



KARSTIFICACIÓN LITORAL EN CALIZAS-DOLOMIAS 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 Elorza¹, Rubén Higuera-Ruiz² y Ana Pascual³

¹ Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apdo. 644, 48080 Bilbao. josejavier.elorza@ehu.es

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.es

³ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apdo. 644, 48080 Bilbao. ana.pascual@ehu.es

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 röhrenkarren) 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 confluír para la generación de algunas de las morfologías. También se aborda el contenido en CaCO₃ 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 sin-sedimentarias 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).

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; Aramburu, 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, diferen-

ciándose 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; Álvarez-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. 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).

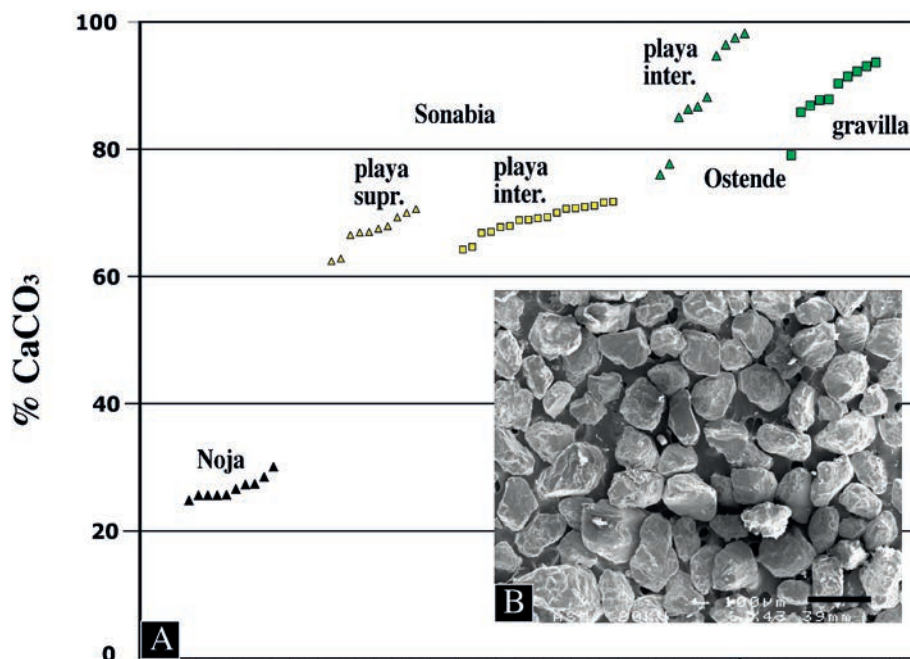


Fig. 2.- A. Contenidos ordenados en $\%CaCO_3$ de las arenas supramareales de la playa de Noja, de las arenas inter- y supramareales de la playa de Valdearenas (Sonabia), de las arenas naturales de la zona intermareal y de la gravilla de cantera aportada a la playa artificial de Ostende (Castro Urdiales).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

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 difractor 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 6×10^{-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 $63\ \mu m$ 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 (texturáridos), 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 $10\ ^\circ C$ al menos cuatro meses al año (aunque el verano es fresco, pues en el mes más cálido no se superan los $22\ ^\circ C$ 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 $14,1\ ^\circ C$ en Treto, y suben a $14,5\ ^\circ C$ 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 “surdadas”), 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-

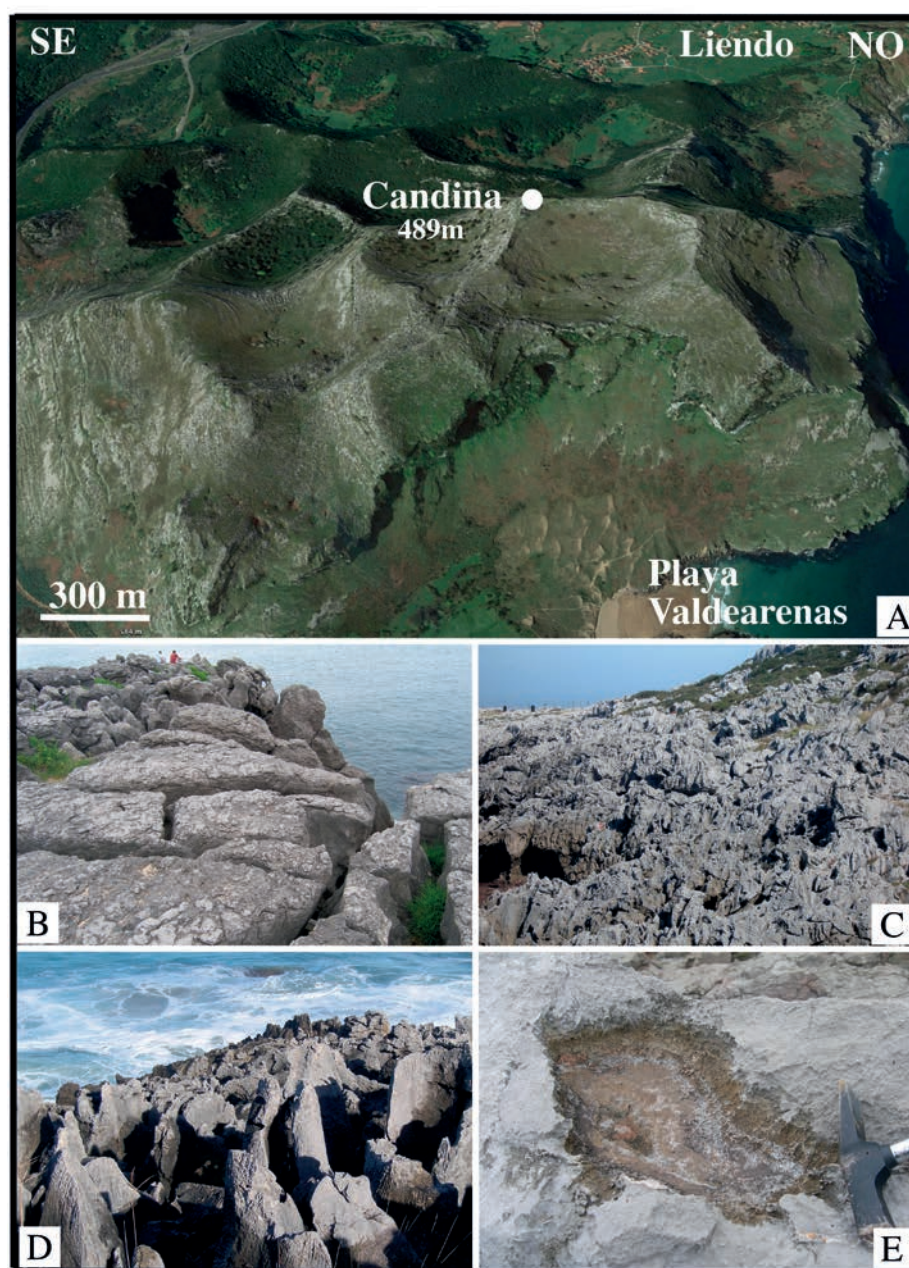


Fig. 3.- A. Vista aérea de la zona de Liendo-Sonabia, donde se aprecian las calizas urgonianas (Formación Calizas de Candina) afectadas por la karstificación, formando un conjunto de dolina-uvala y al fondo el pseudo-polje de Liendo. Nótese el fuerte escarpe generado desde la playa de Valdearenas hasta 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 (*rimmenkarren*) 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 pérdida de cementación incipiente?), como ocurre con antiguas dunas situadas sobre la costa acantilada de Noja (Pascual *et al.*, 2007).

