión que producen las arenas naturales, junto con la gravilla incorporada, sobre las calizas tableadas urgonianas. Son reconocibles en un mismo afloramiento los estadios morfológicos intermedios hasta alcanzar la formación de acuafactos bien desarrollados a una velocidad aproximada de abrasión mínima de 1 mm/año (Elorza y Higuera-Ruiz, 2016b). La intensa abrasión propiciada por las mareas y tormentas tiene como resultado una arena natural prácticamente azoica. Es sorprendente que no haya sido colonizada por microfauna 27-28 años después de la creación antrópica de esta playa. Es posible que la gravilla de mayor tamaño, al entremezclarse continuamente con la arena removida por la marea, sea la causante de esta falta de microfauna al abrasionar los hipotéticos caparazones allí recién depositados. Puede considerarse la playa de Ostende un laboratorio natural activo con la ventaja de conocer el punto de partida desde su formación, volumen de aportes de gravilla de machaqueo, tamaños medios, formas iniciales, contenido en $\%CaCO_3$, régimen de mareas y vientos dominantes, por lo que constituye un modelo de referencia frente a posibles homólogos naturales más antiguos.

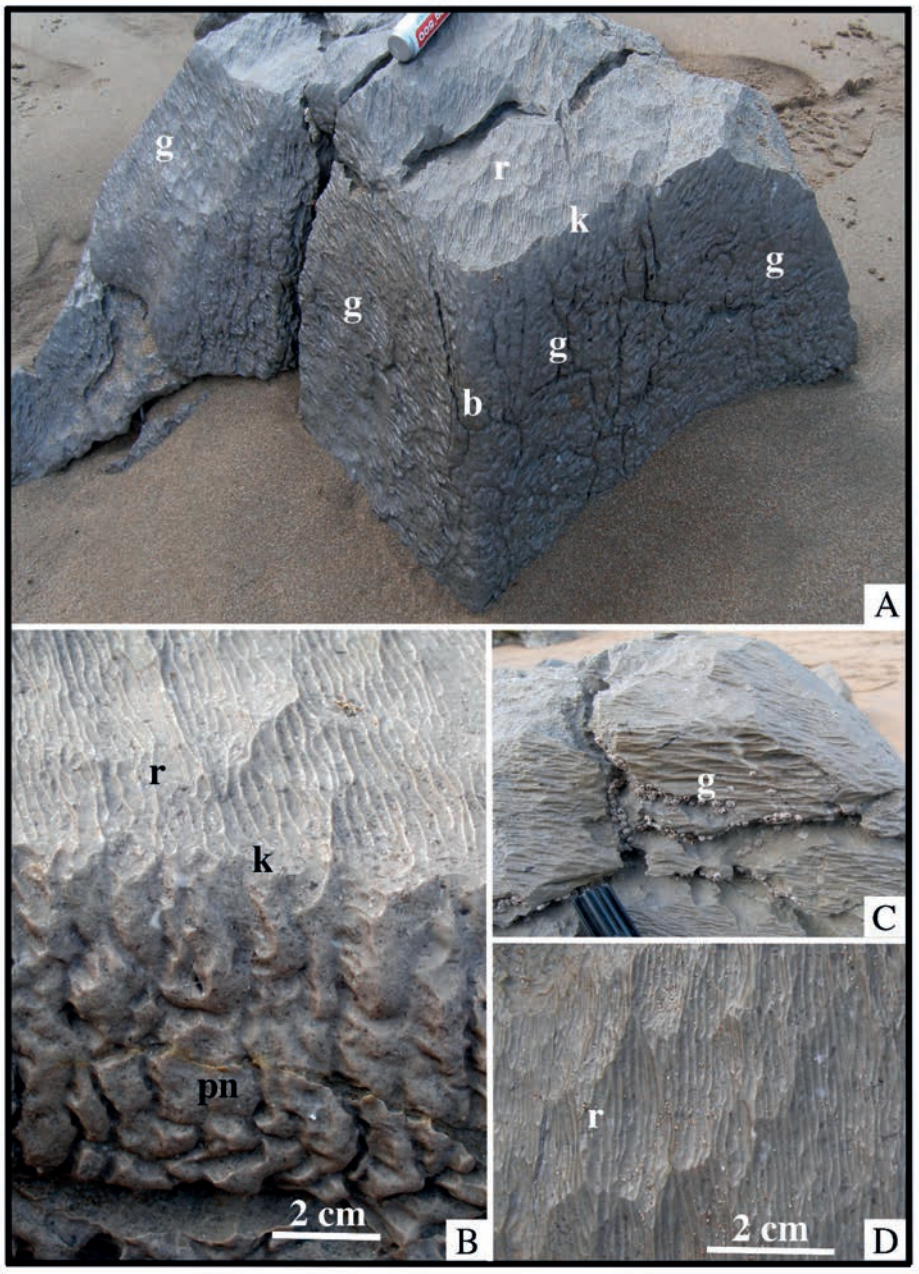


Fig. 17.- Ejemplos de erosión eólica y disolución química-abrasión en un bloque de caliza situado en la playa de Valdearenas (Sonabia). A. Protusión con formación de una proa (b: *bow*) roma vertical y surcos (g: *grooves*), formados por efecto de la bifurcación del viento procedente del SE. En la parte superior se aprecia la generación de canalillos (r: *rills*) rectilíneos, producto de la acción del agua de rocío, arena y viento del SE. B. Superficie frontal respecto al viento dominante del SE formada por iniciales pináculos (pn: *pinnacles*), limitados en la parte superior por una quilla (k: *keel*) y canalillos rectilineos (r: *rills*). C y D. detalles de los surcos (g: *grooves*) ascendentes y canalillos (r) rectilíneos subhorizontales.

Abrasión por el viento

Los ventifactos, definidos como fragmentos rocosos de tamaños variables que se presentan como cantos facetados sueltos o sobre las superficies rocosas fijas, son producto de una intensa abrasión por la acción de arenas transportadas por el viento (Greely y Iversen, 1985; Knight, 2008). La abrasión genera caras suaves, de formas plano-cóncavas a plano-convexas características en los cantos afectados, y es objeto de continuada investigación (ver resúmenes McCauley *et al.*, 1979; Laity y Bridges, 2009). Los ventifactos encontrados en las protusiones de caliza-dolomía que sobresalen en las playas de Ris-Trengandín (Noja) y Valdearenas (So-

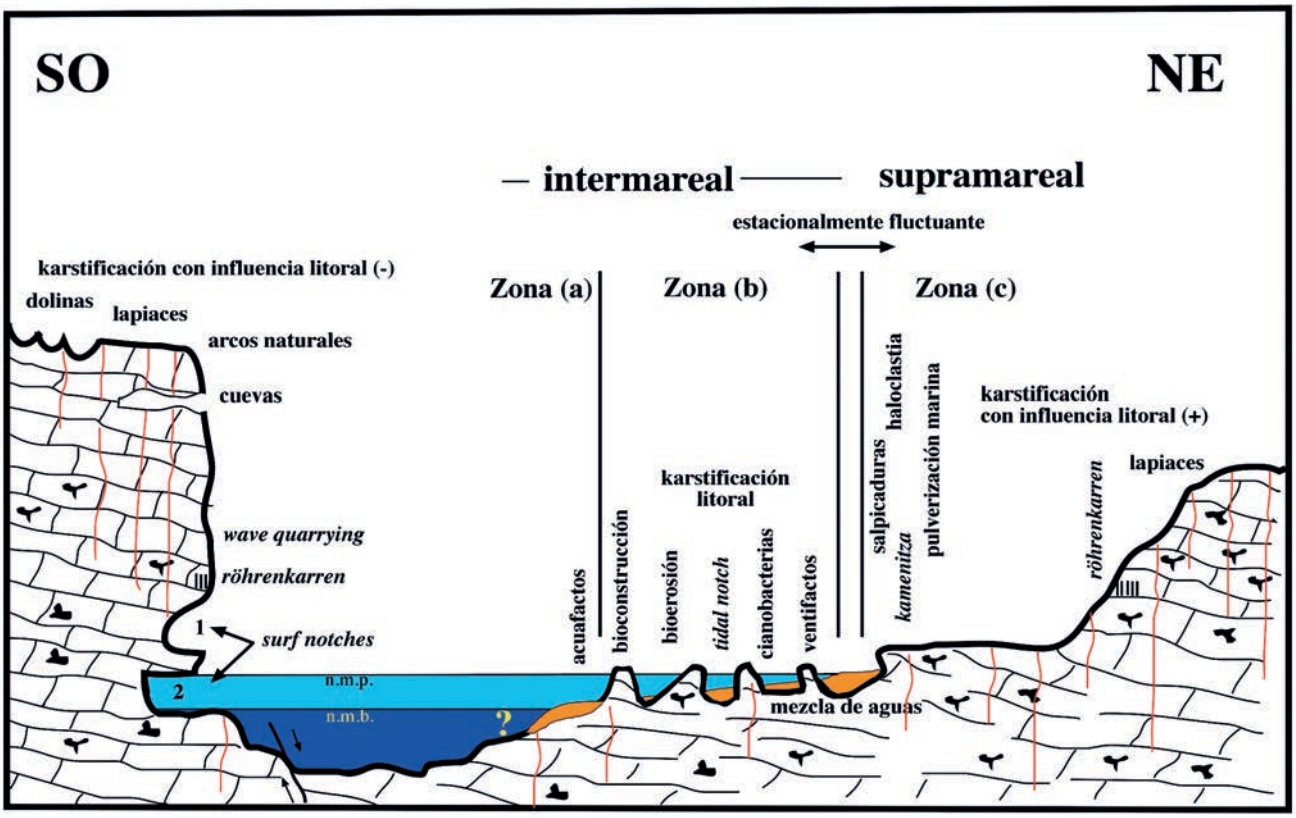


Fig. 18.- Esquema idealizado de la sección acantilados-playa de Valdearenas (Sonabia), con las zonas y morfologías más importantes observadas en las calizas urgonianas con sílex y arenas de playa comentadas en el texto. n.m.b. = nivel del mar en bajamar; n.m.p. = nivel del mar en pleamar. Juego de diaclasas subverticales en líneas rojas. El esquema no está a escala.

nabia) han sido tratados extensamente por Ábalos y Elorza (2013) y Elorza e Higuera-Ruiz (2015, 2016b). En general, destaca la gran variedad de formas propias generadas y conservadas y las direcciones de los vientos dominantes (O-NO y S-SE) registradas, aunque actualmente están siendo en parte cubiertos por líquenes o incluso borrados al ser relevados por efecto de una disolución intensa, acorde con el clima templado y húmedo reinante (Fig. 16). Es sintomático cómo las arenas de estas dos playas poseen una bajo contenido medio de carbonato (26,7 %$CaCO_3$), en forma de bioclastos, lo que aumenta sustancialmente el % de terrígenos cuarzo-feldespáticos (Fig. 2A). Estos terrígenos son de formas angulosas (Fig. 2B) y proceden de los aportes de los ríos que desembocan en la cornisa cantábrica, para ser repartidos por la regular deriva marina hacia el E, quedando acumulados en las playas disipativas mencionadas. Esta alta proporción cuarzo-feldespática favorece la mayor agresividad de la abrasión y formación de las huellas tipo *arañazos* que presentan las protusiones en la zona supramareal.

La dirección de los vientos O-NO es corroborada también por la presencia de foraminíferos bentónicos, que aparecen arrastrados desde la playa de Joyel-Ris hasta los campos dunares que cubren la rasa XI (7 m) en los límites de Noja. En la playa de Trengandín, las dunas son más abundantes hacia el E, y también reflejan este viento dominante (Pascual *et al.,* 2007). Además, las arenas de estas dunas son más finas de O a E de la playa como consecuencia de dicho viento y de la corriente de deriva O-E que se registra en el Cantábrico (Flor *et al.,* 2006).

Mención especial merece el intento de datación mediante el estudio liquenométrico realizado con los líquenes negros *Verrucaria* sp., puesto que ha sido posible indicar cómo la mayor acción abrasiva con formación de los ventifactos se debió producir durante la Pequeña Edad de Hielo (PEH), ya en el Holoceno (1350 a 1850 de nuestra era), y se redujo sustancialmente hace 120-160 años, cuando una parte de los ventifactos empezaron a ser cubiertos por los líquenes datados en función del diámetro desarrollado hasta ahora (Elorza e Higuera-Ruiz, 2016b).

La generación de los llamados canalillos (*rills*), como forma singular y relativamente abundante en la playa de Valdearenas (Sonabia), merece nuestra atención al ser producto de la interacción de una muy fina lámina de agua generada por condensación (rocío) sobre una superficie horizontal y el viento del SE cargado de arena procedente de la zona supramaral (Fig 16; Elorza e Higuera-Ruiz, 2015). Inicialmente, parece necesario el efecto diario y repetitivo de una alta humedad ambiental, inductora de la formación de la lámina de agua capaz de ejercer un leve ataque de disolución, y el efecto del viento continuado para la formación de los delgados canalillos alargados, pulidos y de dirección constante.

Para una visión general de lo tratado en los apartados anteriores se ha plasmado una sección idealizada e interpretativa con la disposición del acantilado en la playa de Valdearenas, donde se señalan las formas más relevantes reconocidas de abrasión mecánica, disolución y biocontrucción en el complejo proceso de karstificación continental con mayor o menor influencia litoral hasta la karstificación propiamente litoral (Fig. 18).

Conclusiones

La franja costera oriental de Cantabria, desde Noja hasta Castro Urdiales, presenta una rica diversidad geomorfológica. Está sustentada sobre las calizas-dolomías del

ESPECIES FORAMINIFEROS BENTONICOS	NOJA								SONABIA				CASTRO	
	Joyel				Trengandin				Valdearenas				Ostende	
	Intram.		Supram.		Intram.		Supram.		Intram.		Supram.		Intram.	
	JOY-05-2W	JOY-05-1E	J-1 supr W	R-1 supr E	NOVI 14 W	NOVI 13 E	T-7 supr W	TE-1 supr E	SO- P-1 W	SO-P-3 E	SO supr W	SO supr E	OST.- 1	OST.- 2
Acervulina inhaerens Schultze, 1854					1		7							
Adelosina bicornis (Walker y Jacob, 1798)							3	1	2					
Adelosina longirostra (d´Orbigny, 1826)						2	1	3	1	1				
Ammonia beccarii (Linné, 1758)				3	18	4	3	1		11				
Ammonia tépida (Cushman, 1926)	1	1	1			6	5	7	2	1				
Astacolus crepidulus (Fichtel y Moll, 1798)								1						
Asterigerinata mamilla (Williamson, 1858)	3	2	2	1		1	1			1				
Cancris auricula (Fichtel y Moll, 1798)			1				1							
Cassidulina laevigata d´Orbigny, 1826		1												
***Cibicides refulgens* Montfort, 1808**	**15**	**17**	**8**	**6**	7	1	10	23	11	8	2		1	**3**
***Cibicidoides lobatulus* (Walker y Jacob, 1878)**	**32**	**43**	**18**	**15**	**93**	**123**	**216**	**182**	**58**	**216**	**4**		**2**	1
Connemarella rudis (Wright, 1900)					12		6		1	2				
Cornuspira foliacea (Philippi, 1844)										1				
Cribroelphidium excavatum (Terquem, 1875)					1									
Cribroelphidium williamsoni (Haynes, 1973)					1			2	2	2				
Elphidium advenum (Cushman, 1922)			1											
***Elphidium crispum* (Linné, 1758)**	2	2	1		**52**	10	8	2		8				1
Elphidium discoidale (d´Orbigny, 1839)	2	2												
Eponides repandus (Fichtel y Moll, 1798)	2	4	2		9	6			2					
Globocassidulina subglobosa (Brady, 1881)		1												
Globulina gibba (d´Orbigny, 1826)					1									
Haynesina depressula (Walker y Jacob, 1798)							1							
Haynesina germanica (Ehrenberg,1840)	1		1				2	2						
Lachlanella undulata (d'Orbigny, 1852)										3	1			
Massilina secans (d´Orbigny, 1826)				1	5		4			7				
Miliolinella subrotunda (Montagu, 1803)								5						
Pileolina patelliformis (Brady, 1884)						1								
Planogypsina acervalis (Brady, 1884)					1			1		5				
Planorbulina mediterranensis d´Orbigny, 1826										1				
Quinqueloculina agglutinans d'Orbigny, 1839									3	1				
Quinqueloculina lamarckiana d´Orbigny, 1839		1			4	1	1	4						
Quinqueloculina lata Terquem, 1876	1				3	5								
***Quinqueloculina seminula* (Linné, 1758)**	**14**	**12**	**7**	**5**	**105**	12	22	21	**12**	**37**			1	
***Rosalina globularis* d´Orbigny, 1826**	1	2	3	1	2	8	10	**31**	8	**32**				
Sahulia conica (d'Orbigny, 1839)							1	7	1					
Siphonaperta quadrata (Nørvang, 1945)	1													
Textularia agglutinans d´Orbigny, 1839		1												
Textularia pseudorugosa Lacroix, 1932							1							
Textularia sagittula Defrance, 1824	3	1				2	6	8	2	4				
Textularia sp.	1													
Triloculina oblonga (Montagu, 1803)				2				3	4	2				
nº individuos	79	90	45	34	315	182	309	304	109	343	7	0	4	5
nº especies (S)	14	14	11	8	16	14	20	18	14	19	3	0	3	3
Aglutinantes %	5.1	2.2	0	0	5.4	1.1	4.5	5.9	3.7	3.8	0	0	0	0
Porcelanáceos %	20.3	14.4	15.5	23.5	35.6	11	10	11.2	18.3	13	14.3	0	25	0
Hialinos %	74.6	83.4	84.5	76.5	59	87.9	85.5	82.9	78	83.2	85.7	0	75	100

Tabla 1.- Abundancia absoluta de los foraminíferos bentónicos en las muestras analizadas. Se incluye también el número de individuos y de especies (S), así como el porcentaje de cada tipo de caparazón. En subrayado las especies más abundantes (>10% en la muestra).

Complejo Urgoniano (Aptiense-Albiense), caracterizadas por su gran desarrollo, continuidad lateral de los lechos, alto contenido en $CaCO_3$, y fuerte cementación. La karstificación litoral se produce durante un largo periodo de exhumación, con diferentes etapas climáticas glaciares-interglaciares, hasta alcanzar el actual clima húmedo-templado, característico de la costa vasco-cantábrica.

Ello hace un marco especialmente apto para que se generen desde geoformas de karstificación continental con escasa-media influencia litoral (dolinas-lapiaces-uvalas y cilindros huecos tipo *röhenkarren*) hasta formas kársticas propiamente litorales (cuevas litorales, socavaduras tipo *tidal notches, surf notches,* alvéolos*, rills* y acuafactos), producidas por la meteorización química, actividad biológica y abrasión mecánica en un sistema interactivo complejo. La zona supramareal muestra abrasión eólica, con formación de ventifactos sobre las protusiones karstificadas de calizas-dolomías, condicionadas por los vientos dominantes O-NO y S-SE, que arrastran arenas con un alto contenido siliciclástico y escasos bioclastos. Por último, y apoyados en trabajos anteriores, se han analizado los diferentes mecanismos, condiciones climáticas y edades que debieron confluir para la generación de morfologías tan singulares como los cilindros huecos tipo *röhenkarren*, acuafactos y ventifactos observados en las playas de Ris-Trengandín (Noja), Valdearenas (Sonabia) y Ostende (Castro Urdiales). El estudio microfaunístico de las arenas muestra una asociación de foraminíferos bentónicos similar a la presente en otras playas del Golfo de Bizkaia, a excepción de la playa de Ostende. En ella, los escasos ejemplares sugieren procesos tafonómicos importantes relacionados con la naturaleza antrópica del sedimento allí depositado. Los foraminíferos encontrados en las dunas y en el supramareal de las playas marcan una polaridad de O a E, y confirma la dirección del viento dominante. Por último, la existencia de especies propias de aguas con baja salinidad, señala la mezcla con agua meteórica procedente del macizo kárstico canalizada a través de las surgencias.

Agradecimientos

Los autores quieren agradecer al revisor Dr. F. Gutiérrez (Univ. Zaragoza), al revisor anónimo y a la editora principal Dra. B. Bádenas (Univ. Zaragoza) por las correcciones y sugerencias aportadas, todas ellas han contribuido a mejorar el manuscrito inicial. Este trabajo ha sido subvencionado en parte por el Proyecto de Investigación HAREA: Grupo de Investigación en Geología litoral (Eusko Jaurlaritza/Gobierno Vasco, IT976-16) y la Fundación Elorza. Los autores agradecen el apoyo técnico y humano de los SGIker de la UPV/EHU.

Referencias

Ábalos, B., Elorza, J., 2013. Ventifacts and associated weathering forms in early Albian carbonates of the Cantabrian coast (Noja, Northern Spain). *Geomorphology,* 195: 66-83.

Águeda Villar, J.A., Salvador González, C.I., 2008. Mineralizaciones de plomo-zinc y hierro del Urgoniano de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En: *Contextos Geológicos Españoles. Una aproximación al patrimonio geológico español de relevancia internacional*. IGME, 7: 91-99.

Alvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R., Marquínez, J., 2008. Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology,* 93: 316-334.

Ancell, R., Célis, R., 2013. Termopluviometría de Cantabria durante el periodo 1981-2010. *Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)*, nota técnica nº 10, NIPO: 281-12-014-0, 20 p.

Antonioli, F., Ferranti, L., Kershaw, S., 2006. A glacial isostatic adjustment origin for double MIS 5.5 and Holocene marine notches

in the coastline of Italy. *Quaternary International*, 145-146: 19-29.

Antonioli, F., Lo Presti, V., Anzidei, M., Deiana, G., De Sabata, E., Ferranti, L., Furlani, S., Mastronuzzi, G., Orrù, P., Pagliarulo, R., Rovere, A., Sannino, G., Sansò, P., Scicchitano, G., Spampinato, C.R., Vacchi, M., Vecchio, A., 2015. Tidal notches in the Mediterranean Sea: a comprehensive analysis. *Quaternary Science Review,* 119: 66-84.

Antonioli, F., Anzidei, M., Lo Presti, V., Scicchitano, G., Spampinato, C.R., Trainito, E., Furlani, S., 2017. Anomalous multi-origin marine notch sites: Three case studies in the central Mediterranean Sea. *Quaternary Internacional,* 439: 4-16.

Aranburu, A., 1998. El Aptiense-Albiense de Trucíos-Güeñes (oeste de Bizkaia). Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco, 606 p.

Aranburu, A., Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Giralt, S., Yusta, I., Martínez-Pillado, V., Del Val, M., Moreno, J., Jiménez-Sánchez, M., 2014. Karst landscape evolution in the littoral area of the Bay of Biscay (north Iberian Peninsula). *Quaternary International*, 364: 217-230.

Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Aranburu, A., Yusta, I., Arrizabalaga, A., 2014. Provenance study of endokarst fine sediments through mineralogical and geochemical data (Lezetxiki II cave, northern Iberia). *Quaternary International*, 364: 231-243.

Bustillo, M.A., Elorza, J., Díez-Canseco, D., 2017. Silicificaciones selectivas en *Thalassinoides* y otras estructuras biogénicas asociadas a calizas de plataforma marina y *hardground* (Albiense inferior, Sonabia, Cantabria). *Estudios Geológicos,* 73 (1): e064.

Cámara, P., 1997. The Basque-Cantabrian Basin's Mesozoic tectono-sedimentary evolution. *Mémoir de la Societé Géologique de France*, 171: 167-176.

De Waele, J., Furlani, S., 2013. Seawater and Biokarst effects on Coastal Limestones. *Treatise on Geomorphology,* 6: 341-350.

De Waele, J., Mucedda, M., Montanaro, L., 2009. Morphology and origin of coastal karst landforms in Miocene and Quaternary carbonate rocks along the central-western coast of Sardinia (Italy). *Geomorphology*, 106: 26-34.

Elorza, J., Higuera-Ruiz, R., 2015. Morfologías escalonadas de erosión eólica y disolución química sobre las calizas urgonianas en la playa de Valdearenas (Sonabia, Cantabria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 28 (1): 25-39.

Elorza, J., Higuera-Ruiz, R., 2016a. Cilindros huecos relictos (tipo *Röhrenkarren*) generados en las calizas urgonianas de la costa oriental cántabra: morfometría, mecanismo de formación y consideraciones paleoambientales. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 29 (1): 59-77.

Elorza, J., Higuera-Ruiz, R., 2016b. Abrasión mecánica (ventifactos, acuafactos) sobre las calizas-dolomías urgonianas de la costa oriental cántabra: una aproximación respecto a su edad. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 29 (2): 3-22.

Flor, G., 1983. Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos Geológicos,* 13: 65-81.

Flor, G., Flor Blanco, G., 2014. Raised beaches in the Cantabrian coast. En: *Landscapes and Landforms of Spain, Word Geomorphologycal Landscapes,* (F. Gutiérrez y M. Gutiérrez, Eds): 239-248.

Flor, G., Carriedo, J., Martínez Cedrún, P., 2006. Aspectos morfológicos y sedimentarios de los campos dunares de la costa de Noja (Cantabria). En: *Geomorfología y Territorio*, (A. Pérez Alberti., J. López Bedoya, Eds), Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología, publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela: 361-373.

Furlani, S., Antonioli, F., Gambin, T., Gauci, R., Ninfo, A., Zavagno, E., Micallef, A., Cucchi, F., 2017. Marine notches in the Maltese islands (central Mediterranean Sea). *Quaternary International,* 439: 158-168.

García-Mondéjar, J., 1979. El complejo urgoniano del Sur de Santander. Tesis Doctoral. Univ. País Vasco, 673 p.

García-Mondéjar, J., Fernández-Mendiola, P.A., Agirrezabala, L.M., Aranburu, A., López-Horgue, M.A., Iriarte, E., Martínez de Rituerto, S., 2004. El Aptiense-Albiense de la Cuenca Vasco-Cantábrica En: *Geología de España,* (J.A.Vera, Ed). SGE-IGME, Madrid, 291-296.

Gil, P.P., Crespo, J., Herrero, J.M., Velasco, F., Casares, M.A., 1990. Mineralizaciones de hierro asociadas a calcarenitas de edad Albiense: Mina de Dícido (Cantabria). *Boletín Geológico y Minero*, 101: 580-592.

González-Díez, A., Díaz de Terán, J.R., Barba, J., Cendrero, A., Remondo, J., 1996a. Propuesta de un modelo cronológico para las terrazas de los ríos de la vertiente cantábrica. *Geogaceta,* 20: 1096-1099.

González-Díez, A., Salas, L., Díaz de Terán, J.R., Cendrero, A., 1996b. Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian Region, Spain. *Geomorphology*, 15: 291-309.

Greely, R., Iversen, J.D., 1985. *Wind as a geological process on Earth, Mars, Venus and Titan.* Cambridge University Press, Cambridge, 322 p.

Guilcher, A., 1953. Essai sur la zonation et la distribution des formes littorals de dissolution du calcaire. *Annales de Geographie*, 62: 161-179.

Gutiérrez Elorza, M., 2009. *Geomorfología.* Pearson Educación, S.A. Madrid, 920 p.

Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., 2016. Karst Landforms. En*: Landforms of the Earth. An illustrated guide*, (F. Gutiérrez., M. Gutiérrez, Eds). Springer International Publishing Switzerland, 59-101.

Heredia, N., Robador, A., Rodríguez Fernández, L.R., Locutora, J., Zapardiel, J.M., Gómez, G., Calderón, V., Díaz, L.A., Peralta, M., Marquínez, J., Gómez Ceballos, R., Rodríguez, M.L., 1990. *Mapa geológico-minero de Cantabria a escala 1:100.000*. Instituto Tecnológico Geominero de España y Diputación Regional de Cantabria, Santander, 133 p.

Holbye, H., 1989. Bowl-karren in the littoral karst of Nord-Arnoy, Norway. *Cave Science*, 16: 19-26.

Iriarte, E., Lopez-Horgue, M.A., Schroeder, S., Caline, B., 2012. Interplay between fracturing and hydrothermal fluid flow in the Asón Valley hydrothermal dolomites (Basque-Cantabrian Basin, Spain). *Geological Society London Special Publications*, 370 (1): 2017-227.

Jiménez-Sánchez, M., Bischoff, J., Stoll, H., Aranburu, A., 2006. A geochronological approach for cave evolution in the Cantabrian Coast (Pindal Cave, NW Spain). *Zeitschrift fur Geomorphologie,* 147: 129-141.

Jiménez-Sánchez, M., Stoll, H., Giralt, S., Aranburu, A., Moreno, A., Domínguez-Cuesta, M.J., Méndez-Vicente, A., Ballesteros, D., Pirla, G., Valero-Garcés, B., Cheng, H., Edwards, L., 2011. Marine terrace uplifting rates in the Cantabrian shore: contribution of U-Th speleothem dating. *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics DRT Meeting, Oviedo (Spain),* 75.

Knight, J., 2008. The environmental significance of ventifacts: A critical review. *Earth-Science Reviews*, 86: 89-105.

Kuenen, P.H., 1947. Water-faceted boulders. *American Journal of Science,* 245: 779-783.

Laity, J.E., Bridges, N.T., 2009. Ventifacts on Earth and Mars: analytical, field, and laboratory studies supporting sand abra-

sion and windward feature development. *Geomorphology,* 105: 202-217.

López-Horgue, M.A., 2000. El Albiense-Aptiense de Karranza y Lanestosa (Bizkaia y Cantabria). Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco, 264 p.

López-Horgue, M.A., Iriarte, E., Schröder, S., Fernández-Mendiola, P.A., Caline, B., Corneyllie, H., Frémont, J., Sudrie, M., Zerti, S., 2010. Structurally controlled hydrotermal dolomites in Albian carbonates of the Asón valley, Basque Cantabrian Basin, Northern Spain. *Marine and Petroleum Geology,* 27: 1069-1092.

Loeblich Jr, A.R., Tappan, H., 1988. *Foraminiferal Genera and their Classification*. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 970 p.

Lundberg, J., 2009. Coastal karren. En: *Karst rock features-karren sculturing*, (A. Ginés, M. Knez., T. Slabe., W. Dreybrodt, Eds). ZRC/ZRC Publishing, Ljubljana, 249-264.

Malis, C.P., Ford, D.C., 1995. Litttoral karren along the western shore of Newfoundland. *Geological. Society of America (Abstracts with Programs),* 27(6): A9-A56.

Martín-Chivelet, J., Berástegui, X., Rosales, I., Vilas, L., Vera, J.A., Caus, E., Gräfe, K.-U., Mas, R., Puig, C., Segura, M., Robles, S., Floquet, M., Quesada, S., Ruiz-Ortiz, P.A., Fregenal-Martínez, M.A., Salas, R., Arias, C., García, A., Martín Algarra, A., Meléndez, M.N., Chacón, B., Molina, J.M., Sanz, J.L., Castro, J.M., García-Hernández, M., Carenas, B., García-Hidalgo, J., Gil, J., Ortega, F., 2002. Cretaceous. En: *The Geology of Spain*, (W. Gibbons, M.T. Moreno, Eds). Geological Society, London, 255-292.

Martínez de Lahidalga, U., Elorza, J., 2010. Actividad de bivalvos litófagos actuales (*Pholas*) en bloques carbonatados procedentes de la plataforma de abrasión vizcaína: morfología y microestructuras. *Geogaceta,* 49: 63-66.

Mary, G., 1983. Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13: 3-35.

McKnight, T.L., Hess, D., 2000. Climate Zones and Types: marine West Coast climate (Cfb, Cfc). En: *Physical geography: a landscape appreciation*. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J, 226-229.

McCauley, J.F., Breed, C.S., El-Baz, F., Whitney, M.I., Grolier, M.J., Ward, A.W., 1979. Pitted and fluted rocks in the Western Desert of Egypt: Viking comparison. *Journal of Geophysical Research,* 84: 8222-8232.

Moreno, F., Mediato, F.J., Cañas, V., 2009. Terrazas marinas en el litoral de Cantabria. Controles litológicos del sustrato. *Procedings 6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico, MIA09*, 181-184.

Murray, J.W., 1991. *Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera*. Longman, Harlow, London, 397 p.

Murray, J.W., 2006. *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, New York, 426 p.

Nolte, E., Sarachaga, J., 1978. Taller (?) de sílex al aire libre de la "Pilota" (Castro Urdiales, cuevas prehistóricas de Peña Candina (Liendo) y Monte Cerredo (Castro Urdiales) en la provincia de Santander. *Kobie,* 8: 115-122.

Olivé Davó, A., Ramírez del Pozo, J., 1982. *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 36 (Castro Urdiales)*. IGME, Madrid.

Ordiales, A., Martínez-García, B., Mendicoa, J., 2017. Distribución y ecología de las asociaciones de foraminíferos bentónicos recientes del estuario de Oriñón (E de Cantabria, N de la península Ibérica). *Geogaceta*, 61: 131-134.

Pascal, A., 1985. Les systémes biosédimentaires urgoniens (Aptien-Albien) sur la marge nord-iberique. *Mémoires géologiques de l' Université de Dijon*, 10: 1-569.

Pascual, A., Martín-Rubio, M., Rodríguez-Lázaro, J., 2004. Repartición de los foraminíferos bentónicos recientes en la Marisma Victoria (Noja, Cantabria). *Geogaceta*, 36: 151-154.

Pascual, A., Elorza-Remón, M., Martín-Rubio, M., Rodríguez-Lázaro, J., 2006. Situación medioambiental de la marisma Joyel (Cantabria): datos aportados por los foraminíferos bentónicos. *Geogaceta*, 40: 183-186.

Pascual, A., Carriedo, J., Martín-Rubio, M., Martínez-García, B., Flor, G., Rodríguez-Lázaro, J., 2007. Contenido micropaleontológico de las arenas dunares de Noja (Cantabria). *Geogaceta*, 41: 159-162.

Pedoja, K., Husson, L., Johnson, M.E., Melnick, D., Witt, C., Pochat, S., Nexer, M., Delcaillau, B., Pinegina, T., Poprawski, Y., Authemayou, C., Elliot, M., Regard, V., Garestier, F., 2014. Coastal staircase sequences reflecting sea-level oscillations and tectonic uplift during the Quaternary and Neogene. *Earth-Science Reviews,* 132: 13-38.

Rat, P., 1959. *Les Pays crétaces basco-cantabriques*. Publication Universite Dijon. v. 18, 525 p.

Rodríguez-Lázaro, J., Pascual, A., Martínez-García, B., 2013. Recent benthic foraminifers as indicators of the sedimentary dynamics of the Tina Mayor and Tina Menor estuaries (S Bay of Biscay, N Spain). *Journal of Marine Systems*, 109-110: S213-S232.

Rosales, I., 1995. La Plataforma carbonatada de Castro Urdiales (Aptiene-Albiense, Cantabria). Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco, 496 p.

Rosales, I., 1999. Controls on carbonate-platform evolution on active fault blocks: The Lower Cretaceous Castro Urdiales Platform (Aptian-Albian, Northern Spain). *Journal of Sedimentary Research,* 69: 447-465.

Stoessell, R.K., Ward, W.C., Ford, B.H., Schuffert, J.D., 1989. Water chemistry and $CaCO_3$ dissolution in the saline part of an open-flow mixing zone, coastal Yucatán Peninsula, Mexico. *Bulletin Geological Society American,* 101: 159-169.

Taborosi, D., Kázmér, M., 2013. Erosional and Depositional Textures and Structures in Coastal Karst Landscapes. En: *Coastal Karst Landforms*, (M.J. Lace, J.E. Mylroie, Eds). Springer Science+Business Media Dordrecht, 15-57.

Vacher, H.L., Mylroie, J.E., 2002. Eogenetic karst from the perspective of an equivalent porous medium. *Carbonates and Evaporites*, 17: 182-196.

Velasco, F., Herrero, J.M., Yusta, I., Alonso, J.A., Seebold, I., Leach, D., 2003. Geology and geochemistry of the Reocín zinc-lead deposit, Basque Cantabrian Basin, northern Spain. *Economic Geology*, 98: 1371-1396.

Viedma-Muñoz, M., 2005. El régimen de vientos en la cornisa cantábrica. *Nimbus,* 15-16: 203-222.

Williams, P.W., 1971. Ilustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea. *Zeitschrif fur Geomorphologie*, 15: 40-61.

WORMS Editorial Board, 2018. World Register of Marine Species. http://www.marinespecies.org at VLIZ (Consultado el 17-02-2018).

Manuscrito recibido el 22-3-2018
Recibida la revisión el 18-10-2018
Aceptado el manuscrito revisado el 11-12-2018

Revista de la Sociedad Geológica de España 32 (1)

ISSN (versión impresa): 0214-2708
ISSN (Internet): 2255-1379

ANÁLISIS DE LA VULNERABILIDAD DE LAS POBLACIONES COSTERAS DE LA PROVINCIA DE HUELVA (SUROESTE DE ESPAÑA) ANTE TSUNAMIS

Vulnerability assessment to tsunami of coastal urbanized and heritages areas of Huelva Province (Southwestern Spain)

Tatiana Izquierdo[1], Manuel Abad[1], Joaquín Rodríguez-Vidal[2], Francisco Ruiz[2] y María Luz González-Regalado[2]

[1] Universidad de Atacama, Avenida Copayapu, 485, Copiapó (Chile)
tatiana.izquierdo@uda.cl
[2] Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, Avenida 3 de Marzo s/n, 21071-Huelva (España)
jrvidal@dgeo.uhu.e

Abstract: *Even though the coast of Huelva is considered as a low seismic and tsunamigenic hazardous area, it has suffered numerous marine high-energy events during the last thousands of years. In this work, we have classified the urban areas and the heritage elements of the coast of Huelva that will result damaged in a scenario similar to that of the tsunami that occurred after the Lisbon earthquake in 1755, with a maximum run-up of 10 m a.s.l. We have also established a vulnerability index using the PTVA-3 model for the buildings of Ayamonte, Isla Cristina, Lepe, Cartaya, Punta Umbría and Huelva, and described the damages that would occur. The existence of natural barriers, such as woods or saltmarshes, may in some cases reduce the destructive effects of the tsunami, even if all the communities, except Huelva, present >50% of buildings with very high and high vulnerabilities in case of an event with these characteristics.*

Keywords: *coast, tsunami, vulnerability, Huelva, Gulf of Cádiz.*

Resumen: *A pesar de ser considerada una zona de baja peligrosidad sísmica y tsunamigénica, la costa de Huelva ha experimentado multitud de eventos marinos de alta energía en los últimos miles de años. En este trabajo se ha procedido a catalogar las zonas urbanas y elementos patrimoniales del litoral onubense que resultarían dañados, en mayor o menor medida, en caso de repetirse un escenario asimilable al tsunami asociado al terremoto de Lisboa de 1755, con una altura de inundación en la línea de máxima penetración marina de 10 m s.n.m. Se realiza una cartografía de vulnerabilidad de edificaciones siguiendo el modelo PTVA-3 para las localidades de Ayamonte, Isla Cristina, Lepe, Cartaya, Punta Umbría y Huelva, y se describen los daños que previsiblemente tendrían lugar en las infraestructuras expuestas a la inundación marina. La aparición de barreras naturales, como bosques o marismas, pueden en algunos casos atenuar los efectos destructivos del tsunami, si bien todas las poblaciones, excepto Huelva, poseen un porcentaje superior al 50% de edificaciones con Índices de Vulnerabilidad muy alto o alto en caso de producirse un evento de estas características.*

Palabras clave: *costa, tsunami, vulnerabilidad, Huelva, Golfo de Cádiz.*

Izquierdo, T., Abad, M., Rodríguez-Vidal, J., Ruiz, F., González-Regalado, M.L., 2019. Análisis de la vulnerabilidad de las poblaciones costeras de la provincia de Huelva (suroeste de España) ante tsunamis. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 32 (1): 25-42.

Introducción

El Golfo de Cádiz es considerado una zona de baja peligrosidad sísmica (Gutscher *et al*., 2005) y tsunamigénica (Campos, 1992); sin embargo, el registro geológico e histórico en el suroeste de la Península Ibérica pone de manifiesto la existencia de numerosos tsunamis que han provocado la destrucción total o parcial de sus costas en los últimos 9000 años (Baptista y Miranda, 2009; Lario *et al*., 2010, 2011; Ruiz *et al*., 2013, López-Sáez *et al*., 2018; Manzano *et al*., 2018). El origen, las consecuencias y los periodos de recurrencia de este tipo de procesos han sido analizados por varios autores en la última década, poniendo de manifiesto la generación de un gran tsunami cada 700-2000 años (Lario *et al*., 2010; Ruiz *et al*., 2013). Los efectos de estos eventos sobre las costas de las provincias de Huelva y Cádiz implicaron pérdidas económicas y de vidas humanas, y la transformación de los ecosistemas y del paisaje litoral. Todo ello, ha quedado registrado en la sucesión geológica cuaternaria, en yacimientos arqueológicos y en diversos relatos históricos (Galbis, 1932; Campos, 1992, Lario *et al*., 2011; Rodríguez-Vidal *et al*., 2015; López-Sáez *et al*., 2018; entre otros). Es evidente que los daños sobre los asentamientos costeros mejor conocidos y más importantes son los ocurridos tras el último gran tsunami registrado en la región, que tuvo lugar asociado al terremoto del 1 de noviembre de 1755 (o terremoto de Lisboa), cuando en el litoral del suroeste peninsular ya existían diversas ciudades y pueblos pesqueros. Por lo anterior, el terremoto y tsunami de 1755 han recibido una mayor atención, en relación a eventos de menor magnitud ocurridos en la misma zona (Galbis, 1932; Campos, 1992; Maramai *et al*., 2014; Silva y Rodríguez-Pascua, 2014), y su origen, efectos sobre la poblaciones costeras y registro geológico han focalizado la mayor parte de los estudios científicos hasta la fecha.

Desde una perspectiva geológica, los efectos de este evento tsunamigénico han sido analizados en Huelva y Cádiz tanto en sistemas estuarinos y marismas (Dabrio *et al*., 1998; Luque *et al*., 2004; Morales *et al*., 2008), como en playas rocosas expuestas a la acción de los trenes de olas donde se acumularon extensos campos de bloques (Scheffers y Kelletat, 2003; Whelan y Kelletat, 2003, 2005; Gracia *et al*., 2006). Diversas fuentes históricas relatan un gran número de víctimas asociadas al tsunami de 1755 en la provincia de Huelva (Galbis, 1932; Campos, 1992, Martínez-Solares, 2001; entre otros), así como una importante erosión y retroceso de sus playas (Ruiz *et al*., 2013). En el entorno de Ayamonte y de Isla Canela (Fig. 1) los daños en los poblados pesqueros fueron enormes, quedando completamente arrasado el lugar donde se ubicaban "como sin nunca hubiesen existido". El número de víctimas y desaparecidos es variable, pero se estima entre las 400 y 1000 personas. La cantidad de damnificados fue superior a 5000. En los pueblos de Lepe y La Redondela las crónicas revelan consecuencias similares, si bien los daños ocasionados se concentraron en algunos pequeños poblados que actualmente se ubicarían

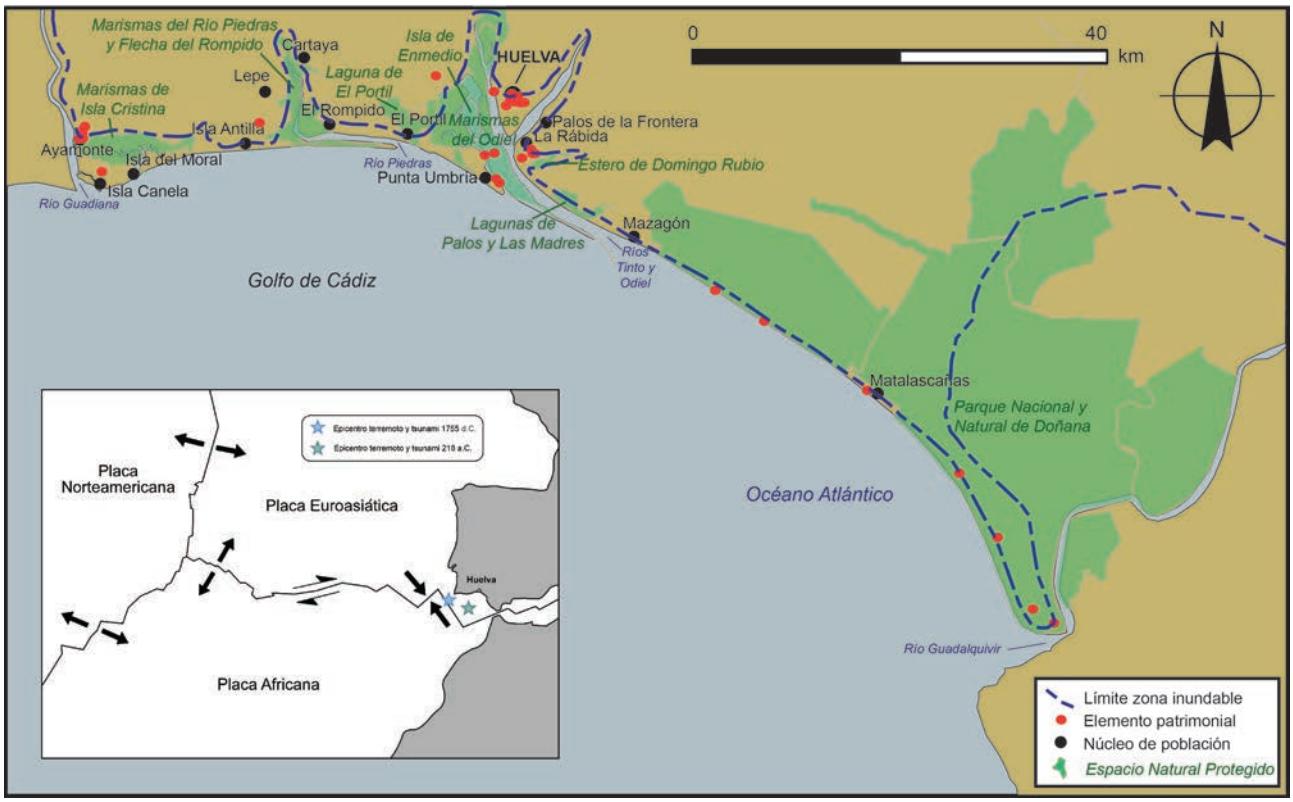


Fig. 1.- Principales localidades, elementos de interés patrimonial y espacios naturales protegidos del litoral onubense, con delimitación de la altura máxima de inundación de 10 m. Abajo, marco geodinámico del Golfo de Cádiz, con trazado aproximado de la Falla de Azores-Gibraltar y localización propuesta de los epicentros de los terremotos generadores de los tsunamis del 218 a.C. y 1755 d.C., según Maramai *et al.* (2014).

en la localidad de Isla Antilla (Fig. 1). La pérdida de vidas entre ambos pueblos fue evaluada en más de 450 ahogados. La ciudad de Huelva fue inundada solo en sus zonas más bajas, produciéndose 66 víctimas en las playas habitadas por pescadores en la desembocadura del estuario (hoy Punta Umbría) (Fig. 1).

A pesar de lo anterior, la aplicación del conocimiento derivado de estos estudios asociados a tsunamis en el Golfo de Cádiz ha tenido poca repercusión en temáticas útiles para la sociedad, como el estudio y mitigación del riesgo geológico (Abad *et al*., 2010; Birkmann *et al*., 2010; Jelinek *et al*., 2012; Feria *et al*., 2013), la modelización de altura de ola y extensión de zonas inundadas, velocidad de corrientes y *run-up* (Lima *et al*., 2010; Rodríguez-Vidal *et al*., 2011; Macías-Sánchez, 2016), o el establecimiento de sus periodos de recurrencia (Lario *et al*., 2010, 2011; Ruiz *et al*., 2013). Sin embargo, en los últimos años se remarca la necesidad de trasladar este conocimiento a las comunidades que habitan las costas consideradas más expuestas a este proceso en España, como lo demuestra la realización de las Jornadas Técnicas organizadas por Protección Civil "Riesgo y peligrosidad de Tsunamis en España. Proyectos sobre su predicción y sistemas de alerta" en septiembre de 2010, la proposición no de ley realizada en el Congreso de los Diputados de febrero de 2013 para la integración operativa de España en el Grupo Intergubernamental de Coordinación del Sistema de Alerta Temprana y Mitigación de Tsunamis en el Atlántico Nororiental y el Mediterráneo y Mares Adyacentes, o la petición en diciembre de 2013 del Ayuntamiento de Huelva a la Junta de Andalucía para crear un sistema de alerta temprana ante tsunamis.

El objetivo de este trabajo es establecer un escenario post-evento, lo más aproximado a la realidad, donde se detallen las consecuencias de un proceso tsunamigénico asimilable al de 1755 en las costas de la provincia de Huelva. Para ello, se ha elaborado una cartografía de vulnerabilidad y riesgo de edificios ante un hipotético tsunami, con un *run-up* de 10 m, en varios núcleos urbanos localizados a lo largo del borde costero onubense, emulando el peor escenario posible. En paralelo, se evalúan los posibles edificios y áreas de interés patrimonial que se encuentran amenazados, en menor o mayor grado, por la acción de este posible tsunami.

Localización

Las características geológicas y geográficas de la costa de Huelva favorecen el desarrollo de un litoral de relieve muy suavizado y de escasa altitud, con formación de acantilados en las zonas de promontorios donde afloran materiales pleistocenos y neógenos (Villalobos y Pérez-Muñoz, 2008). La altura media de este litoral, y de sus zonas adyacentes hacia el continente, varía entre los 3 y 6 m s.n.m y refleja la formación de un relieve muy plano, suavemente inclinado hacia mar. El litoral de la costa de Huelva presenta una orientación principal oeste-este y se extiende desde la desembocadura del Río Guadiana hasta la del Río Guadalquivir. Sus principales núcleos urbanos son Ayamonte, Isla Cristina, Lepe, Cartaya, Punta Umbría, Mazagón y Matalacañas (Fig. 1). La ciudad de Huelva, capital de la provincia, se localiza en el interior del estuario de los ríos Tinto y Odiel y, aunque alejada varios kilómetros de la costa, también se ha considerado en este trabajo al existir evidencias geológicas y crónicas históricas que demuestran que se ha visto y que, potencialmente, puede verse afectada por tsunamis (Campos, 1992; Lima *et al*., 2010; Morales *et al*., 2008). Algo más de la mitad de la población de la provincia (518.930 habitantes) se concentra en la línea de costa y la capital (aprox. 250.000 habitantes) (INE, 2017), si bien este factor posee un importante carácter estacional y aumenta de forma muy considerable durante el verano, debido a la gran ocupación turística que experimenta esencialmente siguiendo un modelo de "sol y playa" (Jurado, 2014). Como consecuencia de lo anterior, y en paralelo al desarrollo económico de toda la provincia, desde mediados de la década de los años 60, la conocida como Costa de la Luz ha experimentado un fuerte crecimiento urbanístico que ha conducido a la ampliación de sus núcleos urbanos costeros y a la creación de otros nuevos. Por otro lado, este crecimiento urbanístico ha sido menor, comparativamente, al existente en otras zonas del litoral del sur peninsular y diversos espacios naturales de elevado valor ecológico aún persisten y ocupan una gran extensión a lo largo de toda la costa onubense. De entre estos espacios destacan el Parque Nacional y Natural de Doñana y los Parajes Naturales Marismas de Isla Cristina, Marismas del Odiel, Marismas del Río Piedras y Flecha de El Rompido, Estero Domingo Rubio, Lagunas de Palos y Las Madres, Laguna de El Portil y la Reserva Natural Isla de Enmedio (Fig. 1). Se caracterizan por el desarrollo de cuerpos de marismas, playas y cordones dunares móviles, donde pueden llegar a formarse bosques y densas coberteras vegetales, constituidas principalmente por pinares, gramíneas y matorral (Ojeda, 1987, 1993; Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, 2014). Las cotas topográficas alcanzadas por los cordones dunares varían a lo largo de la costa. Mientras que en Doñana y en la Flecha de Punta Umbría alcanzan alturas cercanas a los 30 y 10 m s.n.m., respectivamente, en el resto de las zonas su altura no suele superar los 5 m s.n.m. Siempre constituyen formas de amplia extensión lateral que recorren la costa a lo largo de decenas de kilómetros.

En lo referente a la dinámica costera, el régimen mareal del litoral onubense se clasifica como mesomareal semidiurno, con un rango mareal medio de 2,10 m, variando entre 0,70 m en las mareas muertas extremas y 3,85 m en las mareas vivas equinocciales (Borrego, 2000). El oleaje dominante procede del suroeste y posee una altura de ola significante inferior a 50 cm (Borrego, 1992). Este oleaje actúa redistribuyendo los sedimentos aportados por los ríos y la erosión de acantilados a lo largo de toda línea de costa hacia el este, alimentando los sistemas litorales del Golfo de Cádiz. Considerando lo anterior, la costa de Huelva puede clasificarse como una costa dominada por mareas y de energía mixta, aunque

presenta formas características del dominio de la acción del oleaje en las desembocaduras fluviales. En los entrantes costeros, correspondientes a las desembocaduras de los ríos Guadiana, Piedras, Tinto-Odiel y Guadalquivir se forman extensos cuerpos de marisma, llanuras mareales y lagunas costeras (Fig. 1). Su aparición se encuentra directamente relacionada con la transgresión marina holocena (Flandriense) y la elevación correspondiente del nivel del mar, causante de que los valles fluviales quedaran inundados y fueran colmatándose de sedimentos progresivamente, hasta llegar a la situación actual (Zazo *et al*., 1994; Goy *et al*., 1996). Este relleno fue favorecido por el cierre sedimentario de los estuarios, propiciado por el desarrollo de cuerpos arenosos, como islas barrera y flechas litorales (Rodríguez-Vidal *et al*., 1993). Estas grandes playas, cordones dunares y barras submareales que se extienden a lo largo de todo su litoral, constituyen la primera barrera natural que protege la costa de la acción de los temporales y de posibles tsunamis. De igual manera, los bosques de pinares, en conjunto con las formaciones dunares sobre las que se desarrollan y que estabilizan estas masas arbóreas (Maekawa *et al*., 2013), representan un mecanismo de atenuación muy efectivo de la velocidad de la corriente y de la altura de inundación de posibles tsunamis (Harada y Inamura, 2005; Forbes y Broadhead, 2007).

Marco geodinámico

Desde un punto de vista geodinámico, el Golfo de Cádiz se localiza en un contexto tectónico complejo, definido por el límite de placas Euroasiática y Africana. El segmento occidental de este límite se extiende hacia el oeste desde el Estrecho de Gibraltar y hasta el Archipiélago de Azores, adquiriendo el nombre de Falla de Azores-Gibraltar (Fig. 1). La velocidad de convergencia a lo largo de este sistema de fallas es lenta en las proximidades del Golfo de Cádiz, donde posee un régimen transpresivo dominante (Tortella *et al*., 1997) y es considerada responsable de los terremotos de mayor magnitud que han afectado esta región desde tiempos históricos y, por tanto, de los tsunamis de los que existe conocimiento en el Golfo de Cádiz (*e.g.*, Omira *et al*., 2011). La sismicidad en su segmento más oriental se produce en una zona difusa e indica una compresión principal en dirección noroeste-sureste (McClusky *et al*., 2003). Esta compresión se traduce en terremotos con mecanismos focales heterogéneos y generados tanto en fallas de cinemática lateral como en fallas inversas de componente vertical significativo y, por tanto, potencialmente productoras de procesos tsunamigénicos (Sartori *et al*., 1994; Gutscher *et al*., 2002; Buforn *et al*., 2004).

La sismicidad en esta zona, próxima al margen ibérico suroccidental, está caracterizada por terremotos de profundidades someras a profundas y magnitudes de bajas a moderadas, generalmente de Mw < 5,5 (Stich *et al*., 2005). Sin embargo, a lo largo del siglo XX, varios terremotos submarinos desencadenados en diferentes puntos de este sistema de fallas han alcanzado Mw > 7 y han provocado pequeños tsunamis, detectados en mareógrafos, con insignificantes consecuencias en las costas de España y Portugal (Campos, 1992; Baptista y Miranda, 2009). De esta forma, la ocurrencia en tiempos recientes de terremotos de magnitud elevada, y con epicentros cercanos al litoral ibérico atlántico, han puesto de manifiesto la amenaza real que suponen este tipo de fenómenos para el suroeste de Europa y norte de África, así como la necesidad de evaluar sus daños y consecuencias potenciales sobre el litoral. Esta situación se ha corroborado a partir de algunas modelizaciones en las que se elaboran propuestas de mapas de altura máxima de ola, altura de inundación, penetración horizontal y/o velocidad de corriente ante diversos escenarios sísmicos que tratan de emular el evento tsunamigénico de Lisboa de 1755 (Lima *et al*., 2010; Omira *et al*., 2010, 2011; Macías-Sánchez, 2016).

Materiales y métodos

Creación de la geodatabase

La primera etapa de este trabajo consistió en la creación de una base de datos geográficamente referenciada (geodatabase) que permitió el análisis de la información utilizada mediante en el software ArcGIS 10.1 con una proyección UTM y elipsoide ETRS 1989 en la zona 30N. La información recopilada y utilizada para este estudio se incluye en la Tabla 1. Como información de base se recopilaron las ortofotografías aéreas en color, los mapas topográficos a escala 1:10.000, la cartografía urbana a escala 1:2000 y el modelo digital de elevación (MDE) a partir del que se generaron los sombreados. Además, se incorporó a la geodatabase diferente información temática correspondiente a la delimitación de espacios naturales protegidos, el catálogo general del patrimonio histórico andaluz y el catálogo de registros geológicos e históricos de tsunamis. La mayor parte de los productos fueron descargados de la web del Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía, dependiente de la Consejería de Economía, Innovación, Ciencia y Empleo. Finalmente, los resultados de este trabajo también fueron incluidos en la geodatabase.

Estimación de la profundidad de inundación

En la última década se han publicado mapas de inundación de las distintas poblaciones costeras de la provincia de Huelva en base a la modelización de propagación de tsunamis asociados a diversos escenarios sísmicos. Aunque las ciudades de Huelva y Ayamonte no parecen resultar especialmente afectadas por la inundación marina según los modelos numéricos (Lima *et al*., 2010; Macías-Sánchez, 2016), estos trabajos sí estiman alturas máximas de ola de 6 a 8 m en el sector central y oriental del litoral onubense, algo más pequeños (inferiores a 4 m) entre las desembocaduras de los Río Guadiana y Río Piedras. La altura de inundación máxima en la costa varía según la zona considerada entre 3,5 m (hacia el oeste, entre la desembocadura del Río Guadiana y La Antilla) y los 6 m en los estuarios del Río Tinto y Odiel y del Guadalquivir, donde también se registran la mayor penetración horizontal hacia tierra. En cualquier caso, la

"Mapa base"	
Información vectorial	Topográfico Vectorial de Andalucía 1:10.000 (2007). Un total de 9 hojas para cubrir la zona de estudio. La información se separó en 5 *dataset* temáticos (división administrativa, topografía, transporte, hidrografía y urbano) cada uno de ellos conteniendo diferentes capas.
Información vectorial urbana	Cartografía urbana vectorial 1:2000. Para las ciudades de Ayamonte, Punta Umbría, Isla del Moral e isla Canela.
Modelo Digital de Elevación (MDE)	Modelo Digital de Andalucía 10 metros/pixel (2008-2009). La zona de estudio queda cubierta con un total de 44 ficheros con los que realizó un mosaico en un solo fichero raster.
Sombreados del MDE Ortofotos	A partir del mosaico del MDE se generaron ocho sombreados cambiando el azimut cada 45º y con una altura de iluminación por defecto de 45º para cada uno de ellos. Ortofotografía en color 0,5 m/pixel (2010-2011). La zona de estudio queda cubierta en un total de 44 ficheros.
Información temática	
Espacios Naturales Protegidos	La información de los Espacios Naturales Protegidos de la zona de estudio se obtuvo del servidor de EUROPARC España (2014).
Inventario de elementos patrimoniales	El listado de elementos patrimoniales incluidos en la zona de estudio se obtuvo del Catálogo General del Patrimonio Histórico Andaluz (2016) y se incluyó en la *geodatabase*, asignándole coordenadas.
Catálogo de registros geológicos e históricos de tsunamis	El catálogo de registros de tsunamis llevado a cabo en este trabajo se incluyó en la *geodatabase* como una capa de puntos en la que se incluyen los atributos para cada registro (coordenadas, descripción, intensidad, etc).
Zonas de inundación	La capa de inundación que delimita las bandas de peligrosidad se generó a partir del MDE.
Vulnerabilidad y riesgo de zonas urbanas	La capa vectorial de polígonos con los edificios/manzanas para cada núcleo urbano se completó con los atributos necesarios para el cálculo del *Relative Vulnerability Index*

Tabla 1.- Información geográfica integrada en la geodatabase.

elaboración de mapas de inundación y de velocidad de corrientes por tsunamis a través de la aplicación de modelos numéricos de propagación utilizados para el establecimiento de zonas de peligrosidad es problemática por diferentes aspectos. El principal es que este tipo de cartografías se realizan en base a un evento sísmico específico y generador de un tsunami concreto. La dificultad radica, en el caso de tsunamis sin registro instrumental, en establecer el foco sísmico que mayor probabilidad tiene de producir un gran tsunami, o que existan múltiples focos sísmicos potenciales que puedan desencadenarlos. Tal circunstancia sucede con el terremoto de Lisboa de 1755 y el tsunami que alcanzó el Golfo de Cádiz tras este evento (Lima *et al*., 2010; Omira *et al*., 2010, 2011; Renou *et al*., 2011). Por este motivo, no es posible asegurar que un futuro sismo y tsunami que afecten a una determinada región sea el mismo que los considerados en uno o diversos modelos numéricos. Por otro lado, publicaciones recientes demuestran que los mapas de inundaciones y de *run-up* elaborados mediante modelos de propagación de onda en el Pacífico e Índico poseen un importante rango de error cuando se han contrastado con los datos reales obtenidos tras el impacto de un tsunami. Esto es debido a la falta de resolución de los datos de partida y al desconocimiento de variables que no suelen ser consideradas a escala local, como el coeficiente de rugosidad (Dao y Tkalich, 2007; Gayer *et al*., 2010; Kaiser *et al*., 2011), la topografía y orientación de la costa (Lekkas *et al*., 2011), el efecto de mareas (Dao y Tkalich, 2007) o de los edificios en la propagación de las olas en las zonas inundadas (Muhari *et al*., 2011), u otras características geológicas y geomorfológicas del litoral.

Por todo lo anterior, en este trabajo se ha optado por elaborar un mapa de peligrosidad a través de la delimitación de zonas de alta, media y baja peligrosidad definidas por las isolíneas de altitud de 2,5, 5 y 10 m s.n.m., respectivamente, a lo largo de la costa de Huelva, tal y como propone Carreño (2005) (Fig. 2). Para este estudio no se consideraron las variaciones espaciales en la altura de la inundación marina que tendrían lugar en el litoral. Aunque poco precisa, la ventaja de esta delimitación por franjas de terreno y cota topográfica de la peligrosidad para toda una región es que permite realizar comparativas entre núcleos urbanos y establecer una evaluación de la vulnerabilidad y riesgo, partiendo del principio de que el litoral sería afectado por igual por la inundación. Aunque los límites determinados para estas zonas de peligrosidad son arbitrarios, el criterio para establecer estas bandas se basa en los datos obtenidos a partir de las descripciones del evento mejor documentado por las crónicas; es decir, el tsunami de 1755.

En estas crónicas históricas se describen múltiples lugares donde la altura de inundación y *run-up* alcanzaron cotas entre 5 y 10 m s.n.m. (Galbis, 1932; Campos, 1992; Martínez-Solares, 2001). En el Algarve portugués, sin considerar los acantilados del Cabo San Vicente, se describe el impacto de varias olas de tsunami, que inundaron algunas ciudades costeras bajo 10–15 m de agua y que penetraron tierra adentro entre 2,5 y 5 km (Galbis, 1932; Campos, 1992; Baptista y Miranda, 2009; Martínez-Solares, 2001). Los relatos son igualmente numerosos en las localidades vecinas de la provincia de Cádiz. Se describen inundaciones de entre 2,5 m en Puerto Real y 8 m en Puerto de Santa María (Campos, 1992; Martínez-Solares, 2001). La descripción de los efectos del tsunami en 1755 sobre el litoral de Huelva indica un número de damnificados mayor que en el caso de Cádiz, así como cambios muchos más acentuados en la configuración de su litoral

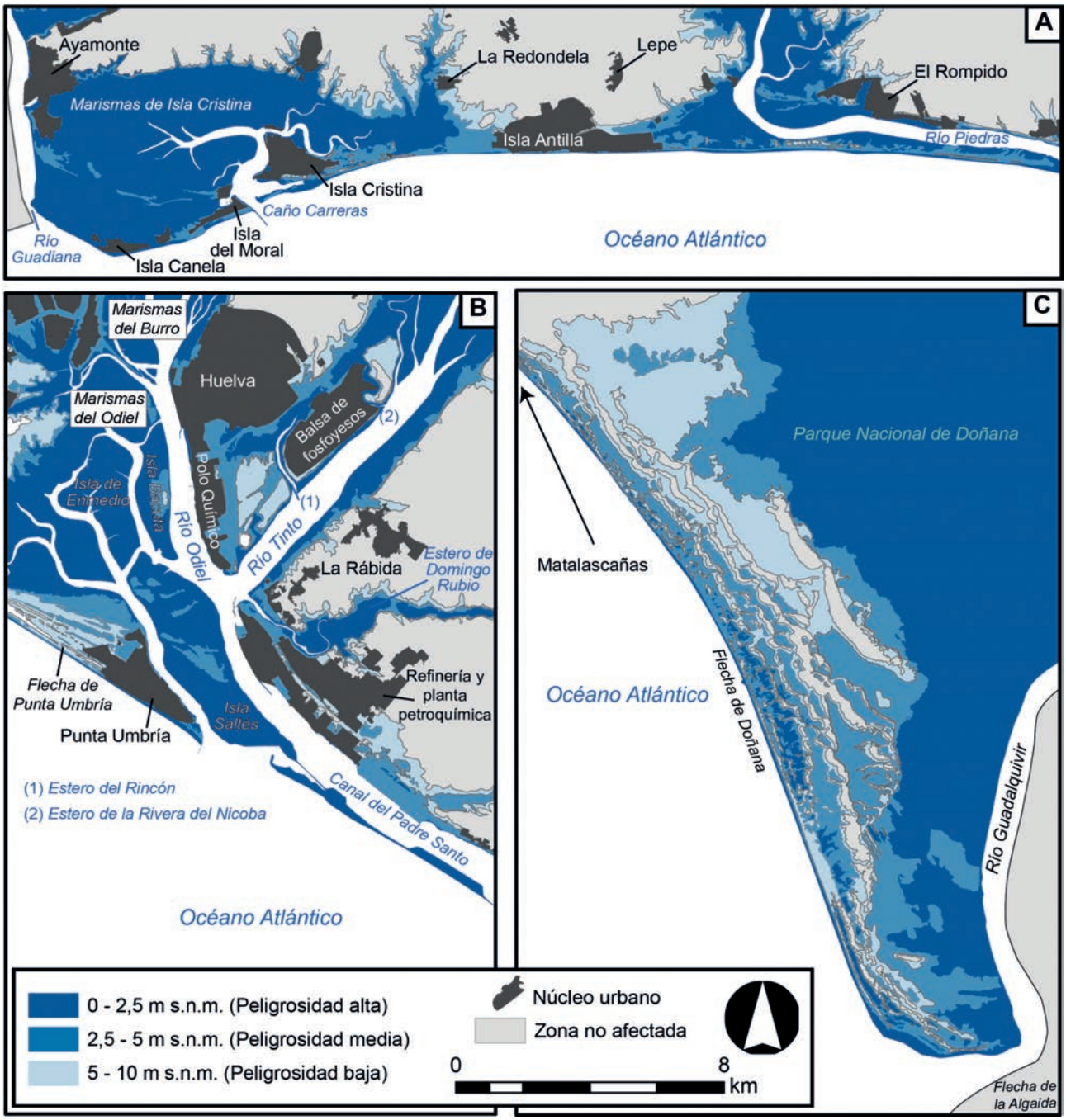


Fig. 2.- Mapa de peligrosidad de los estuarios de los ríos Guadiana, Tinto-Odiel y Guadalquivir donde se muestra la zonificación de peligrosidad de inundación en función de la altura de la lámina de agua que alcanzaría un tsunami con una altura de inundación máxima de 10 m s.n.m.

(Campos, 1992; Baptista *et al*., 1998; Baptista y Miranda, 2009; Ruiz *et al*., 2013). Son extensas y detalladas estas crónicas en la ciudad de Ayamonte y el entorno de Isla Canela, donde se describe la inundación repetida, entre 3 y 5 veces, de las playas, marismas y canales mareales, así como el violento desbordamiento del Río Guadiana, que alcanzó las calles de la ciudad. La Torre Almenara de La Canela, actualmente a 1,5 m s.n.m., fue cubierta más de la mitad de su altura por el mar. Este último dato parece indicar que la altura de la inundación en las marismas de Isla Cristina estuvo muy próxima a los 10 m s.n.m., ya que la altura de la torre es de 18 m (Martínez-Solares, 2001). Específicamente, los daños causados por este mismo evento en la ciudad de Huelva y, en general, en su estuario, son bien descritos en los distintos relatos consultados y recopilados. La altura de la inundación se estima entre 2 y 3 m y su alcance aproximado fue de unos 100 m a ambos lados de la ría. En cualquier caso, Huelva fue inundada sólo en sus zonas más bajas, atravesando las olas las marismas y avanzando por los cauces fluviales. Existen pocos datos del alcance de las olas dentro de la ciudad, aunque las crónicas relatan que el agua alcanzó la zona denominada "La Placeta", ubicada muy cerca del actual centro de la ciudad, a unos 3 m s.n.m. (Campos, 1992). Esta información indica la llegada atenuada de la ola al núcleo urbano que solo resultó afectado

en la zona próxima a la rivera del Río Odiel, tal y como indican también los modelos computacionales de propagación de onda e inundación (Lima *et al*., 2010).

Cálculo y cartografía de vulnerabilidad

El análisis de la vulnerabilidad de edificios ante un tsunami se ha llevado a cabo solo en los núcleos urbanos en los que hay evidencias históricas y/o geológicas del impacto de uno o varios eventos; es decir, las localidades de Ayamonte - Isla Canela - Isla del Moral, Huelva y Punta Umbría. Estos municipios se localizan en contextos geográficos muy diferentes y constituyen ejemplos representativos de los diversos escenarios posibles ante este tipo de eventos en el litoral onubense.

Inicialmente, se verificó en el terreno que la información espacial descargada e integrada en la geodatabase en la que se incluían los polígonos, que delimitan los edificios/manzanas, se correspondiera con la realidad. En aquellos casos en los que no lo hacía, se modificó manualmente esta información considerando los datos actualizados adquiridos en el terreno. La información arquitectónica de cada polígono, es decir para cada edificio/manzana, se recopiló mediante trabajo de campo, al igual que las características del entorno, importantes a la hora de evaluar los efectos de las olas del tsunami sobre las construcciones.

De entre las diversas metodologías para evaluar la vulnerabilidad de los edificios ante un tsunami (*e.g.*, Omira *et al*., 2010; Mück *et al*., 2013) se ha utilizado el modelo Papathoma de *Tsunami Vulnerability Assesment* (PTVA), originalmente propuesto por Papathoma (2003) y revisado por Dominey-Howes y Papathoma (2006) y Dall'Osso *et al*. (2009a). Esta tercera versión del modelo, probada en la costa de Nueva Gales del Sur, Australia (Dall' Osso *et al*., 2009b), ha sido utilizada para evaluar la vulnerabilidad de diversas localidades costeras como las Islas Eolias (Italia; Dall'Osso *et al*., 2010), Figueira da Foz y Setúbal (Portugal; Barros *et al*., 2013; Emidío *et al*., 2013; Santos *et al*., 2014), sur de la Península de Boso (Japón; Voulgaris y Murayama, 2014), Nápoles (Italia; Alberico *et al*., 2015), la Bahía Chabahar (Irán; Madani *et al*., 2017) y la conurbación La Serena–Coquimbo (Chile; Izquierdo *et al*., 2018). La aplicación del modelo PTVA obtiene como resultado un Índice de Vulnerabilidad Relativa (RVI) para cada edificio/manzana analizado. Este índice tiene en cuenta también la altura de la inundación a la que se ve sometido el edificio, su posición en la línea de costa y la existencia de barreras naturales en los alrededores, por lo que, en realidad, combina parámetros relativos a peligrosidad y a vulnerabilidad y puede considerarse una medida aproximada del riesgo al que está expuesto el edificio.

El cálculo del RVI depende de la Vulnerabilidad Estructural (SV) y de la vulnerabilidad del edificio asociada al impacto de la ola (WV), según la fórmula (1)

$$RVI = 2/3\ (SV) + 1/3\ (WV) \quad (1)$$

donde WV se calcula obteniendo la relación entre el número de pisos inundados y el número total de plantas del edificio, mientras que el cálculo de SV tiene en cuenta los atributos de la estructura del edificio (Bv), la profundidad de la inundación en el punto en el que está situado el edificio (Ex) y el grado de protección del mismo (Prot), según la fórmula (2). Para la obtención de Ex se ha considerado el peor escenario posible, con una cota topográfica de inundación máxima de 10 m s.n.m. hacia tierra (*run-up*), por lo que un edificio que esté situado, por ejemplo, a 2 m s.n.m. tendrá un valor Ex de 8.

$$SV\ (1, 125) = (Bv)*(Ex)*(Prot) \quad (2)$$

El cálculo de Bv se realiza a través de la fórmula (3) mediante el análisis de los atributos del edificio que aparecen descritos en la Tabla 2.

$$Bv\ (-1, 1) = 1/423*(100s + 80m + 63g + 60f + 51mo + 46so + 23pc) \quad (3)$$

Bv	Descripción
s (número de plantas)	Edificios de varias plantas son más resistentes para soportar la carga del propio edificio que aquellos que solo cuentan con una planta.
m (material)	Se han considerado como materiales de construcción típicos el hormigón, el ladrillo simple y doble y la madera (o similar). Siendo más resistentes los edificios de hormigón.
g (hidrodinámica de la planta baja)	Los edificios con una planta baja abierta o con accesos rompibles (ventanas) disminuyen el impacto de la ola permitiendo su paso.
f (cimientos)	Cimientos profundos resisten mejor los efectos del impacto del tsunami.
so (forma y orientación)	Edificios con formas redondeadas sufren menores daños que aquellos que tienen forma de "L" o están orientados de forma perpendicular a la dirección de flujo.
mo (objetos movibles)	Los objetos arrastrados por la ola (restos, coches, barcos, etc) pueden impactar contra los edificios y causar daños estructurales.
pc (estado de preservación)	Los edificios con mal estado de conservación tienen más posibilidades de sufrir mayores daños.

Tabla 2.- Variables incluidas en el cálculo del parámetro Bv.

Prot	Descripción
Prot_br (número de línea)	Los edificios que se localizan tras la primera línea de costa se encuentran tras el abrigo de aquellos por delante de ellos.
Prot_nb (barreras naturales)	Las barreras naturales atrapan objetos arrastrados por la corriente además de reducir la velocidad del flujo.
Prot_sw (presencia de un rompeolas)	Los edificios protegidos por un rompeolas sufren menos daños que aquellos que no lo están.
Prot_w (presencia de un muro de ladrillos alrededor del edificio)	Muros construidos alrededor de los edificios, aunque no estén específicamente construidos para proteger de una inundación, protegen tanto del impacto de la ola como de la inundación.

Tabla 3.- Variables incluidas en el cálculo del parámetro Prot.

Y finalmente, el parámetro Prot se obtiene mediante la fórmula (4) con las características incluidas en la Tabla 3.

$$(4) \quad Prot\ (0, 1) = 1/301*(100Prto_br + 73Prot_nb + 73Prot_sw + 55Prot_w)$$

La obtención del RVI permitió clasificar la vulnerabilidad de los edificios en cinco categorías (muy baja, baja, media, alta y muy alta), asimilables a riesgo, e incluir esta información en la geodatabase.

Análisis de la peligrosidad regional

A las franjas de terreno a cotas comprendidas entre 0–2,5 m s.n.m. (10–7,5 m de altura de inundación), 2,5–5 m s.n.m. (7,5–5 m de altura de inundación) y 5–10 m s.n.m. (0,1–5 m de altura de inundación) se les ha asignado una peligrosidad alta, media y baja, respectivamente (Fig. 2). En base a la propuesta de una zona de peligrosidad delimitada por la cota de inundación de 10 m s.n.m. (Figs. 1 y 2), se ha realizado en paralelo un inventario de poblaciones (Tabla 4), y de bienes patrimoniales y zonas de alto valor medioambiental del litoral de Huelva (Tabla 5), que se verían afectadas por la inundación provocada por un futuro tsunami y el nivel de peligrosidad asignado a la zona donde se localizan.

En conjunto, 442,9 km^2 de costa estarían expuestos en este escenario, de los cuales en torno al 20%, unos 80 km^2, presentan peligrosidad alta (Tabla 4). Especialmente efectiva es la inundación en las zonas de desembocadura de los valles fluviales. En el sector occidental del litoral, el mar penetraría varios kilómetros tierra adentro y avanzaría hacia el norte, siguiendo el cauce del Río Guadiana, invadiendo las zonas deprimidas y los afluentes al canal principal (Fig. 2A). El estuario del Guadiana y sus marismas adyacentes experimentarían una sumersión completa en su parte española, incluyendo los distintos pueblos que se distribuyen por su costa (Isla Canela, Isla del Moral, Isla Cristina e Isla Antilla) y una parte considerable de la ciudad de Ayamonte. La altura de la inundación en esta zona, muy homogénea, se estima en unos 8 m s.n.m., y disminuiría ligeramente hacia el norte. La costa resultaría igualmente inundada por completo bajo una lámina de agua de 9 m de media y solo un sector de Isla del Moral quedaría elevado unos metros sobre el nivel del mar y se consideraría zona de peligrosidad media (Fig. 2A). En el caso del estuario de los ríos Tinto y Odiel, la inundación del valle sería casi completa, si bien esta sería mucho más pronunciada en su sector occidental (Fig. 2B). Las marismas del Odiel se encontrarían por debajo de una lámina de agua de unos 8,5 m, quedando las diferentes islas fluviales que se extienden a lo largo del estuario sumergidas entre 5 y 9 m según el punto considerado. La fecha litoral de Punta Umbría sería igualmente sobrepasada por completo por las aguas, aunque en algunas zonas la inundación no superaría los 3 m. Hacia el este, todo el sector de influencia marina del estuario y la zona adyacente al canal principal, en la actualidad ocupada por refinerías, plantas petroquímicas y muelles, aparecen expuestas a una peligrosidad media a baja, con alturas de inundación media de 5,5 m. En esta zona, solo los alrededores de La Rábida, de alto valor patrimonial, experimentarían una inundación significativa (Fig. 2B).

La ciudad de Huelva y el Polo Químico e Industrial, localizado en las marismas al sur del núcleo urbano principal, se ubican en una zona de peligrosidad media en su mayor parte, con alturas de inundación variables entre 3 y 6 m (Fig. 2B). En las proximidades del casco urbano las únicas zonas con peligro de quedar sumergidas bajo más de 7,5 m de lámina de agua se encuentran cerca del cauce del Río Odiel, a su paso por algunas zonas bajas de la ciudad. El sector suroriental del estuario y las proximidades del cauce del Río Tinto resultarían menos afectados, al estar el valle del río más encajado en el sustrato neógeno en esta zona y situarse los pueblos más importantes a cotas por encima del nivel de máxima altura de inundación. Los canales mareales de la orilla norte del Tinto (Esteros del Rincón y la Rivera del Nicoba), entre los que se ubican los terrenos ocupados por las balsas de residuos industriales de fosfoyesos, supondrían puntos de entrada del mar hacia la ciudad. Alrededor de ellos se alcanzarían alturas de inundación por encima de 5 m. La penetración del mar hacia tierra, siguiendo los valles fluviales, sería superior a 10 km.

La desembocadura del Río Guadalquivir y el Parque Nacional y Natural de Doñana presentan un patrón de inundación muy diferente a los anteriores, condicionado por la altura que alcanza su flecha litoral (30 m s.n.m.) y los cinturones de dunas (Fig. 2C). La entrada del mar se produciría por la desembocadura del río, desde donde se inundarían las marismas, y los caños mareales que la atraviesan, así como las lagunas y los lucios en su sector más cercano a la costa. La altura de la inundación media sería superior a 8 m. En cualquier caso, la flecha podría verse superada solo en su extremo meridional por las olas. La distancia de penetración del mar tierra adentro resulta difícil de estimar, con-

siderando la barrera natural tan efectiva que supone la flecha de Doñana y el avanzado estado de colmatación del estuario. Sin embargo, la enorme extensión de sus marismas y el bajo gradiente topográfico facilitarían la inundación de todo el valle bajo del Guadalquivir.

La localidad más cercana a esta zona, Matalascañas (Fig. 2C), localizada unos 15 km al noroeste, se encuentra en su mayor parte a cotas por encima de los 7 m s.n.m., por lo que se le asigna una peligrosidad baja a pesar de su posición en una costa abierta y desprotegida. En este sentido, es destacable que todos los pueblos y ciudades sometidos a una mayor peligrosidad en base a los criterios utilizados en este trabajo se localizan siempre en el sector occidental y central de la costa de Huelva; es decir, entre los ríos Guadiana y Tinto. Entre las principales poblaciones incluidas en esta franja de terreno se encuentran Isla Cristina y Ayamonte, los núcleos urbanos con un porcentaje más alto de su territorio con alta peligrosidad. Algunos pueblos más pequeños, como Isla Canela (Ayamonte), se ubican en su totalidad en la banda de terreno de mayor peligrosidad. Los pueblos que poseen un mayor porcentaje de superficie expuesta, dentro de los distintos grados de peligrosidad, son Punta Umbría (100%), Isla del Moral (100%), El Rompido (57%), La Antilla (55%) y Huelva (37%) (Tabla 4).

Existen numerosos bienes patrimoniales y espacios naturales protegidos expuestos a los efectos del tsunami en la provincia (Tabla 5). Los bienes patrimoniales inventariados son muy heterogéneos y van desde edificios religiosos, museos y bibliotecas, a yacimientos arqueológicos y diversas instalaciones portuarias utilizadas para la carga de mineral en el siglo XIX. Destacan por su número, distribución a lo largo de la costa y estar localizadas en zonas de peligrosidad alta, las torres almenara. Esta serie de torreones fue edificada en el siglo XVI, durante el reinado de Felipe VI, con fines defensivos y se encuentran preservados de forma desigual. Otros bienes de interés patrimonial altamente expuestos a tsunamis son los muelles mineros de Tharsis y de la Compañía Riotinto, ambos ubicados en el estuario de los ríos Tinto-Odiel, y el edificio religioso Baluarte de Las Angustias de Ayamonte.

Población	Peligrosidad alta	Peligrosidad media	Peligrosidad baja	Total inundado	Total municipio
Total del área de estudio	79,7 km^2 (18%)	97 km^2 (21,9%)	266,2 km^2 (60,1%)	442,9 km^2 (100%)	-
Matalascañas (Almonte)	-	-	0,25 km^2 (7,8%)	0,25 km^2 (7,8%)	3,2 km^2
Mazagón (Palos de la Frontera)	-	0,3 km^2 (10,7%)	0,42 km^2 (15%)	0,72 km^2 (25,7%)	2,8 km^2
La Rábida (Palos de la Frontera)	-	0,07 km^2 (14%)	0,06 km^2 (12%)	0,13 km^2 (26%)	0,5 km^2
Palos de la Frontera	-	-	0,07 km^2 (4,7%)	0,07 km^2 (4,7%)	1,48 km^2
Huelva	0,44 km^2 (4,2%)	2,5 km^2 (23,6%)	0,98 km^2 (9,2%)	3,92 km^2 (37%)	10,6 km^2
Punta Umbría	0,08 km^2 (2,9%)	1,38 km^2 (49,3%)	1,34 km^2 (47,9%)	2,80 km^2 (100%)	2,8 km^2
El Portil (Cartaya)	-	0,09 km^2 (4,7%)	0,41 km^2 (21,6%)	0,5 km^2 (26,3%)	1,9 km^2
El Rompido (Cartaya)	0,12 km^2 (6,7%)	0,6 km^2 (33,3%)	0,3 km^2 (16,7%)	1,02 km^2 (56,7%)	1,8 km^2
La Antilla –Islantilla – Urbasur (Lepe)	-	1,57 km^2 (35,7%)	0,84 km^2 (19,1%)	2,41 km^2 (54,8%)	4,4 km^2
Isla Cristina	1,08 km^2 (67,5%)	0,52 km^2 (32,5%)	-	1,60 km^2 (100%)	1,6 km^2
Isla Canela (Ayamonte)	0,1 km^2 (100%)	-	-	0,1 km^2 (100%)	0,1 km^2
Isla del Moral (Ayamonte)	0,1 km^2 (20%)	0,4 km^2 (80%)	-	0,5 km^2 (100%)	0,5 km^2
Ayamonte	0,45 km^2 (19,6%)	0,6 km^2 (26,1%)	0,15 km^2 (6,5%)	1,2 km^2 (52,2%)	2,3 km^2

Tabla 4.- Superficie total del área de estudio y de las localidades expuestas a un proceso tsunamigénico con *run-up* de 10 m s.n.m. en el litoral de Huelva y sus grados de peligrosidad: alto (10–7,5 m de altura de inundación), medio (7,5–5 m de altura de inundación) y bajo (0,1–5 m de altura de inundación). En gris se indican las localidades donde se ha estudiado la vulnerabilidad.

Elementos patrimoniales	Peligrosidad
Torre de la Higuera (Almonte)	Alta
Torre del Loro (Almonte)	Alta
Torre del Zalabar (Almonte)	Alta
Torre del Asperillo (Almonte)	Alta
Torre de la Carbonera (Almonte)	Media
Torre de Isla Canela (Ayamonte)	Alta
Baluarte de las Angustias (Ayamonte)	Alta
Antiguo convento de San Francisco: Iglesia de San Francisco (Ayamonte)	Media
Iglesia de Nuestra Señora de las Angustias (Ayamonte)	Media
Capilla de San Antonio (Ayamonte)	Baja
Iglesia y antiguo convento de La Merced (Ayamonte)	Baja
Torre del Malandar (Hinojos)	Alta
Muelle de carga de la Empresa Compañía Española de Minas Tharsis (Huelva)	Alta
Muelle de minera de la Compañía Riotinto (Huelva)	Alta
El Almendral de Saltés (Huelva)	Media
Iglesia de la Purísima Concepción	Baja
Museo de Huelva	Baja
Antiguo Convento de la Merced	Baja
Biblioteca Pública de Huelva	Baja
Muelle de las Carabelas (Palos de la Frontera)	Media
Torre de la Arenilla (Palos de la Frontera)	Media
El Eucaliptal (Punta Umbría)	Alta
Iglesia de Nuestra Señora del Carmen (Punta Umbría)	Media
Torre de Punta Umbría (Punta Umbría)	Baja

Espacios Naturales Protegidos	Peligrosidad
Parque Nacional de Doñana	Alta - nula
Parque Natural Marismas del Odiel	Alta
Paraje Natural Lagunas de Palos y Las Madres	Baja
Paraje Natural Estero del Domingo Rubio	Alta
Reserva Natural Laguna del Portil	Baja - nula
Paraje Natural Marismas del Rio Piedras y Flecha del Rompido	Alta - media
Paraje Natural Marismas de Isla Cristina	Alta

Tabla 5.- Listado de elementos patrimoniales y espacios naturales protegidos, localizados dentro de la zona de peligrosidad establecida para el litoral de Huelva.

Hasta 7 espacios naturales protegidos estarían expuestos, total o parcialmente, a una peligrosidad alta por tsunamis en el litoral de Huelva. Todos ellos están localizados en sistemas estuarinos y se caracterizan por un amplio desarrollo de marismas salobres, su elevada biodiversidad y su gran variedad de paisajes. Como es obvio, su proximidad al litoral, su paisaje plano y la existencia de canales mareales y amplias desembocaduras que facilitarían la inundación marina, hacen que casi todos ellos puedan ser considerados zonas de peligrosidad alta ante tsunami (Tabla 5). Destacan, por su extensión y alto valor ecológico, el Parque Nacional y Natural de Doñana, considerado el humedal más importante de Europa, y el Paraje Natural Marismas del Odiel. Solo las Lagunas de Palos, Las Madres y el Portil, ubicadas en posiciones interiores dentro de los sistemas litorales, son catalogadas como de peligrosidad baja, o incluso nula.

Finalmente, varios estudios paleontológicos y sedimentológicos realizados en depósitos de paleotsunamis en los distintos estuarios de la provincia aportan información del impacto potencial sobre los ecosistemas costeros y la configuración de los humedales por los efectos de un tsunami en las zonas de desembocaduras fluviales y permiten preestablecer cuáles serían las consecuencias potenciales de las olas en el litoral. Morales *et al*. (2008) describen la entrada de un gran volumen de sedimentos y fauna marina en los sectores de dominio marino y mixto de las desembocaduras fluviales, que en algunos casos pudieron provocar la mortandad masiva de moluscos es-

tuarinos por la rápida acumulación de arenas y fangos en canales mareales y marismas. Otras investigaciones profundizan en los cambios en las asociaciones de ostrácodos y foraminíferos, que reflejan una relativamente rápida recuperación del sistema y registran un ligero incremento en la influencia marina de zonas de laguna y desembocadura tras el impacto de las olas (Ruiz *et al*., 2005, 2007, 2008, 2010; Pozo *et al*., 2010; Guerra *et al*., 2013), probablemente como consecuencia de la destrucción, parcial o total, de las flechas litorales que las confinaban (Rodríguez-Vidal *et al*., 2011; Ruiz *et al*., 2013). Esta erosión de las flechas litorales y cordones dunares conduciría también a la destrucción o degradación de las masas forestales, formadas sobre todo por pinares y matorral (Manzano *et al*., 2018).

Análisis de peligrosidad y vulnerabilidad relativa en núcleos urbanos

El cálculo del RVI (Índice de Vulnerabilidad Relativa), en diferentes localidades de la costa de Huelva, nos ha permitido realizar una evaluación de la respuesta de algunos de los núcleos urbanos más expuestos a un posible proceso tsunamigénico. Se han seleccionado 5 localidades que, por sus características urbanísticas, situación con respecto a la línea de costa y la existencia/inexistencia de barreras naturales, constituyen buenos ejemplos a la hora de diseñar un escenario que incluya los efectos de un tsunami sobre este litoral. Estas son, de oeste a este, los núcleos urbanos de Ayamonte, Isla Canela, Isla del Moral, Punta Umbría y Huelva (Figs. 3 y 4). Todos ellos se localizan en el sector occidental y central del litoral de la provincia y poseen, al menos, una tercera parte de su superficie expuesta a la inundación de un tsunami con un *run-up* de 10 m s.n.m. (Tabla 6).

En la mayor parte de los casos, las construcciones con un RVI medio o bajo responden a diferentes tipos de edificios localizados a cotas topográficas próximas a 10 m s.n.m. y lejos de la costa; o bien, a grandes bloques de apartamentos fabricados con hormigón, de reciente construcción, de más de 4 plantas y cimentaciones profundas, independientemente de su posición con respecto a la línea de costa (Fig. 5).

Ayamonte puede considerarse un caso de población ubicada en la zona de influencia marina de un estuario, protegido y separado de la costa por un extenso cuerpo de marisma, aunque localizado en la rivera de un río a pocos kilómetros de su desembocadura. Esta última no posee un

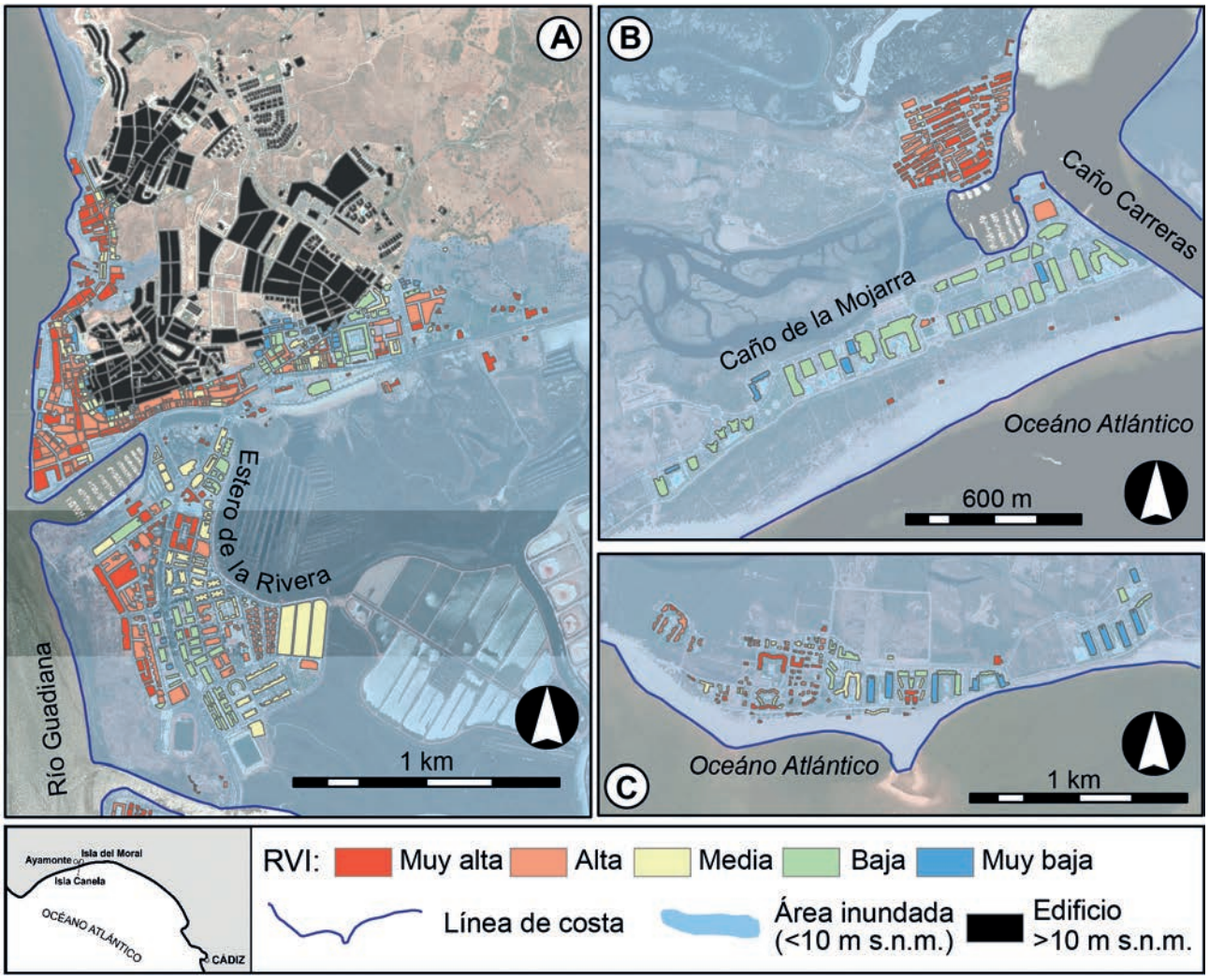


Fig. 3.- Mapas de vulnerabilidad ante un tsunami con altura de inundación de 10 m de edificios en los núcleos urbanos de: A. Ayamonte; B. Isla del Moral; y C. Isla Canela.

