Revista de la Sociedad Geológica de España 28 (1)

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

METEORIZACIÓN ACTIVA CON FORMACION DE ALVÉOLOS Y *TAFONI* SOBRE LAS ARENISCAS DE ALGORTA/AZKORRI (BIZKAIA): CONTROLES AMBIENTALES

Active weathering with generation of alveoli and tafoni over Algorta/Azkorri sandstones (Bizkaia): Environmental controls

Javier Elorza[1] y Rubén Higuera-Ruiz[2]

[1] *Departamento de Mineralogía y Petrología. Universidad del País Vasco, Apdo. 644; 48080 Bilbao. josejavier.elorza@ehu.es*
[2] *Departamento de Biología y Geología, Instituto de Educación Secundaria La Albericia, Avda. del Deporte s/n, 39011 Santander, Cantabria. ruben.higuera@ehu.es*

Abstract: *In turbiditic sandstones of the lower Eocene, at both flanks of the Biscay Synclinorium (Getxo, Bizkaia) are recognized different weathering morphologies characteristic of mechanical disintegration. The generation of alveoli-tafoni morphologies, due to the liberation of detrital components included in the weak cement, is subordinate to the prevailing environmental conditions. The process is controlled by different factors: sea salt inputs (sea spray), variable atmospheric parameters (wind, rain, humidity, sunshine hours) and biogenic activity (algae and lichens). The oldest constructions (>200 years old), built with the same sandstone, show the following weathering zonation: absence of weathering, initiation, strong development, destruction of alveoli and formation of tafoni. This pattern is considered to be the result of vertical and lateral differences of humidity, according to the orientation of the walls. It has been observed that, in most cases, the higher the wetness the greater the algal colonization and the lower the weathering. In this paper are determined the morphology (size of the network, wall thickness and depth of the cells) and mechanical characteristics (porosity and compressive strength) of the alveoli generated. It also discusses the major internal/external factors that have enabled, accelerated and blocked its development, which is characterized by strong local variations in the rates of weathering.*

Key-words: *alveoli, tafoni, sandstones, lower Eocene, Biscay.*

Resumen: *Sobre las areniscas turbidíticas del Eoceno inferior, expuestas en ambos flancos del Sinclinorio de Bizkaia (Getxo, Bizkaia) son reconocidas diferentes formas de meteorización características de disgregación mecánica. La generación de morfologías tipo alvéolos-*tafoni*, producto de la liberación de los componentes detríticos del débil cemento que los cohesiona, está subordinada a las condiciones ambientales reinantes. El aporte de sales (*spray *marino), los valores climatológicos (viento, lluvia, humedad, horas de insolación) y la actividad biogénica (algas y líquenes) son factores que controlan el proceso. En edificios antiguos (>200 años), levantados con las mismas areniscas, se constata una zonación de la meteorización*: *sin meteorización, inicio, fuerte desarrollo, destrucción de alvéolos y por último formación de tafoni, supeditada por las diferencias de humedad vertical y lateral según la orientación de los muros. Ha sido observado que, en la mayoría de los casos, cuanto mayor es la humedad, más se incrementa la colonización algal y menor es la meteorización. En este trabajo se determinan las características morfológicas (tamaños de la red, grosores de las paredes y profundidad de las celdas) y mecánicas (porosidad y resistencia a la compresión) de los alvéolos y* tafoni *generados. Se discute sobre los principales factores internos/externos que han posibilitado, acelerado y bloqueado su desarrollo, caracterizado por fuertes variaciones en la velocidad del proceso según su orientación espacial.*

Palabras clave: *alvéolos, tafoni, areniscas, Eoceno inferior, Bizkaia.*

Elorza, J. e Higuera-Ruiz, R. (2015): Meteorización activa con formación de alvéolos y *tafoni* sobre las areniscas de Algorta/Azkorri (Bizkaia): Controles ambientales. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 28(1): 41-59.

A ambos flancos del llamado Sinclinorio de Bizkaia (S.B.) situado en el término municipal de Getxo, Bizkaia, queda expuesto un potente tramo turbidítico de edad Eoceno inferior, mayoritariamente constituido por areniscas cuarzo-feldespáticas, que es el objeto de nuestra atención (Fig. 1A). Cuando los bancos de areniscas, fácilmente reconocibles a simple vista por su color amarillento-rojizo, están en contacto o próximos a la línea de costa (Algorta y Azkorri), se observan morfologías de meteorización tipo alvéolos-*tafoni*, producto de procesos aparentemente continuados y sucesivos de disolución química y disgregación mecánica. Estas morfologías se disponen en un complejo y extenso entramado, constituido por agrupaciones de alvéolos (*honeycombs*) con formas, tamaños y orientaciones variables. Alternan con grandes espacios deprimidos (*tafoni*), originados por una disgregación mecánica más intensa de la trama cuarzo-feldespática, principal componente de las areniscas (Figs. 1B-D). Los efectos de la meteorización también se presentan en edificios antiguos (iglesias, construcciones civiles y militares), edificados con el mismo tipo de areniscas y ubicados en el término municipal de Getxo (Fig. 1E). Aquí, los alvéolos y *tafoni* se disponen orientados selectivamente a sotavento, en un ambiente carente de la necesaria humedad para generar un crecimiento orgánico protector (algas y líquenes).

Este trabajo tiene como principales objetivos específicos determinar las características morfológicas y mecánicas más destacables de los alvéolos y *tafoni*, además de señalar los principales factores internos y externos que potencialmente posibilitan su formación en las areniscas de Algorta y Azkorri. El análisis de imagen (tamaños de la red, grosores de las paredes y profundidad de las celdas), junto con el estudio de la fábrica, los valores de permeabilidad-porosidad-resistencia a la compresión, la confirmación de la presencia de sales (halita) y el reconocimiento de un protector orgánico en las paredes, nos permitirá aportar más datos sobre el proceso de formación-mantenimiento y destrucción de los alvéolos junto con los *tafoni* estudiados. Por otro lado, conocida la fecha de construcción de los edificios antiguos afectados, y practicando una observación comparativa temporal (1992-2014), podremos afirmar que el proceso está activo y en continuo cambio, con una alta variabilidad en la velocidad de meteorización en el clima húmedo y templado propio de la cornisa Cantábrica.

Contexto Geológico

Las areniscas de Algorta-Azkorri, objeto de estudio, forman parte de los sedimentos depositados en un ambiente de cuenca profunda, posteriormente plegados y fracturados por la orogenia alpina. Son visibles en ambos flancos del S.B. muy cerca de su eje, con direcciones de N120º E, y pertenecen al Dominio del Arco Vasco, en el ámbito de la Cuenca Vasco-Cantábrica (CVC). Concretamente se corresponden con la unidad cartografiable "Areniscas, microconglomerados y lutitas" del Flysch arenoso de edad Eoceno, señalada con el nº 22 de la Leyenda de la Hoja de Getxo 37-IV del Mapa Geológico del País Vasco.

En estudios recientes son nombradas como "Areniscas de Azkorri", situadas en el flanco NE y asignadas al Ypresiense superior (Payros *et al.,* 2006; 2011). Concretamente, dentro del Eoceno inferior se corresponden con la biozona de foraminíferos planctónicos *Acarinina bullbrooki* del Ypresiense superior (Orue-Etxebarria *et al.,* 1984) y con la biozona NP13 de nanoplancton calcáreo (Payros *et al.,* 2009). Forman parte de un potente (> 2000 m) complejo turbidítico con intervalos alternantes ricos y pobres en turbiditas, subdividido desde la base al techo en los tramos de Flysch margoso, Areniscas de Azkorri, Flysch arenoso y por último Flysch calciclástico (Payros *et al.,* 2006). Las Areniscas de Azkorri pertenecen al primer intervalo rico en turbiditas, con una potencia superior a 100 metros, se formaron en un ambiente deposicional marino profundo durante un periodo relativo del nivel del mar bajo (LST). En el extremo oriental guipuzkoano afloran materiales semejantes denominados con el nº 16 "Areniscas silíceas estratificadas en bancos potentes" y nº 15 "Alternancia de calizas arenosas, areniscas y lutitas minoritarias", todas ellas englobadas en la Formación Jaizkibel, que también son de edad Eoceno inferior (Hoja de Irún, Gipuzkoa; 41-III). Aunque diacrónicas, puesto que pertenecen a las biozonas ligeramente más antiguas NP11 y NP12, son notables las semejanzas sedimentológicas que presentan con las areniscas de Algorta-Azkorri (Pujalte *et al.,* 2000).