Karstificación continental con escasa-media influencia litoral

En las facies carbonatadas de plataforma del Complejo Urganiano 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-Orión, 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



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 Orión. C. Detalle de un bloque colapsado (b), remarcado su perímetro con una línea roja, en la parte oriental de la playa de Valdearenas.

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 dismanteladas 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).

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 lapiazes con surcos, ocasionalmente profundos en las calizas urgonianas, siendo las vías habituales para la infiltración del agua de escorrentía (*rinnenkarren-kluffkarren*) (Fig. 3B). Además, los bloques calizos así formados, al quedar expuestos sufren la meteorización superficial presentando microlapiazes en regueros (*rillenkarren*), separados por finas y agu-

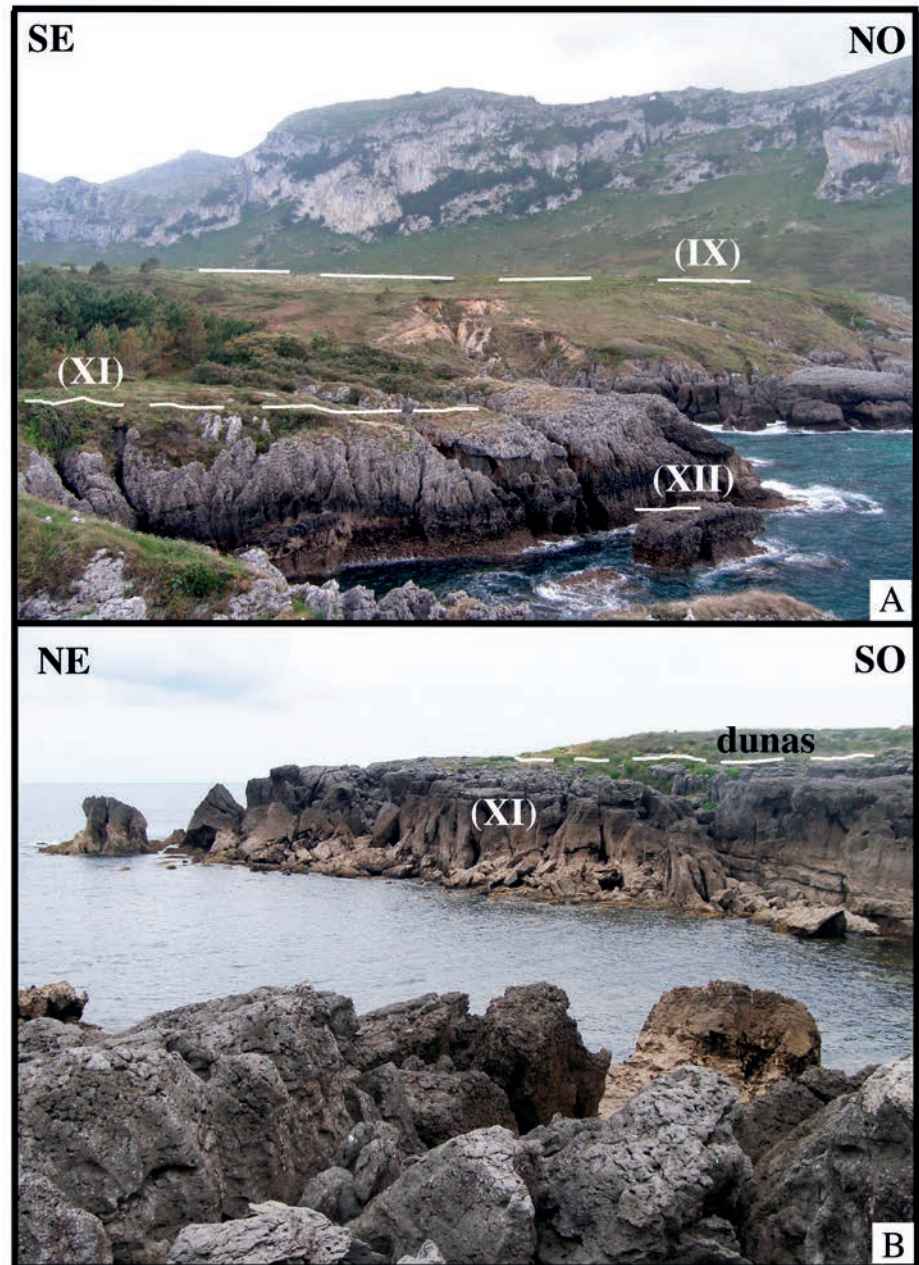


Fig. 5.- A. Vista panorámica de los efectos de karstificación entre la rasa IX (35 m), rasa XI (7 m) y rasa XII (4 m) en las calizas urgonianas que conforman parte del acantilado Sonabia-Oriñón. B. Vista de la rasa XI (7 m) en la zona de Noja, con los efectos de karstificación por la pérdida del depósito 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).