Fig. 4.- Diferente ejemplos de construcciones en las localidades estudiadas: A. Edificios con vulnerabilidad alta en Ayamonte; B. Construcción destinada al almacenaje en mal estado de conservación con vulnerabilidad muy alta en Ayamonte; C. En primer plano, viviendas típicas andaluzas de vulnerabilidad alta en Isla del Moral y al fondo edificios modernos de apartamentos de playa con vulnerabilidad baja; D. Edificios modernos de apartamentos de playa con vulnerabilidad baja en Isla Canela; E. Construcción de material ligero en primera línea de playa en Isla Canela con vulnerabilidad muy alta; F. Construcción de muy baja vulnerabilidad en las proximidades del cauce del Río Odiel en Huelva; G. Construcción de vulnerabilidad alta en la zona portuaria de la ría de Huelva; H. En primer plano, viviendas unifamiliares en Punta Umbría con vulnerabilidad media y al fondo edificios de más de 5 plantas con vulnerabilidad muy baja.

mecanismo de cierre sedimentario efectivo, a excepción de un conjunto de barras arenosas submareales que actúan a modo de plataformas de batida. Se ha estimado que el 50% de la ciudad sería afectada por la inundación y que el 20% se encuentra en zonas definidas como de peligrosidad alta ante tsunami (Tabla 4). Entre los edificios que se localizan en la zona de peligrosidad en la ciudad de Ayamonte, más del 60% poseen un RVI muy alto o alto (Tabla 6). La mayor parte de ellos se localizan en posiciones cercanas a la margen del canal oriental del Guadiana y el Estero de la Rivera, zonas por donde se produciría el desbordamiento del mar y donde se concentrarían los daños (Fig. 3A). El des-

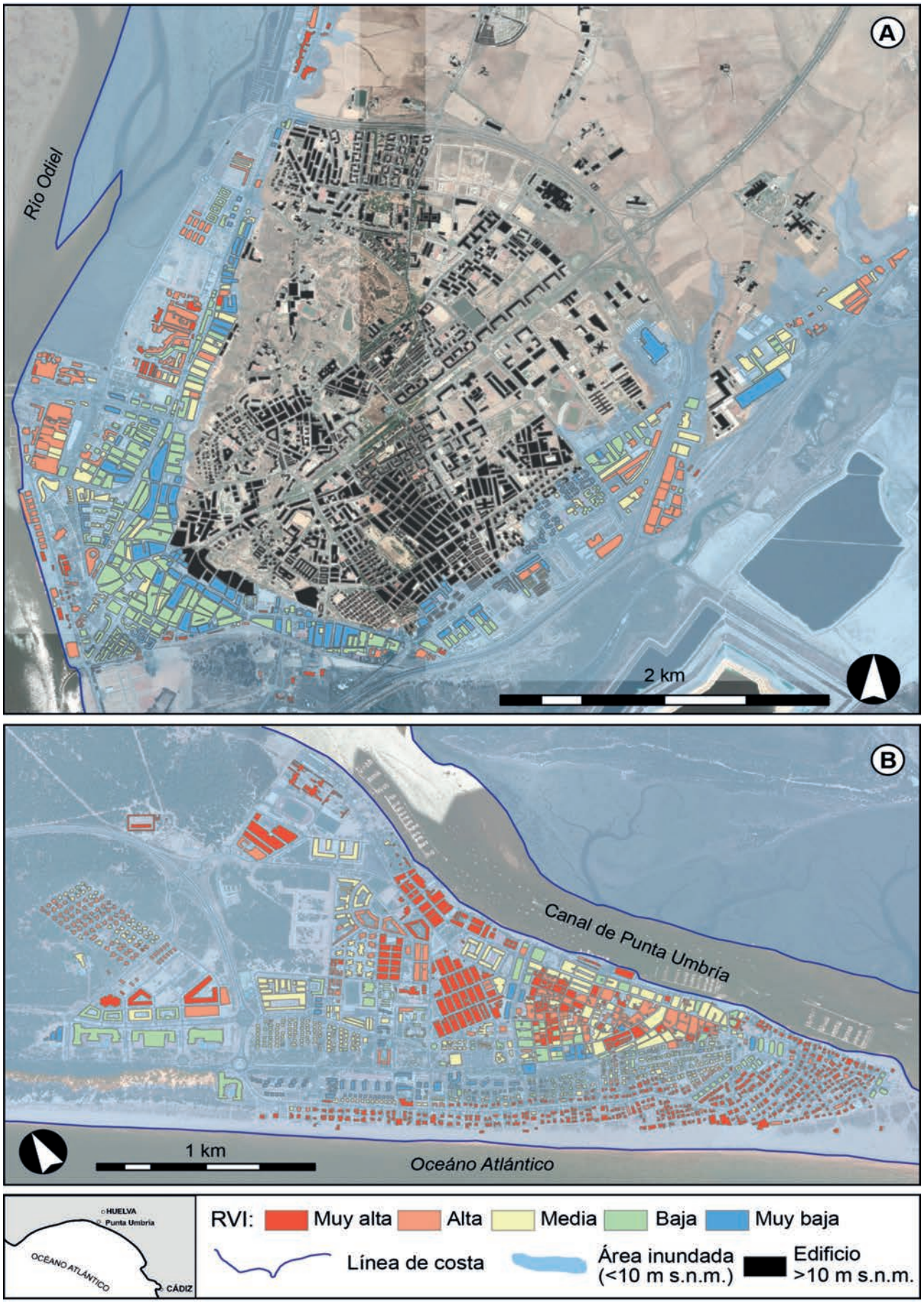


Fig. 5.- Mapas de vulnerabilidad ante un tsunami con altura de inundación de 10 m de edificios en los núcleos urbanos de: A. Huelva y B. Punta Umbría.

nivel que posee el casco de la antigua ciudad hacia el oeste, es decir hacia el río, impide que la inundación se propague hacia el interior. La construcción de un pequeño dique rompeolas, de diseño vertical y altura próxima a 1,5 m, a lo largo de la orilla del río y del estero, también ha contribuido a disminuir ligeramente la vulnerabilidad de esta zona. Los edificios de viviendas más vulnerables se distribuyen en manzanas de entre 1 y 3 plantas de altura, de doble pared de ladrillo, poseen un estado de conservación de medio a precario y cimentaciones de profundidad media (Fig. 4A). Los sectores orientales de la ciudad, más alejado de los cauces y protegidos por las Marismas de Isla Cristina del impacto directo de las olas, poseen una vulnerabilidad más baja. En cualquier caso, algunas viviendas aisladas de poca altura, en su extremo este, se evalúan como de vulnerabilidad alta o muy alta. Hacia el norte de la ciudad, y próximos al río, un conjunto de edificios de un solo piso y planta prácticamente cerrada, destinados al almacenaje o utilizados como astilleros, se categorizan igualmente como de vulnerabilidad muy alta (Fig. 4B).

En el núcleo urbano de Isla del Moral encontramos 2 zonas bien diferenciadas en lo que se refiere a su ordenación urbanística. La primera supone la continuación en el litoral de la playa de Isla Canela (ver abajo), donde predominan los edificios de construcción reciente, de varias plantas y cimentaciones profundas, con RVI bajos a medios. La segunda, el casco antiguo de la ciudad, aparece desconectada de esta zona por el Puerto Deportivo y el Caño de La Mojarra, ubicada en la margen oeste del Caño Carreras, entre cuerpos de marismas, y casi 1 km tierra adentro. Aunque toda la población resultaría afectada por la acción del tsunami, tan sólo el 20% de las edificaciones se distribuyen por zonas catalogadas como de alta peligrosidad (Fig. 3B). Las características de las viviendas tradicionales andaluzas, de 1 o 2 plantas, construidas con doble ladrillo y con pocas ventanas (Fig. 4C), permiten considerarlas construcciones con vulnerabilidad muy alta a alta, a pesar de la defensa que supone el dique rompeolas, inclinado y de escasa altura, que bordea la margen derecha del Caño Carreras (Fig. 3B).

El pueblo de Isla Canela representa un caso de núcleo urbano de construcción reciente que se localiza en una zona de playa. Se encuentra en la cara expuesta de un cordón litoral con desarrollo de barras arenosas submareales subparalelas al litoral que supondrían una barrera natural poco efectiva ante el impacto de tsunamis (Fig. 3C). Prácticamente toda la superficie que ocupa esta localidad se considera de alta peligrosidad ante tsunami (Tabla 4). A pesar de su posición en costa abierta, el grado de vulnerabilidad asignado a sus edificios es considerablemente inferior al caso de Ayamonte. Esto se debe al elevado porcentaje de viviendas nuevas, con más de 5 pisos y de cimentación profunda que definen el estilo arquitectónico de los sectores central y oriental de la localidad (Fig. 5D). Los edificios con RVI alto y muy alto se concentran en el sector occidental de la localidad, donde predominan las construcciones unifamiliares, individuales o adosadas, de 2 o 3 plantas, que necesariamente no se encuentran en primera línea de playa, además de algunas construcciones ligeras destinadas al ocio y a la restauración edificadas directamente sobre los cordones dunares (Fig. 4E).

Huelva se localiza en el interior del estuario de los ríos Tinto y Odiel. La ciudad se encuentra protegida de la inundación que originaría un tsunami por las marismas del Odiel y del Burro, así como por las flechas litorales de Punta Umbría y Punta Arenillas (Fig. 5A). Alrededor del 40% del territorio de la localidad estaría potencialmente afectado por la inundación marina, con solo un 4,2% de superficie expuesta a peligrosidad alta por tsunami (Tabla 4). La topografía del terreno sobre el que se asienta la ciudad, con relieves más pronunciados en su centro y zonas más bajas en su periferia (coincidiendo con las riveras de los ríos Tinto y Odiel), favorece la definición de dos bandas concéntricas alrededor de su núcleo urbano. Mientras que las construcciones con vulnerabilidad media a baja se encuentran hacia el interior de la ciudad, los edificios con RVI alto se localizan en la orla periférica, principalmente en su sector occidental, en las cercanías del Río Odiel. En esta zona, el tipo de edificación existente es muy heterogéneo y poseen diferentes funciones, coincidiendo áreas residenciales y recreativas, instalaciones portuarias y astilleros, sin que sea posible asociar una construcción tipo con un grado de vulnerabilidad (Fig. 4F, G). De igual manera, en el sector sureste de la ciudad se distribuyen una serie de polígonos industriales, clasificados como de RVI alto, que bordean el Río Tinto y sus esteros. En Huelva el porcentaje de edificios de RVI muy alto es extremadamente bajo, coincidiendo su localización con estructuras de pequeñas dimensiones y en mal estado de conservación que se localizan anexas a los cauces fluviales, o directamente sobre las marismas.

El ejemplo de Punta Umbría representa el caso más paradigmático de núcleo urbano expuesto a la acción destructiva de un tsunami en el Golfo de Cádiz. Se localiza

	Muy alta	Alta	Media	Baja	Muy baja	Total*
Punta Umbría	41,3%	16%	23,8%	12,7%	6,2%	1459
Huelva	7,4%	23,9%	16,9%	30,7%	21,1%	622
Isla del Moral	45,2%	27,7%	2,2%	19,7%	5,2%	137
Isla Canela	30,4%	32,8%	17,6%	11,2%	8%	125
Ayamonte	31,2%	31,6%	16,8%	12,8%	7,5%	772

Tabla 6.- Porcentaje de polígonos analizados en cada núcleo urbano según su clasificación RVI. Total* está referido al número de polígonos analizados en cada localidad.

directamente sobre una flecha litoral y se extiende tanto por la zona de playa abierta como bordeando el canal mareal de Punta Umbría hacia el interior del estuario (Fig. 5B). Su máxima cota topográfica no supera los 10 m s.n.m. y solo la presencia de bosques de pinares y los sistemas de cordones dunares en el interior de la ciudad, muy degradados, constituyen una tenue defensa natural frente al impacto de las olas. El 100% de su extensión sería afectada por el tsunami aunque solo el 3% de las construcciones se localizan en zonas de peligrosidad muy alta (Tabla 4). Por otro lado, más de la mitad de sus edificios presentarían un RVI muy alto o alto (Tabla 6). El estilo arquitectónico de estos edificios es diferente según el sector de la ciudad que se considere. En la zona de playa, a lo largo de la primera línea de costa, y en el extremo sur de la flecha, el tipo de vivienda consiste en chalets individuales, de un máximo de 3 plantas, construidos con doble ladrillo (Fig. 4H). Las construcciones con RVI muy alto hacia el interior de la ciudad, y cerca del Canal de Punta Umbría, son edificios antiguos, de 2 o 3 plantas, que conforman manzanas bastante homogéneas en sus características. Los edificios con RVI muy bajo, situados en su mayoría en cuarta o quinta línea de playa corresponden, como en el resto de los casos estudiados, a viviendas modernas, de más de 5 plantas (Fig. 4H), aunque representan un porcentaje muy bajo dentro de esta población (Tabla 6). Los edificios del casco antiguo de la ciudad, propiamente dicho, situado cerca del puerto del Canal de Punta Umbría, presentan valores de RVI heterogéneos debido a la gran diversidad de estilos arquitectónicos existentes.

Conclusiones

En este trabajo se han evaluado los daños sobre las construcciones de las poblaciones costeras planteando un escenario de un *run-up* homogéneo para toda la provincia de 10 m s.n.m y la definición de bandas de peligrosidad delimitadas en base a las cotas topográficas de 5–10 m s.n.m. (peligrosidad baja), 2,5–5 m s.n.m. (peligrosidad media) y 0–2,5 m s.n.m. (peligrosidad alta). Este escenario es asimilable al expuesto en las crónicas históricas para el tsunami asociado al terremoto de Lisboa de 1755 y se corresponde con el peor escenario posible. De acuerdo a este escenario, las olas avanzarían tierra adentro varios kilómetros a través de los valles fluviales, inundando las playas y los estuarios por completo. Casi un 20% del total de la costa expuesta quedaría inundada bajo una lámina de agua de 7,5–10 m s.n.m. (zona de peligrosidad alta), incluyendo diversas poblaciones, espacios naturales protegidos y bienes patrimoniales de la provincia. Elementos patrimoniales como las torres almenaras, los puentes mineros de las Compañías Riotinto y Tharsis, o parajes de alto valor ecológico como el Parque Nacional y Natural de Doñana y las Marismas del Odiel, se localizan en áreas de peligrosidad alta y resultarían dañadas. Las masas forestales asociadas a las dunas costeras recibirían el impacto directo de las olas, experimentando graves daños, pero atenuando la energía del evento en las zonas localizadas hacia el interior.

La cartografía de vulnerabilidad elaborada ante un hipotético tsunami de estas características en varios núcleos urbanos localizados a lo largo de la costa de Huelva muestra daños potenciales más importantes en las poblaciones del sector occidental de la provincia. Mientras que los núcleos urbanos localizados directamente en la línea de costa, como Isla Canela, Isla de El Moral, o Punta Umbría, se edifican en zonas de peligrosidad alta y media, la amplia heterogeneidad del tipo de construcciones existentes en ellas derivan en Índices de Vulnerabilidad muy variables, que van de muy bajo a muy alto. Esta disparidad de estilos es consecuencia de la convivencia de edificaciones de varias plantas, cimentaciones profundas y materiales sólidos, dedicados al turismo en temporadas altas (vulnerabilidad baja y muy baja), con viviendas unifamilares, de 1 o 2 plantas y ladrillo, que han supuesto el tipo de construcción clásica del litoral onubense en las últimas décadas (vulnerabilidad alta y muy alta). A lo anterior hay que sumarle la frecuente existencia de construcciones de materiales ligeros, destinadas a la restauración y ocio, que se distribuyen de forma heterogénea a lo largo de las playas ocupando los sistemas dunares costeros (vulnerabilidad muy alta). En estas tres localidades más del 50% de las construcciones presentan vulnerabilidades altas y muy altas. Las ciudades de Ayamonte y Huelva suponen casos distintos a los anteriores, por su situación dentro de un estuario y, principalmente por el tipo de urbanismo que las caracteriza en comparación a las anteriores. Mientras que Ayamonte posee un porcentaje de superficie relativamente alto de peligrosidad (20%), en Huelva solo un 3% de la superficie está edificada en zonas de peligrosidad alta. De igual manera, el número total y porcentaje de construcciones con vulnerabilidad alta y muy alta es mucho mayor en la primera (62%) respecto a la segunda (31%). Esta situación se deriva no sólo de la altura de inundación de la lámina de agua a la que estarían expuestas ambas ciudades y la superficie afectada, sino también por el tipo de construcción más frecuente y conservación de las mismas.

Los resultados obtenidos permiten aproximar y visualizar los efectos potenciales de un tsunami sobre los núcleos urbanos en distintas localidades del litoral de Huelva, considerando los tipos de construcciones más frecuentes en cada una de ellas, la superficie del núcleo urbano afectada y la altura de la inundación marina. Este tipo de estudios constituyen herramientas muy adecuadas para gestionar la ordenación del territorio, concienciar a la población y elaborar planes de evacuación, todo ello, destinado en conjunto a mitigar los daños ocasionados por un futuro tsunami en el Golfo de Cádiz.

Agradecimientos

Los autores desean mostrar su agradecimiento a Juan Satrústegui y a Luis Carlos Huaccha por su orientación y guía en el desarrollo de este proyecto y a Karina Olivo, Josefa Quiroga, Diego Rojas y Karyme Soleman por su colaboración en el tratamiento de la información. Los comentarios y sugerencias de la editora Beatriz Bádenas, el revisor Francesc Xavier Roig i Munar y un revisor anónimo mejoraron considerablemente la versión final de este trabajo. Esta investigación ha sido financiada por Fundación MAPFRE (Ayudas a la investigación Ignacio H. de Larramendi 2013).

Referencias

Abad, M., López González, N., Delgado, J., Rodríguez-Vidal, J., Chamorro, S., Cáceres, L.M., Ruiz, F., 2010. Análisis y cartografía de peligrosidad geológica en el litoral de Ceuta. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 23: 37-55.

Alberico, I., Di Fiore, V., Iavarone, R., Petrosino, P., Piemontese, L., Tarallo, D., Punzo, M., Marsella, E., 2015. The tsunami vulnerability assessment of urban environments through freely available datasets: The case study of Napoli City (southern Italy). *Journal of Marine Science and Engineering*, 3 (3): 981-1005.

Baptista, M.A., Miranda, J.M., 2009. Revision of the Portuguese catalog of tsunamis. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9: 25-42.

Baptista, M.A., Heitor, S., Miranda, J.M., Miranda, P.M., Victor, L.M., 1998. The 1755 Lisbon tsunami: Evaluation of the tsunami parameters. *Journal of Geodynamics*, 25: 143-157.

Barros, J.L., Emídio, A., Tavares, A., Santos, Â., Oral, A., 2013. Metodologias de avaliação da vulnerabilidade ao risco de tsunami: aplicação ao sector costeiro Cova Gala-Leirosa; Figueira da Foz. *IX Congresso da Geografia Portuguesa*: 839-845.

Birkmann, J., von Teichman K., Welle, T., Gonzalez, M., Olabarrieta, M., 2010. The unperceived risk to Europe's coasts: tsunamis and the vulnerability of Cadiz, Spain. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10: 2659-2675.

Borrego, J., 1992. Sedimentología del Estuario del Río Odiel. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 350 p.

Borrego, J., Morales, J.A., Gil, N., 2000. Evolución sedimentaria reciente de la desembocadura de la ría de Huelva (suroeste de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13 (3-4): 405-416.

Buforn, E., Bezzeghoud, M., Udías, A., Pro, C., 2004. Seismic sources on the Iberia–African Plate boundary and their tectonic implications. *Pure and Applied Geophysics*, 161: 623-646.

Campos, M.L., 1992. *El riesgo de tsunamis en España*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 204 p.

Carreño, E., 2005. La peligrosidad de los Tsunamis en las costas españolas. Simulaciones. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 13 (1): 60-64.

Catálogo General De Patrimonio Histórico Andaluz. Junta de Andalucía. Base de datos online: http://www.juntadeandalucia.es/culturaydeporte/web/areas/bbcc/catalogo (consulta junio 2016).

Consejería Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Junta de Andalucía. Base de datos online: http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/servtc5/ventana/busquedaEspacios.do (consulta abril de 2014).

Dabrio, C.J., Goy, J.L., Zazo, C., 1998. The record of the tsunami produced by the 1755 Lisbon earthquake in Valdelagrana spit (Gulf of Cádiz, southern Spain). *Geogaceta*, 23: 31-34.

Dall'Osso, F., Gonella, M., Gabbianelli, G., Withycombe, G., Dominey-Howes D., 2009a. A revised (PTVA) model for assessing the vulnerability of buildings to tsunami damage. *Natural Hazard and Earth System Science*, 9: 1557-1565.

Dall'Osso, F., Gonella, G., Gabbianelli, G., Withycombe, G., Dominey-Howes, D., 2009b. Assessing the vulnerability of buildings to tsunami in Sydney. *Natural Hazard and Earth System Science*, 9: 2015-2026.

Dall'Osso, F., Maramai, A., Graziani, L., Brizuela, B., Cavalletti, A., Gonella, M., Tinti, S., 2010. Applying and validating the PTVA-3 Model at the Aeolian Islands, Italy: assessment of the vulnerability of buildings to tsunamis. *Natural Hazards and Earth System Science*, 10: 1547-1562.

Dao, M.H., Tkalich, P., 2007. Tsunami propagation modelling – a sensitivity study. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 7: 741-754.

Dominey-Howes, D., Papathoma, M., 2006. Validating a Tsunami Vulnerability Assessment Model (the PTVA Model) Using Field Data from the 2004 Indian Ocean Tsunami. *Natural Hazards*, 40: 113-136.

Emídio, A., Barros, L., Santos, Â., Oliveira-Tavares, A., 2013. Aplicação da metodologia PTVA-3 na avaliação da vulnerabilidade do centro urbano da cidade de Setúbal em caso de tsunami. *IX Congresso da Geografia Portuguesa*: 833-838, Évora, Portugal.

Feria, M.C., Aguilar, M.E., de la Prada, C., Izquierdo, T., Abad, M., Rodríguez-Vidal, J., 2013. Análisis espacial mediante herramientas SIG de la vulnerabilidad ante tsunamis del casco urbano de Punta Umbría (Huelva, SO de España). 7.

Forbes, K., Broadhead, J., 2007. *The role of coastal forests in the mitigation of tsunami impacts*. Informe interno para la FAO (ONU) para Asia y Pacífico. Bangkok, 30 p.

Galbis, J., 1932. *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5ºE y 20ºW de Grenwich y los paralelos 45º y 25º N*. Tomo I. Instituto Geográfico, Catastral y de Estadística, Madrid, 897 p.

Gayer, G., Leschka, S., Nohren, I., Larsen, O., Gunther, H., 2010. Tsunami inundation modelling based on detailed roughness maps of densely populated areas. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10: 1679-1687.

Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Lario, J., Borja, F., Sierro, F.J., Flores, J.A., 1996. Global and regional factors controlling changes of coastlines in Southern Iberia (Spain) during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 15: 773-780.

Gracia, F.J., Alonso, C., Benavente, J., Anfuso, G., del Río, L., 2006. The different coastal records of the 1755 Tsunami waves along the Atlantic Spanish Coast. En: *Zeitschrift fur geomorphologie supplementband* (A. Scheffers, D. Kelletat, Eds), 146: 195-220.

Guerra, L., Ruiz, F., Abad, M., Veiga-Pires, C., 2013. Foraminifera as tsunami tracers in Holocene sequences of Southwestern Spain. 273-275.

Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Kingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., Spakman, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30 (12): 1071-1074.

Gutscher, M.A., Baptista, M.A., Miranda, J.M., 2005. The Gibraltar Arc seismogenetic zone (part 2). Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by tsunami modelling and seismic intensity. *Tectonophysics*, 426: 152-166.

Harada, K., Inamura, F., 2005. Effects of coastal forest on tsunami hazard mitigation – a preliminary investigation, tsunamis: case studies and recent developments. *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, 23: 279-292.

Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía. Junta de Andalucía. Localizador de información espacial: http://www.juntadeandalucia.es/institutodeestadisticaycartografia/lineav2/web/ (consulta abril 2014).

Instituto Nacional de Estadística (INE). Base de datos: http://www.ine.es/jaxiT3/Tabla.htm?t=131 (consulta marzo de 2017).

Izquierdo, T., Fritis, E., Abad, M., 2018. Analysis and validation of the PTVA tsunami building vulnerability model using the 0

rena cities. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18: 1703-1716.

Jelinek, R., Krausmann, E., González, M., Álvarez-Gómez, J., Birkmann, J., Welle, T., 2011. Approaches for tsunami risk assessment and application to the city of Cádiz, Spain. *Natural Hazards*, 60 (2): 273-293.

Jurado, J.M., 2014. El turismo accesible en Andalucía y Portugal. *Cuadernos de Turismo*, 33: 121-150.

Kaiser, G., Scheele, L., Kortenhaus, A., Løvholt, F., Römer, H., Leschka, S., 2011. The influence of land cover roughness on the results of high resolution tsunami inundation modeling. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11: 2521-2540.

Lario, J., Luque, L., Zazo, C., Goy, J.L., Spencer, C., Cabero, A., Bardají, T., Borja, F., Dabrio, C.J., Civis, J., González-Delgado, J.A., Borja, C., Alonso-Azcárate, J., 2010. Tsunami vs. Storm surge deposits: a review of the sedimentological and geomorphological records of extreme wave events (EWE) during the Holocene in the gulf of Cadiz, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 54 (3): 301-316.

Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Silva, P.G., Bardají, T., Cabero, A., Dabrio, C.J., 2011. Holocene palaeotsunami catalogue of SW Iberia. *Quaternary International*, 242: 196-209.

Lekkas, E., Andreadakis, E., Kostaki, I., Kapourani, E., 2011. Critical Factors for Run-up and Impact of the Tohoku Earthquake Tsunami. *International Journal of Geosciences*, 2 (3): 310-317.

Lima, V.V., Miranda, J.M., Baptista, M.A., Catalao, J., González, M., Otero, L., Olabarrieta, M., Álvarez-Gómez, J.A., Carreño, E., 2010. Impact of a 1755-like tsunami in Huelva, Spain. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10: 139-148.

López-Sáez, J.A., Pérez-Díaz, S., Rodríguez-Ramírez, A., Blanco-González, A., Villarías-Robles, J.J.R., Luelmo-Lautenschlaeger, R., Jiménez-Moreno, G., Celestino-Pérez, S., Cerrillo-Cuenca, E., Pérez-Asensio, J.N., León, A., 2018. Mid-late Holocene environmental and cultural dynamics at the southwest tip of Europe (Doñana National Park, SW Iberia, Spain). *Journal of Archaeological Science: Reports*, 22: 58-78.

Luque, L., Zazo, C., Lario, J., Goy, J.L., Civis, J., González-Hernández, F.M., Silva, P.G., Dabrio, C.J., 2004. El efecto del tsunami del año 1755 en el litoral de Conil de la Frontera (Cádiz). En: *Miscelánea en homenaje a Emiliano Aguirre 1*, (E. Baquedano, S. Rubio, Eds), *Geología*, 72-82.

Macías-Sánchez, J., 2016. Simulación del tsunami de 1755 y su impacto en las costas españolas del Golfo de Cádiz. En: *El riesgo de maremotos en la Península Ibérica a la luz de la catástrofe del 1 de noviembre de 1755 (IERD):* 99-109.

Madani, S., Khaleghi, S., Jannat, M.R., 2017. Assessing building vulnerability to tsunami using the PTVA-3 model: A case study of Chabahar Bay, Iran. *Natural Hazards*, 85 (1): 349-359.

Maekawa, T., Nihei, Y., Nakada, H., 2013. Study on tsunami mitigation effect of coastal dune and fill. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B1 (Hydraulic Engineering)*, 69 (4): 1453-1458.

Manzano, S., Carrión, J.S., López-Merino, L., Ochando, J., Munuera, M., Fernández, S., González-Sampériz, P., 2018. Early to mid-Holocene spatiotemporal vegetation changes and tsunami impact in a paradigmatic coastal transitional system (Doñana National Park, southwestern Europe). *Global and Planetary Change*, 161: 66-81.

Maramai, A., Brizuela, B., Graziani L., 2014. The Euro-Mediterranean Tsunami Catalogue. *Annals of Geophysics*, 57 (4): 1-26.

Martínez-Solares, J.M., 2001. *Los efectos en España del terremoto de Lisboa (1 de noviembre de 1755)*. Monografías (9). Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 756 p.

McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International*, 155 (1): 126-138.

Morales, J.A., Borrego, J., San Miguel, E.G., López-González, N., Carro, B., 2008. Sedimentary record of recent tsunamis in the Huelva Estuary (Southwestern Spain). *Quaternary Science Reviews*, 27: 734-746.

Mück, M., Taubenböck, H., Post, J., Wegscheider, S., Strunz, G., Sumaryono, S., Ismail, F.A., 2013. Assessing building vulnerability to earthquake and tsunami hazard using remotely sensed data. *Natural Hazards*, 68 (1): 97-114.

Muhari, A., Imamura, F., Koshimura, S., Post, J., 2011. Examination of three practical run-up models for assessing tsunami impact on highly populated areas. *Natural Hazard and Earth System Science*, 11: 3107-3123.

Ojeda, J.F., 1987. *Organización del territorio en Doñana y su entorno próximo (Almonte). Siglos dieciocho-veinte*. Monografías-Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza, Madrid, 459 p.

Ojeda, J.F., Delgado, B., Jurado, V., Arenas, J.M., Villa, A., Silva, R., Caro, E., Fernández, A., Hernández, E., Velasco, A., 1993. Los pinares costeros del Golfo de Cádiz. En: *Intervenciones públicas en el litoral atlántico andaluz. Efectos territoriales*, (M. Granados, J.M. Ojeda, Eds) Agencia de Medio Ambiente, 82-95.

Omira, R., Baptista, M.A., Miranda, J.M., Toto, E., Catita, C., Catalao, J., 2010. Tsunami vulnerability assessment of Casablanca-Morocco using numerical modelling and GIS tools. *Natural Hazards*, 54 (1): 75-95.

Omira R., Baptista M.A., Miranda J.M., 2011. Evaluating Tsunami Impact on the Gulf of Cadiz Coast (Northeast Atlantic). *Pure and Applied Geophysics*, 168 (6-7): 1033-1043.

Papathoma M., 2003. Assessing tsunami vulnerability using GIS with special reference to Greece. Tesis Doctoral, Coventry Univ., 290 p.

Pozo, M., Ruiz, F., Carretero, M.I., Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Abad, M., González-Regalado, M.L., 2010. Mineralogical assemblages, geochemistry and fossil associations of Pleistocene–Holocene complex siliciclastic deposits from the southwestern Doñana National Park (SW Spain): a palaeoenvironmental approach. *Sedimentary Geology*, 225: 1-18.

Renou, C., Lesne, O., Mangin, A., Rouffi, F., Atillah, A., El Hadani, D., Moudni, H., 2011. Tsunami hazard assessment in the coastal area of Rabat and Sale, Morocco. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11: 2181-2191.

Rodríguez-Vidal, J., Rodríguez-Ramírez, A., Cáceres, L.M., Clemente, L., 1993. Coastal dunes and post-Flandrian shoreline changes. Gulf of Cadiz (SW Spain). *INQUA MBSS Subcommission Newsletter*, 15: 12-15.

Rodríguez-Vidal, J., Ruiz, F., Cáceres, L.M., Abad, M., González-Regalado, M.L., Pozo, M., Carretero, M.I., Monge, A.M., Gómez, F., 2011. Geomarkers of the 218–209 BC Atlantic tsunami in the Roman Lacus Ligustinus (SW Spain): a palaeogeographical approach. *Quaternary International*, 242: 201-212.

Rodríguez-Vidal, J., Campos Carrasco, J.M., Cáceres Puro, L.M., 2015. Eventos marinos y asentamientos costeros en el suroeste de Iberia. *Cuaternario y Geomorfología*, 29 (1-2): 5-18.

Ruiz, F., Rodríguez Ramírez, A., Cáceres, L., Rodríguez-Vidal, J., Carretero, M.I., Abad, M., Olías, M., Pozo, M., 2005. Evidence of high-energy events in the geological records: mid-Holocene evolution of the southwestern Doñana national park (SW Spain). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 229: 212-229.

Ruiz, F., Borrego, J., López-González, N., Abad, M., González-Regalado, M.L., Carro, B., Pendón, J.G., Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Prudencio, M.I., Días, M.I., 2007. The geolo-

gical record of a mid-Holocene marine storm in southwestern Spain. *Geobios*, 40: 689-669.

Ruiz, F., Abad, M., Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., González-Regalado, M.L., Carretero, M.I., Pozo, M., Gómez-Toscano F., 2008. The geological record of the oldest historical tsunamis in southwestern Spain. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 114: 147-156.

Ruiz, F., Abad, M., Cáceres, L.M., Rodríguez-Vidal, J., Carretero, M.I., Pozo, M., González-Regalado, M.L., 2010. Ostracods as tsunami tracers in Holocene sequences. *Quaternary Research*, 73 (1): 130-135.

Ruiz, F., Rodríguez-Vidal, J., Abad, M., Cáceres, L.M., Carretero, M.I., Pozo, M., Rodríguez- Llanes, J.M., Gómez-Toscano, F., Izquierdo, T., Font, E., Toscano, A., 2013. Sedimentological and geomorphological imprints of Holocene tsunamis in southwestern Spain: An approach to establish the recurrence period. *Geomorphology*, 203: 97-104.

Santos, A., Tavares, A.O., Emidio, A., 2014. Comparative tsunami vulnerability assessment of an urban area: An analysis of Setúbal city, Portugal. *Applied Geography*, 55: 19-29.

Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Peis, D., Lodolo, E., 1994. Eastern segment of the Azores–Gibraltar line (central–eastern Atlantic): an oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation. *Geology*, 22: 555-558.

Scheffers, A., Kelletat, D., 2005. Tsunami Relics in the Coastal Landscape West of Lisbon, Portugal. *Science of Tsunami Hazards*, 23 (1): 3-16.

Silva, P.G., Rodriguez-Pascua M.A (Eds.), 2014. *Catálogo de los efectos geológicos de los terremotos en España*. Serie Riesgos Geológicos/Geotecnia., nº 4. Instituto Geológico y Minero de España y Asociación Española para el estudio del Cuaternario, Madrid, 362 p.

Stich, D., Mancilla, F., Morales, J., 2005. Crust–mantle coupling in the Gulf of Cadiz (SW Iberia). *Geophysical Research Letters*, 32: L13306.

Tortella, D., Torné, M., Pérez-Estaún, A., 1997. Geodynamic evolution of the eastern segment of the Azores-Gibraltar zone: The Gorringe Bank and the Gulf of Cadiz region. *Marine Geophysical Researches*, 19: 211-230.

Villalobos, M., Pérez-Muñoz, A.B., 2008. *Geodiversidad y patrimonio geológico de Andalucía*. Itinerario geológico por Andalucía. Guía didáctica de campo (CD), Junta de Andalucía, Sevilla, 328 p.

Whelan, F., Kelletat, D. 2003. Analysis of Tsunami deposits at Cabo de Trafalgar, Spain, using GIS and GPS Technology. *Essener Geographische Arbeiten*, 35: 11-25.

Whelan, F., Kelletat, D. 2005. Boulder deposits on the Southern Spanish Atlantic Coast: possible evidence for the 1755 AD Lisbon Tsunami? *The Science of Tsunami Hazards*, 23: 25-38

Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belloumini, G., Improta, S., Lario, J., Bardají, T., Silva, P.G., 1994. Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 10: 933-945.

Manuscrito recibido el 10-5-2018
Recibida la revisión el 12-10-2018
Aceptado el manuscrito revisado el 26-11-2018

Revista de la Sociedad Geológica de España 32 (1)

ISSN (versión impresa): 0214-2708
ISSN (Internet): 2255-1379

LA MINERÍA DEL CARBÓN EN FILIPINAS DURANTE EL SIGLO XIX: LA INSPECCIÓN GENERAL DE MINAS Y LOS INFORMES DE ANTONIO HERNÁNDEZ ESPIERA(1853) Y CÉSAR LASAÑA VÁZQUEZ (1861)

Coal mining in the Philippines during the 19th century: the Mining Bureau and the reports of Antonio Hernández Espiera (1853) and César Lasaña Vázquez (1861)

Isabel Rábano

Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.
i.rabano@igme.es

Abstract: *The existence of coal basins in the Philippines was known since 1827, although their research was not conducted in an organized way until a few years later, when numerous discoveries of coal mines took place mainly in the islands of Luzon and Cebu. A Mining Bureau was settled in 1837, dependent on the governor of the islands and served by mining engineers sent from peninsular Spain and appointed by the Ministry of Public Works. The greatest efforts in relation to coal were focused on the location of mines capable of supplying the warships of the Navy. This pretension met with numerous difficulties due to the low profitability of the mines and the erroneous dating of the coals, supposedly Carboniferous, until in 1886 Enrique Abella y Casariego confirmed their Cenozoic age. The goal concluded with the transfer of the Spanish colony to the United States of America in December 1898. In the present work, the historiography of the Mining Bureau of the Philippine Islands during the 19th century is analyzed with its achievements, protagonists and difficulties in relation to coal mining. It went through three stages: 1) between 1846, when the first mining law was passed and 1852, with the discovery of the Guila-Guila coal mine in the island of Cebu; 2) between 1853 and 1859, with the measures taken by the state for the protection of coal mining; and 3) between 1860 and 1898, when geological investigations were approached from a more scientific point of view. Finally, the biographies of the mining engineers Antonio Hernández Espiera and César Lasaña Vázquez are sketched for the first time.*

Keywords: *coal, mining, Philippines, history of Geology, 19th century.*

Resumen: *La existencia de cuencas carboníferas se conocía en Filipinas desde 1827, realizándose en los veinte años siguientes numerosos descubrimientos de minas e indicios mineros, principalmente en las islas de Luzón y Cebú. En 1837 se constituye la Inspección General de Minas dependiente del gobernador de las islas, atendida por facultativos del cuerpo de ingenieros de minas enviados desde la península y nombrados por el Ministerio de Fomento. Los mayores esfuerzos en relación al carbón se centraron en la localización de minas susceptibles de abastecer a los vapores de la Marina. Esta pretensión tropezó con numerosas dificultades por la baja rentabilidad de las explotaciones y por la datación errónea de los carbones, supuestamente carboníferos. En 1886 Enrique Abella y Casariego confirmó su edad cenozoica. El proyecto concluyó con el traspaso de la colonia a los Estados Unidos de América en 1898. En el presente trabajo se analiza la historiografía de la inspección de minas de las islas Filipinas con sus realizaciones, protagonistas y dificultades en relación con la minería del carbón, y se esboza por vez primera las biografías de los ingenieros de minas Antonio Hernández Espiera y César Lasaña Vázquez.*

Palabras clave: *carbón, minería, Filipinas, historia de la Geología, siglo XIX.*

Rábano, I., 2019. La minería del carbón en Filipinas durante el siglo XIX: la Inspección General de Minas y los informes de Antonio Hernández Espiera (1853) y César Lasaña Vázquez (1861). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 32 (1): 43-62.

There was a coal-mine there,
with an outcrop in the hillside less than five hundred yards from the
rickety wharf and the imposing blackboard. The company's object had been
to get hold of all the outcrops on tropical islands and exploit them locally.
And, Lord knows, there were any amount of outcrops.

Victory, and island tale. Joseph Conrad (1915)

Introducción

A principios del siglo XIX la minería española se vio seriamente afectada por la Guerra de la Independencia (1808-1814) y por la emancipación de las colonias americanas. Desde ámbitos gubernamentales enfocaron el interés hacia otros territorios coloniales con potencialidad de aprovechamiento de sus riquezas naturales. La presencia española se concentró entonces en las colonias ultramarinas de Cuba y Puerto Rico, en América, y de Filipinas, en Asia (Fig. 1). Desde allí llegaron pronto noticias de hallazgos de minas de oro, cobre y carbón, y la nueva Dirección General de Minas recomendó la creación de delegaciones del ramo en estos territorios con el fin de controlar la minería, a semejanza de lo que ocurría en la península tras la promulgación de la Ley de Minas de 1825(nota 1). Además, no existía una ordenación ultramarina para los asuntos mineros y metalúrgicos, y únicamente se contaba con normativas heredadas de aquellas que imperaban en las antiguas colonias americanas, en las que la única obligación del propietario de la mina era la de abonar al Estado una contribución por los productos obtenidos, bien en dinero o en especie. Al ser el subsuelo y sus riquezas propiedad del rey, a través de este impuesto, conocido como *real quinto de minas*, la corona cedía el usufructo de las minas a cambio de la quinta parte del mineral producido, proporción que fue variando con el paso del tiempo. Cuando el control por parte de los administradores no era todo lo estricto que debiera, esta contribución no se llegaba a pagar, con el consiguiente perjuicio para las arcas del Estado.

Desde los inicios de la colonización española de Filipinas en el siglo XVI, sus recursos naturales no habían suscitado el interés de los ciudadanos españoles que allí se establecían, quizá más atraídos por ocupar puestos administrativos que por instalar industrias en aquellos lejanos lugares(nota 2). Pero con el tiempo Filipinas se convirtió en una plataforma para el comercio hacia China y el sudeste asiático, y los monopolios de alcoholes –extinguido en 1863– y tabaco –finalizado en 1882–, jugaron un papel fundamental en la economía del archipiélago (Elizalde Pérez-Grueso, 1998a, 2009; Fradera, 2005). A diferencia de ello, la minería no fue nunca una fuente importante de ingresos para el erario público. Los indígenas venían ejerciendo desde antiguo la minería artesanal, sobre todo la del cobre, metal que utilizaban para sus armas y adornos, así como para sus transacciones mercantiles. Durante el siglo XVIII se explotaron fundamentalmente el oro y el hierro, y no fue hasta principios del siglo XIX cuando la Capitanía General de las islas(nota 3), recién independizadas del Virreinato de Nueva España, comenzó a atender con interés las noticias de nuevos hallazgos mineros (Santos, 1861; Centeno, 1876; Ordaz, 1997; Moyano, 2007).

En 1827 tuvo lugar la primera denuncia de carbón en la isla de Cebú, pero no llegó a interesar al Gobierno de las islas por no existir aún necesidad de abastecimiento para la industria(nota 4). En cuanto al cobre, fue en 1833 cuando el gobernador de la colonia nombró una comisión para valorar la denuncia de hallazgos de este metal en el norte de la isla de Luzón(nota 5). Las muestras fueron enviadas a Madrid para su análisis y la Dirección General de Minas confirmó su buena calidad, recomendando la explotación de las minas. Surgió entonces la necesidad de destacar en las islas a expertos ingenieros de minas que velasen por el fomento de la minería, y por Real Orden de 9 de marzo de 1837 nombraron a Isidro Sainz de Baranda y San Juan (1806-1878)(nota 6) para atender la recién creada Inspección General de Minas de Filipinas (Rábano, 2018a). Con su toma de posesión, el 26 de diciembre de 1838, el Gobierno del archipiélago se vio reforzado para iniciar la organización de las exploraciones y denuncias mineras. Amparándose en la Ley de Minas de 1825 vigente en la península, desde el Gobierno y la Inspección General de Minas de Filipinas comenzaron por proponer al ministerio la creación de un juzgado central de minas, y de tribunales locales o de primera instancia para el mismo ramo. Pero también era urgente disponer de una regulación propia. Sainz de Baranda fue el encargado de redactar un reglamento de minería para las islas Filipinas, que fue aprobado en Manila el 29 de enero de1846 y estuvo vigente hasta 1867, cuando se publicó la nueva ley minera del archipiélago.

La minería del carbón en las islas Filipinas experimentó tres etapas a lo largo del siglo XIX. La primera tuvo lugar entre 1846, cuando se aprobó el nuevo reglamento, y 1852, con el descubrimiento de la mina Guila-Guila, en la isla de Cebú. La segunda, entre 1853 y 1859, con la posible compra por parte del Estado de esta mina y las medidas tomadas para el fomento y la protección de la minería del carbón. Y una tercera, entre 1860 y el abandono de la colonia por parte de España en 1898, cuando se abordaron exploraciones geológicas desde un punto de vista más científico. Resulta muy complicado realizar un estudio historiográfico de esta minería, ya que se conserva muy poca documentación original con los expedientes instruidos desde la Inspección General de Minas de las islas. Una vez cerrado un expediente, este era remitido a las oficinas del gobernador de la provincia en la que radicaba la mina, pero muchos de los archivos se vieron afectados por los incendios registrados en insurrecciones locales, con lo que la mayoría de esta información se ha perdido irremisiblemente.

El objetivo del presente trabajo es dar a conocer los momentos más significados en los inicios de la minería del carbón filipina a través de datos inéditos conservados en la Sección de Ultramar del Archivo Histórico Nacional, Madrid

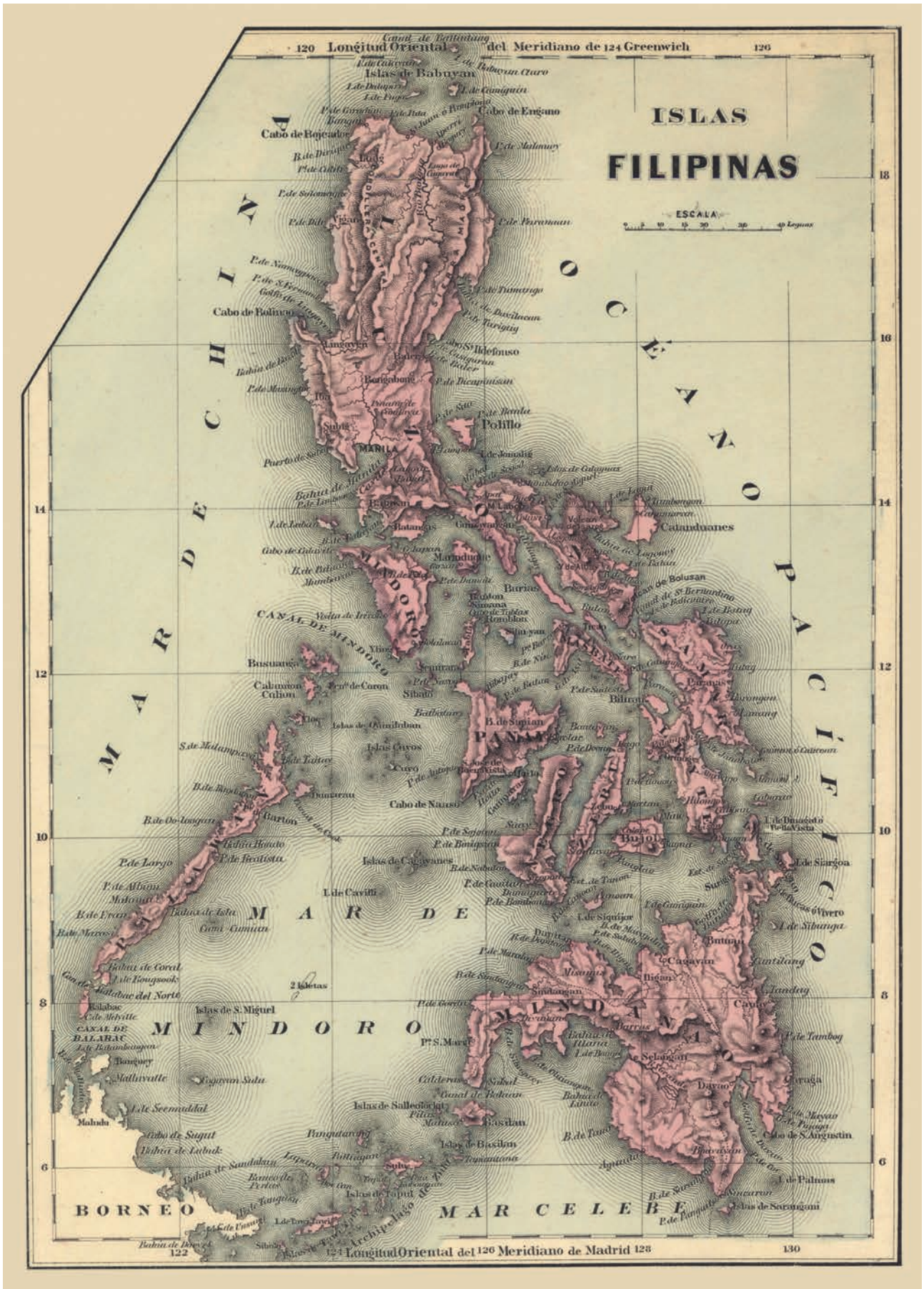


Fig. 1.- Mapa geográfico de Filipinas. Extraído del *Nuevo mapa de España y Portugal, que contiene las nuevas divisiones de provincias*, de George W. Colton y Charles B. Colton, Nueva York, 1876. Escala aprox. 1:5.650.000. Instituto Geográfico Nacional.

(en adelante AHN), en el Archivo Nacional de Filipinas (en adelante ANF)(nota 7), de informaciones fragmentarias proporcionadas por Centeno (1876) y Abella y Casariego (1886), así como de los informes de Becker(nota 8) (1899, 1901) y Burritt(nota 9) (1901), del Servicio Geológico y del Departamento de Guerra de los Estados Unidos de América, respectivamente, quienes fueron encargados de reunir y evaluar la información geológico-minera producida por los españoles durante su dominio colonial.

Los primeros pasos de la minería del carbón en Filipinas

"En la isla de Cebú tuvo lugar en 1827 el primer descubrimiento de carbones, siendo alcalde mayor de aquella provincia D. Manuel Romero. Remitiéronse muestras a Manila, que fueron consideradas en aquel tiempo solo como curiosidad científica […] y por tanto fue relegado al olvido tan importante hallazgo". De esta forma relató Centeno (1876) la primera noticia sobre el hallazgo de carbón en Filipinas. Esta falta de interés radicaba en que el combustible no tenía aún aplicación ni para la industria ni para los barcos de vapor, como veremos más tarde. Era tan poca la atención que suscitaba, que ni tan siquiera quedó reflejado el indicio en el primer informe publicado por el jefe de la Inspección General de Minas (Sainz de Baranda, 1841).

No fue hasta 1842, cuando ya había noticias sobre la posible llegada a las islas de barcos de vapor, que el gobernador de Filipinas Marcelino Oraá y Lecumberri (1788-1859) emitió una circular animando al descubrimiento de nuevas minas de carbón. Posiblemente fue Sinibaldo de Mas y Sans (1809-1868), sinólogo y diplomático español en Oriente(nota 10) –el primer encargado de negocios y cónsul general en la legación española en China en 1844–, quien le proporcionó nuevas informaciones al respecto. En un recorrido que hizo por el archipiélago, a resultas de una comisión especial en 1834 del ministro de Estado Francisco Martínez de la Rosa, para conocer el estado de esta colonia y de otros países del Medio Oriente y asiáticos (Fradera, 2009), Mas y Sanz (1843) citó indicios de carbón en la isla de Luzón, distribuidos por la provincia de Camarines (isla de Rapu-Rapu), Tayabas y Bulacán, y en la isla de Siargao. En 1842 José María Velarde inició la explotación de carbón en la isla de Batán, en la provincia de Albay, de la que era gobernador. Estas minas fueron beneficiadas de forma intermitente (en 1845 por el empresario Leandro Cardano, y posteriormente por Martín Baranda) y se hicieron ensayos sobre la calidad del combustible si bien, a juicio de Sainz de Baranda, no de una forma adecuada para poder determinar si era o no útil para su utilización en los barcos de vapor. En 1844 el Ministerio de Marina, Comercio y Ultramar autorizó la construcción de seis vapores de guerra con destino al Apostadero de Filipinas(nota 11). Finalmente, solo se construyeron tres, *Magallanes*, *Elcano* y *Reina de Castilla*, los primeros buques de esta clase en navegar por las islas. Por Real Orden de 29 de mayo de 1847, y con el fin de fomentar la minería del carbón en el archipiélago, el gobernador y capitán general de las islas Narciso Clavería y Zaldúa (1785-1851), había dispuesto que se utilizase preferentemente en los vapores del Apostadero de Manila el carbón nativo, solo o mezclado con el que compraban a los empresarios ingleses. Para ello se habían enviado algunas toneladas de carbón de la isla de Batán para su ensayo en el arsenal de Cavite y en la maestranza de Artillería. Las pruebas realizadas en el vapor *Elcano* fueron negativas para el combustible indígena, concluyendo que no era rentable, en comparación con el carbón proporcionado por los ingleses; no se llegó a hacer ningún ensayo en la maestranza. Probaron también ese carbón en una fragua de una fábrica de tabaco, y ahí sí que confirmaron que se podía utilizar, aunque con el inconveniente de que "necesita ser mojado con frecuencia y abundancia para arder mejor". Según Burritt (1901), la falta de interés por utilizar el carbón filipino para el abastecimiento de los vapores de guerra se debió a la resistencia de los oficiales de la Marina por cambiar de proveedor, más cuando los maquinistas de los barcos eran ingleses, como demuestran los informes emitidos por los primeros mecánicos de los vapores *Reina de Castilla* y *Elcano*, George Peckham y John Hunt, respectivamente, a raíz de los ensayos realizados en sus barcos con carbón nativo(nota 12).

En 1849 Sainz de Baranda resumió en una memoria el estado de los criaderos de carbón del archipiélago(nota 13). La realizó a solicitud del gobernador en su último año de mandato, y ofrece una interesante visión de conjunto sobre el tema. En esos momentos existían o habían existido minas de carbón en la isla de Luzón (provincias de Pangasinán, Pampanga, Bulacán, Tayabas –la actual Quezón–, Camarines Sur y Albay), en las islas de Cebú y Bohol (provincia de Cebú) y en las islas de Mindanao (provincia de Caraga) y Panay (provincia de Iloilo). La información de que disponía Sainz de Baranda era a través de terceros y "de una forma más o menos vaga", a excepción de la de la isla de Batán, en la provincia de Albay, ya que era la única que se encontraba en explotación, pues el criadero era "bastante extenso y colocado en el estrecho de S. Bernardino, puede servir para abastecer a casi todos los depósitos de las islas".

Llama la atención que, tras más de diez años como jefe de inspección de las islas Filipinas, Sainz de Baranda no dispusiera de una información más exacta sobre las minas de carbón, por cuanto este combustible se estaba revelando como de gran importancia para el transporte de viajeros, de mercancías y del correo, así como para los nuevos barcos de vapor de la Marina de guerra. Podemos pensar que su aparente inacción no fue debida solo a falta de interés por el trabajo, sino también a los graves problemas con los que se encontró para su desarrollo. Pero también es verdad que, tras su primera exploración en la isla de Mindanao en 1840, no debieron menudear sus trabajos sobre el terreno, ya que tuvo que sufrir "la ferocidad de los Igorrotes y de los Negritos que hay en la Isla de Luzón, y la crueldad de los Moros con los cautivos" (Sainz de Baranda, 1841). En su descargo, debemos considerar que estuvo prácticamente solo al frente de la inspección, hasta que en 1849 se cubrió el puesto de ingeniero segundo con la incorporación de Antonio Hernández Espiera (1823-1892).

Ante los resultados bastante insatisfactorios que venía obteniendo la Inspección de Minas a juicio del Gobierno

de la metrópoli, el presidente del Consejo de Ministros Juan Bravo Murillo (1803-1873), ordenó el 31 de octubre de 1852 al ministro de Fomento que los dos ingenieros de Filipinas fueran relevados de sus puestos. Para suplir esta carencia debía nombrarse una comisión de expertos que realizase una exploración geológica para conocer de forma precisa las posibilidades mineras de la colonia, en especial de la isla de Luzón. Fue Casiano de Prado (1797-1866) quien diseñó un proyecto que duraría dos años y en el que participarían tres ingenieros –uno de ellos él mismo–, que finalmente no se llegó a materializar, permaneciendo Sainz de Baranda y Hernández en sus puestos (Rábano, 2018a). De hecho, el gobernador de Filipinas remitió el 23 de febrero de 1853 a la Dirección de Ultramar, en Madrid, una memoria redactada por Sainz de Baranda, resultado de la visita que había realizado en 1852 a una mina de carbón denunciada por una empresa particular en Camarines Sur (en el monte Hanopol), en la isla de Luzón, a la que se había concedido la correspondiente *pertenencia* de acuerdo con el reglamento vigente(nota 14). Pero desde Madrid seguían sin ver con buenos ojos los resultados obtenidos por el jefe de la Inspección de Minas. La Junta Superior Facultativa de Minería evaluó el informe, concluyendo que "hubiera sido de desear que sus estudios y observaciones estuvieran más detallados", además de que los datos que aportaba no eran suficientes para confirmar la edad de los carbones. La visita a la mina tuvo que repetirse para recoger más muestras y obtener más datos, y fue Antonio Hernández el encargado de ello, como veremos en el apartado siguiente.

Carbón para los barcos de guerra

En 1849, diez años después de la llegada de Sainz de Baranda, desembarcó en Manila Antonio Hernández Espiera para ocupar la nueva plaza de ingeniero segundo. Era un joven de 26 años –nacido en Madrid en 1823–, que había finalizado los estudios de Ingeniería de minas en 1844. Tras ser destinado en las minas de Almadén para sus prácticas reglamentarias, pidió excedencia en el cuerpo en 1845 por solidaridad con el resto de los ingenieros al encontrarse en desacuerdo con una orden sobre dietas. Pero pronto solicitó el reingreso y el 5 de junio de 1848 estaba presentando una solicitud para ocupar la plaza vacante en Filipinas, donde se incorporó en octubre de 1849(nota 15).

Nada más llegar a las islas, Hernández se ocupó de inspeccionar una mina de cobre en Mancayan (actual Mankayan), en el norte de la isla de Luzón (las famosas minas de cobre de Lepanto: Hernández, 1851), expedición en la que acompañó a un destacamento militar que iba a realizar una acción contra los igorrotes(nota 16). Por esta acción le concedieron la Real Orden de Isabel la Católica. En 1853 ejerció de ingeniero en la mina de oro que la sociedad *El Ancla de Oro* tenía en Mambulao (actual Jose Panganiban) en Camarines Norte. El 27 de marzo de 1856 cesaron al jefe de la inspección, Sainz de Baranda, y Antonio Hernández asumió este cargo. Ejerció como único ingeniero de la administración hasta 1859, cuando fue relevado por José María Santos (1819-1864), aunque el último año lo pasó en la península con permiso por enfermedad. No debían desarrollar mucha actividad en la inspección, pues desde el Gobierno de las islas accedieron a esta licencia, asumiendo desde la secretaría del Gobierno las tareas administrativas, y en lo referente a la parte facultativa "no es probable se presenten asuntos de tal urgencia que no puedan aplazarse por el término de algunos meses". A su regreso a la península pasó por diferentes destinos entre 1860 y 1863 (distritos de Almería, Burgos y Oviedo; en 1861 fue director de las minas de Almadén(nota 17)), y en 1864 regresó a Madrid para prestar sus servicios en la Junta Superior Facultativa de Minería, primero como oficial (entre 1864 y 1871), luego como secretario de la misma (1870-1874) y finalmente como vocal (entre 1875 y 1885). Ocupó la dirección interina de la Comisión del Mapa Geológico de España entre 1876 y 1877 (Rábano, 2015) y se jubiló en 1885, falleciendo en Madrid el 20 de febrero de 1892.

El fomento de la minería del carbón era una preocupación constante del gobernador de las islas; los barcos de la Marina consumían muchas toneladas de este combustible, y las denuncias de nuevas minas eran seguidas con el máximo interés. La incorporación de Antonio Hernández a la inspección resultó de suma importancia para atender a las necesidades del servicio del ramo. El 15 de septiembre de 1852 la Intendencia General del Ejército y la Superintendencia de Hacienda remitieron un mapa topográfico de la isla de Cebú con la noticia del hallazgo de una nueva y aparentemente importante mina de carbón. Comienza así la segunda etapa de la minería del carbón en Filipinas, en la que se trató desesperadamente de encontrar nuevos criaderos susceptibles de proporcionar carbón suficiente para abastecer al archipiélago. Se trataba de la mina Guila-Guila, denunciada por el empresario Diego Viña. A la vista de su potencial, desde la Intendencia recomendaban se estudiase la posibilidad de que fuese adquirida por el Estado, pues confiaban en que este carbón podría llegar a sustituir al que compraban a Inglaterra, que además había subido significativamente de precio.

La nueva mina se ubicaba en el término de San Nicolás (Fig. 2) y, de acuerdo al decreto del gobernador Juan Antonio de Urbiztondo (1803-1857), prohibiendo a los particulares el registro y denuncia de minas de carbón de piedra en la isla de Cebú(nota 18), su propietario propuso que fuese transferida al Estado para su explotación. Las condiciones impuestas por Viña eran, sin embargo, un tanto especiales: 1) 20.000 pesos en concepto de derechos de descubrimiento si la explotación se prolongase durante más de un año; 2) 15.000 pesos para cubrir los gastos de explotación, compra de tierras adyacentes a la mina y construcción de un ferrocarril para llevar el combustible a la costa; 3) el sueldo de dos expertos venidos de España para llevar la explotación; 4) el superintendente Pedro Cifuentes debía estar a disposición de la mina y, 5) la empresa se comprometía a no tratar con otros propietarios en tanto el Gobierno de las islas no resolviese su adquisición. Según Burritt (1901) estas cláusulas eran totalmente abusivas, y no llegó a comprender cómo la administración se prestó tan siquiera a estudiar la propuesta. Pero sí que lo hicieron: la posibilidad de disponer de una buena mina de carbón primaba ante cual-

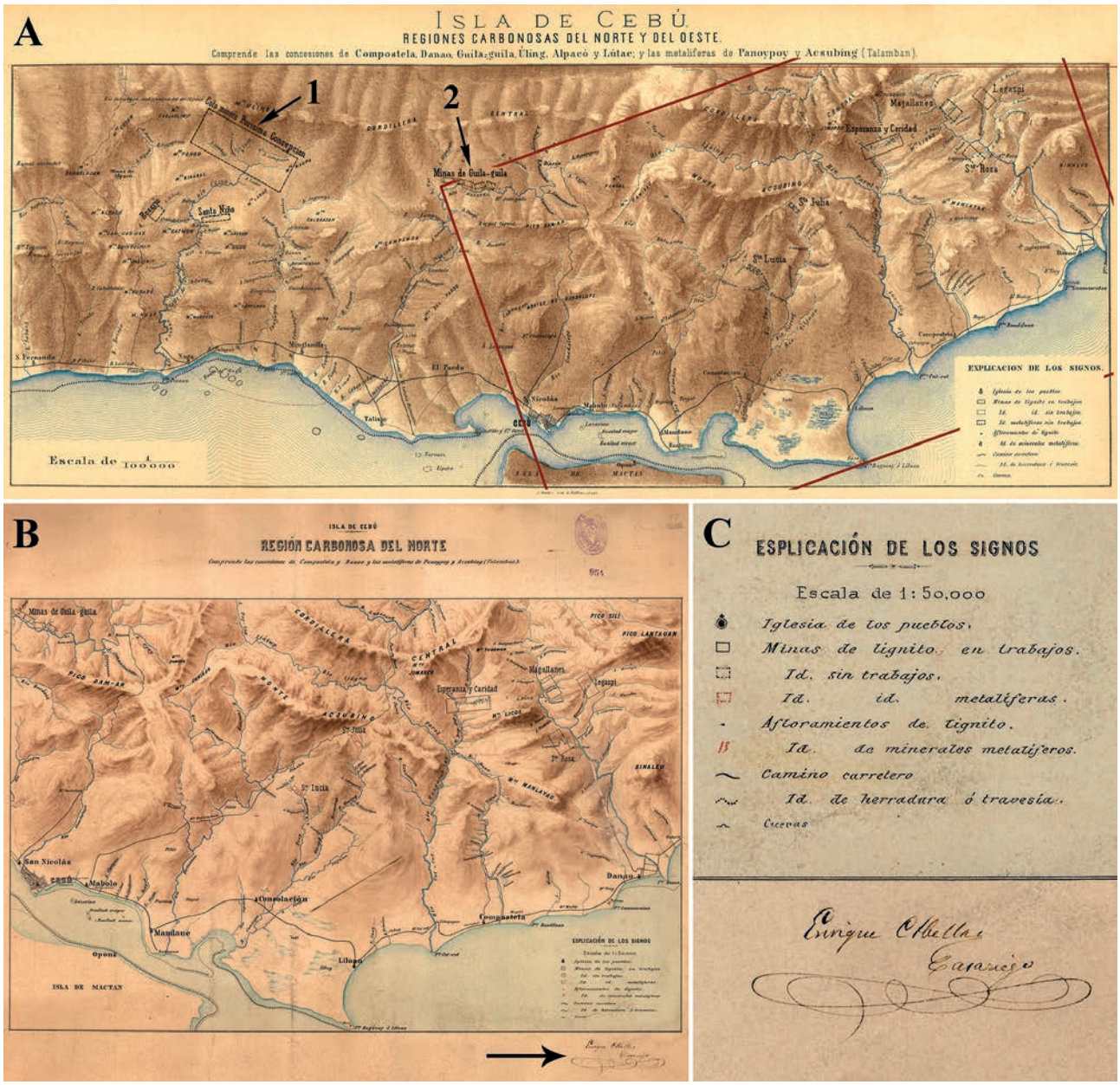


Fig. 2.- A. Mapa de las regiones carbonosas del norte y del oeste de la Isla de Cebú (escala 1:100.000), que acompaña a la obra de Abella y Casariego (1886) *Rápida descripción física, geológica y minera de la isla de Cebú (Archipiélago Filipino*). 1: Coto minero Purísima Concepción, en el monte Uling; 2: Ubicación de la mina Guila-Guila. El recuadro indica el área en B. B. Plano de la Región carbonosa del Norte [de la isla de Cebú] (escala 1:50.000), de Enrique Abella y Casariego. Se trata de una versión previa (s/f) de su mapa de 1886. La mina Guila-Guila se emplaza en el ángulo superior izquierdo. C. Detalle de la explicación anterior, con la ubicación de las minas y yacimientos de carbón, y la firma original del autor (Biblioteca del Instituto Geológico y Minero de España). Las imágenes han sido tratadas con Adobe Photoshop CC para incrementar el contraste de los mapas originales.

quier otra opción. Antonio Hernández fue comisionado por el gobernador Urbiztondo el 15 de abril de 1853 para ir a la isla de Cebú con dos objetivos: el primero, y más importante, evaluar la calidad del carbón de la mina Guila-Guila para su posible compra por el Estado; y el segundo, visitar la denuncia de una nueva mina en Danao realizada por su alcalde el 18 de diciembre de 1852. De ambas minas debía enviar a Manila algunas toneladas de carbón para realizar ensayos y comprobar su calidad y posible utilización en los barcos de vapor.

Hernández trabajó de una forma muy diligente, y finalizó su memoria a finales de septiembre de ese mismo año[nota 19]. La mina de Danao fue desestimada rápidamente, pues era de escasa identidad, además de que la gran distancia a la costa y el terreno tan escarpado encarecerían el precio final del producto. Por lo que respecta a la mina Guila-Guila, realizó una detenida exploración sobre el terreno, tanto de las características del carbón y su marco estratigráfico, como de las instalaciones que allí había: dos pozos, cuatro galerías y una serie de casetas (Fig. 3)[nota 20]. De uno de los pozos, *El Porvenir*, extrajo las 40 toneladas de carbón que envió a Manila para ensayar su calidad en los vapores de la Marina. En sus conclusiones, Hernández dio una de cal

Fig. 3.- Plano de la mina Guila-Guila (isla de Cebú) realizado por Antonio Hernández. Arriba, Croquis del sitio de Guila-Guila en la extensión que ocupan los trabajos de la mina de carbón, a escala aproximada de 1:3.300. Abajo, detalle del sector centro izquierda del mismo croquis, mostrando el trazado del camino a Cebú en la margen derecha del río Mananga, y su intersección con las galerías 1 y 2 de la mina. La escala gráfica (rectángulo blanco, en recorte) representa 500 pies castellanos (139 m). El plano está fechado en Manila el 13 de octubre de 1853, y lleva el visto bueno de Isidro Sainz de Baranda. AHN, Ultramar, MPD. 3811. La imagen ha sido tratada con Adobe Photoshop CC para incrementar el contraste del original.

y otra de arena. Por un lado, indicó que "la naturaleza de las rocas del terreno y la regularidad y espesor con el que carbón se presenta, unido a la calidad de este, dan fundadas esperanzas de que se encuentran considerables depósitos de este combustible"; pero por otro, se lamentó del descuido con que se habían realizado las excavaciones y las fortificaciones, y señaló como un grave problema la distancia a la costa, que encarecería el producto por lo complicado del transporte. El camino no llegaba hasta la mina, por lo que habría que cargar el carbón en algunos tramos "a caballo o a hombro, como se hizo con las 40 toneladas remitidas a Manila". Lo abrupto del terreno hacía que la distancia desde la explotación a la costa fuese un motivo fundamental para desestimar o no la explotación de muchas de estas minas.

Una vez estudiado el informe de Hernández, en enero de 1854 el ministerio desestimó la compra de la mina Guila-Guila por el Estado. El gobernador de las islas, para entonces el general Manuel Pavía y Lacy (1814-1896), había puesto todas sus esperanzas en esta mina, y en una carta remitida el 14 de junio de 1854 al presidente del Consejo de Ministros, persistió en la necesidad de que el Estado al menos la arrendase con el fin de conseguir carbón a buen precio para los buques de vapor, lo que en su opinión fomentaría el comercio

en la región con el posible incremento en el número de fletes. También señalaba la contradicción de que desde instancias gubernamentales se emitiesen órdenes y decretos para proteger la minería del carbón en las islas, y cuando surgía la oportunidad de llevarlo a cabo, se rechazaban las propuestas de enajenación de explotaciones ya existentes. Volvió a solicitar autorización para el arrendamiento de la mina Guila-Guila, que fue nuevamente denegada(nota 21).

Tras el fracaso del proyecto de Guila-Guila, el gobernador de las islas volvió sobre el informe de Sainz de Baranda de 1852 relativo al carbón de Camarines Sur, en el sureste de la isla de Luzón que, como se mencionó en el apartado anterior, había sido desestimado por la Junta Superior Facultativa de Minería por su falta de consistencia. El general Pavía pidió a Antonio Hernández que visitase esas minas ("en las Tierras de Caramoan")(nota 22) y le proporcionó un plan detallado de trabajo para recabar los datos solicitados desde Madrid: 1) salida a Camarines el 8 de marzo; 2) llevar un escribiente o sargento del ejército para que le auxilie; 3) extracción de 10 toneladas de carbón "en la mayor profundidad posible y levantar un plano de su inmediación"; 4) examinar el camino más corto para conducir el carbón al puerto de embarque más conveniente; y 5) el 22 de marzo deberá haber transportado las 10 toneladas al puerto de Pasacao(nota 23). Las conclusiones de Hernández tampoco fueron muy halagüeñas. En su informe, fechado en Manila el 12 de mayo de 1854(nota 24), tras hacer un recorrido por la falda del monte Hanopol y por el río del mismo nombre, donde se encontraban los indicios de carbón, en unos terrenos totalmente cubiertos por espesos bosques "que dificultan y casi imposibilitan el que pueda formarse juicio alguno por reconocimiento de la superficie, y no existiendo labor subterránea ni otra más que la que ha sido necesaria para practicar la extracción del carbón […] el seguir el carbón en profundidad, es decir, por debajo del nivel del río, que es donde probablemente se encontrará más abundante y de mejor calidad, lo considero económicamente imposible en Filipinas". En resumen, aun cuando se pudiera demostrar que el carbón fuera de calidad, sería muy difícil y cara su explotación.

También hubo propuestas de empresarios para llevar carbón desde España a Filipinas. Ignacio Fernández de Castro, "propietario de seis fragatas" y radicado en Cádiz, solicitó permiso en 1853 para transportar 3000 toneladas de carbón asturiano a Filipinas durante cinco años(nota 25). El Negociado de Minas estimó la propuesta como muy ventajosa por las condiciones expuestas por el empresario, y pasó la decisión al ministerio de Marina. Desafortunadamente no existe ningún dato más que aclare si ello llegó a llevarse a cabo o no.

Así pues, el panorama de la minería del carbón en el archipiélago se mostraba muy complicado, tanto por el aparente descuido de los nativos ("el sol abrasador hace que el indio sea poco dado al trabajo y abandonado normalmente. La actividad ha de venir por lo mismo de fuera, como de fuera ha de venir la inteligencia")(nota 26), como por la norma establecida en 1853 por el gobernador Urbiztondo, por la cual los particulares no podían denunciar minas de carbón en la isla de Cebú, lo que había provocado un desánimo total entre los empresarios. En julio de 1855, Guillermo Schulz (1805-1877), presidente de la Junta Superior Facultativa de Minería y gran conocedor de la minería del carbón en la península (Rábano, 2015), examinó los expedientes remitidos desde Filipinas, y en especial aquellos relativos a la isla de Cebú. Solicitó revisar las muestras de carbón que habían llegado en 1853 al arsenal de La Carraca, en la localidad gaditana de San Fernando, y las volvió a analizar en los laboratorios de la Escuela de Minas, concluyendo que el carbón era de buena calidad y susceptible de ser utilizado en los barcos de guerra de la Marina. Sin embargo, apoyó la decisión inicial de que el Estado no comprase la mina Guila-Guila, y recomendó vivamente que esta fuera explotada de forma adecuada por su dueño Diego Viña. Tras esta indicación y en un nuevo intento de que la Marina se abasteciera de carbón filipino, en junio de 1856 volvieron a ensayar el combustible procedente de la isla de Cebú en uno de sus barcos, el vapor *Magallanes*. Utilizaron ocho toneladas de la mina Guila-Guila y seis de la de Danao, esta última de propiedad estatal. El carbón de Guila-Guila se quemó siempre por completo, dejando poca ceniza, ninguna escoria y produciendo un humo no muy sucio ya que solo tuvieron que limpiar los tubos una vez. Durante la combustión del carbón procedente de Danao se produjeron algunas escorias, poca ceniza y humo y los tubos casi no se ensuciaron. La conclusión fue que el carbón de Guila-Guila era de buena calidad, aunque inferior al inglés de calidad superior(nota 27), pero no existe constancia de si desde el Apostadero de Manila decidieron comprar este carbón, siguieron abasteciéndose del inglés o utilizaron, según qué momento, de los dos tipos. Ante estas buenas perspectivas, y aunque desde Madrid se había desestimado la compra de la mina por el Estado, el Gobierno colonial se involucró en su explotación. Antonio Hernández se encargó de diseñar el proyecto de viabilidad, en el que la empresa Viña, Roxas y Compañía invirtió fuertes sumas (70.000 a 80.000 pesos); el Gobierno contribuyó con el trabajo de 200 presidiarios para la construcción del camino de la mina a la costa y la provincia con 1200 polistas(nota 28). A pesar de todos estos esfuerzos conjuntos, los resultados no fueron todo lo bueno que se esperaban, y en 1859 la mina tuvo que abandonar los trabajos. En cualquier caso, ante las protestas de los empresarios, y en especial de Diego Viña, el 3 de noviembre de 1859 el gobernador promulgó una orden que dejaba sin efecto la de 1853, con lo que se liberalizó la minería del carbón en la isla de Cebú.

Estudios geológicos de las islas de Cebú y Panay

El primer estudio geológico sobre el archipiélago se debió a Isidro Sainz de Baranda y que tituló de forma muy optimista *Constitución geognóstica de las islas Fi-*

lipinas (1841). En él trató sobre la diversidad de terrenos y sus posibles edades y orígenes, los terremotos y las erupciones volcánicas, pero no dejó de ser un recopilatorio de la historia natural del país. Los pocos informes mineros producidos hasta las exploraciones de Hernández en las islas de Luzón y Cebú no aportaron ninguna consideración sobre la edad del carbón filipino. Lo pedía la Junta Superior Facultativa de Minería ya en 1853 cuando rechazaron el informe de Sainz de Baranda. Fue el presidente de la misma, Joaquín Ezquerra del Bayo (1793-1859), gran conocedor de los terrenos carboníferos del norte de España (Ezquerra del Bayo *et al*., 1831), quien indicó que "aquellos carbones [de Camarines Sur, en la isla de Luzón] no corresponden a la época de la hulla o terrenos propiamente llamados carboníferos, sino tal vez a otra época de las posteriores y en las que no suele abundar tanto ni ser de tan buena calidad"(nota 29). Antonio Hernández, autor del informe solicitado en 1854, como se detalló en el apartado anterior, no tenía experiencia con este tipo de materiales y consultó en Madrid con Casiano de Prado, quien "convino conmigo que aquello no podía ser terreno hullero y que probablemente era terciario, por más que en Europa no se presenten los de ese periodo tan trastornados y levantados"(nota 30). A pesar de ello, Centeno (1876) siguió suponiendo una edad carbonífera para estos materiales, aunque sin ningún fundamento pues él mismo afirma que no había encontrado fósiles para confirmarlo. Fue Enrique Abella y Casariego (1847-1913), como se verá a continuación, quien demostró una edad cenozoica para los carbones filipinos en los informes que tuvo que emitir desde su incorporación al servicio en 1877.

La tercera época de la minería en Filipinas bajo el dominio español comienza pues con la llegada a la inspección de un grupo de ingenieros con una visión más moderna de la Geología, como José María Santos (1819-1864), José Centeno García (1841-?), César Lasaña Vázquez (?-1891) y Enrique Abella y Casariego, quienes mostraron otras inquietudes y abordaron sus estudios de una forma más global. No hay que perder de vista que Joaquín Ezquerra del Bayo había traducido en 1847 para la docencia en la Escuela de Minas los *Elementos de Geología*, de Charles Lyell (1797-1875). Ello supuso el inicio del declive en España de las ideas neptunistas impartidas a los ingenieros de minas que realizaban estancias en la Academia de Minas de Freiberg (Virgili, 2003; Rábano, 2018b), donde recibían enseñanzas del propio Abraham G. Werner (1750-1817). Por citar un ejemplo, Centeno (1883), en su estudio sobre los terremotos de Luzón de 1880, interpretó muchos de los fenómenos allí ocurridos a la luz de las nuevas ideas de Lyell.

En marzo de 1857, Antonio Hernández solicitó el retorno a la península por su mal estado de salud; además, ya habían transcurrido los seis años que dictaba la Real Orden de 14 de marzo de 1854, por la que se regulaba la estancia de los ingenieros de minas en ultramar. En noviembre de 1857 le concedieron el relevo del cargo, pero desde el ministerio dieron la voz de alarma: si Hernández volvía a la península, la inspección quedaría sin ingeniero (Sainz de Baranda había sido cesado en 1856). De forma que la resolución fue anulada y Hernández permaneció en Filipinas hasta diciembre de 1859, aunque la última anualidad la pasó de permiso en la península por enfermedad. Ante las dificultades para encontrar ingenieros dispuestos a permanecer al menos seis años en tan lejanos lugares, y probablemente con el problema que se planteó para ocupar la plaza de Filipinas, desde el Servicio de Minas del Ministerio de Fomento solicitaron en 1858 autorización al ministro de Estado para subir los sueldos, triplicándolos con respecto a los de la península, propuesta que fue autorizada(nota 31). Así, bajo las nuevas condiciones económicas, José María Santos(nota 32) llegó a Manila en agosto de 1859 para hacerse cargo de la inspección, con la consideración de jefe de primera clase. Unos meses después, el 17 de noviembre de 1859, se incorporó a la inspección como segundo de Santos, su amigo y compañero de promoción César Lasaña. Natural de Talavera de la Reina, Lasaña había sido nombrado aspirante segundo del Cuerpo de Minas en junio de 1846 y destinado entonces a la Inspección de La Mancha. Desempeñó posteriormente sus obligaciones como ingeniero del Estado en los establecimientos mineros de Almadén, Águilas, Almería y Barcelona. Desde este último destino, cuando ya había ascendido a ingeniero jefe de segunda, fue cuando solicitó (en 1859) su traslado a la Inspección de Minas de Filipinas. En agosto de 1866 tramitó su año de licencia para volver a la península por problemas de salud. Disfrutando de este permiso, la Dirección General de Minas suprimió las plazas de ingenieros jefe de primera clase en las Inspecciones de Ultramar debido a los recortes económicos que sufrieron los presupuestos de todos los ministerios. Lasaña fue cesado en su puesto de la inspección el 6 de mayo de 1867 y solicitó la vacante de director de la Casa de la Moneda de Filipinas. Fue nombrado para el puesto el 8 de mayo de ese mismo año, y tomó posesión el 21 de febrero de 1868, cuando regresó a Manila tras finalizar su permiso. Tras la sublevación militar de septiembre de 1868, la conocida por la *Gloriosa*, que supuso el destronamiento y exilio de Isabel II, un decreto emitido por el Gobierno Provisional le relevó del cargo el 26 de enero de 1869. Fue entonces cuando Lasaña, al regresar a la península, solicitó el reingreso en el Cuerpo de Minas, en el que figuraba como supernumerario de acuerdo a su reglamento. La Junta Superior Facultativa de Minería le nombró en 1870 oficial de esta organización y, más tarde, en noviembre de 1873, secretario. Este cargo lo desempeñó hasta su jubilación el 5 de abril de 1878. Falleció en Madrid en octubre de 1891.

A su llegada a la Inspección de Filipinas, Santos comenzó por reorganizar la parte administrativa del servicio, poniendo orden en todos los expedientes de denuncias mineras que se habían sucedido desde la época de Sainz de Baranda, y mandó construir un labo-

Fig. 4.- *Pongo de Bigaa en los bosques de La Infanta*, por Enrique D'Almonte. Biblioteca Nacional de España, DIB/18/1/9678/19.

ratorio[nota 33] para la inspección, con lo que ya pudieron realizar los análisis sin tener que enviar las muestras a Madrid. Tanto él como Lasaña participaron activamente en la redacción de la nueva ley sobre la minería, que culminó en el Real Decreto de 14 de mayo de 1867 sobre el régimen de la minería en las islas Filipinas, publicado en la *Gaceta de Madrid* el día 29 del mismo mes, y modificado por Real Orden de 12 de febrero de 1868. No llegó a ver el resultado de su esfuerzo, pues falleció en 1864 tras una visita a las minas de cobre de Mancayan, a las que se había dedicado intensamente durante varios años (Santos, 1861; Villar, 2018).

En lo que se refiere a la minería del carbón, el interés por su fomento no había decaído por parte del Gobierno insular. Tras la incorporación de Lasaña a la inspección en 1860[nota 34], el 13 de agosto de ese mismo año el gobernador de las islas solicitó un nuevo informe sobre la minería del carbón en la isla de Cebú, donde tenían puestas todas sus esperanzas para la obtención de este precioso combustible. De hecho, aunque la Junta Superior Facultativa de Minería había desestimado la compra por parte del estado de la mina Guila-Guila, el gobernador de Filipinas había animado al Gobierno de la provincia a destinar recursos para promover la explotación de las minas por parte de los empresarios particulares. Esta comisión fue abordada por Lasaña, quien redactó un extenso memorándum (fechado en Manila el 8 de marzo de 1861), que no llegó a publicarse pero que hemos logrado recuperar entre los documentos conservados en la Sección de Ultramar del Archivo Histórico Nacional (leg. 448, exp. 3, doc. 116).

El objeto de la nueva comisión gubernativa fue el de "examinar los criaderos de carbón mineral que contiene [la isla de Cebú] y dar al mismo tiempo posesión de varias pertenencias registradas por particulares". Dado que entre julio y septiembre tiene lugar la época de lluvias más abundantes en el archipiélago, Lasaña tuvo que afrontar este trabajo en las peores condiciones posibles. Los pequeños torrentes se convertían en grandes ríos estacionales y, unido a la densa vegetación que impedía el paso (Fig. 4), así como las pocas vías de comunicación existentes entre los 40 pueblos de la isla, hizo que se encontrase con múltiples dificultades durante sus trabajos de reconoci-

miento. Además, las capas de carbón se localizaban en la cordillera que de norte a sur recorre la isla, en los sitios de más difícil acceso. La falta de labores también fue otro obstáculo añadido para conocer la geología del terreno, y solo pudo indicar que había "pizarras arcillosas sobre las que descansa la caliza margosa en unos puntos, y en otros se encuentran grandes bancos de caliza madrepórica, que es la que se aprovecha para la construcción". Añadió también cómo las capas de carbón habían sufrido dislocación tectónica y un posible metamorfismo de contacto, presentando un "carácter enteramente antracitoso", sin poderles asignar una edad "porque para ello necesito más datos de los que he podido recoger".

Más que los aspectos geológicos del terreno, la comisión emprendida por Lasaña fue de gran importancia por haber visitado algunas de las labores que se habían denunciado, lo que confirmó la buena decisión, adoptada en 1859, de liberalizar la minería del carbón en la isla de Cebú. Allí se encontró con que la empresa que había explotado la mina Guila-Guila se había disuelto, aunque sus dueños no habían cejado en la denuncia de nuevas minas. Entre ellas estaban las de Diego Viña en Alpacó, por un lado, y las de Roxas y Compañía en Uling, por otro. Ambos empresarios disponían además de multitud de registros en la isla que se mantenían inactivos y en reserva a la espera de los resultados de las minas que ya estaban en marcha. Solo entre 1860 y 1861 hubo 39 demarcaciones nuevas de minas de carbón en la isla de Cebú (Burritt, 1901: tabla 1). Lasaña finalizó su informe con varias propuestas para el fomento de la minería: 1) que fuese el Estado el encargado de construir los caminos y puentes para conducir el carbón al punto de embarque; 2) modificación al alza en los precios que abonaba el Gobierno por el carbón; 3) préstamos a los empresarios para ayudar a montar la explotación, que serían devueltos en especie (carbón) o el Estado se quedaría con la mina si es que el empresario no tuviera recursos para realizar la devolución; y 4) la exención de impuestos o de quintas (reemplazo en el ejército) a los trabajadores mientras estuvieran contratados en las minas. Todo tenía sus ventajas e inconvenientes por los privilegios que estas actuaciones supondrían frente a otras actividades, como el comercio o la agricultura, que podrían verse agraviadas.

Como resultado de este informe, en 1862 se probaron los carbones de la mina de Alpacó en uno de los buques de la Marina, el *Reina de Castilla*, mezclados a partes iguales con carbones ingleses y australianos, con resultados aparentemente positivos, lo que animó a los empresarios a continuar con sus trabajos en las minas. Pero ocurrió lo de ocasiones anteriores: los maquinistas de los barcos eran en su mayoría extranjeros, y comenzaron a quejarse de la mala combustión de los carbones filipinos, por lo que la Marina, que era la única que se abastecía de ellos, dejó de comprarlos, con lo que la industria volvió a verse muy afectada. A pesar de que el Gobierno instó nuevamente a los mandos militares para que utilizasen el combustible nativo, las minas volvieron a languidecer, sobre todo las de Alpacó, donde los empresarios se desanimaron y los trabajos se suspendieron.

El 22 de enero de 1864 había fallecido José María Santos, y el 29 de marzo César Lasaña asumió la dirección de la inspección donde estuvo como único ingeniero hasta 1867, cuando se cubrió la plaza de ingeniero jefe de segunda clase con la llegada a Manila de José Centeno(nota 35), nombrado por Real Orden de 12 de junio de 1866. En esos años contó con la ayuda de varios auxiliares facultativos, como Pedro Masnou Gómez, Francisco Ezquerra Ruiz y Vicente Santos Ramos, quienes estuvieron durante cortos periodos de tiempo en las islas, aunque el último sí que permaneció en Filipinas al menos hasta 1875. La llegada de Centeno coincidió con la supresión de la plaza que ocupaba Lasaña, quien se encontraba además en la península disfrutando de un año de licencia, como ya se ha indicado anteriormente. Con lo que el recién llegado tuvo que asumir rápidamente y casi sin ayuda el nuevo cargo, contando solo con los dos auxiliares facultativos Ezquerra y Santos.

Volvía otra vez Centeno a encontrarse con los problemas de sus predecesores. En una memoria enviada a la península, fechada en Manila el 30 de junio de 1875, no tuvo por menos que quejarse de la falta de personal y de recursos; "en un distrito de mayor extensión que la Península entera, solo se ha podido atender al despacho de corto número de expedientes que se han incoado […]. Nada o muy poco ha podido hacerse sobre estudios geológico-mineros o metalúrgicos" (Centeno, 1876). En relación con las minas de carbón (Fig. 5), visitó también la isla de Cebú nada más llegar al archipiélago en 1867, en especial los lugares que Lasaña había destacado en su informe, aconsejando a los empresarios un plan de explotación adecuado a los criaderos. Pero sus recomendaciones llegaban demasiado tarde, las minas se encontraban muy abandonadas por haber consumido los empresarios todos sus recursos sin haber sido siquiera capaces de recuperar su inversión. Sin embargo, la minería del carbón no dejaba de interesar a los particulares; se habían encontrado nuevos yacimientos en la isla de Cebú, en especial en Compostela y en Danao, y, en la isla de Luzón, en Panogsogon, en la provincia de Albay, cercanos al pueblo de Bacon y al puerto de Sugud. Con los carbones de esta última localidad volvieron a hacer pruebas en el buque de la Marina *Berenguela* y en los mercantes *Butuan* y *Corrregidor*, que arrojaron tan buenos resultados que se constituyó una empresa, *Sociedad Minera La Paz,* para su beneficio (Martí, 1877). Eran tantas las expectativas que se pusieron sobre estas minas, que el gobernador autorizó en marzo de 1875 a Centeno para ejercer en la sociedad minera las tareas de director facultativo durante un año. La ausencia en las islas de ingenieros de minas que pudieran realizar estos trabajos de forma particular, llevó en varias ocasiones a que éstos se desarrollasen por los facultativos de la Inspección(nota 36). Centeno (1876) citó también yacimientos de carbón en

la isla de Semerara y en la de Negros, así como en la provincia de Tayabas (actual Quezón), pero sin que estuvieran en explotación.

El 30 de junio de 1876 se promulgó la nueva constitución española para reemplazar a la de 1869. A pesar de que las islas Filipinas quedaron definidas como provincia ultramarina, no disfrutarían de una igualdad legislativa con la península y su trato seguiría siendo el de colonia, sujeta a leyes especiales y en las que las órdenes religiosas seguirían teniendo un peso considerable en la vida y organización de las islas (Elizalde Pérez-Grueso, 1998b, 2009). Coincidiendo con el nuevo marco político, el Real Decreto de 1 de julio de 1876 dispuso que los trabajos geológicos de Filipinas se ajustasen al modelo de trabajo de la Comisión del Mapa Geológico de España, en Madrid, bajo la alta inspección de su jefe. Detrás de esta nueva norma se vislumbra a dos personas muy relacionadas con la geología y minería de las colonias ultramarinas: Manuel Fernández de Castro y Antonio Hernández. El primero era en esos momentos el propio director de la Comisión, tras haber sido durante diez años jefe de la Inspección General de Minas de Cuba (Rábano, 2016); y el segundo ocupaba un puesto en la Junta Superior Facultativa de Minería, tras su regreso de Filipinas. Además, desde abril de 1876, Hernández era director interino de la Comisión del Mapa Geológico por estar Fernández de Castro de licencia en Cuba[nota 37]. Fueron ellos sin duda los que tomaron la determinación de darle un giro a la Inspección de Minas de Filipinas, recomendando al ministerio su nueva vinculación orgánica a la Comisión. Fernández de Castro había comenzado en 1873 un plan de investigaciones geológicas provinciales para levantar los mapas correspondientes a escala 1:400.000, que culminaría con la edición del Mapa Geológico de España (Rábano, 2015). Y esto es lo que sin duda se pretendía también para las islas. A finales de 1876, Enrique Abella y Casariego fue nombrado ingeniero segundo de la inspección. Con su llegada a Manila se conseguía un objetivo largamente perseguido, como era el de incrementar la dotación de personal facultativo, dando comienzo a una nueva etapa en la que se desarrolló una extensa investigación relacionada con la cartografía geológica, con los riesgos naturales –terremotos y volcanes– y con las aguas minero-medicinales, a semejanza de lo que ocurría en la península.

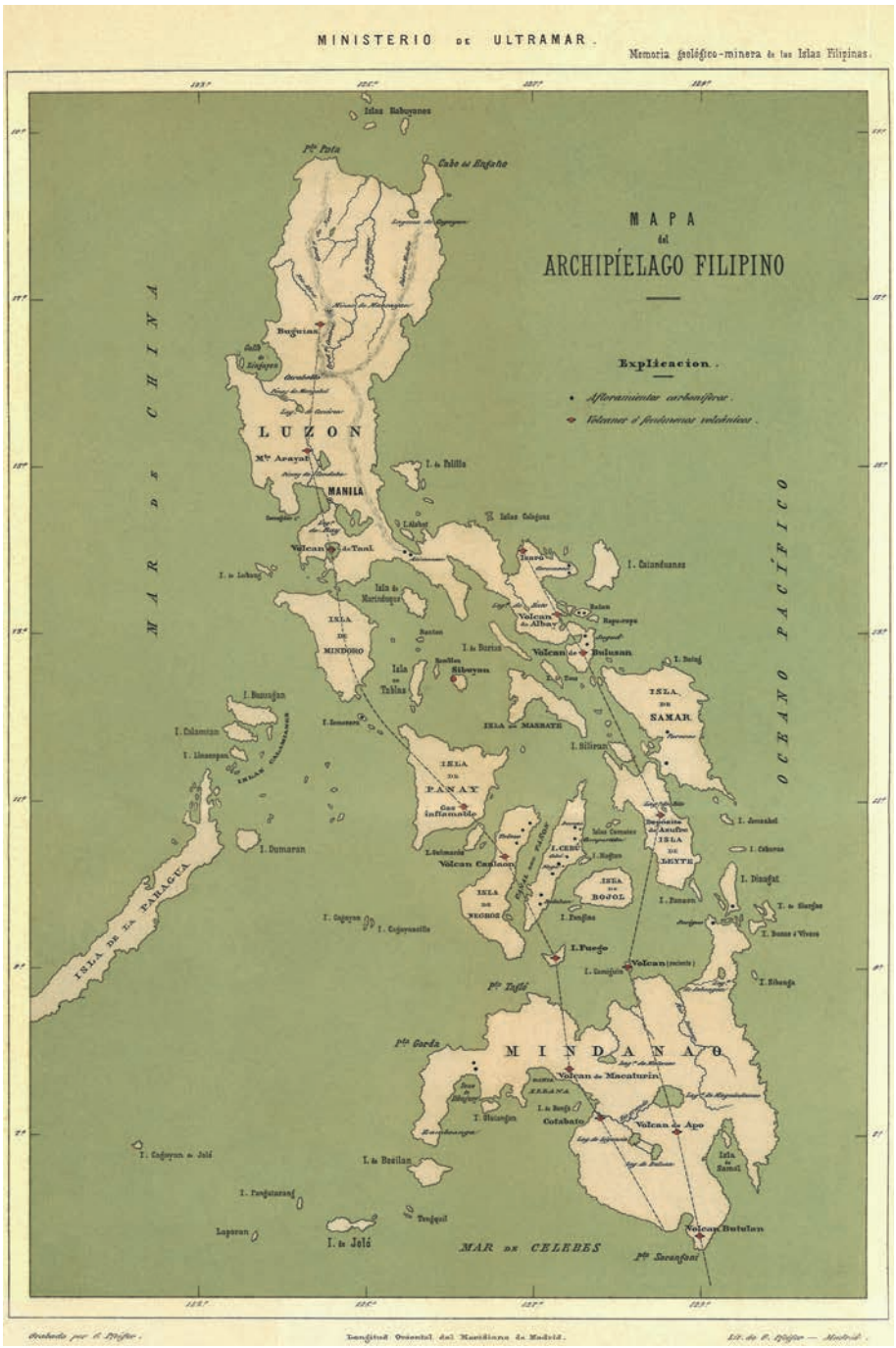


Fig. 5.- *Mapa del Archipiélago Filipino,* por José Centeno (1876). Los puntos negros señalan los yacimientos de carbón, y los puntos rojos los volcanes. Biblioteca del Instituto Geológico y Minero de España.

Tras su memoria geológico-minera de 1876, Centeno ya no volvió a publicar ninguna información más sobre

los criaderos de carbón, y fue Abella quien le tomó el relevo. Natural de Manila, donde nació en 1847, Abella finalizó los estudios de ingeniería de minas en Madrid en 1870. Fue destinado al establecimiento minero de Linares para realizar las prácticas reglamentarias, y en 1871 volvió a la capital para completar su periodo de formación en la Junta Superior Facultativa de Minería. En 1872, ya como ingeniero segundo del cuerpo de Minas, fue trasladado al distrito de La Coruña y en 1874 al de Oviedo. El 29 de agosto de ese mismo año solicitó la excedencia en el cuerpo para dedicarse a la empresa privada. Fue contratado por la *Hornachos Mining Company*, dedicada a la minería plumbo-argentífera en la provincia de Badajoz. Sin embargo, pronto dejó este trabajo por no estar de acuerdo con la organización del personal de las minas, además de haber sufrido la agresión de un operario. En 1875 pidió el reingreso en el cuerpo de Minas, fue destinado nuevamente al distrito de Oviedo y solicitó la vacante en la inspección de Filipinas, puesto para el que fue nombrado el 23 de noviembre de 1876(nota 38).

No vamos a extendernos aquí en la prolífica obra de Abella en Filipinas, pues no es objeto de este estudio(nota 39), pero sí vamos a incidir en su contribución a las investigaciones del carbón autóctono. De acuerdo con la nueva orden de realización de los trabajos geológicos impuesta por la Comisión del Mapa Geológico desde Madrid, el 16 de junio de 1879 la Dirección General de Administración Civil del Gobierno filipino encomendó a Abella la realización del estudio geológico de la isla de Cebú. Nuevamente esta isla era objeto de interés por parte del Gobierno insular y también en esta ocasión por causa de la minería del carbón. Abella debía realizar un estudio geológico y minero integral, semejante a los estudios provinciales que venían realizando los miembros de la Comisión del Mapa Geológico en la península. Para lograr este objetivo fue relevado de todos los trabajos de la inspección y pasó a residir en la isla "por lo costosos que son los viajes a la capital y para que se centre solo en la comisión"(nota 40). Los objetivos marcados desde el Gobierno fueron seis, cinco de ellos relacionados directamente con el carbón y solo uno con la minería del plomo y depósitos auríferos. Completó los trabajos de campo a lo largo de tres campañas, y comenzó la redacción de la memoria final en 1881. Utilizó como antecedentes los trabajos realizados en la isla por Hernández y Lasaña, y tuvo que afrontar en los trabajos de campo las mismas dificultades que ya habían puesto de manifiesto sus predecesores: "solo podrán calcularlas los que han viajado a través de los espesos bosques y bajo el ardiente clima de aquellas hermosas islas españolas" (Abella y Casariego, 1886). No disponía además de mapa topográfico sobre el que construir el geológico, por lo que tuvo que hacerlo él mismo (Abella y Casariego, 1884), y que dedicó a Marcelo de Azcárraga(nota 41).

Abella dedicó varios años a completar su publicación sobre la isla de Cebú. No pudo ocuparse en exclusiva de esta tarea, pues en 1881 asumió de forma interina la jefatura de la inspección, probablemente por la vuelta a la península del titular –Centeno– durante unos meses; licencia que él también solicitó en octubre de 1882 para recuperarse de una "hepatitis crónica, con anemia consecutiva debido a la larga permanencia en estos climas". Durante su estancia en Madrid, que se alargó entre 1883 y 1885(nota 42), se ocupó en finalizar la memoria y el mapa geológico de la isla (Fig. 6). Escribió un extenso capítulo sobre el estado de la minería del carbón en Cebú, poniendo especial énfasis en las minas de Uling, Danao y Compostela. Por Real Orden de 16 de julio de 1894 fue comisionado para realizar unos estudios especiales en la cuenca carbonífera del monte Uling (Fig. 2) con el fin de preparar las explotaciones de estas minas, que habrían de salir a subasta para su aprovechamiento por particulares, y cuyos trabajos dio por terminados el 31 de julio de 1897(nota 43). Pero quizá una de las contribuciones más importantes al tema que nos ocupa fue la datación de los carbones. Por fin se confirmó que no eran paleozoicos sino cenozoicos. La experiencia acumulada en minas de carbón asturianas durante los primeros años de ejercicio de la profesión (Abella y Casariego, 1877) fue, sin duda, esencial para llegar a esta conclusión, y terminó con muchos años de malas interpretaciones "acerca de sus depósitos, clasificaciones tales como la de suponer carbonífero el terreno que contiene las capas de lignito, ocasionando con ello graves errores industriales que han podido contribuir a paralizar la explotación de esos lignitos" (Abella y Casariego, 1886).

Un nuevo intento de impulsar las investigaciones geológicas en el archipiélago lo constituyó la Real Orden de 15 de febrero de 1885, por la que se creó la Comisión de Estudios Geológicos y Geográficos de Filipinas. Dependiente de la Inspección de Minas, Abella fue designado su responsable, y el auxiliar facultativo Enrique D'Almonte y Muriel (1858-1917) su ayudante. Este último, que se había incorporado a la inspección a mediados de 1880, tras haber trabajado el año anterior como auxiliar en Madrid en la Comisión del Mapa Geológico de España, con Fernández de Castro, fue un estrecho colaborador de Abella hasta el abandono de la colonia por los españoles (Rodríguez Esteban y Campos Serrano, 2018). Gran cartógrafo y explorador, en Filipinas desarrolló una amplia actividad, no solo cartográfica, sino también geológica, botánica y etnográfica. En los casi veinte años de su estancia en el archipiélago fue no solo un excelente geodesta –cuya labor había sido muy elogiada por Fernández de Castro durante el tiempo que le dedicó al mapa geológico de España– también un experto geógrafo y naturalista. De hecho, D'Almonte es reconocido entre los geógrafos por sus excelentes cartografías, no solo de las islas Filipinas, sino también de los antiguos territorios españoles en África.