Definición de *honeycombs* - alvéolos y *tafoni*

En la literatura acuñada a lo largo de los últimos 150 años sobre las formas de meteorización en superficies rocosas, existe una indeterminación considerable respecto a los términos *honeycombs* y *tafoni.* Siguiendo la terminología de Viles (2001) y Viles y Bourke (2007) consideramos *honeycombs* o alvéolos a las morfologías cuyas celdas alcanzan dimensiones desde milímetros a centímetros en tamaño y comparten delgadas paredes en común; mientras que los *tafoni* (término designado por Reusch, 1882, basado en un localismo de Córcega que significa "ventanas", en singular *tafone*), pertenecen a rangos mayores donde los huecos esféricos o helicoidales formados son de un metro de diámetro a varios metros cúbicos en volumen, si bien su génesis puede ser la misma que la de los alvéolos. Sin embargo, otros autores designan como *tafoni* también a morfologías de tamaño reducido menores de un centímetro (Paradise, 2013a, b) y algunos citan ambos términos indistintamente (Matsukura y Matsouka, 1991). Para más información ver Paradise (2013b). Estas formas de meteorización son comunes en las superficies de diferentes tipos de rocas (areniscas, margas arenosas, granitos, doleritas, esquistos metamórficos), y han sido reconocidas en distintos ambientes: desde zonas marítimas costeras tem-

pladas y húmedas (De Uña Álvarez, 2004; 2012; Elorza y Ábalos, 2013), clima mediterráneo continentalizado (Sancho *et al.,* 2004), zonas desérticas cálidas (Viles y Bourke, 2007; Paradise, 2013,a) y zonas desérticas frías tales como la Antártica (André y Hall, 2005). Incluso han sido reconocidos *honeycombs* sobre superficies rocosas de Marte (Rodríguez-Navarro, 1998).

En nuestro caso, encontramos distintos tipos de morfologías sobre las areniscas de Algorta y Azkorri, que parecen ser producto de la meteorización por disolución química-disgregación mecánica. Entendemos que la mayoría de las celdas encontradas, con morfologías poligonales, y por sus limitadas dimensiones centimétricas, las podemos designar como panal de abejas/*honeycombs* o alvéolos, mientras que

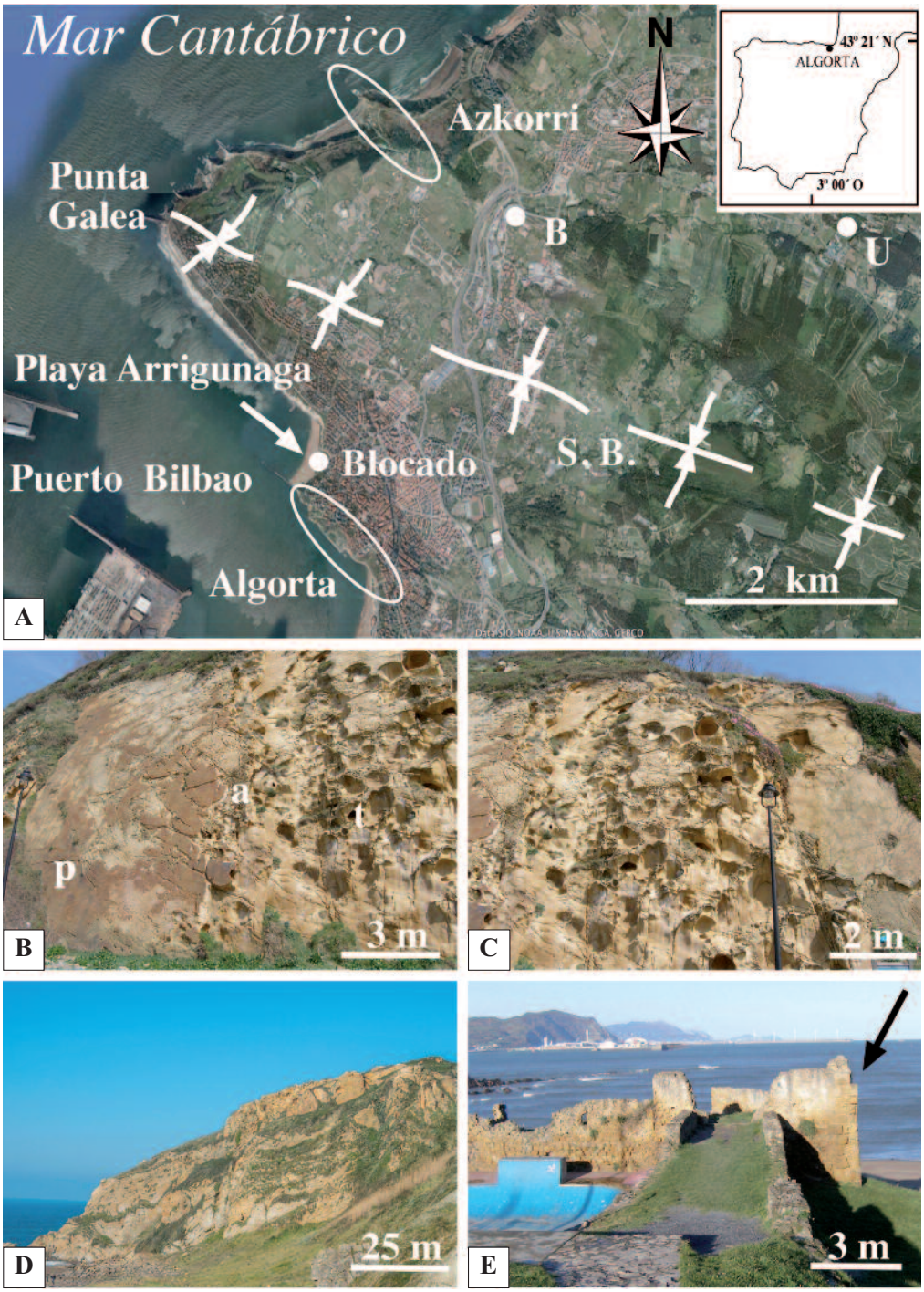

Fig. 1.- A: Localización geográfica de la zona costera de Punta Galea (Getxo, Bizkaia), con las localidades mencionadas en el texto y puntos de muestreo Algorta, Azkorri y Blocado en la playa de Arrigunaga. El trazado de líneas blancas discontinuas corresponde al eje del Sinclinorio de Bizkaia (S.B.), B (Berango), U (Urduliz). El "alto de Umbe" no está señalizado al quedar fuera de los límites de la figura. B-C: Vista de los conjuntos de alvéolos (a), *tafoni* (t) y pátinas de óxidos de hierro (p) en la zona de Algorta-parque de Usategui. D: Vista general de la Punta de Azkorri, donde se generan conjuntos de alvéolos y *tafoni,* con un amplio desarrollo. Nótese su distribución desde el nivel del mar hasta la parte superior del acantilado (≈ 40 m altitud). E: Vista general del Blocado en la playa de Arrigunaga y zona estudiada (flecha negra). Actualmente una parte de su superficie interior se utiliza como pista para monopatines *(skateboard).*

otras cavidades de tamaños mayores (> 30 cm) y con formas simples, serán denominadas *tafoni*. Sobre estas últimas geoformas, al menos en el parque de Usategui (Areniscas de Algorta), tenemos dudas de sus verdaderas dimensiones (> 1-2 m), puesto que hay testimonios de su extracción de arena por la población local en momentos de penuria económica (postguerra de 1939). En adelante, mencionaremos las morfologías poligonales como alvéolos, pues nos parece un término descriptivo más correcto que el de panal de abejas/*honeycomb,* ya que el trazado de las celdas encontradas es irregular frente a lo que habitualmente entendemos como panal de abejas, formado por un conjunto de celdas hexagonales regulares con paredes comunes delgadas y rectilíneas.