das 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-

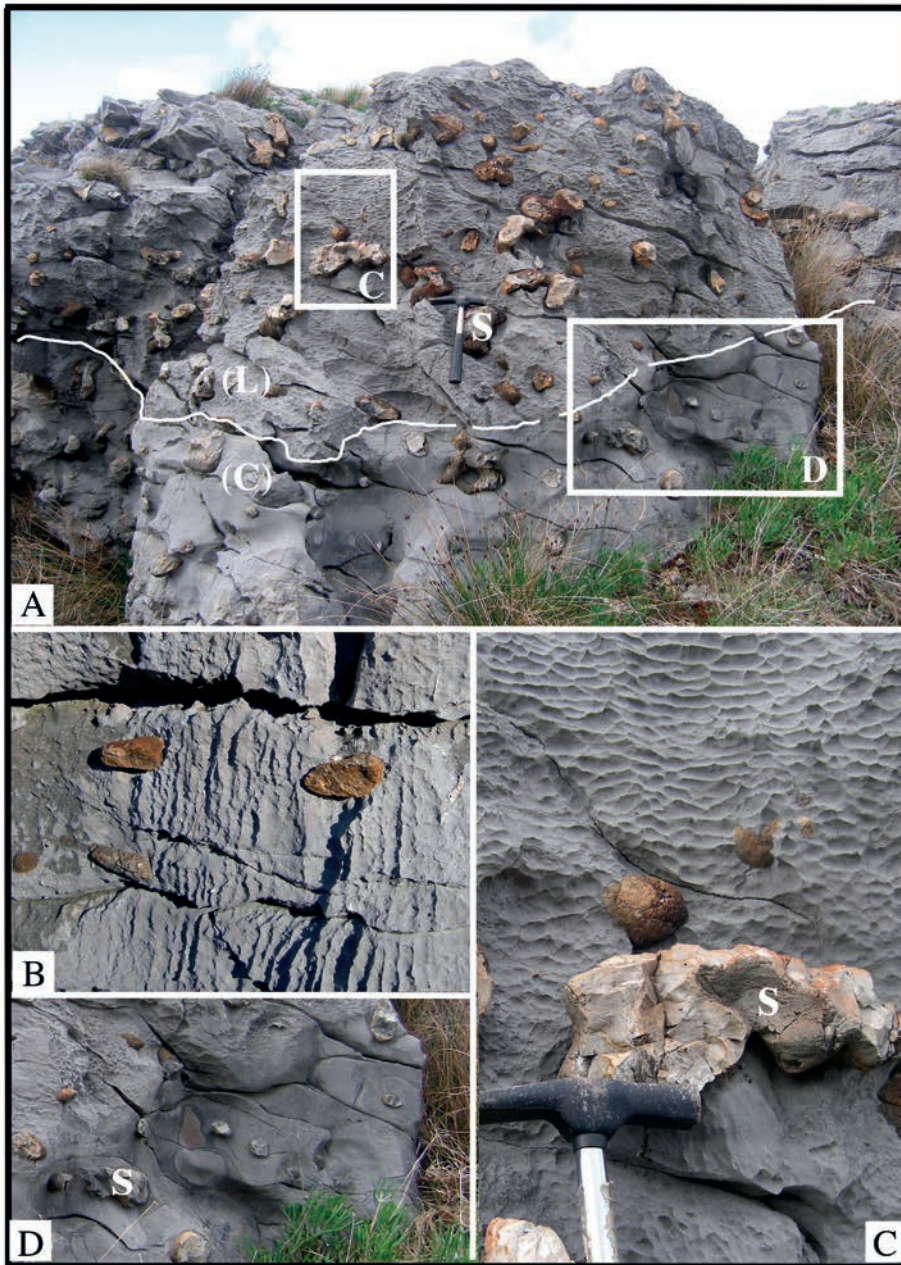


Fig. 6.- A. Vista puntual de karstificación en la zona superficial de un lapiaz libre (L) y parte inferior del mismo cubierto (C) afectando a las calizas urgonianas con nódulos de sílex (S), en la zona oriental de la playa de Valdearenas (Sonabia). B. Detalle de la karstificación en regueros y crestas ásperas 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 *kluffkarren*, 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 karstificación, condicionada por el intenso diaclasado subvertical existente, produce extensas superficies rugosas, ásperas y cortantes, asimilables a los llamados lapiaz 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 CO₂ proveniente de la cubierta vegetal y el suelo que la soporta. Los microlapiaz 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-

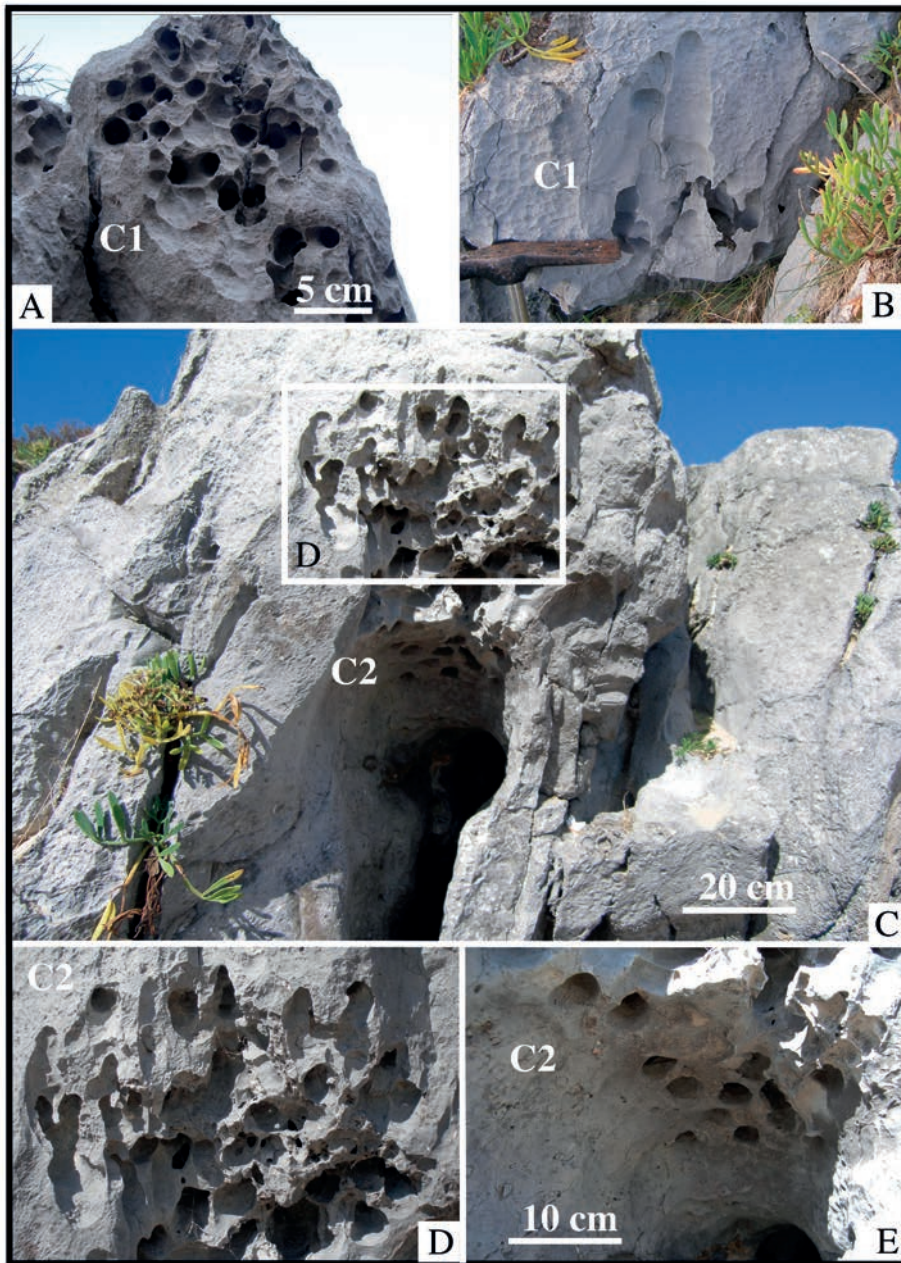


Fig. 7.- A y B. Ejemplos de cilindros huecos, tipo *röhrenkarren* C1, encontrados en la caliza urgoniana en la península de Suaces (Noja), situados por debajo de la rasa IX (35 m) y por tanto más antiguos que los cilindros de tipo C2. C. Vista general de los cilindros huecos tipo *röhrenkarren* C2 generados 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 hemisférica, que en la totalidad de las ocasiones no llegan a conectar con la superficie externa de la roca. Se trata de una morfología relictiva 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