La nueva comisión tenía como primer objetivo los estudios geológicos de las islas de Luzón y Panay. El 2 de mayo de 1885 iniciaron Abella y D'Almonte sus trabajos en esta última, a la espera de que se completase el personal facultativo y la adquisición del instrumental solicitado. En relación con lo primero, el 5 de agosto se dispuso desde la península que el auxiliar Juan Capella y Meca se incorporase a la comisión. Pero este proyecto tuvo un corto re-

corrido. Una vez más se truncaron las expectativas de progreso en los trabajos geológicos. En 1886 fueron suprimidas tanto la Inspección de Minas como la Comisión de Estudios Geológicos y Geográficos por las restricciones económicas impuestas en Ultramar por el ministro Germán Gamazo (1840-1901). En esos momentos el gobernador de Filipinas era el teniente general Emilio Terreros y Perinat (1827-1892), a quien habían nombrado el 12 de febrero de 1885 y fue cesado en marzo de 1888. Con el fin de separar el poder ejecutivo del judicial, este militar creó las figuras de los gobernadores civiles y de los jueces de primera instancia, y fomentó las obras públicas y la mejora de las infraestructuras (Elizalde Pérez-Grueso, 2016). Aunque su etapa de gobierno estuvo un tanto discutida (ver Retana, 1896), fue muy apreciado tanto por los círculos reformistas del archipiélago, como por los cónsules extranjeros. Tras la supresión de la Inspección de Minas, Terreros nombró en 1887 al ingeniero de minas José Centeno gobernador civil de Manila. Abella, sin embargo, fue destinado, junto con D'Almonte(nota 44), a continuar con los servicios mineros en la Dirección General de Administración Civil del Gobierno colonial, con unas condiciones de trabajo muy precarias, "sin local para el despacho, el jefe tenía que hacerlo en su propio domicilio" (Retana, 1896) y habiendo tenido que guardar las colecciones en unos almacenes de los padres dominicos de Manila(nota 45).

El nombramiento del teniente general Valeriano Weyler (1838-1930) como gobernador de las islas el 15 de marzo de 1888, supuso un alivio para el ramo de la

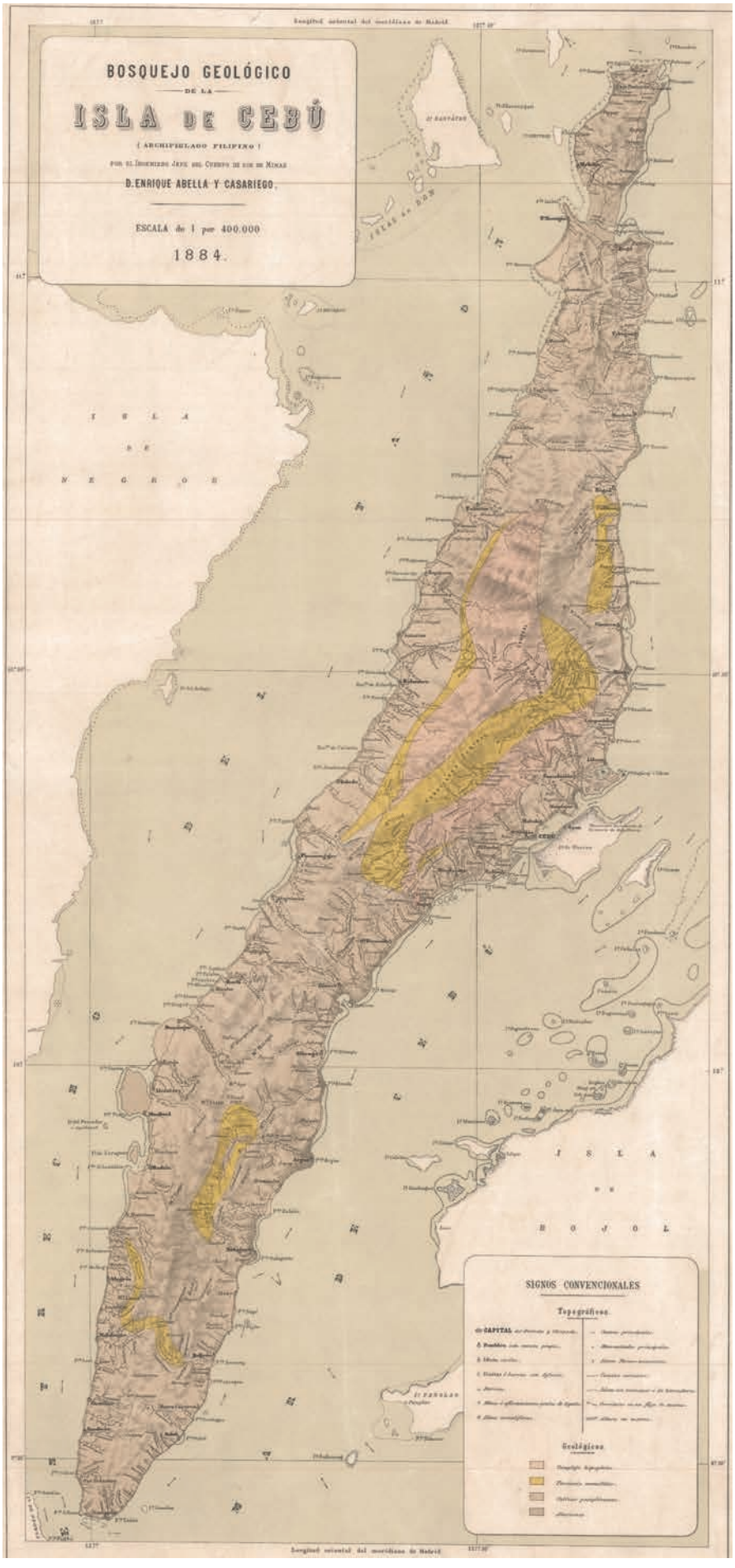


Fig. 6.- *Bosquejo geológico de la isla de Cebú,* por Enrique Abella y Casariego (fechado en 1884 y publicado en 1886). Escala 1:400.000. Biblioteca del Instituto Geológico y Minero de España.

minería. Consciente de su importancia para la industria del país, Weyler proporcionó a Abella todas las facilidades necesarias y pudo retomar los trabajos en Panay. A finales de 1888, D'Almonte tuvo listo el mapa geográfico para disponer sobre él la información geológica. Abella finalizó su *Descripción física, geológica y minera en bosquejo de la Isla de Panay* en diciembre de 1890, siguiendo, como en la de la isla de Cebú, el modelo impuesto por la Comisión del Mapa Geológico de España(nota 46). Puede considerarse esta memoria geológica la más completa de una parte del archipiélago filipino publicada durante el siglo XIX, a la altura de las que se realizaban en la península (Ordaz, 1996). En la isla de Panay no existía una minería del carbón propiamente dicha, aunque sí que había habido una explotación en el sitio de Tugadao, junto al pueblo de Buruanga, en la parte noroccidental de la isla, de la que en su día se habían extraído algunas toneladas de carbón para abastecer un vapor de cabotaje. Citó algunos indicios más, uno de ellos en el pueblo de Valderrama, en la provincia de Antique, que en opinión de Abella era el más importante y con posibilidades de ser productivo.

El último dato que se conserva sobre atenciones a la minería del carbón desde la inspección es una Real Orden de 12 noviembre 1895 del Ministerio de Ultramar, por la que solicitaron un informe del estado de la minería, de todas las concesiones mineras en vigor, y de su importancia para el Tesoro. Por la memoria que remitió Abella el 17 de marzo de 1896(nota 47), conocemos que había en esos momentos en Filipinas 31 concesiones de carbón en las provincias de Cebú, Masbate, Mindoro y Sorsogón (con 97 pertenencias que ocupaban 14.550.000 m^2 de superficie). En las de carbón de Cebú se extraían 9000 toneladas/año. Asimismo, existían 46 concesiones de oro en las provincias de Camarines Norte y Sur, Leyte y Nueva Écija, seis concesiones de hierro en la provincia de Bulacán, una concesión de petróleo en la isla de Cebú, dos concesiones de azufre en la isla de Bilirán, dos concesiones de cobre en el distrito de Lepanto, una concesión de guano en la isla de Cebú, y ocho concesiones de canteras de diversas rocas en las provincias de Manila, Morong, Laguna y Cebú (la construcción estaba en alza, por lo que se habían denunciado muchas canteras nuevas). Excepto las minas de carbón y hierro, las restantes contribuían al erario público con un canon por superficie. En unas consideraciones finales, Abella sostiene que, de acuerdo con la superficie ocupada por estas minas, Hacienda podría recibir a razón de 20 pesos por 60.000 m^2, lo que equivaldría aproximadamente a 1700 pesos fuertes. Y concluye que la cantidad podría sextuplicarse si hubiera personal suficiente en el servicio para despachar todas las peticiones pendientes. Finalmente, por decretos del Ministerio de Ultramar de 1893 y 1894 se había dispuesto la prospección minera por cuenta del Estado de los yacimientos de carbón de Uling, en Cebú, debiendo auxiliarse estos trabajos con la construcción de un ferrocarril minero hasta la costa próxima a los yacimientos con un muelle para el embarque de los minerales y carbones. Pero hasta ese momento nada se había hecho por falta de consignación en los presupuestos. En cuanto a las explotaciones en la isla de Batán, en la provincia de Albay, iniciadas en 1842, Burritt (1901) las consideró de gran importancia por su extensión ("the entire island of Batan is a mass of coal") y calidad; los análisis realizados en los laboratorios del servicio geológico americano habían arrojado unos excelentes resultados. En 1893 las labores se repartían entre nueve pertenencias de tres empresas, *Gil Hermanos*, *Villanueva y Compañía* y *Emilio Muñoz*. En 1895 las solicitudes a la inspección se habían incrementado hasta veinte y había concedido nuevos títulos, y quedaban pendientes de demarcar treinta y tres más –todas de *Gil Hermanos*– cuando la inspección pasó a ser gestionada por los americanos.

En mayo de 1896 Abella solicitó unos meses de permiso para viajar por China y Japón, y en 1897 pidió regresar a la península para restablecerse de su mala salud. Luis Espina y Capó (1859-?), que se había incorporado a la inspección en 1894 como ingeniero aspirante, con la categoría de jefe de negociado de tercera clase, se hizo cargo de ella en ausencia de Abella. Y este ya no volvió a Manila; desde Madrid, el 4 de mayo de 1898, pidió el cese en el servicio. Fueron Espina y los auxiliares Enrique D'Almonte y Luis Calderón Casas, los últimos técnicos que quedaban en la Inspección de Minas hasta el abandono de la colonia tras la firma del Tratado de París en diciembre de 1898, quienes asumieron el traspaso de los asuntos de este ramo, colaborando con el comisionado del Gobierno de los Estados Unidos de América, George F. Becker(nota 48).

Conclusiones

En la historiografía de la presencia española en las islas Filipinas, los aspectos mineros no han sido objeto hasta el momento de estudios críticos. Si bien Retana (1896) ya había apuntado que "nunca allí tuvo gran importancia la minería", este ramo gozó de un relativo desarrollo entre 1837, cuando se creó la Inspección General de Minas, y el traspaso del gobierno de las islas a los Estados Unidos de América en 1898. Fueron sesenta años de atención a los asuntos mineros de una forma organizada, con mayor o menor fortuna, y con poco apoyo de la Dirección General de Ultramar y de los ministerios de Hacienda, Fomento y Ultramar, una vez creado este último en 1863. La falta de personal y de recursos económicos fue un lamento permanente de todos los gobernadores que pasaron por la colonia. No obstante, los ingenieros de minas allí destacados llevaron a cabo una labor encomiable, sobre todo de descubrimiento geológico en un medio tan adverso para los trabajos de investigación en medio de una naturaleza exuberante y las visitas a las minas, todo ello dificultado por las precarias vías de comunicación y la necesidad de adaptarse a un clima totalmente distinto al de la península. A pesar del renovado interés por el archipiélago vivido en España a partir de la década de 1870 tras la crisis cubana, y en especial en los años ochenta y noventa(nota 49), que provocó un incremento de las inversiones españolas en la colonia asiática (Elizalde Pérez-Grueso, 2009), ello no se tradujo en una mayor presencia de empresarios mineros españoles. El fomento de la minería del carbón sí que gozó de interés continuado por parte del Gobierno colonial a

partir de los años cuarenta, sobre todo para abastecer a los barcos de la Marina y a la industria.

Los resultados obtenidos por Antonio Hernández y César Lasaña, en informes técnicos datados en 1853 y 1861, respectivamente, fueron decisivos para la investigación de la minería del carbón en las islas de Luzón y de Cebú, que concentraban sus principales yacimientos, siendo de especial interés los localizados en la segunda. Estas memorias constituyeron la base con la que Enrique Abella completó en 1886 el estudio geológico-minero de la isla de Cebú. La supresión de la Inspección de Minas y de la Comisión de Estudios Geológicos y Geográficos en 1886 impidió el progreso de las investigaciones geológicas en el archipiélago. Aunque la inspección se restableció en 1890, las condiciones de trabajo ya no fueron las mismas, y muchos de los resultados parciales que se habían obtenido a lo largo de los años, sin haberse llegado a publicar, probablemente se perdieron y tampoco se tiene constancia de su transferencia a la administración sucesoria estadounidense.

Notas

[1] El renacimiento de la minería en España tuvo lugar en 1825, cuando el ministro de Hacienda Luis López Ballesteros (1752-1853) promulgó la Ley de Minas por Real Decreto de 4 de julio de 1825, y creó la primera Dirección General de Minas en la historia de la administración española. Su primer director fue Fausto Elhuyar (1755-1833), máximo responsable de los asuntos mineros en el Virreinato de Nueva España entre 1786 y 1821.

[2] Aunque ya existían denuncias de indicios mineros (oro, hierro y cobre) desde al menos el siglo XVII (por ejemplo, la Real Cédula de 1618 relativa a las minas de Igorrotes: "Sobre pacificación de estos infieles. Descubrimiento de sus minas de oro". ANF, Serie Inspección General de Minas).

[3] Desde 1565, cuando tuvieron lugar los primeros asentamientos españoles en Filipinas, el gobernador de estas islas dependía del Virreinato de Nueva España y ostentaba también el cargo de capitán general y presidente de la Real Audiencia de Manila. A partir de la independencia de las colonias americanas en 1821 y hasta 1898, cuando España abandonó la colonia, todos los gobernadores fueron militares.

[4] El carbón fue uno de los elementos clave para los cambios que tuvieron lugar en los procesos socioeconómicos de la historia contemporánea a nivel global. Desde el siglo XVII se sucedió la búsqueda de yacimientos en Europa (Inglaterra, Francia, Alemania y España), Estados Unidos, Sudáfrica y Australia, principalmente, y durante el siglo XIX, el interés alcanzó también a las colonias españolas de Ultramar (Cuba y Filipinas). Para un análisis detallado sobre la red de transferencia de conocimientos sobre este recurso entre España y sus colonias, nos remitimos al trabajo de Wendt (2016).

[5] AHN, Ultramar, leg. 436, exp. 13, *Descubrimiento de minas de cobre en Cagayán e Ilocos*. Los comisionados fueron el coronel Guillermo Galvey y su ayudante de campo José María de Peñaranda, quienes ya habían encontrado minas de oro en el norte de la isla de Luzón. Hasta la creación de la Inspección de Minas, fueron los militares los que realizaron tareas de exploración minera por indicación del gobernador y capitán general de las islas.

[6] Ver la biografía de Isidro Sainz de Baranda en López de Azcona *et al.* (1992). Su hijo, José Sainz de Baranda Calatrava, fue ingeniero de montes y estuvo adscrito a la inspección de este ramo en Filipinas entre 1881 y 1889.

[7] Se han consultado las reproducciones en microfilm de los documentos españoles, conservadas en la Biblioteca Tomás Navarro Tomás del Centro de Ciencias Humanas y Sociales del CSIC de Madrid.

[8] George F. Becker (1847-1919), geólogo americano, se graduó en Ciencias en Harvard en 1867. Se especializó en minería y metalurgia en diferentes centros alemanes. A su vuelta a los Estados Unidos se dedicó a la ingeniería metalúrgica. Fue contratado por el U.S. Geological Survey en 1879 para realizar estudios mineros. En julio de 1898 fue destinado por el Departamento de Guerra a Filipinas para evaluar sus recursos minerales, cuyo informe publicó en su *Memorandum on the mineral resources of the Philippine Islands* (Becker, 1899). Ver su biografía en Merrill (1927).

[9] Charles H. Burritt (1854-1927) fue un abogado americano que durante la guerra hispano-estadounidense se enroló como voluntario en el ejército, y llegó a ser oficial de caballería. En 1900 fue nombrado jefe del Servicio de Minas de Filipinas (la antigua Inspección de Minas española) y juez de primera instancia de la provincia de Luzón. Se encargó de revisar la documentación española conservada en Manila relativa a la minería, y de realizar un estudio de la legislación vigente para adaptarla a los criterios americanos (Burritt, 1902).

[10] Para una biografía de Sinibaldo de Mas, ver Fradera (2009). Una de las recomendaciones que hizo en su informe de 1842 fue que España debía reconducir drásticamente su política en Filipinas o abandonar la colonia, y que debía crearse un ministerio para los asuntos de Ultramar (que fue finalmente establecido en 1860). Fue testigo de una brutal acción del ejército español al mando del general Oraá quien, en octubre de 1841, mandó masacrar en Tayabas a los miembros de la Cofradía de San José, grupo comandado por Apolinario de la Cruz, más conocido como "padre Pule", que se había organizado para luchar contra la discriminación racial que la iglesia católica ejercía en Filipinas. Más tarde, en 1866, volvió a alertar a la reina Isabel II de la precaria situación de la colonia, producto "del desorden administrativo", con una tesorería en bancarrota y con un recargo excesivo de empleados inútiles, trasladándole el sentimiento de los habitantes de las colonias, en el sentido de que "el Gobierno de Madrid no piensa en ellas sino para mandarles generales y empleados pobres que por turno se enriquezcan" (Exposición detallada, dirigida a la Reina Isabel II por don Sinibaldo de Mas, sobre la necesidad que existe de que ella estudie y se interese rápidamente por la situa-

ción de Filipinas. Macao, 9 de septiembre de 1866. Biblioteca de la Real Academia de la Historia, Archivo de Isabel II, sign. 9/6949, leg. X, nº 22).

[11] La Marina llegó a Filipinas en 1770 para hacerse cargo del arsenal y puerto de Cavite, en la bahía de Manila (isla de Luzón) y defender a las islas de la piratería, sobre todo de la que ejercían los indios musulmanes o "moros". En 1800 se creó la Comandancia de Marina de Manila para que la Real Armada se estableciera permanentemente en el archipiélago. De esta forma se constituyó el Apostadero, con el fin de que los buques de la Armada tuvieran un emplazamiento para la seguridad y defensa de las islas, dando comienzo también los estudios hidrográficos (Franco Castañón, 2012).

[12] La Comandancia de Marina terminó contratando 1000 toneladas de carbón inglés, "a quince pesos cada una, pudiendo haber obtenido el de Batán a un precio más barato, porque desde abril a octubre pudiera traerse de las inmediaciones de la mina, en donde lo ofrece el propietario a real y medio el quintal, y podría salir con la conducción a nueve o diez pesos la tonelada, en vez de a quince a que la Marina ha tomado mil toneladas de carbón inglés" (AHN, Ultramar, leg. 448, exp. 3). La Comandancia de Marina se había separado administrativamente del Gobierno de la colonia antes de 1847, por lo que este ya no podía influir en sus decisiones.

[13] AHN, Ultramar, leg. 448, exp. 3, doc. 29. Manila, 7 de julio de 1849: Informe de Isidro Sainz de Baranda al gobernador y capitán general de Filipinas sobre los criaderos de carbón de piedra en el archipiélago filipino.

[14] AHN, Ultramar, leg. 436, exp. 15, doc. 3. 10 de noviembre de 1852, Memoria de Sainz de Baranda, Descubrimiento de un criadero de carbón de piedra en Camarines Sur : "Rápida ojeada sobre la parte sur de la isla de Luzón y en particular sobre las tierras de Caramoan con algunas consideraciones acerca de la importancia del combustible mineral que se encuentra en ellas".

[15] AHN, Ultramar, leg. 446, exp. 13, Expediente personal del ingeniero de minas Antonio Hernández Espiera.

[16] Los españoles agrupaban bajo el nombre genérico de "igorrote" (montañés en tagalo) a todas las tribus indígenas no cristianizadas de la Cordillera Central de la isla de Luzón. Este territorio era un lugar de interés ganadero, agrícola y minero para los empresarios españoles, pero cuyos habitantes eran muy hostiles con los extranjeros. El término igorrote ya era utilizado a finales del siglo XVI para designar a los montañeses de Luzón, que ya explotaban las minas de oro (Romero de Tejada, 2003).

[17] En febrero de 1861, Antonio Hernández era director del establecimiento minero de Almadén, y Justo Egozcue y Cía subdirector y profesor de matemáticas y dibujo lineal en la Escuela de Capataces de esa instalación [Revista Minera, 12 (1861): 49-53]. De acuerdo al escalafón del cuerpo de Minas de 1862, en enero de ese año Hernández estaba ya destinado en el distrito de Burgos [Revista Minera, 13 (1862): 57].

[18] Decreto del 13 de julio de 1853. Su intención era la de proteger desde la administración las concesiones mineras de carbón en la isla de Cebú. Dos años antes, el 3 de mayo de 1851, había emitido un decreto para el apoyo a las labores mineras, por el que los presidiarios podrían redimir sus penas con estos trabajos forzados. Burritt (1901) consideró esta medida abusiva y otro motivo más de animadversión de los nativos hacia los españoles.

[19] La memoria de Antonio Hernández sobre las minas de carbón de la isla de Cebú está fechada en Manila el 23 de septiembre de 1853 (AHN, Ultramar, leg. 448, exp. 3, doc. 43).

[20] AHN, Ultramar, MPD. 3810 (*Croquis del terreno comprendido entre la ciudad de Zebú, el río Mananga y el sitio de Guila-Guila*) y MPD. 3811 (*Croquis del sitio de Guila-Guila en la extensión que ocupan los trabajos de la mina de carbón*. N. 2). Ambos están fechados en Manila el 13 de octubre de 1853.

[21] AHN, Ultramar, leg. 448, exp. 3, doc. 64. Minuta del Director General de Ultramar al gobernador y capitán general de Filipinas, 30 de junio de 1855. Obsérvese que la respuesta a su solicitud llegó a Manila ¡un año después!

[22] En esta ocasión ya no contaba con Sainz de Baranda, quien "por su edad, por su salud, […] no podía llevar a cabo las necesidades del servicio". AHN, Ultramar, leg. 448, exp. 3, doc. 58.

[23] La fecha del 22 de marzo era porque llegaba el vapor. En caso contrario debería esperar hasta la llegada del siguiente, el 4 de abril.

[24] AHN, Ultramar, leg. 448, exp. 3, doc. 59.

[25] AHN, Ultramar, leg. 434, exp. 15. Ignacio Fernández de Castro (1793-1881), natural de Comillas, se estableció en 1839 en Cádiz, donde ejerció diversas actividades económicas, entre ellas el transporte de personas y mercancías entre España y Filipinas con su empresa naviera *Ignacio Fernández de Castro y Cía*. (Cózar Navarro, 1998).

[26] Reproducimos aquí la opinión, un tanto sesgada, del gobernador de Filipinas, Manuel Pavía, en su carta al presidente del Consejo de Ministros del 14 de junio de 1854 (AHN, Ultramar, leg. 448, exp. 3, doc. 58). La falta de actividad en las minas de Cebú se debía principalmente a la medida tomada por el gobernador Urbiztondo de prohibir a los particulares la denuncia de minas de carbón.

[27] AHN, Ultramar, leg. 448, exp. 3, doc. 74. El carbón inglés procedía fundamentalmente de las minas de Gales, aunque también se abastecían de carbón de la isla de Borneo, australiano (AHN, Ultramar, leg. 5176, exp. 29, *Propuesta para llevar carbón de Australia a las islas*), japonés, chino y, en menor medida, norteamericano.

[28] Con el término "polista" se referían en Filipinas a los nativos que trabajaban gratis (forzados) para el Gobierno en las obras públicas durante el régimen colonial español (Quilis *et al*., 1997).

[29] AHN, Ultramar, leg. 436, exp. 15. Informe de la Junta Superior Facultativa de Minería de 23 de noviembre de 1853.

[30] Información proporcionada por Abella y Casariego (1886) en el prólogo de su estudio geológico y minero de

la isla de Cebú, en el que transcribió una correspondencia que mantuvo con Hernández al respecto.

[31] AHN, Ultramar, leg. 437, exp. 9, *Condiciones con que pasan a servir en Ultramar los ingenieros de minas*.

[32] Ver su biografía en López de Azcona *et al*. (1992). Santos era de la misma promoción de la Escuela de Minas que Manuel Fernández de Castro y Suero (1825-1895), que fue jefe de la Inspección de Minas de Cuba (Rábano, 2016), y César Lasaña Vázquez, que le sucedió en el cargo en Filipinas. Falleció en Manila en 1864, tras el regreso de una visita a las minas de cobre de Mancayan, donde fue enterrado.

[33] AHN, Ultramar, leg. 268, exp. 10, *Expediente general sobre reformas del servicio y personal de Minas en las provincias de Ultramar*. El gobernador de Filipinas remite al ministerio los planos de las obras ejecutadas por la Inspección de Minas para instalar en el edificio que ocupa un laboratorio químico "docimástico", mandado construir por Real Orden de 14 de junio de 1876.

[34] Lasaña se incorporó a la Inspección de Minas de Filipinas el 12 de febrero de 1860. Había sido nombrado para el puesto de ingeniero segundo en las islas en noviembre de 1859.

[35] José Centeno García nació en 1841 en Ponferrada. Alumno de la promoción de 1858 de la Escuela de Minas, realizó sus prácticas en las minas de Linares y estuvo destinado en el distrito de Oviedo. En 1866 se incorporó a la Inspección de Minas de Filipinas, donde permaneció hasta el 30 de junio de 1886, cuando se suprimió este servicio. Estuvo muy implicado en las organizaciones sociales filipinas; llegó a ser director de la Real Sociedad Económica de Amigos del País de Filipinas. En 1887 el gobernador de las islas, Emilio Terreros y Perinat, le nombró gobernador civil de Manila (Elizalde Pérez-Grueso, 2016), puesto que ocupó hasta 1888. A su retorno a la península el 10 de agosto de 1889, fue adscrito a la Junta Superior Facultativa de Minería, y en octubre de ese mismo año fue nombrado para el Consejo de Filipinas. En agosto de 1890 solicitó la jubilación.

[36] ANH, Ultramar, leg. 454, exp. 18. El director gerente de la sociedad minera *La Paz* era Zoilo Ibáñez de Aldecoa. Solicitaron otro año más de autorización para la colaboración de Centeno con la empresa, pues esta no consiguió que ningún ingeniero viniera de la península para llevar la dirección de las minas. El gobernador había concedido ya otras autorizaciones previas a la inspección para colaborar con empresas mineras, como la de Antonio Hernández en 1852 para una mina en Mambulao (actual Jose Panganiban), en Camarines Norte, o la de José María Santos en 1859, para las minas de cobre de Mancayan, en Luzón.

[37] AHN, Ultramar, leg. 227, exp. 7, *Comisiones y memorias mineras de Cuba y Santo Domingo*.

[38] AHN, Ultramar, leg. 268, exp. 6. Para ocupar la plaza se habían presentado los ingenieros Francisco Pinar Rubio y Enrique Abella y Casariego, decidiéndose el Ministerio de Fomento por este último, ya que "a sus excelentes circunstancias reúne además ser muy aficionado y práctico en trabajos geológicos, y servir en Asturias con mucha práctica en los terrenos carboníferos que han de ser objeto de los principales estudios en el archipiélago".

[39] Tenemos en fase de elaboración una biografía más detallada de Abella y el estudio de su obra geológica en Filipinas.

[40] AHN, Ultramar, leg. 526, exp. 1, *Expediente personal del ingeniero de minas Enrique Abella y Casariego*.

[41] Marcelo de Azcárraga Palmero (Manila, 1832-Madrid, 1915) fue un militar y político español del partido conservador, presidente del Consejo de Ministros en tres ocasiones, además de ministro de Marina y de Guerra. En 1856 estuvo destinado en Cuba.

[42] AHN, Ultramar, leg. 526, exp. 1. El 21 de febrero de 1885, Abella finalizó su permiso en la península y se le instó a embarcar cuanto antes para regresar a Manila.

[43] AHN, Ultramar, leg. 526, exp. 1. Abella disfrutó de un sobresueldo de 1000 pesos entre julio de 1894 y julio de 1897, cuando estuvo comisionado para el estudio de las cuencas carboníferas del monte Uling, en el valle del río Pandan, en la isla de Cebú. Véase en Burritt (1901: 191-202) el memorándum emitido por Abella el 31 de marzo de 1894 al respecto. El empresario escocés J.C. Donaldson-Sim, residente en Manila, mostró interés por invertir en este coto minero, pero, tras la subasta, la explotación fue adjudicada a la empresa de Neil MacLeod, que tenía intereses comerciales de diferente tipo en Cebú y en otras provincias filipinas, entre ellos la *Compañía Marítima*.

[44] AHN, Ultramar, leg. 446, exp. 22. El auxiliar facultativo Juan Capella volvió a la península en septiembre de 1886, y fue destinado al distrito de Tarragona.

[45] Desde la *Revista Minera* (1887, 38: 218-219, Noticias de Filipinas), un autor no identificado se lamenta del desastre de los trabajos geológicos en Filipinas: "El estudio geológico y geográfico que estaba encomendado al cuerpo de Ingenieros de Minas con tan brillantes resultados, debe reanudarse si no queremos pasar por la vergüenza nacional de que los alemanes o los ingleses vayan a estudiar aquellos hermosos territorios españoles. […] extensas colecciones que el personal de minas había reunido y yacen pudriéndose en una bodega de los padres Dominicos de Manila".

[46] Esta obra no fue publicada en Madrid, como ocurrió con todos sus escritos anteriores. Abella consideró que ya existían imprentas solventes en Filipinas y confió su memoria sobre la isla de Panay al impresor local Salvador Chofré Caepe, quien en 1880 había inaugurado en Manila la tipo-litografía *Chofré y Compañía.*

[47] AHN, Ultramar, leg. 566, exp. 2, *Resúmenes semestrales de la Inspección de Minas*.

[48] Ver nota 8.

[49] En 1881 se crearon, por ejemplo, la *Compañía General de Tabacos de Filipinas*, la primera gran multinacional

española, y la *Compañía Trasatlántica* de transporte marítimo, ambas del empresario Antonio López y López (1817-1883), marqués de Comillas.

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a José Antonio Rodríguez Esteban (Universidad Autónoma de Madrid) por llamar mi atención sobre la figura de Enrique D'Almonte y su obra cartográfica en Filipinas, y por poner a mi disposición su borrador de la biografía de este personaje; ello marcó el inicio de mi interés por la historia de la Inspección General de Minas de esas islas. A Mª Dolores Elizalde (Instituto de Historia, CSIC) agradezco sus comentarios a una versión previa del manuscrito. Su extensa obra, y la de su grupo de investigación, ha permitido introducirme en diferentes aspectos socioeconómicos de las islas Filipinas del siglo XIX. Agradezco al personal de las bibliotecas del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y del Centro de Ciencias Humanas y Sociales (CSIC) su profesionalidad y paciencia con mis múltiples consultas, al Archivo Histórico Nacional por el permiso de reproducción de sus fondos, y a Mª José Torres Matilla (IGME) y a Carlos Alonso Recio (Universidad Complutense de Madrid) por la preparación de las figuras. Finalmente, dos revisores anónimos aportaron sugerencias que completaron algunos aspectos del manuscrito final.

Referencias

Abella y Casariego, E., 1877. Datos topográficos-geológicos del Concejo de Teverga, provincia de Oviedo. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España,* 4: 251-256.

Abella y Casariego, E., 1884. *Plano topográfico de la Isla de Cebú. Escala 1:200.000*. Imprenta y Litografía de N. González.

Abella y Casariego, E., 1886. *Rápida descripción física, geológica y minera de la isla de Cebú (Archipiélago Filipino)*. Imprenta y Fundición de Manuel Tello, Madrid, 180 p. Publicado también en Abella y Casariego, E., 1886: *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 13: 1-189.

Abella y Casariego, E., 1890. *Descripción física, geológica y minera en bosquejo de la isla de Panay*. Tipo-Litografía de Chofré y Cª, Manila, 203 p.

Becker, G.F., 1899. Memorandum on the mineral resources of the Philippine Islands. *Scientific American Supplement*, 1209: 19380.

Becker, G.F., 1901. *Geology of the Philippine Islands*. U.S. Geological Survey, Washington, 127 p.

Burritt, C.H., 1901. *The coal measures of the Philippines*. Division of Insular Affairs, War Department, Washington, 266 p.

Burritt, C.H., 1902. *Abstract of the mining laws in force in the Philippine Archipelago being the royal decree of May 14, 1867, "Concerning the control of the mining industry in the Philippines," with notation of the general regulations, subsequent royal orders, decrees and decisions*. Bureau of Printing, Manila, 231 p.

Centeno, J., 1876. *Memoria geológico-minera de las Islas Filipinas.* Imprenta y Fundición de Manuel Tello, Madrid, 61 p. Publicado también en Centeno, J., 1876: *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 3: 181-234. La memoria manuscrita (fechada en 1875) se conserva en la Biblioteca del Instituto Geológico y Minero de España.

Centeno, J., 1883. Memoria sobre los temblores de tierra ocurridos en julio de 1880 en la isla de Luzón. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 10: 1-91.

Cózar Navarro, M.C., 1998. *Ignacio Fernández de Castro y Cía., una empresa naviera gaditana*. Universidad de Cádiz, Cádiz, 345 p.

Ezquerra del Bayo, J., García, F., Amar, R., Bauzá, F., 1831. *Minas de carbón de piedra de Asturias. Descripción geognóstica del terreno de carbón de piedra de la provincia de Asturias*. Imprenta de Don José del Collado, Madrid, 62 p. (Edición facsímil: Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 2006).

Elizalde Pérez-Grueso, M.D., 1998a. España y Filipinas: antes y después de 1898. *Torre de los Lujanes. Real Sociedad Económica Matritense de Amigos del País*, 36: 37-53.

Elizalde Pérez-Grueso, M.D., 1998b. Filipinas, fin de siglo: imágenes y realidad. *Revista de Indias*, 58 (213): 307-339.

Elizalde Pérez-Grueso, M.D., 2009. Sentido y rentabilidad. Filipinas en el marco del Imperio español. En: *Repensar Filipinas. Política, identidad y religión en la construcción de la nación filipina*, (M.D. Elizalde Pérez-Grueso, Ed). Serie General Universitaria, 90. Edicions Bellaterra, Barcelona, 45-78.

Elizalde Pérez-Grueso, M.D., 2016. Emilio Terrero y Perinat, un reformista al frente del Gobierno general de Filipinas (1885-1888). *Revista Hispanoamericana*, 6: 1-21.

Fradera, J.M., 2005. *Colonias para después de un imperio*. Serie General Universitaria, 45. Edicions Bellaterra, Barcelona, 751 p.

Fradera, J.M., 2009. Reformar o abandonar. Una relectura del conocido como *Informe secreto* de Sinibald de Mas sobre Filipinas. En: *Repensar Filipinas. Política, identidad y religión en la construcción de la nación filipina*, (M.D. Elizalde Pérez-Grueso, Ed). Serie General Universitaria, 90. Edicions Bellaterra, Barcelona, 121-141.

Franco Castañón, H., 2012. La organización de la Marina en Filipinas. Acaecimientos y evolución (1800-1899). *Cuaderno Monográfico del Instituto de Historia y Cultura Naval*, 66: 45-101.

Hernández, A., 1851. Descripción del criadero de cobre de Mancayan. *Revista Minera*, 2: 112-117.

López de Azcona, J.M., González Casasnovas, I., Ruiz de Castañeda, E., 1992. *Minería Iberoamericana. Repertorio bibliográfico y biográfico. Volumen III. Biografías mineras (1492-1892).* Instituto Tecnológico Geominero de España, Consejo Superior de Colegios de Ingenieros de Minas y Sociedad Estatal V Centenario, Madrid, 546 p.

Martí, R., 1877. *Opúsculo sobre las minas de Sugud*. Imprenta de Ramírez y Giraudier, Manila, 20 p. (Existe una copia en el ANF).

Mas y Sanz, S. de, 1843. *Informe sobre el estado de las islas Filipinas en 1842*. Imprenta Sancho, Madrid, 484 p.

Merrill, G.P., 1927. *Biographical Memoir, George Ferdinand Becker 1847-1919*. National Academy of Sciences, 21, Second Memoir. Government Printing Office, Washington, 19 p.

Moyano, E., 2007. Una aproximación a la industria minera en Filipinas en el siglo XIX. *Oppidum*, 3: 107-132.

Ordaz, J., 1996. Un ejemplo de geología colonial: el reconocimiento de las islas de Panay (Filipinas), por Enrique Abella y Casariego. *Geogaceta*, 20 (6): 1421-1422.

Ordaz, J., 1997. Datos acerca de los estudios geológicos realizados en Filipinas durante la época colonial. *Llull*, 20: 173-187.

Quilis, A., Casado-Fresnillo, C., Quilis-Sanz, M.J., 1997. Los filipinismos y otras palabras de Filipinas contenidas en el "Diccionario de la Academia". *Boletín de la Real Academia Española*, 77 (270): 1-55.

Rábano, I., 2015. *Los Cimientos de la Geología. La Comisión del Mapa Geológico de España (1849-1910)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 329 p.

Rábano, I., 2016. Las investigaciones geológicas y mineras de Manuel Fernández de Castro en Cuba y Santo Domingo (1859-1869). *Geo-Temas*, 16 (2): 247-250.

Rábano, I., 2018a. La comisión de exploración geológica de Casiano de Prado en Filipinas: un proyecto fallido de 1852. *Llull*, 41: 113-127.

Rábano, I., 2018b. Del diluvismo a la tectónica de placas: el descubrimiento de la constitución geológica de la Tierra. En: *Cosmos*, (J.M. Sánchez Ron, Ed). Biblioteca Nacional de España, Madrid, 131-141.

Retana, W.E., 1896. *Mando del General Weyler en Filipinas. 5 junio 1888 – 17 noviembre 1891. Apuntes y documentos para la historia política, administrativa y militar de dichas islas*. Imprenta de la Viuda de M. Minuesa de los Ríos, Madrid, 437 p.

Rodríguez Esteban, J.A., Campos Serrano, A., 2018. El cartógrafo Enrique D'Almonte, en la encrucijada del colonialismo español de Asia y África. *Scripta Nova. Revista electrónica de Geografía y Ciencias Sociales*, 22 (586): 1-35.

Romero de Tejada, P. 2003. Aspectos de la sociedad filipina. En: *Las relaciones entre España y Filipinas. Siglos XVI-XX*, (M.D. Elizalde Pérez-Grueso, Ed). Biblioteca de Historia, 52. Casa Asia y Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 255-272.

Sainz de Baranda, I., 1841. Constitución geognóstica de las Islas Filipinas. *Anales de Minas*, 2: 197-212.

Santos, J.M., 1861. *Informe sobre las minas de cobre de las rancherías de Mancayan, Suyuc, Bumucun y Agbao en el distrito de Lepanto, Isla de Luzón de las Filipinas*. Imprenta de Ramírez y Giraudier, Manila, 35 p.

Virgili, C., 2003. *El fin de los mitos geológicos. Lyell*. Nívola, Madrid, 318 p.

Villar, J., 2018. *La colección de Filipinas. Historia de una colección de minerales del Museo Histórico Minero Don Felipe de Borbón y Grecia*. Círculo Rojo, Madrid, 189 p.

Wendt, H., 2016. Coal mining in Cuba: knowledge formation in a transcolonial perspective. En: *The gobalization of knowledge in the Iberian colonial world* (H. Wendt, Ed). Proceedings, 10. Edition Open Access, Berlín, 261-296.

Manuscrito recibido el 7-6-2018
Recibida la revisión el 8-10-2018
Aceptado el manuscrito revisado el 18-10-2018

Revista de la Sociedad Geológica de España 32 (1)

ISSN (versión impresa): 0214-2708
ISSN (Internet): 2255-1379

BIOMINERALES DEL CUERPO HUMANO: PROPUESTA INTERDISCIPLINAR PARA LA BIOLOGÍA Y GEOLOGÍA DE BACHILLERATO

Human body biominerals: Interdisciplinary proposal for the Biology and Geology in High School

Omid Fesharaki[1*], Irene Taboada-Trujols[2] y Nuria Sánchez-Pastor[3]

[1] *Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Universidad Complutense de Madrid. Calle José Antonio Novais 12, 28040, Madrid. *omidfesh@ucm.es*
[2] *PINNOVA-Docencia Geodivulgar: Geología y Sociedad. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. Calle José Antonio Novais 12, 28040, Madrid. irenetaboada@ucm.es*
[3] *Departamento de Petrología y Mineralogía, Universidad Complutense de Madrid. Calle José Antonio Novais 12, 28040, Madrid. nsanchez@geo.ucm.es*

Abstract: *Competency-based learning have been proved to be an effective learning method characterized by developing and applying specific skills that can then be used to obtain the required knowledge. Thus, the process of teaching and learning should be undertaken by combining active-learning and collaboration to help to retain the knowledge. Therefore, a multidisciplinary vision in which each professional contribute with a specific topic would be necessary. Few topics of the Earth and Life Sciences, taught in Spanish education, show the interrelations between Geology and Biology. On the other hand, Spanish students generally value Biology better than Geology, due to the combination of many factors such as the little presence of Geology in the curricula, the scarce relationship between these two sciences, the extremely theoretical classes or the greater knowledge that students have of job opportunities in the field of Biology. In this paper we revise the curricula of Spanish Bachelors degree (students from 16 to 18 years old) to find issues that can present an interdisciplinary vision related to Crystallography and Mineralogy, in which current learning is non integrated nor motivating as many studies show. We propose some contents that can be included in relation to the human body biominerals (bones, teeth,…), their mineralogical characteristics and their anatomical and physiological functions. The main objectives are to use the good valuation of anatomical topics to introduce lesser-known concepts of Crystallography and Mineralogy, and at the same time to motivate the students to study and value these Geology fields emphasizing their importance in emerging research fields and new work opportunities such as Medical Geology.*

Keywords: *Geology didactics, Crystallography, Curriculum, High School, Mineralization.*

Resumen: *Pocos aspectos de las Ciencias de la Tierra y la vida, impartidos en Bachillerato, muestran las interrelaciones entre la Geología y la Biología. Además, los estudiantes españoles valoran, en general, mejor la Biología que la Geología, por la concurrencia de diversos factores como el desconocimiento de la Geología por su menor carga lectiva, los temarios excesivamente teóricos de esta, la escasa relación entre ambas ciencias o el mejor conocimiento que tienen de las salidas laborales de la Biología. En este trabajo revisamos el currículo estatal de Bachillerato para encontrar los bloques en los que es posible introducir una visión interdisciplinar relacionada con la Cristalografía y la Mineralogía, cuya enseñanza actual es poco integrada y motivadora como muestran diversos estudios. Proponemos diversos contenidos que se podrían abordar en las programaciones de aula relacionando los biominerales del cuerpo humano (huesos, dientes, etc.) y sus características mineralógicas y cristalográficas con su función anatómica y fisiológica. Los objetivos son, por una parte, utilizar la buena valoración de cuestiones sobre anatomía para introducir conceptos de Mineralogía menos conocidos y, por otra, motivar al alumnado por su estudio y valoración mostrando la importancia de estos en investigaciones y salidas laborales emergentes como la Geología Médica.*

Palabras clave: *Didáctica de la Geología, Cristalografía, Currículo, Bachillerato, Mineralización.*

Fesharaki, O., Taboada-Trujols, I., Sánchez-Pastor, N., 2019. Biominerales del cuerpo humano: propuesta interdisciplinar para la Biología y Geología de Bachillerato. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 32 (1): 63-76.

Introducción y marco teórico

El actual Sistema Educativo español, de forma general, presenta poca integración de los contenidos de las diferentes materias que se imparten en cada curso. Este hecho se agrava en cursos preuniversitarios, especialmente en las asignaturas de Ciencias, que no presentan la suficiente interrelación como para permitir a los alumnos la adquisición de un conocimiento integrado. Así la mayoría de las unidades didácticas en las que actualmente están divididos los libros de texto y las programaciones de Biología y Geología que desarrollan los currículos de Educación Secundaria Obligatoria (ESO) y Bachillerato no fomentan esta visión interdisciplinar. Incluso asignaturas que nacieron, en parte, para cumplir con esta misión (Anguita, 1994), como las "Ciencias de la Tierra y Medioambientales" de 2º de Bachillerato, no han sabido, en general, generar la integración entre las ramas de las Ciencias Naturales y por extensión entre las diferentes ciencias que sustentan sus diferentes unidades (Pascual Trillo, 1998). Sin embargo, la mayor parte de los problemas que surgen en relación con el medio natural no tienen una solución única que provenga de una única rama de las ciencias y se hace imprescindible la colaboración entre los profesionales de los diferentes campos del saber científico. Esta colaboración se antoja complicada si no existen unos conocimientos básicos y globales sobre todas estas ciencias. Por lo tanto, consideramos importante realizar propuestas que integren diferentes temáticas que pertenezcan a los ámbitos de la Geología, la Biología, la Química y otras ciencias y que permitan al alumno valorar la importancia de un conocimiento global y le motiven por el trabajo en equipos multidisciplinares. Gimeno Sacristán (2005) propone "organizar globalizadamente los contenidos en unidades complejas que exijan la coordinación de profesores y la docencia en equipo", y esta sería también la propuesta de uno de los sistemas educativos más elogiados en las últimas décadas, el finlandés, que desde el curso 2016-2017 suprime las asignaturas, por el momento en la Educación Primaria, e impone que los conocimientos se impartan de una forma integrada en grandes bloques temáticos (Niemi *et al*., 2016).

Además, el aprendizaje basado en competencias, que es el que predomina en las propuestas curriculares actuales, se caracteriza por su carácter integral y transversal. Por lo tanto, el proceso de enseñanza-aprendizaje debe emprenderse desde diferentes áreas de conocimiento, e incluso debe superar los ámbitos formales y llegar a los no formales. Esto es así, ya que las competencias no se pueden adquirir en un determinado momento, sino que conllevan un proceso más lento en el que cada estudiante va adquiriendo los conocimientos (conceptos), habilidades (procedimientos) y valores e intereses (actitudes) según se van reforzando estos en múltiples actividades desde todos los ámbitos. Por lo tanto, será necesaria una visión multidisciplinar en la que cada especialista (por ejemplo: biólogo, geólogo, pedagogo, etc.) aporte sus conocimientos sobre cada tema concreto.

Datos preliminares de una serie de encuestas realizadas por Fesharaki (2016) muestran que la mayoría de los alumnos de ESO y Bachillerato encuestados se siente más motivado por la Biología y la considera más útil que la Geología para su futuro. En cuanto a las diferentes ramas de esta última, las que más motivan a los estudiantes son similares a las que creen que van a tener más salidas laborales, destacando claramente el medioambiente y los riesgos geológicos, quedando mal valoradas otras como, por ejemplo, los recursos minerales. Esta característica ya ha sido destacada por Giné (2009) que indica que los alumnos suelen tener una mayor motivación por aquello que creen más útil o con más aplicaciones y salidas laborales. Los trabajos de Romero-Nieto *et al*. (2014a, b) indagan en las razones de los bajos conocimientos paleontológicos y proponen actividades didácticas para mejorar las nociones que tienen los estudiantes en este campo que, por otra parte, es muy valorado como ocio por parte de los mismos alumnos encuestados, algo que parece ser común también a nivel europeo (Fermeli *et al*., 2015). Sin embargo, este caso parece más relacionado con la mayor presencia de la Paleontología en los medios (películas, libros e incluso reclamos comerciales en forma de juguetes, pegatinas, etc.).

Diversos factores han relegado la Geología a un segundo plano frente a la Biología tras las múltiples leyes de Educación que se han sucedido en España (Pedrinaci, 2012; Pascual Trillo, 2017). Además de la baja interrelación entre la Biología y la Geología como principales componentes de las Ciencias Naturales, otros factores como las propuestas curriculares excesivamente amplias y en las que se favorecen los contenidos biológicos, un tratamiento extremadamente teórico de la Geología en los libros de texto, contenidos poco contextualizados, los menores conocimientos didácticos del profesorado sobre temas de Geología, su menor presencia en los medios y peor conocimiento social, han sido decisivos en este hecho (Del Toro y Morcillo, 2011; Calonge, 2013; entre otros). Sin embargo, la Geología es una ciencia global y que con unos planteamientos adecuados puede ser un elemento integrador de las ciencias básicas. En el área de las Ciencias Naturales, diversos autores han realizado trabajos de índole multidisciplinar e interdisciplinar, por ejemplo, en relación con el origen de la vida y la aportación del medio químico y mineral a ese origen (Casado *et al*., 2011) o relacionando efectos medioambientales con las labores mineras tanto históricas como actuales (Olías y Nieto, 2012). Sorauf (2005) y Boskey (2007) consideran la biomineralización como uno de los tópicos que debe ser valorado como nexo de unión entre ciencias como la Paleontología (que estudia los restos fosilizados de dientes, huesos, conchas, etc.), la Mineralogía (que ayuda a comprender cómo los materiales mineralizados constituyeron vías para descifrar microestructuras complejas o los cambios diagenéticos que han ocurrido en los fósiles) y la Biología (que estudia la fisiología, funciones vitales, etc. de los seres vivos que produjeron esos biominerales). Finalmente, la Geología Médica, es una rama emergente de la Geología que rela-

ciona factores geológicos con la salud humana y la distribución geográfica de patologías relacionadas con factores ambientales. Esta es una ciencia multidisciplinar que aúna conceptos y métodos de ciencias como Mineralogía, Biología, Ciencias Ambientales, Geografía o Medicina (Sahai *et al*., 2006).

De entre todas las posibilidades de unidades interdisciplinares que encontramos con solo hojear los currículos oficiales, en el presente artículo se hace una propuesta concreta de un "tema puente" entre contenidos biológicos (fisiología y patologías humanas) y contenidos geológicos (procesos de mineralización, estructura y cristaloquímica mineral y estabilidad mineral, entre otros). En los actuales currículos de materias científicas de ESO y Bachillerato la promoción de la salud, la anatomía y fisiología humana, la inmunología y la bioquímica son ampliamente tratados y son, en general, bien conocidos y valorados por los estudiantes. Por esta razón, se puede aprovechar esta predisposición positiva del alumnado para introducir conceptos de Cristalografía y Mineralogía menos conocidos, y por lo general, peor valorados por estos. La implementación de unidades interdisciplinares se puede realizar para todas las etapas educativas y tiene una gran importancia para las competencias básicas de cada una de estas etapas. Sin embargo, en este trabajo se ha optado por centrar la revisión curricular en el Bachillerato y realizar una propuesta que pueda servir como punto de partida en el tratamiento de temas de Mineralogía y Cristalografía en programaciones de aula. Esta elección responde a dos hechos principales. Por una parte, son cursos decisivos para la elección de los futuros estudios universitarios que realizarán los estudiantes y, por lo tanto, es vital que conozcan, entiendan y valoren la importancia de la Geología y sus diferentes ramas para la sociedad, así como para las posibilidades profesionales y laborales posteriores que puede abrir el conocimiento de estas ciencias. Por otra parte, tras superar la ESO, es esperable que los alumnos hayan aprendido una serie de conceptos y adquirido habilidades y actitudes básicas relacionadas con la Biología y la Geología que faciliten la introducción de conceptos algo más complejos en unidades interdisciplinares durante el Bachillerato.

El principal objetivo de este trabajo es servir como un documento de apoyo para profesores de la materia Biología y Geología de Bachillerato para la preparación de clases alternativas o complementarias (por ejemplo en el tratamiento de la diversidad para ampliar unidades didácticas dirigidas a alumnos superdotados) a las habituales, con una visión interdisciplinar que relacione conceptos de Geología (Mineralogía y Cristalografía) con otros biológicos (Anatomía y Fisiología) y químicos. Para poder realizar esta propuesta, primero se exponen de una forma somera algunas características del actual currículo de Bachillerato a nivel estatal y se seleccionan posibles bloques de esta materia en las que se podría introducir la propuesta que se hace. Posteriormente, para mostrar la viabilidad de una enseñanza interdisciplinar, se desarrolla el tema de los biominerales del cuerpo humano, mediante el ejemplo de los huesos y los dientes que relacionan conceptos de Cristalografía y Mineralogía con otros de Fisiología y Anatomía humana.

Análisis del Currículo

La Ley Orgánica 8/2013, de 9 de diciembre, para la Mejora de la Calidad Educativa (LOMCE: BOE número 295, de 10 de diciembre de 2013) expone en varios puntos de su preámbulo, en algunos artículos y disposiciones, la importancia de una enseñanza integrada e interdisciplinar. Se exponen a continuación algunas frases que reflejan esto:

"Una sociedad más abierta, global y participativa demanda nuevos perfiles ciudadanos y trabajadores, más sofisticados y diversificados, de igual manera que exige maneras alternativas de organización y gestión en las que primen la colaboración y el trabajo en equipo, así como propuestas capaces de asumir que la verdadera fortaleza está en la mezcla de competencias y conocimientos diversos" (preámbulo IV); "La revisión curricular que suceda a la aprobación de la ley orgánica deberá tener muy en cuenta las necesidades de aprendizaje vinculadas a los acelerados cambios sociales y económicos que estamos viviendo. Las claves de este proceso de cambio curricular son favorecer una visión interdisciplinar [...] teniendo en cuenta el principio de especialización del profesorado" (preámbulo IX); "El currículo estará integrado por los siguientes elementos: a) [...], b) Las competencias, o capacidades de aplicar de forma integrada los contenidos propios de cada enseñanza y etapa educativa, con el fin de lograr la realización adecuada de actividades y la resolución eficaz de problemas complejos, c) [...]" (Capítulo III, artículo 6: Currículo), etc.

Con esta perspectiva se ha revisado el Real Decreto 1105/2014, de 26 de diciembre, por el que se establece el currículo básico de la Educación Secundaria Obligatoria y del Bachillerato (BOE número 3, de 3 de enero de 2015). De nuevo en este documento se encuentran varias referencias al carácter integrador e interdisciplinar que debe primar en estas etapas: "El aprendizaje basado en competencias se caracteriza por su transversalidad, su dinamismo y su carácter integral. El proceso de enseñanza-aprendizaje competencial debe abordarse desde todas las áreas de conocimiento [...]"; "Para lograr este proceso de cambio curricular es preciso favorecer una visión interdisciplinar y, de manera especial, posibilitar una mayor autonomía de la función docente [...]"; etc.

Avanzando en la lectura de este documento, el capítulo III sobre las enseñanzas de Bachillerato expone en el artículo 25 los objetivos del Bachillerato, de los que destacan dos en relación con este trabajo: "comprender elementos y procedimientos fundamentales de la investigación y de los métodos científicos. Conocer y valorar de forma crítica la contribución de la ciencia y la tecnología en el cambio de las condiciones de vida, así como afianzar la sensibilidad y el respeto hacia el medio ambiente". De nuevo, aunque no de forma ex-

Bloque	Contenidos	Criterios de evaluación	Estándares de aprendizaje evaluables
3 (Histología)	Principales tejidos animales: estructura, función *y relación entre la parte orgánica y la inorgánica. Conceptos de Biomineral, biomineralización y sus tipos.*	Reconocer la estructura y composición de los tejidos animales relacionándolos con las funciones que realizan; *relacionar las funciones de las células óseas, el metabolismo y las variaciones (cristalográficas o mineralógicas) de las fases inorgánicas con algunas patologías óseas; conocer los biominerales funcionales (huesos, dientes y otolitos) y sus principales características mineralógicas y cristalográficas*; *conocer algunos métodos de caracterización de las fases inorgánicas de los tejidos;* asociar imágenes microscópicas con el tejido al que pertenecen.	Relaciona tejidos animales con sus células características, asociando a cada una de ellas la función que realiza; *conoce los principales biominerales del cuerpo humano; describe las funciones de los principales biominerales en relación con sus características cristalográficas y mineralógicas usando terminología científica*; relaciona imágenes microscópicas con el tejido al que pertenecen; *valora el estudio cristalográfico y mineralógico de huesos con patologías como una importante fuente de información y de aplicaciones médicas.*
6 (Los animales: sus funciones y adaptaciones al medio)	Funciones de nutrición en los animales. Aplicaciones y experiencias prácticas. *Los biominerales como componentes del aparato masticador.*	Diferenciar la estructura y función de los órganos del aparato digestivo; *conocer los principales biominerales patológicos, sus características composicionales (fosfatos, carbonatos y oxalatos) y su relación con los órganos que intervienen en la nutrición;* realizar experiencias de fisiología animal *incidiendo en la relación entre partes mineralizadas y partes orgánicas*.	Relaciona cada órgano del aparato digestivo con las funciones que realiza; *conoce los principales biominerales distinguiendo algunas patologías y la composición de los biominerales asociados a éstas; valora la importancia del estudio de la parte orgánica e inorgánica para una comprensión completa del tejido;* realiza experiencias de fisiología animal.
7 (Estructura y composición de la Tierra)	*Conceptos de Cristal, cristalización,* Mineral y Roca*. La estructura interna. Experiencias de cristalización. Ambientes de cristalización y cristalización inducida o controlada por organismos. Estabilidad y transformación mineral.*	Seleccionar e identificar los minerales y rocas más frecuentes [...] de interés social o industrial; d*iferenciar entre los conceptos de cristal, mineral, biomineral y roca; conocer los conceptos de estabilidad y transformación mineral y usar diagramas de fases sencillos; conocer las principales causas de las transformaciones minerales.*	Identifica las aplicaciones de interés social o industrial de determinados tipos de minerales y rocas; *diferencia los conceptos de cristal, mineral y roca; conoce los biominerales más frecuentes en el cuerpo humano y su interés aplicado en medicina o farmacia; comprende que los cristales y minerales no son estáticos y que pueden formarse, crecer, transformarse o disolverse en relación con las condiciones del medio.*
9 (Historia de la Tierra)	(No se mencionan los fósiles) *La Paleontología como ciencia interdisciplinar. Proceso de fosilización y tipos de fósiles. Importancia evolutiva de esqueletos internos y externos mineralizados y relación con su mayor representatividad en el registro geológico.*	Interpretar el proceso de fosilización y los cambios que se producen; *valorar los biominerales como los elementos que mejor fosilizan; conocer los principales cambios que se producen en los biominerales (esqueletos, conchas,...) tras la muerte del organismo; valorar la aparición de partes mineralizadas como hito evolutivo y su relación con la preservación en el registro y los datos bio-geológicos que proporcionan.*	(No se menciona explícitamente la fosilización) *Comprende el proceso de fosilización y los cambios que se producen en la composición y textura de los restos fósiles; comprende que el registro paleontológico no es completo y la importancia de las partes mineralizadas para su preservación; valora la importancia evolutiva de la aparición de partes mineralizadas; conoce algunos ejemplos de datos bio-geológicos que proporcionan los fósiles.*

Tabla 1.- Bloques de Biología y Geología de 1º de Bachillerato seleccionados por su interés para la propuesta que se hace en este trabajo. Se incluyen los contenidos, criterios de evaluación y estándares de aprendizaje evaluables que se indican en la LOMCE (BOE número 295, de 10 de diciembre de 2013). En cursiva se indican posibles contenidos relacionados con la Mineralogía, así como los criterios y estándares para su evaluación que podrían ser tratados en estos bloques.

plícita, se muestra una visión interdisciplinar e integrada, ya que, como se ha comentado en la introducción, tanto en el mundo de la investigación científica como en el laboral, es muy complicado resolver un problema sin tener en cuenta las aportaciones de diversas ciencias. Además, esta temática está en clara relación con cuestiones que afectan a la salud y condiciones de vida de los ciudadanos, y su tratamiento didáctico puede mostrar la importancia de algunos campos de la Geología que los alumnos no consideran como los propios de esta ciencia.

Se ha elegido la materia Biología y Geología de 1er curso de Bachillerato (materia de opción del bloque de asignaturas troncales) para la revisión y propuesta (Tabla 1). En esta materia, como la predecesora inmediata de la materia Geología (2º curso de Bachillerato), es importante que los alumnos reciban una información geológica motivadora, que les permita apreciar la importancia social de esta ciencia y sus aportaciones a otras ciencias, como la Biología o la Medicina, y sus posibles salidas laborales. Así, una vez que tengan que elegir las materias optativas de 2º curso no tendrán el actual desconocimiento o rechazo hacia la Geología.

Dado que el 2º curso de Bachillerato está fuertemente condicionado por un amplio temario y la presión de las pruebas de acceso a la Universidad, parece complicado introducir otras visiones a nivel de centro o aula por iniciativa de los docentes, por lo que esta labor sería más propia de las administraciones a través de cambios curriculares. Sin embargo, en las materias de este curso, tal vez a modo de información complementaria se podrían comentar algunas relaciones entre cada aspecto tratado con lo que aportan otras ciencias a ese conocimiento. Por ejemplo, en el tema que nos ocupa en este trabajo, en Biología se podrían citar la importancia de las características mineralógicas y cristalográficas de los biominerales del cuerpo humano al influir en las características anatómicas y fisiológicas. Así, determinadas enfermedades óseas o disfunciones del esqueleto están directamente relacionadas con problemas de excesiva o deficiente mineralización o con problemas en la relación entre los cristales inorgánicos y la materia orgánica que los rodea. En cuanto a las Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente o la Geología, se podría usar la distribución de los diferentes tipos de rocas y su relación con la composición de las aguas de consumo, que en ocasiones pueden influir de forma decisiva en riesgos para la salud relacionados con los biominerales, como es el caso de la fluorosis esquelética o la mayor predisposición de los habitantes de ciertos lugares a desarrollar cálculos renales a causa de las grandes concentraciones de determinadas sales disueltas en sus aguas de consumo.

A pesar de las numerosas veces que se señalan la integración de conocimientos o la interdisciplinariedad en el currículo, estos no se traducen en unos criterios de evaluación o estándares de aprendizaje evaluables que muestren claramente esa interrelación entre la Geología y la Biología (Tabla 1). De hecho tampoco hay una destacable integración entre los diferentes conocimientos que aportan las diferentes ramas dentro de la Biología o de la Geología. Solo en contados epígrafes, como en el bloque 4 de la asignatura de Biología y Geología "la biodiversidad", se puede ver esta interrelación en el currículo, por ejemplo, cuando se considera el contenido "factores que influyen en la distribución de los seres vivos: geológicos y biológicos" o su estándar de aprendizaje "relaciona la latitud, la altitud, la continentalidad, la insularidad y las barreras orogénicas y marinas con la distribución de las especies".

La Tabla 1 recoge algunos de los contenidos mínimos, criterios de evaluación y estándares de aprendizaje evaluables de varios bloques seleccionados que se prescriben a nivel estatal para la asignatura Biología y Geología. En la misma tabla, a modo de propuesta, se indican conceptos o estándares de aprendizaje más interdisciplinares que se podrían ofrecer. En esta materia no se nombran explícitamente los procesos de cristalización, los factores que afectan a la cristalización o el propio concepto de cristal, siendo para esta etapa básico comprender que los minerales se caracterizan por su estructura interna organizada formando cristales para evitar errores conceptuales como los indicados por Durán y Puigcerver (2017). Estos autores detectaron que el término "inorgánico" de la definición de mineral no era usado correctamente por los estudiantes. La implementación conjunta de actividades sobre los biominerales y prácticas de cristalización en el laboratorio podría ser un buen complemento para clarificar este término. De forma implícita puede deducirse, y cabe esperar que los docentes expliquen estos conceptos en relación con los bloques 7 (Estructura y composición de la Tierra) u 8 (Los procesos geológicos y petrogenéticos). Otra característica curiosa es que ni en los contenidos ni en los estándares del bloque 9 (Historia de la Tierra) aparece alusión alguna al concepto de fósil o a los cambios químicos que se generan durante el proceso de fosilización, por ejemplo, en la composición de huesos o dientes; sin embargo, sí aparece en los criterios de evaluación. En todo caso, los bloques 3, 6, 7 y 9 podrían recoger los conceptos que se indican en la tabla y describen en los próximos apartados para introducir en esta materia la Cristalografía y la Mineralogía. Los profesores de esta asignatura pueden plantear esta labor como un complemento a uno o varios de estos bloques en sus programaciones de aula.

Para facilitar la labor del docente en su programación de aula el próximo apartado organiza y relaciona aspectos de Mineralogía y Cristalografía con otros de Anatomía y Fisiología humana. Además, se indican otras ciencias que se ven involucradas en este aprendizaje interdisciplinar. No es objeto de este trabajo, ni hay espacio para ello, secuenciar o explicar detalladamente cada fase de una posible propuesta didáctica, ni una metodología o actividades concretas, que quedan abiertas a las condiciones de cada aula y las propuestas que cada docente considere más oportunas para el grupo de alumnos a los que vaya dirigida.

Biominerales del cuerpo humano: ejemplo de una temática interdisciplinar

Generalidades sobre los biominerales

Hasta el momento se han distinguido más de 64 especies de 12 grupos minerales presentes en las biomineralizaciones de los seres vivos (Dove, 2010). De estos, solo tres grupos están realmente presentes en el cuerpo humano: los fosfatos, los carbonatos y los oxalatos (Tabla 2). Las estructuras biomineralizadas (como conchas o huesos), constituidas por minerales y compuestos orgánicos generalmente de tamaño nanométrico, presentan una naturaleza biocompuesta. En la mayoría de los casos la estructura base puede ser fibrilar, como en algunos huesos y en la dentina, o multi-laminar, como en el caso de algunos huesos y diversos tipos de cálculos renales y biliares (Skinner, 2005). La Biomineralización se define como el conjunto de los procesos fisiológicos y moleculares, por los cuales los seres vivos sintetizan minerales cristalinos o amorfos a partir de soluciones acuosas que contienen iones inorgánicos ("precursores") y una gran cantidad de macromoléculas y metabolitos (Marín *et al.*, 2014).

Hay dos tipos de biomineralización conocidos: la mineralización inducida biológicamente, que resulta de los efectos de la actividad biológica en microambientes contiguos, y la mineralización controlada biológicamente, donde las células de los organismos inician la nucleación, intervienen en el crecimiento, y determinan la forma y posición final de la materia mineral (Weiner y Dove, 2003). La relación entre la parte

orgánica e inorgánica es el factor estructural determinante para que los biominerales puedan desarrollar diferentes funciones biológicas (soporte estructural, corte y machacado, sensores de gravedad, etc.; Dove, 2010). La biomineralización en los seres humanos puede ser funcional (huesos, dientes y otolitos) o patológica (litiasis).

Los objetivos básicos de la propuesta

Los objetivos mínimos que debería perseguir la aplicación de esta propuesta ya fuese a nivel curricular o para su adaptación a cualquier actividad en el aula o la implementación de alguna unidad didáctica serían:

1) introducir terminología cristalográfica y mineralógica en relación con aspectos anatómico-fisiológicos de los seres humanos;

2) que los alumnos valoren la importancia de abordar la temática de los biominerales desde un punto de vista interdisciplinar, para que comprendan que no hay soluciones simples o únicas a realidades científicas complejas como puede ser la de la mineralización en los seres vivos;

3) que aprecien cómo algunos minerales (biominerales) son beneficiosos para la actividad y la propia existencia de un organismo, pero que su alteración, aumento o disminución pueden ser causantes de patologías o incluso la muerte del organismo;

4) que comprendan que hay una interrelación entre factores externos, como la alimentación, factores internos, como la genética, y los procesos de mineralización y patologías asociadas en el cuerpo;

5) que aprecien el estudio de los restos fósiles como llaves para la comprensión de los biominerales, y la importancia evolutiva de la propia aparición de partes mineralizadas en los seres vivos;

6) que valoren el trabajo de equipos multidisciplinares (biólogos, médicos, mineralogistas, químicos, paleontólogos, etc.) como la mejor forma de conocer todos los aspectos relativos a los biominerales, y la posibilidad de abrir nuevos espacios laborales como la Geología Médica.

Propuesta de contenidos interdisciplinares

La Tabla 1 muestra una propuesta de contenidos relacionados con aquellos recogidos en el currículo oficial y que se po-

Tipo	Mineral	Fórmula cristaloquímica	Localización
Fosfatos	Hidroxiapatito	$Ca_5(PO_4)_3(OH, F, Cl)$ (hexagonal)	En huesos y dientes con ciertas impurezas y en calcificaciones patológicas (renales, biliares, tumorales)
	Fosfato octacálcico	$Ca_8H_2(PO_4)_6 \cdot 5H_2O$	En cálculos dentales
	Brushita	$CaHPO_4 \cdot 2H_2O$	Cálculos dentales y renales y en menor medida en huesos
	Whitlockita	$Ca_{18}Mg_2H_2(PO_4)_{14}$	Cálculos renales, dentales y salivares; lesiones por caries dentales; calcificaciones de pulmones tuberculosos
	Estruvita	$MgNH_4PO_4 \cdot 6H_2O$	Cálculos renales y biliares
Oxalatos	Whewellita	$CaC_2O_4 \cdot H_2O$ (monoclínico)	Cálculos renales
	Weddellita	$CaC_2O_4 \cdot 2H_2O$ (tetragonal)	Cálculos renales
	Caoxita	$CaC_2O_4 \cdot 3H_2O$ (triclínico)	Cálculos renales
Carbonatos	Calcita	$CaCO_3$ (trigonal)	Otolitos, cálculos renales y biliares, glándulas salivales
	Aragonito	$CaCO_3$ (rómbico)	Cálculos biliares
	Vaterita	$CaCO_3$	Cálculos renales y biliares
Uratos	Ácido Úrico	$C_5H_4N_4O_3$	Sistema urinario
Óxidos	Magnetita	Fe_3O_4	Sistema urinario
	Goethita/Lepidocrocita	FeOOH	Sistema urinario
	Hematites	Fe_2O_3	Sistema urinario

Tabla 2.- Tipos de biominerales más comunes en el cuerpo humano con indicación de sus composiciones, sistemas cristalinos más comunes y su localización en el cuerpo (modificado de Elliot, 2002 y Wenk y Bulakh, 2004). Para completar el estudio de los siete sistemas cristalinos que aparecen en la naturaleza se puede ampliar esta información con la estructura cúbica de la halita.

drían incluir en el desarrollo de algunas unidades didácticas interdisciplinares. Además, se señalan nuevos conceptos y aplicaciones prácticas que se podrían integrar en dichas unidades y sus correspondientes criterios de evaluación. En este punto hay que aclarar que tan solo se realiza la propuesta a modo de ejemplo para un conjunto de biominerales funcionales, que son los huesos y dientes, que presentan una mineralogía de fosfatos. El docente puede de forma similar incluir los otolitos que intervienen en el sistema de equilibrio y orientación de los seres humanos, y que, desde el punto de vista mineralógico, también tienen interés por estar formados por carbonatos, otro de los grandes grupos de (bio)minerales. También son de interés, aunque algo más complejos, los oxalatos típicos de las litiasis y, por lo tanto, de biomineralizaciones patológicas, que a su vez podrían relacionarse con temas de Fisiología vegetal en los que son componentes comunes. Un desarrollo de estos otros biominerales, similar al que se realiza en el próximo apartado, reforzaría algunos contenidos de Cristalografía y Mineralogía, por ejemplo, los conceptos de isomorfismo y polimorfismo, estabilidad mineral, soluciones sólidas o los principales elementos cristalográficos de simetría.

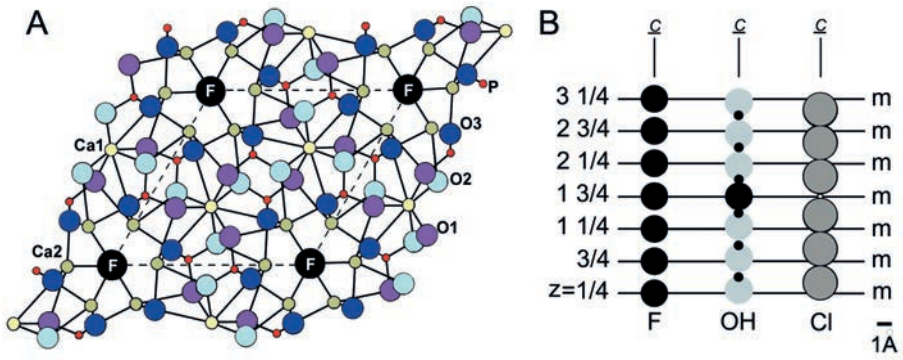


Fig. 1.- Características estructurales del apatito. A. Estructura del fluorapatito proyectada sobre el plano (001), perpendicular al eje *c* (modificado de Hughes y Rakovan, 2002). B. Columnas según el eje *c* de aniones adicionales en los tres términos extremos del apatito (modificado de Hughes *et al.*, 1989).

En el próximo apartado se describen las características cristaloquímicas y estructurales de los fosfatos, con el objetivo de que se facilite la labor de los docentes que quieran usar esta propuesta para la preparación de actividades complementarias o de ampliación en sus programaciones de aula. Además, se indican las características anatómicas y fisiológicas más relevantes que se pueden relacionar con los conceptos mineralógicos (ver Tabla 3) y algunas de las patologías más frecuentes que tienen su origen en variaciones cristalográficas o mineralógicas de los biominerales del cuerpo humano. Finalmente, se exponen una serie de puntos de interrelación entre las diferentes ciencias y posibles cuestiones cuyo tratamiento en el aula puede motivar a los alumnos y despertar su curiosidad.

Los fosfatos

Los fosfatos y en especial el grupo del apatito son buenos ejemplos de isomorfismo, sustituciones catiónicas y aniónicas, defectos estructurales como vacancias o impurezas, etc., y suponen el décimo grupo de minerales más abundante de la Tierra. El calcio y el fósforo se encuentran entre los elementos más abundantes del cuerpo humano, solo superados por los cuatro elementos esenciales (C, H, O y N). Así, el hidroxiapatito es el biomineral más abundante e importante en el cuerpo humano, y del resto de vertebrados, ya que forma la estructura de huesos, dientes y algunas calcificaciones patológicas (Tabla 2).

El P^{5+} tiene una carga elevada, un tamaño similar al S^{4+} y forma con el oxígeno grupos aniónicos anisodésmicos, en los que el catión fósforo está más fuertemente atraído por el oxígeno que el resto de cationes. Por estas características los fosfatos no se suelen polimerizar y presentan grupos aniónicos tetraédricos $(PO_4)^{3-}$ aislados (número de coordinación, NC = 4), que se unen unos a otros por medio de cationes. Por sus características similares se forman series isomorfas con los compuestos de arseñatos (AsO_4^{3-}) y vanadatos (VO_4^{3-}). Muchos de estos compuestos presentan aniones adicionales (OH, Cl, F) y en ocasiones están hidratados con moléculas de agua (Klein y Hurlburt, 1997).

La estructura del apatito *sensu stricto* (Fig. 1a) está basada en un empaquetado hexagonal simple, en el que los tetraedros (PO_4) se unen lateralmente por medio de cationes calcio (Hughes y Rakovan, 2002). El calcio ocupa dos posiciones estructurales; por un lado en coordinación irregular nueve (NC = 9) ocupando el centro de un prisma trigonal y tricapa de oxígenos. El calcio en este poliedro se une a tres oxígenos de la capa inferior y tres de la superior definiendo el prisma trigonal, y además se coordina con otros tres oxígenos de su propio plano que ocupan las caras del prisma. El resto de cationes calcio ocupan poliedros distorsionados de oxígenos y un anión adicional (F, Cl, OH) en coordinación irregular siete (NC = 7) (Hughes *et al*., 1989). El Ca^{2+} puede ser sustituido por multitud de cationes (Mg, Sr, Na, Pb, tierras raras, etc.), principalmente en el segundo tipo de posición poliédrica, constituyendo así una solución sólida catiónica. Los aniones adicionales aparecen en el centro de grupos triangulares (NC = 3) de tres calcios y se van situando a lo largo de canales alargados según el eje *c*. Estos grupos triangulares tienen sentidos opuestos en capas alternas según el eje *c*. El anión flúor se sitúa en el mismo plano que los calcios, sin embargo, los aniones Cl^- y OH^- son más grandes y están por encima o debajo del plano de los calcios, lo que origina una pérdida de simetría hexagonal a monoclínica, por pérdida de un plano de reflexión. Este problema se soluciona, en la mayoría de los ejemplares, mediante la incorporación de impurezas (otros aniones adicionales) o generación de vacancias, que mantienen una simetría media hexagonal para las estructuras del hidroxiapatito y del cloroapatito, respectivamente (Hughes y Rakovan, 2002; Fig. 1B). Por lo tanto, esta estructura presenta ejes senarios helicoidales, ejes binarios, planos de reflexión

y centros de simetría, entre otros elementos de simetría.

Según el anión adicional se forman tres términos extremos del apatito *sensu stricto*. Además, hay otras sustituciones posibles que dan lugar a los siguientes minerales, más o menos comunes (Pan y Fleet, 2002):

- Apatito *sensu stricto*: $Ca_5 (PO_4)_3$ (F, Cl, OH)
- Hidroxiapatito = $Ca_5 (PO_4)_3$ OH
- Fluorapatito = $Ca_5 (PO_4)_3$ F
- Cloroapatito = $Ca_5 (PO_4)_3$ Cl
- Hidroxifluorapatito = $Ca_5 (PO_4)_3$ (OH, F)
- Carbonato fluorapatito (Francolita) = $Ca_5 (PO_4, CO_3OH)_3$ F
- Carbonato-apatito (Dahllita) = $Ca_5 (PO_4, CO_3OH)_3$ OH. Los grupos $(CO_3OH)^{3-}$ pueden sustituir parte de los grupos fosfato o unirse a las paredes de los canales formados según el eje *c*, aunque hay controversia al respecto (Fleet *et al.*, 2011).

De todas estas fases descritas el principal biomineral es el hidroxiapatito, aunque no suele ser puro, sino que presenta mayor o menor cantidad de flúor y de carbonato, sustituyendo a los OH y al grupo fosfato, respectivamente (francolita o dahllita). Los pequeños porcentajes de sustituciones iónicas que tienen lugar en los dientes, y también en los huesos, pueden ser los causantes tanto de efectos beneficiosos, como perjudiciales para el mismo. El apatito contenido en el esmalte tiene menos sustituciones que el apatito contenido en la dentina o en el hueso y es más cercano al hidroxiapatito estequiométrico. En la dentina y el hueso, el apatito tiene mayor desorden, numerosas deficiencias y sustituciones de grupos $CO_3^{=}$ y $(HPO_4)^{=}$. En el mismo sentido, el aporte de aguas fluoradas (aportan iones F que sustituyen a los OH del hidroxiapatito) o la utilización de dentífricos con flúor pueden ser muy beneficiosos para la protección del diente, ya que el fluorapatito presenta un producto de solubilidad menor que el hidroxiapatito (Patel y Brown, 1975). Además, el fluorapatito resiste sin disolverse hasta pH de 4,5 mientras que el hidroxiapatito se desestabiliza y disuelve a partir de pH de 5,5 (Carretero y Pozo, 2007). Por el contrario, la presencia de $(CO_3)^{2-}$ en el hidroxiapatito de los dientes aumenta el producto de solubilidad y, por lo tanto, la disolución en ácidos y consecuentemente su debilitamiento (Patel y Brown, 1975). El hecho de que el apatito sea un material inorgánico no significa que sea "inerte", es decir, que es fundamental en los procesos metabólicos del cuerpo humano. Entre otros se pueden destacar la importancia del calcio en los procesos de contracción muscular (junto con magnesio, actina y miosina, etc.) o del fosfato en la formación del ATP (adenosín trifosfato), de los fosfolípidos, y un largo etcétera. Así mismo el apatito de los huesos es un "almacén" de elementos menores y traza en el cuerpo humano (Pasteris *et al*., 2008).

De la anterior descripción mineralógica, composicional, estructural-cristalográfica de los fosfatos (principalmente del grupo del apatito) se pueden destacar algunas interrelaciones con la Biología o la Química, y algunas preguntas que pueden ser motivadores para ser tratadas en el aula. Entre otras se pueden destacar:

1) Los fosfatos son los componentes inorgánicos predominantes en los vertebrados. A este respecto se podría preguntar: ¿Por qué son los elementos mayoritarios si no lo son en el medio externo (la Tierra)? o ¿Cómo llegan el calcio o el fósforo a su lugar en los huesos o los dientes? Estas cuestiones permiten enlazar con la nutrición humana y el propio funcionamiento sistémico del cuerpo.

2) Los fosfatos no se suelen polimerizar. En relación con este hecho es interesante hacer notar la diferencia que tienen con la mayoría de los componentes orgánicos (abordados en Bioquímica o Química orgánica), muchos de los cuales estudian los alumnos de 1º de Bachillerato. Así surgen cuestiones como: ¿De qué depende que unos elementos formen grupos fácilmente polimerizables y otros no los formen? o ¿Qué consecuencias tiene este hecho para la vida? Estas cuestiones permiten introducir aspectos relacionados con las condiciones iniciales que posibilitaron la aparición de la vida en la Tierra.

3) El hidroxiapatito presenta gran facilidad para formar soluciones sólidas y dar entrada en su estructura a multitud de elementos. Esta característica cristalográfica permite preguntar: ¿Qué repercusiones puede tener el hecho de que la composición de los huesos o los dientes pueda tener variaciones por entrada de diferentes cationes y aniones? Esta cuestión permite abordar aspectos de problemas médicos y ambientales, como la presencia de determinados contaminantes atmosféricos o del agua que pueden, como en el caso del plomo o el estroncio radiactivo, pasar a los huesos con las consecuencias patológicas que pueden conllevar.

4) El flúorapatito, el hidroxiapatito y carbonato-hidroxiapatito presentan diferente dureza, distinta resistencia a los cambios del pH, y a otras variables químicas, lo que influye en sus productos de solubilidad y, por lo tanto, en su estabilidad. Este aspecto relaciona conceptos de Biología, Química y Mineralogía, permitiendo preguntarnos: ¿Cómo afectan a las características de nuestros huesos o dientes los pequeños cambios producidos en las composiciones del hidroxiapatito? Esta cuestión puede plantearse con el uso de sencillos diagramas de estabilidad mineral, con los que mostrar al alumnado, por ejemplo, el porqué del uso de dentífricos con flúor, que a la larga sustituyen parte de los OH del hidroxiapatito generando cierta cantidad de flúorapatito. Además permite enlazar con los usos de los minerales, ya que el flúor para la producción de dentífricos proviene en gran medida del mineral fluorita.

5) El calcio y el fósforo del apatito son fundamentales en los procesos metabólicos del cuerpo, en procesos como la contracción muscular o la formación de ATP. Este es uno de los puntos con más clara relación con la Fisiología y la Bioquímica, por ejemplo con las cuestiones: ¿Qué ocurre cuándo disminuye el calcio en el cuerpo? o ¿Qué relación hay entre el metabolismo del calcio, la vitamina D y la luz solar?

6) Finalmente, como una aplicación a la Paleontología, el hidroxiapatito de huesos y dientes puede sufrir trasformaciones posteriores a su enterramiento (paso de hidroxiapatito a fluorapatito o carbonatoapatito) que permiten que estos restos queden preservados en el registro fósil tras la fosilización y ser estudiados por su interés taxonómico, pa-

leobiológico, evolutivo o paleogeográfico. Por otra parte, como se ha descrito, la estructura del hidroxiapatito permite el intercambio de gran cantidad de elementos traza y de diferentes tipos de isótopos, que quedan retenidos en huesos y dientes, haciendo de estos restos buenos indicadores paleoclimáticos, paleoambientales y paleoecológicos (Kohn y Cerling, 2002; Trueman y Tuross, 2002).

Carácterísticas anatómicas y fisiológicas de los huesos

Los huesos son tejidos complejos interconectados, que actúan como estructuras de sostén que se remodelan dinámicamente a lo largo de la vida con el fin de mantener su integridad estructural (Glimcher, 2006). El hueso está constituido por un 30% de componente orgánico y un 70% de componente inorgánico. A su vez, el componente inorgánico está constituido por hidroxiapatito (66,5%) y cantidades variables de otros iones (carbonato, citrato, magnesio, potasio, sodio y flúor), y el componente orgánico por matriz ósea (29,4%) y células (0,6%). Finalmente, la matriz ósea se compone de colágeno (28%) y proteínas no colágenas (1,4%) (Carretero y Pozo, 2007).

Las células óseas (osteoblastos, osteoclastos y osteocitos) controlan la formación, la resorción y el volumen del hueso, por lo tanto son muy activos e importantes en el metabolismo del calcio, fosfato y otros iones presentes en el cuerpo (Platzer, 1986). Por ejemplo, cuando hay exceso de Ca^{2+} en la sangre, este se deposita en los huesos, mientras que cuando falta calcio en el organismo los huesos proporcionan la cantidad necesaria para el correcto funcionamiento del metabolismo. Los osteoblastos son las células del hueso que se encargan de la fabricación de la matriz ósea y de iniciar el proceso de mineralización ósea, así como de controlar la mineralización de la matriz proteica del colágeno extracelular (Puzas, 1996). Los osteocitos son células óseas maduras derivadas de los osteoblastos cuando estos se mineralizan y cuya función es la de mantener las actividades celulares del tejido óseo, como el intercambio de nutrientes y productos de desecho. Finalmente, los osteoclastos son las células encargadas de la resorción y remodelación de los huesos.

El hidroxiapatito de los huesos, generalmente, presenta impurezas que le acercan a la fase denominada carbonatohidroxiapatito. Los cristales de apatito se disponen alineados paralelamente unos a otros, lo cual genera un alto grado de orden (Glimcher, 2006). Durante la infancia el "apatito" de los huesos está menos ordenado y puede ser más amorfo, formando fibras con la materia orgánica. Al ir creciendo los huesos aumenta el orden y el tamaño de los cristales y se pierde materia orgánica lo que se traduce en menor elasticidad y mayor fragilidad de los huesos (Glimcher, 2006).

El rendimiento mecánico general del tejido óseo es bastante notable y se combinan dos propiedades esenciales para su función, la rigidez estructural y la resistencia (dureza o tenacidad) que son adecuadas para prevenir los inicios del agrietamiento y su propagación (Fratzl, 2008). El componente orgánico de los huesos, constituido por proteínas como el colágeno, es resistente (duro) pero no muy rígido (algo elástico). El componente mineral (hidroxiapatito), por el contrario, es rígido pero no muy resistente (dureza en la escala Mohs de 5). Sin embargo, se puede observar en la Figura 2 que tanto el hueso como la dentina combinan en su justa medida ambas propiedades (Fratzl, 2008). La asociación del "apatito" con fibras colágenas óseas es la responsable de la rigidez y resistencia características del tejido óseo.

Los huesos son tejidos vivientes que están metabólicamente activos durante la vida. A medida que el organismo envejece, un desequilibrio entre el proceso de formación del hueso y la reorganización causa pérdidas en la masa del hueso, produce cambios en su calidad y aumenta la necesidad de restablecer la función del tejido mineralizado que se haya perdido o dañado (Kawasaki *et al*., 2009). Determinadas enfermedades que afectan a los huesos son causadas por procesos de mineralización deficiente o excesiva, acompañada de pérdida de las propiedades de rigidez y resistencia (ver siguiente apartado). Sin embargo, existen determinados inhibidores moleculares cuya función es retardar la calcificación espontánea de los tejidos internos (Pasteris *et al*., 2008). Algunas de estas enfermedades se corresponden con anomalías genéticas, pero también pueden ser graduales y depender de factores ambientales como la alimentación, el ejercicio físico, la contaminación ambiental o la exposición al sol (Boskey, 2007).

De nuevo con respecto a esta exposición de la anatomía y fisiología del hueso surgen algunas cuestiones interesantes:

1) Los huesos se remodelan a lo largo de toda la vida ¿Quiere esto decir que los minerales que los forman se transforman, disuelven o crecen? Esta cuestión es de gran interés ya que muchos alumnos, como demuestran estudios recientes, piensan que el cambio o el crecimiento son

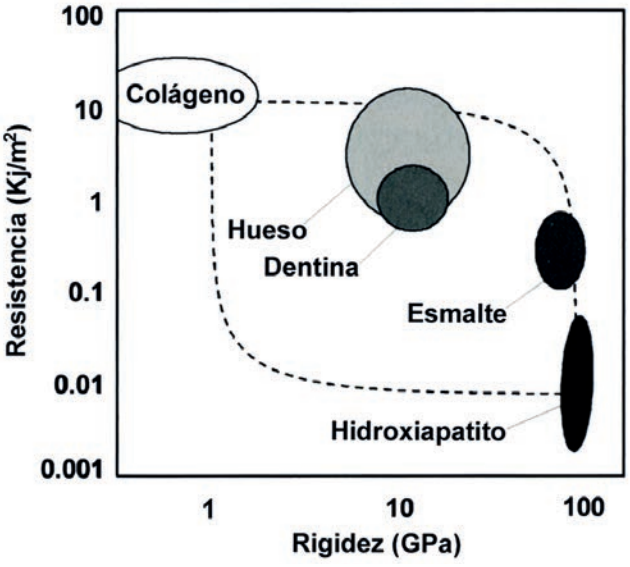


Fig. 2.- Valores típicos de rigidez (módulo de Young) y resistencia (tenacidad o dureza; energía de fracturación) en tejidos mineralizados por hidroxiapatito. Las líneas de puntos indican casos extremos en la mezcla de ambos parámetros (modificado de Fratzl y Gupta, 2007).

aspectos relacionados con la parte orgánica, la vida, pero que los cristales o los minerales no varían (Durán y Puigcerver, 2017). Imágenes de microscopía e incluso vídeos de cambios a nivel nanométrico que se producen en los huesos pueden encontrarse en Internet, lo que unido a prácticas de cristalización podrían ser determinantes a la hora de corregir este error conceptual. Como aplicación a conceptos de Física, es posible explicar la relación entre diversos métodos analíticos como la difracción de rayos X y la caracterización y estudio de los (bio)minerales a través de sus estructuras cristalinas (Reventós *et al*., 2012) o las características de las lentes de los microscopios o las espectroscopías mediante el uso de imágenes de microscopía óptica o electrónica de muestras de biominerales (huesos, dientes, piedras del riñón o la vesícula, etc.).

2) Durante la vida de un individuo varían el tamaño y el grado de orden de los cristales de los huesos: ¿Qué consecuencias tiene esta variación sobre las características mecánicas del hueso? o ¿Cómo puede afectar este hecho a las actividades deportivas que realizamos los seres humanos? En este caso los cambios llevan aparejados pérdida de materia orgánica lo que se traduce en menor elasticidad y mayor fragilidad de los huesos, limitando la actividad física de gran exigencia con la edad, y requiriendo mayor tiempo de curación ante lesiones o fracturas de los huesos; todos estos aspectos relacionados con otras ciencias.

3) Determinadas patologías de los huesos son causadas por procesos de mineralización deficiente o excesiva, aspecto que se desarrolla en el próximo apartado.

Algunas patologías de los huesos relacionadas con su mineralogía

Osteoporosis. En condiciones normales (sin enfermedades), durante el crecimiento hay más osteoblastos (o son más activos) que osteoclastos, mientras que durante la vejez predominan los osteoclastos (o son más activos), por lo que se elimina calcio de los huesos y se puede originar el proceso de osteoporosis (Boskey, 2006). Además de la vejez, la menopausia es uno de los momentos en los que es mayor el riesgo de padecer esta enfermedad.

La osteoporosis es una enfermedad causada por desórdenes en el esqueleto, como resultado de procesos de pérdida excesiva de masa (incremento de la porosidad) en los huesos y de la ruptura de su microarquitectura (Vilela y Nunes, 2011). Según estos autores la reducción en la tasa de formación de masa ósea es la causa más importante en la osteoporosis. En el hueso osteopórico las zonas mineralizadas tienen defectos en su estructura normal y presentan un incremento de la porosidad cortical, aunque la relación mineral/colágeno permanece normal (Tabla 3). Suele asociarse a deficiencias en el contenido de flúor, calcio y fosfatos o a problemas metabólicos. La osteoporosis pone en peligro la integridad estructural de los huesos e incrementa su fragilidad y el riesgo de fractura. Hasta el momento no hay una solución para esta enfermedad, aunque hay muchos estudios que muestran como retardar sus efectos perjudiciales mediante dietas (por ejemplo ricas en calcio), ejercicio físico o medicamentos (Skinner, 2005).

Osteomalacia. Es el reblandecimiento de los huesos debido a un problema con la capacidad del cuerpo para absorber calcio y fósforo, y que es propiciado por una severa falta de vitamina D (Tabla 3). En los niños se denomina raquitismo (Faibish *et al*., 2005). En personas con osteomalacia los huesos son más blandos ya que tienen una relación mineral/colágeno más baja de lo normal (cantidad elevada de colágeno y baja de mineral; Skinner, 2005). Estas deficiencias pueden deberse a problemas metabólicos o a variaciones genéticas (Kawasaki *et al*., 2009).

Osteopetrosis. Es un extraño desorden congénito que se presenta en los humanos al nacer, en el cual los huesos se vuelven demasiado densos. Esto deriva de un desequilibrio entre la formación del hueso y su resorción, debido al mal funcionamiento de los osteoclastos. Como consecuencia, el modelado y remodelado del hueso no es equitativo y el esqueleto se vuelve frágil a pesar de que se incrementa su

Enfermedad	Descripción	Frecuencia	Contenido mineral	Tamaño del cristal
Osteoporosis*	Incremento de la porosidad con tendencia a la fractura	Alta	Variable	Aumenta
Osteomalacia*	Hueso poco mineralizado con tendencia a la fractura	Alta	Disminuye	Aumenta
Osteopetrosis*	Hueso denso con alta tendencia a la fracturación	Baja	Aumenta	Disminuye
Osteogénesis imperfecta	Hueso flexible debido a una síntesis anormal del colágeno	Baja	Disminuye	Disminuye
Osteonecrosis	Hueso necrótico	Baja	Aumenta	Variable
Amelogénesis imperfecta*	Desequilibro en la mineralización del esmalte	Alta	Disminuye	Variable

Tabla 3.- Determinadas enfermedades de los huesos y los dientes debidas a procesos de mineralización deficiente o excesiva (modificado de Boskey, 2007). Con un asterisco se indican aquellas que se detallan en el texto.

masa (Tabla 3). Se puede decir que la mineralización aumenta pero la frecuencia con la cual se regeneran los huesos es baja en esta enfermedad (Boskey, 2006).

Carácterísticas anatómicas y fisiológicas de los dientes

Los dientes forman parte del aparato masticador en el ser humano y se componen de esmalte, dentina, cemento radicular y pulpa. La dentina y el esmalte presentan una serie de diferencias bastante significativas. Por una parte, la dentina, al igual que los huesos, se considera como un "tejido viviente", mientras que el esmalte es acelular y, por lo tanto, no es un "tejido vivo" (Elliot, 2002). Por otra parte, el colágeno se presenta como el mayor constituyente orgánico de la dentina y el cemento, al igual que de los huesos, pero no aparece en el esmalte (Skinner, 2005). Las diferencias entre la dentina y el esmalte se producen en el proceso embriológico de su formación, siendo la primera de origen mesodérmico (al igual que los huesos) y la última de origen ectodérmico (Elliot, 2002).

El esmalte, formado por la acción de células especializadas (ameloblastos), es un tejido muy mineralizado, constituido por cristales entrecruzados en las tres direcciones del espacio, de composición apatito (96%), y en menor medida por materia orgánica (1,7% de amelogeninas, ameloblastinas y enamelinas) y agua (2,3%) (Kawasaki *et al*., 2009). Por su extrema mineralización presenta gran dureza que protege la superficie de la corona de los dientes (característica importantísima para su función masticatoria y también para su posterior preservación en el registro fósil).

La dentina, formada por la acción de los odontoblastos, es un tejido duro, con cierta elasticidad (Fig. 2), constituido mayoritariamente por apatito (69,3%) y menores cantidades de materia orgánica (17,5%, principalmente proteínas colágenas) y agua (13,2%) (Leonhardt, 1986). Aunque el colágeno es la proteína que le da flexibilidad a los ligamentos y a los tendones, la adición de apatito a la matriz del colágeno lo convierte en un componente rígido que proporciona tanto a los dientes como a los huesos y otros tejidos su gran capacidad de resistencia (Despopoulos y Silbernagl, 1986).

Finalmente, el cemento radicular, formado por la acción de los cementoblastos, es un tejido duro parecido al hueso que está constituido en su totalidad por apatito, mientras que la pulpa es un tejido blando y fibroso constituido por materia orgánica que da sensibilidad al diente. En la pulpa se forman los odontoblastos responsables de la formación de la dentina, entre otras funciones (Boskey, 2007).

De nuevo, de la descripción de las características de los dientes y sus componentes se pueden destacar algunas interrelaciones, y surgen cuestiones que pueden ser motivadoras para ser tratadas en el aula: ¿Qué consecuencias tiene para su composición, estructura y función el hecho de que la dentina y el esmalte tengan diferentes orígenes embriológicos?, ¿Por qué los dientes son los elementos que mejor fosilizan del cuerpo de los vertebrados?, ¿Qué datos podrían proporcionar estos restos sobre la ecología del pasado de la Tierra? o ¿Tienen relación las patologías de los dientes con su composición mineralógica o con su estructura microcristalina? Esta última cuestión se desarrolla en el próximo apartado exponiendo algunas de las patologías más típicas de los dientes y sus relaciones con aspectos de nutrición, higiene bucal, procesos bioquímicos que tienen lugar en la boca, etc.