Régimen de vientos y datos termopluviométricos

Viedma Muñoz (2005), determina de forma precisa la dirección de los vientos dominantes en la cornisa Cantábrica, con datos obtenidos en los observatorios de Santander, Sondika (Bilbao), Monte Igueldo y Fuenterrabía (Gipuzkoa). Obtiene: "Frecuencias Mensuales de las direcciones de los vientos", "Rosas de las direcciones de las frecuencias estacionales del viento" en Invierno, Primavera, Verano y Otoño y "Frecuencias anuales de las direcciones del viento". En general, los vientos predominantes en Santander son de componente O, variando en menor medida al ONO para todo el año (conocido como el "viento gallego"), mientras que rolan por efecto topográfico al NO en la zona de Bilbao. En momentos de situación anticiclónica pasan a ser de componente NE. Los vientos de componente SSE, SSO y S (conocidos como "suradas") son también notables. Estos últimos se producen debido al fenómeno Foehn, el cual genera un viento cálido y seco, sin vapor de agua, que se desplaza a velocidades muy altas (> 20-25m/s), y de forma brusca, desde zonas altas de la meseta Castellana hacia la cornisa Cantábrica (más información en Ábalos y Elorza, 2013).

En función de los valores de temperatura y precipitación obtenidos en la franja litoral, el clima puede asimilarse al tipo **Cbf** en la clasificación de Köppen (McKnight y Hess, 2000), el cual corresponde a un clima oceánico o atlántico templado y húmedo (**b**: templado, donde el verano es fresco pues no se superan los 22 °C de media en el mes más cálido y las temperaturas medias superan los 10 °C al menos cuatro meses al año); **f**: húmedo, con 128 días de lluvia a lo largo del año, sin estación seca. Así, la cantidad total de lluvia media anual registrada durante el periodo 1971-2000 en el aeropuerto de Bilbao alcanza los 1195 mm/año, y la humedad relativa media es del 72%. Respecto a la temperatura, durante este mismo periodo, el valor medio anual llega a 14,3 ºC, con un valor medio de temperaturas máximas diarias de 19,1 ºC y mínimas de 9,4 ºC (Tabla I).

Metodología y resultados

Las imágenes de zonas de acantilado (Azkorri) no accesibles fueron tomadas con una cámara Nikon D-800; objetivo Nikkor 300 mm, f:2.8. Las imágenes termográficas del Blocado de la playa de Arrigunaga se realizaron con una cámara Flir Systems, modelo ThermaCAM T360. Además del análisis microscópico convencional por lámina delgada, se ha utilizado un microscopio electrónico de barrido (MEB) para observar con más detalle las características morfológicas de los componentes minerales (cuarzo, feldespatos, micas y cementos), junto con la colonización de microorganismos, tanto en la zona de las celdas, como en

Valores climatológicos normales. Bilbao Aeropuerto
Periodo: 1971-2000 - Altitud (m): 42
Latitud: 43° 17' 53'' N - Longitud: 2° 54' 21'' O -

	T	TM	Tm	R	H	DR	I
Enero	9.0	13.2	4.7	126	72	13	86
Febrero	9.8	14.5	5.1	97	70	11	97
Marzo	10.8	15.9	5.7	94	70	11	128
Abril	11.9	16.8	7.1	124	71	13	128
Mayo	15.1	20.1	10.1	90	71	12	160
Junio	17.6	22.6	12.6	64	72	8	173
Julio	20.0	25.2	14.8	62	73	7	188
Agosto	20.3	25.5	15.2	82	74	8	179
Septiembre	18.8	24.4	13.2	74	73	9	157
Octubre	15.8	20.8	10.8	121	73	11	123
Noviembre	12.0	16.4	7.6	141	74	12	93
Diciembre	10.0	14.0	6.0	116	73	12	78
Año	**14.3**	**19.1**	**9.4**	**1195**	**72**	**128**	**1584**

LEYENDA

T	Temperatura media mensual/anual (°C)
TM	Media mensual/anual temperaturas máximas diarias (°C)
Tm	Media mensual/anual temperaturas mínimas diarias (°C)
R	Precipitación mensual/anual media (mm)
H	Humedad relativa media (%)
DR	Número medio mensual/anual días de precip. sup. a 1 mm
I	Número medio mensual/anual de horas de sol

Tabla I.- Valores climatológicos estadísticos obtenidos en el Aeropuerto de Bilbao (1971-2000), situado al SE (< 11 km en línea recta) con la playa de Arrigunaga.

las paredes comunes de los alvéolos de las areniscas. El MEB pertenece a los Servicios Generales de Investigación (SGIker) de la UPV/EHU, modelo JEOL JSM-T 220, con filamento de wolframio, y lleva incorporado un equipo fotográfico GEOL UHR. Las condiciones operativas han sido de 20 kV y $6x10^{-9}$ A.

También se han realizados 144 medidas por medio del martillo Original Schmidt, modelo N de la casa Proceq (Dpto. Geodinámica, UPV/EHU), en un intento de determinar variaciones significativas sobre la resistencia a la compresión simple (en unidades MPa; Megapascal = 10 kg/cm^2), tanto en las superficies de techo o muro de los lechos no afectados cómo en las superficies basales de los *tafoni* en vías de alteración y las paredes compartidas de los alvéolos. En general, para calcular la resistencia a compresión simple de las areniscas, cuya densidad media es de 2,3 g/cm^3 (con valores extremos desde 2 a 2,7 g/cm^3, Schön, 2011) hemos seguido las indicaciones de la casa fabricante Proceq. Así, se obtienen los valores de rebote del martillo aplicado perpendicularmente a la superficie, y de cada 10 valores se eliminan los cinco menores, calculándose con los cinco más altos restantes el valor medio (más información en Viles *et al.*, 2011)

Respecto a los resultados obtenidos, cabe destacar que se produce una notable diferencia entre ambos afloramientos (Tabla II). En las areniscas de Algorta (parque de Usategui), los valores conseguidos en tres zonas diferentes, sobre las paredes en el fondo de los *tafoni*, son más altos (90-80-70 MPa), frente a los de las areniscas de Azkorri obtenidos en otras tres zonas diferentes pero también sobre las paredes en el fondo (41-40-38 MPa). Se producen también diferencias significativas tanto cuando se aplica sobre pátinas de óxidos de hierro (goethita) (de 110 frente a 51 MPa, respectivamente), como cuando se mide sobre las superficies de diaclasas (J1 y J2 con valores de 90 frente a 40-40 MPa, respectivamente). Respecto a las delgadas paredes de los alvéolos, los resultados no han sido concluyentes, puesto que al producir el impacto del martillo, dada su delgadez, no se transmite bien el rebote y los valores son nulos o quedan por debajo de lo que se esperaba (27 MPa). En conclusión, se aprecia un mayor grado de alteración en las areniscas de Azkorri frente a las areniscas de Algorta, lo cual parece lógico puesto que el primer afloramiento está más expuesto a la intensidad de los vientos del NO, que arrastran fuertes cantidades de *spray* marino. Por el contrario, las areniscas de Algorta quedan más resguardadas de la influencia del *spray* marino, puesto que, aunque se encuentran próximas al mar, las aguas quedan remansadas en la zona protegida por diferentes diques del puerto de Bilbao (Fig. 1A).