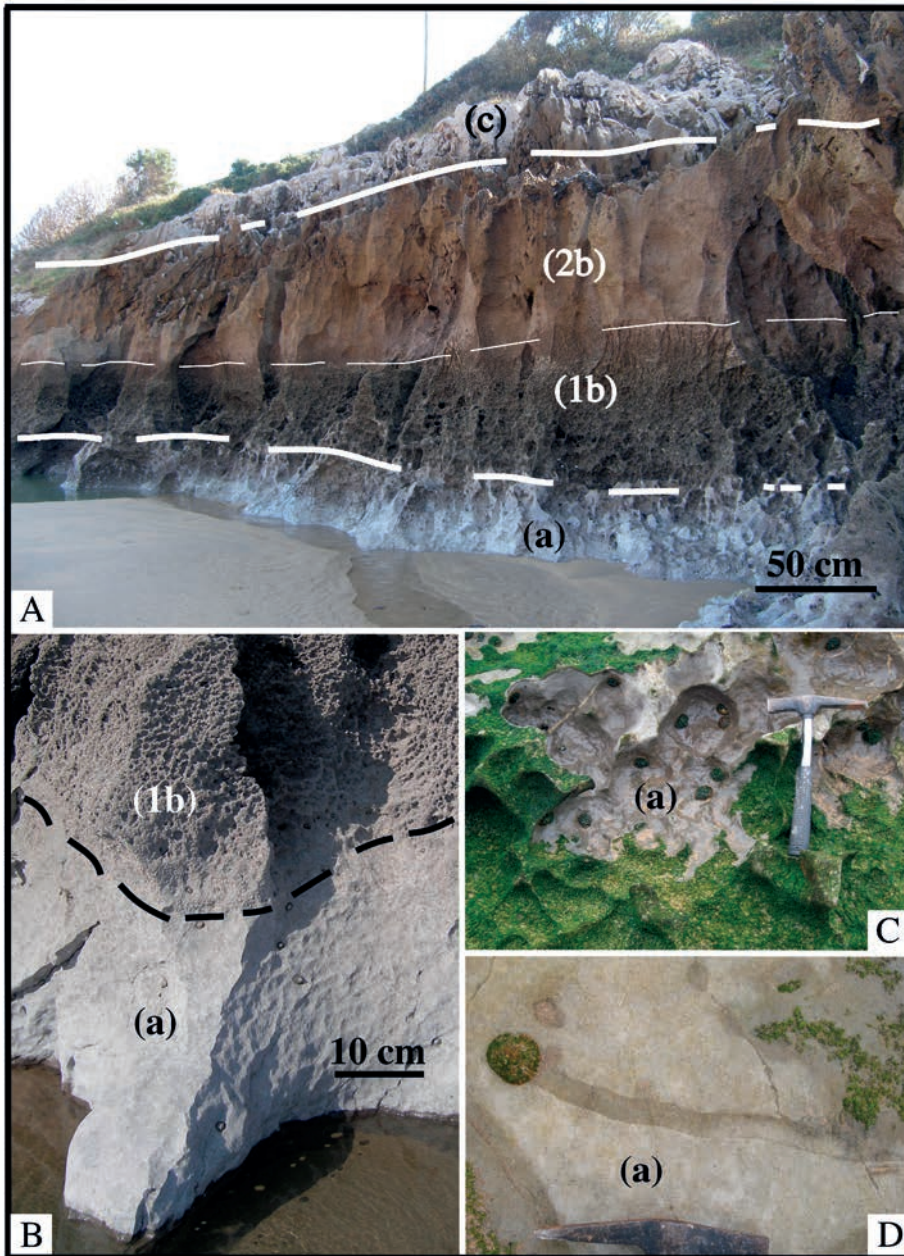


Fig. 8.- A. Vista general en bajamar de un acantilado vertical donde se aprecian las diferentes zonas *a*, *b* y *c* y las subzonas *1b* y *2b* establecidas en el intermareal entre Islares-Oriñón, en función de su relación con las acciones abrasivas, de colonización orgánica y efectos de las olas con 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 acuafectos, 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).

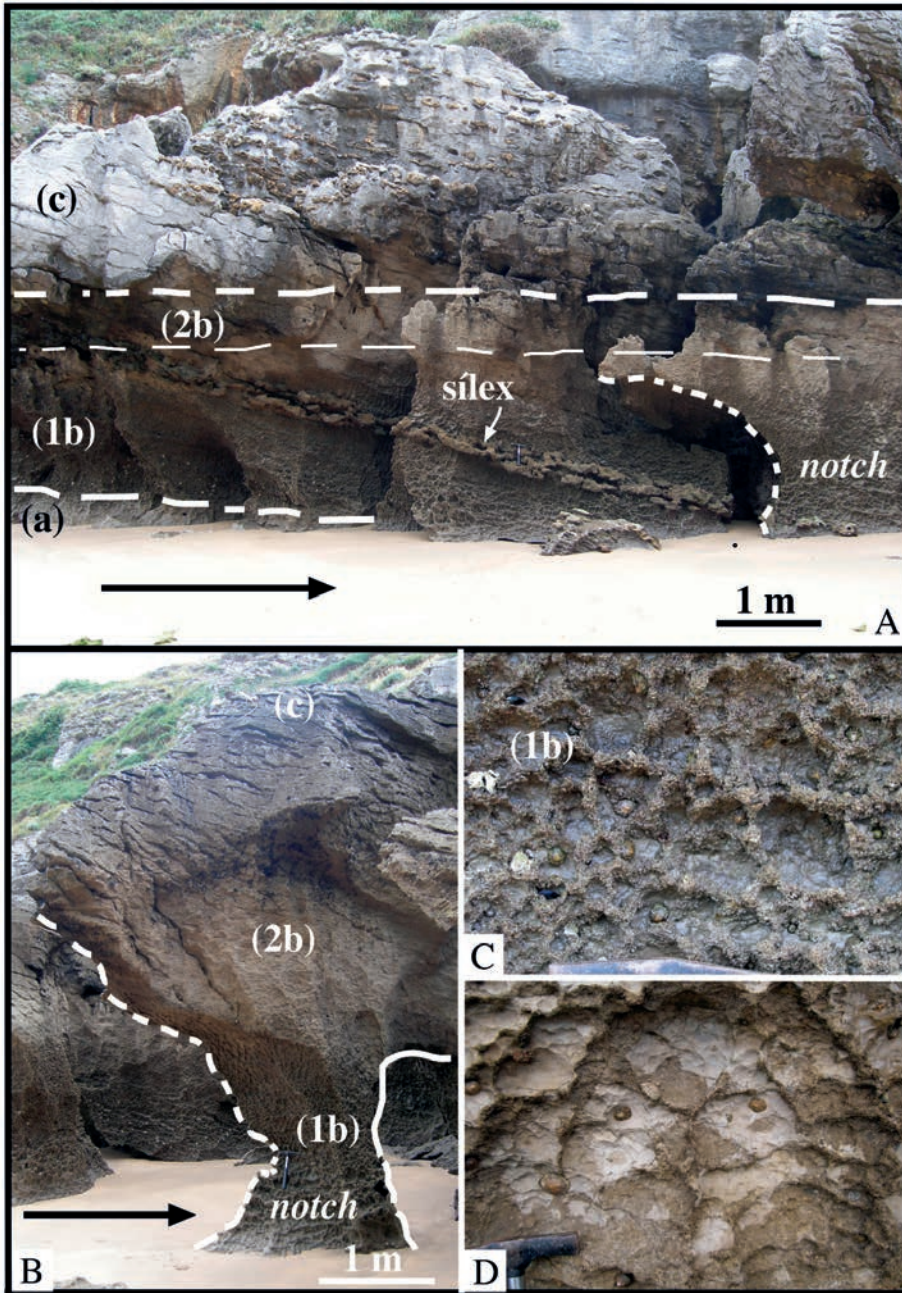


Fig. 9.- Aspectos morfológicos del acantilado en la playa de Valdearenas (Sonabia). A. Vista general de las tres zonas y subzonas establecidas en el intermareal: *zona a* muy limitada por la abrasión; *subzonas 1b* y *2b*, con una densa colonización que va disminuyendo según se asciende; y *zona c* con 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 (*Crassostrea 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 di-

recto 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 quarrying*), 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.