Algunas patologías de los dientes en relación con su mineralogía

Caries dentales. Cuando los dientes se deterioran por una deficiente mineralización, se desarrollan las caries. Actualmente se sabe que el pH (la acidez) es el principal culpable del desarrollo de caries, siendo también nocivos los azúcares. Los carbohidratos son importantes como sustrato donde se desarrollan las bacterias bucales y como materia que por fermentación bacteriana genera ácidos. A pesar de su dureza, el esmalte dental tiene gran microporosidad que facilita los ataques ácidos durante las reacciones químicas generadoras de las caries (Elliot, 2002).

En la boca se produce un ciclo continuo de desmineralización y remineralización de la superficie de los dientes, por lo que podemos considerar la carie como un proceso dinámico (Elliot, 2002). Si la acidez en la superficie de un diente se sitúa por debajo de un pH de 5,5, se producirá una liberación de iones calcio y fosfato, que serán englobados en la saliva (en general ligeramente alcalino, pH = 7-8). Pero estos elementos pueden volver a la estructura del diente si el pH de la saliva sube por encima de 5,5, ya que esta es una solución saturada de estos iones, y así toda lesión que solo afecte al esmalte podrá remineralizarse. Cuando el equilibrio entre remineralización y desmineralización se rompe, debido a periodos prolongados de acidez, se producen las caries (Elliot, 2002; Carretero y Pozo, 2007).

La carie dental es un ejemplo de interacción entre nutrición e infección. Se necesitan muchos nutrientes para un buen desarrollo y la salud de los dientes y las encías (vitaminas A y D, calcio, fósforo y proteínas). Sin embargo, en términos de prevención de caries, el flúor es el elemento más destacable. Una adecuada fluoración de las aguas de consumo (aproximadamente 1-2 ppm de flúor en los suministros de agua urbana; Gómez Santos *et al*., 2002) puede proteger los dientes contra las caries. Otros medios para reducir las caries dentales son la educación nutricional a padres y niños (dietas cariogénicas y los riesgos asociados, higiene buco-dental, hábitos de cepillado de los dientes, etc.) y las revisiones periódicas de los médicos especialitas (Gómez Santos *et al*., 2002).

Otra enfermedad relacionada con los dientes es la periodontal (en las encías). Suele producirse en personas mayores y es una causa de pérdida de dientes. Esta enfermedad empieza con el desarrollo de placas de minerales (también denominadas cálculos; Tabla 3) por bacterias que sobreviven en los carbohidratos que se adhieren a los dientes. La placa genera inflamación e infección del ligamento periodontal y conduce a encías retraídas y sangrantes, periodontitis, y eventualmente a pérdida de la base ósea y de los dientes. Esta enfermedad ha sido relacionada con infinidad de otras enfermedades como consecuencia o como factor causante (Arias *et al*., 2016).

Fluorosis dental. Como ya se ha comentado, el flúor en el agua de ingesta, en la crema dental o aplicado sobre los dientes hace que el esmalte dental sea más resistente a las caries. Sin embargo, un exceso de flúor, puede generar efectos adversos sobre los dientes como la fluorosis dental. La fluorosis es la hipomineralización del esmalte dental por aumento de la porosidad. Generalmente se debe a una excesiva ingesta de flúor durante el desarrollo del esmalte antes de la erupción. El consumo de agua con un contenido superior a 5 ppm de forma continuada dará lugar a una amplia fluorosis dental (Gómez Santos *et al*., 2002). No solo el consumo excesivo de flúor es condicionante de la fluorosis, también que este consumo coincida con el periodo de formación de los dientes, que es cuando mayor relevancia estructural tiene el flúor (Driscoll *et al*., 1983). Durante el período de formación del diente, la incorporación del flúor se hace fundamentalmente a través de la pulpa dentaria, que contiene vasos sanguíneos, donde la célula formadora de esmalte, el ameloblasto, está sintetizando una matriz proteica que posteriormente se calcifica. Si por esta vía se ingieren altas concentraciones de flúor, este interfiere con el metabolismo del ameloblasto y el proceso de calcificación, y forma un esmalte defectuoso dando lugar a la fluorosis dental (Driscoll *et al*., 1983). Otras enfermedades también pueden estar en el origen o el agravamiento de la fluorosis, como es el caso de la enfermedad celíaca (Giluca *et al*., 2010). Existe una fluorosis esquelética mucho más peligrosa que la dental, cuyas consecuencias y tratamiento están en estudio por la comunidad científica (Reddy *et al*., 1998).

Amelogénesis imperfecta. La amelogénesis imperfecta es una enfermedad que representa un grupo heterogéneo de condiciones que afectan al esmalte dental, ocasionalmente en conjunto con otras enfermedades dentales y bucales (Tabla 3). Esta enfermedad afecta la estructura del esmalte de manera similar en la mayoría de los dientes y puede estar asociada con cambios bioquímicos en el cuerpo humano (Robinson *et al*., 2003). Las propiedades físicas y la función fisiológica del esmalte están directamente relacionadas con la composición, orientación, disposición y morfología de los componentes minerales dentro del tejido (Mahoney *et al*., 2003). El esmalte dental se presenta en la amelogénesis imperfecta como un tejido altamente mineralizado con más del 95% de su volumen ocupado por grandes, y fuertemente organizados, cristales de hidroxiapatito. La formación de esta estructura altamente organizada parece estar controlada por los ameloblastos a través de la interacción de una serie de moléculas de la matriz orgánica (Crawford *et al*., 2007). Algunos de los múltiples genes que codifican las proteínas específicas del esmalte han sido indicados como genes promotores de la amelogénesis imperfecta (Kawasaki *et al*., 2009).

Consideraciones finales

Esta evaluación de algunas materias de ciencias del actual currículo estatal de Bachillerato ha puesto de manifiesto que, a pesar de la constante referencia a la importancia de conocimientos interdisciplinares que se hace en ella, no hay suficientes contenidos ni criterios de evaluación que muestren esta interdisciplinariedad. En este trabajo hemos presentado una propuesta para introducir en Bachillerato conceptos de Mineralogía, como los sistemas cristalinos o la estabilidad y transformaciones minerales, a partir de las características de los biominerales más importantes del cuerpo humano. Esto permite a los alumnos recibir información cristalográfica y mineralógica integrada en un conjunto de saberes que se entrelazan en torno al concepto de biomineralización. Este tipo de aproximaciones a la ciencia que integran diversas especialidades son fundamentales para el adecuado desarrollo de las competencias en Ciencia y Tecnología, ya que derivan de procesos y situaciones interconectadas similares a las que aparecen durante el ejercicio profesional de la Geología o la Biología. Además, este tipo de propuestas tienen un fuerte carácter instrumental, muestran su utilidad futura a los estudiantes y tienen interés social e incluso económico; todas estas características que pueden mostrar al profesorado, alumnado, padres y a la sociedad en su conjunto la relevancia de la Geología. Los aspectos tratados permiten contextualizar la Geología (Cristalografía y Mineralogía) al mostrar sus relaciones explícitas con la vida cotidiana de los estudiantes y sus familias, ya que cualquier estudiante puede conocer a personas con osteoporosis o ha sufrido caries dentales.

La propuesta puede ser usada para discusiones dirigidas en el aula, de forma que se puede destacar cómo determinadas enfermedades (la fluorosis o las litiasis, por ejemplo) son, en parte, consecuencia de aspectos socioeconómicos y cómo esta circunstancia influye en la distribución de estas enfermedades entre la población humana mundial (Dalstra *et al*., 2005), resaltando la importancia de que las investigaciones científicas y adelantos en salud lleguen a todos los rincones del planeta, como parte de un objetivo transversal de educación para la igualdad. Al mismo tiempo permite hacer partícipes a los alumnos sobre el conocimiento de hábitos saludables (entre otros la práctica de deporte y una correcta alimentación) y buenas prácticas de higiene en un contexto completamente científico.

Finalmente, se pone de manifiesto la importancia del trabajo de los investigadores en Mineralogía (búsqueda de características cristalográficas y mineralógicas que mejoren la comprensión de la estructura y el comportamiento de los biominerales ante los procesos bioquímicos del cuerpo humano) en una vertiente directamente relacionada con la salud, siendo este un aspecto poco o nada conocido por el alumno y la sociedad en su conjunto, y que por su potencial funcionalidad sería una forma de motivar al alumnado por su estudio.

Agradecimientos

Los autores agradecemos la concienzuda revisión y las sugerencias de Ismael Coronado y José Antonio Pascual, y de la editora Beatriz Bádenas, que han permitido mejorar y reorientar la propuesta inicial que se presentaba en este trabajo.

Referencias

Anguita, F., 1994. Geología, Ciencias de la Tierra, Ciencias de la Naturaleza: paisaje de un aprendizaje global. *Enseñanza de las Ciencias*, 12 (l): 15-21.

Arias, J.R., Becerra, M.S., Díaz, K.R., Mancilla, G.S., Monsalve, J.M., 2016. Efectividad de los tratamientos para la Periodontitis: Revisión sistemática. *Revista Venezolana de Investigación Odontológica IADR*, 4 (2): 298-313.

Boskey, A.L., 2006. Assessment of bone mineral and matrix using backscatter electron imaging and FTIR imaging. *Current Osteoporosis Reports,* 4: 71-75.

Boskey, A.L., 2007. Mineralization of bones and teeth. *Elements*, 3: 385-391.

Calonge, A., 2013. Estado actual de la Enseñanza de la Geología. *Macla,* 17: 11-12.

Casado, A.I., Fesharaki, O., Pérez-García, A., 2011. Origen de la vida: evolución de las teorías hacia un inicio organizado por minerales. En: *Viajando a mundos pretéritos*, (A. Pérez-García, F. Gascó, J.M Gasulla, F. Escaso, Eds). Ayuntamiento de Morella, Castellón, 75-92.

Carretero, M.I., Pozo, M., 2007. *Mineralogía Aplicada: Salud y Medio Ambiente*. Thomson Editores Spain, Paraninfo S.A., 406 p.

Crawford, P.J.M., Aldred, M., Bloch-Zupan, A., 2007. Amelogenesis imperfecta. *Orphanet Journal of Rare Diseases*, 2: 17.

Dalstra, J.A.A., Kunst, A.E., Borrell, C., Breeze, E., Cambois, E., Costa, G., Geurts, J.J.M., Lahelma, E., Van Oyen, H., Rasmussen, N.K., Regidor, E., Spadea, T., Mackenbach, J.P., 2005. Socioeconomic differences in the prevalence of common chronic diseases: an overview of eight European countries. *International Journal of Epidemiology*, 34: 316-326.

Del Toro, R., Morcillo, J.G. 2011. Las actividades de campo en educación secundaria. Un estudio comparativo entre Dinamarca y España. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19 (1): 39-47.

Despopoulos, A., Silbernagl, S., 1986. *Color atlas of phisiology.* Georg Thieme Verlag, Stuttgart, Alemania, 356 p.

Dove, P.M., 2010. The rise of skeletal biominerals. *Elements*, 6: 37-42.

Driscoll, W.S., Horowitz, H.S., Meyers, R.J., Heifetz, S.B., Kingman, A., Zimmerman, E.R., 1983. Prevalence of dental caries and dental fluorosis in areas with optimal and above optimal water fluoride concentration. *Journal of the American Dental Association*, 107: 42-47.

Durán, H., Puigcerver, M. 2017. Análisis de conceptos de los estudiantes de Magisterio acerca de los minerales y algunas estrategias para mejorar su comprensión. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 25 (3): 341-352.

Elliot, J.C., 2002. Calcium phosphate biominerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48 (1): 427-453.

Faibish, D., Gomes, A., Boivin, G., Binderman, I., Boskey, A.L., 2005. Infrared imaging of calcified tissue in bone biopsies from adults with osteomalacia. *Bone,* 36: 6-12.

Fermeli, G., Meléndez, G., Koutsouveli, A., Dermitzakis, M., Calonge, A., Steininger, F., D'Arpa, C., Di Patti, C., 2015. Geoscience teaching and student interest in secondary schools-preliminary results from an interest research in Greece, Spain and Italy. *Geoheritage*, 7: 13-24.

Fesharaki, O., 2016. Análisis paleoambiental y paleoclimático de los yacimientos de Somosaguas y Húmera (Mioceno medio, Madrid): sedimentología, petrología, mineralogía y aplicación a divulgación e innovación educativa. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 366 p.

Fleet, M.E., Liu, X., Liu, X., 2011. Orientation of channel carbonate ions in apatite: Effect of pressure and composition. *American Mineralogist*, 96 (7): 1148-1157.

Fratzl, P., 2008. Mechanical design of biomineralized tissues. Bone and other hierarchical materials. En: *Metal ions in Life Sciences*, (A. Sigel, H. Sigel, R.K.O. Sigel, Eds). John Wiley & Sons, England, 547-575.

Fratzl, P., Gupta, H.S., 2007. Nanoscale mechanisms of bone deformation and fracture. En: *Handbook of Mineralization,* (E. Bäuerlein, Ed). Wiley-VCH, Weinheim, 397-414.

Giluca, M.R., Cei, G., Gigli, F., Gandini, G., 2010. Oral signs in the diagnosis of celiac disease: review of the literature. *Minerva Stomatologica*, 59: 33-43.

Gimeno Sacristán, J., 2005. *La educación que aún es posible. Ensayos acerca de la cultura para la educación*. Morata, Madrid, 183 p.

Giné, N., 2009. Como mejorar la docencia universitaria: el punto de vista del estudiantado. *Revista Complutense de Educacion*, 20 (1): 117-134.

Glimcher, M.J., 2006. Bone: Nature of the calcium phosphate crystals and cellular, structural, and physical chemical mechanisms in their formation. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 64: 223-282.

Gómez Santos, G., Gómez Santos, D., Martín Delgado, M., 2002. *Flúor y fluorosis dental. Pautas para el consumo de dentífricos y aguas de bebida en Canarias*. Dirección General de Salud Pública, Servicio Canario de la Salud.

Hughes, J.M., Cameron, M., Crowley, K.D., 1989. Structural variations in natural F, OH and Cl apatites. *American Mineralogist*, 74: 870-876.

Hughes, J.M., Rakovan, J., 2002. The Crystal Structure of Apatite, $Ca_5(PO_4)_3(F,OH,Cl)$. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48 (1): 1-12.

Kawasaki, K., Buchanan, A.V., Weiss, K.M., 2009. Biomineralization in humans: making the hard chices in life. *The Annual Review of Genetics*, 43: 119-142.

Klein, C., Hurlburt, C.S., 1997. *Manual de mineralogía*. Basado en la obra de J.D. Dana. Editorial Reverté, 680 p.

Kohn, M.J., Cerling, T.E., 2002. Stable isotope compositions of biological apatite. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48 (1): 455-488.

Leonhardt, H., 1986. *Color atlas and textbook of human anatomy (II): Internal Organs*. Georg Thieme Verlag, Stuttgart, Alemania, 362 p.

Mahoney, E.K., Rohanizadeh, R., Smail, F.S.M., Kilpatrick, N.M., Swain, M.V., 2003. Mechanical properties and microstructure of hypomineralized enamel of permanent teeth. *Biomaterials*, 25: 5091-5100.

Niemi, H., Toom, A., Kallioniemi, A., 2016. *Miracle of Educaction: The principles and practices of teaching and learning in Finnish schools*. Sense Publishers, Rotterdam, Holanda, 292 p.

Olías, M., Nieto, J.M., 2012. El impacto de la minería en los ríos Tinto y Odiel a lo largo de la historia. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 25: 177-192.

Pan, Y., Fleet, M.E., 2002. Compositions of the apatite-group minerals: substitution mechanisms and controlling factors. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48 (1): 13-49.

Pascual Trillo, J.A., 1998. Por unas ciencias ambientales y unas ciencias de la Tierra. Reflexiones críticas y propuestas para un debate. *Enseñanza de las Ciencias*, 16 (2): 341-351.

Pascual Trillo, J.A., 2017. Necesitamos la Geología también en Bachillerato. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 25 (3): 274-284.

Pasteris, J.D., Wopenka, B., Valsami-Jones, E., 2008. Bone and tooth mineralization: Why apatite? *Elements*, 4: 97-104.

Patel, P.R., Brown, W.E., 1975. Thermodynamic solubility product of human tooth enamel powder: powdered sample. *Journal of Dental Research*, 54: 728-736.

Pedrinaci, E., 2012. Alfabetización en Ciencias de la Tierra, una propuesta necesaria. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 20 (2): 133-140.

Platzer, W., 1986. *Color atlas and textbook of human anatomy (I): Locomotor system.* Georg Thieme Verlag, Stuttgart, Alemania, 436 p.

Puzas, J.E., 1996. Osteoblasts cell biology: lineage and functions. En: *Primier of the metabolic bone diseases and disorders of mineral metabolism*, (M.J. Favus, Ed). Lippincott-Raven Press, New York, USA, 1-16.

Reddy, D.R., Srikanth, R.S., Misra, M., 1998. Fluorosis. *Surgical Neurology*, 49 (6): 635-636.

Reventós, M.M., Rius, J., Amigó, J.M., 2012. Mineralogy and geology: The role of crystallography since the discovery of X-ray diffraction in 1912. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 25: 133-143.

Robinson, C., Shore, R.C., Wood, S.R., Brookes, S.J., Smith, D.A.M., Wright, J.T., Connell, S., Kirkham, J., 2003. Subunit structures in hydroxyapatite crystal development in enamel: Implications for amelogenesis imperfecta. *Connective Tissue Research*, 44: 65-71.

Romero-Nieto, D., Fesharaki, O., García Yelo, B.A., 2014a. Películas de trasfondo paleontológico: análisis científico y propuestas didácticas. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 22 (2): 167-176.

Romero-Nieto, D., García Yelo, B.A. and Fesharaki, O., 2014b. Paleontología y Enseñanza Obligatoria. Fuentes y grado de conocimiento. *New Insights on Ancient Life,* 211-214.

Sahai, N., Schoonen, M.A.A., Skinner, H.C.W., 2006. The emergent field of Medical Mineralogy and Geochemistry. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 64: 1-4.

Skinner, H.C.W., 2005. Mineralogy of bone. En: *Medical Geology*, (O. Selenus, Ed). Elsevier, New York, 667-693.

Sorauf, J.E., 2005. Biomineralization. *Journal of Paleontology*, 79 (2): 408-410.

Trueman, C.N., Tuross, N., 2002. Trace elements in recent and fossil bone apatite. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48 (1): 489-521.

Vilela, P., Nunes, T., 2011. Osteoporosis. *Neuroradiology*, 53: 185-189.

Weiner, S., Dove, P.M., 2003. An overview of biomineralization processes and the problem of the vital effect. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 54: 1-29.

Wenk, H-R., Bulakh, A., 2004. Minerals and human health. En: *Minerals: Their constitution and origin*. Cambridge University Press. United Kingdom, 558-569.

Manuscrito recibido el 18-7-2018
Recibida la revisión el 27-2-2019
Aceptado el manuscrito revisado el 14-3-2019

Revista de la Sociedad Geológica de España 32 (1)

ISSN (versión impresa): 0214-2708
ISSN (Internet): 2255-1379

APORTACIÓN DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA A LA CARACTERIZACIÓN CINEMÁTICA DE LA FALLA DE JARQUE (CORDILLERA IBÉRICA)

Contribution of the magnetic fabric to the kinematics of the Jarque Fault (Iberian Range)

Pablo Sierra Campos, Teresa Román Berdiel, Antonio M. Casas Sainz y Marcos Marcén

Departamento de Ciencias de la Tierra, Grupo de Investigación Geotransfer, Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza
pablo.sierra4@gmail.com, mtdjrb@unizar.es, acasas@unizar.es, mma@unizar.es

Abstract: *In this paper the Anisotropy of the Magnetic Susceptibility (AMS) is applied together with the structural analysis along the Jarque Fault (Iberian Range) in its north-western sector. The Jarque Fault has a NW-SE direction, and extends longitudinally along at least 50 km, being one of the main structures that compartmentalize the Aragonese Branch of the Iberian Range. The S-C structures observed in the Jarque outcrop show a dextral-reverse component on planes with NW-SE trend and strong dip to W, consistent with the subhorizontal striae measured in fault planes of the Oseja outcrop. The dominant magnetic foliation coincides with the intermediate orientation between the S and C planes, and the magnetic lineation shows two maxima. The main maximum has a subvertical plunge being parallel to the direction of maximum slope of the planes of foliation and faults and also approximates the intersection lineation between S and C planes. The second maximum has a subhorizontal plunge that approximates the transport direction inferred from striae and S-C structures. The geological map shows structures oblique to the trace of the main fault, such as minor faults with WNW-SES trend and folds with E-W direction compatible with the dextral movement of the Jarque Fault. The results obtained indicate a structure resulting from the reactivation of an ancient (late-Variscan to Triassic) fault during the Alpine Orogeny associated with the NNE-SSW compression.*

Keywords: *magnetic fabric, AMS, fault rocks, Jarque Fault, Iberian Range.*

Resumen: *En este trabajo se aplica la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) junto con el análisis estructural a la Falla de Jarque (Cordillera Ibérica) en su tramo noroccidental. La Falla de Jarque, de dirección NW-SE, se extiende longitudinalmente a lo largo de al menos 50 km, siendo una de las principales estructuras que compartimentan la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Las estructuras S-C observadas en el afloramiento de Jarque muestran una componente dextral-inversa sobre planos de orientación NW-SE y fuerte buzamiento al W, consistente con las estrías subhorizontales medidas en planos de falla del afloramiento de Oseja. La foliación magnética dominante coincide con la orientación intermedia entre los planos S y C, y la lineación magnética muestra dos máximos. El máximo principal es subvertical, paralelo a la dirección de máxima pendiente de los planos de foliación y fallas y próximo a la lineación de intersección entre planos S y C. El segundo máximo es subhorizontal y próximo a la dirección de transporte deducida a partir de las estrías y las estructuras S-C. Los resultados obtenidos indican una estructura resultante de la reactivación de una antigua falla (tardivarisca a triásica) durante la Orogenia Alpina asociada a la compresión NNE-SSW.*

Palabras clave: *fábrica magnética, ASM, rocas de falla, Falla de Jarque, Cordillera Ibérica.*

Sierra Campos, P., Román Berdiel, T., Casas Sainz, A.M., Marcén, M., 2019. Aportación de la fábrica magnética a la caracterización cinemática de la Falla de Jarque (Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 32 (1): 77-96

Introducción

La Falla de Jarque es una de las estructuras más importantes en la evolución tectónica del sector norte de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Fig. 1). La Falla de Jarque, también llamada por algunos autores Falla de Tablado-Jarque (Sanz *et al.*, 2012, 2013), tiene una dirección subparalela a la dirección NW-SE de la Cordillera Ibérica. Se dispone ligeramente oblicua a la Falla de Río Grío, estudiada en detalle por Marcén Albero y Román Berdiel (2015), y corta a la Falla de Datos (renombrada como Cabalgamiento de Nigüella-Monforte por Casas *et al.,* 2016), una de las estructuras más importantes formadas durante la Orogenia Varisca de la Cordillera Ibérica. Además, la Falla de Jarque está cortada por estructuras más recientes y se caracteriza por la presencia de escalones *(jogs)* compresivos (Casas *et al*., 2016). A pesar de su importancia estructural, la Falla de Jarque solamente se nombra en trabajos centrados en el estudio de la esquistosidad alpina en zonas adyacentes (Gil Imaz, 1995; Gil Imaz y Pocoví Juan, 1994) y del magmatismo alcalino del Triásico superior (Sanz *et al*., 2012). Si bien se atribuye un origen tardivarisco a esta falla y una actividad posterior tanto de tipo compresivo durante el ciclo Alpino como de tipo extensional en etapas más recientes, hasta la fecha no se han realizado estudios de detalle sobre la misma que permitan establecer con precisión sus características estructurales y cinemáticas. La caracterización de las zonas de fallas asociadas a este tipo de estructuras no es tarea fácil debido a su complejidad estructural relacionada con posibles reactivaciones en diferentes regímenes tectónicos y a la frecuente escasez de marcadores cinemáticos en rocas de falla brechificadas. En estos contextos es muy útil aplicar técnicas indirectas como el análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM), que en los últimos años ha demostrado aportar información para caracterizar rocas y zonas de falla (Hirono *et al*., 2006; Solum y Van der Pluijm, 2009; Mertainen y Karell, 2012; Levi *et al*., 2014; Pomella, 2014; Moreno *et al*., 2014; Braun *et al*., 2015; Keskineva *et al*., 2016).

Debido a la dificultad de observar estructuras en rocas de falla formadas en el nivel estructural superior (microbrechas y harinas de falla), recientemente se ha utilizado esta técnica en varias fallas de la Península Ibérica. Así, se ha aplicado la ASM al estudio de la cinemática de cabalgamientos (Casas-Sainz *et al*., 2017, 2018; Román-Berdiel *et al*., 2018; Vernet *et al*., 2018) y de fallas de

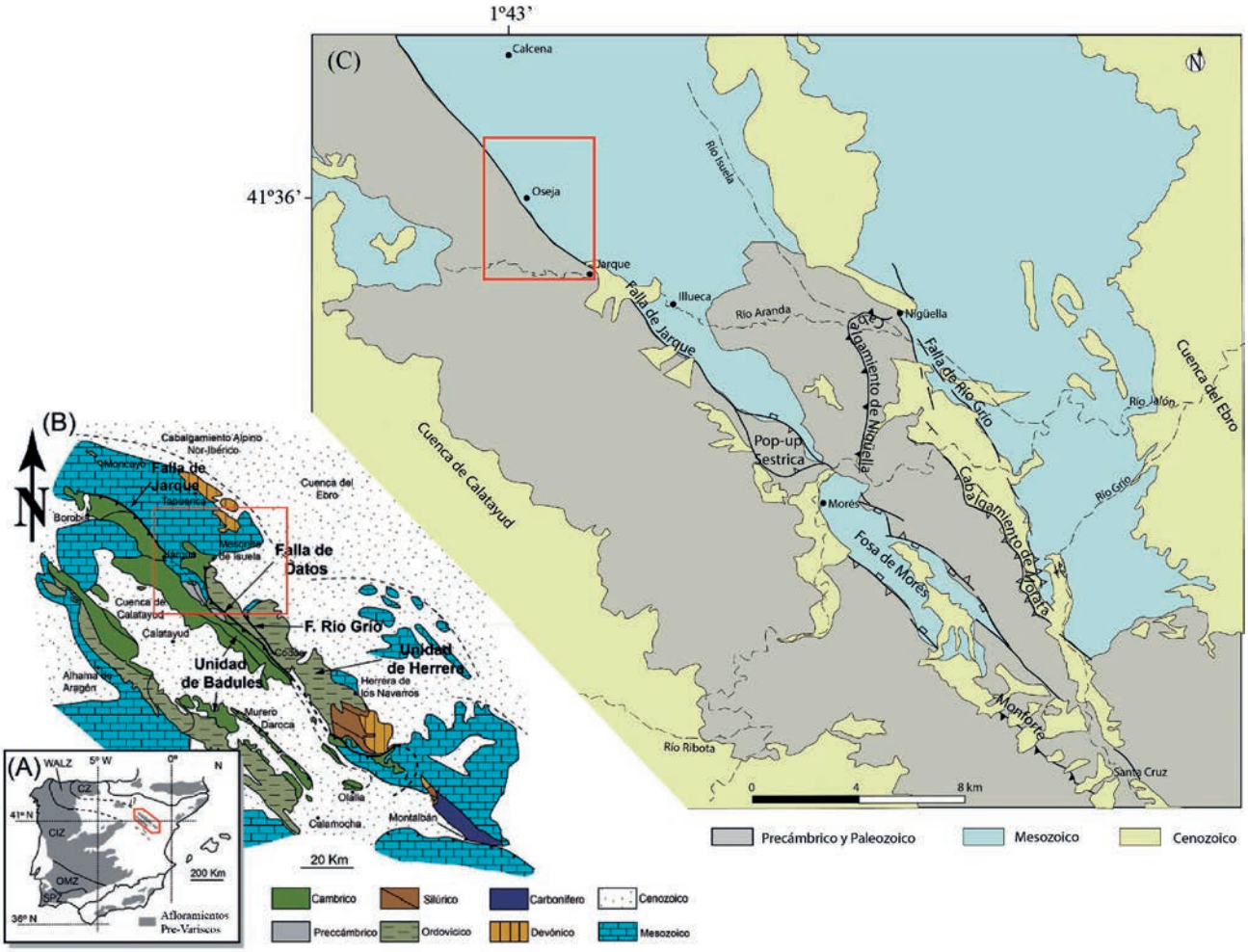


Fig. 1.- A y B. Mapa geológico simplificado de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y su localización en la Península Ibérica (modificado de Calvín-Ballester y Casas, 2014); CZ, Zona Cantábrica; WALZ, Zona Asturoccidental-Leonesa; CIZ, Zona Centroibérica; OMZ, Zona de Ossa-Morena; SPZ, Zona Sudportuguesa. C. Mapa geológico simplificado que muestra las principales estructuras del sector norte de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (modificado de Casas *et al.*, 2016) con la localización del área estudiada.

desgarre (Marcén *et al*., 2015, 2016, 2018). En todos ellos, la lineación magnética puede relacionarse con la dirección de transporte tectónico de la falla o con su perpendicular (*i.e.*, la lineación de intersección entre planos S y C). Esto aporta un mayor número de datos distribuidos a lo largo de la zona de falla para tener una mejor caracterización cinemática de las estructuras.

En este trabajo se caracteriza desde el punto de vista estructural la geometría y cinemática de la Falla de Jarque en su sector centro-occidental (Fig. 1C). Para ello se han realizado análisis de ASM y estructurales (*i.e.*, medida de orientación de planos de falla y de foliaciones, así como observaciones de láminas delgadas) de las rocas de falla asociadas. Además, se han llevado a cabo experimentos de magnetismo de rocas (*i.e.*, curvas termomagnéticas k/T) para corroborar los resultados obtenidos de la ASM.

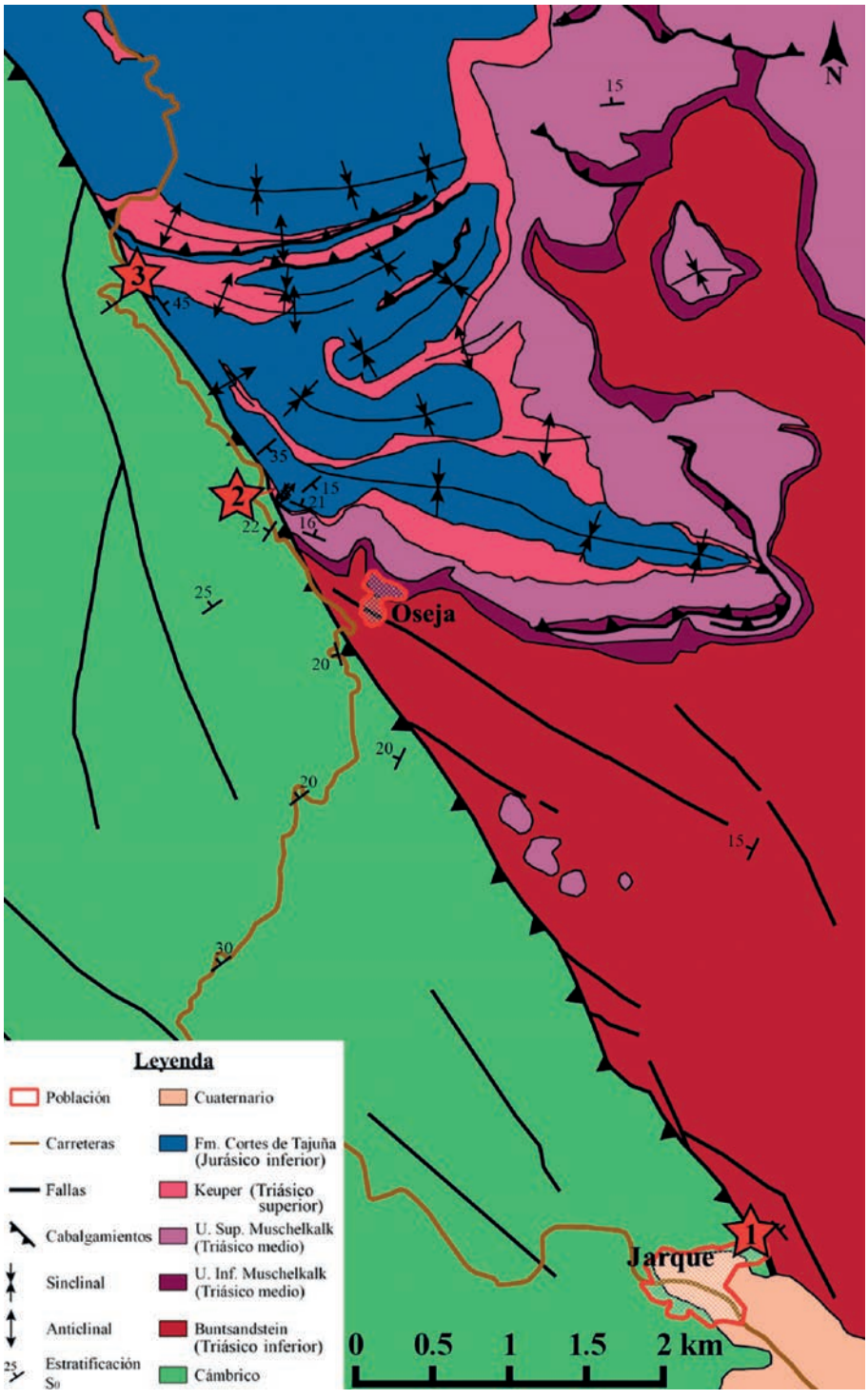


Fig. 2.- Cartografía detallada de la zona de estudio con la situación de los afloramientos estudiados (estrellas rojas): 1) Jarque; 2) Oseja; 3) Collado. Modificado de Ramírez del Pozo (1981).

Situación geológica

La Cordillera Ibérica es una cadena intraplaca formada durante el Cenozoico debido a la convergencia entre Europa, África e Iberia (Alvaro *et al*., 1979; Casas Sainz y Faccenna, 2001; Capote *et al*., 2002; De Vicente, 2004; De Vicente *et al*., 2009). Esta cadena es el resultado de la inversión tectónica de cuencas sedimentarias mesozoicas (De Vicente, 2004), excepto en su parte central, donde una potente serie paleozoica de hasta 11 km de espesor fue replegada durante la compresión cenozoica (Cortés Gracia y Casas Sainz, 1996; Calvín-Ballester y Casas, 2014). Este sector central de la Cordillera Ibérica se denomina Rama Aragonesa (Fig. 1A, B) y su estructura está definida por dos altos estructurales de dirección NW-SE constituidos por rocas paleozoicas separados por la cuenca cenozoica de Calatayud (Fig. 1B). En la Rama Aragonesa se reconocen varias fallas de desgarre de escala cortical (De Vicente *et al*., 2011; Casas-Sainz *et al*., 2017) probablemente heredadas de la fracturación tardihercínica (Arthaud y Matte, 1975, 1977) (Fig. 1B, C). Estas fallas son subparalelas a la dirección estructural cenozoica de la cadena (NW-SE) y cortan los materiales del Paleógeno y Neógeno de las cuencas sedimentarias intramontañosas. Una de estas fallas mayores es la Falla de Jarque, objeto de estudio de este trabajo (Fig. 1C).

El trazado de la Falla de Jarque es fácil de identificar en su sector centro-occidental, entre las localidades de Jarque y Calcena (Fig. 1C) donde afloran materiales pa-

leozoicos y mesozoicos. Los materiales paleozoicos se asocian al Cámbrico de la Unidad de Badules (Lotze, 1929) y los materiales mesozoicos aflorantes pertenecen a la serie triásica y base del Jurásico (facies Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper y Fms. Imón y Cortes de Tajuña; Ramírez del Pozo, 1981). La Falla de Jarque pone en contacto los materiales cámbricos de la Unidad de Badules con materiales mesozoicos (Fig. 1).

La Falla de Jarque tiene una dirección subparalela a la dirección NW-SE de la Cordillera Ibérica, y es ligeramente oblicua a la Falla de Río Grío, que aflora al este (Fig. 1). Ambas fallas cortan al cabalgamiento de Nigüella-Monforte, la estructura varisca más importante de este sector de la Cordillera Ibérica y que pone en contacto la Unidad de Badules con la Unidad de Herrera (Fig. 1) (Carls, 1983; Gozalo y Liñán, 1988). Este contacto se ha interpretado como el límite entre la zona Asturoccidental-Leonesa y la zona Cantábrica en este sector (Gozalo y Liñán, 1988; Calvín y Casas, 2014).

Metodología

Se han estudiado tres afloramientos de rocas de falla situados a lo largo de la traza de la Falla de Jarque en su sector noroccidental (Fig. 2). Estos tres afloramientos se seleccionaron fundamentalmente por su buena calidad. El primer afloramiento (Jarque) se sitúa junto al cementerio de la localidad de Jarque. El segundo afloramiento (Oseja) se encuentra a las afueras de Oseja y el tercero (Collado) en un collado a 1,5 km hacia el NW desde Oseja, ambos en la carretera entre Oseja y Calcena (Fig. 2).

Se han realizado observaciones a escala cartográfica (macroestructura), y análisis estructural a partir de datos de planos de estratificación, planos de fallas, estrías, estrilolitos, foliaciones y estructuras S-C medidos en los afloramientos (mesoestructura). Estos datos han sido representados en proyección estereográfica y tratados con el programa Stereonet (versión 9.3.2; Allmendinger *et al.*, 2013; Cardozo y Allmendinger, 2013). También se han realizado observaciones microestructurales en cuatro láminas delgadas provenientes de tres muestras orientadas, una muestra de cada afloramiento; la muestra J12 corresponde a materiales del Triásico inferior del afloramiento de Jarque; la muestra J5 corresponde a materiales del Triásico medio del afloramiento de Oseja, de la que se realizaron dos láminas delgadas perpendiculares entre sí; y la muestra J8 a materiales del Jurásico inferior del afloramiento del Collado. Las observaciones se han realizado con un microscopio óptico de luz transmitida, para determinar microestructuras y sentidos de desplazamiento. La orientación de las láminas delgadas corresponde aproximadamente con los planos XZ (láminas J12 y J5-oblicua) y YZ (láminas J5-vertical y J8) del elipsoide de deformación finito deducido a partir de las observaciones realizadas en el afloramiento (foliaciones y estructuras S-C) y de los resultados del análisis de la ASM (foliaciones y lineaciones magnéticas).

Se extrajeron un total de 14 muestras de mano orientadas, 6 en el afloramiento de Jarque (J10 a J15), 5 en el afloramiento de Oseja (J1 a J5) y 3 en el afloramiento del Collado (J6, J7 y J8). Para el análisis de la ASM, las muestras de mano se cortaron en el laboratorio para obtener especímenes estándar de forma cúbica de 2,1 cm de lado convenientemente orientados. Se ha medido la ASM en un total de 238 especímenes cúbicos (entre 8 y 38 por muestra de mano, una media de 17 por muestra; Tabla 1) con un susceptómetro KLY-3S Kappabridge (AGICO, República Checa), disponible en el laboratorio de fábricas magnéticas del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza. Este aparato es un puente de bajo campo magnético que trabaja a 300 A/m y 875 Hz. Los valores medios de ASM han sido calculados utilizando la estadística de Jelinek (Jelinek, 1978) mediante el programa Anisoft 4.2. (Chadima y Jelinek, 2009). El programa representa las orientaciones y magnitudes de los ejes k_{max}, k_{int} y k_{min} del elipsoide magnético, a partir de los cuales se define la fábrica magnética caracterizada por la lineación magnética ($k_{máx}$) y la foliación magnética (plano perpendicular a k_{min}). Con la relación de las magnitudes de los ejes resultantes el programa calcula la susceptibilidad total (Km), el grado de anisotropía corregido (P'), que indica la intensidad de la orientación preferente de los minerales, y el parámetro de forma (T), que indica la forma del elipsoide, -1<T<0 prolato; 0<T<+1 oblato (Jelinek, 1981), siguiendo las siguientes fórmulas:

$$P' = \exp\sqrt{(2[(\mu_1-\mu m)^2+(\mu_2-\mu m)^2+[(\mu_3-\mu_m)^2]}$$

Siendo $\mu_1=\ln k_{máx}$ $\mu_2=\ln k_{int}$ $\mu_3=\ln k_{min}$ $\mu=\frac{\mu_1+\mu_2+\mu_3}{3}$

$$T=\frac{2\mu_2-\mu_1-\mu_3}{\mu_1-\mu_3}$$

$$Km=\frac{K_{max}+K_{int}+K_{min}}{3}$$

Una selección de 5 especímenes de 3 muestras representativas de cada uno de los afloramientos (15 especímenes en total) se han medido a baja temperatura (nitrógeno líquido, 70K) con la finalidad de realzar la contribución de la fábrica paramagnética y diferenciarla de la fábrica magnética total (separación de subfábricas). La susceptibilidad de los minerales paramagnéticos se realza exponencialmente a bajas temperaturas, tal como indica la ley de Curie-Weiss para el comportamiento paramagnético (Ritcher y Van der Pluijm 1994; Biedermann *et al.,* 2014; Ihmlé *et al*., 1989). Las medidas de ASM a baja temperatura se han realizado en el mismo susceptómetro KLY-3S. La cuba del aparato se protege térmicamente colocando una lámina de silicona en su interior para evitar la deriva del aparato debido a la muestra fría (Issachar *et al.,* 2016). Una muestra paramagnética pura medida a baja temperatura (77K) debe mostrar un incremento de la susceptibilidad de aproximadamente 3,8 veces la susceptibilidad a temperatura ambiente (Lüneburg *et al.,* 1999).

Para identificar la mineralogía portadora de la susceptibilidad magnética se han realizado 12 curvas termomagnéticas (k-T) en especímenes cúbicos seleccionados de los

tres afloramientos. Estas curvas miden la variación de la susceptibilidad magnética con la temperatura. Las curvas se han realizado con un horno CS-3 que trabaja acoplado al KLY-3S. Las curvas se han hecho para un rango de temperatura entre 40 y 700ºC, con una velocidad de calentamiento de 13ºC/min, y en atmósfera de argón para evitar que se oxiden los minerales. Los datos de las curvas termomagnéticas de variación de la susceptibilidad con la temperatura han sido corregidos para el horno vacío y procesados utilizando el programa Cureval 8.0 (Chadima y Hrouda, 2009).

Macroestructura

La Falla de Jarque tiene una dirección NW-SE, aproximadamente dirección Ibérica, y se extiende longitudinalmente unos 50 km. Afecta a materiales del Cámbrico correspondientes a la Unidad de Badules en el bloque occidental de la falla, y materiales de la serie Mesozoica comenzando por las facies Buntsandstein hasta la Fm. Cortes de Tajuña en el bloque oriental. Asociadas a la Falla de Jarque aparecen fallas oblicuas de mucha menor entidad orientadas WNW-ESE, formando un ángulo de entre 30º y 45º con respecto a la traza de la Falla de Jarque y terminando algunas contra ella (Fig. 2). Los materiales mesozoicos del bloque oriental de la Falla de Jarque están afectados por un conjunto de pliegues de escala cartográfica en el sector norte de la zona estudiada, al norte de la localidad de Oseja, con una continuidad lateral entre 1 y 3 km y una longitud de onda de unos 300 m (Fig. 3A). Estos pliegues, cuya traza axial aparece curvada, presentan una dirección que varía desde ESE-WNW a ENE-SWS y también se disponen de manera oblicua a la Falla de Jarque formando ángulos en torno a 40º-45º. La curvatura en planta que presentan sus trazas axiales va disminuyendo de N a S, de manera que el anticlinal más meridional ya no presenta curvatura. Asociados a los anticlinales de la zona más septentrional de dicho tren de pliegues se pueden apreciar varios cabalgamientos, paralelos a sus trazas axiales de vergencia S (Fig. 2).

En el afloramiento de Jarque los materiales están muy brechificados (Fig. 3B). En esta zona, la Falla de Jarque pone en contacto materiales del Cámbrico con areniscas y lutitas de las facies Buntsandstein (Fig. 2). La zona de falla está compuesta por arenas y lutitas versicolores (Fig. 3B). En el afloramiento de Oseja la Falla de Jarque pone en contacto los materiales del Cámbrico con lutitas de las facies Keuper, del Triásico superior, que están acuñadas y tienen pocos metros de espesor. También en las proximidades del afloramiento aparecen materiales correspondientes a las facies Muschelkalk, del Triásico medio, y a la Fm. Cortes de Tajuña, del Jurásico inferior (Figs. 2 y 3A, C). El afloramiento se caracteriza por la presencia de bloques de material calcáreo, fragmentados y movilizados por la falla dentro de los materiales de las facies Keuper (Fig. 3C). En las proximidades de este afloramiento los materiales de la Fm. Cortes de Tajuña describen un conjunto de pliegues apretados de dirección NW-SE, aproximadamente de 20 m de longitud, una longitud de onda de unos pocos metros y vergencia SW, coherentes con los pliegues observados de escala hectométrica y cartografiados (Figs. 2 y 3A). En el afloramiento del Collado la Falla de Jarque pone en contacto los materiales cámbricos con lutitas de las facies Keuper y calizas de la Fm. Cortes de Tajuña (Figs. 2 y 3D). En este afloramiento también aparecen bloques calcáreos aislados pero de mucho menor tamaño que en el afloramiento de Oseja y con pocos planos de falla observables.

Mesoestructuras e indicadores cinemáticos

En el afloramiento de Jarque los planos de falla son escasos y presentan gran variabilidad en sus orientaciones y se observa una gran cantidad de estructuras S-C (Fig. 4A). Los planos C tienen una orientación media N145, 70 W, próxima a la dirección de la Falla de Jarque y los planos S tienen una orientación media N112, 90 (Fig. 4C). Esta disposición de las estructuras S-C permite inferir una dirección de transporte NW-SE subhorizontal, coherente con una cizalla dextral.

En el afloramiento de Oseja la mayor parte de los planos de falla presentan una dirección NW-SE y fuertes buzamientos al SW, similar a la orientación de la Falla de Jarque. Gran parte de las estrías medidas (y estrilolitos en algunos casos) en estos planos de falla son subhorizontales (Fig. 4B, E), lo que indica un movimiento dominante de desgarre dextral. No obstante, algunas estrías presentan cabeceos más altos, en torno a 25º (algunos alcanzan los 45º), que conjuntamente con la presencia, cerca del afloramiento estudiado, de pliegues con vergencia SW afectando a materiales de la Fm. Cortes de Tajuña indicarían una componente inversa de menor entidad (Figs. 3A y 4D).

En el afloramiento del Collado apenas se han encontrado planos de falla y los que se han podido medir no se encuentran muy bien conservados por lo que la información estructural es escasa (Fig. 4F–H). Además, los planos de foliación tampoco están bien definidos por lo que este afloramiento en su conjunto no aporta una información estructural muy completa debido a la escasez de medidas y a su pobre conservación. Los planos de falla medidos tienen una orientación predominante NW-SE, similar a la dirección obtenida en los otros afloramientos y a la traza general de la Falla de Jarque (Fig. 4G). En este afloramiento no aparecen estrías ni ningún tipo de indicador cinemático. Los planos de foliación tienen una dirección norteada aunque presentan bastante variedad y buzamientos altos y medios (Fig. 4H).

Características microestructurales

En este apartado se describen las observaciones realizadas en muestras de mano y en láminas delgadas.

La lámina delgada J12 (afloramiento de Jarque) muestra una brecha de falla con bandeado cataclástico (Fig. 5E). La roca contiene fragmentos de cuarzo de diferentes tamaños muy deformados e inmersos en una matriz lutítica con presencia de filosilicatos. Se observa una zona de la lámina con numerosas fracturas sin dirección predominante (Fig. 5E, F), mientras que en el resto de la lámina se observa dicho bandeado (Fig. 5E, G). Estas bandas tienen una dirección aproximada N140-150, similar a la dirección de los planos C medidos en este afloramiento y a la orientación general de la Falla de Jarque.

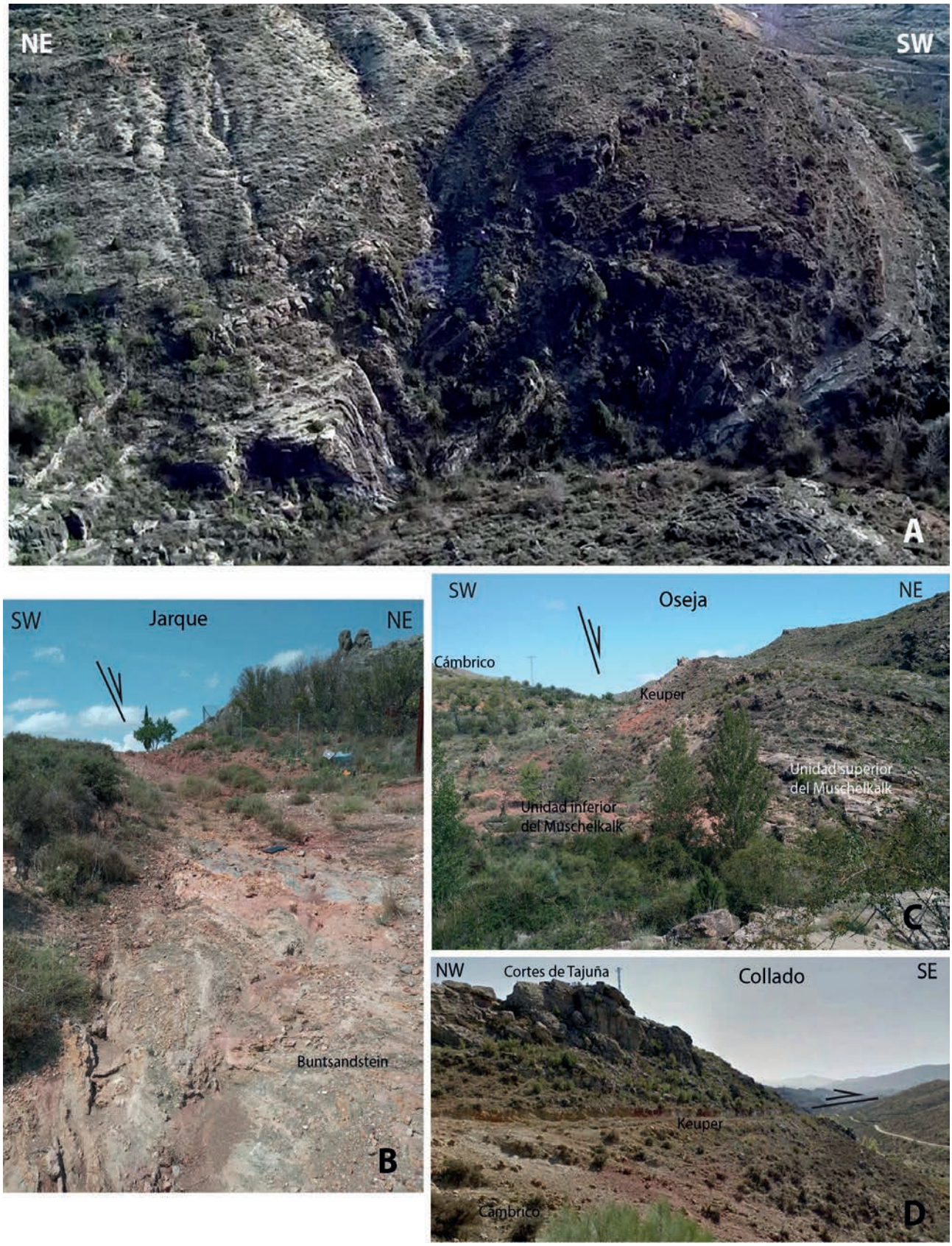


Fig. 3.- A. Pliegues de escala hectométrica en materiales de la Fm. Cortes de Tajuña en el entorno del afloramiento de Oseja. B. Aspecto del afloramiento de las rocas de falla derivadas de materiales lutíticos y arenosos del Triásico inferior (Buntsandstein), en el afloramiento de Jarque. C. Aspecto del entorno del afloramiento de Oseja donde pueden observarse grandes bloques calcáreos del Triásico medio (unidad superior del Muschelkalk) rodeados por material lutítico rojizo del Triásico medio (unidad inferior del Muschelkalk) y del Triásico superior (Keuper). D. Aspecto del entorno del afloramiento de Collado donde se observan materiales calcáreos del Jurásico inferior (Cortes de Tajuña) en contacto con materiales rojizos del Triásico superior (Keuper).

En la muestra J5 (afloramiento de Oseja), se observan estructuras S-C en la sección pulida (muestra de mano) que indican un movimiento dextro (Fig. 5A). Se han realizado dos láminas delgadas perpendiculares a la foliación, una de ellas vertical (Fig. 5C) y la otra inclinada conteniendo a la dirección de la foliación (Fig. 5B). En lámina delgada se observa una roca de falla con granos heterométricos. En la lámina oblicua se aprecian, estructuras S-C y fracturas que indican movimiento dextro (Fig. 5B, D). La dirección predominante de los planos de cizalla es N153E, lo que co-

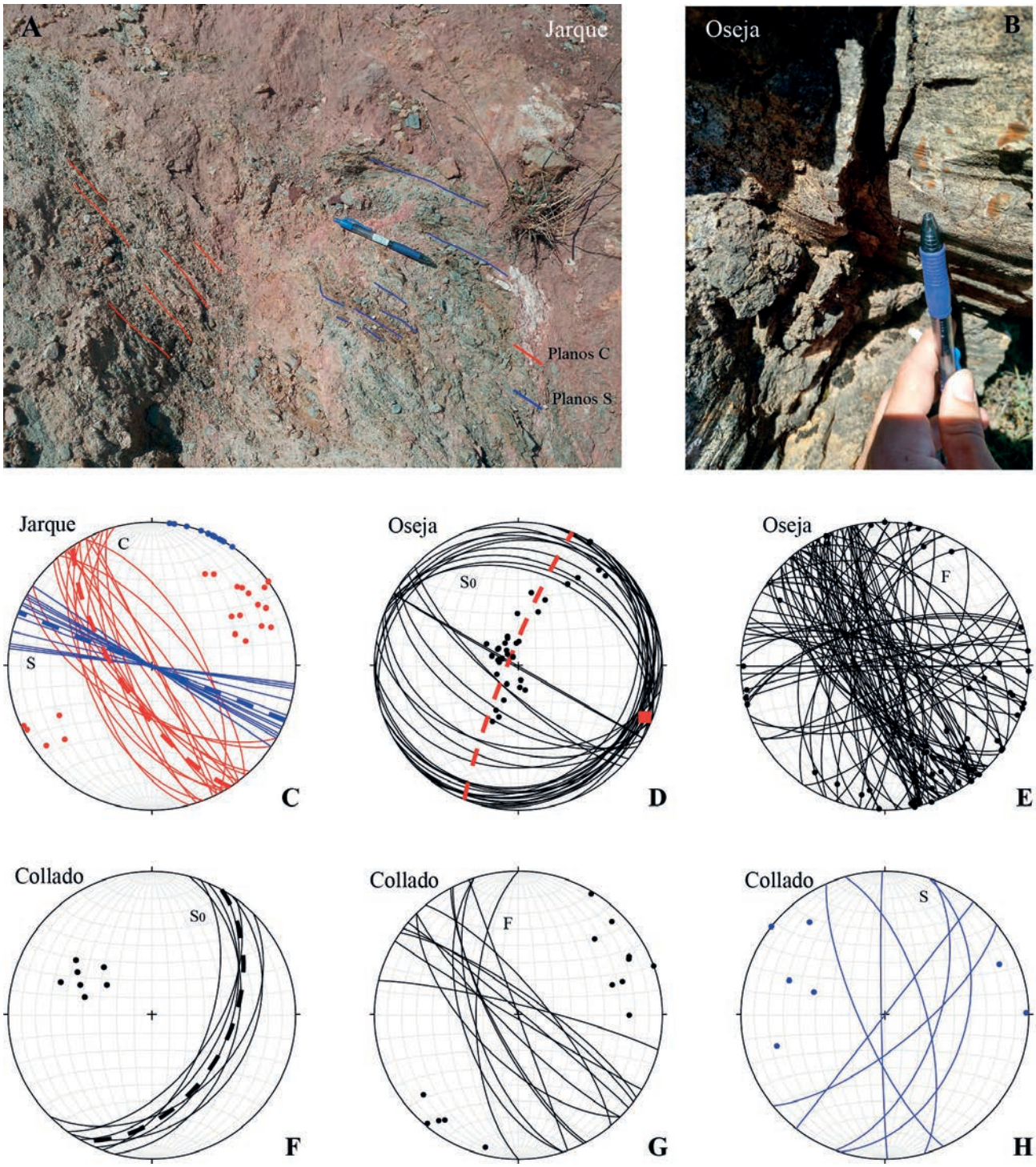


Fig. 4.- A. Fotografía de las estructuras S-C medidas en la zona de falla del afloramiento de Jarque. B. Detalle de un plano de falla con indicador de movimiento en el afloramiento de Oseja. C. Proyección estereográfica de las estructuras S-C del afloramiento de Jarque con sus planos medios. En rojo planos C y en azul planos S. D. Proyección estereográfica de la estratificación (planos y polos en negro) en el entorno del afloramiento de Oseja. En rojo plano de movimiento y eje del plegamiento. E. Proyección estereográfica de los planos de falla con sus estrías del afloramiento de Oseja. F. Proyección estereográfica de los planos de estratificación con el plano medio del afloramiento del Collado. G. Proyección estereográfica de los planos de falla con sus polos del afloramiento del Collado. H. Proyección estereográfica de los planos de foliación con sus polos en el afloramiento del Collado. Proyección de Schmidt, hemisferio inferior, programa Stereonet (Allmendinger *et al.*, 2013; Cardoso y Allmendinger, 2013). S0: estratificación; S: foliación; C: planos de cizalla; F: fallas.

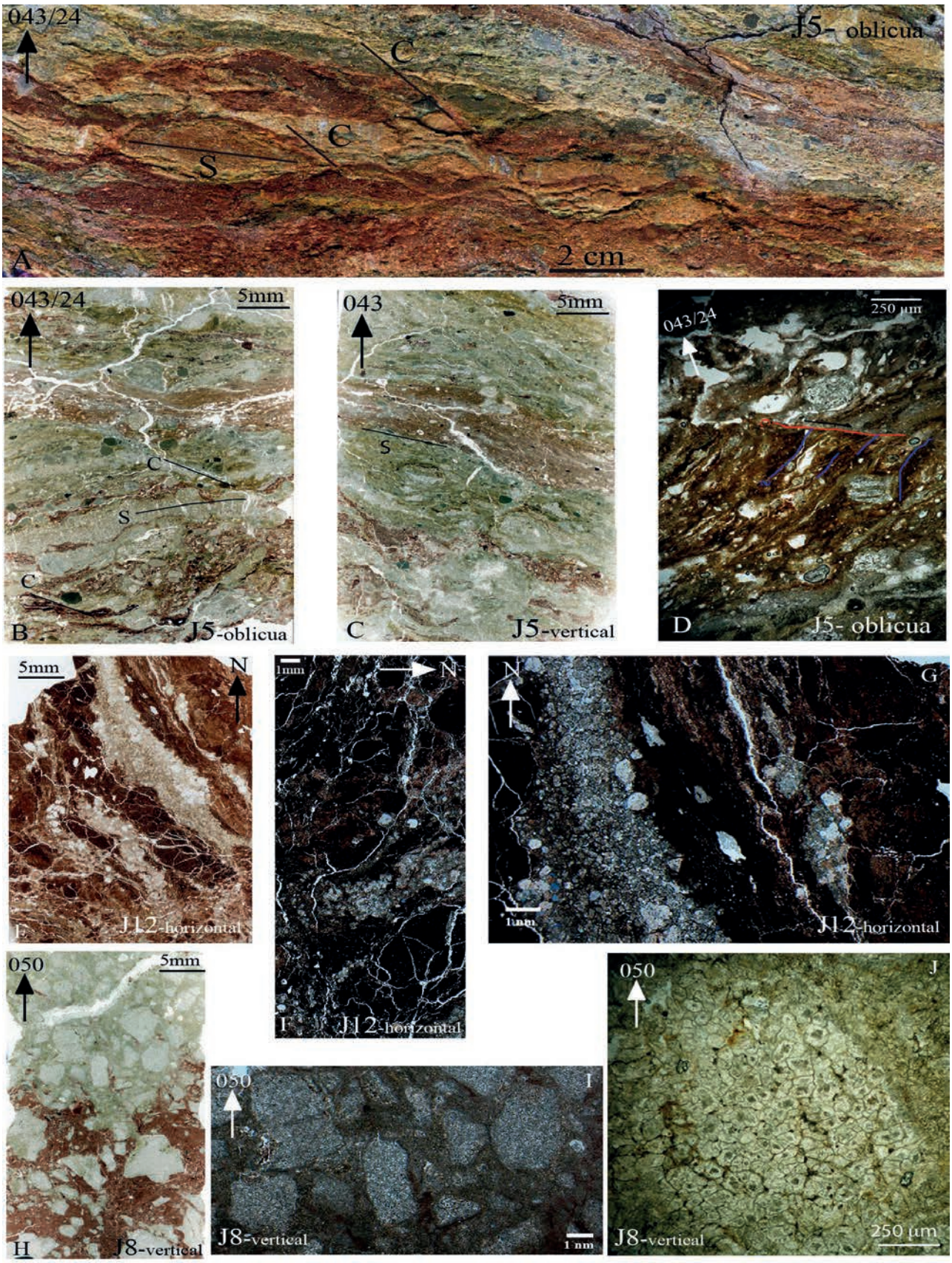


Fig. 5.- A. Sección pulida perpendicular a la foliación y conteniendo la dirección de la foliación, de la muestra de mano J5, correspondiente al afloramiento de Oseja. B. Lámina delgada de la muestra J5 con la misma orientación que la sección pulida. C. Lámina delgada de la muestra J5 perpendicular a la foliación y vertical. D. Detalle de las estructuras S-C en la lámina J5 (nícoles paralelos). E. Lámina delgada horizontal de la muestra J12, correspondiente al afloramiento de Jarque. F. Detalle de la lámina J12 donde se observa la intensa brechificación (nícoles cruzados). G. Detalle de la lámina J12 donde se observa el bandeado (nícoles cruzados). H. Aspecto general de la lámina J8, correspondiente al afloramiento del Collado. I. Detalle de la lámina J8 (nícoles cruzados). J. Detalle de los clastos de cuarzo de la lámina J8 (nícoles paralelos).

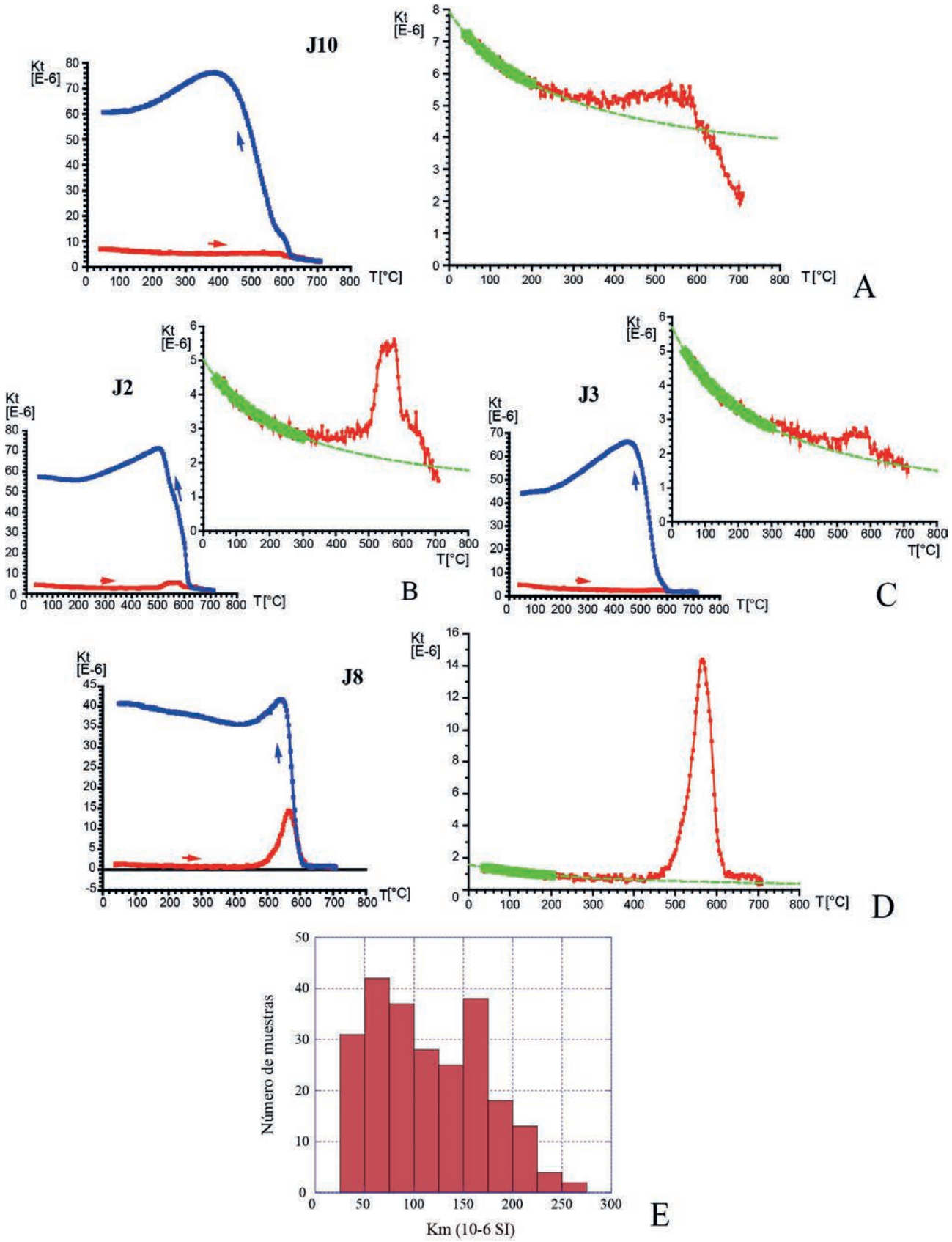


Fig. 6.- Curvas termomagnéticas k-T de muestras seleccionadas. A. Muestra J10 correspondiente a materiales del afloramiento de Jarque. B. Muestra J2 correspondiente a materiales del afloramiento de Oseja. C. Muestra J3 correspondiente al afloramiento de Oseja. D. Muestra J8 correspondiente a materiales del afloramiento del Collado. E. Histograma de la susceptibilidad magnética para el total de los especímenes. En todos casos se muestran dos gráficas, una con la curva k-T completa (en rojo la curva de calentamiento y en azul la de enfriamiento) y otra gráfica con la ampliación de la curva de calentamiento (en verde se muestra el ajuste hiperbólico al comportamiento paramagnético según el método de Hrouda *et al.* (1997).

rresponde aproximadamente a la dirección general de los planos de falla medidos en este afloramiento. En la lámina vertical se aprecia únicamente un bandeado o foliación de dirección N150E (Fig. 5C).

En el afloramiento del Collado se ha analizado microestructuralmente la lámina delgada de la muestra J8. Esta lámina contiene clastos de cuarzo alterados, rotos y deformados (Fig. 5H–J) inmersos en una matriz que varía de lutítica (en mitad de la lámina, Fig. 5H) a aparentemente la misma composición que los clastos (en la otra mitad de la lámina, Fig. 5H, I). En esta muestra no se aprecian bandeados ni zonas de cizalla. Sin embargo, se puede apreciar una ligera alineación de los clastos en dirección N050E (Fig. 5H, I).

Mineralogía magnética

Las cuatro curvas termomagnéticas correspondientes al afloramiento de Jarque (J10, J11, J12 y J15) presentan una disminución de la susceptibilidad con geometría hiperbólica en su tramo inicial, que indica contribución de minerales paramagnéticos, en una proporción entre un 60% y un 70%, porcentajes estimados de acuerdo con el método de Hrouda *et al*. (1997). Todas ellas presentan una temperatura final de caída próxima a 680ºC, que se corresponde con la temperatura de Néel de la hematites. Las curvas no son reversibles, la curva de vuelta presenta mayores susceptibilidades que la de ida, debido a la neoformación de minerales durante el calentamiento (Fig. 6A).

Afloramiento	Muestra de mano	Litología/ Unidad	n/N	Km ($\times10^{-6}$ SI)	Dev. st. ($\times10^{-6}$ SI)	P'	Dev. st.	T	Dev. st.
Jarque	J10	Lutitas rojas/TI	21/21	164	22	1,044	0,020	0,080	0,342
	J11	Lutitas rojas/TI	8/9	157	36	1,057	0,017	0,550	0,379
	J12	Lutitas rojas/TI	9/9	142	40	1,043	0,015	0,204	0,388
	J13	Lutitas rojas/TI	9/9	163	40	1,032	0,016	0,289	0,421
	J14	Lutitas rojas/TI	10/10	79	26	1,049	0,033	0,161	0,248
	J15	Lutitas rojas/TI	23/23	151	29	1,027	0,011	0,320	0,416
	J12+J13		**18/18**	**153**	**41**	**1,037**	**0,016**	**0,247**	**0,396**
	J10+J11+ J14+J15		**62/63**	**145**	**40**	**1,040**	**0,022**	**0,243**	**0,389**
Oseja	J1	Calizas ocres/ TM-TS	38/38	89	13	1,036	0,035	0,119	0,454
	J2	Lutitas rojas y grises/ TM-TS	14/14	137	41	1,065	0,017	0,695	0,134
	J3	Lutitas grises/TM	12/12	154	25	1,024	0,003	-0,061	0,198
	J4	Lutitas rojas/TS	26/26	187	47	1,073	0,023	0,398	0,374
	J5	Calizas grises/TM	18/18	64	13	1,071	0,039	0,289	0,395
	J1+J2+J3		**64/64**	**112**	**37**	**1,040**	**0,032**	**0,212**	**0,450**
	J4+J5		**44/44**	**137**	**71**	**1,072**	**0,030**	**0,117**	**0,509**
Collado	J6	Calizas grises/JI	15/15	48	8	1,035	0,025	-0,102	0,362
	J7	Lutitas rojas/TS	12/12	71	18	1,020	0,011	0,177	0,412
	J8	**Calizas grises/JI**	**23/23**	**46**	**8**	**1,034**	**0,012**	**-0,328**	**0,293**
	J6+J7		**27/27**	**58**	**18**	**1,028**	**0,021**	**0,022**	**0,403**

Tabla 1.- Valores medios de los parámetros escalares obtenidos de la medida de la ASM para cada muestra de mano: n/N: número de especímenes considerados/analizados para cada muestra; Km: magnitud de la susceptibilidad magnética (en 10-6 SI); P': grado de anisotropía corregido; T: parámetro de forma; Dev. st.: desviación estándar. TI: Triásico inferior (Buntsandstein), TM: Triásico medio (Muschelkalk), TS:Triásico superior (Keuper), JI: Jurásico inferior (Cortes de Tajuña).

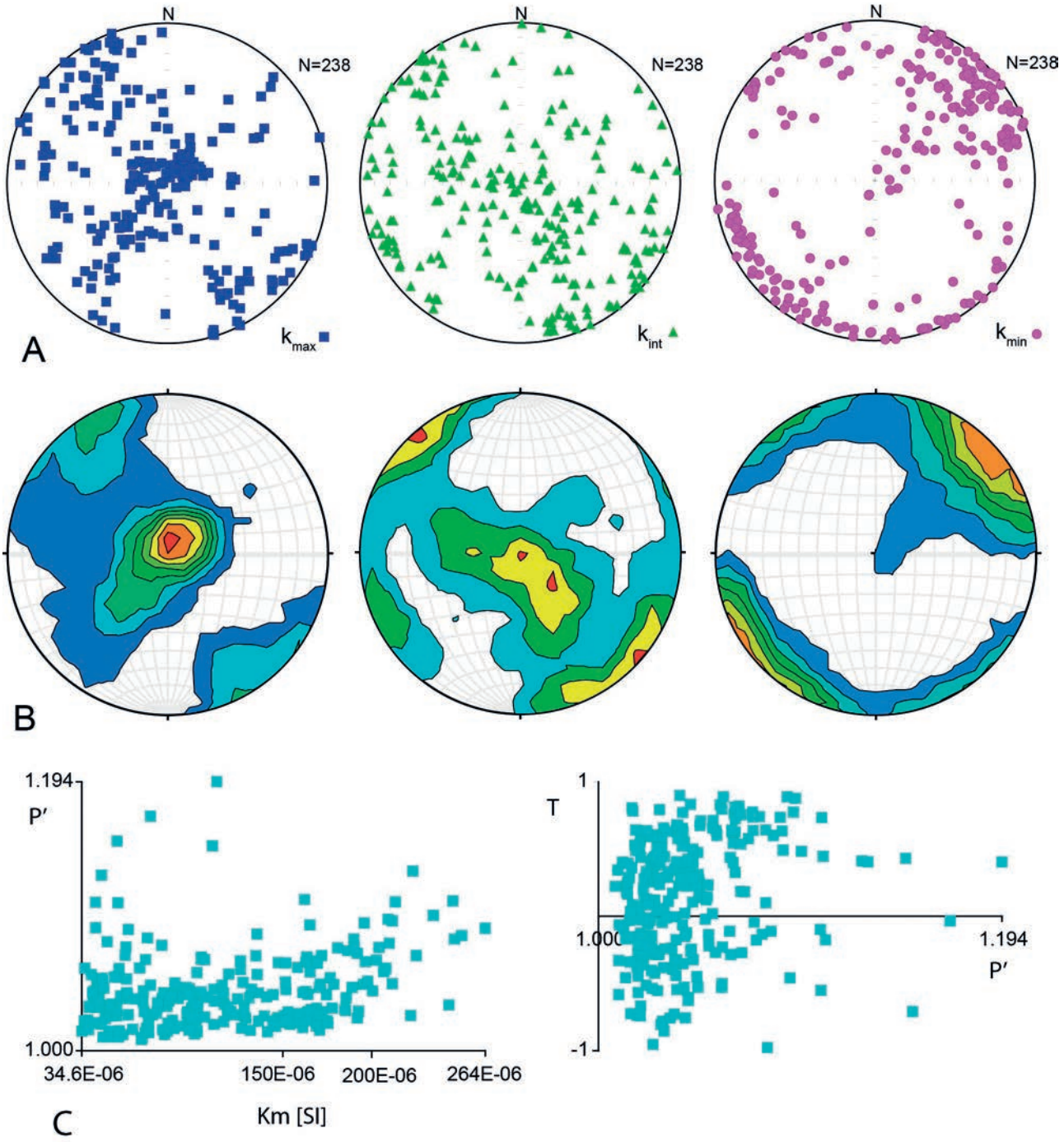


Fig. 7.- A. Análisis direccional de los datos de ASM: estereogramas globales (kmáx, kint, kmin) de todos los especímenes (proyección en el hemisferio inferior, equiareal, estadística de Jelinek, 1978). B. Diagramas de densidad de los datos de ASM (kmáx, kint, kmin) para todos los especímenes (Kamb Contouring, intervalo de contorno = 2 sigma, significance level = 3; Stereonet software; Allmendinger *et al.*, 2013; Cardozo y Allmendinger, 2013). C. Gráficos Km versus P', y P' versus T para el total de los datos.

Las cinco curvas del afloramiento de Oseja (J1, J2, J3, J4 y J5) presentan más variabilidad. En todas ellas se puede apreciar también el comportamiento paramagnético ya que presentan una disminución de la susceptibilidad con geometría hiperbólica en su tramo inicial, con porcentajes de minerales paramagnéticos superiores al 70%, llegando en algunas muestras (J3) al 100% (Hrouda *et al.*, 1997). Sin embargo, las muestras J1, J2 y J5 presentan pico de Hopkinson y caída parcial de la susceptibilidad en torno a 580ºC que corresponde a la temperatura de Curie de la magnetita (Fig. 6B). Finalmente, todas las curvas terminan de caer en torno a 680ºC lo que indica presencia de hematites en todas las muestras analizadas. Las curvas no son reversibles, lo que indica que hay neoformación de minerales durante la fase de calentamiento (Fig. 6B, C).

En las tres curvas termomagnéticas obtenidas de muestras recogidas en el afloramiento del Collado (J6, J7 y J8) el porcentaje de minerales paramagnéticos es también elevado, siendo de 70% en J6, 63% en J7 y 100% en J8 (Fig. 6D). Como en los casos anteriores las curvas no son reversibles lo que indica que hay neo-

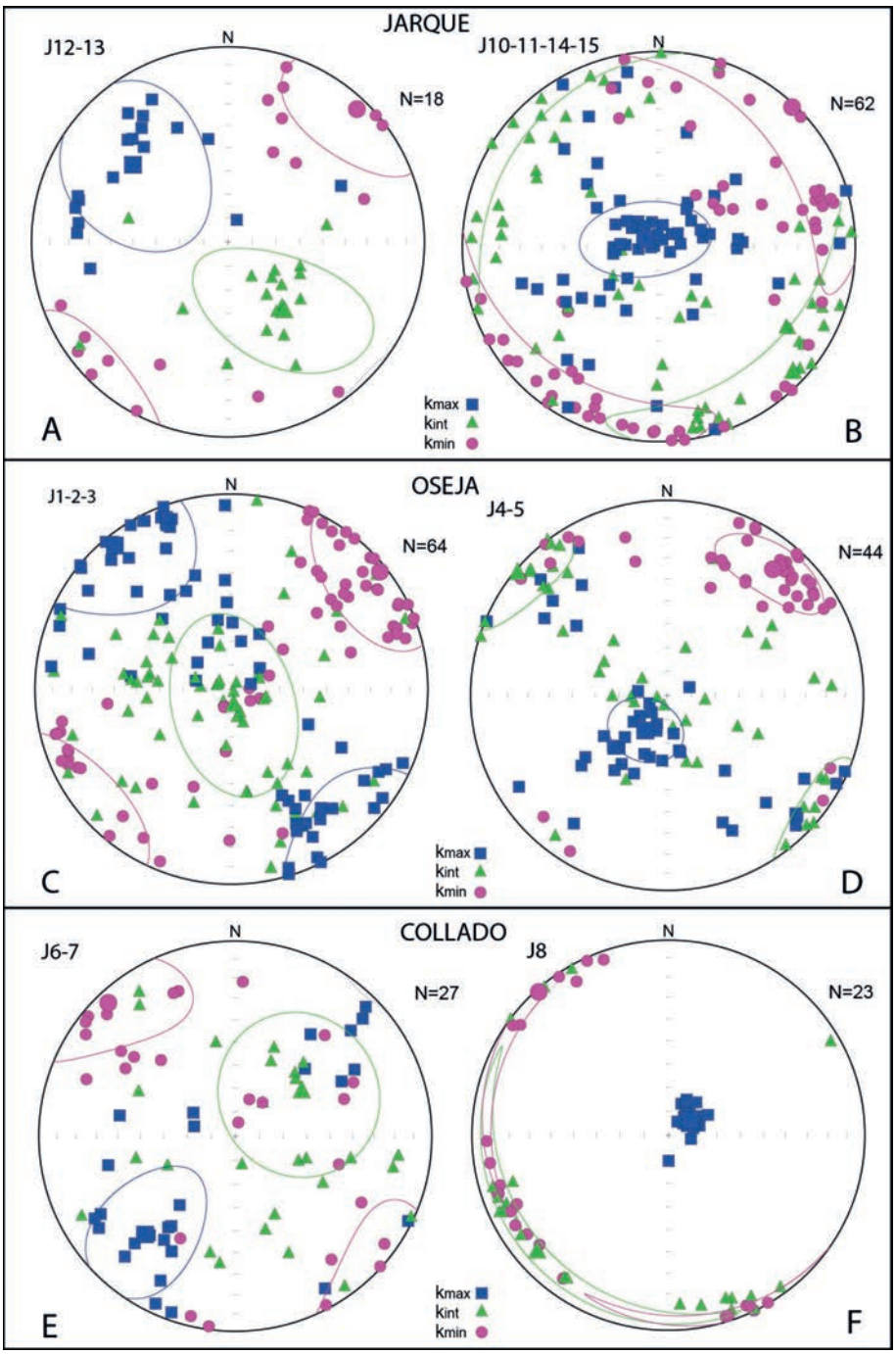


Fig. 8.- Datos direccionales obtenidos a partir del análisis de ASM (hemisferio inferior, proyección equiareal, vectores medios y elipses de confianza calculados según la estadística de Jelinek, 1978) para todos los especímenes de los tres aforamientos, agrupados según la orientación de los ejes de ASM. A y B. Afloramiento de Jarque. C y D. Afloramiento de Oseja. E y F. Afloramiento del Collado.

formación de minerales. Las tres curvas presentan la caída final en torno a 580ºC, temperatura de Curie de la magnetita.

Resumiendo, en las muestras tomadas de los tres afloramientos dominan los minerales paramagnéticos (probablemente filosilicatos) como portadores de la susceptibilidad magnética. En cuanto a la mineralogía ferromagnética, los resultados muestran que en las rocas muestreadas en el afloramiento de Jarque hay presencia de hematites, en el de Oseja hay hematites en una proporción menor y en algunas muestras también puede haber presencia de magnetita, y en el afloramiento del Collado solo hay presencia residual de magnetita. Estos datos indican un cambio mineralógico en las muestras recogidas de SE a NW por la traza de la falla, coherente con las diferentes facies muestreadas: lutitas correspondientes a las facies Buntsandstein en Jarque, calizas pertenecientes a las facies Muschelkalk y lutitas de las facies Keuper en Oseja y lutitas correspondientes a las facies Keuper y calizas pertenecientes a la Fm. Cortes de Tajuña en el Collado.

Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética

Los resultados globales de la orientación de los ejes del elipsoide magnético obtenido al analizar la ASM muestran bimodalidad en la orientación del eje $k_{máx}$ (o lineación magnética) con un máximo en la vertical y otro próximo a la horizontal en dirección NW-SE (Fig. 7A, B). El eje k_{min} (eje perpendicular a la foliación magnética) también muestra dos máximos, ambos subhorizontales: el principal se sitúa en dirección NE-SW, y el secundario en dirección NW-SE (Fig. 7A, B). La susceptibilidad media varía entre 46 y 187 $x10^{-6}$ SI considerando las medias para cada muestra de mano (Tabla 1) y entre 34 y 264 $x10^{-6}$ SI considerando todos los especímenes, presentando el 92% de los especímenes valores inferiores a 200 $x10^{-6}$ SI (Figs. 6E y 7C). Estos valores son coherentes con el comportamiento dominantemente paramagnético obtenido de las curvas termomagnéticas y analizado en el apartado anterior. El grado de anisotropía P' varía entre 1,020 y 1,073 considerando las medias de las muestras de mano (Tabla 1) y aunque se puede apreciar cierta correlación positiva con la susceptibilidad magnética en los valores más altos de ésta (Fig. 7C), lo que podría indicar que la fábrica magnética está controlada en cierta medida por la mineralogía magnética, para valores de Km por debajo de 200 x 10^{-}

Muestra	Latitud/Longitud	$k_{máx}$ Dec/Inc	Ang. conf.	k_{int} Dec/Inc	Ang. conf.	k_{min} Dec/Inc	Angles conf.
J10	N41º33'37,88"/W1º40'16,77"	061/79	15/10	301/5	31/15	211/9	31/10
J11	N41º33'37,88"/W1º40'16,77"	292/66	27/3	166/15	29/8	071/18	15/3
J12	N41º33'37,88"/W1º40'16,77"	327/30	12/4	141/59	16/8	235/2	16/8
J13	N41º33'37,88"/W1º40'16,77"	268/35	34/8	122/50	49/14	010/17	45/12
J14	N41º33'37,88"/W1º40'16,77"	051/68	30/11	249/21	47/29	157/6	47/8
J15	N41º33'37,88"/W1º40'16,77"	234/59	33/14	331/4	49/18	063/30	50/23
J12+J13		**309/38**	**41/27**	**142/52**	**42/22**	**044/6**	**28/24**
J10+J11+ J14+J15		**298/84**	**27/16**	**134/6**	**63/18**	**043/2**	**63/21**
J1	N41º36'10,75"/W1º42'29,73"	336/15	23/15	179/74	47/23	068/6	48/8
J2	N41º36'10,75"/W1º42'29,73"	123/7	18/6	295/83	18/7	033/1	8/7
J3	N41º36'10,75"/W1º42'29,73"	150/25	8/4	284/54	11/5	048/24	10/5
J4	N41º36'10,75"/W1º42'29,73"	218/79	34/5	314/1	34/13	044/11	13/4
J5	N41º36'10,75"/W1º42'29,73"	219/62	17/6	087/19	60/15	350/20	60/7
J1+J2+J3		**321/6**	**38/25**	**173/83**	**40/26**	**051/4**	**29/26**
J4+J5		**211/73**	**16/13**	**309/2**	**21/15**	**040/17**	**21/13**
J6	N41º36'56,28"/W1º43'00,75"	218/35	24/12	061/53	24/23	316/11	25/11
J7	N41º36'56,28"/W1º43'00,75"	237/20	61/25	023/66	61/49	142/12	52/31
J8	N41º36'56,28"/W1º43'00,75"	**055/79**	**6/3**	**228/11**	**70/5**	**318/1**	**70/4**
J6+J7		**222/32**	**35/19**	**057/57**	**35/34**	**317/7**	**34/20**

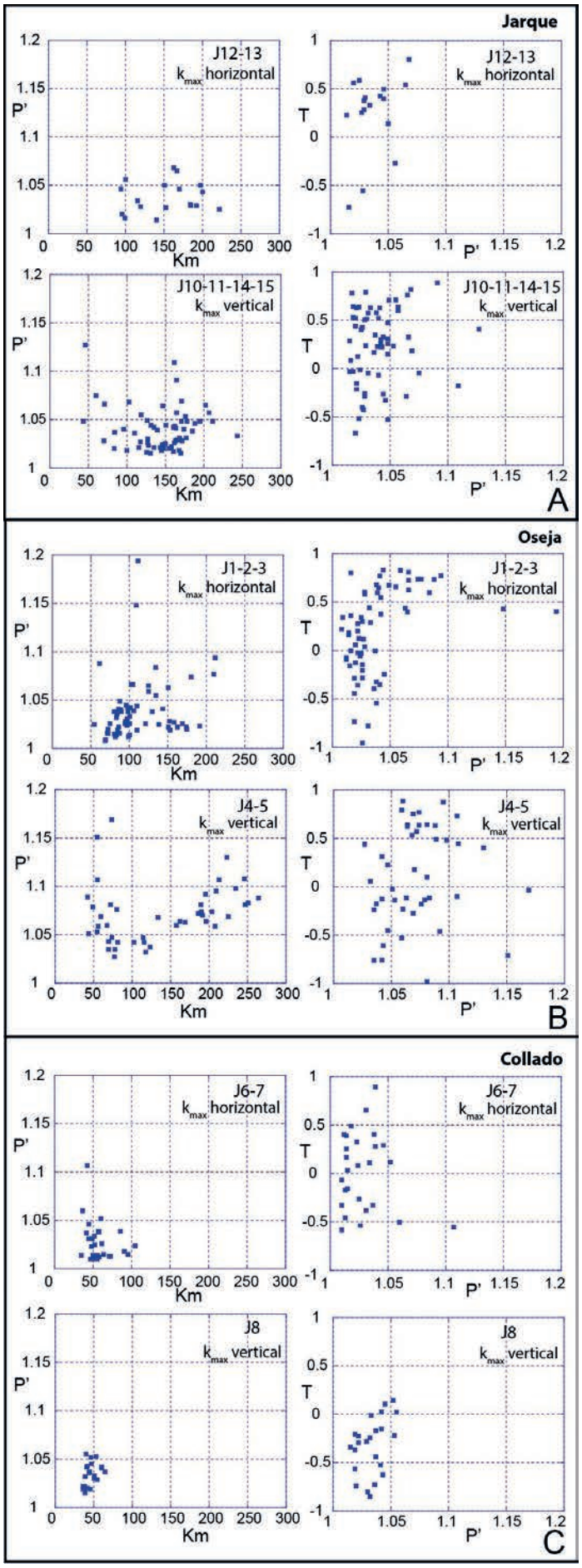
Tabla 2.- Datos direccionales del análisis de la ASM (orientaciones medias para cada muestra de mano): kmax, kint, kmin: orientación media (Dec/Inc: declinación/inclinación) considerando la estadística de Jelinek (Jelinek, 1978); Ang. conf.: ángulos de confianza.

[6] SI los valores de P' son constantes al aumentar Km, lo que indica que en estos casos no depende de la mineralogía magnética (Fig. 7C). Aunque se observan los tres tipos de forma del elipsoide magnético (oblato, prolato y triaxial), dominan los elipsoides oblatos (Fig. 7C y Tabla 1). Al igual que en otras zonas de falla, se observa una cierta correlación entre la forma del elipsoide y el grado de anisotropía del elipsoide magnético, aumentando P' en los elipsoides más oblatos, frente a los triaxiales y especialmente los prolatos que presentan valores de P' menores (Fig. 7C).

Analizando los resultados para cada afloramiento por separado (Fig. 8), tanto en el afloramiento de Jarque como en el de Oseja, los resultados obtenidos se muestran en dos proyecciones estereográficas separados en función de la orientación de la lineación magnética, $k_{máx}$. Así, los resultados muestran que para los especímenes analizados extraídos de las muestras de mano J10, J11, J14, J15, J4 y J5 la media de $k_{máx}$ se orienta en torno a la vertical (Tabla 2 y Fig. 8B, D), y para los especímenes de las muestras J12, J13, J1, J2 y J3 en torno a la horizontal con dirección NW-SE (Tabla 2 y Fig. 8A, C). El eje k_{min} se dispone en la horizontal en todos los casos, y en dirección aproximada NE, y por tanto perpendicular a la dirección de la falla principal y de las fallas medidas en el afloramiento (comparar con la Fig. 4E).

En el afloramiento del Collado, los ejes $k_{máx}$ obtenidos también muestran diferente orientación en función de la muestra de mano analizada. Para los especímenes analizados extraídos de la muestra de mano J8, la media de k_{max} se encuentra en la vertical y el eje k_{min} se distribuye a su vez en dos máximos (Fig. 8F), uno de dirección NE-SW, coherente con la perpendicular a las fallas medidas en este afloramiento (comparar con la Fig. 4G), y otro NW-SE coherente con la perpendicular a la foliación y a la orientación preferente de los clastos en lámina delgada (comparar con la Fig. 4H). En cambio, para los especímenes extraídos de las muestras J6 y J7, el eje k_{max} se encuentra próximo a la horizontal, en una dirección NE-SW, los ejes k_{int} y k_{min} se encuentran dispersos en torno a un plano no muy claramente definido de dirección NW-SE, siendo el máximo de k_{min} subhorizontal en dirección NW-SE (Fig. 8E). Estas diferencias en la orientación de los ejes principales no obedecen a diferencias litológicas (Tabla 1).

Analizando los parámetros escalares del análisis de la ASM de los especímenes obtenidos en cada afloramiento y en función de la diferente orientación de la lineación magnética obtenida para los especímenes de cada muestra de mano (Fig. 9), se observa que el grado de anisotropía P' no presenta correlación con la variación de los valores de Km en las muestras del afloramiento de Jarque (Fig. 9A, gráficos Km-P'). En el afloramiento de Oseja, los especímenes extraídos de las muestras de mano J4 y J5 muestran valores algo más altos de susceptibilidad magnética que se correlacionan de forma positiva con valores crecientes de P' (especialmente los especímenes correspondientes a la muestra J4, Fig. 9B). Tampoco se observa variación en el parámetro de forma T en función de la orientación de la lineación magnética para los especímenes analizados en ninguno de estos dos afloramientos, observándose el



mismo patrón que para el conjunto de los datos (se observan los tres tipos de forma del elipsoide magnético, dominando los elipsoides oblatos; gráficos P'-T en Fig. 9A, B).

Los especímenes analizados del afloramiento del Collado son los que presentan los valores de susceptibilidad magnética Km más bajos, inferiores a 71 $x10^{-6}$ SI (considerando la media de las muestras; Tabla 1) e inferiores a 100 $x10^{-6}$ SI considerando todos los especímenes (gráficos Km-P' en Fig. 9C). Sin embargo, sí que se observa un control sobre el parámetro de forma del elipsoide magnético T, pudiéndose apreciar que el elipsoide magnético es claramente prolato cuando la lineación magnética es vertical. En el caso de los especímenes con la lineación magnética horizontal, el elipsoide magnético presenta tanto valores negativos (prolato), como cercanos a cero (triaxial) y positivos (oblato) (gráficos P'-T en Fig. 9C) siguiendo el mismo patrón que para el conjunto de los datos. Estas diferencias en la orientación de los ejes principales no obedecen a diferencias litológicas ya que las muestras J6 y J8 corresponden a la misma litología y edad (Tabla 1).

Las medidas de ASM a baja temperatura (ASM-LT) indican que el incremento en la susceptibilidad magnética con respecto a las medidas realizadas a temperatura ambiente (ASM-RT) corresponde a un factor de 2,8 para J15 (afloramiento de Jarque), de 1,7 para J1 (afloramiento de Oseja), y de 2,4 para J6 (afloramiento del Collado) (Fig. 10D). Estos valores (inferiores a 3,8 y por encima de 1) indican una contribución parcial de las fases ferromagnéticas a la ASM, y el factor más alto obtenido para J15 indica que la contribución de la fase paramagnética a la ASM es mayor en esas muestras (Fig. 10D).

Los ejes magnéticos de los especímenes medidos en los tres afloramientos permanecen en general con la misma orientación a bajas temperaturas que a temperatura ambiente. En especial, en los especímenes de J15 la superposición es casi perfecta (Fig. 10C). En el caso de los especímenes de J6 y J1, $k_{máx}$ se mantiene prácticamente en la misma orientación, mientras k_{min} y k_{int} pasan a distribuirse en una ciclográfica (Fig. 10A, B). La coincidencia de la orientación de los ejes magnéticos indica que la ASM-RT y la ASM-LT vienen dadas por la misma mineralogía, o que los portadores de la ASM-RT presentan la misma orientación que los portadores de la ASM-LT.

Fig. 9.- Gráficos Km *versus* P', y P' *versus* T para todos los especímenes de los tres aforamientos agrupados según la orientación de los ejes de ASM. A. Afloramiento de Jarque. B. Afloramiento de Oseja. C. Afloramiento del Collado.

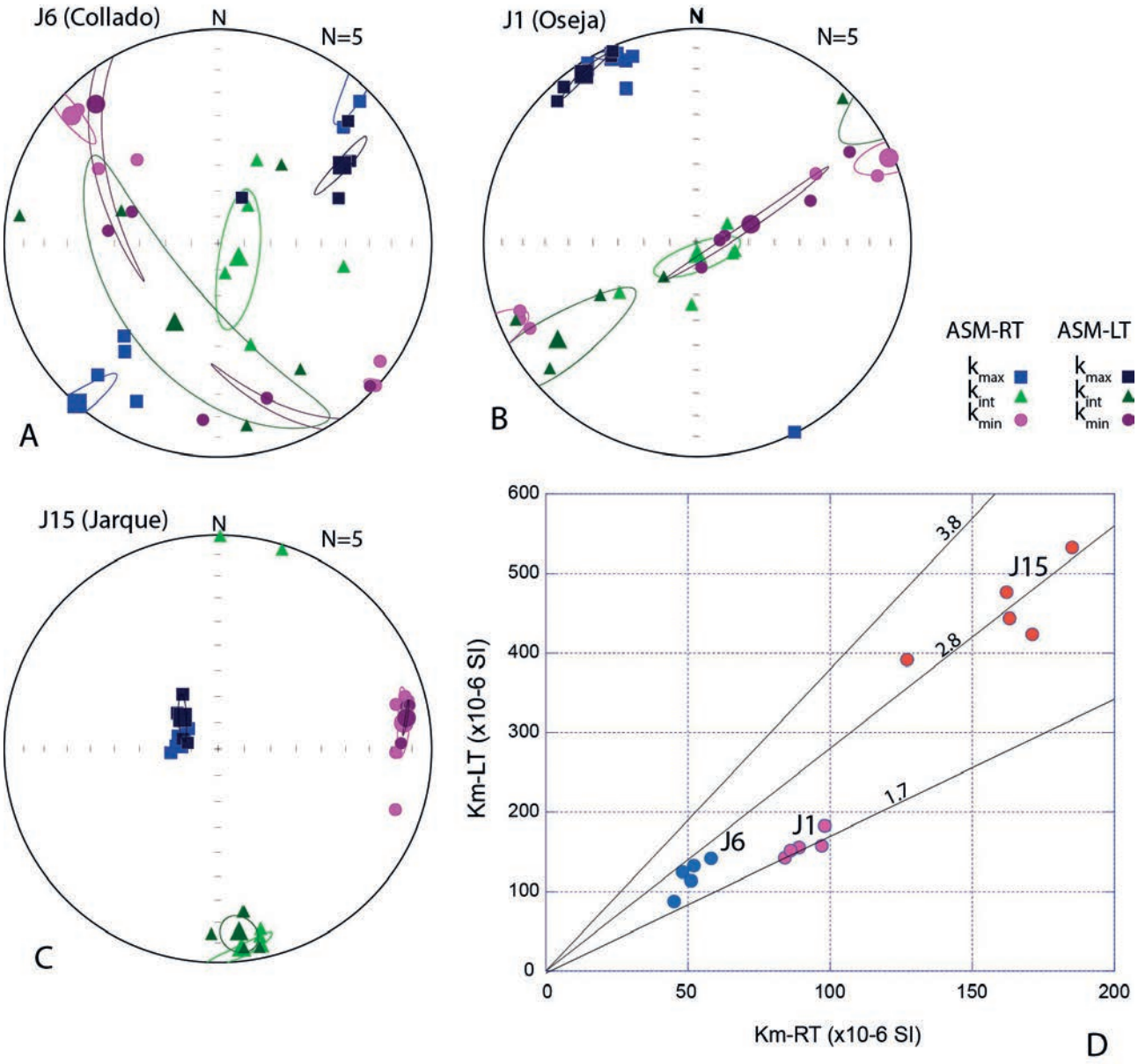


Fig. 10.- A, B y C. Estereogramas que muestran los resultados de la ASM a baja temperatura (ASM-LT) y su comparación con la ASM a temperatura ambiente (ASM-RT) para una selección de muestras de cada afloramiento. D. Gráfico mostrando la relación de Km a temperatura ambiente (RT) frente a Km a baja temperatura (LT).