El ensayo de porosidades se ha realizado mediante el porosímetro "Autopore Size 9220" de la casa Micromeritics (Dpto. Ingeniería Química, UPV/EHU). Consiste en inyectar mercurio a presión y registrar el volumen absorbido por la muestra de arenisca. Para cada intervalo de presión considerado, el volumen de mercurio absorbido indica el volumen de poros de la muestra que tienen un determinado intervalo de tamaño de acceso. Este ensayo, además de la curva de distribución del volumen de poros que presenta la muestra en función del tamaño de acceso a los mismos, también permite obtener otros parámetros del sistema poroso: porosidad (%) accesible al Hg, porosidad atrapada, densidad total y la densidad aparente esqueletal.

Las curvas de las porosidades obtenidas en dos muestras correspondientes a las paredes de los alvéolos (AZ-2 y AZ-3) y otras dos pertenecientes a las superficie basal de la celda (AZB-1 y AZB-2), indican que las diferencias en el diámetro de los poros no parecen relevantes entre los dos

ARENISCAS DE AZKORRI				
SUPERFICIE	CARACTERÍSTICAS	Áreas diferentes	nº medidas	valores Mpa
S0	Pared sin alterar	AZK-1	10	41
S0	Pared en el fondo del alvéolo	AZK-2	6	38
S0	Pared en el fondo del alvéolo	AZK-3	3	41
S0	Pared en el fondo del alvéolo	AZK-4	10	40
S0	Pared de la celda (se destruye)	AZK-5	4	27
J1	Pared en diaclasa subhorizontal	AZK-6	15	40
J1	Pared en diaclasa oblicua	AZK-7	10	40
J1	Pared en diaclasa con pátina de Fe	AZK-8	10	51
J1	Pared en diaclasa sin pátina	AZK-9	5	48
ARENISCAS DE ALGORTA (PARQUE DE USATEGUI)				
SUPERFICIE	CARACTERÍSTICAS	Áreas diferentes	nº medidas	valores Mpa
S0	Pared con pátina de Fe	USA-1	10	110
S0	Pared en el fondo de tafoni	USA-2	10	90
S0	Pared en el fondo de tafoni	USA-3	10	80
S0	Pared en el fondo de tafoni	USA-4	10	70
J1	Pared en diaclasa subhorizontal	USA-5	10	90
J2	Pared en diaclasa subvertical	USA-6	11	80
J2	Pared en diaclasa subvertical	USA-7	10	90

Tabla II.- Valores resistencia a la penetración, mediante el martillo original de Schmidt, en diferentes áreas de las areniscas de Azkorri y Algorta (Parque de Usategui).

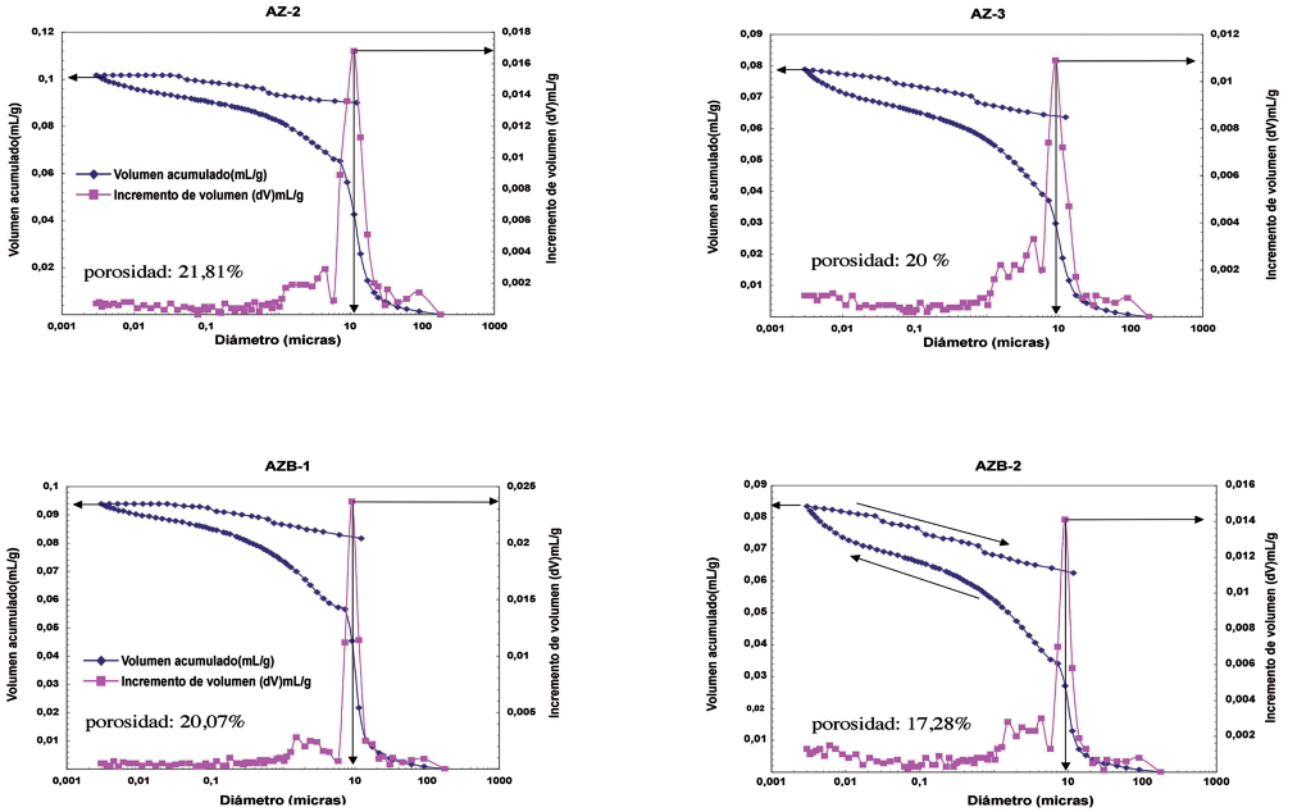

Fig. 2.- Imágenes de las curvas de "Incremento de volumen" y "Volumen acumulado", además de la porosidad (%), obtenidas en dos muestras, AZ-2, AZ-3, correspondientes a las paredes de los alvéolos y otras dos muestras, AZB-1 y AZB-2, correspondientes a la base de los mismos (areniscas de Azkorri).

tipos analizados, mientras que el volumen acumulado fluctúa según la muestra observada (Fig. 2). En cada muestra se obtienen dos curvas, la primera con cuadrados (en rosa), corresponde al incremento de volumen (dV) mL/g del mercurio inyectado hasta una presión cercana a las 4.000 atmósferas y nos indica que el tamaño de los poros es de unas 10 micras de diámetro. El incremento de volumen resulta ser ligeramente variable desde 0,014 hasta 0,024 (dV) mL/g, mientras que la curva del volumen acumulado con rombos (en azul) está entre 0,08 a 0,1 mL/g. Una vez cesada la alta presión y alcanzados valores atmosféricos, la curva vuelve hacia la derecha, cayendo ligeramente, lo cual indica que la recuperación del mercurio es escasa. Esto es interpretado como que los poros no son suficientemente abiertos para desalojar todo el mercurio incorporado bajo la alta presión ejercida, a pesar de presentar las muestras analizadas una porosidad importante desde el 17 al 21%.