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

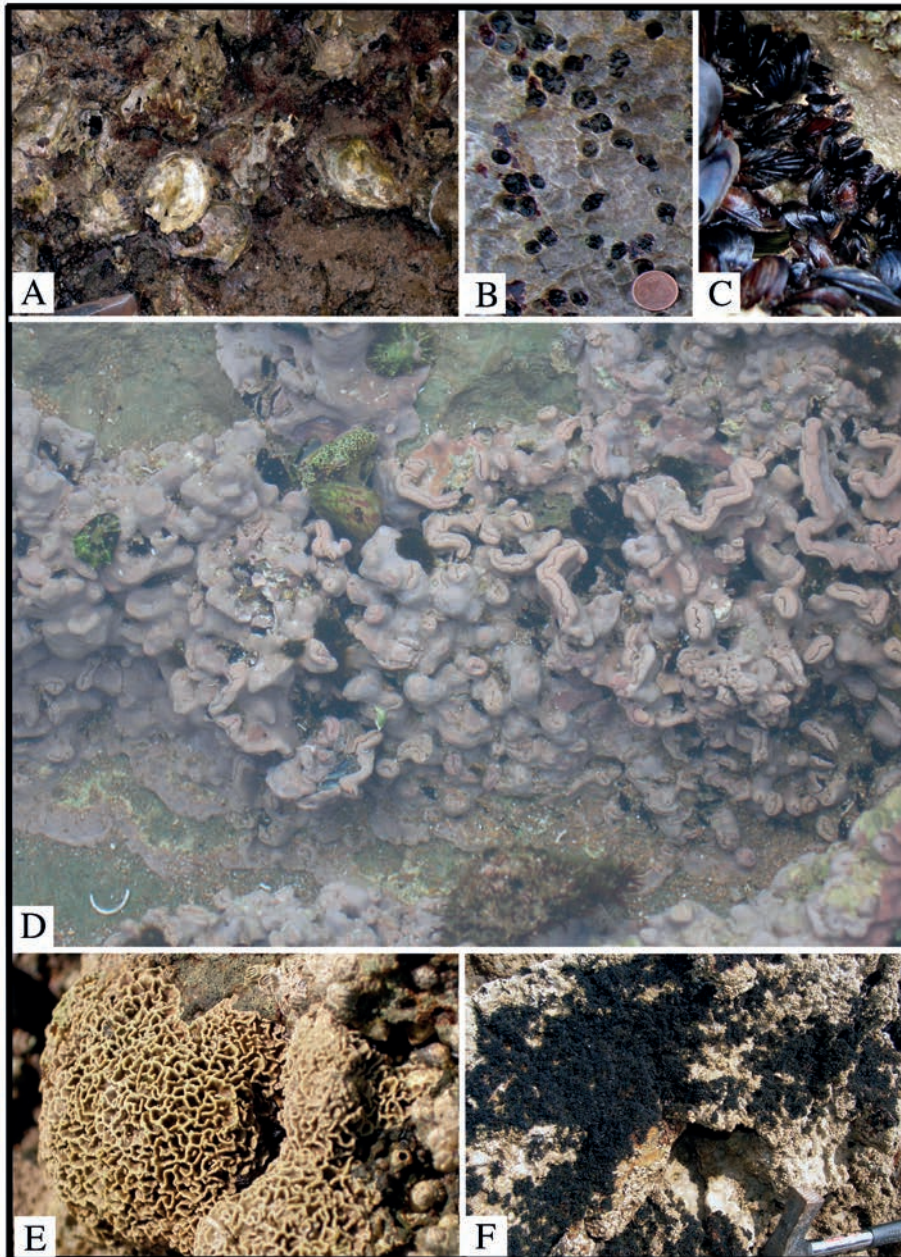


Fig. 10.- Diferentes organismos bioerosivos y bioconstructores en la zona intermareal de la playa de Valdearenas (Sonabia). A. Conjunto de ostras rizadas (*Crassostrea gigas*) junto con algas. B. Perforaciones ocupadas por pequeños ejemplares de mejillones (*Mytilus galloprovincialis*) protegidos del 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 capas sobrepuestas y gasterópodos (*Littorina littorea*). E. Detalle del alga calcárea *Lithophyllum tortuosum* en una zona de charca. F. Alga rodficea *Pterocladia capillacea* en mal estado al quedar en los límites de la pleamar.

durante la pleamar (Fig. 13A). En ellas son evidentes los aportes intermitentes de aguas meteorológicas 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 ($<25^\circ$) 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 ($>85\% \text{ CaCO}_3$) de las arenas-gravas artificiales y de la arena natural frente al de la roca ($88,6\% \text{ CaCO}_3$), 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.

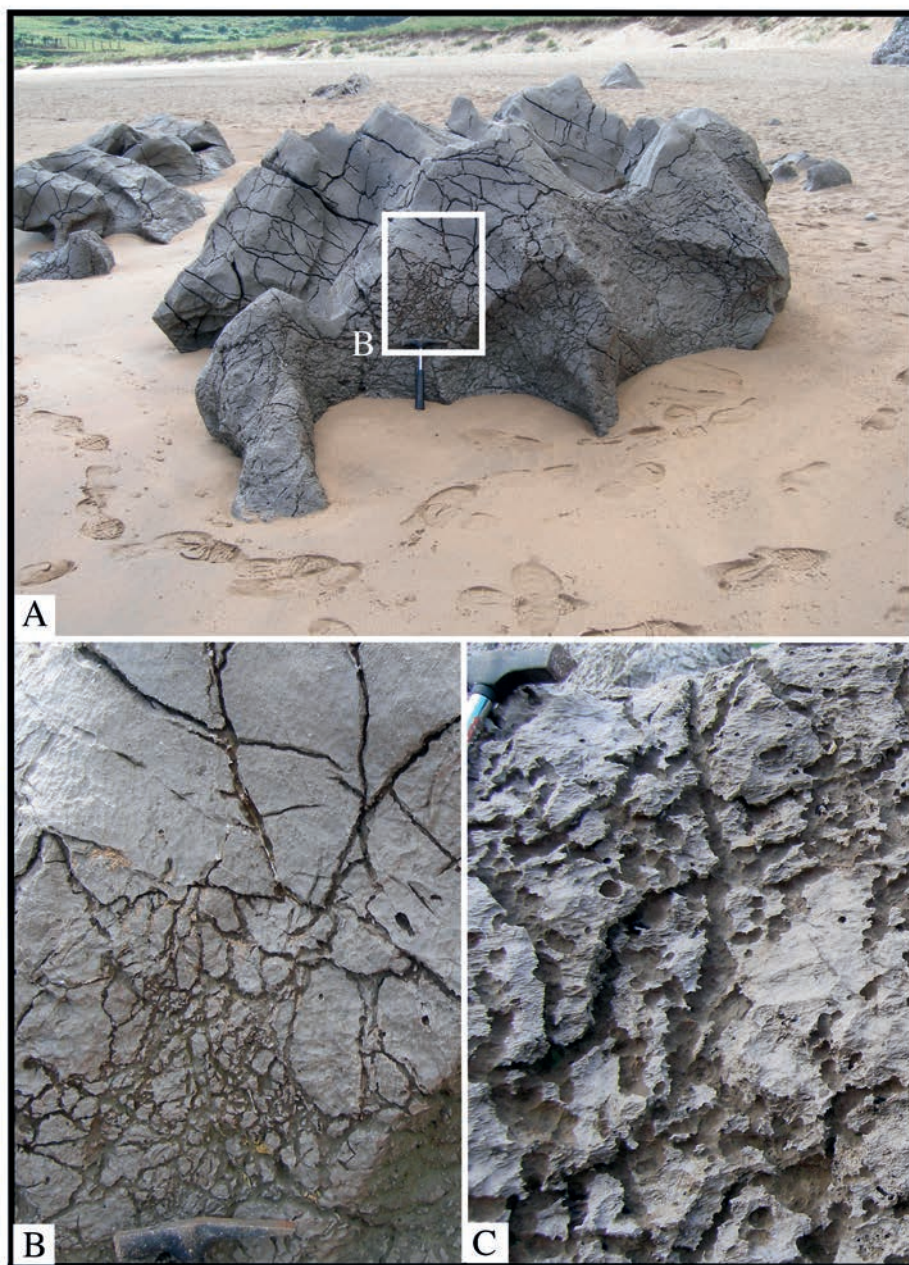


Fig. 11.- Protusiones calizas de restos karstificados en la zona intermareal superior-supramareal de la playa de Valdearenas (Sonabia). Vista general (A) y detalles (B y C) de la actividad microbiana posiblemente debida a cianobacterias con diferentes grados de ataque. El mango completo de la piqueta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

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 pi-



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.

caduras (*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 ban-

cos 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).