Interpretación y discusión

La aplicación de la ASM ha permitido obtener datos de foliaciones y lineaciones magnéticas bien definidos a partir del análisis de un número de muestras relativamente importante, y por tanto representativo del conjunto de las rocas de falla que afloran a lo largo de los tres afloramientos. La ASM proporciona también parámetros escalares que dan información sobre la intensidad de la deformación (grado de anisotropía P') y sobre la forma del elipsoide (parámetro de forma T), enriqueciendo la información estructural. Estos datos complementan los resultados del análisis estructural, haciendo más robustas las interpretaciones. En este apartado se analiza la representatividad de los datos y el significado de la orientación de los ejes de la ASM en relación con las foliaciones y las direcciones de transporte en la zona de falla. Los resultados obtenidos, coherentes con los del análisis estructural, refuerzan la interpretación de los mismos, y permiten analizarlos en el contexto de la tectónica regional.

Cinemática de la Falla de Jarque a partir de datos estructurales

Los datos estructurales recopilados en los tres afloramientos son muy heterogéneos, y aparecen distribuidos de forma desigual en cada uno de los tres afloramientos. Los planos de falla medidos principalmente en el afloramientos de Oseja y en menor medida en el del Collado muestran una dirección predominante NW-SE y alto buzamiento al SW, similar a la traza de la Falla de Jarque en la cartografía, por lo que estos planos de falla se interpretan como sintéticos con la misma

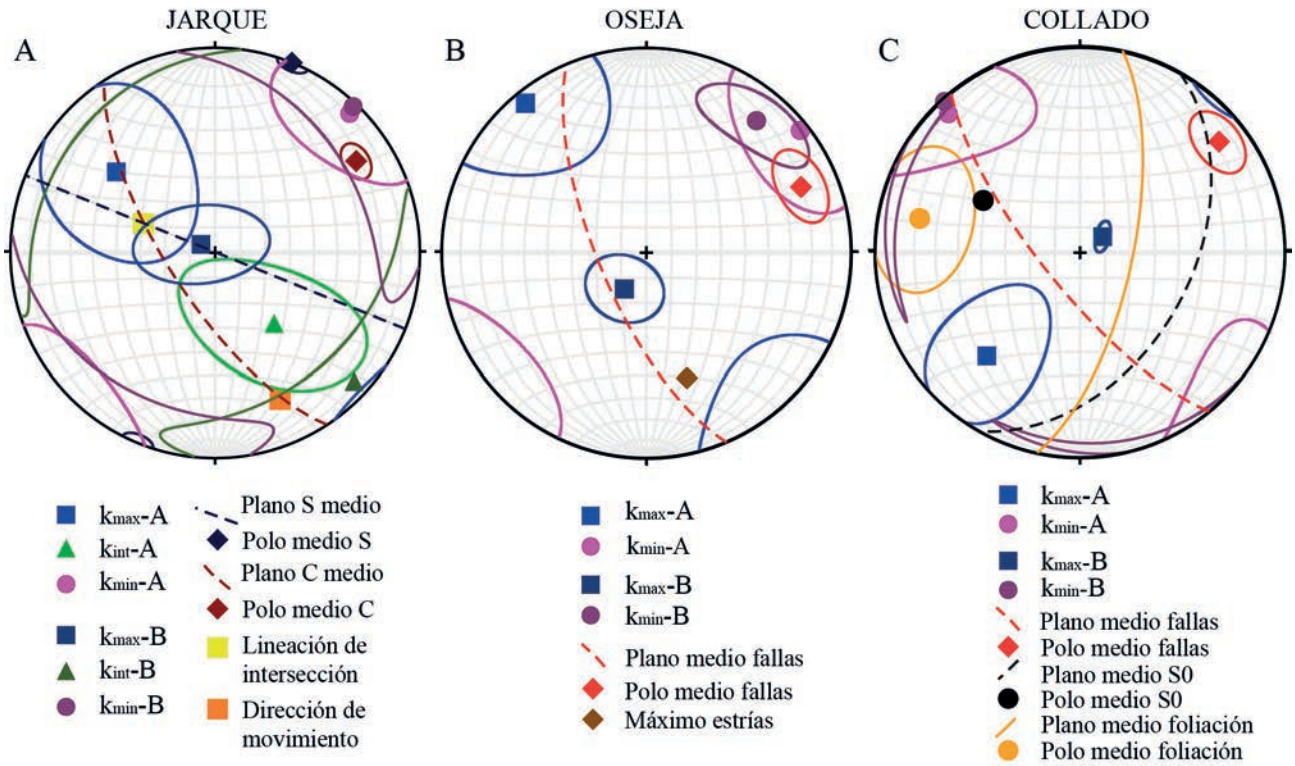


Fig. 11.- Estereogramas con las medias de las diferentes estructuras y ejes magnéticos de los afloramientos de Jarque (A), Oseja (B) y Collado (C). kmáx-A, kint-A, kmin-A corresponden a las medias de los ejes cuando kmáx se aproxima a la horizontal. kmáx-B, kint-B, kmin-B corresponden a las medias de los ejes cuando kmáx se aproxima a la vertical.

(Fig. 4F, H). La falla ha tenido un movimiento predominantemente de desgarre, inferido a partir de las estrías de falla subhorizontales medidas en el afloramiento de Oseja (Fig. 4B), aunque pudo tener movimientos direccionales con una componente vertical más importante, tal como indican algunos planos de falla del mismo afloramiento que presentan estrías con cabeceos cercanos a 45º (Fig. 4F) y la presencia de pliegues a escala deca- a hectométrica claramente asimétricos (Fig. 3A). En este afloramiento se ha inferido un movimiento de desgarre dextral a partir de los escasos indicadores de movimiento encontrados sobre algunos de los planos de falla (estrilolitos). Este movimiento es coherente con el inferido a partir de las estructuras S-C observadas en las muestras de mano y en lámina delgada del afloramiento de Oseja (Fig. 5A, B, D), así como a partir de las estructuras S-C encontradas en el afloramiento de Jarque (Fig. 4A, C). En el afloramiento del Collado los datos estructurales son realmente escasos, y los indicadores cinemáticos inexistentes. A una escala mayor de observación, la curvatura las trazas axiales de los pliegues observados en los materiales mesozoicos del bloque NE de la falla (Fig. 2) sugiere un desarrollo de los mismos coetáneo al movimiento dextro de la falla.

Interpretación y discusión de los datos de fábricas magnéticas en relación con los datos estructurales y su significado

Tanto en el afloramiento de Jarque como en el de Oseja los resultados del análisis de la ASM muestran una fábrica magnética tectónica (Fig. 11A, B). En particular, en las muestras analizadas del afloramiento de Jarque los resultados de la ASM muestran una foliación magnética media que coincide con la orientación intermedia entre los planos S y los C (Fig. 11A). Esto indica que, tanto la foliación como los planos C contribuyen en la orientación de la foliación magnética, bien por la reorientación de los filosilicatos en los planos S o bien por la concentración de minerales ferromagnéticos con orientación preferente (fundamentalmente hematites) en los planos C (Aranguren *et al.*, 1996; Casas *et al.*, 2017). En las muestras analizadas del afloramiento de Oseja la media de la foliación magnética muestra una orientación próxima a la media de la orientación de los planos de falla medidos en dicho afloramiento (Fig. 11B). En ambos afloramientos la presencia de un grupo de muestras con el eje magnético $k_{máx}$ dispuesto en la vertical se interpreta como la dirección de máxima pendiente de los planos de foliación y próximo a la lineación de intersección entre los planos S y los planos C. La familia que muestra los ejes magnéticos $k_{máx}$ próximos a la horizontal y con dirección NW-SE, definiría la dirección de transporte de la falla, si bien presenta una inmersión NW tanto en el afloramiento de Jarque como en el de Oseja que contrasta con la inmersión SE obtenida a partir de las estructuras S-C en el afloramiento de Jarque (Fig. 11A) y de las estrías en el afloramiento de Oseja (Fig. 11B). De acuerdo con lo observado en otras zonas de falla, el tránsito de la lineación magnética desde posiciones perpendiculares a la dirección de transporte (vertical) hasta una posición paralela a la di-

rección de transporte (subhorizontal en dirección NW-SE) es indicativo de un incremento en el grado de deformación (Casas-Sainz *et al.*, 2017, 2018). El hecho de que aparezcan en los dos afloramientos ambos tipos de lineaciones magnéticas es indicativo de la naturaleza heterogénea de la deformación asociada a la zona de Falla de Jarque.

Los resultados de ASM obtenidos en el afloramiento del Collado difieren de los otros dos, de manera que el eje $k_{máx}$ próximo a la horizontal se orienta NE-SW paralelo al rumbo de las capas y el eje k_{min} se mantiene subhorizontal pero en dirección NW-SE, siendo coherente en este caso con los polos de los planos de estratificación y foliación medidos en este afloramiento. Esto puede ser debido a que en este afloramiento la intensidad de la deformación asociada a la zona de falla sea menor (los valores del grado de anisotropía P', obtenidos en este afloramiento son algo menores; Tabla 1 y Fig. 9), a que la deformación sea más frágil en las calizas de la Fm. Cortes de Tajuña (no hay evidencias ni en afloramiento ni en lámina delgada de estructuras S-C), o a que las rocas muestreadas correspondan a la periferia de la zona de falla, y que por tanto la fábrica magnética esté relacionada con la fábrica original de la roca (*i.e.*, fábrica magnética de tipo sedimentario). Por otro lado, cabe destacar que sigue apareciendo un grupo de muestras con el eje $k_{máx}$ próximo a la vertical y con el eje k_{min} en dirección NE-SW, indicativo de una fábrica tectónica, coherente con la registrada en los otros afloramientos, pero sin llegar a alcanzar la intensidad suficiente para registrar la dirección de transporte tectónico. Esto podría estar relacionado también con las diferencias en la mineralogía magnética portadora de la ASM encontradas. El afloramiento del Collado es el único en el que no hay hematites, y la fracción paramagnética en algunas muestras es del 100% (*e.g.*, J8). Tal como se ha mencionado anteriormente, cuando la lineación magnética esta principalmente definida por minerales paramagnéticos, evoluciona desde ser paralela a la lineación de intersección a paralela a la dirección de transporte tectónico con el grado de deformación (Parés *et al.*, 1999; Pueyo *et al.*, 2010), mientras que si la lineación magnética está relacionada con minerales ferromagnéticos (*e.g.*, hematites), normalmente es paralela a la dirección de transporte tectónico (Oliva Urcia *et al.*, 2009; Casas *et al.*, 2017).

Implicaciones regionales

Debido a la orientación NW-SE y su elevado buzamiento, a la Falla de Jarque se le atribuye un origen tardivarisco, al igual que a la Falla de Río Grío aflorante al SE (Marcén Albero y Román Berdiel, 2015). Ambas fallas se disponen en relevo y la Falla de Río Grío muestra además evidencias de actividad extensional ligada a vulcanitas y mineralizaciones durante la etapa tardivarisca (Pocoví *et al.*, 1990). En el caso de la Falla de Jarque, en su prolongación hacia el SE aparece la denominada fosa de Morés, cuya formación ha sido atribuida a la extensión durante el Triásico (Hernández Samaniego *et al.*, 1978) y cuyas fallas asociadas cortarían o reactivarían a la Falla de Jarque como falla extensional en este tramo (Casas *et al.*, 2016). Durante el Cenozoico se produjo la inversión del *rift* ibérico y la reactivación de estructuras (Guimerà *et al.,* 2004). En este contexto se produciría la reactivación de la Falla de Jarque si tenemos en cuenta que los marcadores cinemáticos encontrados en los tres afloramientos reflejan el movimiento de la falla en esta última etapa tectónica. A partir de los datos analizados, tanto de análisis estructural como de ASM, atribuímos a la Falla de Jarque un movimiento transpresivo dominantemente dextro con componente inversa. Además, las estructuras asociadas a la falla, como los pliegues de escala cartográfica y los del afloramiento de Oseja, y las fallas oblicuas presentan orientaciones coherentes con un movimiento dextro de la falla. A escala regional esta cinemática queda enmarcada en el modelo transpresional aplicado al conjunto de las estructuras de orientación NW-SE del sector central de la Cordillera Ibérica (Casas *et al.,* 1998; De Vicente *et al.,* 2009). El estilo estructural de inversión tectónica propuesto por dichos autores sugiere principalmente desplazamientos de desgarre a lo largo de las fallas normales preexistentes desarrolladas principalmente durante el Mesozoico. Este movimiento de desgarre dextro sería similar al movimiento deducido para la vecina Falla de Río Grío (Marcén Albero, 2014; Marcén Albero y Román Berdiel, 2015), y coherente con una compresión de dirección NNE, como la descrita en el Mioceno inferior para la Cordillera Ibérica (Liesa y Simón, 2009).

Conclusiones

Las principales características estructurales de la Falla de Jarque en su sector centro-occidental pueden resumirse en: 1) Estructuras S-C de dirección NW-SE compatibles con una cizalla dextra; 2) Fallas con una dirección dominante N145E y alto buzamiento al W, con una familia dominante de estrías subhorizontales, que indican un movimiento dominante transcurrente dextro y algunas estrías con cabeceos comprendidos entre 25º y 45º que indicarían una cierta componente de *dip slip* inversa; y 3) Pliegues tanto a escala de afloramiento como a escala cartográfica oblicuos a la traza de la falla y coherentes con un movimiento transpresivo dextro de la falla.

Los minerales portadores de la mineralogía magnética son mayoritariamente paramagnéticos, aunque también se encuentran minerales ferromagnéticos como la hematites y la magnetita.

Los resultados de la ASM muestran una orientación dominante de la foliación magnética NW-SE, en una posición intermedia entre los planos S y los planos C. La lineación magnética se agrupa en dos familias que coexisten en volúmenes de roca muy próximos, una vertical y perpendicular a la dirección de movimiento, y otra horizontal con una dirección NW-SE, que corresponde

con la dirección de transporte de la Falla de Jarque, indicativo de variación en el grado de deformación y de la naturaleza heterogénea de la deformación asociada a la zona de falla.

Por lo tanto, el estudio de la cinemática de la Falla de Jarque mediante técnicas magnéticas (ASM) y de geología estructural aporta resultados que permiten inferir que la Falla de Jarque de dirección NW-SE fue reactivada durante la Orogenia Alpina con un comportamiento transpresivo dextro.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer a Ruth Soto y Renata Nela Tomezzoli por sus revisiones, y al Servicio General de Apoyo a la Investigación-SAI, y en particular a los Servicios de Preparación de Rocas y Minerales Duros y de Líquidos Criogénicos, de la Universidad de Zaragoza por su colaboración. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2013-42670-P del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades y Geotransfer-E32_17R del Gobierno de Aragon y Programa Operativo FEDER Aragón 2014-2020.

Referencias

Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C., Fisher, D., 2013. *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors. Cambridge University Press*, Cambridge, England 289 p.

Alvaro, M., Capote, R., Vegas, R., 1979. Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14 (1): 172-177.

Aranguren, A., Cuevas, J., Tubía, J.M., 1996. Composite magnetic fabrics from S-C mylonites. *Journal of Structural Geology,* 18: 863-869.

Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25 (1): 139-171.

Arthaud, F., Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, 88 (9): 1305-1320.

Biedermann, A.R., Bender Koch, C., Lorenz, W.E.A., Hirt, A.M., 2014. Low-temperature magnetic anisotropy in micas and chlorite. *Tectonophysics*, 629: 63-74.

Braun, D., Weinberger, R., Eyal, Y., Feinstein, S., Harlavan, Y., Levi, T., 2015. Distinctive diamagnetic fabrics in dolostones evolved at fault cores, the Dead Sea Transform. *Journal of Structural Geology,* 77: 11-26.

Calvín-Ballester, P., Casas, A., 2014. Folded Variscan thrusts in the Herrera unit of the Iberian Range (NE Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, 394 (1): 39-52.

Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L., Arlegui, L.E., 2002. Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *The Geology of Spain*. (W. Gibbons, T. Moreno, Eds). The Geological Society London, 384-397.

Cardozo, N., Allmendinger, R.W., 2013. Spherical projections with OSXStereonet: *Computers & Geosciences*, 51, 0: 193-205.

Carls, P., 1983. La zona Asturoccidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico. En: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos,* (J.A. Comba, Coord.). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 11-32.

Casas, A.M., Cortés, A.L., Gapais, D., Nalpas, T., Román-Berdiel, T., 1998. Modelización analógica de estructuras asociadas a compresión oblicua y transpresión. Ejemplos del NE peninsular. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 11 (3-4): 331-344.

Casas, A., Marcén, M., Calvín, P., Gil, A., Román, T., Pocoví. A., 2016. Deformación varisca, tardi-varisca y alpina en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: propuesta para diferenciación y denominación de estructuras. *Geo-Temas*, 16 (2): 495-498.

Casas Sainz, A. M., Faccenna, C., 2001. Tertiary compresional deformation of the Iberian plate. *Terra Nova*, 13: 281-288.

Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., García-Lasanta, C., Villalaín, J.J., Aldega, L., Corrado, S., Caricchi, C., Invernizzi, C., Osácar, M.C., 2017. Multi-disciplinary approach to the study of fault zones at shallow depths: a case study from the Cameros-Demanda thrust (North Spain). *International Journal of Earth Sciences,* 106: 1023-1055.

Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A., Simón, J.L., Izquierdo-Llavall, E., Aldega, L., Román-Berdiel, T., Osácar, M.C., Pueyo-Anchuela, Ó., Ansón, M., García-Lasanta, C., Corrado, S., Invernizzi, C., Caricchi, C., 2018. Strain indicators and magnetic fabric in intraplate fault zones: case study of Daroca thrust, Iberian Chain, Spain. *Tectonophysics,* 730: 29-47.

Chadima, M., Hrouda, F., 2009. Cureval 8.0: Thermomagnetic Curve Browser for Windows. Agico, Inc.

Chadima, M., Jelinek, V., 2009. Anisoft 4.2: Anisotropy Data Browser for Windows. Agico, Inc.

Cortés Gracia, A.L., Casas Sainz, A.M., 1996. Deformación alpina de zócalo y cobertera en el borde N de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9: 51-66.

De Vicente, G., 2004. Estructura alpina del Antepaís Ibérico. En: *Geología de España*, (J.A. Vera, Ed). SGE-IGME, Madrid, 587-634.

De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J.D., Casas-Sáinz, A., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A., Fernández-Lozano, J., 2009. Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch. *Tectonophysics*, 470: 224-242.

De Vicente, G., Cloetingh, S.A.P.L., Van Wees, J.D., Cunha, P.P., 2011. Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics*, 502 (1): 38-61.

Gil Imaz, A., 1995. El dominio de esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica oriental (Sierra del Moncayo-Tierra de Agreda). *Centro de Estudios Borjanos, Institución "Fernando el Católico", Colección "Monografías CEBSOR",* 7: 114 p.

Gil Imaz, A., Pocoví Juan, A., 1994. La esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica Oriental (Sierra del Moncayo): Distribución, génesis y significado tectónico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7 (1-2): 91-112.

Gozalo, R., Liñán, E., 1988. Los materiales hercínicos de la

Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico. *Estudios geológicos*, 44 (5-6): 399-404.

Guimerà, J., Mas, R., Alonso, A., 2004. Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extension and contractional inversion. *Journal of the Geological Society, London,* 161: 291-303.

Hernández Samaniego, Aragonés Valls, E., Ramírez del Pozo, J., Aguilar Tomás, M.J., 1978. *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja 409, Calatayud*. IGME, Madrid.

Hirono, T., Lin, W., Yeh, E.C., Soh, W., Hashimoto, Y., Sone, H., Matsubayashi, O., Aoike, K., Ito, H., Kinoshita, M., Murayama, M., Song, S.R., Ma K-F., Hung, J-H., Wang, C-Y., Tsai, Y-B., 2006. High magnetic susceptibility of fault gouge within Taiwan Chelungpu fault: nondestructive continuous measurements of physical and chemical properties in fault rocks recovered from Hole B, TCDP. *Geophysical Research Letters,* 33 (15): 4, L15303.

Hrouda, F., Jélinek, V., Zapletal, K., 1997. Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature-variation measurement. *Geophysical Journal International,* 129: 715-719.

Ihmlé, P.F., Hirt, A.M., Lowrie, W., Dietrich, D., 1989. Inverse fabric in deformed limestones of the Morcles Nappe, Switzerland. *Geophysical Research Letters,* 16: 1383–1386.

Issachar, R., Levi, T., Lyakhovsky, V., Marco, S., Weinberger, R., 2016. Improving the method of low-temperature anisotropy of magnetic susceptibility (LT-AMS) measurements in air. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems,* 17, 7: 2940-2950.

Jelinek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodetica*, 22: 50-62.

Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79: 63-70.

Keskineva, A., Georgiev, N., Naydenov, K., Jordanova, N., Jordanova, D., Dimowa, L., 2016. Magneto-structural and mineralogical study of tectonic gouge. *Bulgarian Geological Society, National Conference with international participation "Geosciences 2016"*, 89-90.

Levi, T., Weinberger, R., Marco, S., 2014. Magnetic fabrics induced by dynamic faulting reveal damage zone sizes in soft rocks, Dead Sea basin. *Geophysical Journal International,* 199: 1214-1229.

Liesa, C.L., Simón, J.L., 2009. Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain). *Tectonophysics*, 474: 144-159.

Lotze, F., 1929. Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgerbirges (Spanien). *Abhandlungen der Königlichen (Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen Mathematisch/Physikalischen).* I. K 1 (N. Ser), 14 (2): 1-320.

Lüneburg, C.M., Lampert, S.A., Hermann, I., Lebit, D., Hirt, A.M., Casey, M., Lowrie, W., 1999. Magnetic anisotropy, rock fabrics and finite strain in deformed sediments of SW Sardinia (Italy). *Tectonophysics,* 307: 51-74.

Marcén Albero, M., 2014. *Geometría y cinemática de la Falla de Río Grío*. Trabajo de Fin de Máster, Universidad de Zaragoza, 56 p.

Marcén Albero, M., Román Berdiel, T., 2015. Geometría y cinemática de la zona de falla de Río Grío: evidencias de transpresión alpina en la Cadena Ibérica. *Geogaceta,* 79: 79-82.

Marcén, M., Román-Berdiel, T., Casas, A., Calvín-Ballester, P., Oliva-Urcia, B., García-Lasanta, C., 2015. Kinematics of long lived faults in intraplate settings: case study of the Río Grío Fault (Iberian Range). *Geophysical Research Abstracts*, 17: EGU2015-5165.

Marcén, M., Casas-Sainz, A., Román-Berdiel, T., Gil-Imaz, A., 2016. Deformación y fábricas magnéticas (ASM) en estructuras de desgarre: la falla de Alhama de Murcia. *GeoTemas*, 16 (1): 913-916.

Marcén, M., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Griera, A., Santanach, P., Pocoví, A., Gil-Imaz, A., Aldega, L., Izquierdo-Llavall, E., 2018. Multiple movements recorded in a crustal weakness zone in N Iberia: the Vallès-Penedès Fault revisited. *Journal of Geodynamics*, 121:96-114.

Mertainen, S., Karell, F., 2012. Paleomagnetic and AMS studies on Satulinmäkiand Koijärvi fault shear zones. *Geological Survey of Finland Special Paper*, 52: 195-226.

Moreno, E., Homberg, C., Schnyder, J., Person, A., du Peloux, A., Dock, P., 2014. Fault imprint in clay units: magnetic fabric, structural and mineralogical signature. *EGU General Assembly 2014, Geophysical Research Abstracts* 16, EGU2014-15479.

Oliva-Urcia, B., Larrasoaña, J.C., Pueyo, E.L., Gil., A., Mata, P., Parés, J.M., Schleicher, A.M., Pueyo, Ó., 2009. Disentangling magnetic subfabrics and their link to deformation processes in cleaved sedimentary rocks from the Internal Sierras (west central Pyrenees, Spain). *Journal of Structural Geology,* 31 (2): 163-176.

Parés, J.M., Van der Pluijm, B., Dinarés-Turell, J., 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics,* 307: 1-14.

Pocoví, A., Besteiro, J., Osácar, M.C., González, J., Lago, M., 1990. Análisis estructural de las mineralizaciones de baritina de la Unidad de Herrera (Cordillera Ibérica Oriental). *Geogaceta*, 8: 25-27.

Pomella, H., 2014. Magnetic fabric of brittle fault rocks. EGU General Assembly 2014, *Geophysical Research Abstracts* 16, EGU2014-12505.

Pueyo Anchuela, Ó., Gil Imaz, A., Pocoví Juan, A., 2010. Significance of the AMS in multilayer systems in fold and thrust belts. Example from the Eocene turbidites from Southern Pyrenees. *Geological Journal,* 45 (5-6): 544-561.

Ramírez del Pozo, J. (1981). *Hoja 381 del Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. IGME.

Ritcher, C., Van der Pluijm, B.A., 1994. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic susceptibilities using low temperatura magnetic susceptibilities and comparison with high field methods. *Physics of the Earth and Planetary Interiors,* 82:113-123.

Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A.M., Oliva-Urcia, B., Calvín, P., Villalaín, J.J., 2018. On the influence of magnetic mineralogy in the tectonic interpretation of Anisotropy of Magnetic Susceptibility in cataclastic fault zones. *Geophysical Journal International,* 216: 1043-1061.

Sanz, T., Lago, M., Gil, A., Pocoví, A., Galé, C., Ubide, T., Ramajo, J., Tierz, P., 2012. Magmatismo alcalino del Triásico Superior (Noriense) en el extremo NO de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: Modelo de emplazamiento en relación con fallas sin-sedimentarias. *Geogaceta*, 5: 3-6.

Sanz, T., Lago, M., Gil, A., Galé, C., Ramajo, J., Ubide, T., Pocoví, A., Tierz, P., Larrea, P., 2013. The Upper Triassic alkaline magmatism in the NW Iberian Chain (Spain). *Journal of Iberian Geology,* 39, 2: 203-222.

Solum, J.G., Van der Pluijm, B.A., 2009. Quantification of fabrics in clay gouge from the Carbonera fault, Spain and implications for fault behaviour. *Tectonophysics,* 475: 554-562.

Vernet, E., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Marcén, M., Osácar, M. C., 2018. Variable magnetic fabrics under heterogeneous deformation across a shallow fault zone in the Iberian Chain (Monroyo thrust, N Spain). *Journal of Iberian Geology,* https://doi.org/10.1007/s41513-018-0090-2.

Manuscrito recibido el 31-8-2018
Recibida la revisión el 9-12-2018
Aceptado el manuscrito revisado el 21-1-2019

Revista de la Sociedad Geológica de España 32 (1)

ISSN (versión impresa): 0214-2708
ISSN (Internet): 2255-1379

SURCOS EROSIVOS, SISTEMAS DE TURBIDITAS Y EPISODIOS CLIMÁTICOS EN EL TORTONIENSE Y MESSINIENSE DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (SO DE ESPAÑA)

Erosional valleys, turbidites and climate episodes in the Tortonian-Messinian of the Guadalquivir basin (South Spain)

Wenceslao Martínez del Olmo y Daniel Martín Sánchez

Oil and Gas Capital s.l., Ángel Muñoz, 3, 28043 Madrid, wmartinez@oilandgascapital.com, dmartin@oilandgascapital.com

Abstract: *A recent review of seismic lines and exploratory wells available about the Miocene of the Guadalquivir River basin has led to four new regional details of interest: 1) The existence of N-S direction incised valleys fill or drainage channels which eroded the Tortonian Base Sands Formation. Seismic images and their location suggested an Atlantic-Mediterranean water communication or the existence of a Lowstand System Wedge (LSW). The LSW´s sediments could be very argillaceous, and have not been differentiated at their and most southern (Gulf of Cadiz) likely depositional area; 2) The presence of a fore-bottom delta set sandy system feeded from the N-NW, coetaneous with the well-known Guadalquivir Sands Formation (Tortonian-Early Messinian) of NE-SW flow. Both of them may be cause of hyperpycnal discharges; 3) The evidence of turbiditic systems prior to the Olistostrome. The data allow to conclude that the Olistostrome´s gravitational slide happened in a large sedimentary platform or groove (Northbetic Strait) of an uncertain bathymetry, but able to host deep sedimentary environment; 4) The possibility of subdividing the Tortonian-Messinian interval time in two climatic episodes: Tortonian-Messinian episode, characterized by important sandy turbidites feeded by hyperpycnal flows, and the Messinian episode without sandy supplies. This last episode could represent an early effect of the forthcoming Messinian Salinity Crisis (MSC) in the Atlantic waters. Finally, the ages of the sandy and conglomeratic formation attached to the Paleozoic in the north rim of the basin and the sedimentary model of the thick Messinian Lowstand System Tract (LST) bypassed to the Atlantic waters, are discussed.*

Keywords: *Guadalquivir basin, Tortonian-Messinian, turbidity supply, climatic episodes.*

Resumen: *Una campaña sísmica registrada en 2014 y la revisión de la mayor parte de la información de subsuelo (sísmica y sondeos) accesibles en la cuenca miocena del Río Guadalquivir, permite visualizar cuatro nuevos datos de interés regional: 1) La existencia de valles incisos rellenos de arcilla o canales de drenaje de dirección N-S inscritos en la Formación Arenas de Base, lo que expresa una comunicación entre aguas atlánticas y mediterráneas durante el Tortoniense o la existencia de un* Lowstand System Wedge *cuyos depósitos, quizás por arcillosos, no han sido diferenciados en su virtual y más meridional área de depósito del Golfo de Cádiz; 2) La presencia de dos sistemas turbidíticos del Tortoniense-Messiniense con direcciones de flujo NE-SO y N-S con modelos sedimentarios muy diferentes; 3) La confirmación de la existencia de turbiditas anteriores al Complejo Olistostrómico del Guadalquivir, lo que indica que el surco o plataforma conocido como Estrecho Nordbético diferenciaba batimetrías capaces de recibir facies de medio sedimentario profundo; 4) La posibilidad de diferenciar dos episodios climáticos: uno del Tortoniense superior-Messiniense caracterizado por un notable flujo de aportes arenosos, y otro del Messiniense desprovisto de ellos y que es anterior al descenso eustático conocido como crisis Messiniense. Finalmente se discute la edad del litosoma arenoso y conglomerático (Arenas de Base) adosado al Paleozoico del borde norte de la cuenca y el modelo sedimentario promovido por el descenso eustático intra-Messiniense (Arenas del Guadiana).*

Palabras clave: *Cuenca del Guadalquivir, Tortoniense, Messiniense, sistemas turbidíticos, paleoclimas.*

Martínez del Olmo, W., Martín Sánchez, D., 2019. Surcos erosivos, sistemas de turbiditas y episodios climáticos en el Tortoniense y Messiniense de la Cuenca del Guadalquivir (SO de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 32 (1): 97-112.

Introducción

Por contener una cuantiosa información de subsuelo (líneas símicas y sondeos) y de superficie (mapas geológicos de la Serie MAGNA y del IGME para la Junta de Andalucía), la cuenca miocena del Río Guadalquivir ha sido objeto de numerosos trabajos que trataban de exponer su estructuración y su relleno sedimentario (Fig. 1). Sin embargo, a pesar del notable conocimiento de la cuenca provisto por la extensa bibliografía, en su registro Mioceno aún pueden encontrase nuevos datos de interés que permiten precisar su caracterización sedimentaria y su evolución. En el presente trabajo se aporta nueva información acerca del relleno mioceno de la cuenca que derivan tanto de una campaña sísmica realizada en 2014 al N de la ciudad de Sevilla (perfiles, adquiridos en 20 x 20 m entre puntos de vibración y grupos de geófonos, que totalizan 100 km de trazado; Fig. 1C), como de una sistemática revisión de un gran número de las líneas sísmicas realizadas anteriormente y de la práctica totalidad de los sondeos en ella perforados; descripción que constituye el motivo de esta comunicación y que se focaliza en cuatro nuevos datos que se perciben de interés regional.

Un resumen de lo señalado en la abundante bibliografía acerca de la Cuenca del Guadalquivir, puede, a modo de introducción, expresarse en los siguientes puntos:

1) Cuenca de antepaís de la cordillera Bética (Martínez del Olmo *et al*., 1984; Portero García y Álvaro López, 1984; Sanz de Galdeano y Vera, 1991; Vera., 2000; García Mojonero *et al*., 2003; Civis *et al*., 2004), con sedimentación iniciada en el Burdigaliense superior-Langhiense en su prolongación SO (Golfo de Cádiz) y a partir del Tortoniense en su extenso segmento terrestre conocido como Cuenca del Guadalquivir (Riaza y Martínez del Olmo, 1996; Sierro *et al*.,1996; Ledesma, 2000; Civis *et al*., 2004). Esta diferente edad de inicio del relleno indica que desde su origen, y tal como atestiguan los sondeos profundos, ya mostraba una notable diferenciación entre sus segmentos del SO (Golfo de Cádiz) y del NE (Río Guadalquivir).

2) La cuenca, en su mayor parte, fue poco deformada por los episodios contractivos y extensivos de la tectónica alpina, quedando configurada como cuenca de tipo monoclinal con dos ejes de inmersión con pendientes regionales medias del 2,0-2,25 % (NE a SO) y otro más acusado del 4,5-5,0 % (NNO a SSE).

3) Con relleno que alberga masas olistostrómicas complejas y caóticas (Perconig, 1962; Perconig y Martínez Díaz, 1977; Vera, 2004) que cuando sobrepasan los 500-600 m de espesor llegan a impedir la penetración y definición de las líneas sísmicas (Martínez del Olmo *et al*., 1986; Suárez Alba *et al*., 1989; Riaza y Martínez del Olmo, 1996; Ledesma, 2000; García Mojonero *et al*., 2003), lo que especialmente ocurre cuando los olistostromas alcanzan el afloramiento en el segmento central y meridional de la cuenca (Fig. 1). Si a ello se agrega la práctica ausencia de sondeos profundos en este área, se concluye que en una gran parte de la superficie de la cuenca, se desconoce la profundidad real de la discordancia base del Mioceno y la litología y edad de los materiales que conforman las masas deslizadas, que en numerosas citas bibliográficas son atribuidas al Mesozoico y Cenozoico del meridional segmento Subbético.

4) Cuenca afectada por una subsidencia diferencial, de modo que si se contabilizan los olistostromas como uno más de sus sedimentos en el S-SO se encuentran los máximos espesores sedimentarios, que llegan a superar los 3000 m (Martínez del Olmo y Martín, 2016b).

5) Generalizada existencia de un substrato metamórfico (Paleozoico), muy mal conocido, y en contadas ocasiones las líneas sísmicas dejan ver cuencas interpretadas como pertenecientes al Carbonífero-Pérmico (Motis y Martínez del Olmo, 2013). Del mismo modo, en su extremidad SO, próxima

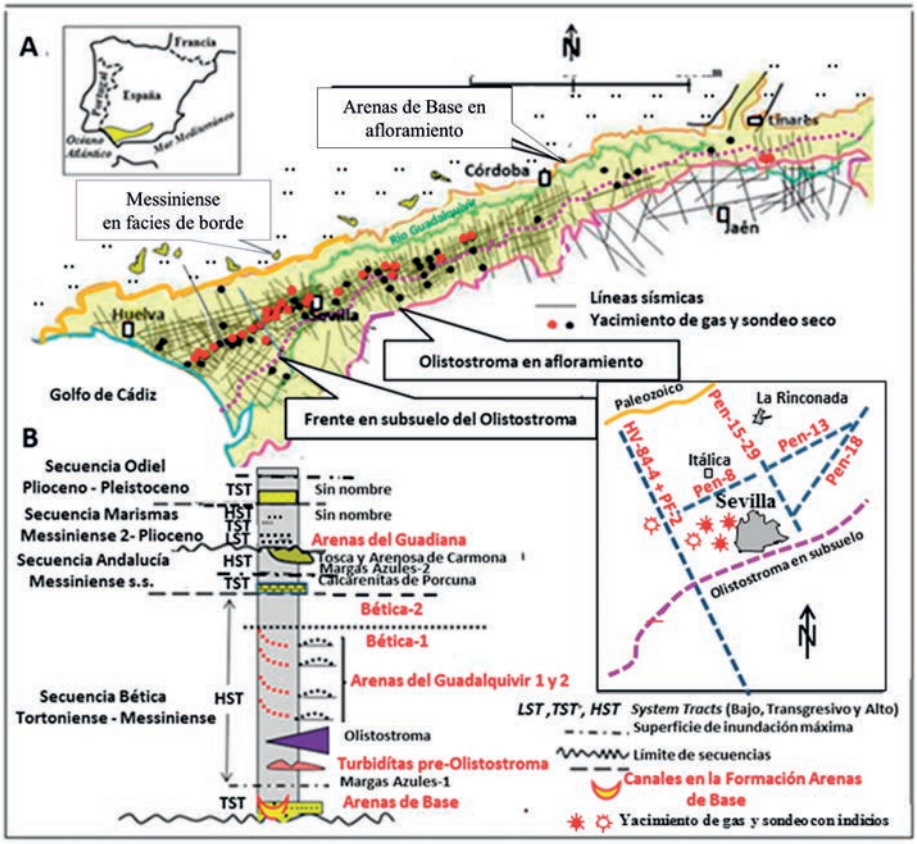


Fig. 1.- Cuenca del Guadalquivir. A. Base de datos y esquema geológico. B. Columna litoestratigráfica con indicación de los temas (color rojo) que son tratados en este trabajo: canales en las Arenas de Base, turbiditas pre-Olistostroma, Arenas del Guadalquivir 1 y 2, episodios Bética 1-2, Arenas del Guadiana y edad de las Arenas de Base en el borde N de la cuenca. C. Esquema con la localización de las líneas sísmicas de las figuras 5, 6 y 9.

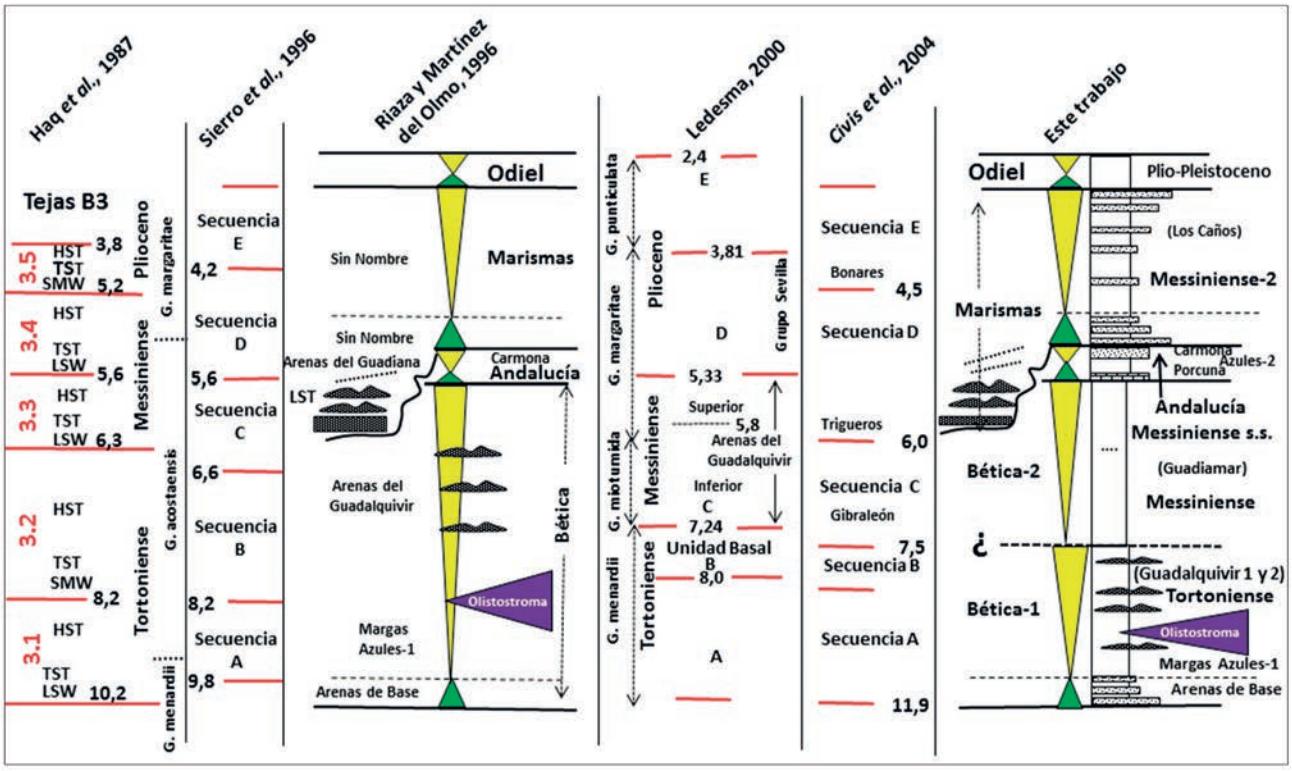


Fig. 2.- La escala global de Haq *et al.* (1987) (Tejas B3, anterior a la moderna extensión de la base del Messiniense hasta -7,24) y la Cuenca del Guadalquivir desde diferentes trabajos recogidos en el texto. Las cifras en color negro indican las edades asignadas en millones de años. Nótense las diferencias en las edades que se proponen y como este trabajo subdivide la original Secuencia Bética en dos episodios de posible origen paleoclimático, lo que viene a indicar un generalizado acuerdo que divide el relleno Mio-Plioceno del Guadalquivir en cinco paquetes sedimentarios.

al Golfo de Cádiz, líneas sísmicas y sondeos constatan la presencia de materiales mesozoicos (Triásico y Jurásico) autóctonos y poco deformados que son truncados por la discordancia angular y erosiva del Tortoniense que es fosilizada por la Formación Arenas de Base, razón por la que esta formación, basal y arenosa, es entendida como un cortejo tipo transgresivo (*Transgressive System Tract* /*TST*) que marca el inicio del Mioceno marino en el largo segmento terrestre (340 km) de la Cuenca del Guadalquivir (Martínez del Olmo *et al.,* 1984, 1986; Suarez Alba *et al.*, 1989; Civis *et al.*, 1994; Sierro *et al.*, 1996; Baceta y Pendón,1999; Ledesma, 2000; García Mojonero *et al.*, 2003).

6) Desde la información de subsuelo (sísmica y sondeo), el relleno Neógeno fue subdividido (Martínez del Olmo *et al*., 1984; Riaza y Martínez del Olmo, 1996; García Mojonero *et al*., 2003) en cuatro secuencias deposicionales (Figs. 1 y 2) nombradas Bética (Tortoniense-Messiniense), Andalucía (Messiniense *s.s*), Marismas (Messiniense 2-Plioceno 1) y Odiel (Plioceno 2-Pleistoceno). Otro grupo de autores presentan una diferente interpretación que comprende cinco secuencias A a E (Sierro *et al*., 1996; Civis *et al.,* 2004) o cinco unidades litosísmicas A a E (Ledesma, 2000), cuya edad se precisa a partir de la identificación de bioeventos reconocidos en afloramientos y sondeos, llegando a correlacionarlos con las reflexiones sísmicas y así tratar de precisar la edad de las unidades litosísmicas. Tal y como recoge la Figura 2 los dos grupos de autores no coinciden en la asignación de las reflexiones o discontinuidades sísmicas que limitan sus respectivas secuencias deposicionales y/o secuencias litosísmicas, lo que implica una falta de consenso en la interpretación global de la cuenca. La presencia de microfaunas resedimentadas en el relleno sedimentario, así como la falta de datos de subsuelo más precisos (sísmica en 3D, sondeos en testigo continuo) y las dificultades promovidas por el control en profundidad de las reflexiones sísmicas en numerosos sondeos, dificultan el conocimiento más preciso de estas secuencias y unidades litosísmicas.

7) Riaza y Martínez del Olmo (1996) indican que la Secuencia Bética (Tortoniense-Messiniense) alcanza los 600 m de espesor, motivo por el que alberga el mayor volumen sedimentario del relleno mioceno, y alberga la Formación Arenas de Base, las Margas Azules-1 (roca madre del gas biogénico), las Arenas del Guadalquivir 1 y 2 y las Arcillas de Guadiamar (Fig. 2). La Secuencia Andalucía (Messiniense *s.s*) es delgada (80 a 150 m) e incluye de base a techo las Calcarenitas de Porcuna, las Margas azules-2 y la Tosca y Arenosa de Carmona. La Secuencia Marismas (Messiniense 2-Plioceno 1), que incluye en su parte inferior a la Formación Arenas del Guadiana, colmata un surco producido por la caída del nivel marino intra-Messiniense y pasa de 50 m en su ápice NE a 750 m en su extremidad del SO. La Secuencia Odiel (Plioceno 2-Pleistoceno) es pelicular en el segmento terrestre y alcanza los 900-1000 m de espesor en el Golfo de Cádiz. Las cuatro secuencias contienen delgados (10-50 m) cortejos transgresivos (*Transgressive System Tract* / *TST*) y bien caracterizados cortejos de nivel alto (*Highstand System Tract* / *HST*), y tan solo la Secuencia Marismas (Messiniense 2-Plioceno 1), desarrolló un cortejo de nivel bajo (*Lowstand System Tract* / *LST*) que merced a un notable *bypassing* (50-60 km) depositó su carga are-

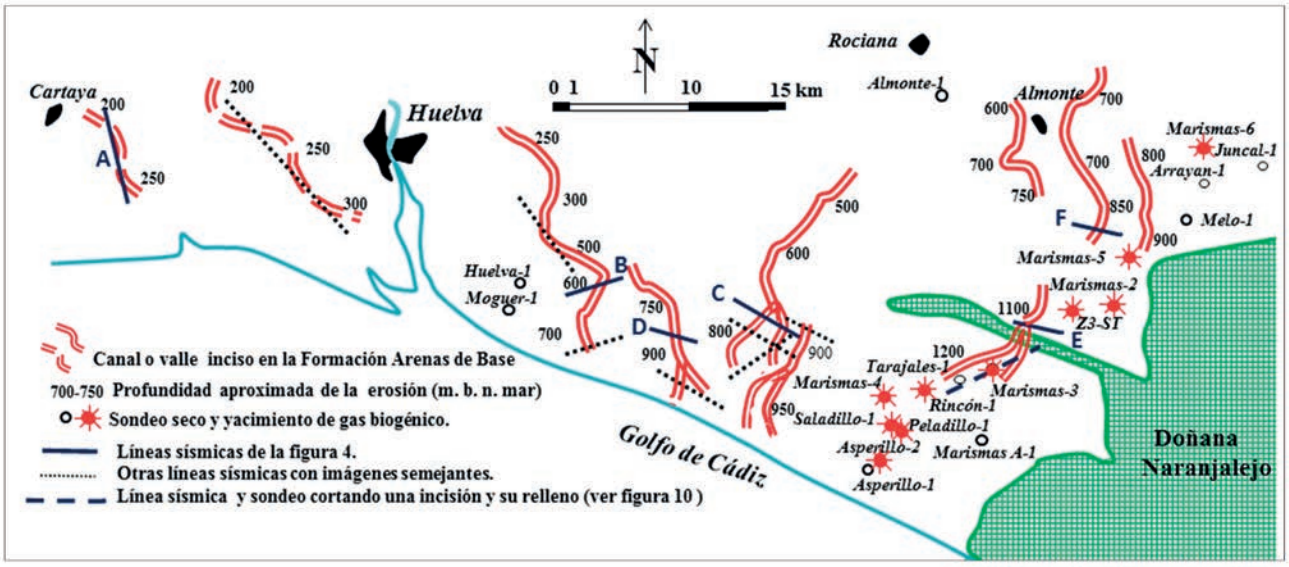


Fig. 3.- Canales de drenaje o valles incisos rellenos de arcilla, visibles en la Formación Arenas de Base del Tortoniense en líneas sísmicas adquiridas en 1982 y 1984 (A, B, C, D, E y F corresponden a las líneas sísmicas de la Figura 4).

nosa en el Golfo de Cádiz, donde da nombre a la Formación Arenas del Guadiana, que ha provisto trece yacimientos de gas biogénico. Esta interpretación en cuanto a edad y modelo sedimentario es diferente a la expresada en Ledesma (2000) y Civis *et al*. (2004) que asignan la Formación Arenas del Guadiana a un último y más meridional subsistema tipo canal-*levee*-lóbulo de la Formación Arenas del Guadalquivir.

8) Por último citar, que en nuestra opinión, dado el limitado volumen de la cuenca, las erosiones internas y los flujos procedentes de sus bordes, el relleno sedimentario mioceno contiene, a menudo, microfaunas planctónicas resedimentadas, lo que unido a la extensión temporal de la base del Messiniense de 6,3 a 7,24 millones de años, ha producido marcadas diferencias entre las edades asignadas en diferentes estudios y tiempos. De este problema, en parte o en la totalidad, creemos que da cuenta que el Nuevo Mapa Geológico de España (Rodríguez Fernández *et al.,* 2016) asigne al Messiniense los afloramientos de la Formación Arenas de Base en la práctica totalidad del borde N de la cuenca, largo corredor donde la formación se apoya sobre los afloramientos del Paleozoico y donde se les asignan edades de 7,24 a 8,0 (Ledesma, 2000) y de 7,6 (Civis *et al*., 2004) millones de años (Tortoniense).

Los aspectos principales que se van a describir y discutir en el presente trabajo, que hasta donde conocemos, no están recogidos en la bibliografía de la cuenca, son los siguientes:

- Existencia de surcos erosivos, valles incisos o canales de drenaje, de dirección N-S inscritos en la Formación Arenas de Base del Tortoniense, que están sujetos a dos diferentes interpretaciones paleogeográficas.

- Depósito de un sistema arenoso, tipo *fore-bottomset* deltaico y de procedencia NNO que está inexplorado por sondeo y es de la misma edad que el más conocido de procedencia NE extendido entre el Alto Guadalquivir y la costa de Huelva y que ha propiciado los 29 pequeños yacimientos de gas biogénico descubiertos en la cuenca.

- Presencia de turbiditas anteriores al Complejo Olistostrómico del Guadalquivir en un largo segmento del Estrecho Nordbético, lo que nos proporciona datos para estimar su profundidad en el Tortoniense.

- Posibilidad de distinguir en la Secuencia Bética (Tortoniense-Messiniense) dos potenciales episodios climáticos cuyo límite no podemos determinar por falta de precisos datos de sondeo, pero que por su posición en las líneas sísmicas e información regional, estimamos pertenecientes al Tortoniense superior-Messiniense y al Messiniense.

- Finalmente, por ser de interés para la interpretación global de la cuenca y porque en un caso, contradicen lo expresado en numerosos mapas de la Serie Magna (Martín Parra *et al*., 2015; Matas González *et al*., 2015a, b; Rodriguez Fernández *et al.,* 2016) se aborda la edad de las Arenas de Base, que en el borde N de la cuenca se apoyan sobre el Paleozoico Varisco Ibérico, y en otro caso porque en Sierro *et al*. (1996), Ledesma (2000) y Civis *et al*. (2004), se difiere de nuestra interpretación en el modelo sedimentario de las Arenas del Guadiana del Golfo de Cádiz, se discute el modelo sedimentario de esta importante formación arenosa del Messiniense 2-Plioceno 1.

Geometrías erosivas en la Formación Arenas de Base

Datos interpretados

La revisión de numerosas líneas sísmicas ha conducido a visualizar que la Formación Arenas de Base presenta surcos erosivos, poco sinuosos, de entre 30-70 m de profundidad y anchura y dirección general N-S (Figs. 3 y 4) que conservan un relleno arcilloso de un tiempo inmediatamente posterior a su generación en el Tortoniense. Dado que la Formación Arenas de Base es interpretada como el cortejo transgresivo (*TST*) que fosiliza a la discordancia angular y erosiva que separa el Mioceno del pre-Mioceno de la cuenca (Martínez del Olmo *et al.,* 1984, 1986; Suarez Alba *et al.*, 1989; Civis *et al.*, 1994; Riaza y Martínez del Olmo, 1996; Ledesma, 2000; Martínez del Olmo y Martín, 2016b), los surcos pueden tener dos diferentes interpreta-

ciones genéticas que también significan dos interpretaciones paleogeográficas:

1) Que representen la cabecera de canales de drenaje de la plataforma, semejantes y quizás coetáneos con la conexión Atlántico-Mediterráneo descrita por Sierro y Flores (1992), López Garrido y Sanz de Galdeano (1999), Martín *et al.* (2009) y Martín *et al.* (2014) al E-NE del área donde ahora se describen, área lejana pero equivalente y que su relleno arcilloso persista incluso en el margen N de la cuenca, sector donde Portero y Álvaro (1984) interpretaron notables cambios de espesor en la Formación Arenas de Base, cambios que atribuyeron a la existencia de fallas sinsedimentarias, pero que podrían ser el resultado de erosiones sutiles, difíciles de reconocer en campo.

2) Que se correspondan con valles incisos de un episodio del Tortoniense, tipo *Low Stand Wedge* (*LSW)* o *Shelf Margin Wedge* (*SMW)*, establecidos a escala global por Haq *et al* (1988) con edades respectivas de 10,2 y de 8,2 millones de años (Fig. 2). Esta segunda interpretación implica que habría un área de depósito meridional en el cercano Golfo de Cádiz, área en la que ya sea por su alto contenido en arcilla o por su inexistencia física, no ha sido detectada e individualizada desde las diagrafías de pozo (Riaza y Martínez del Olmo, 1996; Ledesma, 2000; Martínez del Olmo y Martín, 2016b). La asignación a una u otra interpretación es una asignatura pendiente que queda abierta a la obtención de nuevos datos.

Discusión

Las incisiones erosivas en las Arenas de Base son evidentes en las líneas sísmicas, pero no así su significado genético.

La hipótesis más plausible y por ello adoptada, es la de que constituyen la cabecera de canales de drenaje de la plataforma de una conexión Atlántico-Mediterráneo, si bien esta se basa en el argumento negativo de que desconocemos aportes detríticos de esta edad en el Golfo de Cádiz. Esta interpretación evidenciaría que el llamado "estrecho" Nordbético se extendía en dirección N-S con una anchura de dimensiones no acordes con su tradicional y entrecomillado calificativo.

La hipótesis alternativa de la existencia de un *bypassing* sedimentario tipo *Low Stand Wedge* (*LSW)* o *Shelf Margin Wedge* (*SMW)*, que es desconocido en su más meridional y teórica área de depósito (Golfo de Cádiz) no viene apoyada por datos, ya que los sondeos existentes en el Golfo de Cádiz no testifican, para esta edad, la presencia de medio sedimentario con alto contenido en arena, semejante al producido por la erosión-discontinuidad intra-Messiniense que depositó el *Lowstand System Tract (LST)* representado por la Formación Arenas del Guadiana de la Secuencia Messiniense 2-Plioceno 1 (Fig. 2); no obstante existe la posibilidad de que estos depósitos *LSW* o *SMW* sean arcillosos, razón por la que como tal, no han sido diferenciados en los sondeos. A esto hay que agregar que el sondeo Marismas-3 penetró una de estas incisiones (Fig. 5) y constató que su relleno es arcilloso, lo que también parece apreciarse en las líneas sísmicas (Fig. 3) por la ausencia de altas amplitudes sísmicas con geometrías en surco o canal en los rellenos. Apreciación que no descarta la posibilidad de existencia de esos *LSW* o *SMW* de litología arcillosa o limolítica depositados en un tiempo inmediato y posterior al Tortoniense superior, edad que Sierro *et al.* (1996), Riaza y Martínez del Olmo (1996), Ledesma (2000) y Civis *et al.* (2004) asignan a la Formación Arenas de base con macro-

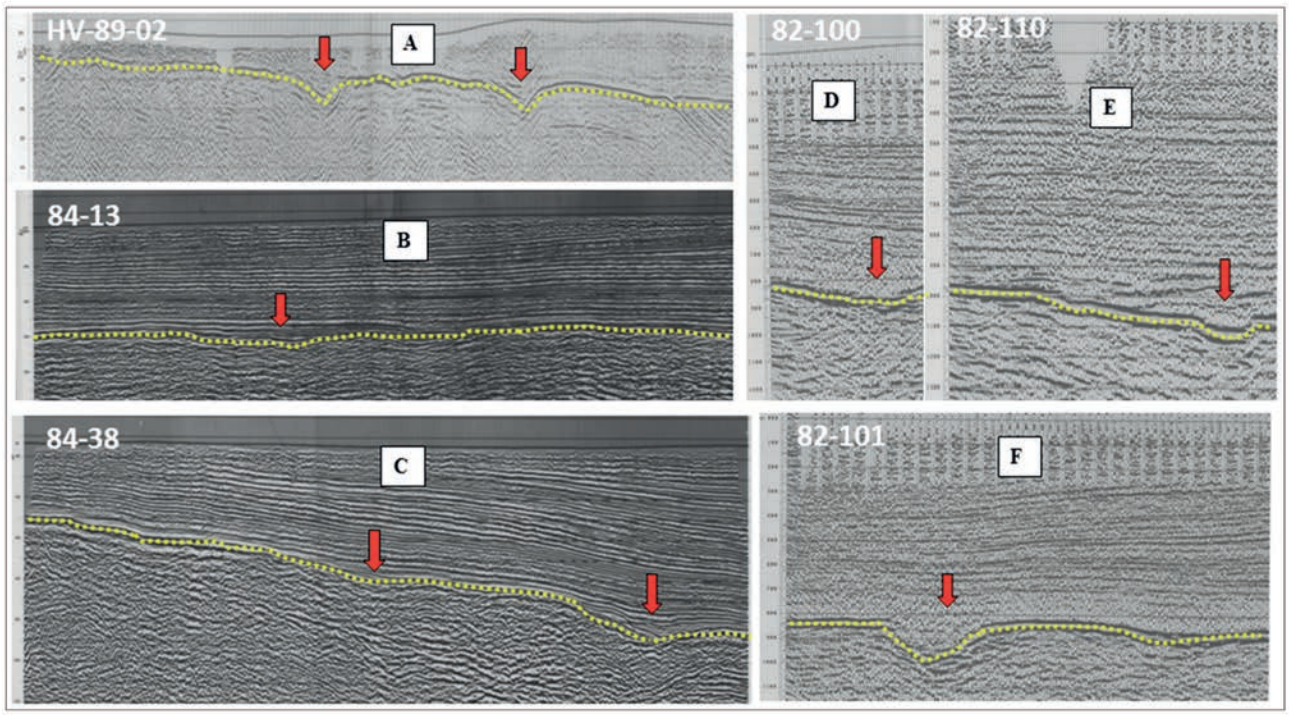


Fig. 4.- Algunos ejemplos de la expresión sísmica de los surcos visibles en la Formación Arenas de Base (localización de las líneas sísmicas en la Figura 3). Nótese como es difícil interpretar su conexión con saltos de falla posteriores al depósito de las Arenas de Base del Tortoniense, fallas que si son visibles en otras muchas secciones sísmicas.

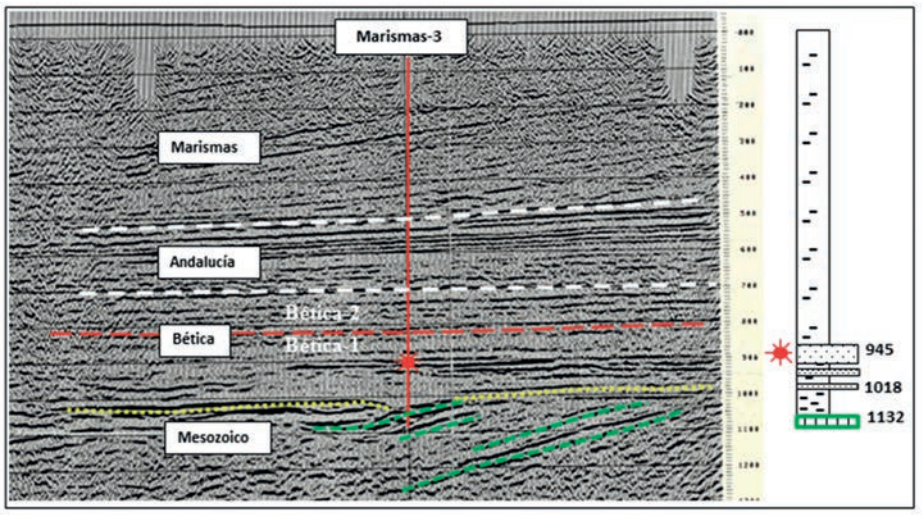


Fig. 5.- El sondeo Marismas-3 productor en las arenas del Guadalquivir-1, confirmando el relleno arcilloso de un surco erosivo en las Arenas de Base dibujada a puntos y en amarillo (localización en la Figura 3 y profundidades en metros bajo nivel del suelo).

microfaunas bentónicas, y anterior al depósito de las Margas Azules-1.

De otra parte, el volumen de materiales erosionados en el Tortoniense por estas incisiones sería mucho menor que el producido por la caída del nivel marino intra-Messiniense (*Messinan Salinity Crisis /MESC*) lo que unido a la ausencia de depósitos arenosos en el Tortoniense del Golfo de Cádiz, impide asegurar que el episodio *LSW* de Haq *et al.* (1987) en la base del superciclo TB3 (hace 10 millones de años) expresado como global, dejase su huella o se produjera en la Cuenca del Guadalquivir.

A pesar de estas incertidumbres, pensamos que las incisiones que se han descrito representan canales de drenaje de la extensa plataforma (Martínez del Olmo y Martín, 2016b) que, a ese tiempo, comunicaba las masas de agua del Atlántico y del Mediterráneo (López Garrido y Sanz de Galdeano, 1999; Martín *et al*., 2009; Martín *et al.,* 2014). No obstante, después de haber revisado decenas de líneas sísmicas no encontramos datos que expliquen por qué estas incisiones, posibles indicadores de una pequeña regresión forzada (Posamentier, *et al*., 1992), sólo son visibles en las líneas sísmicas del Bajo Guadalquivir.

Los sistemas turbidíticos Arenas del Guadalquivir 1 y 2

Datos interpretados

La campaña sísmica del año 2014 en la proximidad de la ciudad de Sevilla (Fig. 1C) permite interpretar que la Secuencia Bética contiene dos formaciones arenosas de procedencia y medio sedimentario muy diferente (Figs. 1B y 2):

1) La Formación Arenas del Guadalquivir-1, de dirección de alimentación y progradación NE-SO, descrita en Suárez Alba

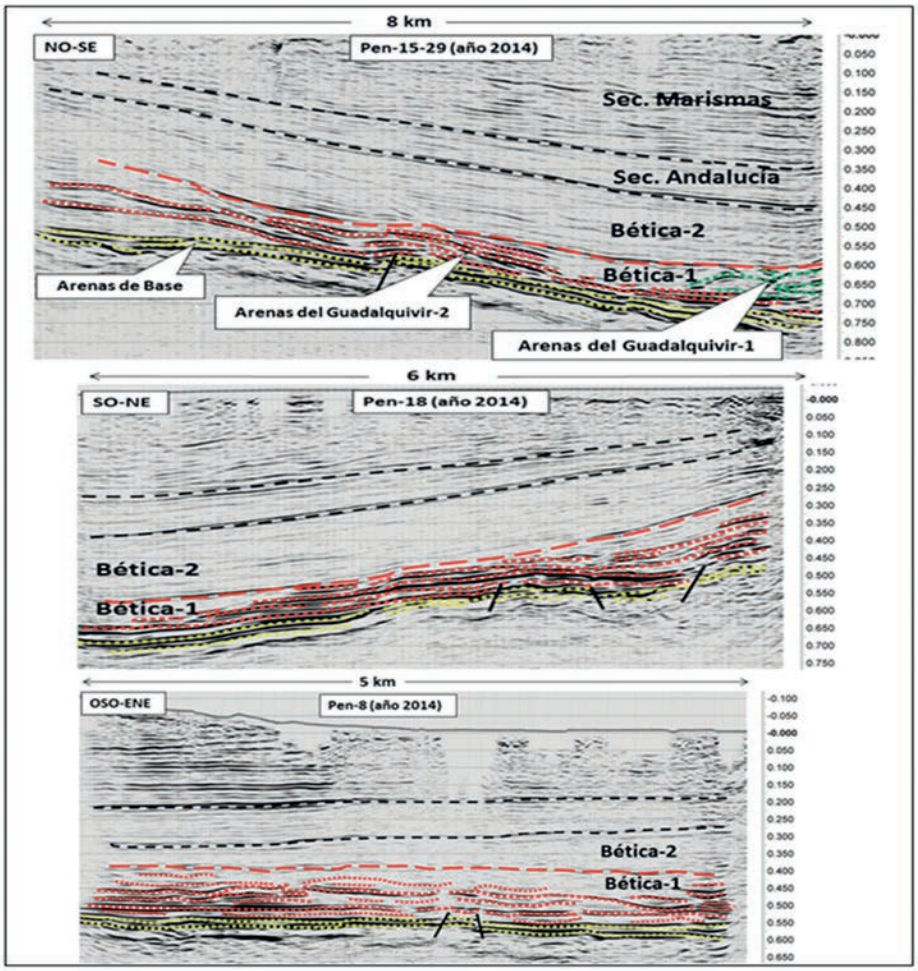


Fig. 6.- La Formación Arenas del Guadalquivir y sus dos sistemas de turbiditas desde una reciente campaña sísmica en el N de la ciudad de Sevilla: en verde, las de flujo NE-SO y en rojo, las de flujo NNO-SSE mostrando las clinoformas de progradación y su *downlap* sobre las Arenas de Base. Modificado de Martínez del Olmo y Martín (2016b) que contenía un error de dibujo cometido al trasladarle los límites de las secuencias Bética y Andalucía. Nótese como la línea Pen-8 perpendicular a la dirección de flujo define geometrías tipo canal-*levee*-lóbulo. Se anticipa la diferenciación de Bética 1 y 2, que serán descritas más adelante (localización de las líneas sísmicas en la Figura 1).

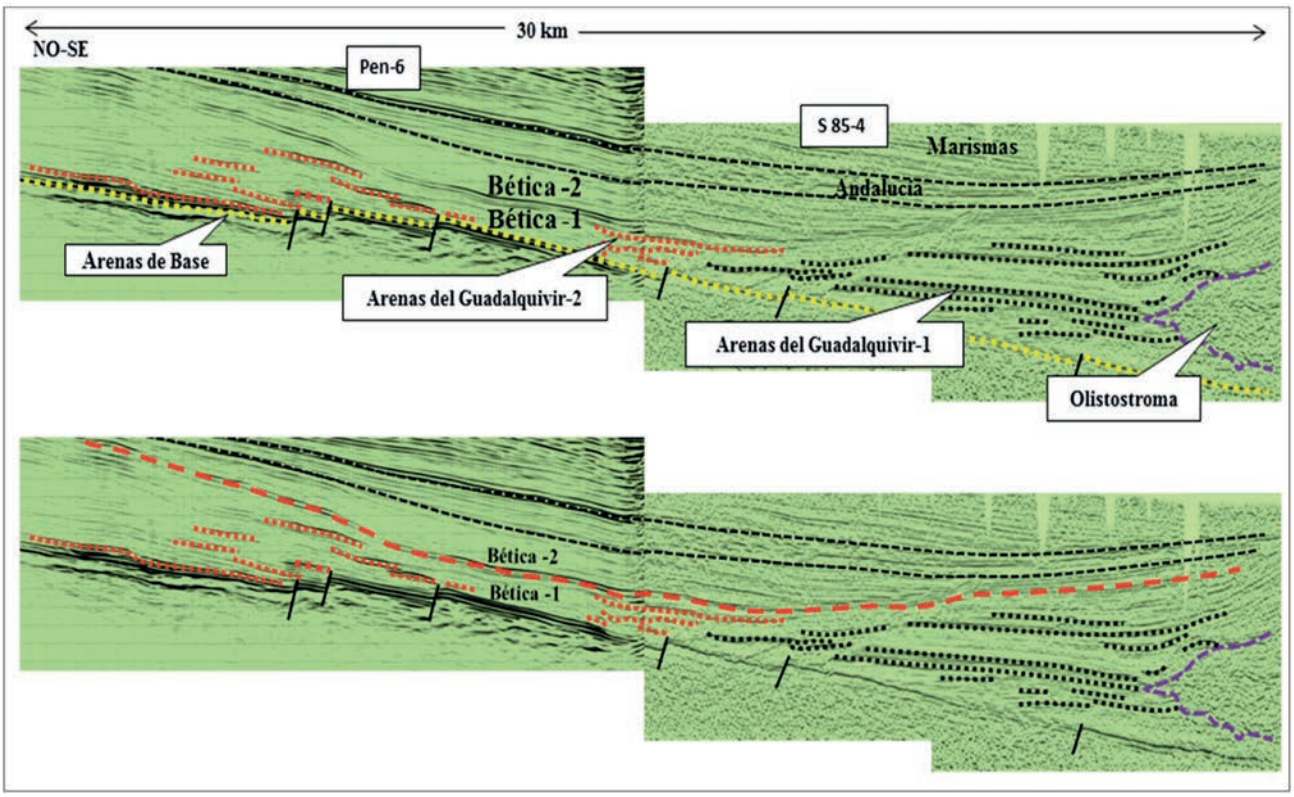


Fig. 7.- Transversal mostrando la extensión y tiempo de depósito de las Arenas del Guadalquivir 1 y 2, y la continuidad de la reflexión sísmica que separa los posibles episodios climáticos Bética-1 y Bética-2 (localización en Figura 1).

et al. (1989), Martínez del Olmo *et al*. (1996), Sierro *et al*. (1996), Ledesma (2000), García Mojonero *et al.* (2003), Martínez del Olmo y Díaz Merino (2004) inscrita en un cortejo de alto nivel (*HST*) que diferencia notables geometrías tipo canal, canal-*levee* y lóbulo y que ha provisto una treintena de pequeños yacimientos de gas biogénico.

2) Otra de pie deltaico, diferenciada como Arenas del Guadalquivir-2 (Martínez del Olmo y Martin, 2016b; Martínez del Olmo *et al.,* 2018) de procedencia N-NO e inducida por sistemas deltaicos, muy probablemente semejantes a los descritos en el margen septentrional de la cuenca miocena por Viguier (1974), García-García *et al.* (2003), Baceta y Pendón (1999), Santisteban-Navarro y Martín Serrano-García (1991).

Las líneas sísmicas de la campaña sísmica del año 2014 (Figs. 6 y 7) muestran que ambos sistemas son de la misma edad (Tortoniense superior-Messiniense). Un esquema interpretativo de la posición de los deltas y las turbiditas se muestra en la Figura 8.

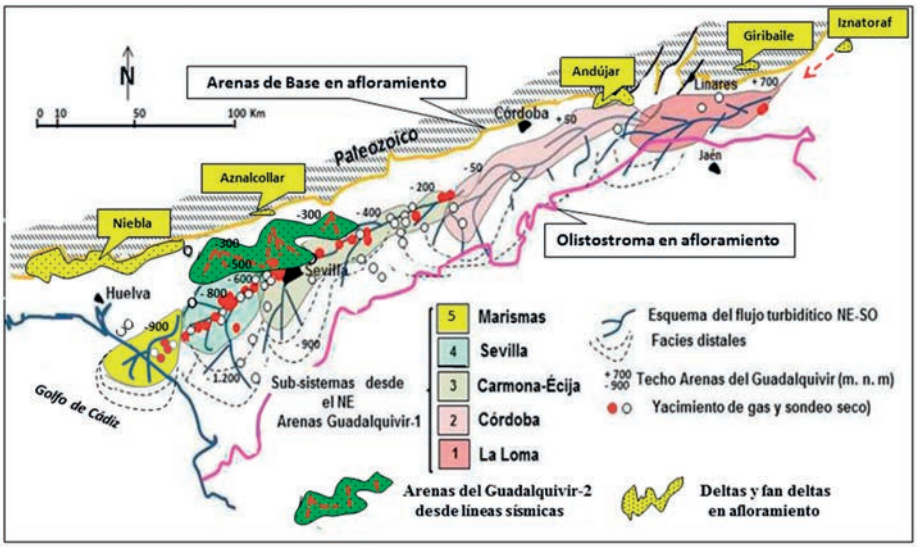


Fig. 8.- Esquema mostrando la distribución de los sistemas turbidíticos Arenas del Guadalquivir 1 y 2, con la localización de los sistemas deltaicos del borde N y NE de la cuenca. Nótese el elevado (+ 700 a -900 m) gradiente que su progradación y la subsidencia diferencial NE-SO induce en el techo de las Arenas del Guadalquivir-1 (modificado de Martínez del Olmo *et al.*, 2018).

Desde la interpretación de las imágenes sísmicas se pueden establecer las diferencias entre ambos sistemas:

1) El sistema Arenas del Guadalquivir-1, de flujo NE-SO, evidencia el paso progresivo de geometrías canal, canal-*levee* a lóbulo proximal y distal que han sido agrupados en cinco subsistemas turbidíticos complejos: La Loma, Córdoba, Sevilla, Guadalquivir y Marismas (Fig. 8) extendidos entre el Alto Guadalquivir, donde aflora el primero de ellos, datado como Tortoniense por Sierro *et al.* (1996), Civis *et al.* (2004), Martínez del Olmo (2008) y Rodríguez Fernández *et al.* (2016), hasta las aguas someras del Golfo de Cádiz,

donde se depositó el más joven de los subsistemas, atribuido por Riaza y Martínez del Olmo (1996) y Ledesma (2000) al Tortoniense superior-Messiniense. Cada subsistema está conformado por un número variable (2 a 8) flujos arenosos (Suárez Alba *et al.*, 1989; Martínez del Olmo, 2008) que siguiendo a Mitchum (1985) y Mutti (1985 y 1992) y sin datos paleoclimáticos concretos, fueron atribuidos a episodios hiperpícnicos, pero no sin dejar de indicar que, siguiendo a Vail y Hardenbol (1979), también podrían haber sido inducidos por pequeños descensos del nivel marino de alta frecuencia en el *HST* de la Secuencia Bética-1 en el que se inscriben (Martínez del Olmo *et al.,* 1998; García Mojonero *et al.,* 2005).

2) El sistema Arenas del Guadalquivir-2, procedente del margen N de la cuenca (Figs. 6 y 7), muestra formas más tabulares y continuas y fue depositado en el cambio de pendiente que caracteriza el tránsito *foreset distal-bottomset* de clinoformas de tipo deltaico, y tan solo en contadas ocasiones muestra, bien desarrolladas, geometrías tipo canal, canal-*levee*. Este sistema aún no ha sido investigado por sondeo, motivo por el que pueden albergarse dudas sobre sus características petrofísicas, pero dado que su área de depósito se advierte extensa (Martínez del Olmo *et al.,* 2018) y que los procesados en *Amplitud Versus Offset* (*AVO*) señalan notables anomalías positivas, podría dar pie a un nuevo potencial exploratorio para el gas biogénico de la Cuenca del Guadalquivir.

Discusión

Los dos sistemas de turbiditas descritos presentan áreas de depósito diferentes, y mientras el sistema Arenas del Guadalquivir-1 es bien conocido por datos de numerosos sondeos y por sus afloramientos en el Alto Guadalquivir, la litología y áreas de depósito del nuevo sistema Arenas del Guadalquivir-2, son realmente desconocidas por el hecho de que no es fácilmente detectable en las antiguas (1980-1984) líneas sísmicas. Su interpretación como perteneciente a un depósito de pie deltaico y flujo N-NO se basa en las imágenes de la campaña sísmica del año 2014 (Figs. 6, 7 y 8) y en los datos bibliográficos (Viguier, 1974; Borrego, 1986; Santiesteban-Navarro y Martín Serrano-García, 1991; Baceta y Pendón, 1999; García-García *et al*., 2003; Martínez del Olmo y Díaz Merino, 2004; Larrea *et al*., 2013) que describen la existencia de diversos tipos de deltas, de grano grueso o fino, en los márgenes N y NE de la cuenca, hecho extendido a la práctica totalidad de las cuencas miocenas de la cordillera, ya sean sin- o postorogénicas por García-Gracía (2004).

Dado que el sistema turbidítico de pie deltaico (Arenas del Guadalquivir-2) ha sido visualizado por la campaña sísmica de 2014 de excelente resolución y que en las antiguas líneas sísmicas no es fácilmente perceptible, caben dudas relativas a su mayor extensión y como no ha sido investigado por sondeo, las dudas han de ser extendidas a su pertenencia a sistemas deltaicos de grano grueso o fino, y por consiguiente a su porosidad de matriz y a su valor como objetivo exploratorio en una cuenca donde la generación-migración de gas biogénico, y muy ocasionalmente, su mezcla con gas termogénico procedente de las visibles subcuencas del Carbonífero-Pérmico (*e.g.*, sondeo El Ciervo-1 al NE de Sevilla) se considera eficaz en la práctica totalidad de la cuenca (Motis y Martínez del Olmo, 2013).

Conviene añadir que los cinco subsistemas de las Arenas del Guadalquivir-1 (La Loma, Córdoba, Carmona-Écija, Sevilla y Marismas de la Figura 8) se interpretan promovidos por flujos hiperpícnicos (García Mojonero *et al*., 2003), y estos flujos, de existir, también dejarían su impronta en los deltas de los márgenes de la cuenca y en las turbiditas que promovieron (Arenas del Guadalquivir-2); pero dada la ausencia de sísmica 3D y de sondeos en los pies deltaicos, resulta imposible establecer una relación genética y cuantitativa entre ambos sistemas.

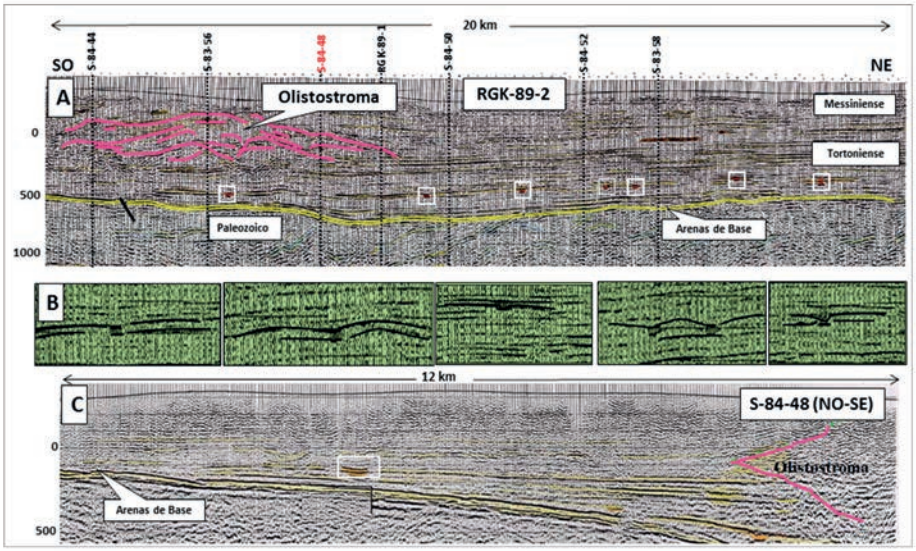


Fig. 9.- A. Línea sísmica mostrando anomalías de amplitud, enmarcadas en blanco, en líneas tiempo muy anteriores al Olistostroma en el área de Bujalance, Lopera y Porcuna al S-SE de Córdoba. B. Detalles de las geometrías canal-*levee*. C. Imagen de un canal turbidítico en la línea sísmica NO-SE que cruza con la RGK-89-2 en el lugar en ella indicado en color rojo (localización de A y C en la Figura 10).

Turbiditas bajo el Complejo Olistostrómico del Guadalquivir

Datos interpretados

En el trabajo de Martínez del Olmo y Martín (2016b) basándose en incompletos datos de los sondeos de la zona de Écija (Écija-1 y 3) facilitados por ADARO en 1961, se podía interpretar que las turbiditas de la Formación Arenas del Guadalquivir-1 se encontraban tanto sobre el Complejo Olistostrómico, posición amplia y regionalmente contrastada que dio pie a los numerosos descubrimientos de gas, como bajo los olistostromas. Por lo novedoso del dato, y por lo que significaba

para la batimetría de la cuenca en el segmento calificado como Estrecho Nordbético, se requería de una explicación-demostración más convincente.

La revisión de las líneas sísmicas del área (Fig. 9) confirma que un sistema turbidítico, posiblemente poco desarrollado, está presente también bajo el Complejo Olistostrómico del Guadalquivir, al menos, en un largo trazado de +/- 100 km en el que numerosos autores establecen la posición del Estrecho Nordbético (Sanz de Galdeano y Vera, 1991; Sanz de Galdeano y Rodríguez Fernández, 1996; Vera, 2000; Civis *et al.,* 2004; Martín *et al.,* 2009; Martín *et al*., 2014; Reolid y Molina, 2015). Por la mejor visualización de estas turbiditas en la línea sísmica de la Figura 9A, de dirección SO-NE perpendicular al flujo de los pies deltaicos, y por su proximidad a las Arenas de Base, es probable que ellas representen un local episodio de las turbiditas procedentes del N-NO (Arenas del Guadalquivir-2) razón por la que tan solo se aprecien geometrías tipo canal-*levee* de muy moderada dimensión, muy diferentes a las vistosas geometrías del sistema con flujo NE-SO, también presentes en esta misma área por encima del episodio olistostrómico y pertenecientes a las Arenas del Guadalquivir-1, tal y como reconocen los sondeos Córdoba A-3, B-2, C-1, C-1A, Río Guadalquivir N-1 y K-1 (Fig.1) próximos al área; conjunto que indica que ambos sistemas son pre-, sin- y post-Olistostroma, en el intervalo temporal que define la Secuencia Bética.

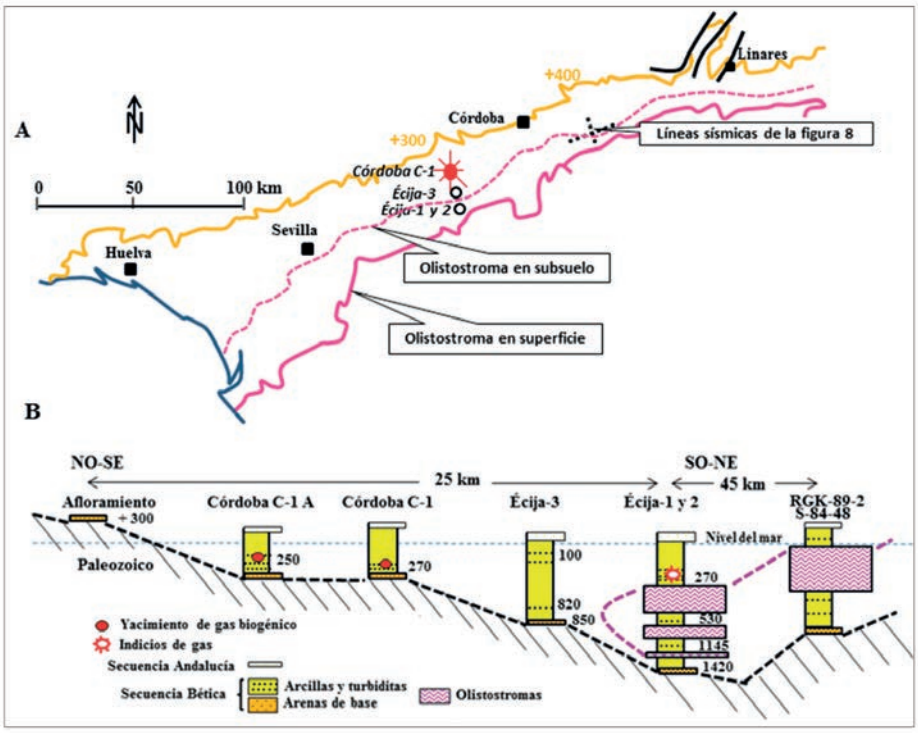


Fig. 10.- A. Datos usados para estimar la profundidad del Estrecho Nordbético en una larga transversal (90-100 km) al SO y SE de Córdoba. B. Transversal NO-SE y SO-NE mostrando la correlación de sondeos y datos. La interpretación de los sondeos está basada en las descripciones micropaleontológicas y litológicas provistas por una ficha final de sondeo realizada por Repsol Exploración años después del informe ADARO de 1965.

Discusión

La existencia de turbiditas bajo el Complejo Olistostrómico parece probada tanto por las imágenes sísmicas (Fig. 9) como por los datos recogidos en los sondeos Écija-1 y 3. Lo que queda por dilucidar es si estas turbiditas pertenecen a flujos desde el NE (de procedencia similar a los de las Arenas del Guadalquivir-1) o desde el NNO (de procedencia similar a los de las Arenas del Guadalquivir-2). Consideramos esta última hipótesis es la más probable teniendo en cuenta su proximidad a la Arena de Base y su escaso desarrollo y visualización de las geometrías canal-*levee* en las líneas sísmicas de dirección SO-NE perpendiculares al flujo de los pies deltaicos.

Ya pertenezcan a uno u otro sistema de aporte, la existencia de estas turbiditas indica que uno de los episodios olistostrómicos que contiene el Mioceno del Guadalquivir fue deslizado en el Tortoniense bien a una extensa plataforma (Martínez del Olmo y Martín, 2016b) o bien a un septentrional Estrecho Nordbético que comunicaba aguas atlánticas y mediterráneas por un largo corredor adosado al Paleozoico del margen Sudibérico, que culminó su existencia con el descenso del nivel marino del Messiniense superior (Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Martínez del Olmo *et al.*, 1996; Sanz de Galdeano y Rodríguez Fernández, 1996; Vera, 2000; Civis *et al.,* 2004; Martín *et al.,* 2009; Martín *et al*., 2014). Ya fuese plataforma abierta, estrecho o un gran brazo marino, las turbiditas ahora constatadas han de ser consideradas facies depositadas en paleo-batimetrías que, aunque difíciles de establecer, podrían fácilmente superar los 500-600 m de profundidad en el área extendida desde los sondeos de Écija a las líneas sísmicas (Fig. 10A,B), atendiendo a las diferencias de cota topográfica existentes entre las Arenas de Base cortadas por los sondeos y sus afloramientos del borde N y a una pendiente de 1-2º para el caso de una plataforma o estrecho, y que toda el área con sondeos y líneas sísmicas del sector representado ha sufrido la misma subsidencia y basculamiento post-depósito.

Los posibles episodios climáticos en la Secuencia Bética

Datos interpretados

Las líneas sísmicas vibradas en el año 2014 al NO, N y NE de la ciudad de Sevilla mejoran considerablemente la definición de la Secuencia Bética (Tortoniense-Messiniense) y muestran que esta secuencia diferencia dos pa-

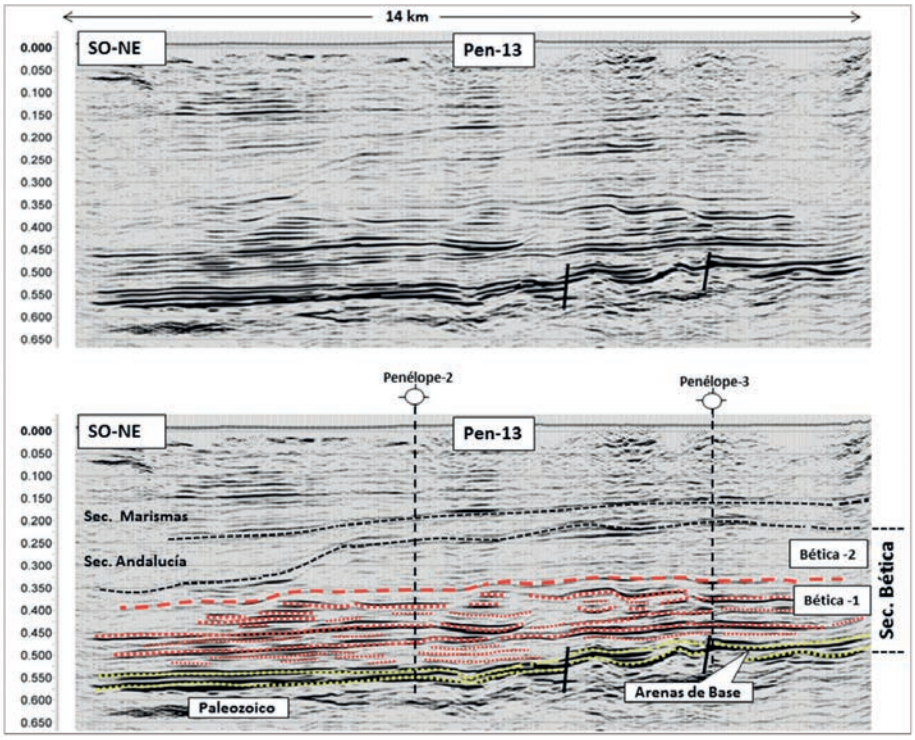


Fig. 11.- Líneas sísmica SO-NE (amplitud preservada y año 2014) visualizando las enormes diferencias de aportes turbiditicos entre Bética-1 y Bética-2, lo que junto a otros datos (figuras 6 y 7) ha permitido la diferenciación de los posibles episodios climáticos de la Secuencia Bética. Se incluye la posición de los dos sondeos programados, que quizás permitan datar con precisión el límite entre ambas secuencias. En punteado rojo grueso las fuertes amplitudes que se corresponden con capas arenosas, en rojo fino capas muy delgadas o limolíticas (localización en Figura 1).

quetes sedimentarios que están separadas por una reflexión sísmica muy continua (Figs. 6, 11 y 12A):

1) El paquete inferior (Bética-1 en Fig. 2) incluye la Formación Arenas de Base, las Margas Azules, las turbiditas bajo el Complejo Olistostrómico, el propio complejo, y las Arenas del Guadalquivir 1 y 2. Los aportes arenosos correspondientes a las Arenas del Guadalquivir 1 y 2, que ya sean de dirección de flujo-aporte NE o NNO, hiperpícnicos o no, evidencian una dinámica sedimentaria con frecuentes (2 a 8) flujos arenosos de alta energía.

2) El paquete superior (Bética-2 / Guadiamar en Fig. 2) está dominado por arcillas y prácticamente carece de depósitos arenosos, como puede reconocerse en el único sondeo que la corta (Salteras-1) y ser contrastado regionalmente por la ausencia de las amplitudes sísmicas (Mitchum *et al.,* 1977) y las velocidades de tránsito y de intervalo que sí se observan cuando hay capas arenosas. Sin posibilidad de precisar su tiempo de inicio, los datos regionales permiten asignar este paquete superior al Messiniense, previo a la Secuencia Andalucía. La marcada diferencia litológica entre ambos paquetes, podría estar en relación con un cambio neto en las condiciones climáticas, paso de un clima húmedo durante el depósito del paquete Bética-1 a un clima seco durante el depósito del paquete Bética-2.

Discusión

Los dos episodios climáticos que interpretamos existen en la Secuencia Bética (Tortoniense-Messiniense) derivan de las litologías cortadas por decenas de sondeos y de la alta calidad de la última campaña sísmica adquirida al NO, N y NE de la ciudad de Sevilla, desde la que es extremadamente fácil reconocer un intervalo arenoso (Bética-1) y otro más joven (Bética-2) eminentemente arcilloso. La ausencia de modernos sondeos de control en el área de la nueva campaña sísmica nos impide certificar la edad de la reflexión sísmica que separa los episodios Bética-1 y Bética-2 (Figs. 1, 6, 7, 11 y 12A), pero si a partir de las líneas sísmicas regionales las correlacionamos con las reflexiones sísmicas que definen las secuencias litosísmicas y bioeventos de Sierro (1985), Sierro *et al* (1996), Ledesma (2000) y Civis *et al*. (2004), puede interpretarse que el intervalo arcilloso superior (Bética-2) es del Messiniense y anterior a aquel que define la Secuencia Andalucía (Messiniense *s.s.* de García Mojonero *et al*., 2003; Martínez del Olmo *et al*., 2005).

Si los aportes arenosos del paquete Bética-1 son atribuidos a flujos hiperpícnicos (Martínez del Olmo *et al.,* 1998, 2005; García Mojonero *et al.,* 2003), es posible aventurar que el episodio arcilloso Bética-2 desprovisto de ellos representa un evento climático (Berger, 1980) que anticipa la crisis Messiniense, y que quizás es coincidente con el expresado en Krijgsman *et al*. (2000) en las cuencas de Lorca y Fortuna. De ser así, este evento habría dejado su impronta tanto en aguas mediterráneas como en aguas atlánticas. Por el contrario, si el aporte de las arenas turbidíticas es originado por descensos del nivel marino y no cambios climáticos que proveen flujos hiperpícnicos, habría que invocar cambios en la subsidencia y tectónica de la cuenca y sus márgenes (Garrido Megías, 1973; Watts, 1982) para explicar la marcada diferencia litológica entre ambos paquetes, discusión que no abrimos en este trabajo.

Por último, se debe añadir que estos dos episodios no son coincidentes con los de Ledesma (2000) (nombrados Superior e Inferior; ver Fig. 2), pues este autor describe frecuentes intervalos con arenas turbidíticas en los dos episodios del Messiniense que separa en una edad de 5,8 millones de años.

Edad de la Formación Arenas de Base en el borde norte de la cuenca

Datos interpretados

La asignación al Messiniense de la práctica totalidad de la Formación Arenas de Base que se apoyan sobre el Paleozoico del borde N de la cuenca (Martín Parra *et al*., 2015; Matas González *et al*., 2015a; Matas González *et al*.,

2015b; Rodriguez Fernández *et al.*, 2016) discrepa con la presentada en Riaza y Martínez del Olmo (1996), Martínez del Olmo y Motis (2012) y Martínez del Olmo y Martín (2016b), en la que se cartografían las secuencias de depósito y el significado en Estratigrafía Secuencial de sus litologías más representativas (Figs. 1 y 2). En concreto, en ella se asignan las Arenas de Base al *TST* de la Secuencia Bética en el Tortoniense superior. Esta Formación, litosoma o intervalo sedimentario, contiene 4 a 8 secuencias genéticas positivas que agrupadas alcanzan espesor muy variable (30 a 80 m) que en todos los sondeos está presente bajo las Margas Azules-1.

La Figura 12 muestra dos de las líneas sísmicas de dirección NO-SE que conectan el margen con la cuenca y permite visualizar la reflexión sísmica continua que marca la discordancia de la base del Mioceno bajo la delgada Formación Arenas de Base. Esta unidad o litosoma ha sido alcanzada por 49 sondeos y siempre muestra facies arenosas y conglomeráticas que, en ocasiones, presenta delgadas calizas, con macro- y microfauna bentónica y delgados niveles arcillosos que proveen foraminíferos planctónicos (*G. menardii* y *G. acostaensis*) semejantes a los reconocidos en las Margas Azules-1 (Sierro *et al*., 1996; Riaza y Martínez del Olmo, 1996; Ledesma, 2000; Civis *et al*., 2004); motivo por el que próximo a la base de las Margas Azules-1 se localizaría la superficie de inundación máxima (*msf*) de la Secuencia Bética, que se situaría en la Secuencia A de Sierro *et al*. (1996) y Civis *et al*. (2004) y en la unidad basal de Ledesma (2000).

Discusión

En la Figura 12A, adviértase que hay un intervalo sedimentario de Bética-1 que ha sido erosionado pero que alcanza el afloramiento y es el que promueve los pequeños relictos con facies de borde del Messiniense (Fig. 1) cuya edad parece haber sido extendida a todo el paquete (Tortoniense y Messiniense) de facies de borde. En 12 B se añade la única línea sísmica de la Cuenca del Guadalquivir, no reprocesada, que al oeste de la Palma del Condado (Huelva) penetra varios kilómetros en el Paleozoico, y muestra como la reflexión sísmica que identifica a las Arenas de Base, asciende desde el segmento interno para apoyarse sobre el Paleozoico.

Como muestran las figuras 1 y 12, aceptar que la totalidad de los afloramientos del borde N pertenecen al Messiniense, implicaría que las Arenas de Base de los segmentos central y meridional también serían del Messiniense. Como no es factible una resedimentación de microfaunas del Messiniense en el Tortoniense, la atribución de las Arenas de Base en el borde N de la cuenca al Messiniense, puede provenir de:

1) La presencia de pequeños afloramientos con microfaunas del Messiniense (Larrea *et al.,* 2013) y haber extendido esa edad a todo el litosoma arenoso, conglomerático y calizo que se apoya sobre el Paleozoico del borde N de la cuenca. Caso contrario al realizado al N de Huelva y de Sevilla, donde respectivamente se separa

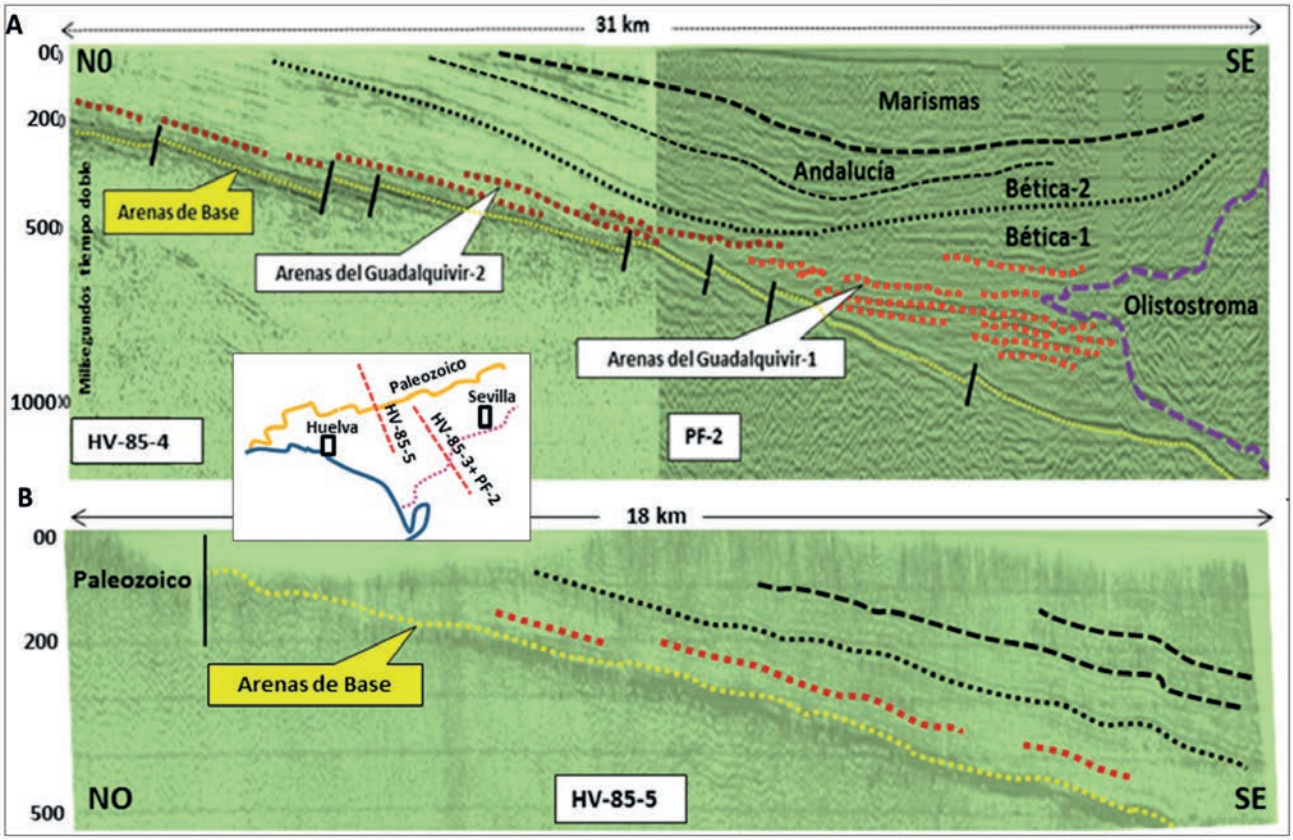


Fig. 12.- A. Línea sísmica reprocesada en 2012 que se aproxima (2 km) a los afloramientos de la Formación Arenas de Base sobre el Paleozoico del borde de la cuenca al NO de la ciudad de Sevilla. Nótese la continuidad de la reflexión sísmica que las identifica y la profundidad inferior a 200 m en su extremo NO próximo al afloramiento que Civis *et al.* (1994, 2004) atribuyen a la Secuencia B del Tortoniense medio-superior (ver Figura 2 y explicación en el texto).