Para confirmar la composición mineralógica mayoritaria de la areniscas, una porción de las muestras de Azkorri (AZB-1; AZB-2) y de Algorta (parque de Usategui, USA-1 a 4) han sido molidas y homogeneizadas manualmente en un mortero de ágata, para su análisis mediante DRX de muestra en polvo en un difractómetro PANalytical Xpert PRO, equipado con tubo de cobre ($\lambda Cu_{K\alpha media}$=1,5418Å, $\lambda Cu_{K\alpha 1}$=1,54060Å y $\lambda Cu_{K\alpha 2}$=1,54439Å), goniómetro vertical (geometría Bragg-Brentano), rendija programable de divergencia, intercambiador automático de muestras, monocromador secundario de grafito y detector PixCel. Las condiciones de medida han sido 40 kV y 40 mA, con un barrido comprendido entre 5 y 70º 2theta. Para el tratamiento informático de los difractogramas obtenidos, e identificación de las fases presentes, se ha empleado el *software* específico PANalytical X´pert HighScore, en combinación con la base de datos PDF2 del ICDD.

Las muestras de areniscas analizadas por DRX confirman una composición de cuarzo mayoritario, con pequeñas cantidades de arcillas (illita y caolinita), además de cantidades traza de feldespato potásico. La goethita, en cantidades variables está también presente. No han sido detectados ni hematites ni pirita. En los análisis de sedimento suelto recogido en las paredes, facilitado por la disgregación mecánica, además de los anteriores minerales aparecen exclusivamente restos de halita, como nuevo mineral precipitado a partir del *spray* de agua salina. No hay restos de sulfatos de calcio hidratados (yeso) o de magnesio (hexahidrita ó epsomita), relacionados estos últimos con una atmósfera contaminada con SO_2 (Laue *et al.,* 2004).

Características de los alvéolos y *tafoni* en las areniscas de Algorta

En el flanco SO del Sinclinorio de Bizkaia (S.B.), las areniscas de Algorta están bien representadas a lo largo del camino ascendente que une el Puerto Viejo y el Parque de

Usategui. En esta zona, las formas de alteración en las areniscas ya fueron puestas de manifiesto y descritas por Ugarte (1983), sin que hayamos encontrado estudios más recientes. Contrariamente, las areniscas equivalentes de la Formación Jaizkibel (Gipuzkoa), más desarrolladas en potencia y extensión, han sido objeto de una mayor atención, posiblemente debido a su extraordinaria complejidad en las formas de meteorización resultantes y la notable belleza estética que ofrecen (Santana, 1966; Edeso, 1988; Galán *et al.,* 2008; 2013, entre otros). En las areniscas de Algorta, los bancos expuestos, con una notable continuidad lateral, son superiores a los 50 cm de potencia. Están dispuestos subverticalmente, con una ligera inversión, señalando direcciones N135E y presentan tonos amarillentos, con numerosas pátinas de óxidos de hierro oscuras en los muros. Su continuidad lateral hacia el NO, termina en la playa de Arrigunaga, donde sus acantilados ofrecen, a favor de una importante fracturación, una variada litología con edades diferentes (Rodríguez-Lázaro *et al.,* 1989). Es sobre estas areniscas de Algorta donde quedan profusamente expuestas las morfologías alveolares y los *tafoni,* tanto en el propio muro como lateralmente en los potentes bancos turbidíticos (Figs. 1B-C; 3A-E).

En general, en las areniscas de Algorta se aprecia una meteorización profunda con formación de alvéolos centimétricos y una intensa desintegración granular que puede llegar a dejar pequeños depósitos de arenas residuales en la base. Junto con las morfologías alveolares, circulares o elípticas, se muestran espacios deprimidos de mayores dimensiones, que pueden considerarse propios de *tafoni*, pero que posiblemente hayan sido aumentados en su tamaño por la extracción manual de arena realizada por vecinos de las cercanías durante la postguerra (Figs. 3A-B). Con todo ello, podemos observar que cuando las superficies de estratificación presentan una delgada cubierta de óxidos de hierro, se establece una eficaz protección frente a la meteorización y no se generan alvéolos (Figs. 1B-C; 3B). Cuando se pierde está pátina de óxidos, la meteorización actúa intensamente produciendo alvéolos de dimensiones centimétricas sobre las superficies, que se corresponden a los muros invertidos de la serie (Figs. 3C-D). El proceso debió tener su máximo desarrollo en un tiempo pretérito indeterminado, y ahora está en momentos de descomposición paulatina, con la formación de superficies planas o con cierta concavidad, donde anteriormente podían disponerse agrupaciones de alvéolos. No hemos podido apreciar rasgo alguno de iniciación de nuevas celdas en las superficies planas, indicativas del comienzo de un nuevo ciclo de meteorización.

Las areniscas poseen un entramado de diaclasas conjugadas que ha favorecido la circulación de aguas con alto contenido en hierro, lo que ha permitido generar además de pátinas de óxidos de hierro en las superficies de las diaclasas, nódulos de dimensiones variables, que encierran en su interior restos de areniscas (Fig. 3E). Durante el proceso diagenético tardío, posiblemente asociado a su exposición subaérea, se producen bellos anillos de *Liesegang* en diferentes formas y tamaños, que confirma la removilización, por difusión, de fluidos ricos en hierro.

Petrográficamente, las areniscas con tamaños de grano de 0,15 a 0,4 mm, fueron clasificadas por Herrero *et al.* (2000) como cuarzoarenitas a cuarzoarenitas feldespáticas (> 90% cuarzo, feldespatos, micas y trazas de óxidos de hierro, glauconita y turmalina). Respecto a su fábrica, resulta destacable: a) la pequeña disolución de los granos de cuarzo mono y policristalinos, con contactos suturados e interpenetrados (*pressure solution*); b) la presencia de micas fuertemente dobladas o plegadas, que apuntan hacia una intensa deformación y c) la formación de cuarzos autigénicos bien desarrollados entre una matriz predominantemente arcillosa. No hemos encontrado evidencia de la presencia de cemento calcáreo en lámina delgada teñida con Alizarina rojo S (Figs. 4A-D). Tampoco hemos reconocido ningún tipo de reacción al ser atacadas las muestras con ácido clorhídrico (10%) y ser observadas detenidamente con la ayuda de una lupa binocular.

Características de los alvéolos y *tafoni* en las areniscas de Azkorri

Las areniscas de Azkorri, situadas en flanco NE del Sinclinorio de Bizkaia, desarrollan una mayor superficie de exposición que las de Algorta, con potentes bancos superiores al metro, donde las formas de meteorización superficiales, con tonos amarillos-rojizos, quedan más patentes (Fig. 1D). Dado el difícil acceso a los lechos y la altura del acantilado (desde el nivel del mar hasta 40 m de altitud), podemos afirmar que las geoformas (alvéolos y *tafoni*) son originales y no han sido modificadas antrópicamente. Las zonas más bajas de los *tafoni* presentan restos blanquecinos como evidencia de la precipitación de las sales que aporta de manera continua el *spray* marino, cargado fundamentalmente con halita (reconocido por DRX).

Si el muro de los lechos subverticales queda recubierto con una delgada pátina de óxidos oscuros (2-3mm), la meteorización es prácticamente inexistente frente al lecho que no tiene esa protección (Figs. 5A-B). Cuando esa pátina se pierde, es generalizada la formación de importantes espacios deprimidos, dando lugar a *tafoni* de tamaños variables con evidencias de disgregación continua, además de precipitación de halita en las zonas bajas que incluso llegan a contactar con el siguiente lecho inferior (Figs. 5C-D). Pero las morfologías más interesantes son los extensos entramados de alvéolos con formas poligonales bien marcadas hasta desvanecerse a unos pocos decímetros de distancia (Figs. 5C-E). La presencia de diaclasas conjugadas, recubiertas con pátinas de óxidos de hierro en sus paredes, ejerce un cierto control en la formación y mantenimiento de los alvéolos (Figs. 5C-D). Resulta sintomático que cuando están presentes manchas irregulares de vegetación, dispuestas escalonadamente sobre las diaclasas, los alvéolos se reducen drásticamente e incluso desaparecen (Figs. 5C-D). El entramado de alvéolos al alcanzar una cierta profundidad adquiere formas tipo *thalassinoides*, y tiende a descomponerse parcialmente, dejando la superficie inferior del lecho plana, sin evidencias de la continuidad de los alvéolos, ni perspectivas de reinicio del ciclo con la formación de incipientes celdas (Fig. 5E).