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

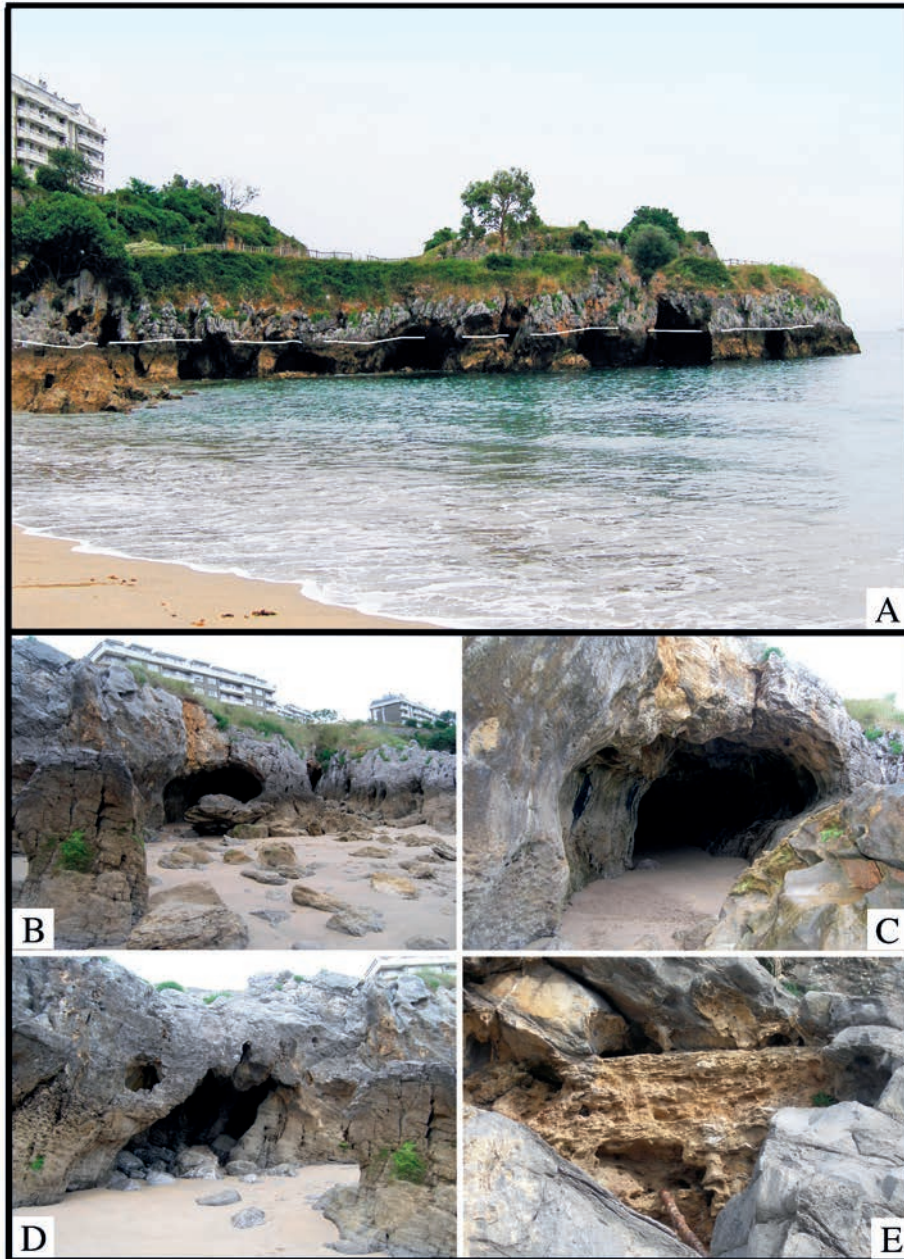


Fig. 13.- Vistas de las cuevas litorales formadas al nivel de la zona intermareal en la parte occidental de la playa de Ostende (Castro Urdiales). A. Visión general del conjunto de las cuevas en bajamar. La línea discontinua blanca marca el nivel del mar en pleamar. La rasa superior corresponde a la 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.

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.

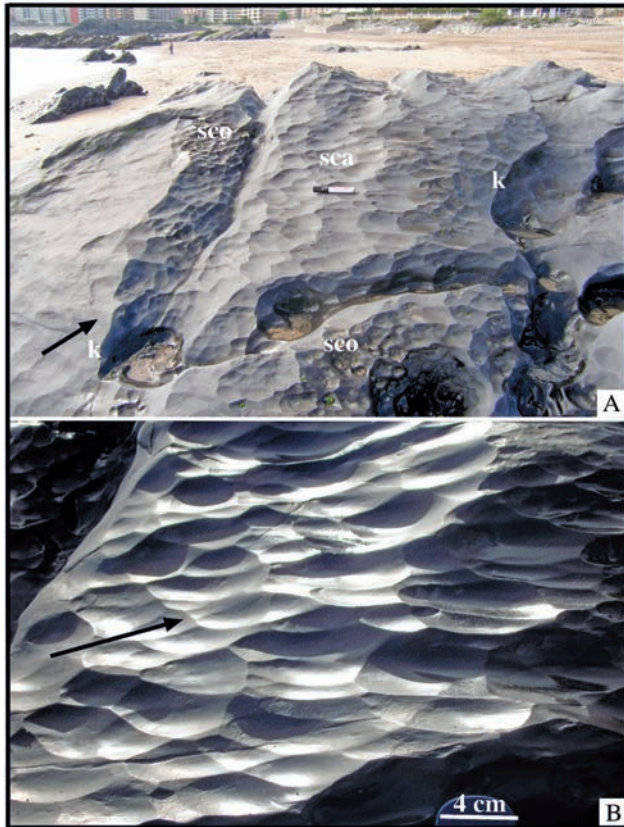


Fig. 15- Detalle de los acuafactos generados en la playa artificial de Ostende (Castro Urdiales) a partir de 1991. A. Aspecto de la fuerte abrasión producida en las protusiones por efecto de las olas cargadas de arena formando caras pulidas y sin estrías secundarias. La orientación y buzamiento tendido 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 relictica 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 eta-

pas 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 CO₂ (biocorrosión). La disolución parece estar acrecentada tanto por el CO₂ 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, que-