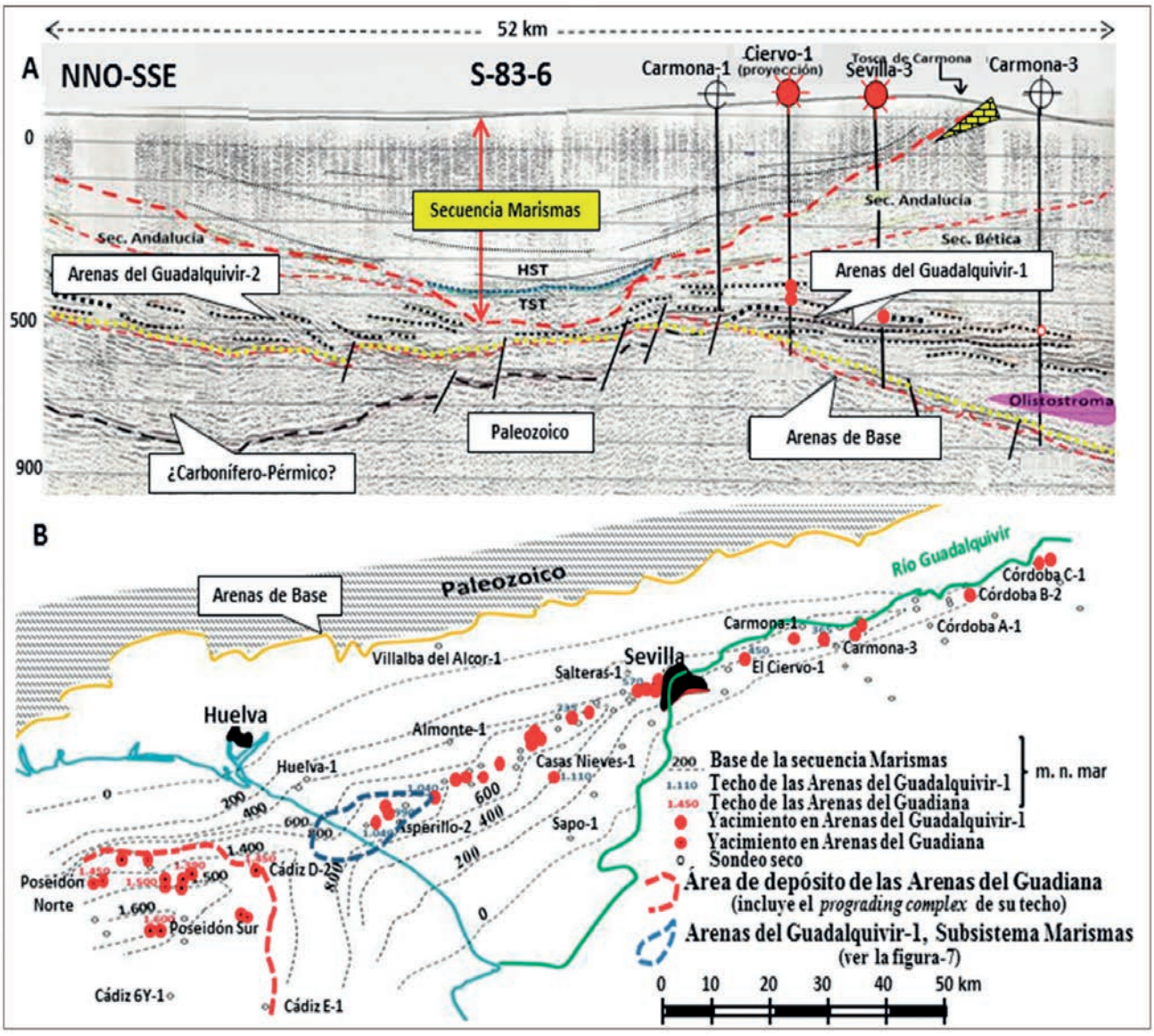


Fig. 13.- Arenas del Guadalquivir-1 (Tortoniense superior-Messiniense) y Arenas del Guadiana (Messiniense 2- Plioceno 1) de la Secuencia Marismas. A. Línea sísmica próxima a la ciudad de Carmona, mostrando el surco de depósito de la Secuencia Marismas, que en esta septentrional área posiblemente solo incluye los cortejos transgresivo y de nivel alto *(TST* y *HST). B*. Aproximación desde sísmica y sondeo al surco producido por el descenso eustático intra-Messiniense que colmata la Secuencia Marismas y al área de depósito de las Arenas del Guadiana (modificado de Martínez del Olmo y Martín, 2016b).

mediante una discontinuidad sedimentaria el Tortoniense del Messiniense (*e.g.*, la Calcarenita de Niebla de la Arcilla de Gibraleón y el sistema deltaico de Villanueva del Río y Minas de su substrato (Borrego y Pendón, 1988; Baceta y Pendón, 1999). Ambos substratos fueron respectivamente datados como Tortoniense (Sierro, 1984; Civis *et al.*, 1994) y como Tortoniense superior-Plioceno inferior (Sierro, 1985; Sierro y Flores, 1992). Esta última cita bibliográfica proporciona una buena idea del problema: condensación en bordes de cuenca, difíciles controles desde delgados afloramientos, etc.

2) La existencia de pequeños afloramientos de materiales messinienses en áreas más septentrionales (Fig. 1; Sierro *et al*., 1996; Ledesma, 2000; Civis *et al*., 2004). Afloramientos de facies de borde con predominio de bentónicos, lo que promueve la dificultad de diferenciar Messiniense de Tortoniense y que se asigne el Messiniense a la banda próxima y más meridional, objeto de discusión.

Si a ello añadimos, que en las líneas sísmicas no es visible la existencia de un importante *onlap* sedimentario, de cuenca a borde (SE-NO) o desde el Alto al Bajo Guadalquivir (NE-SO) que debería realizarse en la delgada Formación Arenas de Base, y que si se atribuyera una edad Messiniense para este *TST* de la Secuencia Bética, tendríamos que aceptar que:

1) El tiempo Messiniense es el que depositó los deltas descritos en el borde, lo que sorprende porque salvo en su *LST* (Arenas del Guadiana, Figs 1 y 2) el Messiniense fue un tiempo con pocos aportes sedimentarios.

2) Que el Messiniense alcanzó un nivel marino más alto que el Tortoniense, lo que también sorprende.

3) Que una cuenca abierta al océano Atlántico inició antes sus depósitos transgresivos en el Alto Guadalquivir (lomas de Baeza-Úbeda) que en el Bajo Guadalquivir, lo

que otra vez sorprende porque en el Golfo de Cádiz las facies marinas se adelantan al Burdigaliense superior-Langhiense.

4) Que las arenas del sondeo Villalba del Alcor-1 (muy próximo al afloramiento de la Figura 12A) y a 180 m de profundidad sean messinienses y no tortonienses, porque la reflexión sísmica que las identifica es la misma que en toda la cuenca pone en evidencia la Formación Arena de Base.

En resumen, que el acuífero Niebla-Posadas sea el depósito de un sistema transgresivo del Messiniense y no del Tortoniense, y ello a pesar de que, tanto desde las líneas sísmicas como desde los sondeos que lo penetraron, muestra espesores y facies muy semejantes a las del Tortoniense en la práctica totalidad de la cuenca. Motivos por los que creemos que hay dudas y argumentos suficientes para que lo hayamos incluido en esta discusión, esperando de ella que nuestros colegas del IGME nos proporcionen una clarificación que nos permita confirmar su interpretación, que modificaría sustancialmente la evolución de la cuenca, y rectificar la nuestra.

La Formación Arenas del Guadiana

Datos interpretados

Asignar la Formación Arenas del Guadiana a un último y meridional subsistema tipo canal-*levee*-lóbulo del Tortoniense-Messiniense de las Arenas del Guadalquivir-1 (Ledesma, 2000; Civis *et al*., 2004) que alcanza el Golfo de Cádiz, precisa (Fig. 13) que se no se advierta la existencia de la discontinuidad tipo Sb_1 del Messiniense superior, discontinuidad que promovió un gran surco erosivo (Martínez del Olmo *et al.*, 1996; Martínez del Olmo y Martín, 2016a) y el depósito tipo *LST*, *Lowstand System Tract* (Riaza y Martínez del Olmo, 1996) con el que se inicia la Secuencia Marismas y del que las Arenas del Guadiana constituyen su más llamativo y sobresaliente motivo sedimentario, causado por el trasporte aguas abajo de los materiales erosionados del enorme surco (150 x 50 km) creado por el descenso de nivel marino intra-Messiniense, que es visible en las numerosas líneas sísmicas existentes entre la ciudad de Carmona y el Golfo de Cádiz.

A ello hay que añadir que desde sondeos y líneas sísmicas 2D y 3D, estas Arenas del Guadiana se organizan en un modelo sedimentario tipo *LST* que siguiendo el modelo y nomenclaturas de Vail (1987) permiten localizar los 13 yacimientos de gas, en ellas encontrados, en segmentos paleogeográficos que en sentido S-N se corresponden con el abanico de fondo (*BFF*) de Poseidón Sur, el complejo canalizado (*SFC*) de Poseidón Norte y en las delgadas arenas del complejo progradante (*PC*) del Golfo de Cádiz C-5 y D-2; conjunto que expresa un modelo sedimentario muy diferente al reconocido para la Formación Arenas del Guadalquivir-1.

De otra parte, el techo de las Arenas del Guadiana solo se mueve en un intervalo de 150 m, muy diferente a los 700 m (ver figuras 8 y 13) que en este meridional segmento expresan las Arenas del Guadalquivir-1; diferencias conceptuales entre un *HST* y un *LST* de fondo de cuenca. Además, estas Arenas del Guadiana caracterizan en los sondeos gruesas (60-70 m) capas arenosas y diferentes tipos de trampas que condicionan la gran diferencia de tamaño (20 a 1) de los yacimientos de gas en ellas desarrollados (Poseidón Norte y Sur) y en la treintena de los encontrados en las Arenas del Guadalquivir.

Discusión

Desde un punto de vista regional, si se acepta su asignación a un último y más meridional subsistema tipo Arenas del Guadalquivir-1, ello implicaría que estos subsistemas y sus depósitos alcanzarían a una extensa y oriental superficie del Golfo de Cádiz, ya que recientes campañas sísmicas (Cakebread-Brown *et al*., 2003; Martínez del Olmo y Martín, 2016b) extienden la Formación Arenas del Guadiana hasta las cercanías del cabo de San Vicente en el extremo atlántico de Portugal, motivo por el que aún dada su edad Messiniense 2, de la que no se duda, si se atribuyen a las Arenas del Guadalquivir, estas progradarían más de 400 km desde el Alto Guadalquivir (lomas de Baeza-Úbeda) y durante un tiempo no mayor de 2,0-2,2 millones de años, lo que no es imposible, pero si sorprendente. Como líneas sísmicas y sondeos, han sido mostrados en publicaciones previas, creemos que está justificado haber traído a esta discusión el desacuerdo bibliográfico existente que es recogido en la Figura 2.

Conclusiones

Por mucho que creamos conocer una cuenca sedimentaria, tan aparentemente sencilla como esta del Mioceno del Guadalquivir, ya sea por la revisión de las muchas y viejas secciones sísmicas o la adquisición de otras, más modernas y de mejor calidad, llegamos a interpretar-descubrir un contenido geológico más complejo de lo expresado en su extensa bibliografía; contenido que fijamos en:

- Presencia de un sistema, poco desarrollado, de canales erosivos producidos en un tiempo próximo a las Arenas de Base del Tortoniense, cuyo significado paleogeográfico es incierto: valles incisos de una regresión forzada (*LSW*) o canales de drenaje mareales o submareales y de dirección N-S que comunicarían las aguas atlánticas con las mediterráneas, caso que se indicó como más probable.

- Existencia de dos sistemas turbidíticos de interés exploratorio y de la misma edad, uno relativamente explorado y que ha provisto 29 yacimientos de gas y aquí significado como Guadalquivir-1 (NE-SO) y otro inexplorado y descrito como Guadalquivir-2 (NNO-SSE) cuyo potencial exploratorio queda por demostrar; pero que en caso de éxito abriría a la exploración una gran superficie del margen N de la cuenca miocena.

- Posibilidad de que una extensa plataforma o estrecho, conocido como Nordbético, recibiese turbiditas anteriores al deslizamiento del Olistostroma del Guadalquivir, lo que aporta datos, poco precisos, relativos a la profundidad en la que se depositaron estas turbiditas, pero para los que se infiere un orden de magnitud de 500-600 m.

- Diferenciar en las aguas atlánticas de la Cuenca del Guadalquivir dos posibles episodios climáticos: 1) Uno Tortoniense superior-Messiniense, que caracteriza una notable actividad de los sistemas deltaicos que alimentan los flujos turbidíticos procedentes de los bordes NNO y NE de la cuenca; 2) Otro Messiniense, prácticamente limpio de aportes, que intuimos de tipo árido y que es anterior a la *Messinian Salinity Crisis* (*MSC*) y con edad que quizás podamos precisar después de perforar los tres sondeos de exploración programados en la proximidad de la ciudad de Sevilla.

De otra parte, creemos haber justificado que el IGME debe revisar y/o documentar los últimos mapas geológicos que ha producido, pues si el litosoma que llamamos Arenas de Base, es realmente del Messiniense, contradice a lo expresado en numerosas mapas de la Serie Magna 1:50.000 que la describen con microfaunas del Tortoniense, y dado que en los segmentos internos de la cuenca ella no puede independizarse de las facies del borde N-NO, la persistencia de una edad Messiniense modificaría sustancialmente la interpretación paleogeográfica de la Cuenca del Guadalquivir que ha sido recogida en numerosos trabajos geológicos previos (deltas del borde N) e hidrogeológicos (acuífero Niebla-Posadas).

Agradecimientos

A la editora Beatriz Bárcenas por su trabajo, importante colaboración y bien hacer, y al revisor Santiago Ledesma y un revisor anónimo porque sus comentarios y sugerencias hicieron que mejorase el texto presentado.

Referencias

Baceta, J.I., Pendón, J.G., 1999. Estratigrafía y arquitectura de facies de la Formación Niebla, Neógeno Superior, sector occidental de la cuenca del Guadalquivir. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 12 (3-4): 419-438.

Berger, A.L. 1980. Time Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: a modern review. *Vistas in Astronomy*, 24: 103-122.

Borrego, J., 1986. Sedimentación neógena en el borde septentrional de la Depresión del Guadalquivir, sector de Aznalcollar (Sevilla). Tesis de Licenciatura, Univ. Sevilla, 154 p.

Borrego, J., Pendón, G., 1988. Progradación Deltaica Tortoniense en el sector de Villanueva del Río Minas (Provincia de Sevilla). *II Congreso Geológico de España, Granada,* 1: 47-50.

Cakebread-Brown, J., García Mojonero, C., Bortz, R., Cortés, L., Schwarzhans, W., Martínez del Olmo, W., 2003. Offshore Algarve Portugal: A Prospective Extension of the Spanish Gulf of Cadiz Miocene Play. *American Association of Petroleum Geology, Barcelona,* Article #90017.

Civis, J., Alonso-Gavilán, G., González-Delgado, J.A., Braga, J.C., 1994. Sédimentation carbonatée transgressive sur la bordure occidentale du couloir nordbétique pendant le Tortonien supérieur (Fm. Calcarenita de Niebla, SW de l´Espagne). *Géologie Méditerranéenne*, XXI (1-2): 9-18.

Civis, J., Dabrio, C.J., González-Delgado, J.A., Goy, J.L., Ledesma, S., País, J., Sierro, F.J., Zazo, C., 2004. Cuenca del Guadalquivir. En: *Geología de España,* (J.A. Vera, Ed): 543-550.

Flores, J.A., 1985. *Nannoplancton calcáreo en el Neógeno del borde noroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (SO de España)*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca. 714 p.

García-García, F., 2004. Sedimentary models of coarse-grained deltas in the Neogene basins of the Betic Cordillera (SE Spain): Tortonian and Pliocene examples. *Boletín Geológico y Minero*, 115 (3): 469-494.

García-García, F., Castro, J.M., Rey, J., Ruíz Ortiz, P.A., 2003. Sistemas de delta y plataforma en el Tortoniense del borde norte de la Cuenca del Guadalquivir (NE de Linares, provincia de Jaén). *Geotemas,* 5: 71-74.

García Mojonero, C., Buitrago, J., Cakebread-Brown, J., Jiménez, A., Martínez del Olmo, W., 2001. Un descenso eustático y tres tipos de turbiditas en una pequeña cuenca sedimentaria: factores de control (Golfo de Cádiz, SO de España). *I Congreso Interno de Exploración y Producción, Madrid, Repsol-Ypf (Ed.).*

García Mojonero, C., Riaza, C., Torrescusa, S., Abeger, G., Suarez, J., Leret, G., Martínez del Olmo, W., 2003. Petroleum Geology of the Oil and Gas Commercial discoveries in Spanish Basins: Guadalquivir-Golfo de Cádiz. *American Association of Petroleum Geology, Barcelona,* Article #90017.

Garrido-Megías, A., 1973. Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida). Tesis Doctoral, Univ. Granada. 395 p.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science,* 235: 1156-1167.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. *Society for Sedimentary Geology* (*S.E.P.M.) Special Publication,* 42: 72-108.

Krijgsman, W., Garcés, M., Agustí, J., Raffi, I., Taberner, C., Zachariasse, W.J., 2000. The "Tortonian salinity crisis" of the eastern Betics (Spain). *Earth and Planetary Science Letters,* 181: 497-511.

Larrea, F.J., Santiesteban, J.I., Cueto, L.A., Quesada, C., Fernández Ruíz, F.J., Martín-Serrano, A., 2013. *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). Hoja nº 904, Andujar.*

Ledesma, S., 2000. Astrobiocronología y estratigrafía de alta resolución del Neógeno de la Cuenca Guadalquivir-Golfo de Cádiz. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 464 p.

López Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C., 1999. La comunicación en el Tortoniense entre el Atlántico y el Mediterráneo por la cuenca del Guadalhorce. *Primer Congreso del Grupo Español del Terciario, (F. Colombo, E. Ramos, S. Riera, Eds), Vic, Barcelona, Univ. Barcelona,* 190-193.

Martín, J.M., Braga, J.C., Aguirre, J., Puga-Bernabeu, A., 2009. History and evolution of the North-Betic Strait (Prebetic Zone, Betic Cordillera). *Sedimentary Geology,* 216: 80-90.

Martín, J.M., Puga-Bernabeu, A., Aguirre, J., Braga, J.C., 2014. Miocene Atlantic-Mediterranean seaways in the Betic Cordillera (Southern Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 27 (1): 175-186.

Martín Parra, L.M., Matas González. J., Roldán, F.J., Martínez Poyatos, D., González Lodeiro, F. 2015. Memoria y Mapa geológico de España 1.200.000 (nº 70) Linares. *Instituto Geológico y Minero de España y Junta de Andalucía,* 91 p.

Martínez del Olmo, W. 1994. Turbiditas en sísmica y sondeo. Curso Master en Subsuelo, Universidad Complutense, Madrid, 19 p.

Martínez del Olmo, W., 2004. La exploración de hidrocarburos

en el terciario de España. *Boletín Geológico y Minero,* 115 (3): 411-426.

Martínez del Olmo, W., 2008. Geometría y registro sedimentario de una Cuenca de antepaís: las turbiditas de la Fm. Arenas del Guadalquivir desde afloramientos, sísmica y sondeos. *RepsolYpf, Escuela de campo, nº 1,* 137 p.

Martínez del Olmo, W., Mallo-García, J., 2001. An overwiev of the Hidrocarbon System in Spain. En: *The Geology of Spain*, (W. Gibbon, T. Moreno, Ed). *Geological Society, London:* 494-499.

Martínez del Olmo, W., Díaz Merino, C., 2004. El delta de Iznatoraf y las turbiditas de la Fm. Arenas del Guadalquivir. *Geotemas,* 6 (2): 87-89.

Martínez del Olmo, W., Motis, K., 2012. Cartografía de las secuencias de depósito del Neógeno del Guadalquivir. *VIII Congreso Geológico de España, Oviedo, Geotemas,* 13: 79-82.

Martínez del Olmo, W., Martín. D., 2016a. The Messinian record of Spanish onshore and offshore data (Atlantic Ocean and Western Mediterranean Sea). *Petroleum Geoscience,* 22 (4): 291.

Martínez del Olmo, W., Martín. D., 2016b. El Neógeno de la cuenca Guadalquivir-Cádiz (Sur de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 29 (1): 35-58.

Martínez del Olmo, W., García Mallo, J., Leret Verdú, G., Serrano, A., Suárez, J., 1984. Modelo tecto Sedimentario del Bajo Guadalquivir. *I Congreso Geológico de España, Segovia,* 1: 199-213.

Martínez del Olmo, W., Suárez Alba, J., Serrano Oñate, A., Leret Verdú, G., 1986. Los sistemas turbiditicos miocenos de la Cuenca Guadalquivir-Golfo de Cádiz. *XI Congreso Español de Sedimentología, Resúmenes.*

Martínez del Olmo, W., Riaza Molina, C., Torrescusa, S., 1996. Descenso eustático Messiniense en una cuenca atlántica. El cañón submarino del Río Guadalquivir (SO. de España). *Geogaceta,* 20 (1): 138-141.

Martínez del Olmo, W., Torrescusa, S., Riaza, C., García-Mojonero, C., 1998. Sequence stratigraphy and turbidite reservoir characterization of biogenic gas fields in the Guadalquivir-Gulf of Cadiz Miocene basins, SW Spain. *American Association of Petroleum Geologist, Rio de Janeiro, Brasil,* 692.

Martínez del Olmo, W., García Mojonero, C., Torrescusa, S., 2005. The Guadalquivir and Gulf of Cadiz gas basin. *25 Aniversario de la Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo*, (W. Martínez del Olmo, Ed), 105-121.

Martínez del Olmo, W., Martín, D., Jiménez Beltrán, M., 2018. Nuevos objetivos exploratorios en el Mioceno de la cuenca del Guadalquivir. *XIV Congreso Internacional de Recursos Energéticos y Minerales. Sevilla,* 10 p.

Matas González, J., Martín Parra, L.M., Roldan, F.J., Martín-Serrano, A., 2015a. Memoria y Mapa geológico de España 1.200.000 (nº 76), Córdoba. *Instituto Geológico y Minero de España y Junta de Andalucía,* 113 p.

Matas González, J., Martín Parra, L.M., Rubio Pascual, F.J., Roldan, F.J., Martín-Serrano, A., 2015b. Memoria y Mapa geológico de España 1.200.000 (nº75-74), Sevilla-Puebla de Guzmán. *Instituto Geológico y Minero de España y Junta de Andalucía,* 179 p.

Mitchum, R.M.Jr., 1985. Seismic stratigraphic expression of submarine fans. *American Association Petroleum Geologist Memoir,* 39: 117-136.

Mitchum, R.M.Jr., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea levels, Part 6 .Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection in Depositional Sequences *American Association Petroleum Geologist Memoir*, 26: 117-146.

Motis, K., Martínez del Olmo, W., 2013. Three different exploration plays in the marine Guadalquivir foreland basin in the context of the Late Miocene closure of the Thethys Ocean (South of Spain). *American Association Petroleum Geologist, Barcelona,* Article #10498.

Mutti, E., 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences. En: *Provenance of arenites,* (O.C. Zuffa, Ed). *Reidel,* 65-93.

Mutti, E., 1992. *Turbidite sandstones*. AGIP, 275 p.

Perconig, E., 1962. Sur la constitution géologique de L'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). En: *Livre a la mémorie du Prof. P. Fallot, Société Géologique de France,* 1.1: 229-256.

Perconig, E., Martínez Díaz, C., 1977. Perspectivas petrolíferas de Andalucía Occidental. *Boletín del Geológico y Minero*, 88: 417-433.

Portero García, J.M., Álvaro López, M., 1984. La depresión del Guadalquivir, cuenca de antepaís durante el Neógeno: génesis, evolución y relleno final. *I Congreso Español de Geología, Segovia,* vol. III: 241-252.

Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P., Tesson, M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic Framework: concepts, examples, and exploration significance. *American Association Petroleum Geologist Bulletin,* 76: 1687-1709.

Reolid, M., Molina, J.M., 2015. Registro de Carcharocles megalodon en el sector oriental de la Cuenca del Guadalquivir (Mioceno superior, Sur de España). *Estudios Geológicos,* 71 (2): e032.

Riaza, C., Martínez del Olmo, W., 1996. Depositional model of the Guadalquivir-Gulf of Cadiz Tertiary basin. En: *The stratigraphic record of crustal kinematics*, (P. Friend, C. Dabrio, Ed). Cambridge University, 330-338.

Rodríguez Fernández, L., López Olmedo, F., Tomas Oliveira, J.T., Medialdea, T., Terrinha, P., Matas, J., Martín-Serrano, A., Martín Parra, L.M., Rubio, F., Marín, C., Montes, M., Nozal, F., 2016. *Nuevo Mapa Geológico de España*. IGME y LNEG.

Santisteban-Navarro, J.I., Martín Serrano-García, A., 1991. Neogene fan deltas in the northern Guadalquivir basin (Andújar, Jaén, Spain). En: *Dinámica de deltas de grano grueso,* (C.J. Dabrio, C. Zazo, J.L. Goy, Eds). *Cuadernos de Geología Ibérica,* 15: 163-183.

Sanz de Galdeano, C., Rodríguez Fernández, J., 1996. Neogene palaeogeograhy of the Betic Cordillera: an attempt at reconstruction. En: *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*, (P. Friend, C. Dabrio, Eds). *Cambridge University*, 330-338.

Sanz de Galdeano, C., Vera, J.A., 1991. Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta Geológica Hispánica,* 26, 3-4: 205-227.

Sanz de Galdeano, C., Vera, J.A., 1992. Stratigraphic record and palaeogeographical contex of the neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4: 21-36.

Sierro, F.J., 1984. Foraminíferos planctónicos y bioestratigrafía del Mioceno superior-Plioceno del borde occidental de la Cuenca del Guadalquivir (SO de España). Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 391 p.

Sierro, F J., 1985. The replacement of the "Globorotalia menardii" by the Globorotalia miotumida group: an aid to recognizing the Tortonian/Messinian boundary in the Mediterranean. *Marine Micropaleontology*, 9: 525-535.

Sierro, F.J., Flores, J.A., 1992. Evolución de las fosas Béticas y Rifeña y la comunicación Atlántico-Mediterráneo durante el Mio-

ceno. *III Congreso Geológico de España, Granada*, 2: 563-567.

Sierro, F.J., Gonzalez Delgado, J.A., Dabrio, C., Flores, J.A., Civis, J., 1996. Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). En: *The stratigraphic record of crustal kinematics*, (P. Friend, C. Dabrio, Ed). Cambridge University, 339-345.

Suárez Alba, J., Martínez del Olmo, W., Serrano Oñate, A., Leret Verdú, G., 1989. Estructura del sistema turbidítico de la Formación Arenas del Guadalquivir. En: *Libro homenaje a R. Soler y José Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo, Madrid*, 123-136.

Vail, P.R., 1987. Seismic stratigraphy interpretation procedure. En: *American Association Petroleum Geologist, Atlas of Seismic Stratigraphy*, (A.W. Bally, Ed), 27 (11): 11 p.

Vail, P.R., Hardenbol, J., 1979. Sea level changes during the Tertiary. *Oceanus*, 22: 71-79.

Vera, J.A., 2000. El Terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de conocimientos. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 13 (1-2): 345-373.

Vera, J.A., 2004. Cordillera Bética y Baleares. En: *Geología de España,* (J.A. Vera, Ed), Sociedad Geológica de España (SGE) e Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid, 347-464.

Viguier, C., 1974. Le Néogène en Andalousie Nordoccidental (Espagne). Histoire géologique du bassin du Guadalquivir. Tesis Doctoral, Univ. Bordeaux I, 450 p.

Watts, A.B., 1982. Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea-level. *Nature*, 297: 469-474.

Manuscrito recibido el 20-10-2018
Recibida la revisión el 23-2-2019
Aceptado el manuscrito revisado el 11-3-2019

Revista de la Sociedad Geológica de España 32 (1)

ISSN (versión impresa): 0214-2708
ISSN (Internet): 2255-1379

THE LITHOLOGICAL SEQUENCE OF THE NEVADO-FILÁBRIDE COMPLEX (BETIC INTERNAL ZONE) IN THE SIERRAS NEVADA AND FILABRES

La secuencia litológica del Complejo Nevado-Filábride (Zona Interna Bética) en las sierras Nevada y de los Filabres

Carlos Sanz de Galdeano[1] and Ángel Santamaría-López[2]

[1] *Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-Univ. Granada), csanz@ugr.es*
[2] *Departamento de Química Inorgánica, Cristalografía y Mineralogía, Facultad de Ciencias (Univ. Málaga)*

Abstract: *The lithological sequence of the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, S Spain) in the sierras Nevada and Filabres can be divided into four formations. From bottom to top the first corresponds to dark schists and quartzites of about 3600 m thick. Above lie the quartzites of Benitagla and then the Tahal light schists, and at the top lies the schists and marbles Fm. The thickness of the upper formations is on the order of 2000 m. The passage between the formations is stratigraphic and transitional. The metamorphism is inverted, being of higher grade to the top. This feature led to the proposal of superposition of tectonic units, with a higher grade of metamorphism in the upper ones, but the tectonic contacts between these units, according to our data, simply do not exist. The deposit of the lower formation had a syntectonic-compressional character while the other ones formed in extensional and post-tectonic environment in relation to the Variscan orogeny. New faults then formed permitted the extrusion of igneous rocks, including some ultrabasic ones, which according to our scheme were extruded together with basic rocks, not linked to an oceanic crust.*

Keywords: *Betic Cordillera, Betic Internal Zone, Nevado-Filábride Complex, lithological formations.*

Resumen: *La secuencia litológica del Complejo Nevado-Filábride en las sierras Nevada y Filabres, puede dividirse en cuatro formaciones. De abajo arriba la primera corresponde a esquistos oscuros y cuarcitas, con un espesor de unos 3600 m. Encima están las cuarcitas de Benitagla y los esquistos claros de Tahal, y a techo se sitúa una formación de esquistos y mármoles. El espesor de las formaciones superiores es del orden de 2000 m. El paso entre formaciones en general es de carácter estratigráfico y transicional. El grado metamórfico está invertido de muro a techo. Este rasgo indujo a la propuesta de superposición de unidades tectónicas, con mayor grado metamórfico en las superiores, pero los contactos tectónicos entre estas posibles unidades, en nuestra opinión, no existen. El depósito de la formación inferior tuvo un carácter sintectónico-compresional mientras que las otras se formaron en régimen en extensión, ya post-tectónico, en relación a la Orogenia Varisca. Nuevas fallas formadas entonces permitieron la extrusión de rocas ígneas, incluyendo algunas ultrabásicas, que en nuestra opinión fueron extruidas junto con rocas básicas, no ligadas a una corteza oceánica.*

Palabras clave: *Complejo Nevado-Filábride, Cordillera Bética, Zona Interna Bética, formaciones litológicas.*

Sanz de Galdeano, C., Santamaría-López, A., 2019. The lithological sequence of the Nevado-Filábride Complex (Betic Internal Zone) in the sierras Nevada and Filabres. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 32 (1): 113-126.

Introduction and purposes

The Betic Cordillera, together with the Rif, are the westernmost Alpines ranges of the Mediterranean Sea. Its structuring occurred from the Cretaceous and particularly during the Cenozoic. According to its structure the Cordillera is divided into External and Internal Zones, furthermore of the Flysch units (Campo de Gibraltar units) and Neogene basins (Durand Delga and Fontboté, 1980). The External Zone corresponds to the sedimentary Mesozoic and Cenozoic cover of the S and SE border of the Iberian Paleozoic Massif, and according to its greater or lesser proximity to this massif it is divided into the Prebetic and Subbetic (Vera, 1988).

The Internal Zone is divided in four complexes that from bottom to top are: the Nevado-Filábride, the Alpujárride, the Maláguide and, related to the latter, the Dorsal. The Nevado-Filábride and the Alpujárride complexes were metamorphosed during Alpine orogeny. These two complexes present Paleozoic and Triassic successions as well as possible Jurassic and younger metasediments. On the contrary, the Maláguide Complex, which presents Paleozoic, Mesozoic, and Cenozoic formations, was only slightly affected by the Alpine metamorphism or not affected at all in many areas. The Dorsal, formed by Mesozoic and Cenozoic sediments was in general not metamorphosed.

The Nevado-Filábride Complex (NFC) has been divided into two or three tectonic units (depending on the authors; *e.g.*, Puga *et al*., 1974; Martínez-Martínez *et al*., 2002), although locally other units were proposed. In these divisions the different authors set different limits between the proposed tectonic units, shifting in each case to higher or lower positions in the overall NFC lithological sequence. In all these divisions, the tectonic units presenting higher grades of metamorphism are situated over other tectonic units with lower grades of metamorphism (nevertheless, until now, a generalized metamorphic inversion has not been considered in this complex).

Each proposed tectonic unit has its own lithological sequence, mainly formed, depending on the cases, by schists, quartzites and marbles. But if the NFC is considered altogether, then it would result the following: the bottom tec-

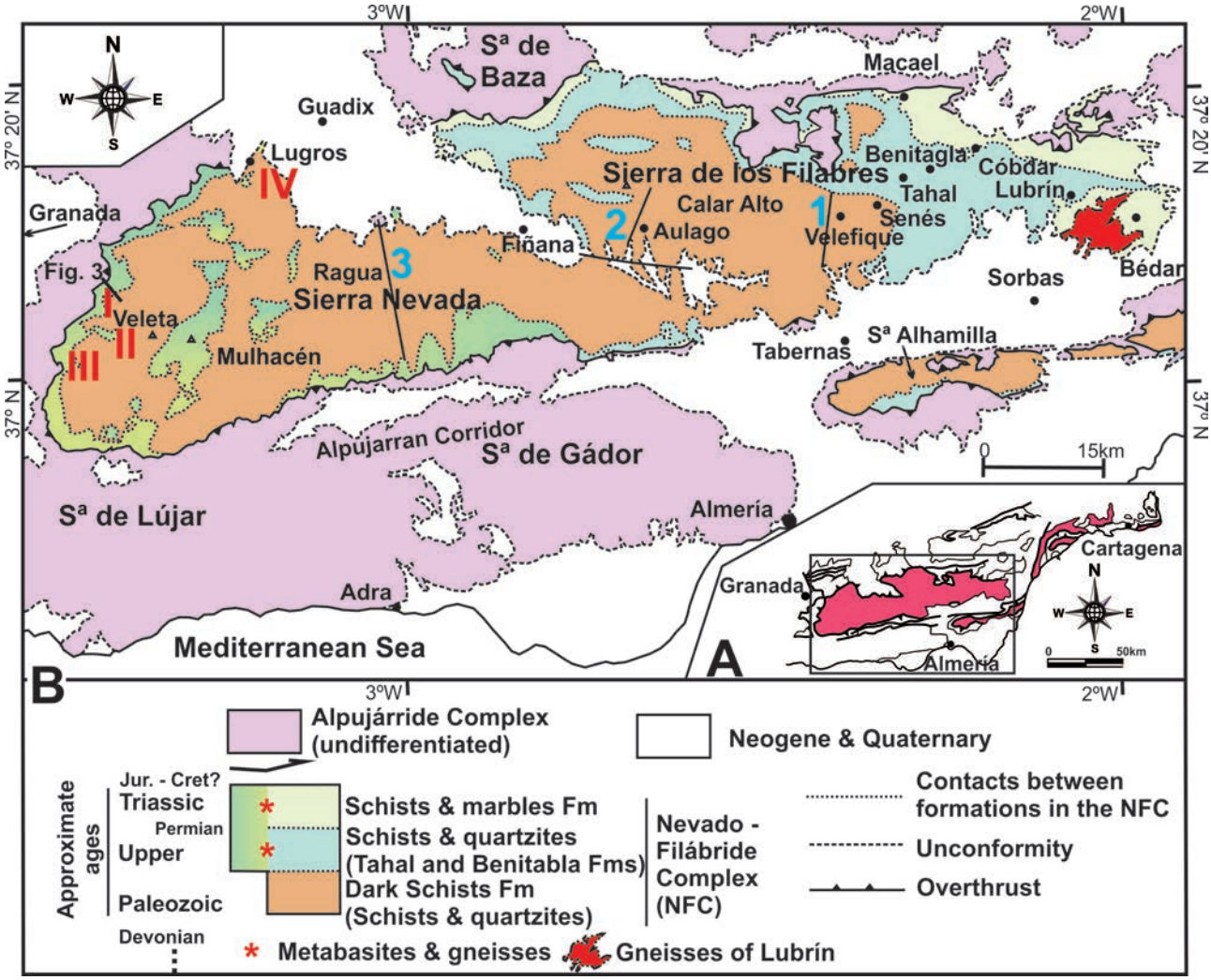


Fig. 1.- Regional setting. A. Distribution of the Nevado-Filábride Complex (NFC) (in red) in the Betic Cordillera. B. General distribution of the main stratigraphic formations of the NFC in the sierras Nevada and Filabres proposed in the present work. Cross sections of Figure 2 are indicated by the numbers 1, 2, and 3, and also the position of the cross section of Figure 3 (near the western border of the figure), and that of the columns of Figure 5 (in red Roman numerals).

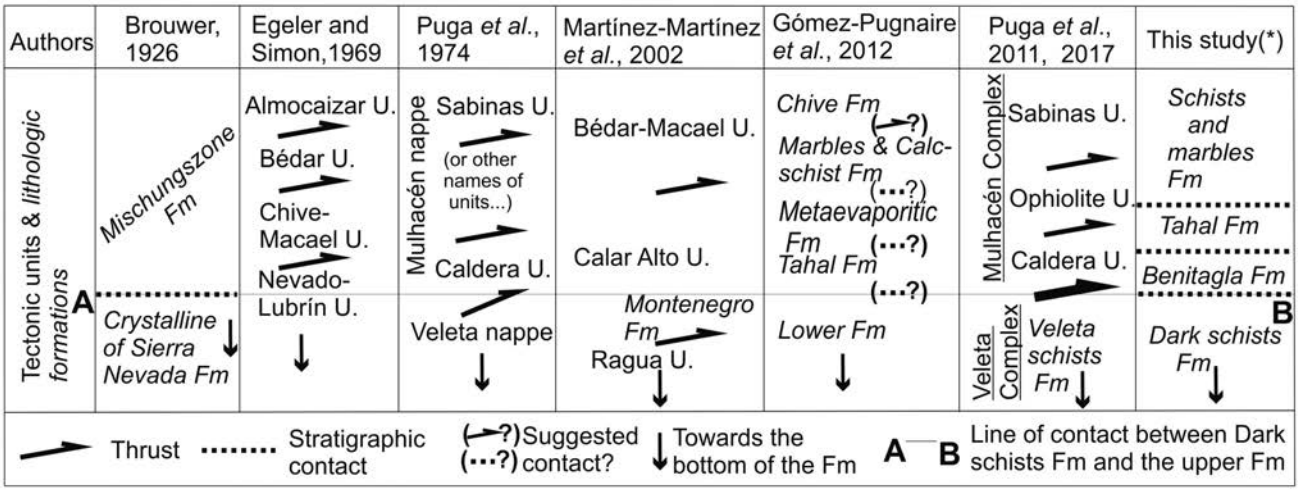


Table 1.- Different proposed divisions of the NFC in tectonic units and lithologic formations, according to several authors. (*): Also in Sanz de Galdeano *et al.* (2016) and Sanz de Galdeano and López-Garrido (2016).

tonic unit would correspond to the lower part of the general NFC lithological sequence; the middle tectonic unit (if its existence is considered) would correspond to the lower part of the upper NFC lithological sequence; and the upper tectonic unit would correspond to the rest of the upper lithological sequence.

But not all authors accept the division of the NFC into tectonic units, but rather contend that it represents a single tectonic unit (Galindo-Zaldívar, 1993; Sanz de Galdeano and López-Garrido, 2016; Sanz de Galdeano *et al*., 2016), with a lithological sequence presenting moderate lateral and vertical stratigraphic changes.

Generally, the NFC has been studied using petrological data, and the different divisions in tectonic units have been proposed based on them. But the data of the lithological formations, the stratigraphic and tectonic aspects directly detectable in the field, have in many cases been considered subordinate to the petrological data or have even been disregarded.

The purpose of this work is to present an overview of the lithological sequence of the NFC (Fig. 1) in the sierras Nevada and Filabres. Here, the main stratigraphic formations are described, something that implies major divergences with respect to many previous descriptions, resulting in markedly different tectonic interpretations.

Background

Previous lithological and tectonic divisions of the NFC

In this work, articles dealing only with the NFC in the sierras Nevada and Filabres are commented. The southeastern and easternmost areas of this complex, those situated in the sierras Alhamilla, Cabrera, Almenara, Mazarrón, and Cartagena are generally not included (Fig. 1A). Particularly the latter two areas cited present different lithological sequences, partially older than those of the sierras Nevada and Filabres (Laborda-López *et al*. 2014). The different proposed divisions of the NFC in tectonic units and lithologic formations are summarized in Table 1.

Brouwer (1926) differentiated two main lithological formations (Table 1) in the *Penninic Betics*, as he called the NFC. The lower one, the Crystalline of Sierra Nevada (*Kristallijne Schisten*), is formed by a monotonous succession of dark schists with graphite, and quartzites, probably Paleozoic in age. The upper one, the Mixed Zone (*Mischungszone*), is formed by light schists, dark schists, mica schists, quartzites, marbles, gneisses, and metabasites (amphibolites and serpentinites). The above author contended that both formations originally had sedimentary continuity.

Fallot *et al*. (1959, 1960) found possible lithological unconformities situated between these two formations. These authors calculated the lower one to be more than 5000 m-thick but they expressed uncertainty about the autochthony or allochthony of the higher one. Egeler (1963) was the first to use the term Nevado-Filábride Complex, including in it the two aforementioned formations, and considering the possible existence of several tectonic units.

Nijhuis (1964) distinguished several tectonic units in the NFC, in the eastern sector of Sierra de los Filabres: the Nevado-Lubrín unit and, in an upper position, the Chive and Bédar units. In spite of this, the lithological column presented by this author, indicates a stratigraphic continuity between these differentiated tectonic units. Later, Helmers and Voet (1967) distinguished different tectonic units. Similar divisions were followed by Egeler and Simon (1969) (Table 1). The existence of similar units was considered by many other authors, such as Langenberg (1972), García Monzón and Kampschuur (1975), García Monzón *et al*. (1975a, b, c), Kampschuur (1975), Soto (1993), and Linthout and Vissers (1979).

In Sierra Nevada, Puga (1971) distinguished two great nappes, those of the Veleta and Mulhacén (Table 1). The Veleta nappe corresponds to the Crystalline of Sierra Nevada Fm of Brouwer (1926), while the Mulhacén nappe corresponds to the *Mischungszone* Fm, although locally part of the Crystalline of Sierra Nevada Fm is also assigned to the Mulhacén nappe. This latter nappe was divided in two units (Puga *et al*., 1974), which are the Calderas (bottom) and Sabinas units (top), although locally other names of units were indi-

cated, even in some sectors differentiating three units. Martínez-Martínez (1984-85) and Gómez-Pugnaire (1988), among others, followed this differentiation of nappes. Later, based on the greater grade of metamorphism of the Mulhacén nappe, Puga *et al*. (2002) proposed the differentiation of the NFC into the Veleta and Mulhacén complexes.

Other divisions were proposed by Jabaloy and González Lodeiro (1988) and Jabaloy (1993) in the western part of the Sierra de los Filabres, divisions that differ from those presented by Navarro Vázquez and Velendo Muñoz (1979) in the same area. Many other studies published during the 1980s and 1990s refer to the same or similar nappes or tectonic units, but these are not cited here because they continued more or less in the same line.

However Galindo-Zaldívar (1993), who studied the central and western part of Sierra Nevada, detected no tectonic contacts (*e.g*., detachments, ductile shear zones), either between the aforementioned nappes of Veleta and Mulhacén, or in lower tectonic positions. For this reason, he considered the NFC, at least for this area, to be a single tectonic domain.

Martínez-Martínez *et al*. (2002) introduced the term Ragua unit to replace that of Veleta, considering that the upper limit of the Ragua unit, though indefinite in position, was lower than that of the Veleta unit (Table 1). At the same time, the Mulhacén unit was divided into the Calar Alto unit (making up part of the former Veleta unit and the lower part of the Mulhacén unit) and the Bédar-Macael unit in the higher position (comprising the upper part of the Mulhacén unit). These new limits were followed by Martínez-Martínez *et al*. (2010) and by Augier *et al*. (2005 a, b). For the latter authors the Bédar-Macael unit constitutes a complex ductile shear zone.

Gómez Pugnaire *et al*. (2000, 2004, 2012) and López Sánchez-Vizcaíno *et al*. (2001) presented a continuous lithological sequence formed by the superposition of the sequences of the tectonic units cited in previous articles, but the character of the contacts is not clearly indicated (Table 1).

Puga *et al*. (2011, 2017) offered a new arrangement within their Mulhacén Complex, proposing, from bottom to top, the units of Caldera, Ophiolite, and Sabinas (Table 1). In the Ophiolite unit these authors identified basic and ultrabasic rocks, considering the unit to be an oceanic spreading zone.

Recently, Sanz de Galdeano *et al*. (2016) and Sanz de Galdeano and López-Garrido (2016) studied two different sectors of the Sierra de los Filabres and, according to the structure and continuity of the lithological formations cropping out there, they concluded that, at least in this area, there is only one tectonic unit, presenting a thick and continuous lithological sequence.

Fossil and absolute dating in the NFC

In the eastern part of this complex (in Murcia province, not in the sierras Nevada and Filabres), Lafuste and Pavillon (1976) and Laborda-López *et al*. (2014) dated lower Devonian fossils in marbles. These are the oldest reliable ages known in this complex.

In Sierra de los Filabres, at an unclear place, Gómez-Pugnaire *et al*. (1982) dated by microfossils a possible Precambrian, but these data have not been confirmed and are presumably incorrect. Also in the northern part of Sierra de los Filabres, near the locality of Bédmar, Tendero *et al*. (1993) cited marbles having ankeritic "ghosts", interpreted as possible Cretaceous foraminifers. Also in Sierra de los Filabres, Rodríguez-Cañero *et al*. (2017) dated conodonts as Bashkirian (323.2 to 315.2 Ma).

Radiometric dating in the NFC by Priem *et al*. (1966) gave an age of 269±6 Ma (Permian) in granite-gneisses in the E of Sierra de los Filabres (in the meta-pluton of Lubrín-El Chive). Andriessen *et al*. (1991) in Filabres reported ages ranging from the early Permian to Triassic in samples taken in gneisses interlayered among schists. Nieto (1996) proposed ages of 307± 30 Ma in orthogneisses. Also in these types of rocks, Gómez-Pugnaire *et al*. (2004) offered data indicating a late Carboniferous age (301±7 Ma), while Martínez-Martínez *et al*. (2010) gave ages of 304±23 Ma to 320±6 Ma. Also, Gómez-Pugnaire *et al*. (2012) and Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano (2017) reported early Permian ages (282±3 to 295±5 Ma and ~286 Ma respectively).

Except for the two first references cited concerning fossil dating, the rest of the references studied rocks belonging to the *Mischungszone*. However, Santamaría-López and Sanz de Galdeano (2018) studied detrital zircons from schist samples comprising from the lower visible parts of the Crystalline of Sierra Nevada Fm (the Dark schists Fm), to the higher part conserved of the *Mischungszone*. The maximum ages of deposition of these metasediments correspond to the (late) Carboniferous. Very recently, Jabaloy *et al.* (2018), also studying detrital zircons, obtained comparable results (Carboniferous and early Permian ages) although the exact stratigraphic positions of the samples studied is not clear for us.

The lithological sequence of the NFC

The description of the rocks presented below corresponds mainly to field data. Their mineralogical and petrological aspects have been repeatedly described in many articles (for instance De Jong, 1993; Gómez-Pugnaire *et al*., 2000, 2012; Puga *et al*., 2002; Booth *et al*., 2008); nevertheless a thorough description of their appearance and the field context is generally missing. The lithological sequence includes from base to top the following units (Table 1): Dark schists Fm, light quartzites of the Benitagla Fm, the mica schists with garnets of the Tahal Fm, and the Schists and marbles Fm.

The Dark schists Fm

These rocks make up a monotonous formation (the Crystalline of Sierra Nevada of Brouwer, 1926, Table 1) containing interlayered quartzites, abundant in several places, and absent in many others. This formation is well represented in both sierras, Nevada and Filabres, and geological cross sections can be made in many places, particularly in Velefique and Aulago areas, in Sierra de los Filabres, and in La Ragua sector in Sierra Nevada (Fig. 2). The structure in these two areas corresponds to two great anticlines, and the lithological sequence can be studied from their visible nucleus.

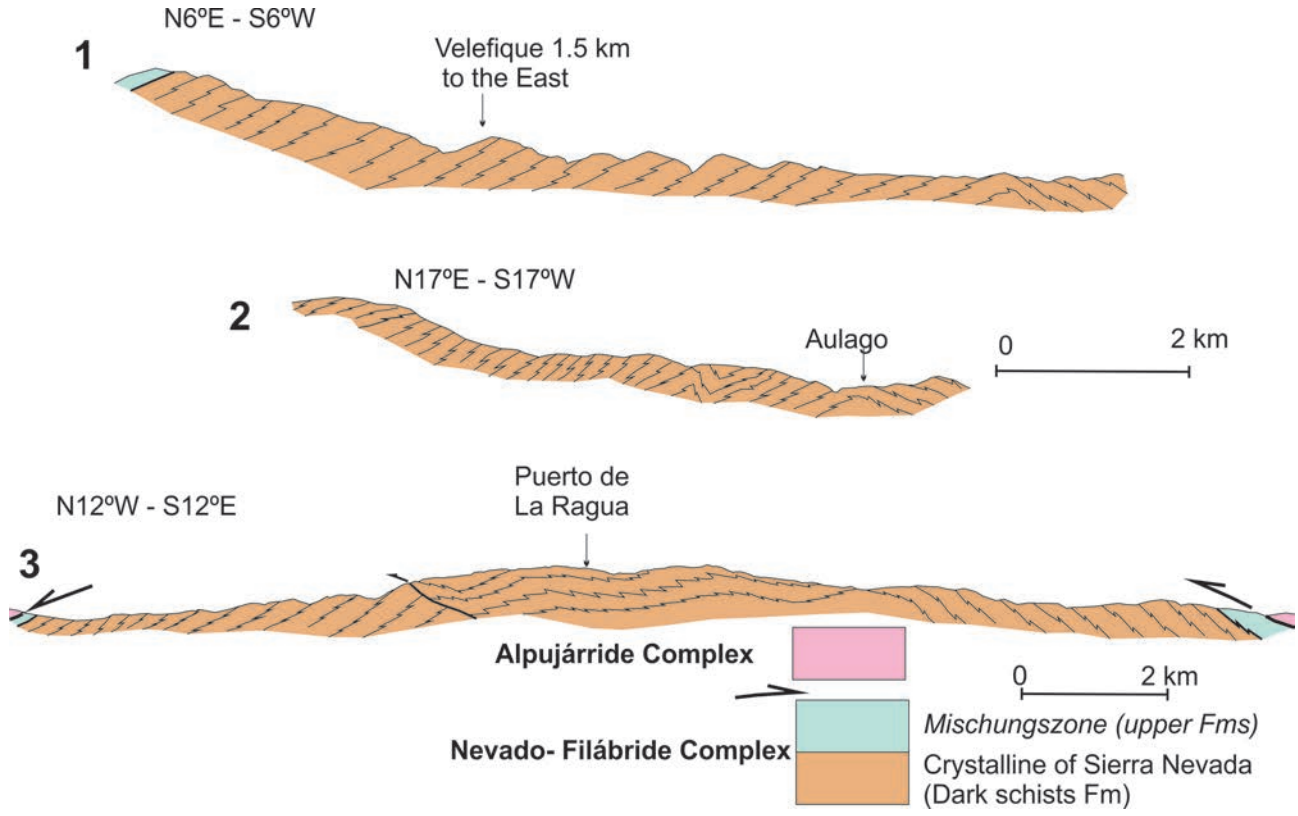


Fig. 2.- Geologic cross sections of the three sectors where the dark schists (the Crystalline of Sierra Nevada) are better exposed: Velefique (1) and Aulago (2) (Sierra de los Filabres) and La Ragua (3) (Sierra Nevada). The position of these cross sections is marked in Figure 1.

In the Velefique sector the thickness calculated is roughly 4000 m. The structure of this area is simple, the outcrops are very good, without major visible tectonic complications. However, the total thickness can fluctuate (depending on the mean values considered for the dip of the layers) between 3500 and 4500 m. If the average overall dip is considered to be 30º towards the N, the resulting thickness is some 3600 m. In this sector the sequence of dark schists is particularly monotonous, locally presenting quartzites. These rocks generally contain garnet, although this mineral is not visible in every layer. Garnet size tends to increase towards the top, particularly near the passage to the upper formation, the light Benitagla quartzites, situated in the lower part of the *Mischungszone* of Brouwer (1926) (Fig. 2 and Table 1). Locally, some schist layers do not present visible minerals, except for some micas. Only very locally there are intercalated schist layers of lighter tones. Generally, graphite is responsible of the black colour of the rock.

In the Aulago sector the nucleus of the same anticline presents the lower layers of the dark schists in the sierras Nevada and Filabres, the visible thickness there being on the order of 2500 to 3000 m (from the village of Aulago to the mountain pass in the N). However, there the top of the dark

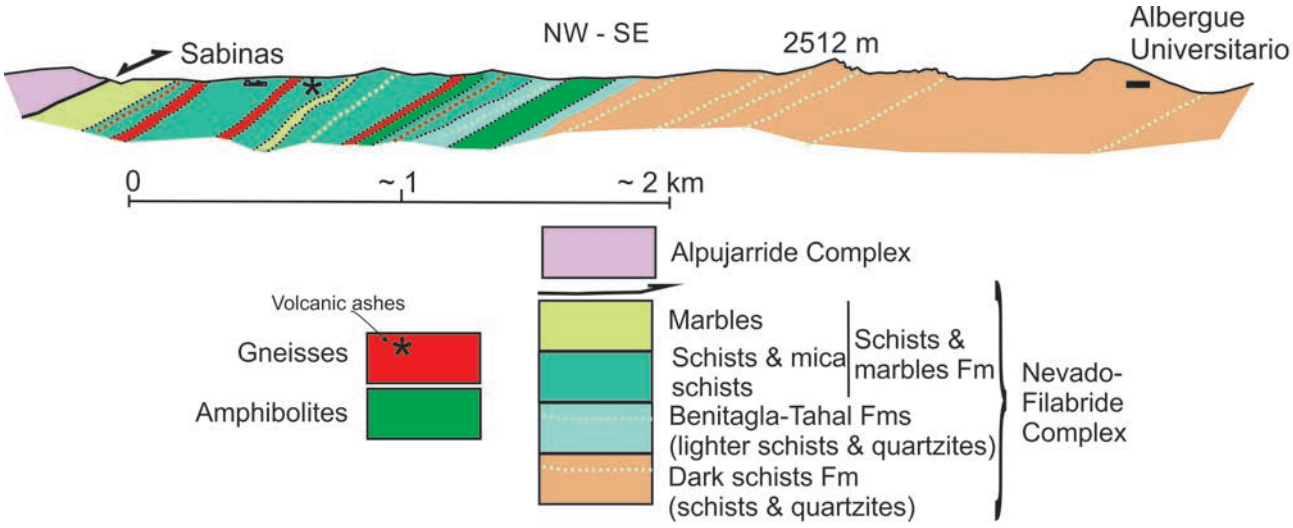


Fig. 3.- Geological cross section of the area of S. Francisco-Sabinas. Its position is marked in Figure 1.

schists is not visible. In this area the lithological sequence is not so uniform and the difference in lithological aspect is clear from bottom to top. Near the village of Aulago, in the core of the structure, the rocks have only an epimetamorphic appearance, while to the N, in the mountain pass, the rocks contain abundant garnets and other minerals, forming typical dark schists as in the Velefique area. This change in the aspect of the rocks is totally progressive from bottom to top and the tendency of the garnets is to be progressively larger in size and more abundant towards the top.

In La Ragua cross section (Sierra Nevada), both flanks of the anticline show the lithological sequence. This anticline is not simple, and its nucleus presents lesser folds comparing with the total size of the anticline. In the map, the northern flank occupies a wider area than does the southern flank. There are also faults that have not been thoroughly studied until the present. The thickness is apparently somewhat less than in Velefique sector. In La Ragua the lithological sequence is similar to that of Velefique, but with generally less metamorphic appearance. Rocks of laminar aspect are more abundant, particularly towards the core of the structure, showing a less metamorphic aspect than in those of the upper part of both flanks of the structure. Locally, interlayered schists and quartzites have lighter colours, the first practically with a lutitic aspect, showing apparent low-grade metamorphism. These intercalations are readily visible in the road going to the N from the La Ragua mountain pass. The garnet sizes progressively increase towards the top.

According to the data of Santamaría and Sanz de Galdeano (2018) this formation has a maximum (late) Carboniferous age.

The quartzites of Benitagla Fm and other equivalents

Close to the top of the Dark schists Fm, interbedded layers of light quartzites begin to appear, easily visible particularly on the roadside slopes. This transition from the schists to the quartzites is not sharp but progressive, with the quartzites becoming more abundant towards the upper part.

This transition varies depending on the site; for instance, to the west of Sierra Nevada, the first layers of light quartzites appear even more than 300 m below the top of the Dark schists Fm (Fig. 3). At the top the relative abundance is the opposite and finally the dark schists disappear, the quartzites alternating with light schists and other types of rocks (*e.g.*, gneisses, metabasites). In this sector, although abundant, the quartzites do not generally form a differentiated formation.

On the contrary, to the E, in the area of Senés-Tahal (Sierra de los Filabres; Fig. 4), the contact between the dark schists and the light quartzites present a much shorter transition. There, the quartzites locally reach a thickness of ~ 400 m, although laterally they markedly thin, changing to quartzites intercalated among light schists, as occurs in the western part of Sierra Nevada. Sanz de Galdeano and López-Garrido (2016) gave to these massive quartzites the name of Benitagla Fm. Benitagla is a village partially situated over these quartzites (although this is not the sector with the maximum thickness), because the villages nearest the maximum thickness, Tahal and Senés, are not situated over these quartzites.

These quartzites have a peculiar aspect in some areas, especially in the western part of Sierra de los Filabres, in the sectors of Escúllar, El Tesorero, and Charches (Fig. 4), although also in Sierra Nevada, but with lower thickness: part of these quartzites are not consolidated, maintaining the as-

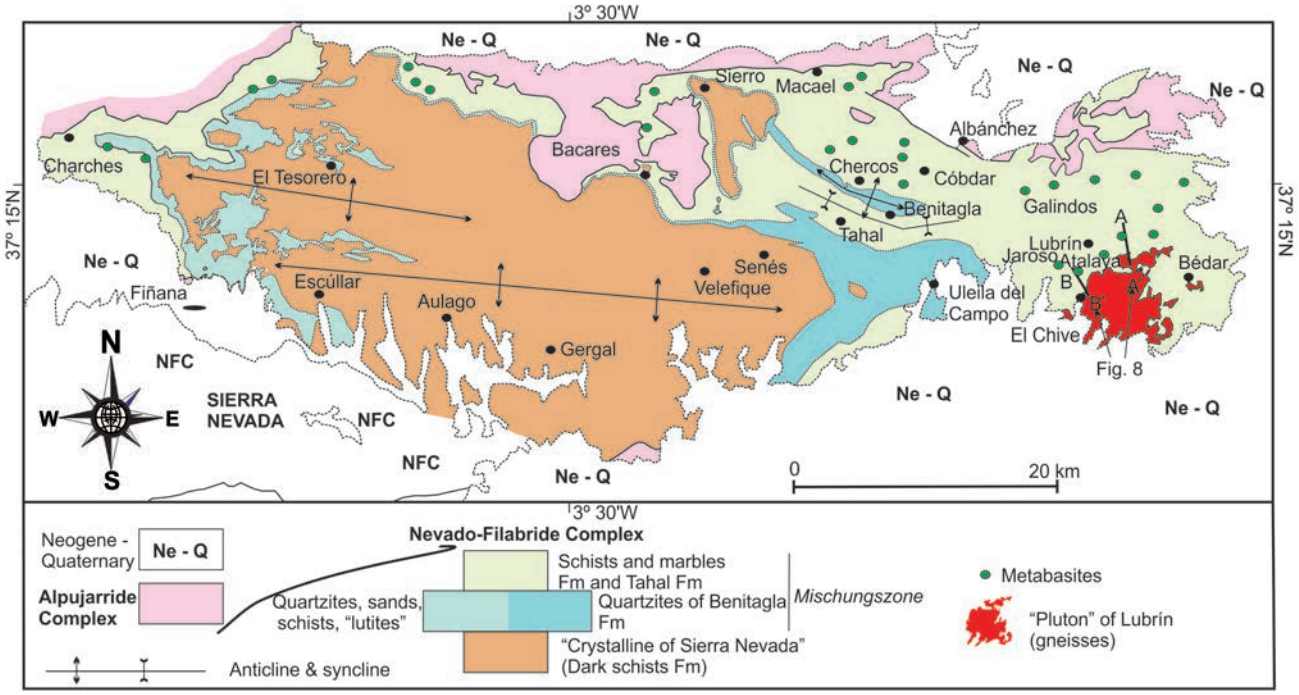


Fig. 4.- Highly simplified geological map of Sierra de los Filabres. The position of the quartzites of Benitagla Fm and other equivalent ones are highlighted. The areas corresponding of the stratigraphic columns of figures 6 and 7 are indicated (for Figure 6 see their names in the western part of the figure and for Figure 7 in the central-eastern part). Also the position of the cross sections of Figure 8 is indicated (as 8A and 8B, see the eastern part of the figure).

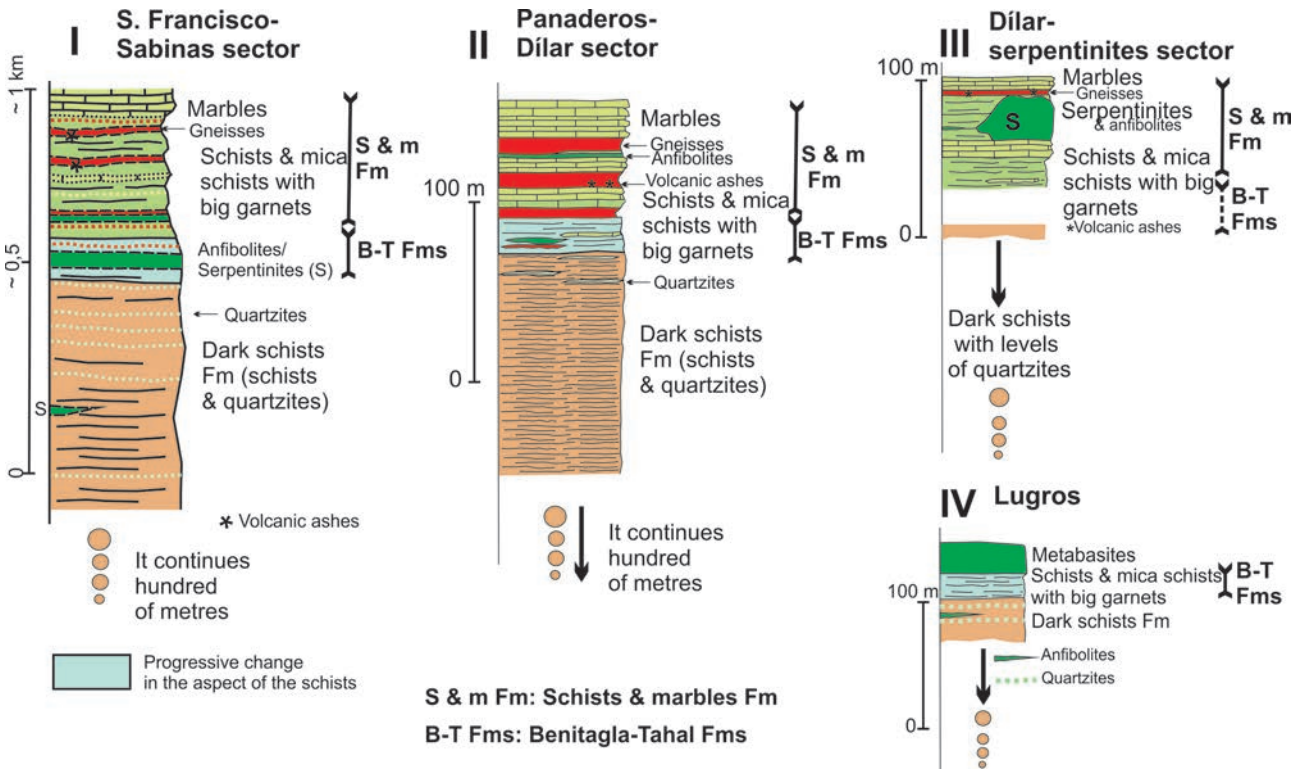


Fig. 5.- Stratigraphic columns in the western Sierra Nevada. I: in San Francisco-Sabinas area. II: Panaderos area, south of San Francisco. III: Río Dílar area. IV: in the area of the E of Lugros, indicating the position of two outcrops of metabasites. Their position is indicated in Figure 1.

pect and the looseness of sand. Laterally and vertically the transition between quartzites and sands is visible for a few meters. This feature was indicated by Fallot *et al*. (1960) and much later by Sanz de Galdeano and López-Garrido (2016). Moreover, these rocks bear light schists sometimes with garnets, reaching 1 cm or more in diameter, together with other levels of apparent lutites. These features are not restricted to the lower quartzites laterally equivalent to the Benitagla Fm, but they are visible also in higher positions. These rocks have even been found among the marbles (Sanz de Galdeano and López-Garrido, 2016). Within the sands and the quartzites, cross-stratification can be observed, and the measurements made indicated a sense to the N80ºW.

Moreover, in the sectors where the presence of sands and "lutites" are abundant, local layers of limestones (hardly metamorphic) appear in such a way that in some places they have been dated as Bashkirian (Rodríguez-Cañero *et al*., 2017).

The Tahal Fm

Over the quartzites of Benitagla, a formation crops out containing mica schists with garnets, and interlayered quartzites, (Tahal Fm; Nijhuis, 1964). From the area of the Tahal village towards the E (Fig. 4), this formation presents great thickness, clearly more than 500 m. To the W these values are lower, and the Benitagla and Tahal formations cannot be differentiated and form a single ensemble.

The sizes of the garnets and other metamorphic minerals visible in the Tahal Fm vary depending on the layers (in some cases the garnets can reach more than 5 mm, while in adjacent layers they can be very small or even imperceptible in the field). However, on the whole, the size of visible minerals, particularly the garnets, tends to increase towards the top, although laterally these sizes also change.

These schists are generally grey to greyish blue, varying from light to dark tones. In some layers, white mica is abundant and the rock can be considered to be a micacite. Locally the schistosity can be largely undulating (particularly towards the top) owing in part to the mineral's grain size.

Near the top, this formation begins to intercalate thin layers of marbles and calc-schists, preluding the following formation.

The Benitagla and Tahal formations, according to the data of Santamaría and Sanz de Galdeano (2018) have a maximum late Carboniferous age. Probably they do not reach the Permian, because some age data of the next formation still indicate probable terminal Carboniferous ages (*e.g.*, Gómez-Pugnaire *et al*., 2004; Martínez-Martínez *et al*., 2010).

Gómez-Pugnaire *et al.* (2012) indicated the existence of a metaevaporitic Fm (Table 1) situated over the Tahal Formation. In the field it is not clearly distinguishable, but this presence of metaevaporitic sediments could indicate the passage to marine restricted conditions (see the discussion).

The Schists and marbles Fm

This formation corresponds to a succession of marbles, alternating with schists (Figs. 1 and 4 to 7). The marbles form different groups of layers of variable thicknesses and lengths, and in some cases the groups of layers are more than 15 m-thick but in others no more than several cm. In many cases the

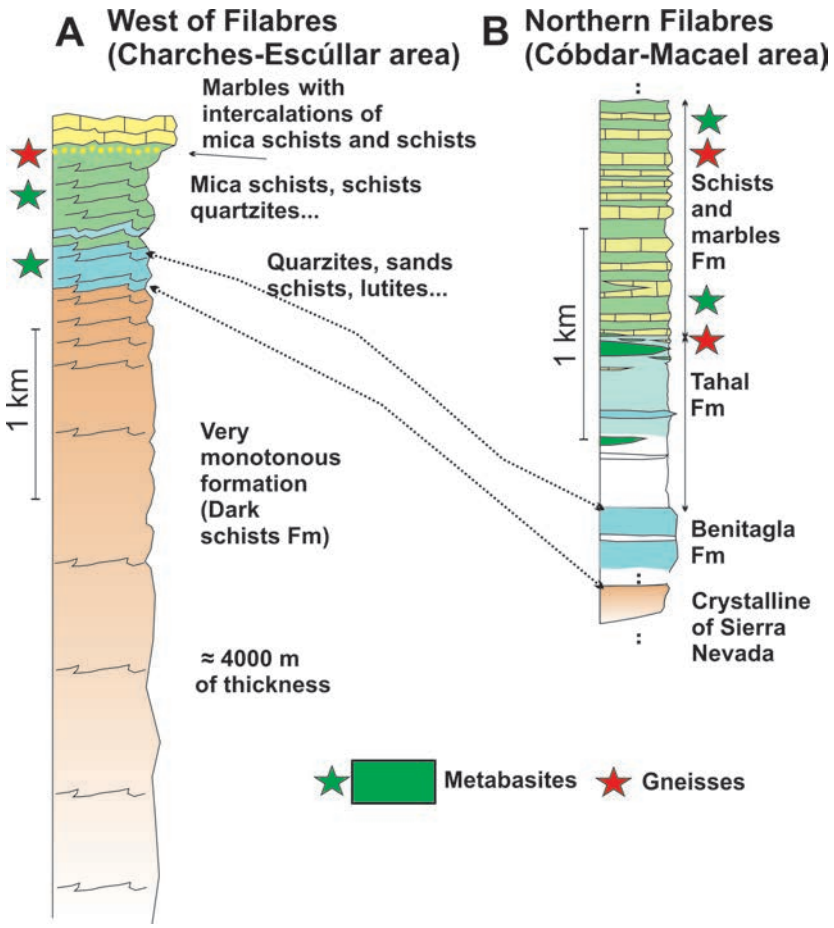


Fig. 6.- Stratigraphic column of the W part of Sierra de los Filabres (area of Charches-Escúllar) and of the central part of the northern part of Sierra de los Filabres (area of Cóbdar-Macael). The place names can be seen in Figure 4.

layers of marbles laterally disappear, generally changing previously to calc-schist. In other cases, one single level laterally splays into several others and vice versa.

The schists, generally light-grey but locally also dark-grey, and also mica schists, are intercalated among the marbles. Generally, garnets abound, varying in size from several cm to mm. Even locally, near the village of Cóbdar, some layers of the metadetritic rocks contain centimetric porphyroblasts of feldspar, giving rise to gneisses, although laterally these disappear in distances of less than 100 m, changing to mica schists with garnets.

This formation exceeds 1 km in thickness in the area of Cóbdar-Macael (Sanz de Galdeano *et al*., 2016). This is probably the area where the preserved thickness is greatest. The proportion of marbles in relation with the metadetritic rocks is widely variable, being the area lying between Macael and Lubrín, where the abundance of marbles is highest.

Locally, the marbles (and in some places even the schists) are mineralized by iron oxides, being exploited at several points (*e.g.*, El Marquesado, Piletas, El Tesorero). No other rocks situated in higher positions are visible or conserved.

The ages of this formation according to the previous data of Andriessen *et al*. (1991), Gómez-Pugnaire *et al*. (2012), Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano (2017) and Santamaría and Sanz de Galdeano (2018) is Permian, although some data of Gómez-Pugnaire *et al*. (2004) and Martínez-Martínez *et al*. (2010) indicate a Carboniferous age. This last age corresponds to igneous rocks interbedded in this formation. Other data even indicate the possibility of the presence of Cretaceous metasediments (Tendero *et al*., 1993). Probably this formation comprise all the Permian (even perhaps the very terminal Carboniferous), the Triassic and possible younger metasediments.

A brief presentation of the igneous rocks existing in the sierras Nevada and Filabres

Interlayered with the two previous formations (Figs. 1 and 3 to 8), from the Benitagla quartzites upwards, there are metabasites and gneisses. In general, they are more abundant near the top of the Tahal Fm, and equivalent layers, and in the upper formation of schists and marbles.

The gneisses, orthogneisses, generally present visible feldspar crystals and in many places small tourmaline prisms appear. In some places several layers of gneisses remain unconsolidated, as in Sierra Nevada, several km W of the ski resort (Sol y Nieve), visible in the slope along the road. Also, among other places, these appear to the E of the village of Lubrín, at the bottom of marbles. These layers must correspond to cinerites. The ages of these gneisses, as indicated previously, range between the terminal Carboniferous and Permian.

In the area of Lubrín-El Chive, the eastern part of Sierra de los Filabres (Figs. 4, 7 and 8) a pluton is exposed, with rocks that are now orthogneisses. It intruded in the rocks of different formations, even reaching the marbles and schists of the upper formation, although part of their rocks covers the orthogneisses. As indicated previously, this pluton has been dated as Permian (Priem *et al*, 1966, having 269±6 Ma). Other data indicate ages of the order of 300 Ma.

The metabasites are particularly abundant in the upper part of the Tahal Fm arrayed in different bodies, but many others also appear within the upper formation of marbles and schists. We know only one outcrop of ultramafic rocks embedded in the dark schists, corresponding to the "Barranco de San Juan" serpentinites on the western edge of Sierra Nevada. They are situated more than 300 m below the top of the dark schists and have a lenticular shape, adapted to the general arrangement of the layers.

At many points (particularly in the Sierra de los Filabres, but also in Sierra Nevada) the metabasites correspond to bodies varying from several cm to hundreds of m in thickness. Particularly in slopes sides of recent roads is easy

to see these rocks intercalated among schists, mica schists, and marbles. Now they correspond to amphibolites, although at some points, even structures such as vacuoles are preserved. In some cases, when the body is more than 20 m-thick, the edges of the body present a clear metamorphic texture, while the interior preserves a texture typical of a basalt, even with disoriented feldspars. Clearly these rocks correspond to former basic volcanic extrusions interlayered in metasediments.

Several outcrops, more abundant in the eastern part of Sierra de los Filabres, although also present in Sierra Nevada, are considered to have been former ultrabasic rocks, at present metamorphosed (García-Monzón and Kampschuur, 1975; Puga *et al*., 2011, 2017; Jabaloy *et al*., 2015; Laborda-López *et al*., 2018). Examination of these outcrops reveals that most (though not all) contain layers of schists and marbles interlayered in the interior of these bodies, probably the metasediments indicated by Puga *et al*. (2011, 2017). This occurs for instance in the outcrop of El Jaroso, several km S of Lubrín, and to the SE and E of this village, as well as in the proximities of the village of Bédar. These layers of metasediments are well preserved and their surfaces generally do not present features of tectonization after their formation. The possible meaning of these interbedded layers is discussed below.

In some cases, peridotites/serpentines laterally occupy the same position within the lithological sequence as other bodies of metabasites. This happens for instance in the outcrop of the river Dilar (SW of Sierra Nevada), where there is an abandoned quarry. There the serpentinites, with a maximum thickness of roughly 40 m, change laterally to much thinner metabasites distributed along several km. At the top and the bottom of these serpentinites lie thin layers of metabasites, and also several of gneisses.

Another unexpected feature is the presence of giant "drops" of metabasites. That is, isolated bodies of this type of rock embedded within schists and marbles of the upper formation. The size varies from several m to several dozens of m. They appear to be completely separate from other meta-igneous rocks and have been seen approximately 8 km to the WNW of Lubrín (Sierra de los Filabres).

The ages of these rocks are deduced from those of the metasediments in which they are situated. According to Santamaría and Sanz de Galdeano (2018) they have a maximum age of late Carboniferous. The gneisses, also interlayered, indicate ages ranging from the Carboniferous and especially the Permian, although Puga *et al*. (2011 & 2017) even signalled Jurassic ages.

Discussion

Significance of the Dark schists Fm

The maximum deposition age estimated by Santamaría-López and Sanz de Galdeano (2018) for the dark schists sedimentary protolith, is late Carboniferous, not older, in spite of the enormous thickness of this formation (*e.g.*, ~3600 m in the Velefique area). This age is in fact consistent with the data reported by Lafuste and Pavillon (1976) and Laborda-López *et al*. (2014) for the lower Devonian in limestone marbles in Murcia province, underlying dark schists.

This thickness and the lithology of this formation (the Dark schists Fm/Crystalline of Sierra Nevada) greatly recall the facies Culm, generally early Carboniferous in age, being a syntectonic formation, *i.e.* syntectonic with the Hercynian/Variscan orogeny. Given these similarities, the metasediments now forming the dark schists can be interpreted as a syntectonic formation deposited during the Variscan stages affecting the region.

The former stratigraphic relations

The change from the dark schist to the light quartzites of Benitagla and other equivalent layers is, as indicated,

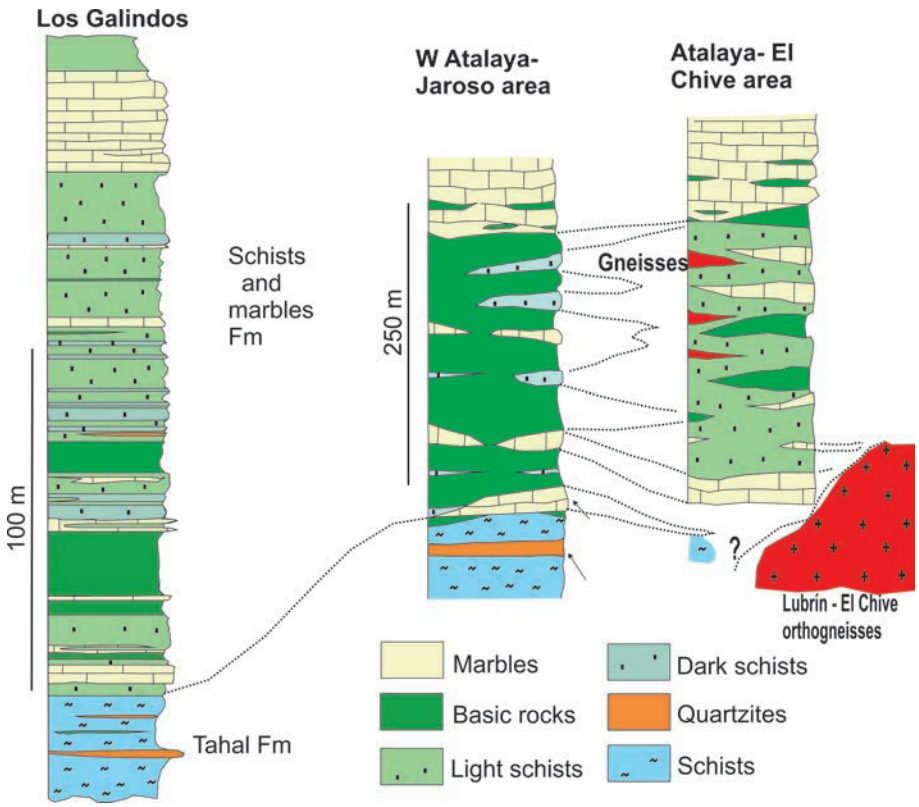


Fig. 7.- Stratigraphic columns in the area of Lubrín-El Chive. The positions of the points Galindo, Atalaya, Jaroso and El Chive are indicated in Figure 4.

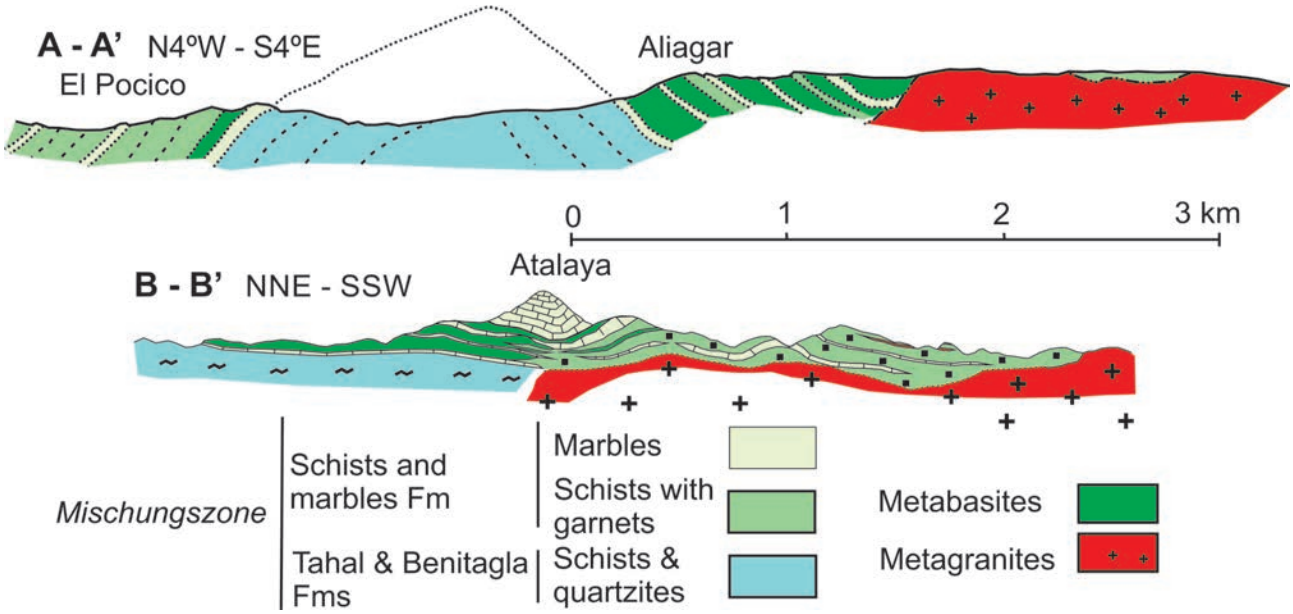


Fig. 8.- Geological cross sections of the Lubrín-El Chive sectors. Their positions are indicated in Figure 4 (see in the right part of the Figure 4).

transitional. Several authors (Fallot *et al*., 1960; Gómez-Pugnaire *et al*., 2012) have cited the presence of conglomerates. Although we have not detected them, certainly they must exist. This feature could be interpreted as an unconformity, probably local in character.

As indicated previously, light quartzites begin to appear interlayered with the dark schists until being the dominant lithology. That is, the passage is transitional, indicating a progressive change in the depositional environment. The previous conditions forming the facies Culm of the dark schists finally disappeared.

Particularly in the Benitagla sector the quartzites are thick (approximately ~400 m). The interpretation is that they corresponded to a delta with a major channel supplying the sands. Laterally the input of sand diminished, being thinner and alternating with lutites (future schists) poor in organic material. Another possibility is that these quartzites could correspond to a turbiditic deposit. This is an open question.

Although few measurements are available for the direction of the currents (to the N80ºW), the probable clockwise rotation of the NFC, as occurred in other places of the Internal and External Zones (Osete, 1992; Platzman *et al*., 2000), perhaps approaching 90º, would imply a supply of sands from the N (but this interpretation is based on two successive hypotheses).

Above the Benitagla quartzites the schists of Tahal also reach maximum thickness (more than 500 m) in the eastern sector of Sierra de los Filabres, coinciding with the position of the aforementioned older delta. Apparently this was the area of a larger supply of sediments, coinciding with greater subsidence. In the rest of the sierras Nevada and Filabres, schists and quartzites alternate with variable thickness, less than in the Benitagla-Tahal area. The metaevaporitic formation of Gómez-Pugnaire *et al.* (2012) probably indicated the prelude of restricted marine conditions and the first interlayered carbonate layers, at present marbles, which began to appear over the previous schists (formerly lutites) of the Tahal Fm, marked the beginning of a clear marine transgression represented by the schists and marbles formation.

Existing geodynamic conditions

On the whole, a major change occurred in the geodynamic conditions existing from the deposit of the metasediments of the first formation (now the dark schists of the Crystalline of Sierra Nevada) and the beginning of the deposit of the upper formations (*Mischungszone*). The metasediments giving rise to the dark schists correspond to a synorogenic formation deposited during the Carboniferous, while, on the contrary, the upper formations were deposited after the Variscan orogeny, changing to a distensive context that facilitated the progressive marine transgression.

The distension/extension process was facilitated by the formation of deep faults, a feature that permitted the extrusion of the igneous rocks. This is why the orthogneisses extruded during this time are situated among the upper formations. The same occurred with the metabasic rocks not visible in the dark schists, with the exception of the serpentinites of Barranco de San Juan, these latter rocks probably corresponding to a body that did not reach the surface. Also the meta-pluton of Lubrín-El Chive intruded in this context.

The extension, according to the data of Gómez-Pugnaire *et al*. (2004) and Santamaría-López and Sanz de Galdeano (2018), among others, began at the end of the Carboniferous, near the beginning of the Permian, before than in the Alpujárride Complex (Sanz de Galdeano, 1997). This age is contradicted by Puga *et al*. (2011, 2017) who proposed a Jurassic age, based on data of ultrabasic rocks. However, in our interpretation, these data likely correspond to rejuvenated ages or, in some cases,

may be new extrusions of this latter age. In fact, the extension continued during the Triassic and probably lasted during the Jurassic and perhaps the Cretaceous.

The significance of the ultrabasic rocks

The significance of the ultrabasic rocks is controversial. For Puga *et al*. (2011, 2017) these rocks form their Ophiolite unit. According to these authors, it consists of numerous tectonic slices, metric to kilometric in size, of eclogitized mafic and ultramafic rocks associated with oceanic metasediments, derived from the Betic oceanic domain. They developed from the Early to Middle Jurassic (185–170 Ma), just at the beginning of the Pangaea breakup between the Iberia-European and the African plates. For Jabaloy *et al*. (2015) and also Laborda-López *et al*. (2018) the ultramafic rocks derived from mantle peridotites exhumed from the sea floor in a continental passive margin or oceanic basin. Now, according to these same authors, they form a superposition of thin tectonic units.

The presence of interlayered metasediments in many of their outcrops guarantees that the mafic and ultramafic rocks were extruded during the sedimentation period. The problem is to know whether they were formed in an oceanic domain or in an extension process more limited in its effects, facilitating the extrusion of basic rocks.

The field relationships of these rocks let us to conclude that the tectonic slides and the thin tectonic units proposed do not exist and also negates the existence of a well-developed oceanic basin later disposed in tectonic slides. However, the problem is now to accept that the ultrabasic rocks could directly reach the surface without previous magmatic differentiation. This differentiation exists in reality, given that many of the associated rocks correspond to former basalts, but in some cases the differentiation was not complete and part of these rocks were extruded on the surface of the basin of sedimentation directly as ultrabasic rocks. This is a petrological problem to be resolved, but the field evidence indicates the coexistence of basic and ultrabasic rocks interlayered among sediments at different stratigraphic heights, and in some outcrops both types of rocks laterally coexist in the same layers. The ultrabasic rocks appear to have been dragged by the basaltic magmas and extruded together. This interpretation would require periods of major extension and opening of the fractures/faults.

Our present interpretation contends that both types of rocks, basic and ultrabasic, extruded because of the extension process, without a clear open oceanic basin and tectonic slices or units linked to the contact of these rocks (in any case, more studies in these aspects would be welcome). During this process of extrusion the sedimentation continued.

On the existence of the previous proposed tectonic units

The fundamental feature to justify the division in tectonic units of the NFC is the decrease of the metamorphic degree from the higher levels of the general lithological sequence to the lower ones situated in the visible bottom, this being perceptible both from petrological data as well as by direct examination in the field. This explains the differentiation of the above-mentioned units of Veleta and Mulhacén, or La Ragua (~ Veleta), Calar Alto, and Bédar-Macael, together with lesser units, such as the Ofiolite unit.

Even in the Crystalline of Sierra Nevada, in the Dark schists Fm, this decrease is visible. Probably for this reason Martínez-Martínez *et al*. (2002) differentiated a high part in these schists which they named the Montenegro Fm (Table 1), and considered it part of the Calar Alto unit. This proposal of division has the problem of physically establish a limit, *i.e.* the contact, between the two units Ragua and Calar Alto. In the cross sections made in the dark schists (Fig. 2), and anywhere else, a continuous transition within the lithological sequence can be detected. Even within the lower part of this sequence the decrease of the grade of metamorphism is directly visible, to such a degree that in the vicinity of Aulago (the lowest part visible of the Dark schists Fm) some rocks have almost a sedimentary look.

The same difficulty arises in situating the limit between the formerly proposed units of Veleta and Mulhacén. The possible position of this limit is generally situated in places where the layers are well exposed and no tectonic limit is visible (a reason to move the limit sought to a lower position –when was proposed the Ragua unit– although with the same completely imprecise result).

For all the other limits between units the problem is similar. The tectonic limit between the Calar Alto and Bédar-Macael units, according to our data, cannot be located anywhere. The same applies to the limits of the Ofiolitic unit proposed by Puga *et al*. (2011, 2017). These authors might argue that the borders themselves of the ultrabasic rocks constitute the limits, a debatable contention, but in any case these rocks disappear laterally, and in these positions none tectonic limit can be identified.

One argument used to explain the difficulty in situating the limits of the units is the pervasive presence of shear surfaces, even shear zones (the unit of Bédar-Macael is considered to be a shear zone; Augier *et al*., 2005 a, b). In this interpretation the proposed omnipresence of shear structures would erase the contact between the units. Certainly, some surfaces bear these characteristics, but generally they correspond to displacements among layers that only locally affect the lithological sequence. This is to be expected, particularly in a complex in which the main type of deformation is, in our interpretation, the simple shear. However, there is an immense difference between accepting the existence of small shear surfaces and considering that practically the entire lithological sequence, at least the upper formation, the Schists and marble Fm, forms an intricate shear zone. This is not observed in the field (the description of part of the structures of this formation can be seen in Sanz de Galdeano *et al.,* 2016). On the contrary, the former stratigraphic relations between layers are readily visible, even in this proposed Bédar-Macael unit interpreted as a shear zone.

Another consideration negating the existence of the proposed tectonic units is that the stratigraphic formations of

the lithological sequence of the NFC maintain their geometric relations in the sierras Nevada and Filabres for more than 130 km in length, with only local exceptions caused by faults (Sanz de Galdeano and López-Garrido, 2016). This would not be expected if the proposed units exist, that is, owing to the process of thrust between two tectonic units, part of both units is usually cut off, resulting in contact different formations along their contact surface. This does not occur in the sierras Nevada and Filabres.

Moreover, in many cases, the limits of the proposed units, according to the maps published, traverse the lithological formations, but without displacing them. This, initially seeming illogical, indicates the existence of errors. In short, the proposed limits are artificial. The conclusion is that all the proposed limits of the tectonic units cannot be demonstrated, and in some cases they can be clearly demonstrated not even to exist.

Consequently, another explanation must be found for the distribution of the different degrees of metamorphism, higher in the upper part of the lithological sequence. In our interpretation, this in reality is an inverted metamorphism that is especially related to the P-T distribution linked to the Alpine subduction process underwent by the NFC. However, this issue lies beyond the scope of the present paper.

The significance of the sands and "lutites"

The presence of sands and "lutites" interlayered among quartzites and schists is another problem to be studied, but also lies beyond the scope of the present study. This is presumably related to the different distribution of P, T, and time in the subduction process.

Moreover, the grade of metamorphism in the NFC varies from one sector to another, probably being higher to the NE of the Sierra de Filabres than in the rest, being particularly low to the W part of Filabres. All these features remain to be studied.

Conclusions

The lithological sequence of the NFC in both sierras, Nevada and Filabres, shows clear uniformity, although with some lateral changes. In these sierras, four formations can be differentiated. The lower one is formed by dark schists and quartzites of about 3600 m in thickness. Above lies the Benitagla Fm of quartzites and the Tahal light schists, which laterally cannot be differentiated as two formations. On top, the higher formation is composed by schists and marbles. The total thickness of the upper formations is around 2000 m.

The change from one formation to another is stratigraphic in nature, generally showing a transitional lithological character. According to the dates previously indicated, the ages of the NFC lithological sequence range from the Carboniferous to the Triassic, perhaps reaching the Jurassic if not the Cretaceous.

The metamorphic degree increases progressively from bottom to top, being inverted. This feature has been interpreted as corresponding to a superposition of tectonic units, with a higher grade of metamorphism to the top, but the different tectonic contacts between the proposed units cannot be found. According to our data, they simply do not exist.

The sedimentation of the protolith of the dark schists had a syntectonic character, while the rest of the formations was deposited in a post-tectonic increasing extensional environment, facilitated by new faults that permitted the extrusions of acid and basic, even ultrabasic, igneous rocks. This new process occurred from the terminal Carboniferous/Permian. According to the field data, the ultrabasic rocks were extruded together with the basic rocks, not linked to the generation of an oceanic crust.

Acknowledgments

This work is a contribution of the project DAMAGE (AEI/FEDER CGL2016-80687-R) of DGICYT, and the research group RMN-370 of the Junta de Andalucía. We thank the professors M. Martín-Martín (Alicante), A. Folguera (Buenos Aires) and B. Bádenas (editor) whose corrections and suggestions have clearly improved this article.

References

Andriessen, P.A.M., Hebeda, E.H., Simon, O.J., Verschure, R.H., 1991. Tourmaline K-Ar ages compared to other radiometric dating systems in Alpine anatectic leucosomes and metamorphic rocks (Cyclades and southern Spain). *Chemical Geology,* 91: 33-48.

Augier, R., Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Robin, C., Booth-Rea, G., 2005a. Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): in situ 40Ar/39Ar ages and P–T–d–t paths for the Nevado-Filábride complex. *Journal of Metamorphic Geology*, 23: 357-381.

Augier, R., Booth-Rea, G., Agard, P., Martínez-Martínez, J.M., Olivet, L., Azañón, J.M., 2005b. Exhumation constraints for the lower Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, SE Spain): a Raman thermometry and TWEEQU multiequilibrium thermobarometry approach. *Bulletin de la Societé Géologique de France*, 176, 5: 419-432.

Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., 2008. P-T paths and field metamorphic gradients in metapelites of the Calar-Alto unit, key to understand middle to late Miocene syn-orogenic exhumation processes in the Betics. *Geotemas*, 10: 325-328.

Brouwer, H.A., 1926. Zur Tektonik der betischen Kordilleren. *Geologische Rundschau*, 17: 332-336.

De Jong, G.K., 1993. The tectono-metamorphic evolution of the Veleta Complex and the development of the contact with the Mulhacén Complex (Betic Zone, SE Spain). *Geologie en Mijnbouw,* 71: 227-237.

Durand-Delga, M., Fontboté, J.M., 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *26 Congrès. Géol. Intern., Paris. Les Chaînes alpines issues de la Téthys. Mémoires du Bureau de recherches géologiques et minières,* 115 : 67-85.

Egeler, C.G., 1963. On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras. *Geologische Rundschau*, LIII: 260-269.

Egeler, C.G., Simon, O.J., 1969. Sur la Tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). *Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, 25, 3: 90 p.

Fallot, P., Faure-Muret, A., Fontboté, J. M., Solé Sabarís, L., 1959. Profil géologique à travers le massif du Veleta (Sierra Nevada, Andalousie). *Comptes Rendues Académie des Sciences, Paris*, 248: 3247-3252.

Fallot, P., Faure-Muret, A., Fontboté, J.M., Solé Sabarís, L., 1960. Estudio sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungzone. *Boletín del Instituto Geológico y Minero España*, LXXI: 347-557.

Galindo Zaldívar, J., 1993. Geometría de las deformaciones neógenas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). Doctoral Thesis, Univ. Granada. Monografía Tierras del Sur, 249 p.

García Monzón, G., Kampschuur, W., 1975. *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja 1014 (Vera)*, IGME, Madrid.

García Monzón, G., Kampschuur, W., Verburg, J., 1975a. *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja 1031 (Sorbas)*, IGME, Madrid.

García Monzón, G., Kampschuur, W., Vissers, R., 1975b. *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja 1013 (Macael)*, IGME, Madrid.

García Monzón, N.G., Kampschuur, W., Vissers, R., Verburg, G.J., Wolf, R., 1975c. *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja 1030 (Tabernas)*. IGME, Madrid.

Gómez-Pugnaire, M.T., 1988. Metamorphic evolution of the palaeozoic series of the Betic Cordilleras (Nevado-Filábride complex, SE Spain) and its relationship with the alpine orogeny. *Geologische Rundschau*, 77/3: 619-640.

Gómez-Pugnaire, M.T., Chacón, J., Mitrofanov, F., Timofeev, V., 1982. First report on pre-Cambrian rocks in the graphite-bearing series of the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordilleras, Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 3: 176-180.