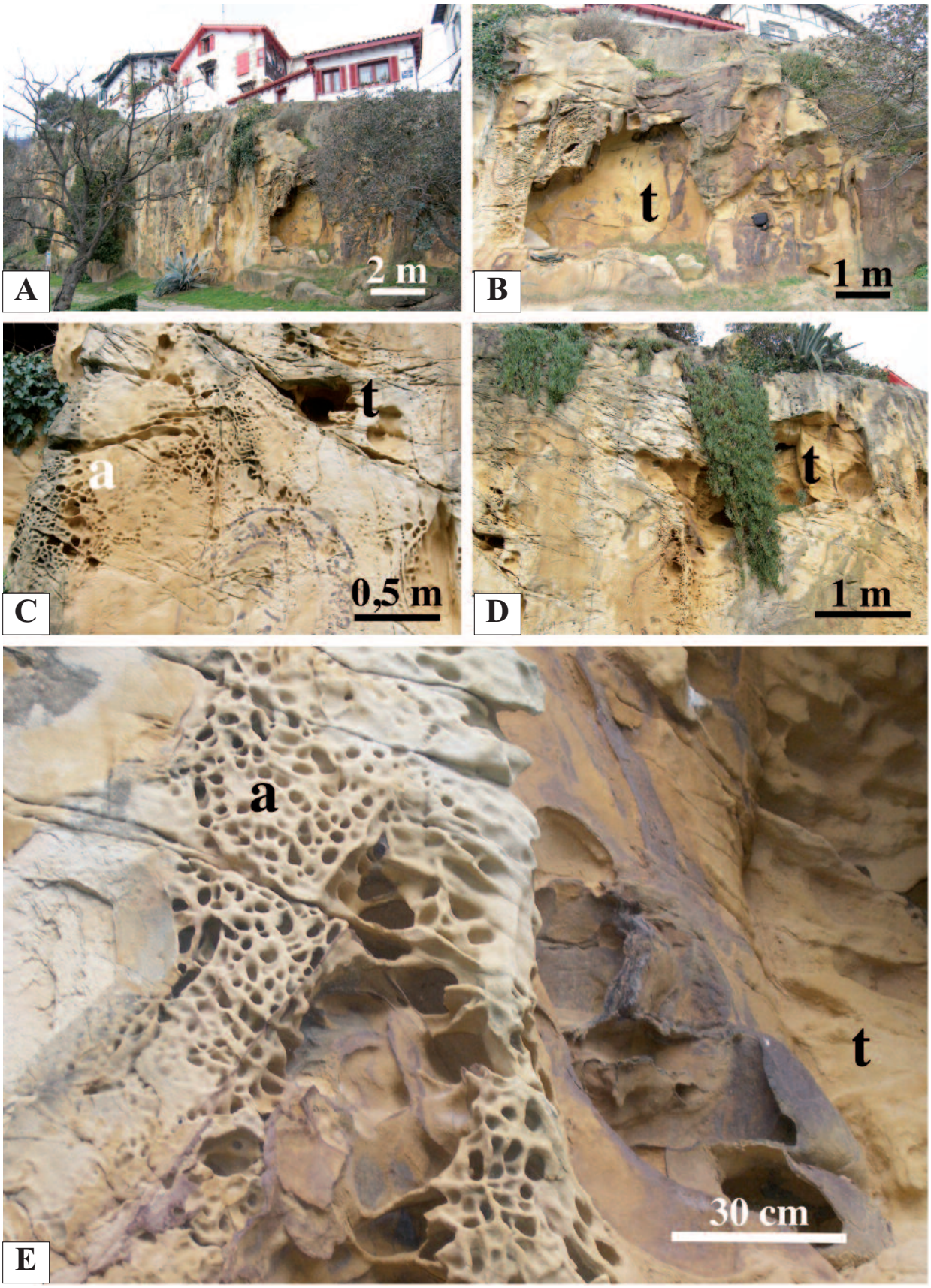

Fig. 3.- Diferentes conjuntos de alvéolos y *tafoni* en las areniscas de Algorta-parque de Usategui. A-D: Ejemplos de alvéolos (a) y *tafoni* (t) asociados con diaclasas conjugadas. Estas diaclasas ocupadas por óxidos de hierro (goethita), refuerzan el mantenimiento del enrejado de los alvéolos. Los *tafoni*, de dimensiones notables, dejan grandes espacios vacíos, con peligro de desprendimiento. E: Detalle de un conjunto de alvéolos (a) en estado avanzado de degradación, limitados por diaclasas conjugadas y una zona de *tafoni* (t), con restos de óxidos de hierro.