dando 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

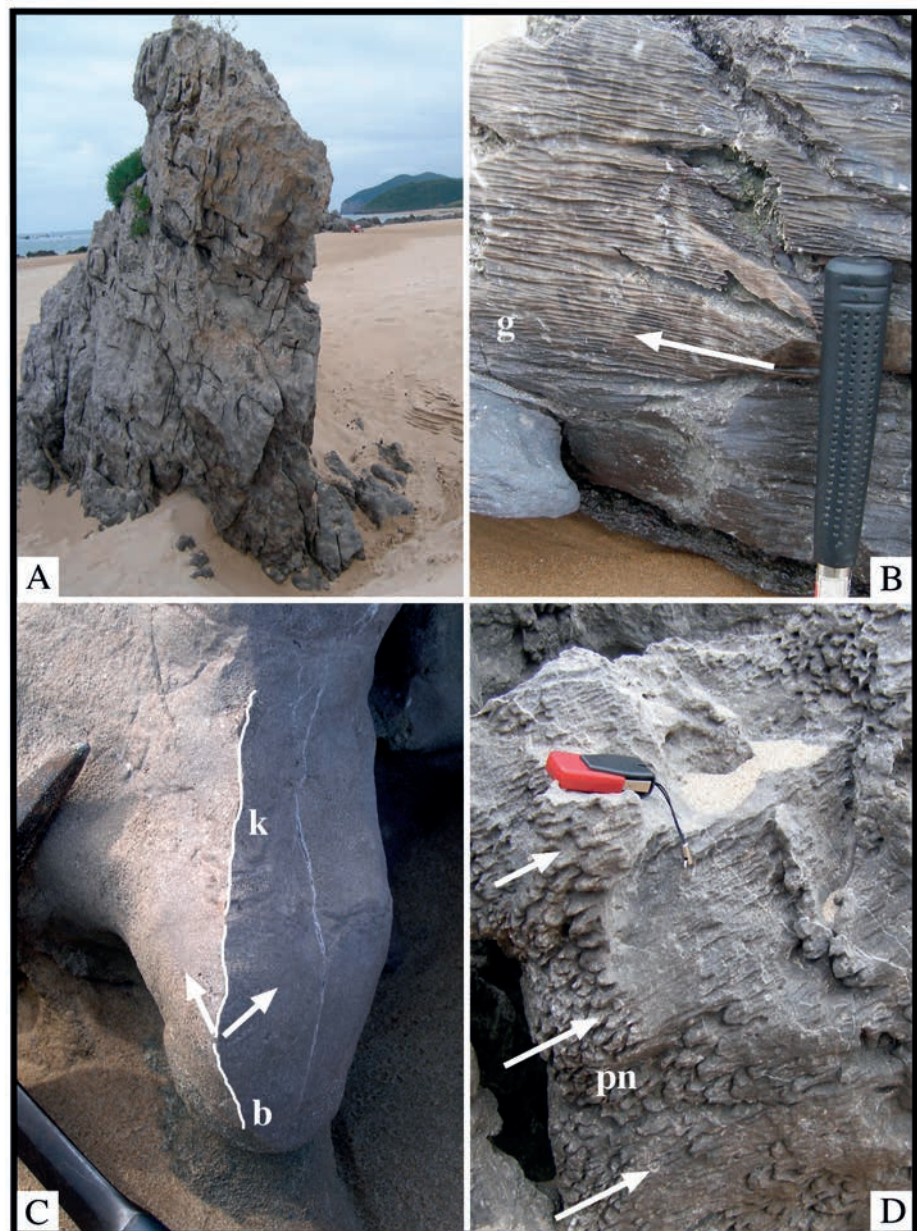


Fig. 16.- Morfologías de erosión eólica activa (ventifactos) generadas sobre protusiones de dolomías urgonianas en la playa de Trengandín (Noja). A. Aspecto de una protusión de dolomía en la zona supramareal con rasgos de erosión eólica. B. Estructura erosiva formada por finos surcos (*g*: *grooves*) 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 in-

termareal (*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 %CaCO₃, régimen de mareas y vientos dominantes, por lo que constituye un modelo de referencia frente a posibles homólogos naturales más antiguos.

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 continua 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-

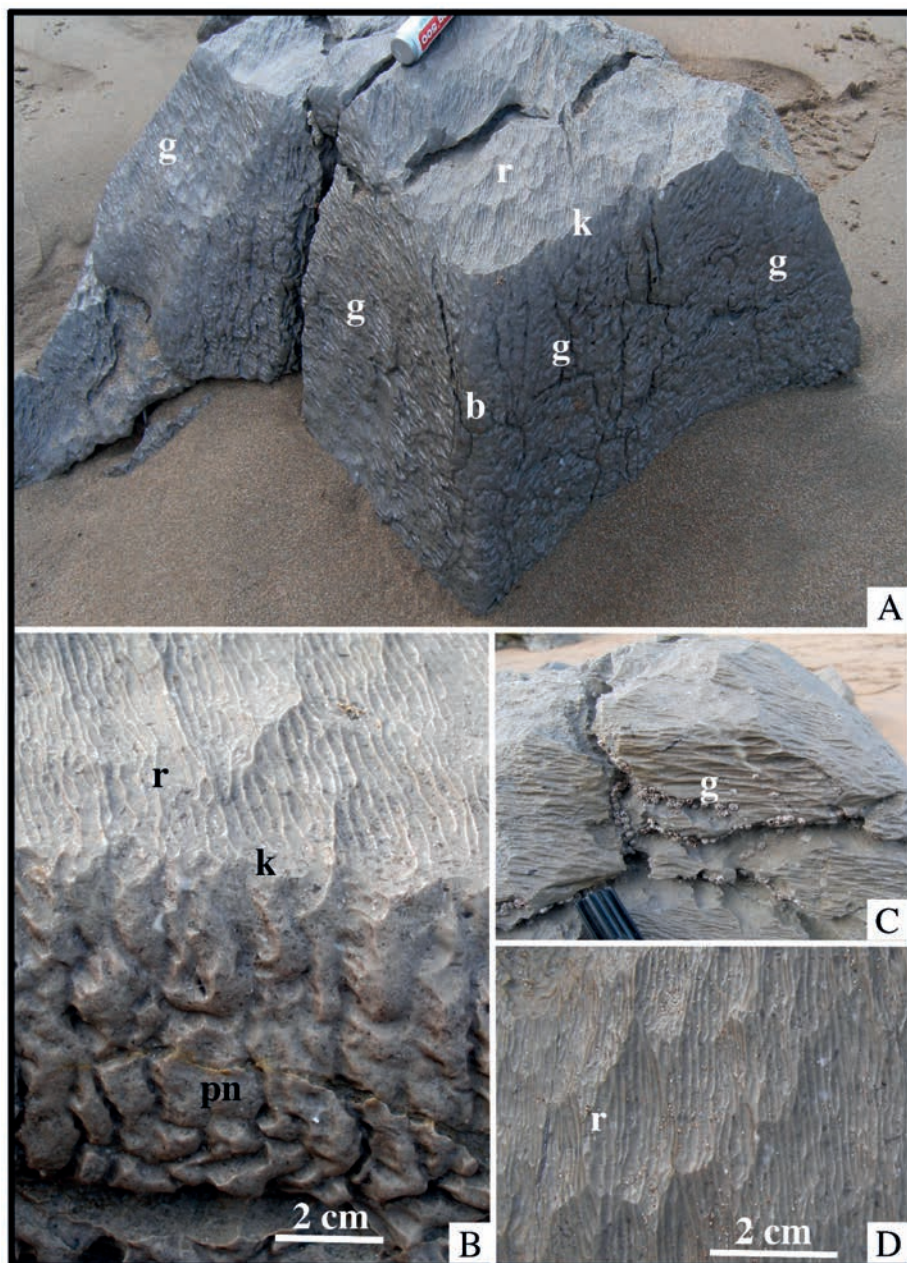


Fig. 17.- Ejemplos de erosión eólica y disolución química-abrasión en un bloque de caliza situado en la playa de Valdearenas (Sonabia). A. Protusión con formación de una proa (*b: bow*) roma vertical y surcos (*g: grooves*), formados por efecto de la bifurcación del viento procedente del SE. En la parte 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 rectilíneos (*r: rills*). C y D. detalles de los surcos (*g: grooves*) ascendentes y canalillos (*r*) rectilíneos subhorizontales.