Gómez-Pugnaire, M.T., Braga, J.C., Martín, J.M., Sassi, F.P., Del Moro, A., 2000. Regional implications of a Palaeozoic age for the Nevado–Filábride Cover of the Betic Cordillera, Spain. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen,* 80: 45-52.

Gómez-Pugnaire, M.T., Galindo Zaldívar, J., Rubatto, D., González-Lodeiro, F., López Sánchez-Vizcaino, V., Jabaloy, A., 2004. A reinterpretation of the Nevado–Filábride and Alpujárride Complexes (Betic Cordillera): field, petrography and U-Pb ages from orthogneisses (western Sierra Nevada, S Spain). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 84: 303-322.

Gómez-Pugnaire, M.T., Rubatto, D., Fernández-Soler, J.M., Jabaloy, A., López Sánchez-Vizcaíno, V, González-Lodeiro, F., Galindo-Zaldívar, J., Padrón-Navarta, J.A., 2012. Late Variscan magmatism in the Nevado-Filábride Complex: U-Pb geochronologic evidence for the pre-Mesozoic nature of the deepest Betic complex (SE Spain). *Lithos,* 146-147: 93-111.

Helmers, H., Voet, H.W., 1967. Regional extension of the Nevado-Filábride nappes in the eastern and central Sierra de los Filabres (Betic Cordilleras, SE Spain). *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, series B, 70: 239-253.

Jabaloy, A. 1993. La estructura de la región occidental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). Doctoral Thesis, Univ. Granada. Colección monográfica Tierras del Sur. 2 vol.: 200 p.

Jabaloy, A., González Lodeiro, F., 1988. La deformación en los bloques de techo y muro de los cabalgamientos de las unidades inferiores nevado-filábrides (Cordilleras Béticas, SE. España). *Estudios Geológicos,* 44: 253-261.

Jabaloy, A., Gómez-Pugnaire, M.T., Padrón-Navarta, J.A., López Sánchez-Vizcaíno, V., Garrido, C.J., 2015. Subduction- and exhumation-related structures preserved in metaserpentinites and associated metasediments from the Nevado–Filábride Complex (Betic Cordillera, SE Spain). *Tectonophysics*, 644-645: 40-57.

Jabaloy, A., Talavera, C., Gómez-Pugnaire, M.T., López-Sánchez-Vizcaíno, V., Vázquez-Vílchez, M., Rodríguez-Peces, M., Joyce Evans, N., 2018. U-Pb ages of detrital zircons from the Internal Betics: A key to deciphering paleogeographic provenance and tectono-stratigraphic evolution. *Lithos*, 318-319: 244-266.

Kampschuur, W., 1975. Data on thrusting and metamorphism in the Eastern Sierra de los Filabres: Higher Nevado-Filábride Units and the Glaucophanitic Greenschist facies. *Tectonophysics*, 27: 57-81.

Laborda-López, C., Aguirre, J., Donovan, S.K., Navas-Parejo, P., Rodríguez, S., 2014. Fossils assemblages and biostratigraphy of metamorphic rocks of the Nevado-Filábride Complex from the Águilas tectonic arc (SE Spain). *Spanish journal of Palaeontology,* 30 (2): 275-292.

Laborda-López, C., López Sánchez-Vizcaíno, V., Marchesi, C., Gómez-Pugnaire, M.T., Garrido, C., Jabaloy-Sánchez, A., Padrón-Navarta, J.A., Hidas, K., 2018. High pressure metamorphism of rodingites during serpentinite dehydration (cerro del Almirez, southern Spain): implications for the redox state in subduction zones. *Journal of Metamorphic Geology*, 36: 1141-1173

Lafuste, J., Pavillon, M.J., 1976. Mise en évidence d'Eifelien daté au sein des terrains métamorphiques des zones internes des Cordillères bétiques. Intérêt de ce nouveau repère stratigraphique*. Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 283: 1015-1018.

Langenberg, C.W., 1972. Polyphase deformation in the eastern Sierra de los Filabres North of Lubrin, SE Spain. *Gua Papers of Geology*, 1, 2: 81 p.

Linthout, K, Vissers, R.L.M., 1979. On the classification of tectonic units in the Nevado-Filábride Complex of the Northern Sierra de los Filabres, Betic Cordilleras, SE Spain. *Geologie en Mijnbouw*, 58, 1: 49-56.

López Sánchez-Vizcaíno, V., Rubatto, D., Gómez-Pugnaire, M.T., Trommsdorff, V., Müntener, O., 2001. Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filábride Complex, SE Spain. *Terra Nova*, 13: 327-332.

Martínez Martínez, J.M., 1984-85. Las sucesiones nevado-filábrides en la Sierra de los Filabres y Sierra Nevada. Correlaciones. *Cuadernos de Geología, Univ. Granada*, 12: 127-144.

Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I., Balanyá, J.C., 2002. Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, 21: 1-22.

Martínez-Martínez, J.M., Torres-Ruiz, J., Pesquera, A., Gil-Crespo, P.P., 2010. Geological relationships and U-Pb zircon and 40 Ar/39Ar tourmaline geochronology of gneisses and tourmalinites from the Nevado–Filábride complex (western Sierra Nevada, Spain): Tectonic implications. *Lithos* 119: 238-250.

Navarro Vázquez, D., Velendo Muñoz, F., 1979. *Mapa Geológico de España, 1:50.000, hoja 1012 (Fiñana).* IGME, Madrid.

Nieto, J.M., 1996. Petrología y geoquímica de los gneises del Complejo del Mulhacén, Cordilleras Béticas. Doctoral Thesis, Univ. Granada, 210 p.

Nijhuis, H.J., 1964. On the stratigraphy of the Nevado-Filábride units as exposed in the eastern Sierra de los Filabres (SE Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 43: 321-325.

Osete, M.L., 1992. Rotaciones paleomagnéticas y deformación en las Cordilleras Béticas. In: *Física de la Tierra. Paleomagnetismo y tectónica en las Cordilleras Béticas*, (M.L. Osete, M. Calvo, Eds). Editorial Complutense, Madrid: 151-163.

Platzman, E., Platt, J.P., Kelley, S.P., Allerton, S., 2000. Large clockwise rotations in an extensional allochthon, Alboran Domain (southern Spain). *Journal of the Geological Society of London*, 157: 1187-1197.

Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Verchure, R.H., 1966. Isotopic age determinations on tourmaline granite-gneisses and a metagranite in the eastern Betic Cordilleras (southeastern Sierra de los Filabres), SE Spain. *Geologie en Mijnbouw*, 45: 184-187.

Puga, E., 1971. Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental. Doctoral Thesis, Univ. Granada, nº 133: 273 p.

Puga, E., Díaz de Federico, A., Fontboté, J.M., 1974. Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Bética. *Estudios Geológicos*, 30: 543-548.

Puga, E., Díaz de Federico, A., Nieto, J.M. 2002. Tectonostratigraphic subdivision and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic zone: a review. *Geodinamica Acta*, 15: 23-43.

Puga, E., Fanning, M., Díaz de Federico, A., Nieto, J.M., Beccaluva, L., Bianchini, G., Díaz Puga, M.A., 2011. Petrology, geochemistry and U-Pb geochronology of the Betic Ofiolites: Inferences for Pangea break-up and birth of the western most Tethys Ocean. *Lithos,* 124: 255-272.

Puga, E., Díaz de Federico, A., Fanning M., Nieto, J.M., Rodríguez Martínez-Conde, J.A., Díaz Puga, M.A., Lozano, J. A., Bianchini, G., Natali, C., Beccaluva, L., 2017. The Betic Ophiolites and the Mesozoic Evolution of the Western Tethys. *Geosciences*, 7, 31: 29 p.

Rodríguez-Cañero, R., Jabaloy-Sánchez, A., Navas-Parejo, P., Martín-Algarra, A., 2017. Linking Palaeozoic palaeogeography of the Betic Cordillera to the Variscan Iberian Massif: new insight through the first conodonts of the Nevado-Filábride Complex. *International Journal of Earth Sciences,* 107, 5: 1791-1806.

Ruiz-Cruz, M.D., Sanz de Galdeano, C., 2017. Genetic significance of zircon in orthogneisses from Sierra Nevada (Betic Cordillera, Spain). *Mineralogical Magazine,* 81 (1): 77-101.

Santamaría-López, A., Sanz de Galdeano, C., 2018. SHRIMP U–Pb detrital zircon dating to check subdivisions in metamorphic complexes: a case of study in the Nevado–Filábride complex (Betic Cordillera, Spain). *International Journal of Earth Sciences,* 107 (7): 2539-2552.

Sanz de Galdeano, C., 1997. *La Zona Interna Bético-Rifeña (Antecedentes, unidades tectónicas, correlaciones y bosquejo de reconstrucción paleogeográfica).* Monográfica Tierras del Sur, Univ. de Granada: 316 p.

Sanz de Galdeano, C., López-Garrido, A.C., 2016. The Nevado-Filábride Complex in the western part of Sierra de los Filabres (Betic Internal Zone). Structure and lithological succession. *Boletín Geológico y Minero*, 127, 4: 823-836.

Sanz de Galdeano, C., López-Garrido, A.C., Santamaría-López, A., 2016. Major scale structure of the marbles situated between Cóbdar and Macael (Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera, Almería province, Spain), and general stratigraphic arrangement. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 29, 2: 107-116.

Soto, J.I., 1991-1993. Estructura y Evolución Metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en la terminación oriental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). Doctoral Thesis, Univ. Granada: 273 p.

Tendero, J.A., Martín-Algarra, A., Puga, E., Díaz de Federico, A., 1993. Lithostratigraphie des métasédiments de l'association ophiolitique Nevado-Filábride (SE Espagne) et mise en évidence d'objets ankéritiques évoquant des foraminifères planctoniques du Crétacé: conséquences paléogéographiques. *Comptes Rendues Académie des Sciences, Paris*, 316 : 1115-1122.

Vera, J.A., 1988. Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1: 373-391.

Manuscrito recibido el 4-10-2018
Recibida la revisión el 18-1-2019
Aceptado el manuscrito revisado el 11-2-2019

Revista de la Sociedad Geológica de España 32 (1)

ISSN (versión impresa): 0214-2708
ISSN (Internet): 2255-1379

GEOMETRÍA DE LAS UNIDADES SUPERIORES DEL RELLENO HOLOCENO DEL CANAL ESTUARINO DEL ODIEL (HUELVA, SO DE ESPAÑA)

Geometry of the upper units of the Holocene sedimentary infilling in the Odiel estuarine channel (Huelva, SW Spain)

M. Eugenia Aguilar[1], Juan A. Morales[1], Raquel Morales-Mateo[1], M. Carmen Feria[2], Miguel A. González[3] y Diego González-Batanero[4]

[1] *Grupo de Geociencias Aplicadas e Ingeniería Ambiental (GAIA), Universidad de Huelva, 21071 Huelva. maria.aguilar@dct.uhu.es; moralesmateoraquel@gmail.com; jmorales@dgeo.uhu.es*
[2] *IGME, c/ Calera, 1, Tres Cantos, 28760 Madrid; maria.feria@uteplanageo.com*
[3] *Navíos de Aviso S.L., Avenida de Andalucía, 9, 21006 Huelva; miguelgonzalez@naviosdeaviso.com*
[4] *ANFORA G.I.P, Avda. Alameda Sudheim 28, 7-E, 21003 Huelva; diego@anforagrupo.com*

Abstract: *Since the 90s decade, the authority of Huelva harbor located on the estuary of the Odiel River, has made numerous vibracores in the port channel. These data are available in their files. In this study 258 of these vibracores were analyzed, along with other 72 vibracores carried out by the research team of authors since 1992. In addition, 15 drilling cores were obtained and analyzed from a sedimentological point of view. The record of each core was represented under standards criteria and introduced in a GIS, to synthesize and facilitate the analysis of geological data. On the other hand, 38 seismic profiles were obtained during September 2013 in order to make a three-dimensional model of the sedimentary units constituting the most recent filling of the system. All these stratigraphic and sedimentological information was used to develop 33 geological profiles and to obtain three-dimensional facies models of central and marine domains of the Odiel river estuary. This model used the combination of information on the sedimentary units and their facies offered by cores and the geometry of the lithosismics units observed in seismic profiles. The study of the sedimentary records allowed distinguishing 9 Holocene lithological units deposited on upper Pleistocene basal bodies which in turn are erosively overlaying Upper Miocene blue marls. The total thickness of the entire Holocene succession reaches more than 30 m in the deepest part of the estuary. The 3 lower units represent a transgressive sequence deposited under conditions of sea-level rise, while the upper 3 units constitute a regressive (prograding) sequence deposited under a more or less stable sea level. The disposal of reflective surfaces allowed characterizing the geometry of different sedimentary units, which are separated by erosive discordances.*

Keywords: *Odiel estuary, Holocene sedimentary sequence, reflective seismic, facies arquitecture.*

Resumen: *Desde la década de los 90, la Autoridad Portuaria de Huelva ha realizado numerosos vibrocores en los canales del estuario del río Odiel. En este estudio se han analizado 258 vibrocores. Por otra parte, 15 sondeos fueron realizados y analizados desde un punto de vista sedimentológico. El registro de los testigos fue representado bajo criterios estándares e introducido en un SIG, para facilitar el análisis de los datos geológicos. Además, se llevó a cabo una campaña geofísica mediante sísmica de reflexión. Se realizaron 38 perfiles sísmicos de las unidades sedimentarias más recientes. Toda la información estratigráfica y sedimentológica fue utilizada para elaborar 33 perfiles geológicos distribuidos en forma tridimensional. El objetivo de este trabajo es la construcción de modelos de facies 3D de las zonas central y marina del estuario del río Odiel a través de la información sedimentaria sumada al conocimiento de la geometría observada en los perfiles sísmicos. El estudio de las columnas ha permitido distinguir una secuencia de 9 unidades litológicas holocenas depositadas sobre cuerpos basales de edad Pleistoceno superior, que están a su vez depositados erosivamente sobre las margas azules*

del Mioceno Superior. Las 3 unidades holocenas inferiores representan una secuencia transgresiva depositada bajo condiciones de subida del nivel del mar, mientras que la parte superior de la secuencia es una secuencia progradante depositada bajo un nivel del mar más o menos estable. La disposición de las superficies reflectoras permitió caracterizar la geometría de las diferentes unidades sedimentarias, que están separadas por discordancias erosivas.

Palabras clave: *Odiel, secuencia sedimentaria holocena, sísmica de reflexión, arquitectura de facies.*

Aguilar, M.E., Morales, J.A., Morales-Mateo, R., Feria, M.C., González, M.A., González-Batanero, D., 2019. Geometría de las unidades superiores del relleno holoceno del canal estuarino del Odiel (Huelva, SO de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 32 (1): 127-142.

Introducción

Un estuario constituye un sistema sensible a variaciones climáticas e hidrodinámicas, que controlan junto con otros factores, su evolución. Este hecho, asociado a la intensa actividad portuaria del entorno, justifica la importancia de este estudio. Como principales causas que condicionan la transformación a corto plazo de este medio sedimentario se combinan la acción de los agentes naturales (mareas, oleaje, y descargas fluviales) y la acción antrópica sobre el medio para el desarrollo de las actividades humanas (industria, pesca, turismo y comercio), mientras que a largo plazo, son el nivel del mar, la tectónica y las condiciones de aporte sedimentario los factores que ejercen un mayor control.

En el sector central de la costa onubense se encuentra el sistema conocido localmente como Ría de Huelva, constituido por la desembocadura de los estuarios de los ríos Tinto y Odiel. A pesar del nombre local de ría, no se trata de un sistema de ría en sentido estricto, sino de un sistema estuarino mesomareal cuyo desarrollo está condicionado por la marea, el oleaje y los aportes detríticos que recibe de ambos cauces fluviales. El estuario del río Odiel presenta una alta tasa de sedimentación, algo que dificulta el tránsito hacia los puertos a través de su canal mareal. La principal causa que dificulta dicho tránsito es la falta de calado útil, por lo que se precisa de dragados para garantizar condiciones óptimas de navegación.

El interés científico de este tipo de sistemas, unido al interés económico de este sistema en particular justifican un estudio detallado de la sedimentología del estuario. El presente estudio incluye la caracterización de los sedimentos del relleno, así como las variaciones espaciales y temporales de facies. Por otro lado, se analizan las pautas del transporte y depósito del sedimento superficial y su movilidad entre los diferentes sectores del estuario, a fin de explicar el origen de las relaciones entre los distintos dispositivos estratigráficos. Este planteamiento, además de tener una motivación puramente científica tiene un interés claramente aplicado. Por una parte, la aplicación de los conocimientos adquiridos sobre el registro sedimentario, el análisis de la geometría de los cuerpos sedimentarios observados en registros sísmicos de alta resolución se enfoca hacia a una mejor gestión y conservación del medio costero. Por otra parte, y teniendo en cuenta la intensa actividad portuaria desarrollada en este estuario, el conocimiento generado por este estudio es también aplicable a una mejor gestión de la zona portuaria.

Marco fisiográfico del estuario

El estuario de los ríos Tinto y Odiel se localiza en la costa SO de la Península Ibérica, en el sector noroccidental del Golfo de Cádiz. Los cursos fluviales de ambos ríos atraviesan la provincia de Huelva constituyendo un sistema estuarino en su zona de desembocadura en el Océano Atlántico (Fig. 1). Este sistema estuarino se desarrolla sobre un sustrato constituido por materiales detríticos de edad neógeno-cuaternaria pertenecientes a la etapa más tardía del relleno de la Cuenca del Guadalquivir. Los cursos bajos de los ríos que desembocan en esta franja litoral comenzaron a ser invadidos por el mar hace aproximadamente 10.000 años (Borrego *et al*., 1999) alcanzándose un nivel del mar estable y similar al actual sobre los 4.500 años A.P. (Delgado *et al*., 2012)

El río Odiel nace en la Sierra de Aracena y, con 140 km de longitud de cauce, tiene una cuenca de drenaje de 2330 km^2 (Sarmiento *et al.*, 2005). Atraviesa los materiales de la zona de Ossa Morena que incluyen rocas metamórficas e ígneas con edades comprendidas entre el Precámbrico y el Devónico. En su cuenca de drenaje se encuentran enmarcados los materiales de la zona Surportuguesa, que incluye la Faja Pirítica Ibérica (FPI) y la unidad más meridional del Macizo Ibérico Varisco (Julivert *et al*., 1974). La Faja Pirítica incluye al Complejo Pizarroso-Cuarcítico (PQ), de edad devónica, el Complejo Vulcano-Sedimentario y el grupo Culm, ambos de edad carbonífera (Fig. 1A). La naturaleza metálica de estas formaciones confiere al río unas características geoquímicas especiales que se hacen notar en el modelo de mezcla de su estuario. El estuario del Odiel se puede clasificar como un estuario-barrera o *bar-built estuary* según los criterios de Fairbridge (1980), afectado con un régimen mesomareal semidiurno (Borrego *et al*., 2000). Su desembocadura está constituida por tres barreras (Flecha de Punta Umbría, Isla Saltés y Flecha de Punta Arenillas) separadas por dos canales (Canal de Punta Umbría y Canal del Padre Santo; Fig. 1B) (Morales *et al*., 2004), siendo este último la principal vía de navegación hacia el Puerto de Huelva. Dicho canal se extiende en dirección SE con una longitud de unos 13 km desde la Punta del Sebo hasta la costa de la localidad de Mazagón y sobre él se centra el presente estudio. La zona interna de este estuario está constituida por llanuras mareales y marismas desarrolladas sobre cuerpos de acreción estuarina de origen fluvio-marino (Borrego, 1992; Borrego *et al*., 1999).

De acuerdo con las clasificaciones clásicas (*e.g.*, Roy 1984; Dalrymple *et al.*, 1992; Flor, 1995) los estuarios se dividen longitudinalmente en tres zonas: zona de dominio fluvial o canal superior, zona central o llanuras mareales y zona de dominio marino o complejo de desembocadura. Sin embargo, en el caso del estuario del Odiel, la dinámica sedimentaria, condicionada por la interacción de las mareas y descargas fluviales, ha permitido subdividir el sector central del estuario en dos tramos, de tal manera que se diferencian cuatro sectores dentro de este sistema estuarino (Borrego, 1992) (Fig. 1B):

- Zona de dominio fluvial o estuario fluvial. Presenta un sistema de canales trenzados cuya dinámica sedimentaria está dominada por las mareas, mientras que los depósitos están constituidos por gravas y microconglomerados fluviales.

- Zona central, subdividida en tramos alto (estuario alto) y bajo (estuario bajo). Ambos tramos presentan cuerpos de marisma separados por canales mareales distribuidores. En el tramo alto tiene lugar la mezcla de aguas; por su parte, el tramo bajo está claramente dominado por las mareas. Los cuerpos de marisma en el tramo alto presentan una clara morfología fusiforme, separados por canales de baja sinuosidad, mientras que en el tramo bajo los canales son meandriformes y las islas más irregulares, dando lugar a la apariencia morfológica de un sistema anastomosado. En ambas zonas los sedimentos más abundantes son limos arenosos de origen mareal, afectados por una intensa actividad orgánica.

- Zona de dominio marino o estuario marino. Está dominada por la energía mixta del oleaje y las mareas y formado por una serie de islas-barrera progradantes y un sistema de *cheniers* con una morfología típica en gancho. En la llanura de *cheniers* se desarrollan cuerpos de marisma salada separando los cordones arenosos. Los sedimentos que caracterizan este sector del estuario son de tipo arenoso o limo-arenoso de origen marino.

Este estudio se centra en las dos zonas más externas del estuario, estuario bajo y estuario marino, y dentro de estas zonas se han diferenciado distintas áreas que presentan una disposición geométrica de las unidades sedimentarias diferente al resto. En este sentido, se han diferenciado (Fig. 1):

- Muelle de Levante: corresponde al canal estuarino del tramo más interno del estuario bajo.

- Zona industrial: corresponde al tramo externo del estuario bajo.

- Punta del Sebo: corresponde al tramo más abierto del canal estuarino del Odiel en su confluencia con el canal estuarino del Tinto y la transición con el estuario marino.

- Canal del padre Santo: corresponde al canal estua-

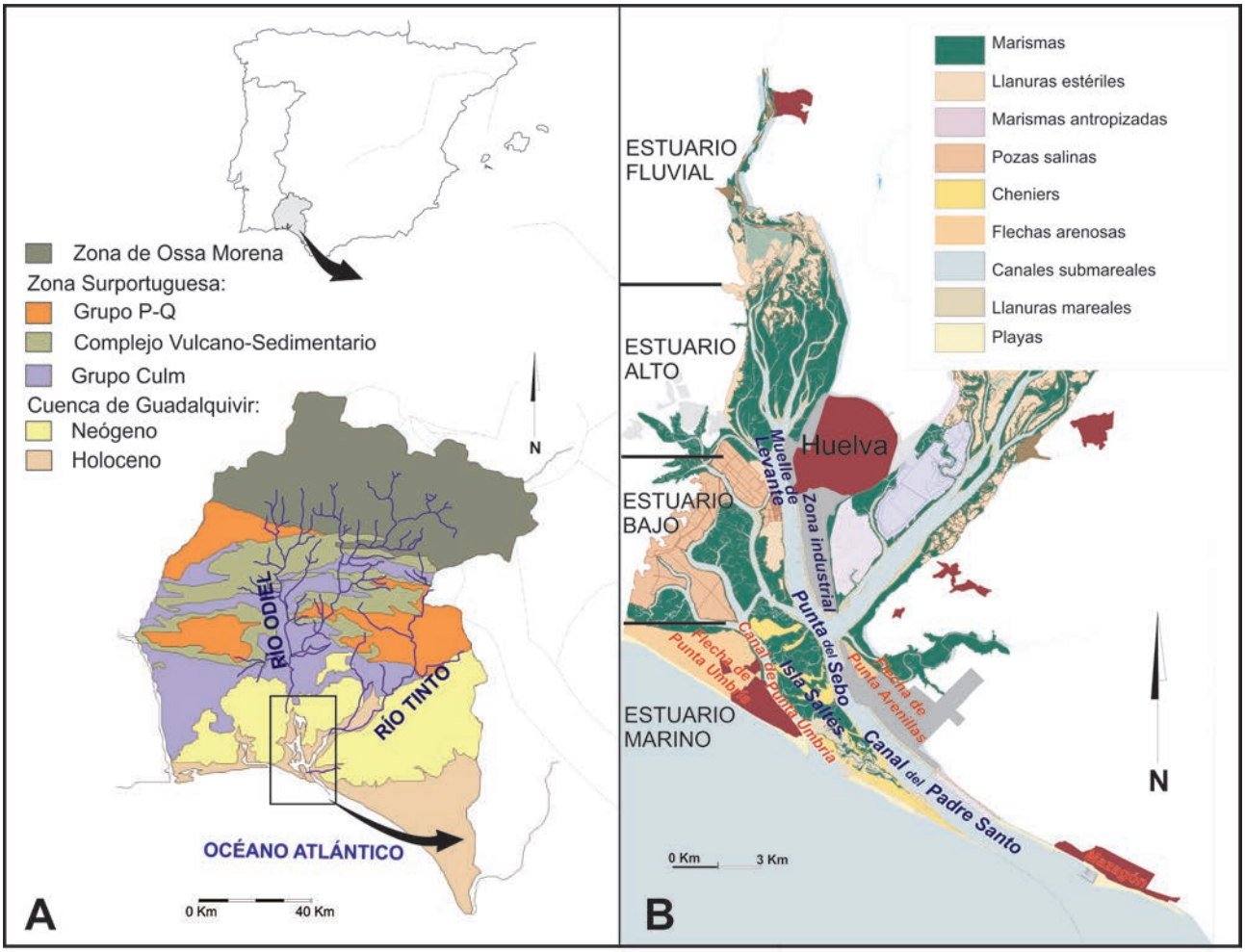


Fig. 1.- A. Localización geográfica y marco geológico del estuario de los ríos Tinto y Odiel. B. distribución de los diferentes sectores del sistema estuarino distinguidos para facilitar la interpretación (modificado de Carro, 2002).

rino del estuario marino, en este caso común para los ríos Odiel y Tinto.

- Isla Saltés: se trata del sistema de cierre en la parte central del estuario marino, que separa el estuario de la zona costera abierta. Está descrita como una llanura de cheniers (Borrego *et al.*, 2000; Morales *et al.*, 2014).

Marco hidrodinámico

El sistema estuarino del Odiel es un medio costero que conecta los caudales fluviales con mar abierto. Su dinámica y sedimentación se ven afectadas por los principales agentes hidrodinámicos marinos y continentales, como son el régimen mareal, la acción del oleaje y las descargas fluviales, todos ellos influenciados por el clima.

El volumen y naturaleza de las descargas fluviales condicionan de forma directa la evolución del sistema estuarino al influir sobre la velocidad de relleno, la naturaleza físico-química de los sedimentos y las condiciones ecológicas del mismo. Dichas descargas fluviales presentan una ciclicidad, tanto estacional como interanual, con una gran irregularidad en las precipitaciones, como es típico de un clima mediterráneo. El flujo medio del ríos Tinto y Odiel es de 49,8 Hm^3/mes, aunque puede oscilar entre los 100 Hm^3/mes durante los periodos húmedos (desde octubre a marzo), y menos de 5 Hm^3/mes durante los meses más secos, desde mayo a septiembre (Borrego, 1992). De acuerdo con Sáinz *et al.* (2004), durante los años secos (precipitaciones <400 mm/año) la descarga media anual del río Odiel es de 79×10^6 m^3/año, mientras que en los años húmedos (precipitaciones >1200 mm/año) los valores medios son de 1670×10^6 m^3/año. La precipitación media anual en el entorno del sistema estuarino es de 520,04 mm/año y la temperatura media anual es 18,17ºC (datos de la estación de Huelva 605, para 1984-2010).

El régimen mareal que caracteriza al estuario del Odiel es mesomareal semidiurno, con una leve desigualdad diaria debido a la existencia de una pequeña diferencia en las alturas alcanzadas por las pleamares y las bajamares correspondientes a los dos ciclos mareales diarios (Borrego y Pendón, 1989). El rango mareal medio en la entrada de la Ría de Huelva es de 2,10 m, aunque puede variar entre 1,63 m durante las mareas muertas y 2,90 m durante las mareas vivas (Borrego, 1992; Borrego *et al.*, 1995). La propagación de la onda de marea en el interior del estuario del Odiel sigue un modelo levemente hipersincrónico debido al dominio del efecto ejercido por el estrechamiento de sus canales frente a la pérdida de profundidad (Borrego, 1992). El prisma de marea en el estuario (volumen de agua de intercambio en cada ciclo de marea), varía entre 37,34 Hm^3 durante una marea muerta media y 81,75 Hm^3 durante una marea viva media (Grande *et al.*, 2000).

Esta área costera está afectada por una baja energía de oleaje, siendo más frecuentes las olas constructivas que las destructivas, siendo la altura significante (Hs) media de 0,6 m y la máxima de 3,1 m (Borrego, 1992). El oleaje que afecta a este sector de la costa de Huelva está directamente vinculado al régimen de vientos. Los vientos predominantes provienen del SO con un 22,5% de los días del año; aunque también son destacables los vientos procedentes del NO, NE y SE que soplan el 18,5%, 12% y 14% de los días, respectivamente (Borrego, 1992). Así el 75% del tiempo actúan sobre la costa olas con una altura significante (Hs) inferior a 0,5 m, y se aproximan a la misma con dirección N140-145ºO (M.O.P., 1991; Borrego, 1992). Se ha determinado que el oleaje de viento (*sea*) actúa durante el 51% del tiempo, mientras que el oleaje de mar de fondo (*swell*) lo hace durante el 48,21% (Borrego, 1992). La deriva litoral en la costa de Huelva sigue una dirección de O a E, favorecida por la orientación oblicua de la costa respecto a las direcciones de aproximación de los trenes de olas dominantes (SO o de poniente, y SE o de levante). Este efecto origina una componente de aporte paralela a la costa con un balance positivo hacia el E, debido a la mayor frecuencia de actuación del oleaje procedente del SO (Morales, 1993), haciendo crecer las flechas litorales que cierran el estuario en este sentido.

De acuerdo con la clasificación de Davies (1964) que considera la magnitud de los procesos, se trata de una costa mesomareal (rango mareal medio comprendido entre 2 y 4 m), de energía mixta dominada por las mareas (entre 2 y 3,5 m de rango), según los criterios establecidos por Hayes (1979). Sin embargo, y debido al desarrollo en esta franja costera de numerosas flechas litorales, se podría clasificar con criterios morfológicos como costa dominada por la acción del oleaje. Esta aparente contradicción se debe a la evolución que ha experimentado la costa de Huelva, en la que se ha pasado desde unas condiciones dominadas por la acción de la marea hacia otras en las que la actuación del oleaje ha sido el proceso principal, debido a la disminución del prisma de marea por el progresivo relleno de los sistemas mareales como *lagoons* y estuarios (Borrego, 1992; López-González, 2002).

Metodología

Este estudio ha comprendido la recopilación de datos de vibrocores, de sondeos de rotación y de sísmica de reflexión.

- Vibrocores. Se llevó a cabo una intensiva recopilación de toda la información existente en los archivos de la Autoridad Portuaria de Huelva, analizando un total de 258 vibrocores (Fig. 2). Se realizó una labor de homogeneización de la información geológica y geotécnica incluida en cada uno de los testigos estudiados, que fue representada en columnas estratigráficas mediante la utilización del *software* geológico profesional Winlog 4.0 desarrollado por GAEA TECHNOLOGIES Ltd. Desde el punto de vista geológico, los vibrocores aportan una información superficial útil para identificar las facies que constituyen las unidades litosísmicas. Para sistematizar la información, se elaboró una base de datos en un Sistema de Información Geográfica, desarrollada en el *software* GEOMEDIA. Una vez procesados e incluidos todos los testigos en esta base de datos, se procedió al análisis geológico y geotécnico de los mismos.

- Sondeos. Durante los meses de septiembre de 2007 a septiembre de 2008 se realizaron 15 sondeos de rotación con recuperación de testigos en camisas de PVC.

Fig. 2.- Localización de los puntos de información con sondeos y vibrocores.

Con esos sondeos pudo realizarse una labor de reconocimiento y análisis sedimentológico de las facies, a fin de identificarlas con aquellas descritas en los testigos recuperados de los archivos. Algunos de estos sondeos superaron los 40 m de profundidad, atravesando todas las unidades estuarinas holocenas.

- Sísmica de reflexión. Durante el mes de septiembre de 2013 se llevó a cabo una campaña de prospección del subsuelo de la Ría de Huelva mediante símica de reflexión. Se empleó un perfilador paramétrico de subsuelo INNOMAR SES2000 trabajando entre 6 y 8 kHz, con una penetración en el subsuelo superior a los 3 m. Con el fin de realizar un modelo tridimensional de las unidades sedimentarias que constituyen el relleno más reciente de la Ría de Huelva, se realizaron cortes paralelos entre sí (25 perfiles longitudinales y 38 transversales; Fig. 3).

El *software* de navegación utilizado en ambas campañas es el Hypack Hydrographic Survey conectado a un GPS diferencial submétrico TRIMBLE agps132. Dicho GPS muestra datos de posición corregidos de forma instantánea mediante emisoras de radiofrecuencia. Esto es debido a que rectifica la medición obtenida con el GPS mediante una corrección calculada en base al resultado obtenido para una medición conocida. Para la adquisición de registros del sub-fondo se utilizó el *software* SES-WIN que permite visualizar los registros sísmicos e introducir filtros para la mejora de su resolución, facilitando así su interpretación en términos geológicos.

Sobre los perfiles sísmicos se localizaron los testigos de sedimento correspondientes y se identificaron diferentes cuerpos sedimentarios desde los puntos de vista genético y geotécnico. Para la diferenciación de los cuerpos sedimentarios se siguieron dos criterios: que el cuerpo sedimentario tenga una forma definida y una extensión por toda la zona y que tenga características más o menos homogéneas desde el punto de vista litológico, o al menos que las posibles variaciones sean de un orden menor y no representen grandes contrastes en las propiedades geológicas.

Fig. 3.- Trayectorias de navegación longitudinales y transversales para la realización de los perfiles sísmicos.

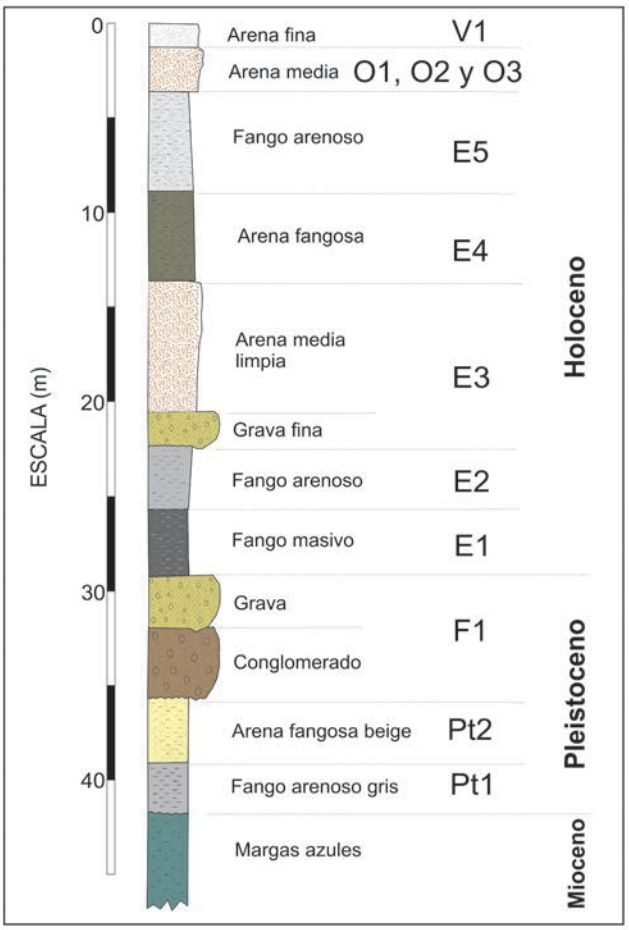


Fig. 4.- Columna tipo donde se observan las unidades estratigráficas descritas.

Caracterización sedimentológica de las unidades lito-sísmicas

La secuencia estratigráfica tipo está conformada por 13 unidades estratigráficas (Fig. 4) excluyendo diferentes tipos de relleno artificial que se encuentra a veces en superficie. Esta secuencia tipo aparece íntegra en el sondeo SPP-07-2 de la tanda de sondeos tomados en 2007 y coincide en gran medida con la secuencia descrita y datada por Borrego *et al.* (1999). Las 4 unidades inferiores forman parte del sustrato de los sedimentos holocenos (Mioceno superior, y unidades Pt1, Pt2 y F1 del Pleistoceno superior), mientras que las 9 unidades restantes constituyen la secuencia holocena de relleno del estuario (E1–E5), las formaciones superficiales generadas por el oleaje que cierran parcialmente el estuario (unidades O1, O2 y O3) y la unidad eólica que se dispone sobre ellas (V1). En la mayor parte de los vibrocores solo están representadas las litofacies de las unidades superiores, que son a su vez las que conforman la mayor parte de los registros sísmicos, dada su baja capacidad de penetración. Solo en aquellos sectores del estuario donde las potencias son menores, se han podido alcanzar las unidades basales, tanto en sondeos de vibración, como en el registro sísmico.

El sustrato de los sedimentos holocenos

La mayor parte del sustrato en la zona central corresponde al techo de la Formación Arcillas de Gibraleón (Mioceno superior), constituido por margas, limos y arcillas con una composición carbonatada variable y niveles decimétricos de conchas. Esta unidad está separada de las unidades suprayacentes por una importante discordancia erosiva. Sobre esta unidad suele situarse la primera de las unidades del Pleistoceno superior (Pt1), compuesta por fangos arenosos y arenas fangosas de color gris azulado con algunas intercalaciones de gravas bioclásticas con clastos de cuarcita, también de color gris oscuro. Sobre esta, y a través de un contacto deposicional gradual o neto, se deposita la segunda de las unidades del Pleistoceno superior (Pt2). Se trata de arena limosa fina de color anaranjado o amarillento, con laminación paralela y frecuentes niveles de gravilla.

Es necesario destacar que estas dos unidades pleistocenas están presentes solo en las zonas situadas en los márgenes del estuario, estando ausentes en las zonas centrales de los canales donde la incisión fluvial fue mayor durante el último periodo glacial. Justo en esas zonas se dispone las unidad F1 del Pleistoceno superior, de características netamente fluviales, constituida por conglomerados rojizos con matriz arcillosa, que deben su color a su alto contenido en óxidos de hierro, y por gravas con matriz arenosa. Ninguna de estas unidades pleistocenas aflora en superficie y no se encuentran caracterizadas geológicamente en la bibliografía.

La secuencia holocena

Se trata de una secuencia donde dominan las facies fangosas y, en menor medida, arenosas y constituyen cuerpos de acreción estuarina. La secuencia está constituida, de muro a techo, por las siguientes unidades (Figs. 4 y 5):

Unidad E1 (fangos y fangos arenosos negros inferiores). Sobre los cuerpos fluviales que componen el sustrato, descritos anteriormente, se disponen de forma discordante los primeros cuerpos estuarinos de geometría fundamentalmente canaliforme y progradantes hacia la zona marina del estuario. Estos cuerpos presentan una litología muy variable. En el Muelle de Levante se trata de un cuerpo de entre 10 y 13 m de espesor de fangos (limos arcillosos) de color negro, gris muy oscuro o verde-grisáceo que suele presentarse masivo y con un carácter bastante compacto y plástico.

Unidad E2 (fangos arenosos y arenas fangosas grises intermedios). Esta unidad alcanza los 10 m de potencia en las zonas más profundas del estuario y se genera como resultado del relleno del canal y conforme prograda hacia el estuario marino va adquiriendo anchura. En el interior de E1 y E2 se observan a grandes rasgos facies acústicas paralelas de baja continuidad e irregular, que se interpretan como resultado de depósitos marinos de baja energía y como depósitos de progradación respectivamente, encontrándose de forma más acentuada en el margen del canal adosado al muelle. E2 se dispone sobre los fangos del cuerpo E1 mediante un contacto neto. Se trata de arenas finas y medias con un contenido variable de matriz fangosa y color gris oscuro o gris claro. Suelen presentar intercalaciones decimétricas de fangos arenosos, y gravas bioclásticas, así como un contenido variable en clastos cuarcíticos, cantos blandos y fragmentos de conchas estuarinas dispersas.

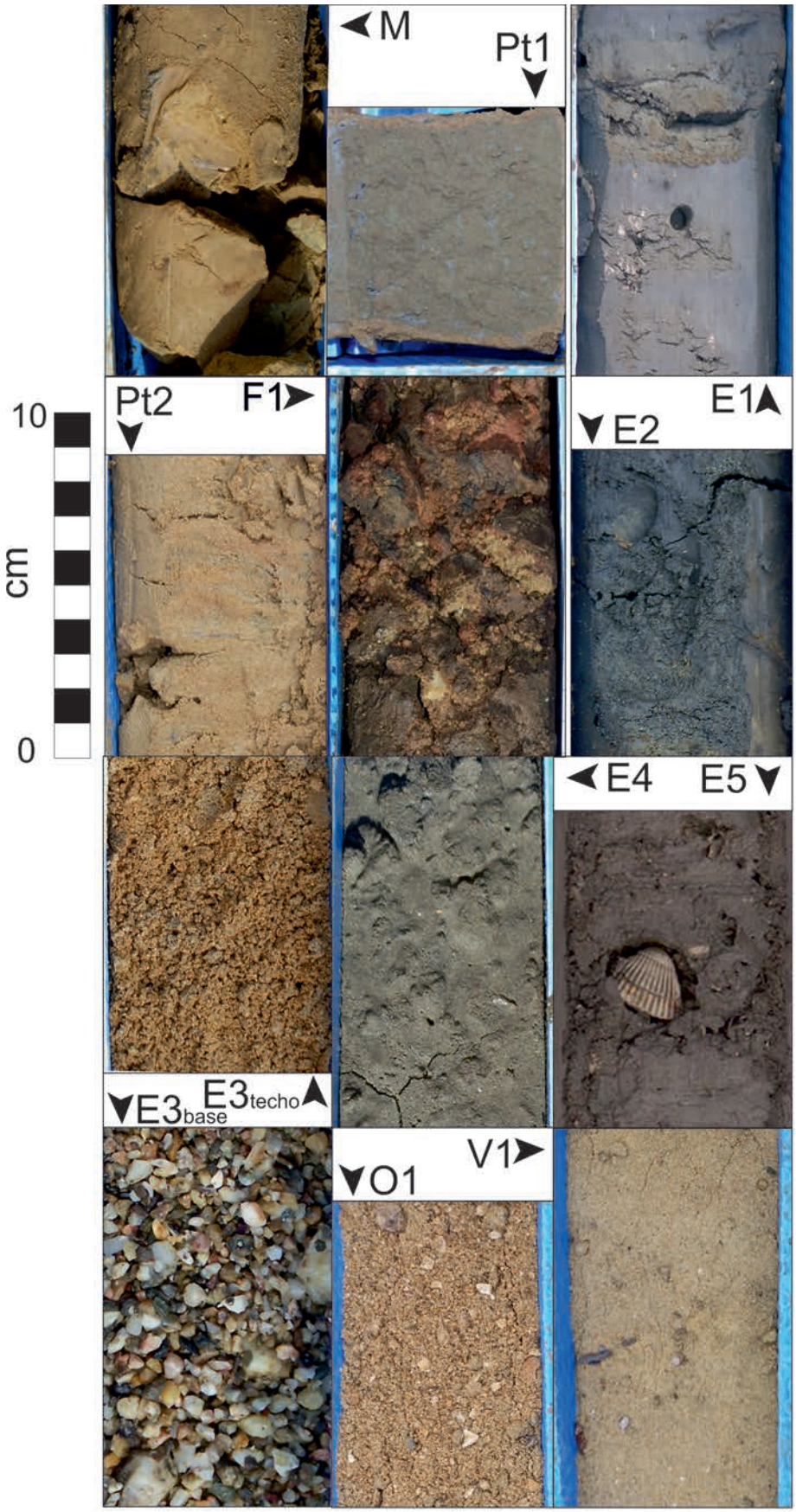


Fig. 5.- Aspecto de las facies de las unidades que constituyen el sustrato de la sucesión holocena así como de las que constituyen el relleno holoceno. Facies del sustrato Mioceno: M; facies del Pleistoceno: Pt1 (Unidad inferior), Pt2 (Unidad intermedia), F1 (unidad fluvial superior); Facies holocenas de las unidades estuarinas: E1 a E5; Facies holocenas de oleaje (O1); Facies eólicas (V1).

Unidad E3 (arenas limpias). Esta unidad de geometría canaliforme igual que las anteriormente descritas, va adquiriendo mayor potencia y extensión conforme va progradando hacia el estuario marino, y presenta facies acústicas internas paralelas de alta continuidad horizontal, no horizontal, e irregular. Esto refleja que en dicha unidad existe alternancia de materiales de propiedades físicas bien diferenciadas, es decir, aparece intercalada entre las arenas fangosas de las unidades E2 y E4. Se trata de un cuerpo de espesor variable de arenas que puede alcanzar hasta los 7 m. Desde el punto de vista litológico puede describirse como arenas limpias, sueltas, bien clasificadas, de color beige claro, que en la base son gravas finas y arenas medias y progresivamente son reemplazadas hacia techo por arenas finas.

Unidad E4 (arena fangosa y fango arenoso gris superior). Se define acústicamente como un cuerpo de geometría canaliforme y progradante al igual que las unidades anteriormente descritas. Por otra parte, las facies acústicas internas paralela de alta continuidad, a veces con disposición horizontal, y otras irregular no horizontal reflejan una alternancia de niveles de propiedades físicas notablemente diferenciadas. Litológicamente la unidad está compuesta por arenas finas de color gris oscuro con una matriz limo-arcillosa que puede llegar a ser mayoritaria y algunos clastos de cuarcita centimétricos, cantos blandos y fragmentos de conchas dispersos. A lo largo de la zona de estudio, este cuerpo presenta espesores variables, alcanzando más de 10 m en el Muelle de Levante y estando ausente en las zonas más próximas a los actuales canales mareales. Presentan abundantes niveles decimétricos de gravas conchíferas que no siempre son descritas por

los sondistas, pero cuya presencia se deduce de los datos geotécnicos.

Unidad E5 (fangos negros superiores). Se trata de una unidad de geometría canaliforme que podría interpretarse como relleno de un canal distributario lateral, al superponerse sobre las unidades anteriores (E1–E4) con una relación geométrica lateral que va ganando anchura conforme se produce la progradación hacia la zona marina del estuario. Esta unidad está compuesta por cuerpos de limos arcillosos grises a negros con abundantes intercalaciones decimétricas de fangos arenosos, arenas fangosas y gravas conchíferas, que conforman una secuencia regresiva que culmina con fangos rojizos bioturbados por raíces.

Cuerpos superiores arenosos (O1, O2, O3 y V1). Los cuerpos O1, O2 y O3 constituyen las grandes formaciones arenosas superficiales que cierran actualmente el estuario como son los *cheniers* de la Punta del Sebo (O1), las flechas de Punta Umbría y de Torre Arenillas (O2) y los *cheniers* de Isla Saltés (O3). Poseen baja reflectividad, aunque se observan en ellos facies acústicas interna paralela horizontal de baja continuidad resultante de depósitos marinos de baja energía, así como también están presentes los dispositivos oblicuo paralelo y caótico, asociados a la presencia de lóbulos deltáicos y cordones litorales, respectivamente. Estos cuerpos presentan extensión limitada y su composición es de arena media a muy gruesa, incluso alcanzando el tamaño grava, cuyos componentes dominantes son los granos de cuarzo, junto con fragmentos bioclásticos de conchas marinas, especialmente *Glicymerys variabilis*. Se disponen sobre el cuerpo de arenas fangosas superiores (E4) o incluso sobre el cuerpo de fangos superiores (E5). Se interpretan como producto de la acción del oleaje de tormentas sobre las zonas emergidas en el sector marino del estuario.

Sobre O1–O3 se desarrollan otros de arena fina a muy fina, que se encuentran además bioturbados por raíces y presentan un mayor contenido en materia orgánica, lo que les confiere un color más oscuro, al menos en superficie. Estos cuerpos, denominados VI, son de formación más reciente y se interpretan como cuerpos de origen eólico edafizados y bioturbados por plantas superiores.

Arquitectura de facies 3D

Se entiende por arquitectura de cuerpos sedimentarios la disposición tridimensional de los cuerpos que han sido caracterizados litológicamente en el apartado anterior. Esta arquitectura es diferente en cada una de las zonas estudiadas, de tal forma que en cada una de ellas, el dispositivo de relación tridimensional de los cuerpos sedimentarios, así como el espesor de los mismos y la profundidad a la que aparecen son distintos. Por esa razón, la arquitectura de los cuerpos sedimentarios será analizada por separado en cada una de las zonas estudiadas.

De forma general la disposición de las unidades es progradante hacia mar abierto. Encontrándose las unidades más reflectivas y que presentan mayor alternancia de dispositivos estratigráficos entre la zona industrial y la zona de Punta del Sebo, a partir de la cual las unidades comienzan a tener menor reflectividad y mayor alternancia de dispositivos debido a la transición de litologías de carácter fangoso de las zonas más internas del estuario hacia litologías más arenosas presentes en las partes más próximas al sector marino del mismo.

Muelle de Levante (zona más interna del estuario bajo)

El muelle de Levante corresponde al sector más interno del estuario bajo, en el que la profundidad del canal oscila entre 2 y 8 m (Fig. 6). En los sondeos se presenta una serie depositada sobre sedimentos miocenos, que comienza con conglomerados fluviales y continúa con gravas y arenas, también de origen fluvial (unidad F1); estos sedimentos fueron depositados por el río durante un momento de nivel del mar sustancialmente más bajo que el actual. Sigue a estos cuerpos fluviales un primer cuerpo estuarino (unidad E1) que en este sector presenta una naturaleza exclusivamente arcilloso-limosa y color negro a gris oscuro. Sobre este cuerpo arcilloso se depositan sedimentos también grises y de carácter fangoso, pero con un mayor contenido en arena (unidad E2).

Sobre la unidad anterior se deposita un nuevo cuerpo de gravas y arenas limpias de base canalizada (unidad E3). Su base está constituida por secuencias de gravas cuarcíticas gruesas sueltas que en este caso mezclan conchas marinas de gran tamaño. Se trata de cuerpos de gran energía que anteriormente han sido interpretados como depósitos de marea de alta energía o depósitos de un tsunami. Estas facies no aparecen distribuidas de manera uniforme a lo largo de toda la unidad y se ciñen al fondo de las morfologías canalizadas. Sobre estas gravas se depositan las facies principales de la unidad, un cuerpo de espesor variable de arenas limpias de granulometría variable desde 1 mm a 125 μm y que suele estar caracterizado por un grado de empaquetamiento bajo y una presión de fluidos bastante alta, de tal modo que suele inyectarse en los sondeos al ser atravesado. La unidad E3 no aparece en todos los sondeos, sino que se encuentra localizada rellenando un antiguo canal que no ocupa la misma posición que el canal estuarino actual, sino que se encuentra bajo las actuales instalaciones portuarias y hacia el S va girando hacia el E.

Sobre las arenas de la unidad E3, o sobre las arenas fangosas de la unidad E2, donde E3 está ausente, se desarrolla un nuevo cuerpo de arenas fangosas y fangos arenosos (unidad E4) y finalmente un cuerpo de fangos en el canal actual (unidad E5) que se interpreta como relleno de un canal mareal lateral (estero de las Metas) y que se superpone a las anteriores con relación geométrica lateral. En los perfiles sísmicos sólo aparecen las tres unidades superiores mostrando un dispositivo sencillo, que en general responde a una superposición agradante con algunas discordancias erosivas que separan las unidades y donde las unidades inferiores presentan una disposición paralela no horizontal. En el esquema tridimensional (Fig. 6) puede observarse que toda la serie presenta una ligera inclinación hacia el S de acuerdo con el gradiente topográfico del fondo del estuario. La superficie topográfica del fondo es neta-

mente erosiva debido a los dragados portuarios, de tal modo que los perfiles sísmicos longitudinales muestran cómo en la zona más interna afloran las unidades inferiores que son cortadas por la topografía actual.

Zona industrial (tramo externo del estuario bajo)

En esta zona, la arquitectura sigue en su parte norte el modelo sencillo agradante ya descrito en el apartado ante-

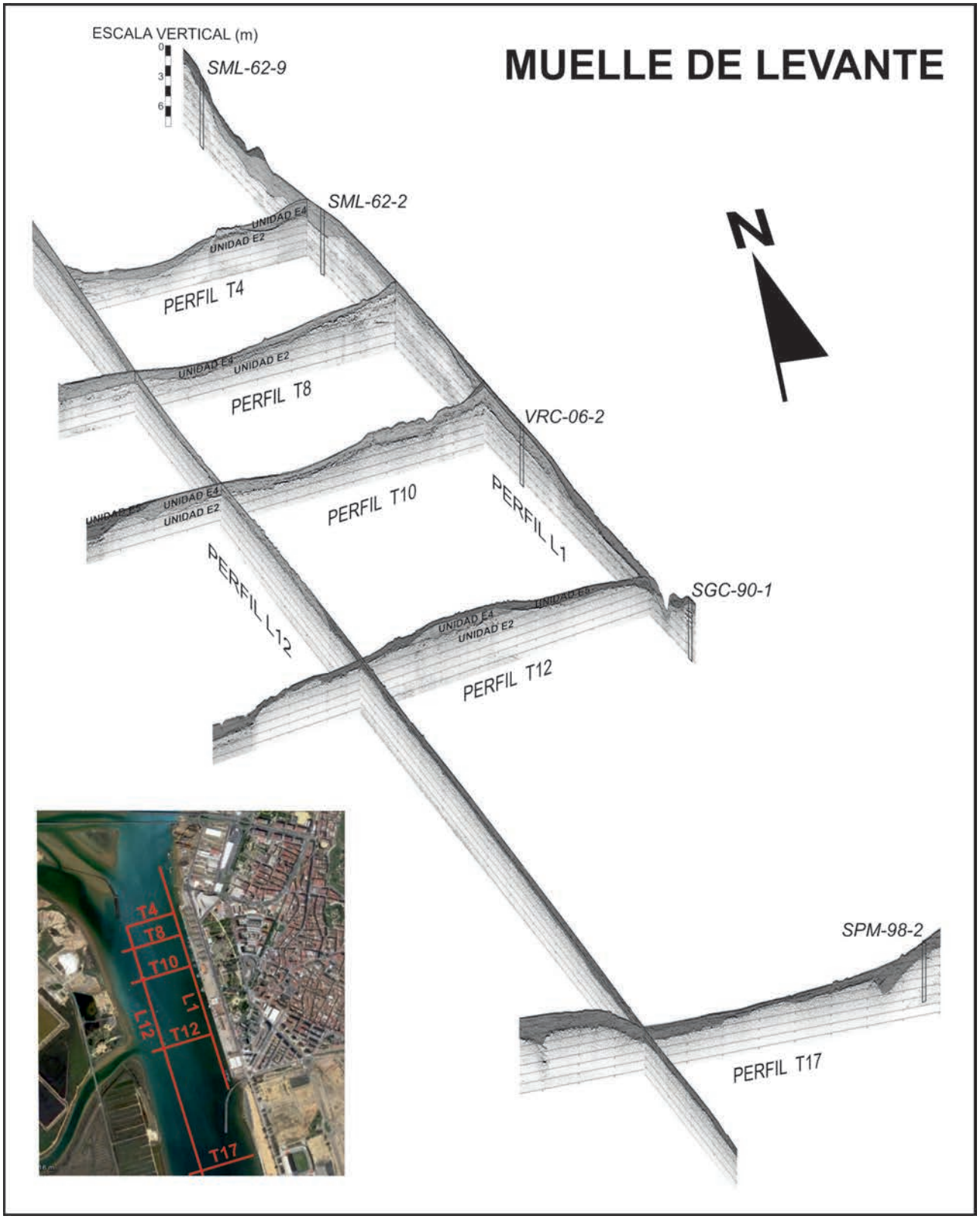


Fig. 6.- Esquema 3D de las unidades presentes en el sector interno del estuario bajo del Odiel (Muelle de Levante) realizado mediante la superposición de la información de sondeos sobre un enrejado de perfiles sísmicos seleccionados. Las siglas de los sondeos son las mismas que estos presentan en los archivos del Puerto de Huelva y corresponden con las iniciales del proyecto, el año de realización y el número de sondeo dentro del proyecto.

rior y se va complicando hacia el S, a medida que nos vamos aproximando hacia el estuario marino.

Bajo el canal estuarino, la unidad E3 está ausente, superponiéndose directamente la unidad E4 sobre la unidad E2 a través de una discordancia erosiva que en el tramo más interno marca la posición de un paleocanal (Fig. 7). En esta zona del canal, el modelo agradante mostrado por una disposición paralela de alta continuidad se complica pasando a la disposición paralela no horizontal. El dispositivo no horizontal sugiere una adaptación de los sedimentos de la unidad E4 a la existencia de movimientos de subsidencia diferencial entre diferentes bloques de la unidad E2 separados por fallas normales con saltos de hasta 5 m (Fig. 8). La deformación de las unidades permite interpretar que la subsidencia se ha producido de forma gradual y coetánea a la sedimentación de las unidades superiores. En la zona más alejada del canal, situada hacia el E, vuelve a aparecer la unidad arenosa E3 (Fig. 7), que se dispone con una orientación NE-SW acercándose al canal actual hacia el S. Aquí las unidades E2 y E4 presentan importantes variaciones de facies. Como ejemplo, en el perfil sísmico L15 de la Figura 7 puede observarse que la unidad E4 está conformada por varios cuerpos de morfología sigmoidal. El sondeo SPP-07-2, que corta a este perfil sísmico, permite interpretar que

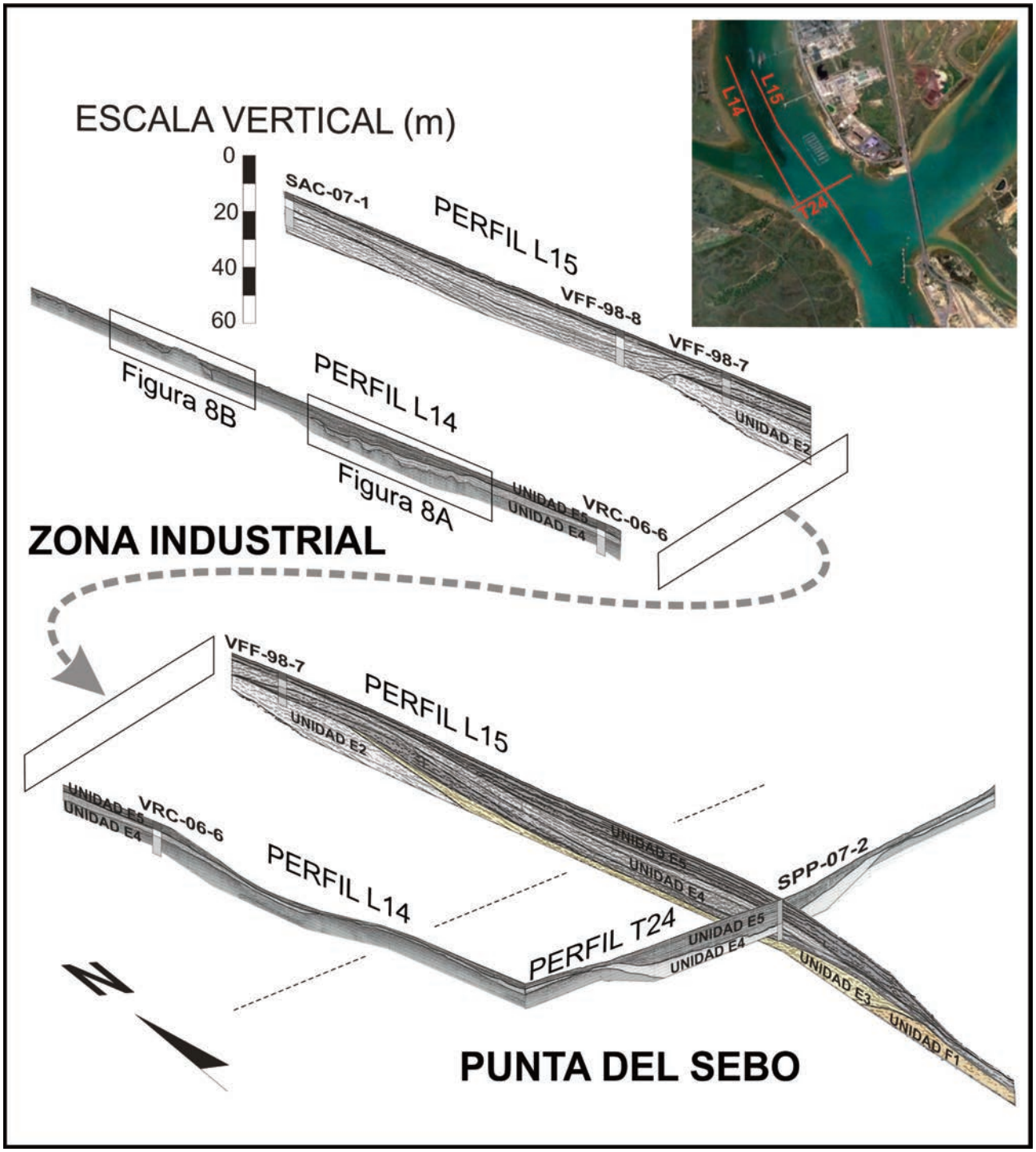


Fig. 7.- Esquema 3D de las unidades presentes en el tramo externo del estuario bajo del Odiel (transición entre Zona Industrial y Punta del Sebo).

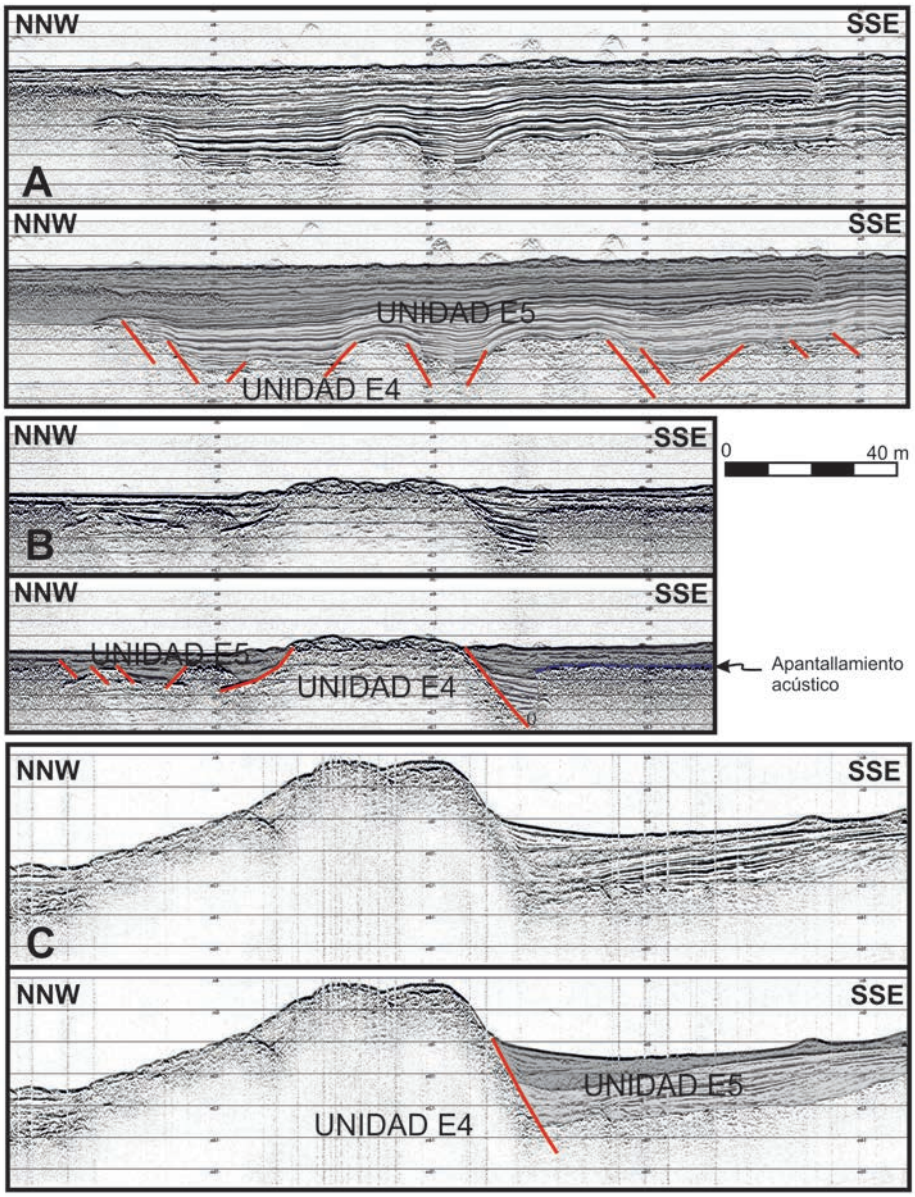


Fig. 8.- Geometrías indicativas de la existencia de movimientos de subsidencia diferencial entre diferentes bloques separados por fallas normales que afectan a la unidad E2, debiendo adaptarse las unidades E4 y E5 al salto de falla.

estos cuerpos presentan además una alternancia litológica entre arenas fangosas y fangos arenosos.

Punta del Sebo (transición entre el estuario bajo y estuario marino)

Hacia el S y más allá de la confluencia con el cauce estuarino del Tinto, la diferencia batimétrica existente entre los canales estuarinos y el estuario marino es acusada, al existir una poza formada por ajuste hidráulico al unirse los dos canales estuarinos en uno solo. En esta zona existe, pues, un gradiente batimétrico alto que condiciona la geometría de las unidades depositadas en este sector. Es aquí donde los perfiles sísmicos muestran una arquitectura de facies más compleja, con desarrollo de unidades oblicuas y sigmoidales, que muestran una progradación frontal de unidades hacia la zona más profunda, desplegando disposiciones internas en forma oblicua y finalizaciones en forma de biselamientos y solapamientos expansivos (Fig. 7). La unidad E3 continúa teniendo una morfología transversal canalizada que marca la antigua posición del canal estuarino, que ya en esta zona ocupa la misma posición que el canal actual.

Esta zona, al haber sido más abierta, se ha visto además afectada por numerosos eventos de alta energía que han generado contactos erosivos entre las diferentes unidades, de forma que la aparente continuidad sedimentaria que muestran las unidades en la zona anteriormente descrita se ve en este caso rota por la presencia de varias truncaciones erosivas. En la confluencia de los canales estuarinos de Tinto y Odiel (Punta del Sebo), sobre estos cuerpos fangosos se depositó un último cuerpo de carácter arenoso, correspondiente a la acción de olas de alta energía (unidad O1), mientras que en la flecha de Punta Arenillas se desarrolla una unidad arenosa también debida a la acción del oleaje (unidad O2).

Canal del Padre Santo (estuario marino)

A partir de la confluencia de los canales estuarinos de Odiel y Tinto se presenta un esquema de arquitectura de facies muy distinto al observado en las zonas más internas. En primer lugar, se observa que las unidades son menos potentes a medida que nos desplazamos hacia el SE. En segundo lugar, las unidades inferiores están ausentes. Por último, algunos sondeos realizados en Torre Arenillas muestran cómo el sustrato de las unidades holocenas comienza a estar constituido por dos nuevas unidades, Pleistoceno 1 y Pleistoceno 2 (Pt1 y Pt2), que se asientan sobre los materiales miocenos y que son más antiguos que los primeros cuerpos estuarinos y que la unidad fluvial F1. Las características geotécnicas de las mismas dan muestras de que han estado expuestos y compactados antes del depósito de los materiales holocenos (Camacho *et al.*, 2011). La morfología discordante de la superficie de contacto entre Pt2 y las unidades holocenas puede observarse en la Figura 9 y es indicativa de que estos fueron erosionados. La unidad que se dispone sobre este contacto es la unidad E3, que presenta morfologías canalizadas que inciden a estos materiales. Si aceptamos que esta incisión fue realizada por el sistema fluvial durante la úl-

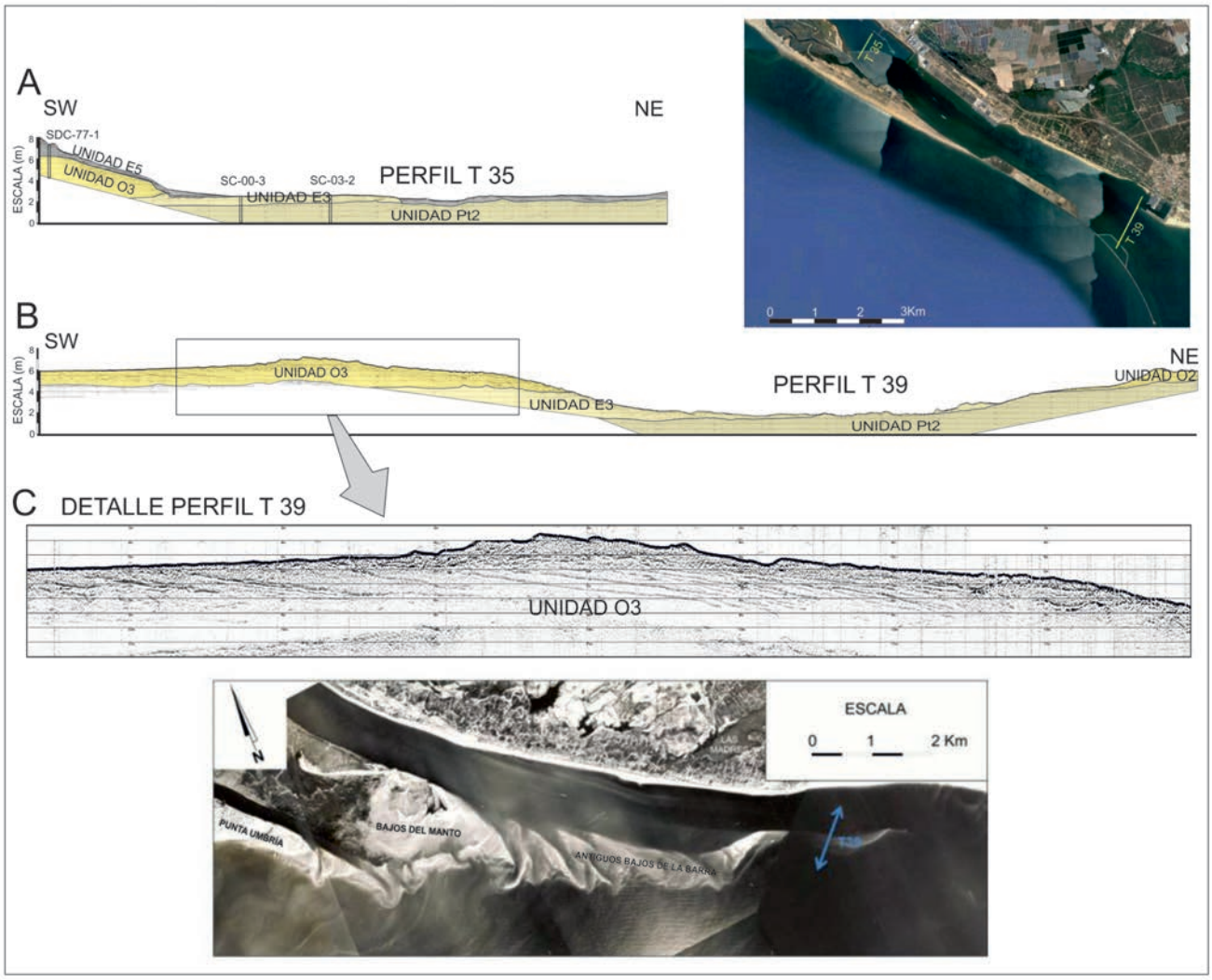


Fig. 9.- Perfiles transversales al canal del estuario marino y detalle de la estructura interna de la unidad de oleaje O3 situada bajo el actual Dique Juan Carlos I y correspondiente a la posición de los antiguos deltas de reflujo de la desembocadura.

tima glaciación, esto implica que Pt1 y Pt2 ya estaban depositados durante el último descenso del nivel del mar.

Como se ha comentado anteriormente, hacia el SE la arquitectura de cuerpos sedimentarios se hace más sencilla. La unidad pleistocena Pt2 que constituye el sustrato de las facies holocenas se van haciendo más somera, de tal forma que los cuerpos fluviales inferiores (unidad F1) y los cuerpos estuarinos inferiores (unidades E1 y E2) no se depositaron en esta zona al no haber quedado aún inundada durante la sedimentación de los mismos. Hay que tener en cuenta que este sector ha pasado a formar parte del estuario en tiempos recientes con la progradación hacia el SE del sistema de cierre de Isla Saltés, encontrándose fuera del paleovalle del sistema Odiel-Tinto. De esta forma, sobre los cuerpos pleistocenos, a través de una discordancia erosiva, se depositan directamente los cuerpos superiores E3 y E4, o incluso directamente O2, dependiendo de la cota topográfica a la que se encontrase este sustrato. Concretamente, las facies del cuerpo O2 se superponen directamente sobre el cuerpo Pt2 al NE del perfil T 39 (Fig. 9B), mientras que más al SE, el sustrato se hace más profundo. Este corte transversal al Canal del Padre Santo (perfil T 39, Fig. 9B) muestra como el sustrato Pleistoceno se hunde hacia el S bajo el Canal del Padre Santo.

En la zona central del canal, destaca el carácter erosivo del mismo (seguramente debido a los dragados portuarios), donde las facies estuarinas superiores (unidades E4 y E5) desaparecen, aflorando directamente las facies de la unidad E3. Estas arenas al encontrase en superficie están siendo actualmente retrabajadas y se mezclan con las arenas superiores del cuerpo O3 en la zona más cercana al Dique Juan Carlos I (perfil T35, Fig. 9A). La estructura interna de estos cuerpos arenosos ha quedado resaltada en los perfiles sísmicos transversales, mostrando *sets* de estratificación cruzada que indican la migración hacia tierra de grandes cuerpos arenosos (detalle inferior del perfil T39, Fig. 9C). Esta migración debe corresponderse con el desplazamiento de las antiguas plataformas de batida de los paleodeltas de marea orientados hacia el NE que se observaban en las fotografías aéreas anteriores a la construcción del Dique Juan Carlos I.

Isla Saltés (sistema de cierre del estuario marino)

El sistema de cierre del estuario marino en el sector central situado al S del Canal del Padre Santo presenta una arquitectura de facies compleja que ha sido descrita por Morales *et al.* (2014), en un trabajo que ilustra este esquema de facies.

En general es un dispositivo menos potente que el observado en la zona de canal estuarino, al encontrarse esta isla desarrollada sobre un alto fondo del sustrato.

El citado trabajo muestra como en la base los sondeos más internos han sido observadas las facies características de la unidad Pleistoceno 2 (Pt2), sobre la que se dispone el resto de las unidades holocenas. En este caso, las unidades inferiores (E1 y E2) están ausentes, ya que estas se han depositado en cotas inferiores. De esta forma, la secuencia comienza en la base por las arenas fangosas negras bioturbadas y con estratificación *flaser* de la unidad E4. A techo de esta unidad existen dos posibilidades de superposición. En algunos lugares las facies se vuelven netamente más arcillosas, apareciendo fangos con laminación ondulada (*wavy bedding*) y laminación lenticular correspondientes a la unidad E5. En otros lugares se desarrollan cordones arenosos a techo de la unidad E4; en estos casos, suceden a estas facies de forma neta cuerpos de arenas y gravas de naturaleza bioclástica y/o cuarcítica. Estas facies corresponden a la unidad O1 y han sido interpretadas como facies de *cheniers* (Borrego *et al.*, 2000; Morales *et al.*, 2014).

Interpretación de la evolución sedimentaria holocena

Los estuarios son sistemas receptores de sedimentos de procedencia fluvial y/o marina distribuidos longitudinalmente según la zona de aporte y la interacción de los agentes dinámicos que actúan en ellos. Las características sedimentológicas de las facies presentes en cada una de las unidades descritas, así como su geometría han permitido realizar la reconstrucción del medio sedimentario en el que estas fueron depositadas y con ello, la evolución sedimentaria del sistema (Fig. 10).

Las facies de la unidad Pt1 se interpretan como facies mareales, mientras que las facies de la unidad Pt2 se interpretan como facies de glacis o abanicos aluviales formados en los márgenes del cauce fluvial por retrabajamiento de las unidades miocenas y pliocenas del SO de la Cuenca del Guadalquivir. Las facies de la unidad F1 se interpretan

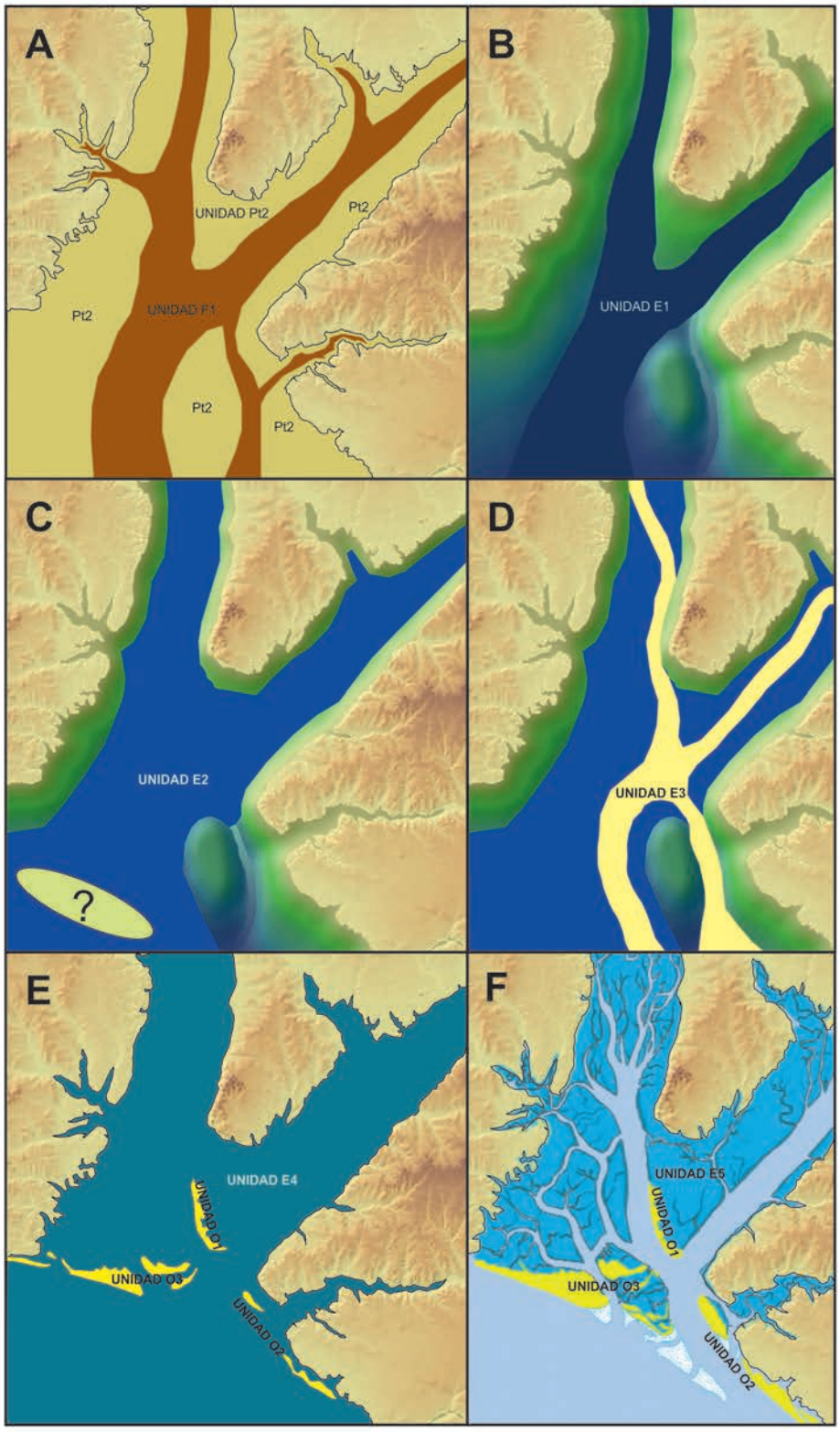


Fig. 10.- Evolución del relleno del estuario deducida de la distribución de facies. A, B y C representan el periodo transgresivo, mientras que D, E y F representan el relleno total del estuario y la progradación ocurrida tras la estabilización del nivel marino.

como facies de terrazas fluviales o fondo de canal. El grado de consolidación de estos sedimentos y la presencia en ellos de minerales diagenéticos permite interpretarlos como facies depositadas durante el Pleistoceno superior, en posiciones de nivel marino más bajo (Fig. 10A). La morfología superficial de los cuerpos pleistocenos queda configurada como el relieve existente antes del comienzo de la última transgresión y condicionó la extensión de la inundación marina causada por la misma.

Las litologías presentes en la unidad E1, así como su geometría, pueden interpretarse como los primeros cuerpos submareales holocenos depositados durante la transgresión (Fig. 10B). La ausencia de esta unidad, coincidente con la presencia de los cuerpos pleistocenos Pt1 y Pt2 indica que las unidades pleistocenas representaban un alto relieve que aún no había quedado inundado durante el depósito de la unidad E1, por lo que esta está ausente en el sector marino del estuario, quedando ceñido a las antiguas zonas de paleocauce en las cuales se superpone directamente a la unidad F1. Las litologías dominantemente fangosas son indicativas de un depósito en las zonas más internas de un sistema estuarino, relacionadas con el máximo de turbidez, lo que sugiere la presencia de cuerpos arenosos cerrando parcialmente el estuario, aunque estos cuerpos no aparecen en los sondeos estudiados.

Las facies de la unidad E2 pueden ser interpretadas como correspondientes a un cuerpo estuarino depositado en condiciones similares a la unidad E1 pero con mayor influencia marina debido a un mayor grado de elevación del nivel del mar (Fig. 10C). Su mayor contenido en arenas y sus constantes cambios de facies sugieren un carácter mucho más somero que el de las facies de la unidad E1, en un medio donde se estaría estableciendo una incipiente red de drenaje mareal que distribuiría el sedimento arenoso de forma diferencial. Esta interpretación se ve avalada por la morfología progradante de esta unidad en algunos sectores.

Las facies de la unidad E3 sugieren varias interpretaciones diferentes, según el entorno geográfico y la geometría del depósito. De esta forma, en la zona central del estuario, donde estas facies se disponen en una geometría canalizada, se han interpretado como el primer cuerpo estuarino arenoso instalado durante la ralentización de la subida previa a la estabilización del nivel del mar (Fig. 10D). En el momento del depósito de esta unidad el trazado del paleocanal discurría por una trayectoria diferente al actual trazado de la red mareal. Por otro lado, la presencia de estas facies arenosas en la zona más somera y abierta del estuario (Canal del Padre Santo) se interpreta como facies de antiguas playas situadas bajo la actual flecha de Torre Arenillas. Se trataría, pues, de las primeras playas transgresivas con sus formaciones dunares depositadas a estas cotas inferiores.

La unidad E4 presenta facies muy similares a la unidad E2 y corresponde a cuerpos submareales de acreción estuarina. Al igual que en el caso de la unidad E2, se trataría de cuerpos someros, con una incipiente red de drenaje mareal que permite la distribución diferencial de las arenas llegadas desde la zona abierta del estuario (Fig. 10E). La morfología sigmoidal (agrandante + progradante) de los cuerpos litológicos que configuran esta unidad sugiere una subida relativa del nivel del mar después del depósito de la unidad E3. Por otra parte, en los últimos años del desarrollo de esta unidad la topografía del estuario ya ha comenzado a entrar en la zona intermareal y en las zonas internas del mismo se han desarrollado amplias llanuras de marea con una red de drenaje bien definida. Entre las facies presentes en la unidad E4 existen abundantes niveles de acumulación de conchas y fragmentos de conchas que ejercen como apantallamientos de la señal acústica en los perfiles sísmicos y que han sido interpretados como niveles de alta energía. Al existir ya un sistema de cierre del estuario y situarse estos niveles a decenas de kilómetros de la zona marina abierta, han sido interpretados como depósitos tsunamigénicos. La unidad E5 corresponde con facies desarrolladas en la topografía actual y se desarrollan asociadas a geometrías específicas canalizadas y tabulares. Estas facies son interpretadas como el relleno de fondo de canal estuarino en transición a llanuras intermareales y marismas saladas, depositadas ya bajo un elevado grado de colmatación y canalización del sistema (Fig. 10F).

Finalmente se depositan los cuerpos más recientes de dominio del oleaje y que corresponden con formaciones superficiales arenosas actuales. Sobre estas unidades se extienden amplias zonas cubiertas por depósitos artificiales relacionados con las actividades urbana, portuaria e industrial.

El relleno del estuario quedaría, pues constituido por tres secuencias de unidades. La primera secuencia estaría constituida por las unidades depositadas durante el Pleistoceno superior (unidades Pt1, Pt2 y F1) y suponen claramente una secuencia regresiva de incisión fluvial. La segunda secuencia queda constituida por las unidades E1, E2 y E3 que es claramente una secuencia transgresiva en la que cada unidad representa un estadio diferente en la invasión del estuario por un nivel marino ascendente. La última secuencia, que corresponde a la superposición de las unidades E4 y E5, así como de las unidades O1, O2 y O3, supone la secuencia regresiva desarrollada durante el periodo de estabilización del nivel marino que sigue al máximo transgresivo (Fig. 10 E y F).

Estas unidades son equivalentes a las descritas por Borrego *et al.* (1999), si bien estos autores realizaron la descripción de unidades a partir de un solo sondeo y no pudieron determinar la geometría de las unidades, que en el presente trabajo han sido determinadas para las unidades superiores a través de los perfiles sísmicos. Además, Borrego *et al.* (1999) no determinaron el tipo de contacto que separa las diferentes unidades y que este trabajo demuestra que son discordancias que separan unidades con diferente litología y geometría. El artículo de Dabrio *et al.* (2000) analizó también las secuencia de facies de este estuario, en este caso mediante el estudio de 14 sondeos. La correlación lateral de estos testigos de sedimento permitió a estos autores distinguir dos superficies erosivas diacrónicas (*ravinement surfaces*). La inferior de estas superficies corresponde al contacto entre facies pleistocenas equivalentes a nuestra unidad F1 con las facies holocenas inferiores (definidas en el presente trabajo como unidad E1). La segunda de las superficies correspondería al contacto entre

las unidades inferiores (contacto E1-E2 de este trabajo). Sin embargo, el citado artículo, al analizar solo la litología de los sondeos no logra distinguir las discordancias angulares que separan las unidades superiores, ya que estas discordancias solo han podido ser distinguidas a través del estudio conjunto de los perfiles sísmicos y los sondeos.

Conclusiones

La arquitectura de cuerpos sedimentarios caracterizada en el presente trabajo en la desembocadura del río Odiel es más compleja a la presentada en trabajos anteriores. Las unidades basales del estuario se depositaron en un sistema fluvial (unidad F1) desarrollado durante un descenso del nivel del mar, lo que generó una incisión fluvial sobre unidades pleistocenas anteriores.

Las tres primeras unidades estuarinas holocenas (unidades E1–E3) corresponden con una secuencia transgresiva depositada durante la subida del nivel del mar. Su disposición geométrica no ha podido estudiarse en los perfiles sísmicos debido a que estos no alcanzan las profundidades a las que se encuentran estos depósitos. Las barreras arenosas que probablemente protegían a este sistema estuarino transgresivo no han sido observadas, lo que sugiere que no quedaron preservadas o se situaban aguas afuera de nuestra zona de estudio. El depósito de la unidad estuarina E3, representa la invasión del estuario de las arenas procedentes de la zona costera abierta, que se depositan con una morfología claramente canalizada en perfil transversal y progradante hacia el frente de la antigua línea de costa. El trazado de este antiguo canal estuarino difiere del que existe hoy día. La posición del nivel marino durante el depósito de esta unidad E3 era unos 3 m inferior al existente actualmente. Estas tres unidades están afectadas por fallas normales a las que se adaptan las unidades depositadas con posterioridad. Estas fallas implican una actividad neotectónica que podría estar relacionada con un contexto de elevación postorogénica del margen del antepaís de las cordilleras Béticas, debido a un adelgazamiento cortical extensional.

Las unidades estuarinas superiores (unidades E4 y E5) constituyen una secuencia regresiva, depositada con un nivel marino más o menos estable, aunque con ligeras oscilaciones. Estas unidades suponen el establecimiento de una red de drenaje mareal y la colmatación casi completa del estuario.

El relleno casi total del estuario más interno supone el inicio de un proceso de progradación iniciado hace unos siglos. Los cuerpos arenosos que cierran parcialmente el estuario (unidades O1–O3) comenzaron a depositarse antes de que las unidades estuarinas superiores alcanzaran un alto grado de colmatación del mismo. La presencia de estos cuerpos de oleaje constriñe el sistema condicionando los procesos hidrodinámicos que contribuyen a la colmatación final del estuario. De esta forma, desde la aparición de los cuerpos arenosos de cierre, el interior del estuario queda dominado por la marea. La disposición de los cuerpos de oleaje indica una migración hacia el exterior de la influencia del oleaje y es una muestra más de la progradación del sistema estuarino.

El depósito de esta secuencia con una potencia total de más de 30 m en un periodo inferior a los 10.000 años supone altas tasas de sedimentación. Estas altas tasas de sedimentación ya fueron descritas por autores anteriores (Dabrio *et al.*, 2000; Morales *et al*., 2003) y desde el punto de vista práctico hacen necesaria una importante continuidad en los dragados de mantenimiento portuario. Son precisamente este tipo de obras de infraestructura portuaria las que requieren el conocimiento de las propiedades del subsuelo. Además de esto, hay que tener en cuenta que este estuario ha sido usado como base portuaria, al menos en los últimos cuatro milenios, existiendo un rico patrimonio arqueológico y cultural contenido en algunas de las unidades estudiadas. La existencia de estos elementos patrimoniales contenidos en las unidades estuarinas ha interferido en el pasado en el desarrollo de las actividades del puerto, de ahí que su localización y estudio se hagan primordiales a fin de evitar que su hallazgo casual durante alguna intervención no interfiera en el desarrollo portuario.

Agradecimientos

Agradecemos a la Autoridad Portuaria de Huelva la financiación de esta investigación a través de diferentes convenios de colaboración con el Grupo de Geociencias Aplicadas de la Universidad de Huelva. Esta financiación permitió, no solo el acceso a la base de datos de sondeos y vibrocores del puerto, sino la realización de nuevos sondeos y de todos los perfiles sísmicos usados en este trabajo. Estos perfiles fueron realizados a través de la asistencia técnica de las empresas Ánfora G.I.P y Navíos de Aviso S.L.U.

Agradecemos la aportación de los revisores, los doctores S. Alliotta y G. Flor-Blanco, y de la editora de la Revista, la doctora B. Bádenas, cuyos comentarios contribuyeron a mejorar el enfoque del manuscrito y su contenido.

Referencias

Borrego, J., 1992. Sedimentología del Estuario del Río Odiel (Huelva, SW España). Tesis Doctoral, Univ. Sevilla, 308 p.

Borrego, J., Pendón, J.G., 1989. Caracterización del ciclo mareal en la desembocadura del río Piedras (Huelva). *XII Congreso Español de Sedimentología, Bilbao, Comunicaciones*, 1: 97-100.

Borrego, J., Morales, J.A. Pendón, J.G., 1995. Holocene estuarine facies along the mesotidal coast of Huelva, South-Western Spain. En: *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments*, (W.F. Flemming., A. Bartholoma., Eds). *I.A.S. Special Publication*, 24: 151-170.

Borrego, J., Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Pendón, J.G., Morales, J.A., 1999. The Holocene transgression into the estuarine central basin of the Odiel River mouth (Cadiz Gulf SW Spain): lithology and faunal assemblages. *Quaternary Science Reviews*, 18: 769-788.

Borrego, J., Morales, J.A., Gil, N., 2000. Evolución sedimentaria reciente de la desembocadura de la Ría de Huelva (Suroeste de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13 (3-4): 405-416.

Camacho, M.A., García Navarro, E., Morales, J.A. 2011. Study on the consolidation state of sediments in the Huelva Estuary (SW Spain). *Bulletin of Engineering Geology and Environment,* 70: 699-707.

Carro, B., 2002. Sedimentación reciente en el estuario del río Tinto. Informe DEA, Univ. Huelva, 137 p.

Dabrio, C.J., Zazo C., Goy , J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., Gonzalez, J.A., Flores, J.A., 2000. Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression Gulf of Cadiz, Southern Spain. *Marine Geology*, 162: 381-404.

Darlymple, R.N., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and estratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology,* 62: 1030-1055.

Davies, R.A., 1964. A morphological approach to world shorelines. *Zeitschrift für Geomorphology*, 8: 27-42.

Delgado, J., Boski, T., Nieto, J.M., Pereira, L., Moura, D., Gomes, A., Sousa, C., García-Tenorio, R., 2012. Sea-level rise and anthropogenic activities recorded in the late Pleistocene/Holocene sedimentary infill of the Guadiana Estuary (SW Iberia). *Quaternary Science Reviews*, 33: 121-141.

Fairbridge, R.W., 1980. The estuary: its definition and geodynamic cycle. En: *Chemistry and biochemistry of Estuaries,* (E. Olausson, I. Cato, Eds). John Wiley & Sons, 1-36.

Flor, G. 1995. Clasificación y caracterización de los estuarios asturianos. En: *Actas del IV Coloquio Internacional sobre Oceanografía del Golfo de Vizcaya,* (O. Cendrero, I. Olaso, Eds). I.E.O, Santander, 133-141.

Grande, J.A., Borrego, J., Morales, J.A., 2000. A study of heavy metal pollution in the Tinto–Odiel estuary in southwestern Spain using factor analysis. *Environmental Geology,* 39: 1095-1101.

Hayes, M.O., 1979. Barrier island morphology as a fuction of tidal and wave regime. En: *Barrier Islands,* (S.P. Leatherman, Ed). Academic Press, New York, 1-29.

Julivert, M., Fontboté, J., Ribeiro, A., Conde, L., 1974. *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares 1:1.000.000 (Memoria Explicativa)*. IGME, Madrid, 113 p.

López-González, N.M., 2002. Caracterización e interpretación de las facies deposicionales del sector interno en el estuario del río Odiel. Trabajo de investigación del programa de Doctorado "Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente", Univ. Huelva, 118 p.

M.O.P.U., 1991. Estuario de oleaje para la primera fase del estudio de evolución de la Playa de Castilla (Huelva). Dirección General de Puertos y Costas (informe inédito), 33 p.

Morales, J.A., 1993. Sedimentología del Estuario del Río Guadiana (SO España-Portugal). Serv. Publ. Univ. Huelva, 1995. Tesis Doctoral, Univ. Sevilla, 300 p.

Morales, J.A., San Miguel, E.G., Borrego, J., 2003. Tasas de sedimentación reciente en la Ría de Huelva. *Geogaceta*, 33: 15-18.

Morales, J.A., Borrego, J., Ballesta, M., 2004. Influence of harbour constructions on morphosedimentary changes in the Tinto-Odiel estuary mouth (South-West Spain). *Environmental Geology*, 46 (2): 151-164.

Morales, J.A., Borrego, J., Davis Jr, R.A., 2014. A new mechanism for chenier development and a facies model of the Saltés Island chenier plain (SW Spain). *Geomorphology,* 204: 265-276.

Roy, P.S., 1984. New South Whales estuaries: their origin and evolution. En: *Coastal geomorphology in Australia*, (B.G. Thom, Ed). Academic press, 99-121.

Sáinz, A., Grande, J.A., de la Torre, M.L., 2004. Characterisation of heavy metal discharge into the Ria of Huelva. *Environment International*, 30: 557-566.

Sarmiento, A.M., Casiot, C., Nieto, J.M., Elbaz-Poulichet, F., Olías, M., 2005. Variación estacional en la especiación y movilidad de Fe y As en aguas afectadas por drenajes ácidos de mina en la cuenca del río Odiel (Huelva). *Geogaceta*, 37: 115-118.

Manuscrito recibido el 5-10-2019
Recibida la revisión el 14-1-2019
Aceptado el manuscrito revisado el 14-2-2019

Revista de la Sociedad Geológica de España 32 (1)

ISSN (versión impresa): 0214-2708
ISSN (Internet): 2255-1379

LA *TEORÍA DE LA TIERRA* DE IMMANUEL KANT (1724-1804)

The *Theory of the Earth* of Immanuel Kant (1724-1804)

Preliminares histórico-científicos, traducción castellana y notas de:

Cándido Manuel García Cruz

INHIGEO, c/ Llombet, 29, 38296 La Laguna, Santa Cruz de Tenerife
candidomgc@gmail.com

Abstract: *The Prussian idealist philosopher Immanuel Kant (1724-1804) carried out an interesting contribution to the geological knowledge of the 18th century during his stay at the University of Königsberg, in which he was a lecturer of physical geography for forty years. His book entitled Physische Geographie was published in 1802 as an outcome of this academic work, although the original text is dated from 1757-1759. Joining himself in a tradition of that time that had begun in the middle of the 17th century, Kant sets here out a Theory of the Earth, the translation of which is first presented into Spanish. The Prussian savant belongs to the mechanistic scientific naturalism, wherein a methodology based upon the universality and the constancy of natural laws is assumed, with a certain theological connection to his cosmogonic views, but, in any case, opposed to the physico-theological explanations about nature. From a Neptunist stance, although inside the Uniformitarianism and natural causality, the Noachian Flood is only considered by Kant as one of the many floods that have affected the Globe. He puts likewise forward several ideas concerning the changes occurred on the earth surface through denudation, and many collapses of the underground cavities of a hollow Earth, which would have brought about a number of gradual and recurrent movements of the sea into the dry land, and back into sea again, the origin of the mountains as well, and the irregularities of landscape. In spite of it, he assumes an Earth in a steady state, over an extremely long time of thousands or even millions of centuries. He accepts also a planet initially liquid, the rotational movement of which determined its spheroidal shape. On the other hand, some Kant's works are also analysed concerning other geological issues, such as the ageing of the Earth, the origin of earthquakes, and the mountains of the Moon, as a complement of his geotheory. These ideas could have had an influence on the views of James Hutton and Charles Lyell, in the dawn of geology as a natural science, regardless of Sacred Physics.*

Keywords: *Immanuel Kant (1724-1804), Theory of the Earth, history of geology, 18th Century.*

Resumen: *El filósofo idealista prusiano Immanuel Kant (1724-1804) realizó una interesante aportación al conocimiento geológico del siglo XVIII durante su estancia en la Universidad de Königsberg, en la que impartió a lo largo de cuarenta años clases de geografía física. De esta labor académica resultó su obra Physische Geographie que fue publicada en 1802, aunque el texto original data de 1757-1759. En esta obra desarrolla una Teoría de la Tierra característica de la época, cuya traducción se presenta por primera vez en castellano. Kant forma parte del naturalismo científico mecanicista, que asume la universalidad y constancia de las leyes naturales, pero con una cierta relación teológica con su cosmogonía, aunque opuesta a las interpretaciones físico-teológicas sobre la naturaleza. Desde una posición neptunista, pero dentro de la causalidad natural uniformitarista, Kant considera el Diluvio bíblico una más de las muchas inundaciones que han afectado al Globo. Propone asimismo diversas ideas sobre los cambios que se han producido en la superficie terrestre a través de la denudación y el colapso de las cavidades subterráneas de una Tierra hueca, que habrían afectado al intercambio gradual y recurrente del dominio terrestre y marino, al origen de las montañas y de las irregularidades del paisaje.*

Aun así, defiende una Tierra en estado de equilibrio en un tiempo extremadamente extenso de miles o incluso millones de siglos. Acepta también un planeta inicialmente fundido cuya rotación condicionó su forma esférica. Por otro lado, se analizan algunos trabajos geológicos sobre la edad de la Tierra, el origen de los terremotos, y las montañas de la Luna, que complementan su geoteoría. Estas ideas pudieron haber influido en las teorías de James Hutton y Charles Lyell, en los albores de la geología como ciencia natural, independiente de la Física Sagrada.