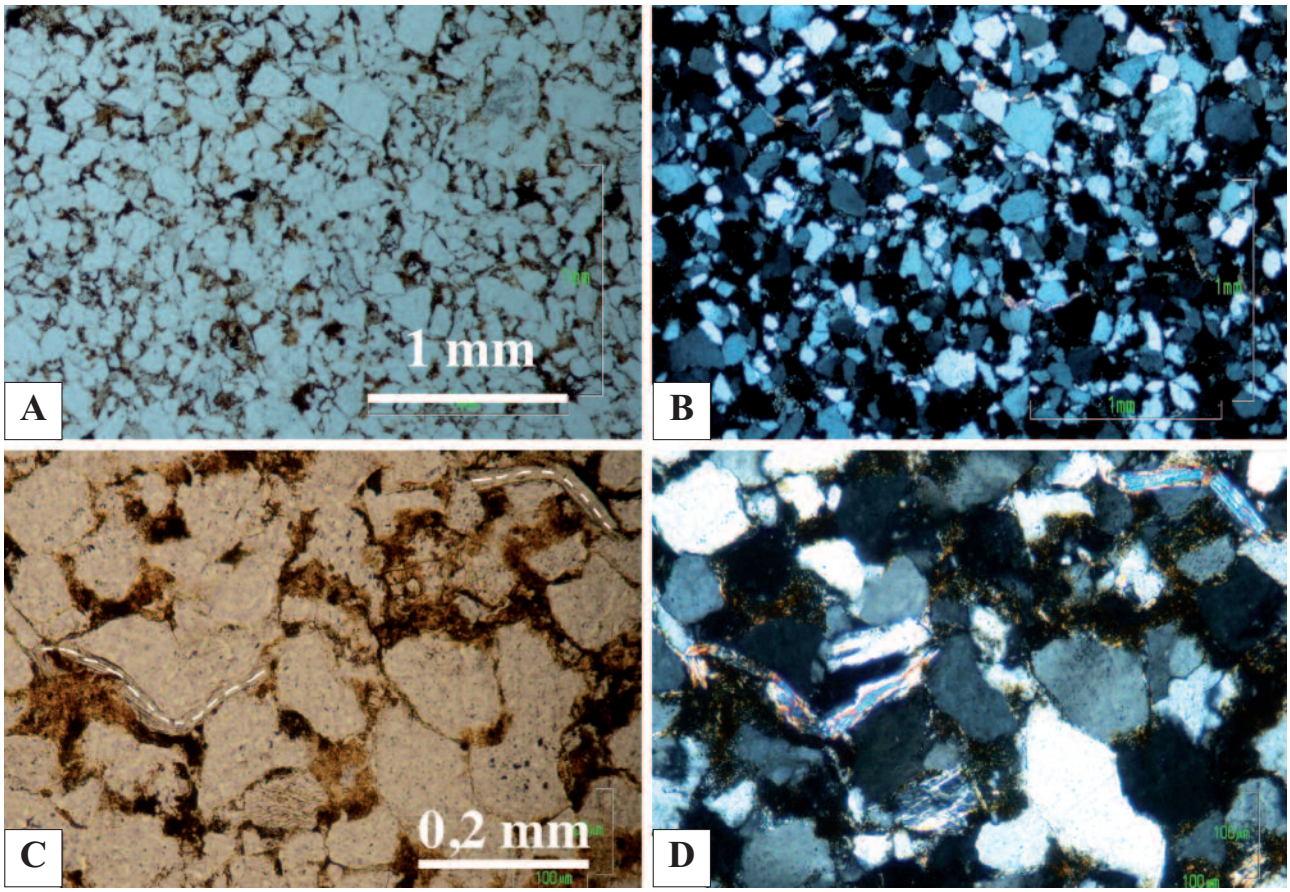

Fig. 4.- Fotomicrografías de las areniscas de Algorta-parque de Usategui. A-B: Vista general de las areniscas, constituidas por un elevado porcentaje de cristales de cuarzo anguloso granosoportados con dos tamaños dominantes y pequeñas cantidades de matriz arcillosa. Nícoles paralelos y cruzados, respectivamente. C-D: Detalle de la foto anterior, donde los cristales de cuarzo anguloso se interpenetran y flexionan a cristales de mica por efecto de la compactación diagenética (líneas discontinuas blancas). El componente arcilloso de la matriz se encuentra altamente alterado junto con óxidos de hierro. Nícoles paralelos y cruzados, respectivamente.

En la parte superior del acantilado y en determinados bancos de areniscas, existe la certeza de bloqueo en el desarrollo de los alvéolos, esto se produce cuando el aumento de la humedad genera un crecimiento orgánico, detectado por el oscurecimiento de la superficie y consiguiente falta de disgregación mecánica, frente a una superficie fresca, recién descubierta, mucho más amarillenta (Figs. 6A-B). La presencia de organismos protectores queda confirmada mediante un examen por MEB de la superficie inicial sin restos y con restos algales fotosintéticos (Figs. 7A-B y 8A-B).

Características de los alvéolos y *tafoni* en muros de sillería

Es constatable que la meteorización con formación de alvéolos y *tafoni* afecta a los muros de sillería de edificios antiguos, construidos con las mismas areniscas eocénicas. Tradicionalmente en esta zona de Getxo, el suministro de material de construcción procede de las canteras locales de arenisca, ahora abandonadas, enclavadas en los municipios vecinos de Urduliz, Berango y alto de Umbe. Estas canteras alejadas de la costa ofrecen en sus zonas de explotación fragmentos de la potente serie turbidítica areniscosa, en clara continuidad cartográfica con los afloramientos estudiados de Algorta y Azkorri (Fig. 1A).

Centramos la atención en los restos de los muros de sillería de la fortificación llamada “Blocado” o “Fuerte” de la playa de Arrigunaga (Algorta, Getxo). Aunque construida hacia 1792 como defensa de la playa, quedó parcialmente destruida por las tropas inglesas durante la Guerra de la Independencia (1808-1813) y posteriormente fue reconstruida en el otoño de 1827 (http://getxosarri.blogspot.com.es/2013/09/el-blocao-de-arrigunaga.html). El blocado, prácticamente en ruinas, se dispone a escasos 100 metros de distancia con respecto al límite de la pleamar media marcada en la playa (Figs. 1A, E). Los muros mampuestos formados por sillares de arenisca de dimensiones variables (50 x 40 cm), quedan reforzados sin argamasa en un vértice del edificio. Es en este vértice, todavía en pie, donde se muestra una respuesta singular de las areniscas frente a la meteorización, diferenciándose tres zonas: zona (a), se corresponde con el trazado del mayor muro existente, de dirección N 78º E, está aparentemente intacta y sin ningún rasgo de alteración. Las superficies de los sillares son recubiertas por algas y líquenes protectores (Figs. 9A, C). Todo ello queda confirmado con la imagen termográfica obtenida, donde a mayor humedad corresponde menor temperatura (Fig. 9B); zona (b), de mínima extensión y de dirección N 110º E, ofrece una marcada zonalidad vertical y lateral de la protectora colonización algal, lo que produce

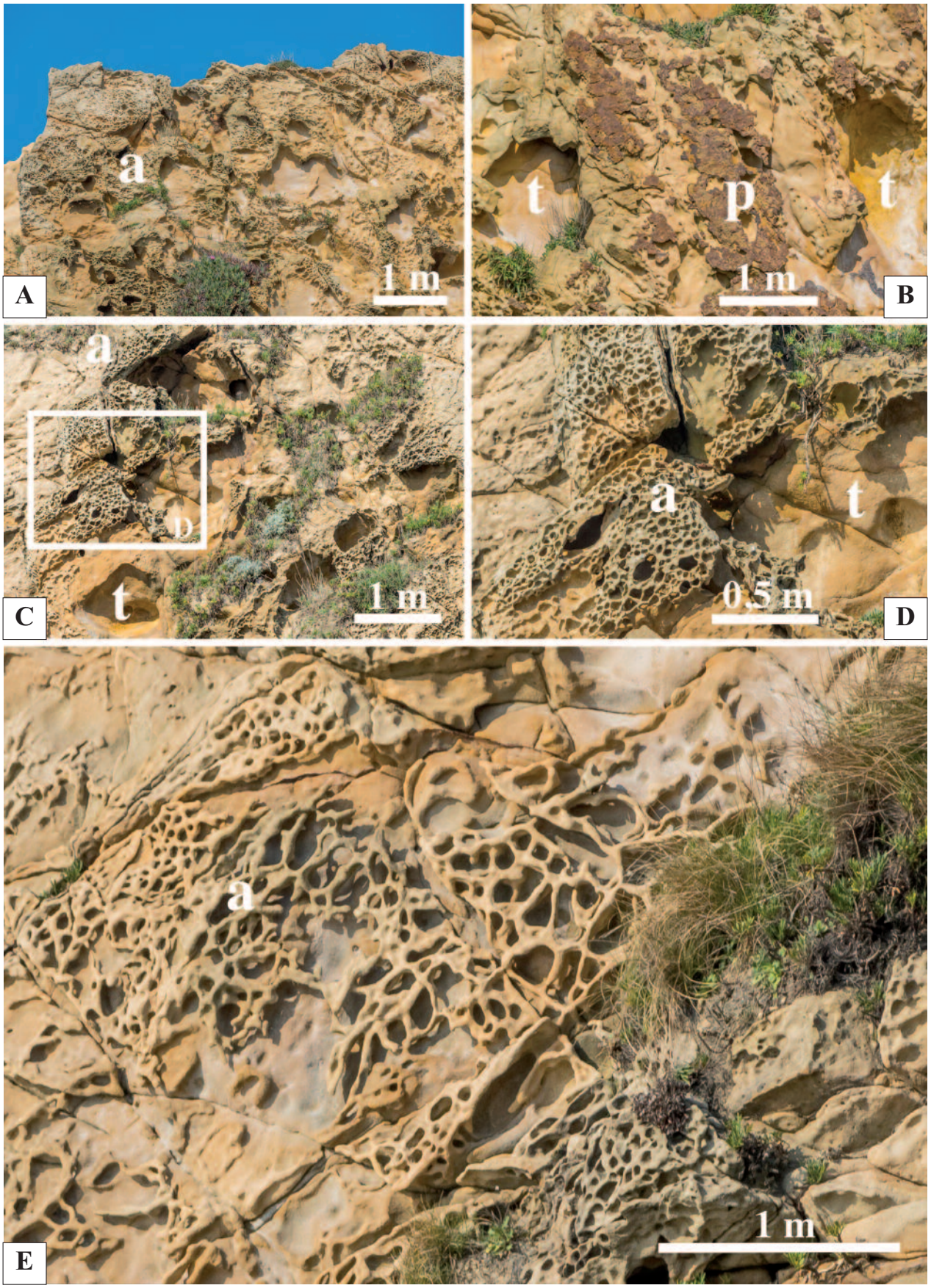

Fig. 5.- Diferentes conjuntos de alvéolos, *tafoni* y pátinas de óxidos en las areniscas de Azkorri. A-B: Aspecto de los alvéolos (a) y *tafoni* (t), junto con las protectoras pátinas de óxidos de hierro (p) en las areniscas turbidíticas, fuertemente meteorizadas por disgregación mecánica. C-D: Vista general y detalle de los alvéolos y *tafoni* formados en las areniscas con crecimiento de vegetación en las zonas deprimidas. E: Conjunto de alvéolos con aspecto de enrejado-celosía, donde se produce una individualización respecto a su base de sustentación, que recuerda a trazas orgánicas fósiles tipo "*thalassinoides*".