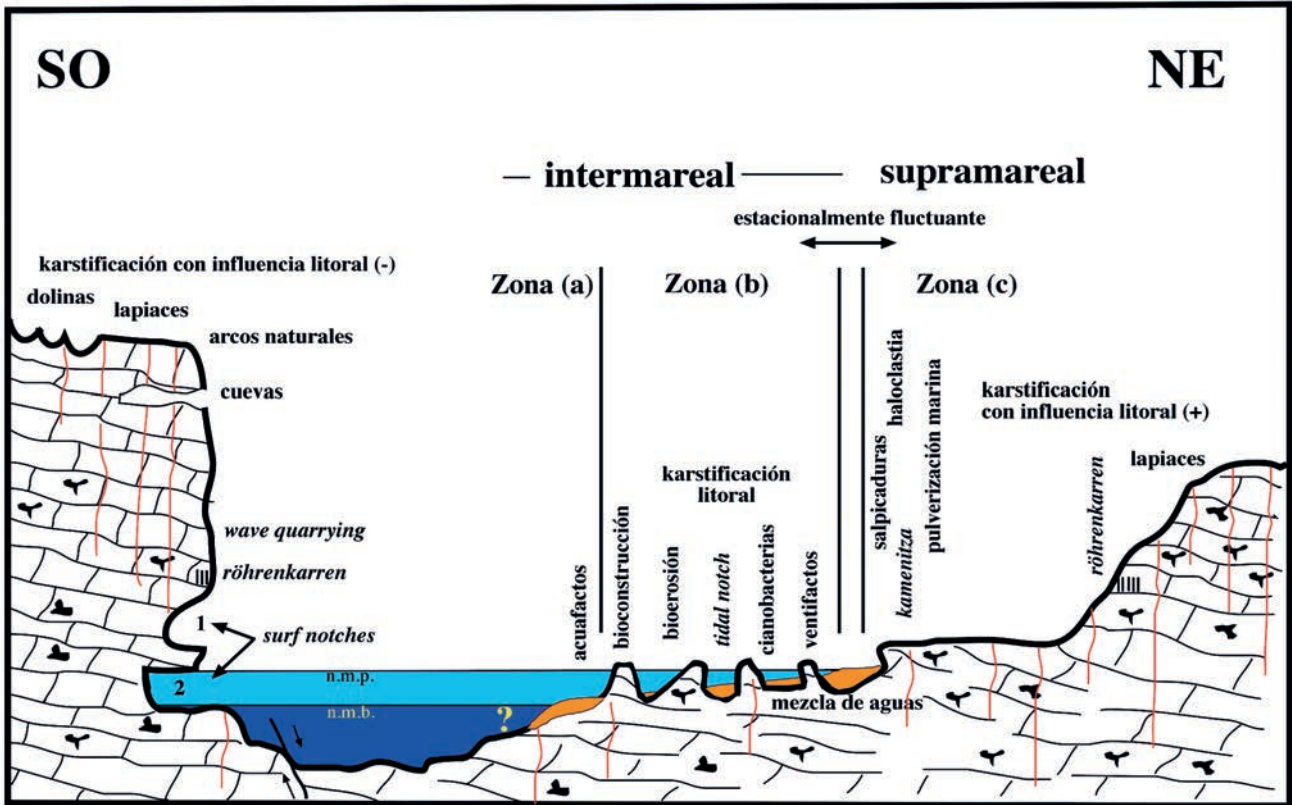


Fig. 18.- Esquema idealizado de la sección acantilados-playa de Valdearenas (Sonabia), con las zonas y morfologías más importantes observadas en las calizas urgonianas con sílex y arenas de playa comentadas en el texto. n.m.b. = nivel del mar en bajamar; n.m.p. = nivel del mar en pleamar. Juego de diaclasas 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 %CaCO₃), 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 Tren-gandín, 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 produ-

cir 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 supramareal (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 bioconstrucción 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					Tregandín					Valdearenas				Ostende	
	Intram.		Supram.			Intram.		Supram.			Intram.		Supram.		Intram.	
	JOY-05-2W	JOY-05-1E	J-1 sup W	R-1 sup E	NOVI 14 W	NOVI 13 E	T-7 sup W	T-1 sup E	SO-P-1 W	SO-P-3 E	SO sup W	SO sup E	Ost-1	Ost-2		
<i>Acervulina inhaerens</i> Schultze, 1854					1		7									
<i>Adelosina bicornis</i> (Walker y Jacob, 1798)							3	1	2							
<i>Adelosina longirostra</i> (d'Orbigny, 1826)						2	1	3	1	1						
<i>Ammonia beccarii</i> (Linné, 1758)				3	18	4	3	1		11						
<i>Ammonia tépida</i> (Cushman, 1926)						6	5	7	2	1						
<i>Astacolus crepidulus</i> (Fichtel y Moll, 1798)								1								
<i>Asterginata mamilla</i> (Williamson, 1858)	3	2	2	1		1	1			1						
<i>Cancris auricula</i> (Fichtel y Moll, 1798)			1				1									
<i>Cassidulina laevigata</i> d'Orbigny, 1826			1													
<i>Cibicides refugiens</i> Montfort, 1808	15	17	8	6	7	1	10	23	11	8	2			1	3	
<i>Cibicoides lobatulus</i> (Walker y Jacob, 1878)	32	43	18	15	93	123	216	182	58	216	4			2	1	
<i>Connemarella rudis</i> (Wright, 1900)					12		6		1	2						
<i>Comuspira foliacea</i> (Philippi, 1844)										1						
<i>Criboelphidium excavatum</i> (Terquem, 1875)					1											
<i>Criboelphidium williamsoni</i> (Haynes, 1973)					1				2	2	2					
<i>Elphidium advenum</i> (Cushman, 1922)			1													
<i>Elphidium crispum</i> (Linné, 1758)	2	2	1		52	10	8	2		8						1
<i>Elphidium discoidale</i> (d'Orbigny, 1839)		2	2													
<i>Eponides repandus</i> (Fichtel y Moll, 1798)	2	4	2		9	6			2							
<i>Globocassidulina subglobosa</i> (Brady, 1881)			1													
<i>Globulina gibba</i> (d'Orbigny, 1826)					1											
<i>Haynesina depressula</i> (Walker y Jacob, 1798)							1									
<i>Haynesina germanica</i> (Ehrenberg, 1840)	1		1				2	2								
<i>Lachlanella undulata</i> (d'Orbigny, 1852)										3	1					
<i>Massilina secans</i> (d'Orbigny, 1826)				1	5		4			7						
<i>Milicolina subrotunda</i> (Montagu, 1803)								5								
<i>Pileolina patelliformis</i> (Brady, 1884)						1										
<i>Pianogypsina acervalis</i> (Brady, 1884)					1			1		5						
<i>Pianorbulina mediterraneensis</i> d'Orbigny, 1826										1						
<i>Quinqueloculina agglutinans</i> d'Orbigny, 1839									3	1						
<i>Quinqueloculina lamarciana</i> d'Orbigny, 1839			1													
<i>Quinqueloculina lata</i> Terquem, 1876	1				4	1	1	4								
<i>Quinqueloculina seminula</i> (Linné, 1758)	14	12	7	5	105	12	22	21	12	37						1
<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 1826	1	2	3	1	2	8	10	31	8	32						
<i>Sahulina conica</i> (d'Orbigny, 1839)							1	7	1							
<i>Siphonaperta quadrata</i> (Norvang, 1945)																
<i>Textularia agglutinans</i> d'Orbigny, 1839			1													
<i>Textularia pseudurogosa</i> Lacroix, 1932							1									
<i>Textularia sagittula</i> Defrance, 1824	3	1				2	6	8	2	4						
<i>Textularia</i> sp.	1															
<i>Triloculina oblonga</i> (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		
Agglutinantes %	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 Urganiano (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 geofomas 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-Tregandín (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 Jauriaritza/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 Urganiano 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., Marquinez, 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. Termoplumiometría 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 notches

- in the coastline of Italy. *Quaternary International*, 145-146: 19-29.
- Antonoli, 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.
- Antonoli, 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 International*, 439: 4-16.
- Aranburu, A., 1998. El Aptiense-Albiense de Trucios-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., Arrizabala, 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. *Mémoires de la Société 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, World Geomorphological 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., Antonoli, F., Gambin, T., Gauci, R., Ninfo, A., Zavgano, 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 cántabra. *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 littorales de dissolution du calcaire. *Annales de Géographie*, 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., Locutura, 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 für 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 Karrantza 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 hydrothermal 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 sculpturing*, (A. Ginés, M. Knez., T. Slabe., W. Dreybrodt, Eds). ZRC/ZRC Publishing, Ljubljana, 249-264.
- Malis, C.P., Ford, D.C., 1995. Littoral 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. *Proceedings 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 systèmes 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 crétacés basco-cantabriques*. Publication Université 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 CaCO₃ 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. Illustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea. *Zeitschrift für 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