Palabras clave: *Immanuel Kant (1724-1804), Teoría de la Tierra, historia de la geología, siglo XVIII.*

García Cruz, C.M., 2019. La *Teoría de la Tierra* de Immanuel Kant (1724-1804). *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 32 (1): 143-154.

Introducción y objetivos

Immanuel Kant (1724-1804) (Fig. 1) es bien conocido como filósofo idealista y epistemólogo, y en astronomía por su tratado *Allgemeine Naturgeschichte und Theorie des Himmels* (Kant, 1755). Sin embargo, realizó una notable aportación a las Ciencias de la Tierra a partir de mediados del siglo XVIII, que es poco o mal conocida en castellano fuera de un ámbito muy restringido de estudiosos. Nos referimos en concreto a la geografía física, sobre la que impartió clases en la universidad de Königsberg, su ciudad natal, entre 1756 y 1796. Como resultado de ello, aparecería su obra *Physische Geographie* (Kant, 1757-1759/1802), que contiene, además de los aspectos propiamente geográficos (Fig. 2), una interesante teoría de la Tierra cuya contexto histórico-científico y traducción (véase el Apéndice) es el objeto del presente trabajo. Kant abordaría también otros temas geológicos, como la edad de la Tierra, el origen de los terremotos, o las montañas de la Luna (Kant, 1754, 1756a,b,c, 1785), que vienen a complementar la comprensión de su geoteoría (Adickes, 1911a,b; Blei, 1974; Büttner, 1975, 1989; Fritscher, 1993; Larsen, 2006; Pelayo López, 1996; Reinhardt y Oldroyd, 1982, 1983, 1984).

Fig. 1.- Immanuel Kant a los 44 años. (Dibujo de Adolf Neumann según un óleo de Johann Gottlieb Becker/1768; en *Die Gartenlaube*, Helft 19, 1881: 309). [Dominio público].

Preliminares histórico-científicos

Con la publicación en 1644 de los *Principia Philosophiae* de René Descartes (1596-1650), se modificó totalmente la forma de ver y entender el mundo. En su Cuarta Parte, titulada *De Terrâ*, el pensador francés introduce el paradigma mecanicista para explicar el origen del Globo. Esto representó el primer intento de eliminación de la intervención divina en la historia natural, y provocó que en los siglos siguientes se publicaran numerosos trabajos en una clara oposición al Modelo Cartesiano, contradiciéndolo o rectificándolo, para hacerlo compatible con las Sagradas Escrituras.

El reverendo Thomas Burnet (1635-1715), actuario en la corte británica de Guillermo III, publicó en 1681 su trabajo cosmogónico *Telluris Theoria Sacra*, donde condicionaba los cambios que había sufrido la Tierra a través del Diluvio, según sus propias palabras, a la *Omnipotencia Divina* y al *Ministerio de los Ángeles*. Esta obra es en realidad un plagio de una disertación del filólogo y humanista español José Antonio González de Salas (1588-1651), fechada el mismo año que los *Principia* cartesianos, y que trataba sobre las tierras emergidas tras el Diluvio Universal (García Cruz, 2014: 92-93). A pesar de esto, y también de las críticas recibidas, la obra de Burnet tuvo una gran difusión y trascendencia en las décadas siguientes, sobre todo a partir de su versión inglesa, que apareció algunos años más tarde. Desde entonces, todos estos estudios quedarían englobados bajo el término de *Teorías de la Tierra*, y muchos de ellos utilizaron expresamente dicho título. La avalancha de obras fue tal que, en apenas dos siglos, entre los *Principia* de Descartes y los *Principles de Geology* (primer volumen, 1830) de Charles Lyell (1797-1875), se publicaron más de doscientos de esta suerte de trabajos, que han recibido la denominación genérica de *geoteorías*.

Entre los pensadores que hicieron sus incursiones como teóricos de la Tierra se encuentran expertos ilustres en los

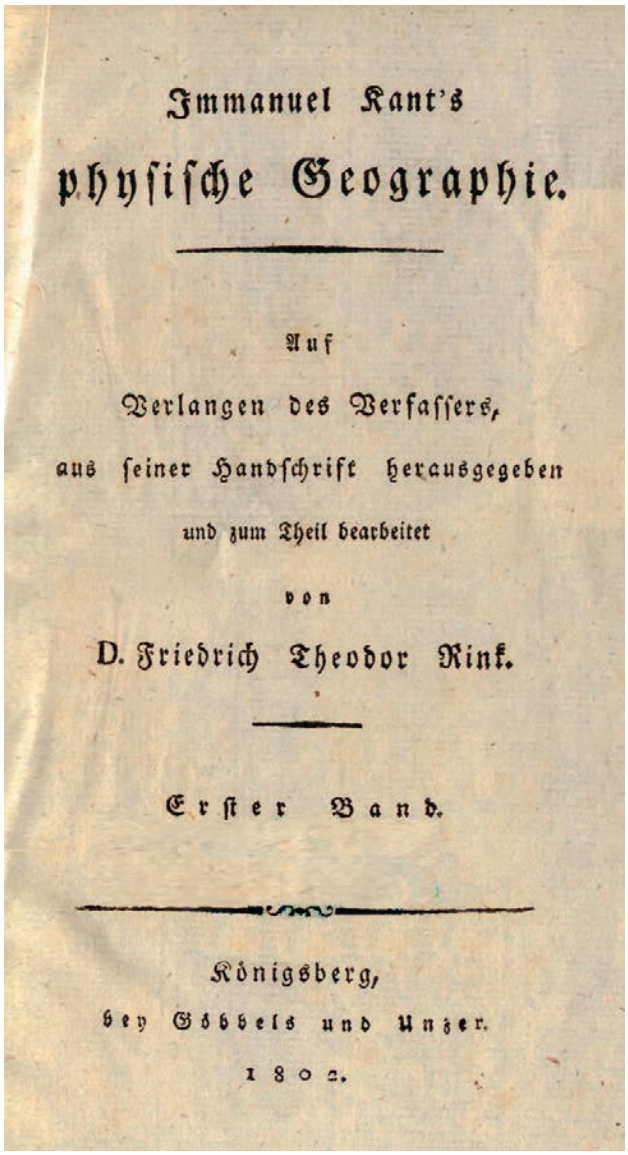

Immanuel Kant's
physische Geographie.
Auf
Verlangen des Verfassers,
aus seiner Handschrift herausgegeben
und zum Theil bearbeitet
von
D. Friedrich Theodor Rink.
Erster Band.
Königsberg,
bey Göbbels und Unzer.
1802.

Fig. 2.- Primera página de *Physische Geographie*, de Immanuel Kant (edición de Rink, 1802). [Dominio público].

más diversos campos, como abogados, anticuarios, clérigos, químicos, diplomáticos, filósofos, historiadores, físicos, ingenieros, y viajeros. Muchos de ellos alcanzaron un reconocido prestigio en otros ámbitos del saber, como, por ejemplo, Isaac Newton (1643-1727), Gottfried W. Leibniz (1646-1716), Edmund Halley (1656-1742), Georges Louis Leclerc, conde de Buffon (1707-1788), Carl von Linné (1707-1778), el propio Immanuel Kant (1724-1804), Erasmus Darwin (1731-1802), o Georges Cuvier (1769-1832).

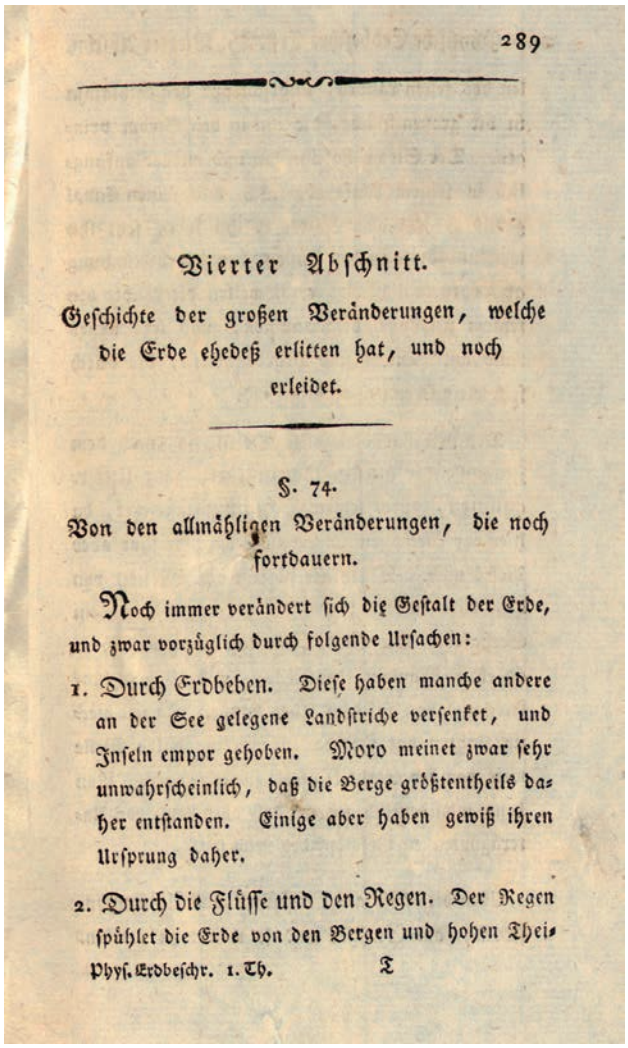
La idea principal que subyace en todas las geoteorías para ser consideradas como tales no era su condición histórica del tiempo como se ha supuesto (Roger, 1973: 26). En muchos casos se trataba de un tiempo cíclico, donde los cambios que habían acaecido en el planeta estaban sometidos a un *destino* que puede ser calificado de casi todo, menos de contingente, y por lo tanto es ahistórico. Lo importante en todos estos tratados era la *causación*, la necesidad de explicar las causas de estos cambios. Una gran parte de estas teorías se amparaban en los dictados de la Teología Natural o Física Sagrada. Se basaban de una manera estricta en la tradición hexameral y el literalismo bíblico. Bajo esta perspectiva, el Diluvio Universal era considerado el único agente geomorfológico que había modificado la superficie terrestre después de la Creación. De esta forma, todo lo concerniente a la Tierra, desde la distribución de mares y continentes, hasta la existencia de las montañas, pasando por el hallazgo de restos marinos fósiles en las cumbres más altas, tenían como causa común el Diluvio mosaico, catástrofe que había estado condicionada por la Providencia. Esta corriente de pensamiento, que abogaba en este mismo sentido por la sedimentación a partir del océano universal como origen de todos los materiales terrestres, recibió el nombre de Neptunismo, ligado por lo general al Catastrofismo. Entre los neptunistas más sobresalientes, además de Burnet, Leibniz y Linné, ya citados, destacan Johann Jakob Scheuchzer (1672-1733), John Woodward (1665-1728), y William Whiston (1667-1752), entre otros muchos.

Por otra parte, hubo también autores que, aun siendo deístas, relacionaban los cambios que se habían producido en el Globo con causas naturales que se habrían mantenido constantes, de acuerdo con leyes físicas inmutables, a lo largo del espacio y del tiempo. Dicha causación tenía asimismo una estrecha relación con el gradualismo y la uniformidad en los procesos, opuesta al catastrofismo que impregnaba al grupo anterior. Algunos eran neptunistas, como Buffon, pero otros eran partidarios del calor interno del Globo como motor de los procesos geológicos. Esta doctrina recibió el nombre de Plutonismo-Vulcanismo, y figuras destacadas durante el siglo XVIII fueron Anton Lazaro Moro (1687-1740), en sus aspectos más rudimentarios, y James Hutton (1726-1797), que sería el abanderado de esta corriente.

Siguiendo esta tradición de las teorías de la Tierra, entre los pensadores ilustrados que contribuyeron a la concreción de la relación causal entre los cambios del Globo y las fuerzas de la naturaleza se encuentra Immanuel Kant, de renombre universal en el campo de la filosofía y de la cosmogonía. La mayoría de estas contribuciones se sitúan en su *período precrítico*, y en cierta medida condicionaron el desarrollo de su pensamiento posterior, en especial todo lo que tiene que ver con la causalidad que ocupó buena parte de su filosofía.

La *Teoría de la Tierra* de Immanuel Kant

Kant nunca salió del entorno más inmediato de Königsberg, su ciudad natal, por lo que sus conocimientos sobre geografía física estaban limitados empíricamente a su región, así como a fuentes de otros autores. Sin embargo, su *Teoría de la Tierra* tiene relevancia porque prácticamente fue una de las primeras en la que, como tal geoteoría y desde el punto de vista del pensamiento de la época, sus ideas geológicas se sitúan dentro del naturalismo mecanicista de origen newtoniano, asumiendo la metodología de las causas actuales y el principio de uniformidad en la naturaleza. Estaba así en franca oposición al Catastrofismo que había empezado a perder su predominancia durante el



289

Vierter Abſchnitt.

Geſchichte der großen Veränderungen, welche die Erde ehedeß erlitten hat, und noch erleidet.

§. 74.

Von den allmähligen Veränderungen, die noch fortdauern.

Noch immer verändert ſich die Geſtalt der Erde, und zwar vorzüglich durch folgende Urſachen:

1. Durch Erdbeben. Dieſe haben manche andere an der See gelegene Landſtriche verſenket, und Inſeln empor gehoben. Moro meinet zwar ſehr unwahrſcheinlich, daß die Berge größtentheils daher entſtanden. Einige aber haben gewiß ihren Urſprung daher.

2. Durch die Flüſſe und den Regen. Der Regen ſpühlet die Erde von den Bergen und hohen Thei-

Phyſ. Erdbeſchr. 1. Th. T

Fig. 3.- Primera página de la Sección Cuarta de *Physische Geographie*, de Immanuel Kant (edición de Rink, 1802: 289). [Dominio público].

Siglo de las Luces. Esto posee un significado muy especial si tenemos en cuenta que el sabio prusiano era deísta: Kant no aceptaba las interpretaciones físico-teológicas sobre el mundo; su causación se basaba en el Actualismo-Uniformitarismo, totalmente independiente de la intervención sobrenatural en el mundo físico. En última instancia, para Kant, todos los productos de la Tierra, incluido el ser humano, y todas sus transformaciones, tenían como origen los mecanismos de la naturaleza y de su historia, y, en consecuencia, eran contingentes (Kant, 1790, Segunda Parte), sin que existiese en ello finalidad alguna. A pesar de lo dicho, no es posible desligar sus ideas sobre el planeta Tierra de algunos aspectos teológicos que conciernen, como se verá, a su cosmogonía.

La *Teoría de la Tierra* se corresponde con la Sección Cuarta del volumen I de su *Physische Geographie* (§ 74-79), titulada *Historia de los grandes cambios que ha sufrido la Tierra, y continúa sufriendo* (Fig. 3), utilizando el mismo lenguaje que otras geoteorías propias de la época. Estos cambios de los que va a tratar hay que entenderlos dentro de las concepciones cosmogónicas de Kant, para quien la Tierra "no posee el carácter de la permanencia, que es el signo de la elección de Dios", razón por lo cual no podía mantenerse a sí misma en ausencia de milagros (Kant, 1755/1946a: 311/135). No obstante, el planeta se hallaba en un *estado de equilibrio* que estaba condicionado por la actuación de causas naturales, defendiendo su constancia y la regularidad en la naturaleza precisamente como una prueba de la existencia de Dios, ya que "*...la naturaleza en sí misma, ni siquiera en el caos, puede proceder de otra forma que no sea regular y ordenadamente*" (Kant, 1755/1946a: Vorrede, 228/Prefacio, 18; énfasis original). Años más tarde, reiteraría esta validez de los principios de la experiencia en sus *Prolegómenos* (Kant, 1783: § 14-15, § 17, y § 18-19).

En los inicios de su geoteoría, el primer apartado (§ 74) lo dedica a la denudación del planeta, un tema de gran interés e importancia en una época donde se le concedía poca relevancia a los procesos erosivos. Para Kant, la Tierra había sufrido modificaciones sustantivas a través de cambios *graduales* que aún seguían produciéndose, y distinguía en ello cinco causas: los terremotos; los ríos y la lluvia; la acción del mar; los vientos y el hielo; y la actividad humana.

Trata a continuación (§ 75) sobre el océano universal que había cubierto todo el Globo en los tiempos más antiguos. Como pruebas de este proceso considera la presencia de fósiles marinos en las cumbres más altas, así como la forma de las montañas, puesto que los recodos de los valles los veía análogos a los canales fluviales y a los que originaban las corrientes marinas como consecuencia de las mareas.

La alternancia entre los dominios marino y terrestre también está presente en su teoría (§ 76): la existencia de diferentes materiales orgánicos e inorgánicos, tanto acuáticos como terrestres, en los estratos de la corteza superficial le inducen a pensar que se había producido un intercambio entre el mar y la tierra firme en el pasado. Esta alternancia tiene bastante que ver, una vez más, con sus ideas cosmogónicas, entre las que consideraba que el planeta era un sistema en el que había tenido lugar una sucesión de mundos en relación, inevitablemente, con un tiempo inmenso o eterno. El carácter cíclico del sistema de la naturaleza lo establece por analogía con el Sistema Solar, y sobre la duración de estos ciclos escribe: "*Transcurrirán millones e innumerables millones de siglos durante los cuales se formarán nuevos mundos y nuevos sistemas de mundos, unos tras otros, desde el centro de la naturaleza hasta alcanzar la perfección en los confines lejanos*". Y más adelante, sobre la alternancia de mundos, vuelve a insistir: "*Considerables partes de la Tierra que habitamos son sepultadas de nuevo en el mar, de donde surgieron en una época favorable; mas en otros parajes, la naturaleza compensa la carencia y produce otras regiones que estaban ocultas a gran profundidad...De la misma manera, mundos y sistemas de mundos desaparecen y son devorados en el abismo de la eternidad*" (Kant, 1755/1946a: 314 y 317/139 y 143).

En el apartado § 77, titulado *Teoría de la Tierra* (única vez que Kant utiliza esta expresión) *o Fundamentos para su Antigua Historia*, analiza las ideas de diferentes naturalistas (citados ya en los preliminares históricos, como Buffon, Burnet, Leibniz, Linneo, Scheuchzer, Whiston, Woodward), y va desechando aquellas que tienen al Diluvio

como explicación de estos cambios. Aun aceptando la gran inundación bíblica como un hecho, el naturalista prusiano sostiene que el Diluvio mosaico tuvo una duración ínfima para ser la causa de estos cambios, insuficiente además para haber acumulado enormes depósitos de conchas marinas, potentes capas de materiales, y grandes rocas. Por eso, para Kant, el Diluvio habría sido simplemente *uno* más de los muchos procesos en los que se intercambió la tierra firme por el medio marino y viceversa, de los que ya había tratado. Por otro lado, también se opone a la idea de que los terremotos fuesen la causa general de la formación de las montañas, teniendo en cuenta que muchos estratos y depósitos fosilíferos poseían una ordenación y distribución de materiales gradual y uniforme, explicación incoherente si se hubieran ocasionado por temblores de tierra. Descartó asimismo como causalidad otras ideas como el cambio de posición del ecuador terrestre, o la llegada de cometas.

Los dos últimos apartados (§ 78-79) los dedica a proporcionar una meticulosa explicación de la Antigua Historia de la Tierra y a extraer las correspondientes conclusiones. Dentro de las concepciones de la época, Kant reconoce como ciertas siete características del planeta: 1) su forma esférica, y la disposición general de los estratos, evidencian un estado fluido original; 2) todo estuvo alguna vez en el fondo del mar, y su elevación se produjo gradualmente y en sucesivos y alternativos procesos de gran duración; 3) las montañas son más altas cuanto más cercanas están al ecuador; 4) bajo la corteza sólida, y también bajo los fondos marinos, existen grandes cavidades que han provocado enormes y frecuentes hundimientos; 5) el mar retrocede en aquellas zonas donde los hundimientos son más profundos, dejando al descubierto grandes áreas de sedimentos secos; 6) en las zonas tórridas se observan los mares más extensos, las montañas son más numerosas, así como las islas, debido a que en estas regiones los hundimientos son más frecuentes; 7) la tierra firme que se ha hundido vuelve a emerger después de largos períodos de tiempo conforme el fondo del mar se desmorona dentro de las cavidades subyacentes (§ 78).

De todo lo anterior, Kant va a extraer las siguientes conclusiones (§ 79): La Tierra inicialmente se encontraba en un caos líquido a partir del cual adquirió su forma esferoidal y comenzó a endurecerse, de afuera hacia adentro. Bajo la corteza existían masas de aire y de agua. El hundimiento de la corteza provocó que el agua cubriera toda la superficie del planeta. Con posterioridad, la zona superior se elevó y las cavidades subyacentes aumentaron su tamaño, se hicieron más grandes en la región del ecuador, lo que se podría explicar fácilmente por las leyes que gobiernan el movimiento de rotación; esto originó depresiones o valles, tierras emergidas que anteriormente estaban en el fondo de los mares. Estos procesos duraron largos períodos de tiempo. Debido al aumento de las cavidades subterráneas, la corteza colapsó, y la expulsión de las masas de agua provocó el Diluvio Universal. Posteriormente, los fondos marinos se volvieron a hundir, y quedaron al descubierto zonas de tierra firme, proceso que se repitió periódicamente durante varios siglos.

Otras consideraciones sobre el pensamiento geológico de Kant

Hay, además, algunos aspectos geológicos que no están contenidos en su geoteoría, y que tienen que ver con la edad de la Tierra, los terremotos y los fuegos subterráneos, y las montañas de la Luna, que relacionan a Kant con el Actualismo-Uniformitarismo, y ayudan a comprender mejor su visión sobre el funcionamiento del Globo.

Un año antes de iniciar sus clases de geografía física, publicó un trabajo sobre el envejecimiento del planeta (Kant, 1754); en ese trabajo se expresa en contra de utilizar la secuencia de las generaciones humanas como medida de esta edad, tal y como habían hecho numerosos pensadores a lo largo de los siglos precedentes. Entre ellos el más conocido fue James Ussher (1581-1656), quien fechó la creación el 23 de octubre de 4004 a.C. (Ussher, 1650: I, 1). Kant era partidario de un envejecimiento progresivo de la Tierra, puesto que estaba sujeta, como todas las cosas naturales, a la misma ley que había provocado su origen y condicionaba *gradualmente* su deterioro. Pero no aceptaba la utilización de la lixiviación de los continentes por los ríos y la lluvia, la tasa de salinidad del mar, o el retroceso de las costas, para determinar este envejecimiento. Kant creía en la existencia de un principio imperceptible y universalmente activo, el *espíritu del mundo*, cuyo agotamiento gradual provocaba el deterioro de la naturaleza y disminuía su capacidad de regeneración. Esta idea no se opondría, según el autor prusiano, a una *ciencia natural razonable*, puesto que este *Spiritus Rector* era aceptado como un auténtico *Proteo* de la Naturaleza, condicionando el origen y la forma, la estructura y la decadencia, de animales y plantas, e igualmente podía ser considerado para los materiales inertes, adoptando también todas las formas y todas las estructuras (Kant, 1754: 211-212).

Kant publicó algunos trabajos en los que intentaba explicar el origen de los terremotos tras la gran catástrofe sísmica que asoló Lisboa el 1 de noviembre de 1755 (Kant, 1756a,b,c), cataclismo que contribuyó a reconsiderar su pensamiento filosófico y le ayudó a madurar (Larsen, 2006). En estos trabajos suponía que los terremotos tenían una conexión natural con los fuegos subterráneos debido a que se propagaban siguiendo la dirección de las cavernas y laberintos subterráneos (tratado en el apartado anterior), que a su vez era paralela a las cadenas montañosas y a los grandes ríos. Esto era coherente con la teoría de Nicolas Lémery (1645-1715), muy difundida en esa época, sobre el desplazamiento de grandes masas de vapores ardientes o gases inflamables que se generaban a partir de fermentaciones minerales, especialmente de derivados del azufre y del hierro (Lémery, 1700).

En sus últimos años de docencia en Königsberg, Kant publicó otro trabajo sobre el origen de las montañas de la Luna (Kant, 1785), donde también planteó interesantes ideas que enriquecen su teoría geológica. Para Kant, las irregularidades de la superficie lunar no eran debidas al

volcanismo. Comparando la Luna con la Tierra, puesto que ambas debieron tener un mismo origen tal como había expuesto en su obra cosmogónica (Kant, 1755/1946a: 284-290/97-106), las montañas de la Luna se habrían originado por las mismas causas, a saber, por medio de erupciones de material gaseoso caótico que se fue consolidando conforme los cuerpos planetarios se enfriaban.

Hay que hacer notar, asimismo, que Kant estaba ligado al Neptunismo, pero con una perspectiva racional y científica. Por eso no alude, a excepción de los terremotos, a las fuerzas internas como causa para los procesos que afectan a la superficie del planeta. Esto se ve claramente también en su *Physische Geographie*, aunque fuera de su *Teoría de la Tierra*. En su descripción del Reino Mineral sostiene que el origen de los estratos no es otro que la sedimentación de diferentes clases de lodos durante las grandes revoluciones que representan las "*inundaciones universales y recurrentes*". Los minerales se habrían formado por evaporación de ciertos materiales que se combinaron con tierras metálicas sutiles, gradualmente, porque "*la Naturaleza trabaja lentamente a través de los siglos*" (Kant, 1757-1759/1802, vol. II, Sección Cuarta [Reino Mineral]: 375-376).

Finalmente, el pensamiento kantiano en relación con la Tierra, como hemos visto, se basaba en ideas actualistas-uniformitaristas, como otros muchos naturalistas del siglo XVIII. Su persistencia en el gradualismo y en la constancia de las causas naturales, y de un modo especial su idea de una Tierra en *estado de equilibrio*, pudo haber influido en la concreción de esta doctrina en la ciencia geológica, sobre todo en James Hutton (1726-1797) y en Charles Lyell (1794-1875). No obstante, no existe referencia alguna en estos autores (ni en otros contemporáneos) a la discusión de la causación natural (dada prácticamente como un *hecho*) que tenía lugar en esa época, y en la que Kant fue uno de los principales protagonistas.

Conclusiones

Actualmente se mantiene el interés tanto por la geografía física de Kant, como por su análisis de las leyes naturales, con especial atención al espacio geográfico, a la antropología, y diversos aspectos filosóficos, éticos, estéticos y epistemológicos (véanse, por ejemplo, Elden y Mendieta, 2011; Louden, 2014; Goldberg, 2015; Massimi y Breitenbach, 2017). Pero una vez más en estos trabajos recientes se sigue obviando todo lo que tiene que ver con la geología.

Kant se incorporó como teórico de la Tierra a través de su interés por la geografía física en una época de una cierta convulsión metodológica y conceptual dentro de la geología. A pesar de los fundamentos teológicos de sus creencias personales, las ideas kantianas se alejan del catastrofismo como tendencia predominante, y en cierto sentido descarta la intervención de la Divina Providencia en el mundo natural. El pensamiento kantiano está plagado, así, de referencias a las causas actuales y naturales dentro de la corriente Actualista-Uniformitarista, y es muy probable que estas ideas tuvieran su repercusión en otros autores como, por ejemplo, James Hutton. El papel de la denudación y la alternancia en el dominio continental y oceánico son fundamentales para comprender las modificaciones observables en el paisaje; asimismo, destaca, por otro lado, su reflexión en cuanto a la influencia antrópica en los cambios ambientales, sobre lo que llamaría la atención también en otras obras epistemológicas.

Agradecimientos

Estoy en deuda con los revisores (Dr. Jesús Ignacio Catalá Gorgues y un revisor animo) cuyos comentarios sirvieron para mejorar este trabajo, y a la Dra. Beatriz Bádenas por todas sus atenciones.

Referencias

Adickes, E., 1911a. *Untersuchungen zu Kants Physischer Geographie*. J.C.B. Mohr, Tubinga, 344 p.

Adickes, E., 1911b. *Kants Ansichten über Geschichte und Bau der Erde*. J.C.B. Mohr, Tubinga, 207 p.

Adickes, E., 1913. *Ein neu aufgefundenes Kollegheft nach Kants Vorlesung über physische Geographie*. J.C.B. Mohr, Tubinga, 91 p.

Blei, W., 1974. Ist Immanuel Kant der geistige Vater der Huttonschen Theorie? *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 2 (11): 1333-1335.

Burnet, T., 1681. *Telluris Theoria Sacra.* Kettilby, Londres, 474 p. (Facsímile en Readex Microprint, Nueva York, 1968). [Trad. inglesa: *The Theory of the Earth*. R. Norton, Londres (1ª ed. 1684), 2 vols., 223+188 p.; reedición en Southern Illinois University Press, Carbondale (1965)].

Büttner, M., 1975. Kant und die Überwindung der physikotheologischen Betrachtung der geographischkosmologischen Fakten. *Erdkunde*, 29: 162-166.

Büttner, M., 1989. Kant and the physico-theological consideration of the geographical facts. /*Umwelt-Forschung*, 3: 82-92.

Elden, S., Mendieta, E. (Eds), 2011. *Reading Kant's Geography*. SUNY Press, Nueva York, 392 p.

Fritscher, B., 1993. Kant und Werner. Zum Problem einer Geschichte der Natur und zum Verhältnis von Philosophie und Geologie um 1800. En: *Kant-Studien*. *Philosophische Zeitschrift der Kant-Gesellschaft*, (M. Baum, B. Dörflinger, H.F. Klemme, Eds), 83 (4): 417-435.

García Cruz, C.M., 2014. Aproximación a las sensibilidades históricas y teorías de la Tierra: De la fe a la razón. *Llull*, 37 (80): 87-111.

Goldberg, N.J., 2015. *Kantian conceptual geography*. Oxford University Press, Nueva York, 271 p.

Kant, I., 1754. Die Frage, ob die Erde veralte, physikalich erwogen. En: *Kants Werke* (AA). G. Reimer, Berlín, 1910 (ed. 1969), tomo I: 193-213.

Kant, I., 1755. *Allgemeine Naturgeschichte und Theorie des Himmels*. En: *Kants Werke* (AA). G. Reimer, Berlín, 1910 (ed. 1969), vol. I: 215-367 (trads. castellanas: *Historia general de la naturaleza y teoría del cielo*. Juárez Ed., Buenos Aires, 1946a, 214 p.; *Historia natural y teoría general del cielo.* Ed. Lautaro, Buenos Aires, 1946b, 182 p.).

Kant, I., 1756a. Von den Ursachen der Erderschütterungen bei der Gelegenheit des Unglücks, welches die westlichen Länder von Europa gegen das Ende des vorigen Jahres getroffen hat. En: *Kants Werke* (AA). G. Reimer, Berlín, 1910 (ed. 1969), tomo I: 417-427. [Trad. castellana en: Hernández Marcos, M., 2005. Un texto de Immanuel Kant sobre las causas de los terremotos (1756). *Cuadernos Dieciochistas*, 6: 215-224].

Kant, I., 1756b. Geschichte und Naturbeschreibung der merkwürdigsten Vorfälle des Erdbebens, welches an dem Ende des 1755. Jahres einen grossen Theil der Erde erschüttert hat. En: *Kants Werke* (AA). G. Reimer, Berlín, 1910 (ed. 1969), tomo I: 429-461.

Kant, I., 1756c. Fortgesetzte Betrachtung der seit einiger Zeit wahrgenommenen Erderschütterungen. En: *Kants Werke* (AA). G. Reimer, Berlín, 1910 (ed. 1969), tomo I: 463-472.

Kant, I., 1757-1759/1802. *Physische Geographie*. En: *Kants Werke* (AA). W. de Gruyter, Berlín-Leipzig, 1923 (ed. 1969), tomo 9: 151-436. [*Theorie der Erde*: Erster Theil, Vierter Abschnitt: 296-305 (§ 74-79)]. [Primera edición: *Physische Geographie* (manuscrito 1757-1759). (F.D. Rink, Ed, 1802). Göbbels und Unzer, Königsberg, 360 p.] [*Theorie der Erde*: Erster Theil, Vierter Abschnitt: 289-307 (§ 74-79)].

Kant, I., 1783. *Prolegómenos a toda metafísica futura que pueda presentarse como ciencia*. Itsmo, Madrid (trad. castellana 1999, ed. bilingüe), 387 p.

Kant, I., 1785. Über die Vulcane im Monde. En: *Kants Werke* (AA). W. de Gruyter, Berlín-Leipzig, 1923 (ed. 1969), tomo 8: 67-76.

Kant, I., 1790. *Crítica del juicio*. Ed. Espasa-Calpe, Madrid (trad. castellana 1977), 487 p.

Larsen, S.E., 2006. The Lisbon earthquake and the scientific turn in Kant's philosophy. *European Review*, 14(3): 359-367.

Lémery, N., 1700. Explication physique et chymique des Feux souterrains, des Tremblemens de Terre, des Ouragans, des Eclairs & du Tonnerre. *Histoire de l'Académie Royale des Sciences, Année M. DCC, avec les Mémoires de Mathématiques et de Physique pour la même année*. Jean Boudot, París (publicado en 1703): 101-110. [Trad. castellana en García Cruz, C. M., 2015. Nicolas Lémery (1645-1715) y su teoría físico-química sobre diversos fenómenos de interés para las Ciencias de la Tierra. *Cuadernos Dieciochistas*, 16: 311-337].

Louden, R.B., 2014. The last frontier: The importance of Kant's geography. *Environment and Planning D: Society and Space*, 32 (3): 450–465.

Massimi, M., Breitenbach, A. (Eds), 2017. *Kant and the laws of nature*. Cambridge University Press, Cambridge, 302 p.

Pelayo López, F., 1996. *Del diluvio al megaterio. Los orígenes de la paleontología en España*. CSIC, Madrid: 169-173.

Reinhardt, O., Oldroyd, D.R., 1982. Kant's thoughts on the ageing of the earth. *Annals of Science*, 39 (4): 349-369.

Reinhardt, O., Oldroyd, D.R., 1983. Kant's theory of earthquakes and volcanic action. *Annals of Science*, 40 (3): 247-272.

Reinhardt, O., Oldroyd, D.R. 1984. By analogy with the heavens: Kant's theory of the earth. *Annals of Science*, 41 (3): 204-221.

Roger, J., 1973. La Théorie de la Terre au XVIIe siècle. *Revue d'Histoire des Sciences,* 26 (1), 23-48 [reimpreso en C. Blankaert (Ed.), 1995. *Pour une histoire des sciences à part entière*. Albin Michel, París : 129-154].

Ussher, J., 1650. *Annales Veteris Testamenti*. J. Flesher, Londres, vol. I, 554 p.

Apéndice

TEORÍA DE LA TIERRA(nota 1)

Immanuel Kant

Traducción castellana y notas de Cándido Manuel García Cruz

[296](nota 2)

[GEOGRAFÍA FÍSICA]

SECCIÓN CUARTA.

Historia de los grandes cambios que ha sufrido la Tierra y continúa sufriendo.

§ 74.

Sobre los cambios graduales que todavía continúan.

La figura de la Tierra está cambiando aún debido principalmente a las siguientes causas:

1. Los terremotos. Estos han deprimido algunas regiones cerca del mar y han levantado islas. Moro(nota 3) piensa, por el contrario, que es poco probable que la mayoría de las montañas se hayan creado de esta forma. Pero algunas pudieron tener un origen así.

2. Los ríos y la lluvia. La lluvia lava la tierra de las montañas y de los terrenos elevados y transporta el lodo a través de grandes arroyos que lo vierten en un río. En un principio, el río lo depositaba a lo largo de su curso y formaba su cauce, pero luego transporta el lodo lejos y lo deposita a todo lo largo y ancho de las costas en su desembocadura; y en particular, algunas veces inunda la tierra firme cerca de su desembocadura y forma nuevas tierras(nota 4). Estos son acontecimientos confirmados por muchos ejemplos.

El Nilo formó su delta completo, de hecho, de acuerdo con el testimonio de autores antiguos, todo el Bajo Egipto, con su lodo, puesto que allí existía un golfo en la antigüedad(nota 5); y todavía lo hace. Damieta está ahora a ocho millas(nota 6) de la costa; en el año 1243 era un puerto marítimo. La ciudad de Fua estaba hace 300 años en una de las bocas(nota 7) del Nilo y ahora está situada a cinco millas [297] tierra adentro. De hecho, el mar ha retrocedido en los últimos cuarenta años media milla desde la ciudad de Rosetta. Ahora se puede ver claramente que toda la tierra del Bajo Egipto es una creación del Nilo.

Esto es precisamente lo que se observa en el Mississippi, en el Amazonas, en el Ganges, y en otros ríos. Como resultado de esto, la tierra firme se hace cada vez más baja, y después de que la tierra haya perdido su pendiente, no abastecerá tanto a los ríos, sino que se detiene en la tierra y forma charcos mientras se seca.

Los ríos se llenan a menudo de lodo en sus desembocaduras, y, por lo tanto, pierden su navegabilidad, por lo que se forman nuevas islas y bancos en la desembocadura de los grandes ríos.

3. El mar. Este se está retirando gradualmente de las costas de la mayoría de los países. En algunas costas lo invade un poco, pero en otras y en la mayoría de los lugares, vuelve a agregar tierra firme(nota 8). En la parte oriental de

Gotland, la tierra gana dos o tres brazas(nota 9) cada año. En el norte de Botnia, Celsius(nota 10) señala que el mar ha descendido cuatro pulgadas(nota 11) y media en diez años. Por lo tanto, muchos que anteriormente eran buenos puertos, ahora solo pueden admitir pequeños barcos. Las dunas en Holanda e Inglaterra, así como las barras en Prusia, son, sin duda, colinas arenosas que fueron levantadas por el mar, pero actualmente el mar no alcanza el nivel tan alto como aquellas. Se puede juzgar si esto puede explicarse suficientemente, señalando que el mar deposita su lodo transportado por los ríos sobre la orilla, o si el interior de la Tierra se ha hecho más firme gradualmente durante muchos siglos, por lo que el fondo del mar se hunde lentamente debido a que su lecho está profundizando y se aleja de la costa. El mar a veces invade la tierra firme.

Se piensa que muchos estrechos se crearon gradualmente por la acción del mar con la destrucción de un istmo, por ejemplo, el Estrecho de Calais. También Ceilán debió estar conectada anteriormente con la tierra firme, aunque los terremotos pueden haber tomado parte en esto; los carnívoros, que se encontraban en Inglaterra, apenas pueden entenderse de otra manera que no sea por la conexión de este país con Francia. El Dollard, un lago en Frisia, fue creado por el colapso del mar. El Zuiderzee era en su mayor parte [298] una tierra habitada, pero fue inundada por el mar.

4. Los vientos y las heladas. El viento a menudo trasporta arena desde las altas montañas hasta las regiones bajas, o viceversa. En Bretaña, una tormenta de arena de esta clase cubrió un área considerable, de tal forma que de los pueblos que una vez estuvieron habitados solo sobresale la parte alta de las torres de las iglesias. En otros países, sin embargo, el viento transporta arena hacia el mar y crea bajíos o incluso nuevas tierras(nota 12).

Las heladas a menudo fracturan partes considerables de las montañas, en cuyas grietas se recoge el agua de lluvia y posteriormente se congela en su interior(nota 13). Estos fragmentos se deslizan hacia los valles y a menudo causan una gran devastación. Estos cambios no son de gran importancia.

5. Los seres humanos. Estos construyen diques contra el mar y los ríos y crean así tierra seca, como puede observarse en la desembocadura del Po, del Rin, y de otros ríos. Drenan pantanos, talan bosques, y de esta forma cambian considerablemente el clima de los países(nota 14).

§ 75.
Monumentos de los cambios que ha sufrido la Tierra en los tiempos más antiguos.

A. Pruebas de que el mar ha cubierto toda la Tierra.

En todas las zonas de la Tierra, incluso en las cimas de las altas montañas, podemos encontrar grandes cúmulos de conchas marinas y otras huellas de antiguos fondos marinos. En Francia, en la Turena, una franja de tierra firme que ocupa nueve millas cuadradas francesas(nota 15), bajo una pequeña cubierta de tierra se encuentra una capa de conchas marinas de treinta pies(nota 16) de espesor. En todas las montañas del mundo, y en todas las islas, se han hallado también, y demuestran suficientemente que el mar cubrió toda la tierra seca; en las cordilleras no se han encontrado todavía. Pero debido a que estas son las zonas más pronunciadas de todas las montañas: el lodo que fue arrastrado por la lluvia y los torrentes, hace mucho tiempo que cubrió las capas de conchas con un manto muy grueso de arcilla, que también se encuentra por todas partes.

[299]

Es ridículo cuando La Loubère(nota 17), en su descripción de Siam, atribuye estas conchas a los monos, de quienes se dice que las han transportado a las cimas de las altas montañas simplemente como un pasatiempo, como hacen en El Cabo, o como cree otro(nota 18), las conchas asiáticas halladas en las montañas europeas fueron traídas por los ejércitos que tomaron parte en las Cruzadas en la Tierra Prometida.

Sin embargo, también se encuentran otras criaturas marinas petrificadas, o en piedra, en medio de las rocas que forman las montañas. Existen frecuentes lenguas de serpientes o dientes de tiburones petrificados(nota 19), cuernos espirales de narvales, huesos de ballena, partes de insectos acuáticos petrificados(nota 20), y se deben de contar además las piedras de los judíos(nota 21), asteroideos(nota 22), pectúnculos(nota 23), etc.

Además, en la estructura de las montañas hay pruebas de que el mar cubrió una vez la tierra firme. El valle que serpentea entre dos hileras de montañas es análogo al cauce de un río o al canal de una corriente marina(nota 24). La altura de ambos lados corre paralela, como las orillas de los ríos, de modo que la proyección de la inclinación de uno se opone a la inclinación del otro. Esto prueba que el flujo y reflujo en el océano universal que cubrió toda la Tierra crearon corrientes marinas, como ocurre en el océano actual, y que estas vaciaron y formaron canales regulares entre las cadenas montañosas.

§ 76.
B. Pruebas de que el mar se ha transformado a menudo en tierra firme y se ha convertido de nuevo en mar(nota 25).

Lo primero que se necesita considerar son las capas que forman la corteza superior de la Tierra. Se encuentran varios *strata* o capas de todo tipo de materiales, como arcilla, arena fina, tierra calcárea, arena gruesa, conchas, etc., por así decirlo, como hojas, unas encima de las otras. Dichas capas están horizontales o inclinadas, y tienen el mismo grosor a lo largo de toda su extensión.

Actualmente se encuentra bajo las primeras capas una de origen marino, que se puede reconocer por las plantas y conchas marinas enterradas. Esta capa a menudo consta de tierra calcárea que no es otra cosa que arena de conchas, luego le sigue una capa con [300] plantas y árboles enterrados, y poco después capas alternas del lecho marino.

Estas capas no se encuentran unas encima de las otras en orden a su pesantez específica(nota 26). En Flandes, Frisia y en otras zonas, se encuentran los primeros vestigios de que estuvieron ocupadas una vez por el mar, y bajo ellas,

bosques enteros de árboles sepultados a una profundidad de cuarenta o cincuenta pies. Aquí, como en la región de Luneburgo, las raíces se extienden hacia el noroeste y las copas hacia el sureste. En Módena y cuatro millas a la redonda, se encuentra el pavimento de una antigua ciudad a una profundidad de catorce pies bajo la capa más alta, a continuación, una cubierta de tierra firme, luego conchas en una capa calcárea a una profundidad entre veintiocho y cuarenta pies, después de ésta, a sesenta pies de profundidad, concreciones terrosas que alternan con calizas. En 1464, en el Cantón de Berna, se recuperó de una fosa a cien *Ellen*(nota 27) de profundidad un barco con cuarenta esqueletos humanos. Bajo una piedra muy profunda se encontró un cuchillo en Uri, y asimismo esqueletos humanos completos se encuentran de vez en cuando en las minas. En Inglaterra se han hallado bajo tierra árboles talados.

Las rocas indudablemente eran blandas. En Suecia se ha encontrado un sapo dentro de una roca a varios *Ellen* de profundidad, que aún estaba vivo, aunque ciego y sin sensibilidad. En montañas de pizarra se encuentran charcas con peces petrificados, muchas improntas de plantas indias, y de vez en cuando dientes de elefante, los mismos huesos de elefantes que en Siberia.

§ 77.
C. Teoría de la Tierra, o fundamentos para su historia antigua.

Scheuchzer(nota 28) y muchos otros físicos(nota 29) atribuyen estos indicios de los antiguos cambios al Diluvio; pero, en primer lugar, duró un tiempo demasiado corto como para que pudiera haber ocasionado estos cambios. Con un tiempo tan breve, la inundación no fue suficiente para amontonar enormes bancos de conchas, profundas capas de tierra, e incluso grandes rocas.

A veces, sin embargo, se encuentran en la Tierra capas alternas de tierra firme y lecho marino. Existe a menudo, como en la región de Módena, un *stratum* bajo una capa de conchas, que contiene productos de tierra [301] firme, y bajo estos a su vez se encuentran con frecuencia restos marinos, por lo que se puede ver que estas transformaciones de la tierra firme en mar, y este a su vez en tierra firme, a menudo se siguen unas a las otras. Además, el Diluvio parece haber sido en general solo uno de estos cambios, es decir, un cambio de la totalidad de la tierra seca dentro del mar y este de nuevo en tierra firme.

Existen innegables indicios de que esto ocurrió realmente en algunas regiones de la Tierra, bien antes o después, y que transcurrieron muchos años durante dichos cambios. A partir de los animales que se encuentran en las islas, es evidente que muchas de ellas, de hecho todas, debieron haber estado conectadas alguna vez con los continentes(nota 30), y que la tierra firme se intercambió con el mar. Porque, si no se desea afirmar que Dios creó los animales terrestres separadamente en cada isla alejada del continente, por ejemplo, en las Azores o en las Islas de los Ladrones(nota 31), entre otras, es incomprensible cómo llegaron hasta las islas, especialmente los animales peligrosos.

Ahora la cuestión es cuál es la causa de todos estos cambios. Moro(nota 32) cree que los terremotos fueron comunes en los primeros tiempos de la Tierra, las montañas habrían salido del mar con conchas, y, en otros lugares, el fondo del mar se hizo más profundo, la sal del mar se habría drenado de las cenizas de la materia, y finalmente todo se habría devuelto a un estado de calma. No se puede negar que en Perú existen montañas enteras que fueron levantadas por terremotos; pero que se distinguen de las otras de una forma clara. Los *strata* no están dispuestos aquí tan ordenadamente como en otros lugares; tampoco es creíble que durante tal violencia de los fuegos subterráneos para construir las montañas, las conchas y los huesos de animales permanecieran intactos. Además, ¿cómo alcanzaron estas regiones los numerosos productos indios marinos y terrestres?

Burnet se imaginaba que la primera Tierra era llana y uniforme, sin mar ni montañas(nota 33). Bajo la corteza superior existía una gran acumulación de agua. El ecuador de la Tierra no estaba inclinado hacia la eclíptica, sino que coincidía con ella(nota 34). La corteza superior se derrumbó y se crearon las montañas, el fondo del mar y la tierra firme. Pero esto solo no puede explicar las revoluciones que ocurrieron gradualmente.

Woodward creía que el diluvio había disuelto todo el material de la Tierra, metales, piedras, tierras, etc., etc., que luego se depositó gradualmente, y [302] esto habría creado las capas de tierra que encierran muchos cuerpos extraños(nota 35). Pero la posición de las capas, que no están dispuestas según su pesantez específica, y la alternancia de capas marinas y terrestres, muestra que los cambios no ocurrieron una sola vez sino con frecuencia, y la disolución de todos los cuerpos sólidos, que es contrario a la sólida razón, refuta estas ideas.

Whiston vivió en una época en que aparecieron varios cometas. También explicó la creación de la Tierra, la primera corrupción después del Pecado Original, el Diluvio, y el Juicio Final, todo por medio de cometas(nota 36). En su opinión, la Tierra al principio era un cometa, y la atmósfera la mantenía en la oscuridad; pero cuando se purificó, se convirtió en luz, y finalmente se crearon el sol y las estrellas, o, más bien, se hicieron visibles por primera vez. Las aguas interiores de la Tierra estaban cubiertas por una corteza terrosa, y no existía el mar, así que tampoco había lluvia ni arcoíris. La cola de un cometa rozó la Tierra y perdió su primera fertilidad. Otro cometa tocó la Tierra con su atmósfera, y produjo una lluvia durante cuarenta días. Brotaron las aguas subterráneas; se elevaron las montañas, y se creó el lecho marino. Por último, el agua retornó a las cavidades de la Tierra. Además de la arbitrariedad en esta opinión y otras inexactitudes, no explica la alternancia en los cambios del mar en tierra firme, y viceversa, que continuaron durante largos períodos de tiempo.

Leibniz en su *Protogaea*(nota 37) creía que la Tierra estuvo una vez fundida(nota 38), que su corteza se transformó en vidrio, que toda la arena era el escombro de este vidrio, que la nube de este material triturado forma la cubierta de varios tipos de tierras. Esta corteza vítrea del globo terráqueo posteriormente colapsó, con lo cual se crearon las montañas y el lecho marino, el mar absorbió la sal de la tierra calcinada, y esta es la causa de su salinidad(nota 39).

Linneo sostiene que, puesto que la Tierra estuvo originalmente cubierta por el mar, Dios situó una sola isla, en lo alto de una montaña, en el ecuador, y colocó en ella plantas y animales de distintas especies de acuerdo con las diferencias de calor y frío acorde con las diversas altitudes(nota 40). Esta isla ganaba cada año nueva tierra firme por la acción del mar, como pudo observar en Gotland, Dalland, etc., y toda la tierra seca se levantó durante los [303] numerosos siglos que siguieron debido a los depósitos del mar. Pero esta tierra que emergió del mar debió haber sido llana y nivelada, como son todas las tierras que se han producido de esta manera; pero se encuentra que todos los continentes de la Tierra están repletos de altas montañas.

Buffon creía que las corrientes marinas, frecuentes en las amplias extensiones de agua que cubrían la Tierra al principio, crearon las irregularidades y las montañas(nota 41) y que el agua se retiró gradualmente, de una forma que no ha explicado suficientemente, y dejó estas elevaciones secas.

§ 78.

Intento de explicar minuciosamente la antigua historia de la Tierra.

Así, pues,

1. Ciertamente, la Tierra fue una masa totalmente fluida, ya que adoptó una forma determinada por la rotación de todas sus partículas, y se encuentran franjas de tierra que yacen unas sobre otras en capas dondequiera que se excave, incluso a las mayores profundidades, que no pueden ser explicadas de ninguna otra forma que como depósitos de una masa turbulenta.

2. Es cierto que todo debió haber estado una vez en el fondo del mar, y que la tierra no se levantó toda de golpe sino gradualmente, y con muchas regresiones al fondo del mar, y que esto duró largos períodos de tiempo.

3. Que las montañas son más altas cuanto más próximas están al ecuador.

4. Que bajo su corteza externa la Tierra está hueca por todas partes(nota 42), incluso bajo el fondo del mar, y deben haberse producido hundimientos frecuentes y universales, tal como se producen actualmente.

5. Que el mar retrocedió donde los hundimientos fueron más profundos, dejando secos los *praecipitia*(nota 43).

6. Que los hundimientos ocurren con mayor frecuencia en las zonas tórridas que en cualquier otro lugar, por lo que allí se encuentran el mayor número de montañas, los mares más extensos, y la mayoría de las islas y bancos de tierra firme.

7. Algunas veces la tierra firme se ha hundido, pero después de largos períodos de tiempo, cuando el fondo del mar se hundió a mayor profundidad en las cavernas inferiores, emergió y volvió a estar seca.

[304]

§ 79.

De todo esto se puede concluir lo siguiente: la Tierra era en un principio una masa totalmente líquida, un caos en la que todos los elementos, aire, tierra, agua, etc., estaban mezclados. Adquirió una forma esferoidal achatada por los polos(nota 44); comenzó a endurecerse, primero en la superficie; el aire y el agua, debido a su ligereza, se hundieron desde el centro de la tierra bajo la corteza. La corteza se hundió y todo se cubrió con el agua. En ese tiempo, se producían conchas marinas en todos los valles, pero la tierra no estaba aún en reposo. El interior se separaba cada vez más de la tierra mezclada, y esta se elevaba bajo la corteza superior, de tal forma que las cavidades se hacían más grandes. Debido a que las áreas donde los hundimientos de la Tierra hicieron que los valles más profundos estuvieran más cargados de agua, se hundían a mayor profundidad y el agua dejó muchas áreas levantadas; en esa época, se creó la tierra seca, y el fondo del mar anterior llegó a estar cubierto en la mayoría de los lugares con una capa de tierra fértil por la acción de los arroyos y la lluvia. Esto duró largos períodos de tiempo, y la humanidad se expandió cada vez más; pero, por las razones ya indicadas, las cavidades subterráneas se hicieron cada vez más grandes, y finalmente, la bóveda superior de la Tierra colapsó de repente; este fue el Diluvio, en el que el agua cubrió todo. Después de esto, el fondo del mar se hundió de nuevo y dejó una parte de la tierra seca; esto continuó, alternativamente, de tal forma que la región que previamente era el fondo del mar se transformó en tierra firme. Cada vez que el agua se precipitaba desde la tierra ahora elevada inundaba las regiones inferiores y las cubría con capas de materiales que habían sido arrastrados desde las regiones más altas.

Esta revolución duró varios siglos en algunas áreas conforme la tierra seca se hundía, porque sus bóvedas no resistieron por más tiempo debido a las cavidades inferiores, y llegaron a estar cubiertas por el mar. Pero después de una larga permanencia allí, la tierra firme quedó al descubierto de nuevo cuando el fondo del mar se hundió a mayor profundidad aún. Y, de hecho, se encuentran bosques sepultados, por ejemplo, en Frisia o en Luneburgo, derribados de tal forma que puede verse que el mar se volcó sobre ellos hacia el noroeste y luego se retiró. Por lo tanto, la mayoría de los hundimientos ocurrieron cerca del ecuador, porque las cavidades más grandes se deben haber formado allí, como [305] puede explicarse fácilmente por las leyes que gobiernan la rotación de la Tierra.

A partir de esto también se puede ver que, debido a que las montañas emergían por todas partes, se modificó el balance en la fuerza de rotación de la Tierra alrededor de su eje, el eje de la Tierra cambió, y lo que antiguamente se encontraba en un clima cálido se sitúa ahora en una zona templada o fría, de ahí que nos encontremos restos de animales indios, conchas, y plantas, así como frecuentes inundaciones de tierras que previamente eran secas y la exposición de tierras que una vez habían estado en el fondo del mar.

Puesto que después del Diluvio, lo que había sido el fondo del mar y estaba cubierto con el agua, llegó a ser tierra firme, ¿no sería el caso que la mayor parte de su salinidad se hubiera filtrado, de tal forma que la salinidad del mar y la fertilidad de la tierra seca hubieran surgido de esta manera?

Notas de la traducción

[1] Referencia original: Kant, I., 1757-1759/1802. [Theorie der Erde]. En: *Kants Werke* (AA). W. de Gruyter, Berlín-Leipzig, 1923 (ed. 1968), tomo 9 (*Physische Geographie*), Erster Theil, Vierter Abschnitt: 296-305 (§ 74-79). El original de *Physische Geographie* está basado en dos manuscritos fechados en 1757-1759 y 1774-1775, actualmente perdidos. El texto fue reelaborado y corregido por su antiguo discípulo y amigo Friedrich Theodor Rink (1770-1811), filósofo y profesor de teología en Königsberg, recopilando diversas fuentes, como notas del autor, apuntes de sus alumnos, y numerosas adiciones personales con la intención de actualizarlo. La primera edición apareció en 1802, y según Adickes (1913: 10), el texto de Rink proviene solo del primer manuscrito. Esta es la razón por la que damos "1757-1759/1802" como fecha en la referencia para esta obra. De esta edición se ha consultado un ejemplar conservado en la British Library (Londres). Algunos errores de este texto de 1802 fueron subsanados por Adickes durante la preparación de las obras completas de Kant y que constituye la Edición Académica (*Akademieausgabe*), publicada por Georg Reimer/Walter de Gruyter, en Leipzig-Berlín (1910-1929), en veintitrés volúmenes (Adickes, 1911a,b). Para la presente traducción, así como para todos los trabajos de Kant mencionados (a excepción de *Prolegómenos* y *Crítica del juicio*), se ha utilizado la mencionada edición académica (reimpresión 1969), que se cita en la bibliografía con la abreviatura (AA). (Ejemplar consultado: Biblioteca de Guajara, Universidad de La Laguna, Santa Cruz de Tenerife). También se hace referencia a la versión castellana *Historia General de la Naturaleza y Teoría del Cielo* (1946a), en las citas correspondientes. Una vez más se han atendido las reglas básicas para este tipo de traducciones: decir todo lo que dice el original; no decir nada que el original no diga; y decirlo con la elegancia que permite el castellano. Se ha conservado la paginación entre corchetes del texto original, y se han añadido diversas notas explicativas y las oportunas referencias bibliográficas que ayudan a una mejor comprensión de la obra y la complementan.

[2] Los números entre corchetes indican la paginación original (inicio de página) de la edición académica (AA), citada en la nota anterior.

[3] Moro, A.L., 1740. *De' crostacei e degli altri marini corpi che si truovano su' monti*. Stefano Monti, Venecia, Libro Secondo, caps. X-XIII. [Kant pudo haber consultado la trad. alemana: *Neue Untersuchungen der Veränderung des Erdbodens: Nach Anleitung der Spuren von Meerthieren und Meergewächser, die auf Bergen und in trockener Erde gefunden werden*. B.C. Breitkopt, Leipzig (1751), 464 p.].

[4] Las ideas expresadas por Kant recuerdan la interpretación efectuada por Leonardo da Vinci (1452-1519) sobre la denudación fluvial (exceptuando la visión organicista de este último); véase Vinci, L. da, 1508. Geografía. En: *Cuadernos*, (H.A. Suh, Ed). Parragon, Bath (trad. castellana 2006), cap. VIII.

[5] Heródoto de Halicarnaso (484-425 a.e.c.) realizó una de las primeras descripciones sobre los depósitos fluviales del Nilo; véase Heródoto. *Historia* (Libros I-II). Ed. Gredos, Madrid (trad. castellana 1977), Libro II, caps. 5, 11 y 12; esto también lo recogería Aristóteles (384-322 a.e.c.) el siglo siguiente; véase Aristóteles. *Los meteorológicos*. Alianza Ed., Madrid (trad. castellana 1996), Libro I, 14: 351[b].

[6] Puesto que Kant no lo especifica, se supone que está manejando el sistema prusiano de medidas, donde la milla (*Meile*, en el original alemán) equivalía a 7.532,5 metros.

[7] Se ha preferido traducir el término original *Mündung* (desembocadura) por *boca*, siguiendo la antigua tradición que denominaba de esta forma a las salidas al Mediterráneo de los diferentes brazos del delta del Nilo.

[8] Kant está considerando aquí el interesante problema de los movimientos de acenso-descenso del nivel del mar (eustasia); para una excelente síntesis histórica, véase Dott, R.H., Jr., 1992. An introduction to the ups and downs of eustasy. En: *Eustasy: The historical ups and down of a major concept*, (R.H., Jr. Dott, Ed). Geological Society of America, Memoir 180: 1-16.

[9] La braza (*Klafter*, en el original alemán), tenía un valor en Prusia de 1,88 metros; se dividía en 6 pies (*Fuss*), y cada pie en 12 pulgadas (*Zoll*) (véanse las notas 11 y 16).

[10] Se trata del trabajo efectuado a mediados del siglo XVIII por el físico sueco Anders Celsius (1701-1744), pionero en los estudios sobre las variaciones del nivel del mar en el Báltico; véase Celsius, A., 1743. Anmärkning om vatnets förminskande så i Östersjön som Vesterhafvet. *Kongliga Swenska Wetensskaps Academiens Handlingar*, 4: 33-50.

[11] La pulgada (*Zoll*, en el original) equivalía a 0,026 metros.

[12] Kant tiene en cuenta aquí la importancia de los procesos de desplazamiento y acumulación de materiales arenosos por transgresión-regresión eólica en cuanto a la modificación de las formas del paisaje en muchas regiones.

[13] Este fenómeno de meteorización física o mecánica por la acción del hielo sobre las rocas, conocido como crioclastismo, se denominaba en esa época *desintegración*, por la cual se separaban las partes integrantes de los materiales sólidos sin modificar su composición; su importancia era reconocida al menos desde el siglo XIV; véase Goudie, A.D., Viles, H., 2008. Weathering processes and forms. En: *The history of study of landforms*, (T.P. Burt, R.J. Chorley, D. Brunsden, N.J. , Cox, A.S. Goudie, Eds). Geological Society of London, Londres, vol. 4 [Quaternary and recent processes and forms (1890-1965) and the mid-century revolutions]: 130.

[14] Esta es una interesante observación en clave ambiental para esa época, al tratar la repercusión de la acción humana sobre el cambio climático, especialmente en lo relativo a la tala de bosques, que años más tarde calificaría como "destrucción irracional" [en el original alemán lo expresa con mayor contundencia como "exterminio" (*Ausrottung*)]; véase Kant, I., 1790. *Crítica del juicio*. Ed. Espasa-Calpe, Madrid (trad. castellana 1977), § 63.

[15] La milla francesa equivalía a 1.949 metros.

[16] El pie (*Fuss*, en el original), pie del Rin (*Rheinländische Fuss*, en alemán) o pie de Leiden (*Rijnlandsche Voet*, en holandés), de uso común en buena parte de la Europa continental, equivalía aproximadamente a 0,314 metros.

[17] El diplomático francés Simon de la Loubère (1642-1729) publicó los informes de su viaje como enviado a Siam en 1691; sobre la idea de que los monos, como en el Cabo de Buena Esperanza, depositan las conchas en lo alto de las montañas, véase Loubère, S. de la., 1691. *Du Royaume de Siam*. J.B. Coignard, París, vol. 2: 105.

[18] Aunque no lo cita expresamente, es evidente que Kant se refiere a François-Marie Arouet, Voltaire (1694-1778), quien sostenía que las conchas fósiles pudieron haber sido depositadas en las montañas por los peregrinos y soldados que volvían de Tierra Santa después de las Cruzadas; véase Voltaire, F.M. Aroute, 1746. Sur les changements arrivés dans notre globe, et sur les pétrifications. En: *Œuvres de Voltaire*, (A.J.Q. Beuchot, Ed), 1830. Lefèbre-Werdet et Lequien, París, tomo XXXVIII (Mélanges, tomo II): 565-581.

[19] Durante la Edad Media, bajo el término genérico de *glossopetrae* (del latín, lenguas de piedra) se confundieron los *dientes de tiburón* con *lenguas de serpiente* petrificadas. De ahí la ambigüedad que establece Kant para ambos términos.

[20] Probablemente se refiere a Efemerópteros, aunque los fósiles de este orden de insectos suelen encontrarse más bien conservados en ámbar.

[21] Se trata de espinas fósiles de erizos de mar, especialmente Cidaroideos, conocidas también durante la Edad Media como *Lapis judaicus*.

[22] Estrellas de mar.

[23] Moluscos bivalvos.

[24] Esta idea la había expresado con anterioridad Buffon; véase más adelante la nota 41.

[25] El intercambio de la tierra firme con el mar es una de las grandes ideas que Kant discute en este párrafo y en el siguiente; ya Aristóteles había considerado esta relación de alternancia, por otro lado cíclica y gradual, de los lugares secos y húmedos de la Tierra; véase Aristóteles, *op. cit.* (nota 5), Libro I, 14: 351ª.

[26] Se ha preferido mantener el término utilizado por Kant de *pesantez específica* (spezifische Schwere, en el original) en lugar de *gravedad específica*, o incluso *peso específico* (spezifische Gewicht) o *densidad* (Dichte), aun cuando estos últimos términos, sin ser equivalentes, sí son más habituales en relación con los materiales geológicos.

[27] *Elle* (pl. *Ellen*) era una antigua medida de longitud, equivalente al *codo*, que en Prusia equivalía a 0,665 metros.

[28] Scheuchzer, J.J., 1731. *Physica Sacra*. C.U. Wagner, Avgvstae Vindelicorvm-Vlmae [Augsburg-Ulm], vol. 1, Tabs. XLIV-XLVIII: 44-48.

[29] En su primera acepción, *físico* tenía el significado de naturalista (del griego, φυσις, naturaleza).

[30] Las conexiones terrestres de continentes entre sí y con las islas fue una de las grandes discusiones que se plantearon durante siglos para explicar la distribución geográfica de plantas y animales, incluido el ser humano, y cuya solución no llegó hasta las primeras décadas del siglo XX con la teoría del movilismo continental.

[31] Antiguo nombre de las Islas Marianas, aunque ya recibía esta última denominación en la época de Kant.

[32] Moro (1740), *op. cit*. (nota 3): Libro I, caps. XIX-XXIII.

[33] Burnet, T., 1681. *Telluris Theoria Sacra.* Kettilby, Londres. (Facsímile en: Readex Microprint, Nueva York, 1968). [Trad. inglesa: *The Theory of the Earth*. R. Norton, Londres (1ª ed. 1684); reedición en Southern Illinois University Press, Carbondale (1965)].

[34] Siguiendo una doctrina defendida por algunos filósofos griegos clásicos, entre ellos Anaxágoras, Empédocles, Diógenes, o Demócrito, Burnet había sugerido un cambio en la posición del eje de rotación de la Tierra tras el Diluvio, pasando de ser horizontal y achatada por el ecuador (forma prolata) a vertical y achatada por los polos (forma oblata), de ahí la coincidencia del ecuador con la eclíptica que señala Kant; véase Burnet, 1681, *op. cit*. (nota anterior): Libro II, cap. VIII, 228; 1684, Libro II, cap. X; (véase más adelante, nota 44).

[35] Woodward, J., 1695. *An essay towards a natural history of the earth*. Arno, Nueva York (facsímile 1978), Part VI.

[36] Whiston, W., 1696. *A new theory of the earth, from its original, to the consummation of all things*. Arno, Nueva York (facsímile 1978), Books II-IV.

[37] Leibniz, G.W., 1749. *Protogaea*. Presses Universitaires du Mirail, Toulouse (obra póstuma; original 1690-1692; trad. francesa 1859, ed. bilingüe latín-francés 1993), II, XXI-XXII [existe trad. castellana en KRK, Oviedo (2006)].

[38] Esta era la idea fundamental de Descartes sobre el origen y evolución de la Tierra como sol apagado; véase Descartes, R., 1644. *Les principes de la philosophie*. J. Vrin, París (trad. francesa 1647; ed. 1989), IV parte; [existe trad. castellana en Alianza Ed., Madrid (1995)].

[39] Sobre el origen de la salinidad del mar, esta misma idea también había sido tratada ya por Aristóteles, *op. cit.* (nota 5), Libro II, 1: 353b.

[40] Linné, C. von, 1744. *Oratio de telluris habitabilis incremento*. C. Haak, Lugduni Batavorum [Leiden], § 26-37 [trad. castellana: *Discurso sobre el incremento de la tierra habitable* (2004). En: *Historia de la Biogeografía. 1. El periodo preevolutivo*, (N. Papavero, D. Martins Teixeira, J. Llorente Bousquets, A. Bueno, 2004. Fondo de Cultura Económica, México: 133-143 (§ 26-37)].

[41] Buffon, G.L. Leclerc, conde de, 1744. *Preuves de la Théorie de la Terre*. En: *Histoire Naturelle, générale et particulière*. Imprimerie Royal, París, tomo I, Art. 13. [Trad. castellana: *Pruebas de la Teoría de la Tierra*. En: *Obras completas de Buffon*. F. de Paula Mellado, Madrid, 1847, tomo I, Artículo XIII; Buffon, G.L. Leclerc, conde de, 1778. *Histoire naturelle, générale et particulière: contenant Les époques de la Nature*. Imprimerie Royal, París (supplément, tome neuvième), IIIme Époque. [Trad. castellana: *Las épocas de la Naturaleza*. Madrid: Alianza Ed. (1997), Tercera Época]. Esta analogía entre la acción de las corrientes marinas y la de los ríos la había sugerido unos años antes el erudito francés Louis Bourguet (1678-1743) en su teoría de la Tierra; véase Bourguet, L., 1729. Mémoire sur la théorie de la terre. En: *Lettres philosophiques sur la formation des sels et des crystaux*. F. L'Honore, Amsterdam: 181-182.

[42] Kant expresa aquí la teoría de la *Tierra hueca*, que, al margen de las fuentes clásicas, tiene su origen en un contexto científico en las ideas del astrónomo británico Edmund Halley (1656-1742): comparando las densidades relativas de la Luna y de la Tierra aportadas por Isaac Newton (1642-1727), Halley determinó que las variaciones seculares del campo magnético terrestre se debían a la existencia de diferentes esferas concéntricas que conformaban un planeta hueco; véase Halley, E., 1692. An account of the cause of the change of the variation of the magnetic needle; with an hypothesis of the structure of the internal parts of the Earth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 16: 563-578 (read on 25 November 1691). También el propio Newton expresaría estos conceptos de la Tierra hueca, aunque más en relación con las ideas de Nicolas Lémery sobre los fuegos subterráneos y los terremotos; véase Newton, I., 1704. *Óptica, o tratado de las reflexiones, refracciones, inflexiones y colores de la luz*. Alfaguara, Madrid (trad. castellana 1977 de la 4ª ed. inglesa 1730), Libro III, Parte I, *Cuest*. 31, 328.

[43] Materiales que han sido precipitados o depositados (del latín, *precipitare*, precipitar, hacer caer).

[44] La noción de una Tierra oblata (esférica y achatada por los polos) expresada por Newton en sus *Principia* (1687), la tomó, sin duda, *prestada* de Robert Hooke (1635-1703), quien la había adelantado en 1674-1675, y discutida posteriormente en sus discursos sobre los terremotos; véanse Newton, I., 1687. *Principios matemáticos de filosofía natural*. Alianza Ed., Madrid (trad. castellana 1987), tomo I, libro III: proposiciones XVIII-XX; Hooke, R., 1686-1700. Lectures and discourses of earthquakes, and subterraneous eruptions. En: *The posthumous works of Robert Hooke*, (R. Waller, R., Ed, 1705). Smith & Walford, Londres, *Discourse* Nº 3 (1686): 343 [reproducido en: Drake, E.T., 1996. *Restless genius. Robert Hooke and his earthly thoughts.* Oxford University Press, Nueva York: 88 y 242

Manuscrito recibido el 30-11-2018
Recibida la revisión el 18-1-2019
Aceptado el manuscrito revisado el 22-1-2019

CARLOS SANCHO MARCÉN, *IN MEMORIAM*

El día 12 de febrero falleció nuestro amigo y compañero Carlos Sancho Marcén, apasionado profesor, destacado investigador y una persona de gran generosidad y humanidad. Su vinculación y compromiso con la Sociedad Geológica de España ha sido continuada en el tiempo: Editor Principal de la Revista de la SGE (2004-2008), Miembro del Comité Editorial de la Revista (2009-2011), Miembro del Comité Organizador del VI Congreso Geológico de España (2004, Zaragoza), organizador de varios Geolodías, entre ellos los del Monasterio de Piedra (2010) y en Bardenas Reales (2011), y activo participante en las Sesiones Científicas, Reuniones de Patrimonio Geológico, y Congresos de la Sociedad Geológica. Formó parte durante más de una década del Grupo Consolidado de investigación "Paleoambientes del Cuaternario".

Carlos supo transmitir, tanto a sus estudiantes como a sus colaboradores, su amor por la Geología y su dedicación al trabajo de campo, dejando una profunda huella científica que pervive en la excelencia de sus trabajos. Carlos se licenció en 1984 en Ciencias Geológicas por la Universidad de Zaragoza y defendió su Tesis Doctoral en 1988 dedicada a la "Geomorfología de la Cuenca Baja del Río Cinca". Sus cualidades como investigador eran excepcionales, destacando su creatividad, organización y capacidad de síntesis. Con el estudio de los sistemas de terrazas y glacis del Cinca inicia su primera gran pasión científica: caracterizar la evolución aluvial durante el Cuaternario en la Depresión del Ebro, las crisis climáticas y el rebote isostático en el margen norte de la Depresión. Aquí comenzaron sus primeras colaboraciones con investigadores europeos, americanos (con un especial recuerdo desde aquí para su gran amiga Claudia Lewis, fallecida el 23 de Febrero de 2012) y australianos para establecer las primeras cronologías mediante datación por luminiscencia (OSL) de la evolución cuaternaria de los sistemas fluviales de la cuenca del Ebro (Cinca, Gállego y Ebro) y su relación con los avances glaciares en el Pirineo. Carlos tenía un gran conocimiento del territorio, y una innata habilidad para la cartografía, sobre todo en la composición de las relaciones espacio-temporales de facies y formas: sus unidades morfogenéticas. Igualmente, sorprendía en la cuidadosa planificación de las tareas de campo, y en particular, en la selección de los puntos óptimos para la toma de muestras para las dataciones y otros tipos de análisis. Recientemente, lideró los primeros trabajos para la datación absoluta por resonancia de espín electrónico (ESR) de los depósitos culminantes del Pleistoceno inferior anteriores a la jerarquización de la red fluvial del piedemonte pirenaico.

Carlos Sancho, tomando muestras para dataciones OSL en las Bardenas Reales (2005).

Con su curiosidad insaciable, siempre mantuvo un gran interés en conectar la Geología con otras ciencias que le aportaran nuevos datos para comprender mejor el paisaje y su génesis. Así, realizó trabajos en las laderas y rellenos de valle holocenos en diversos puntos de la depresión del Ebro colaborando con expertos en Geografía y Arqueología, profundizando en la discriminación entre acciones antrópicas y naturales en la formación de determinadas secuencias sedimentarias. En esta línea, sus estudios más relevantes se centraron en los depósitos holocenos de Bardenas Reales, donde incorporó en sus proyectos especialistas en sedimentología, suelos, arqueología, malacología, paleomagnetismo, magnetismo ambiental, polen, fitolitos y biominerales. El resultado se refleja en varios trabajos que completan una detallada evolución aluvial holocena de las Bardenas, a partir de los cuales se reconstruyen los cambios climáticos, ambientales y antrópicos recientes. Carlos estaba convencido de que la buena ciencia es transversal y multidisciplinar, y no está encorsetada con las áreas de conocimiento tradicionales. Su relación con el ámbito de los especialistas en Geografía fue siempre muy intensa, habiendo impartido clases en asignaturas de esta especialidad. También formó parte del profesorado de los cursos de Geografía Física de la Universidad de Verano de Teruel durante más de 20 años.

Realizó numerosos viajes por países sudamericanos (Argentina y Chile), que siempre consideró una gran fuente de inspiración para entender procesos activos a otra escala y como elemento de comparación con dinámicas más discretas de la zona mediterránea. Además, colaboró en la impartición de cursos de postgrado en universidades latinoamericanas, así como en trabajos de investigación en el noroeste de Argentina, destacando varias publicaciones sobre conos aluviales y neotectónica en la Quebrada de Humahuaca y de los depósitos eólicos de la depresión de Cafayate. Como resultado de sus viajes a la Patagonia, ha publicado recientemente, junto con investigadores británicos (V. Thorndycraft), un estudio sobre la evolución paleogeográfica desde el LGM al Holoceno medio de los lagos y los cursos fluviales que drenan el campo de Hielo Patagónico Norte. Otra aportación notable fue su colaboración en un proyecto centrado en el estudio y datación de espeleotemas en la zona kárstica de Bardas Blancas, en el Sur de la provincia de Mendoza.

Resulta difícil comprender los efectos del clima sobre los procesos geodinámicos sin estudiar registros proxy de alta resolución. Destacan sus estudios sobre caliches y tobas de la Depresión del Ebro y Cordillera Ibérica que desarrolló junto con otros investigadores de la Universidad de Zaragoza, estableciendo la duración y las señales paleoclimática y am-

Izquierda: Carlos Sancho en el Macizo del Monte Perdido. Derecha: Carlos Sancho en una salida de campo (cortesía de @SobrarbeGeopark a través de Facebook).

biental de los periodos cálidos durante el último millón de años. Fue el impulsor del estudio pluridisciplinar de la sedimentación tobácea actual ("monitorización") en varios ríos de la Cordillera Ibérica, que ha llevado a resultados muy sólidos sobre los factores y procesos de formación de tobas. Además, en las dos últimas décadas, Carlos se dedicó en gran medida a la reconstrucción paleoclimática a través de los registros de cuevas, tanto espeleotemas como depósitos detríticos. Así, trabajó en muchas cavidades del noreste peninsular localizadas en diferentes macizos del Pirineo y en la Cordillera Ibérica (Molinos, Ejulve, Seso, Ortigosa, La Galiana, Molino de Aso y muchas más). En esta disciplina dirigió dos tesis doctorales (M. Bartolomé -2016- y C. Pérez -2018-) y publicó numerosos artículos que han sido muy novedosos e inspiradores. Además, Carlos abrió una nueva línea de trabajo basada en el estudio de depósitos de hielo fósil en cuevas del Pirineo (tesis doctoral de A. Belmonte -2014-). Con su buen olfato de geomorfólogo y paleoclimatólogo, supo reconocer la importancia de estos depósitos como almacenes extraordinarios de información sobre cómo era el clima de hace miles de años. En ese tema, Carlos lideró varios estudios en cavidades del Macizo de Cotiella (cueva A294) y Monte Perdido (Casteret y Sarrios), que permiten reconstruir la variabilidad climática y de la vegetación para los últimos 6000 años en el Pirineo, siendo uno de los depósitos de hielo subsuperficial más antiguos conocidos en el Mundo. Estas investigaciones las realiza en colaboración con investigadores el Instituto Pirenaico de Ecología y de la Universidad de Zaragoza. Tanta ha sido la repercusión que el pasado 23 de Julio conocíamos que este grupo del IPE-CSIC y Universidad de Zaragoza, liderados por Carlos Sancho, obtenía el *Galardón Félix de Azara* de medio ambiente que otorga la Diputación Provincial de Huesca. Con este galardón se reconocía su aportación y la de sus colegas al conocimiento del cambio climático por sus estudios de las cuevas de hielo de Pirineo. Gran conocedor de esta cordillera, colaboró estrechamente con el Geoparque Mundial de la UNESCO Sobrarbe-Pirineos como científico y divulgador.

El legado científico de Carlos Sancho ha quedado impreso en sus múltiples publicaciones y trabajos científicos, pero, si cabe, es todavía mayor la huella humana que ha dejado en todos los que hemos disfrutado de sus enseñanzas. En este sentido, Carlos ha mostrado una gran dedicación a su labor docente, sabiendo transmitir su gran amor por la Geología y el paisaje, a la vez que sabía transferir de forma organizada y sencilla sus conocimientos. Por sus clases han pasado treinta promociones de alumnos de Geología y Geografía de la Universidad de Zaragoza, aunque su impronta más profunda la dejó probablemente en sus alumnos del máster donde cursaba la asignatura de Registros Climáticos Cuaternarios. A raíz de este máster, varios de ellos han sentido el interés y entusiasmo de su ciencia, culminando la realización de una Tesis Doctoral, y hoy continúan las tareas investigadoras emprendidas por Carlos. Como compañero, Carlos siempre mostró una gran generosidad tanto con su tiempo como con su conocimiento, siempre dispuesto a ayudar, a explicar y a colaborar en cualquier tema. Es de destacar además su capacidad integradora, Carlos hacía que cada miembro del grupo se sintiera parte activa y protagonista de un proyecto en común. Como persona, transmitía una gran humanidad, sentido del humor, alegría y humildad. Carlos ha dejado una fuerte huella científica y humana, que sobrevive en su legado científico, en su esposa Maria Luisa, en su hija María y en todos nosotros amigos, discípulos, y compañeros.

Hasta siempre Carlos,

J.L. Peña, A. Moreno, C. Arenas, A. Belmonte, A.Casas,
M.J. Machado, C. Osácar, L. Auqué, A. Meléndez,
M. Bartolomé, M. Calle y G. Benito

NORMAS DE PUBLICACIÓN EN LA REVISTA DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

La Revista de la Sociedad Geológica de España (RSGE) es una publicación semestral de la Sociedad Geológica de España que da cabida a trabajos de investigación científica, en español o en inglés, en relación con cualquier área de las Ciencias de la Tierra. Los trabajos de geología de la Península Ibérica y áreas próximas son particularmente bienvenidos. Los trabajos deberán ser originales, es decir, no publicados (o aceptados) en otra revista, sea íntegramente o por partes y/o en otro idioma. Todos los artículos son revisados, al menos, por 2 especialistas y por miembros del Comité Editorial.

PREPARACIÓN DEL MANUSCRITO

Organización del texto

El texto se elaborará siguiendo la Plantilla RSGE (formato DOC), disponible en **http://www.revistasge.com**. El texto seguirá este orden: 1) Título en español e inglés; 2) Nombre y apellido/s del/los autor/es; 3) Dirección postal y electrónica completa del/los autor/es; 4) Resumen en español e inglés, de 200 palabras para el idioma del manuscrito, de 400 en el segundo idioma; 5) Palabras clave (3 a 5, en español y en inglés); 6) Título corto para el encabezamiento, en el idioma del manuscrito; 7) Texto principal. Los encabezamientos del texto principal se ordenarán jerárquicamente en 3 tipos, sin numeración alguna: **Apartado**, *Subapartado de primer orden* y *Subapartado de segundo orden*, con punto y seguido el texto. En el texto, se incluirán solo citas de trabajos publicados o en prensa, con el apellido de autor/es y año de publicación y en orden cronológico (*e.g.*, Pérez, 2004; Mateos y Jiménez, 2007; Teixell *et al*., 2007). Las figuras y tablas se indicarán de forma correlativa (*e.g.*, Fig. 1, Fig. 2, Tabla 1, Tabla 2…etc.); 8) Agradecimientos; 9) Referencias. Deberán ir ordenadas alfabéticamente por el nombre de autor/es y cronológicamente en el caso de mismo/s autor/es, de acuerdo con los ejemplos indicados abajo; y 10) Pies de figuras y tablas.

Arce Durante, J.M., Fernández Tomas, J., Monteserín López, V., 1977. *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 24 (Mondoñedo)*. IGME, Madrid.

Díaz Martínez, E., 1988. El Cretácico Inferior del sector de Jubera (norte de la Sierra de Los Cameros, La Rioja). *II Congreso Geológico de España*, *Comunicaciones*, 1: 67-70.

Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz del Río, V., 2001. The sedimentary record of the post-glacial transgression on the Gulf of Cadiz continental shelf (Southwest Spain). *Marine Geology*, 178: 171-195.

Ortega Gironés, E., Gil Ibarguchi, J.I., 1983. La Unidad de Malpica-Tuy. En: *Libro jubilar, J.M. Ríos. Geología de España, Tomo I*, (J. Comba, Ed). IGME, Madrid, 430-440.

Parra, J., 2001. Análisis paleoambiental de los sistemas continentales y el vulcanismo asociado del Neógeno del Valle del Cajón en los Andes Occidentales (Catamarca, República Argentina). Tesis Doctoral, Univ. Huelva, 272 p.

Woodroffe, C.D., 2002. *Coasts*. Cambridge University Press, New York, 623 p.

Figuras y tablas

Para el diseño de tablas y figuras (incluyendo dibujos y fotografías) se tendrá en cuenta el tamaño de caja de la revista (248 x 170 mm). Las figuras y tablas pueden ocupar la anchura de una columna (82 mm) o de una página (170 mm). Las tablas irán en formato DOC. El tamaño de letra deberá ser como mínimo de 7 ptos. y la anchura de línea oscilará entre 0,3 y 1,5 ptos. Las tablas irán en formato DOC. Las partes de una figura se denotarán con letras mayúsculas (A, B, C, etc.). Los dibujos deben tener una buena calidad en cuanto a tramas, tonos de grises y leyendas. Las fotografías deben ser claramente visibles, tener contraste suficiente, y acabado brillante, y contener escalas u objetos que sirvan de referencia.

Extensión del manuscrito

Como norma general, la extensión del manuscrito, incluyendo texto y espacio equivalente de figuras y tablas, no podrá exceder 20 páginas. Una página de la Plantilla RSGE (en fuente Times New Roman 10, a espacio simple) equivale a unas 1000 palabras aproximadamente.

ENVÍO Y REVISIÓN DEL MANUSCRITO

El manuscrito será enviado electrónicamente a la Editora Principal (Beatriz Bádenas Lago) a través de la plataforma de Envío de Artículos en **http://www.revistasge.com** en 2 documentos: 1) el texto en formato DOC (*i.e.,* Plantilla RSGE) y 2) las figuras y tablas en un documento PDF y numeradas correlativamente. A la hora de preparar estos documentos, hay que tener en cuenta que la plataforma tiene una capacidad máxima de envío de 9 Mb. E/los autor/es deberá/n proporcionar el nombre, institución y correo electrónico de 5 posibles revisores (ver Plantilla RSGE). Existe la posibilidad de vetar revisores, siempre que esté debidamente justificado.

La Editora Principal valorará la adecuación del manuscrito a las normas de publicación. Si el trabajo que se ajusta a las normas, este será enviado para su revisión a 2 revisores y, en caso de discrepancia entre ellos, se remitirá a un tercer revisor. Teniendo en cuenta la opinión de los revisores, la Editora Principal decidirá si el trabajo se acepta como está, con modificaciones menores, con modificaciones mayores, o es rechazado. En caso de que sea aceptado con modificaciones, el manuscrito inicial será corregido por el/los autor/es, siguiendo las observaciones de los revisores. La nueva versión del documento será enviada a la Editora Principal, quien valorará la necesidad de una segunda revisión o, en su caso, lo aceptará definitivamente.

MANUSCRITO ACEPTADO

Una vez aceptado el manuscrito se enviará por correo electrónico a la Editora Principal (**bbadenas@unizar.es**), la versión final de las tablas (en formato DOC) y de las figuras (en formato JPG, TIFF o EPS), en archivos individuales. Si se usa el formato TIFF y la figura solo contiene dibujos de líneas, la resolución deberá ser de 600 ppp. Si la figura tiene trama de grises o es en color, la resolución deberá ser de 300 ppp.

El/los autores recibirá/n: 1) las pruebas de imprenta para la corrección de erratas, sin que se acepten modificaciones del texto original; y 2) el documento de Transferencia del *Copyright* a la Sociedad Geológica de España.

Para resolver cualquier duda pueden contactar con la Editora Principal por correo electrónico: **bbadenas@unizar.es.**

PUBLICATION RULES OF THE JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF SPAIN

The Journal of the Geological Society of Spain (RSGE) is a biannual publication of the Geological Society of Spain. This journal publishes original research contributions in Spanish or English that cover all Earth Science topics, in particular those concerning the Iberian Peninsula and surrounding areas. The submitted papers must be original research papers that have not been published (totally or partially) elsewhere, in any language. All the papers are reviewed by a minimum of 2 referees and by the Editorial Board.

MANUSCRIPT PREPARATION

Text organization

The text is to be formatted using the RSGE Template (DOC format), which is available in **http://www.revistasge.com**. It should be organized as follow: 1) Title (in English and Spanish); 2) Name and surnames of author/s; 3) Full postal and electronic addresses of author/s; 4) Abstract in Spanish and English, not exceeding 200 words in the language of the main text, and no more than 400 words in the second language; 5) Keywords (3 to 5, in Spanish and English); 6) Short title to use as header, in the language of the main text; 7) Main text. Headings should be hierarchically sorted into3 types without any numbering: **Section**, *First-order subsection* and *Second-order subsection*, with dot and followed by the text. In the main text, cite only published or in press publications. Any cited publications should be referred to the author's surname/s and year of publication, arranged chronologically (*e.g.*, Pérez, 2004; Mateos and Jiménez, 2007; Teixell *et al.*, 2007). The figures and tables must be sequential (*e.g.*, Fig. 1, Fig. 2, Table 1, Table 2…etc.); 8) Acknowledgements; 9) References. The list of references should be arranged alphabetically by authors' surnames, and chronologically per author/s, as in the examples below; and 10) Figure and table captions.

Arce Durante, J.M., Fernández Tomas, J., Monteserín López, V., 1977. *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 24 (Mondoñedo)*. IGME, Madrid.

Díaz Martínez, E., 1988. El Cretácico Inferior del sector de Jubera (norte de la Sierra de Los Cameros, La Rioja). *II Congreso Geológico de España*, *Comunicaciones*, 1: 67-70.

Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz del Río, V., 2001. The sedimentary record of the post-glacial transgression on the Gulf of Cadiz continental shelf (Southwest Spain). *Marine Geology*, 178: 171-195.

Ortega Gironés, E., Gil Ibarguchi, J.I., 1983. La Unidad de Malpica-Tuy. In: *Libro jubilar, J.M. Ríos. Geología de España, Tomo I*, (J. Comba, Ed). IGME, Madrid, 430-440.

Parra, J., 2001. Análisis paleoambiental de los sistemas continentales y el vulcanismo asociado del Neógeno del Valle del Cajón en los Andes Occidentales (Catamarca, República Argentina). Doctoral Thesis, Univ. Huelva, 272 p.

Woodroffe, C.D., 2002. *Coasts*. Cambridge University Press, New York, 623 p.

Figures and tables

The page size of the journal, 248 x 170 mm, should be considered when preparing figures (both drawings and photographs) and tables. The figures and tables can occupy either one column (82 mm width) or the whole width of the page (170 mm width). Lettering should be a minimum of 7 pt. Line widths should range from 0.3 to 1.5 pt. Tables shall be in DOC format. Figure parts should be denoted by uppercase letters (A, B, C, etc.). Line drawings must be of good quality in terms of patterns, grey tones and legends. Photographs should be clear, have good contrast and a glossy aspect, and employ some indication of scale.

Manuscript length

As a general rule, manuscripts must not exceed 20 pages, including text and the equivalent space for figures and tables. One single-spaced RSGE Template page, written with font Times New Roman 10, contains approximately 1000 words.

MANUSCRIPT SUBMISSION AND REVISION

Manuscripts should be submitted electronically through **http://www.revistasge.com** to the Editor-in-chief (Beatriz Bádenas Lago) in 2 separated files: 1) the text document (*i.e.,* RSGE Template) and 2) the figures and tables in a PDF document and numbered sequentially. The maximum fill size of these two documents should be 9 Mb. The author/s should provide the names, addresses and e-mails of 5 suggested reviewers (see RSGE Template). When justified, opposed reviewers can be named.

The Editor-in-chief evaluates the manuscript to ensure that it follows the requirements of the journal. If the manuscript receives a positive evaluation, it will be sent for review to 2 referees. Given conflicting reviews, the Editor-in-chief may send the manuscript to a third referee. Once revised, the Editor-in-chief will decide if the manuscript can be accepted as is, with minor revisions, with major revisions, or rejected. If minor or major revisions are required, the author/s will be asked to modify the original manuscript following the reviewers´ suggestions. The new version of the manuscript will be sent to the Editor-in-chief, who will assess whether there is a need for additional revisions or if the manuscript is acceptable for publication.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Once the manuscript is accepted, the author/s will send by email to the Editor-in-chief (**bbaddenas@unizar.es**), the final version of the tables and figures in separated files. Tables must be in DOC format and figure files must be provided as JPG, TIFF or EPS files. For TIFF format figures containing only lines drawings, a resolution of 600 dpi is required. For greyscale or colour figures, a resolution of 300 dpi is sufficient.

Author/s will receive: 1) the print proofs, to be checked for typesetting/editing; and 2) the Copyright Transfer to the Geological Society of Spain.

Questions should be directed to the Editor-in-chief by email: **bbaddenas@unizar.es**.

SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

La **Sociedad Geológica de España** fue fundada en 1985 y tiene como fines la promoción, fomento y difusión del conocimiento, progreso y aplicaciones de la Geología, el asesoramiento en materia científica y educativa a las Instituciones y Entidades que lo requieran, y la representación de los intereses científicos de la comunidad geológica de España a nivel internacional. Sus miembros tienen derecho a participar en todas las actividades organizadas por la Sociedad, a optar a ocupar cualquiera de sus cargos directivos y a recibir gratuitamente las publicaciones periódicas de la Sociedad: Geogaceta y Revista de la Sociedad Geológica de España.

JUNTA DE GOBIERNO

(Presidenta) **Ana María Alonso Zarza**
Departamento de Petrología y Geoquímica,
Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid (España)
Tel: +34 913 944 915; e-mail: alonsoza@geo.ucm.es

(Secretaria) **Pilar Andonaegui**
Departamento de Petrología y Geoquímica,
Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid (España)
Tel: +34 91 394 4909; e-mail: andonaeg@geo.ucm.es

(Tesorera) **María del Carmen Cabrera Santana**
Departamento de Física, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria,
35017 Las Palmas de Gran Canaria (España)
Tel: +34 928 454478; e-mail: mcarmen.cabrera@ulpgc.es

(Vicepresidente) **Juan Antonio Morales González**

(Vicesecretario) **Pedro Huerta Hurtado**

(Secretaria 2ª) **Elena Druguet Tantiña**

(Vocales) **Ángel Salazar Rincón**
Isabel Rábano Gutiérrez del Arroyo
José Eugenio Ortiz Menéndez
Blanca Martínez García
Javier Fernández Lozano
Rosa María Carrasco González
Davinia Díez-Canseco Esteban

SEDE ADMINISTRATIVA

Sociedad Geológica de España:
Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca, (España).
http://www.sociedadgeologica.es

Suscripciones: Toda la correspondencia debe ser dirigida al Secretario de la Sociedad. El precio de la suscripción anual es de 67 € para España y Portugal y 76 € para el resto del mundo.

REVISTA DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

Volumen 32, Número 1, (2019)

Javier Elorza, Rubén Higuera-Ruiz y Ana Pascual
Karstificación litoral en calizas-dolomías urgonianas (Aptiense-Albiense) de la costa oriental de Cantabria: meteorización química, actividad biológica y abrasión mecánica / *Coastal karstification in the Urgonian limestones-dolomites (Aptian-Albian) of the eastern coast of Cantabria: chemical weathering, biological activity and mechanical abrasion* 3

Tatiana Izquierdo, Manuel Abad, Joaquín Rodríguez-Vidal, Francisco Ruiz y María Luz González-Regalado
Análisis de la vulnerabilidad de las poblaciones costeras de la provincia de Huelva (suroeste de España) ante tsunamis / *Vulnerability assessment to tsunami of coastal urbanized and heritages areas of Huelva Province (Southwestern Spain)* 25

Isabel Rábano
La minería del carbón en Filipinas durante el siglo XIX: la Inspección General de Minas y los informes de Antonio Hernández Espiera (1853) y César Lasaña Vázquez (1861) / *Coal mining in the Philippines during the 19th: the Mining Bureau and the reports of Antonio Hernández Espiera (1853) and César Lasaña Vázquez (1861)* 43

Omid Fesharaki, Irene Taboada-Trujols y Nuria Sánchez-Pastor
Biominerales del cuerpo humano: propuesta interdisciplinar para la Biología y Geología de Bachillerato / *Human body biominerals: Interdisciplinary proposal for the Biology and Geology in High School* 63

Pablo Sierra Campos, Teresa Román Berdiel, Antonio M. Casas Sainz y Marcos Marcén
Aportación de la fábrica magnética a la caracterización cinemática de la Falla de Jarque (Cordillera Ibérica) / *Contribution of the magnetic fabric to the kinematics of the Jarque Fault (Iberian Range)* 77

Wenceslao Martínez del Olmo y Daniel Martín Sánchez
Surcos erosivos, sistemas de turbiditas y episodios climáticos en el Tortoniense y Messiniense de la Cuenca del Guadalquivir (SO de España) / *Erosional valleys, turbidites and climate episodes in the Tortonian-Messinian of the Guadalquivir basin (South Spain)* 97

Carlos Sanz de Galdeano and Ángel Santamaría-López
The lithological sequence of the Nevado-Filábride Complex (Betic Internal Zone) in the sierras Nevada and Filabres / *La secuencia litológica del Complejo Nevado-Filábride (Zona Interna Bética) en las sierras Nevada y de los Filabres* 113

M. Eugenia Aguilar, Juan A. Morales, Raquel Morales-Mateo, M. Carmen Feria, Miguel A. González y Diego González-Batanero
Geometría de las unidades superiores del relleno holoceno del canal estuarino del Odiel (Huelva, SO de España) / *Geometry of the upper units of the Holocene sedimentary infilling in the Odiel estuarine channel (Huelva, SW Spain)* 127

Cándido Manuel García Cruz
La *Teoría de la Tierra* de Immanuel Kant (1724-1804) (1724-1804) / *The* Theory of the Earth *of Immanuel Kant (1724-1804)* 143

Carlos Sancho Marcén, *In Memoriam* 155