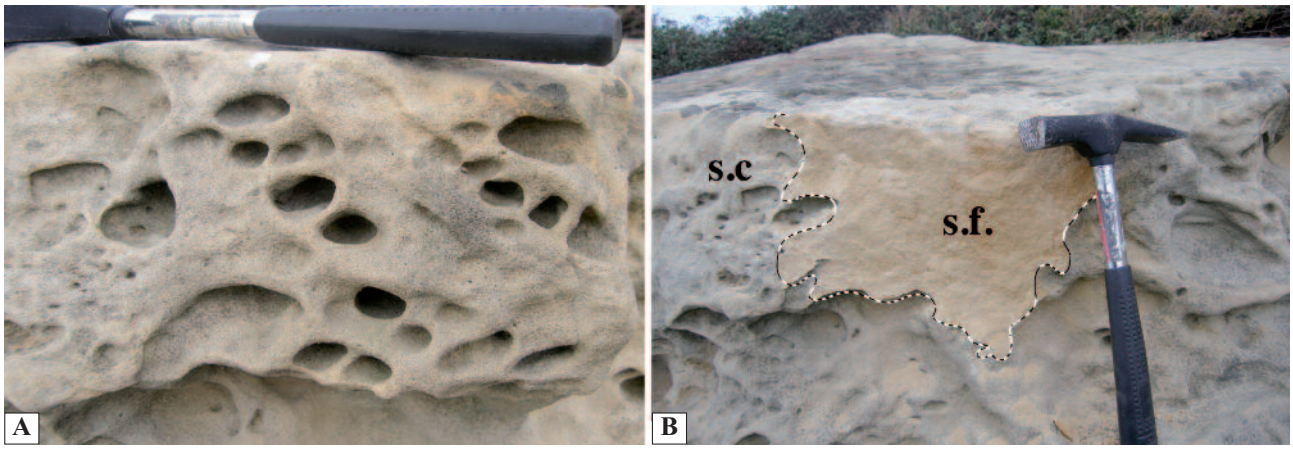

Fig. 6.- A: Vista de una superficie de arenisca de Azkorri, con celdas dispersas sin disgregación y evidencias de bloqueo del proceso de meteorización por la colonización de algas protectoras, reconocidas por los tonos más oscuros. B: El mismo lecho que A, después de ser parcialmente seccionado, con la exposición de la superficie fresca (s.f.), remarcada por el trazado en blanco, donde se aprecia la diferencia de color amarillento intenso en relación a la superficie oscura colonizada (s.c.) por componentes algales. El mango de la piqueta mide 28 cm.

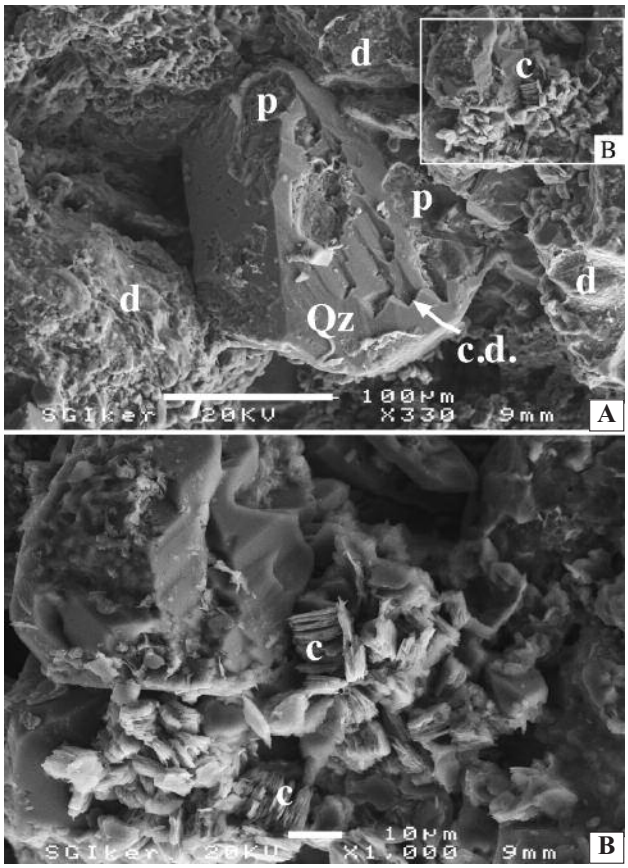

Fig. 7.- Fotomicrografías a través del microscopio electrónico de barrido (MEB). A: Superficie fresca de arenisca de Azkorri, donde destacan los componentes detríticos (d) recubiertos irregularmente por la matriz. El cuarzo detrítico con sobrecrecimiento de cemento sintaxial (Qz), conserva huellas previas de disolución (*pressure solution,* p) y huellas de adaptación a otros componentes detríticos desprendidos (c.d) en la preparación de la muestra para MEB. Los agregados de caolinita autigénica (c) ocupan parte de los espacios intergranulares. Son visibles amplios espacios vacíos indicativos de la alta porosidad medida (17-21%). B: Detalle de la imagen anterior con los agregados de caolinita (c) en proceso de abertura de las láminas hacia illita.

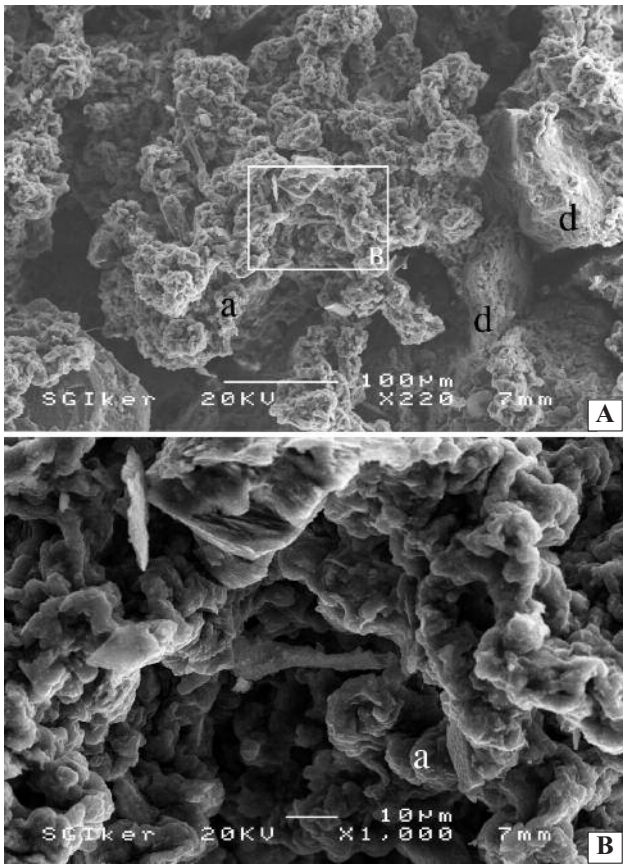

Fig. 8.- Fotomicrografías a través del microscopio electrónico de barrido (MEB), sobre una superficie externa de arenisca de Azkorri, tapizada por componentes orgánicos algales sin determinar. A: vista generalizada de los componentes detríticos (d), tapizados por algas en estado de descomposición (a). B: detalle de la figura anterior, con las algas sobre el componente detrítico.

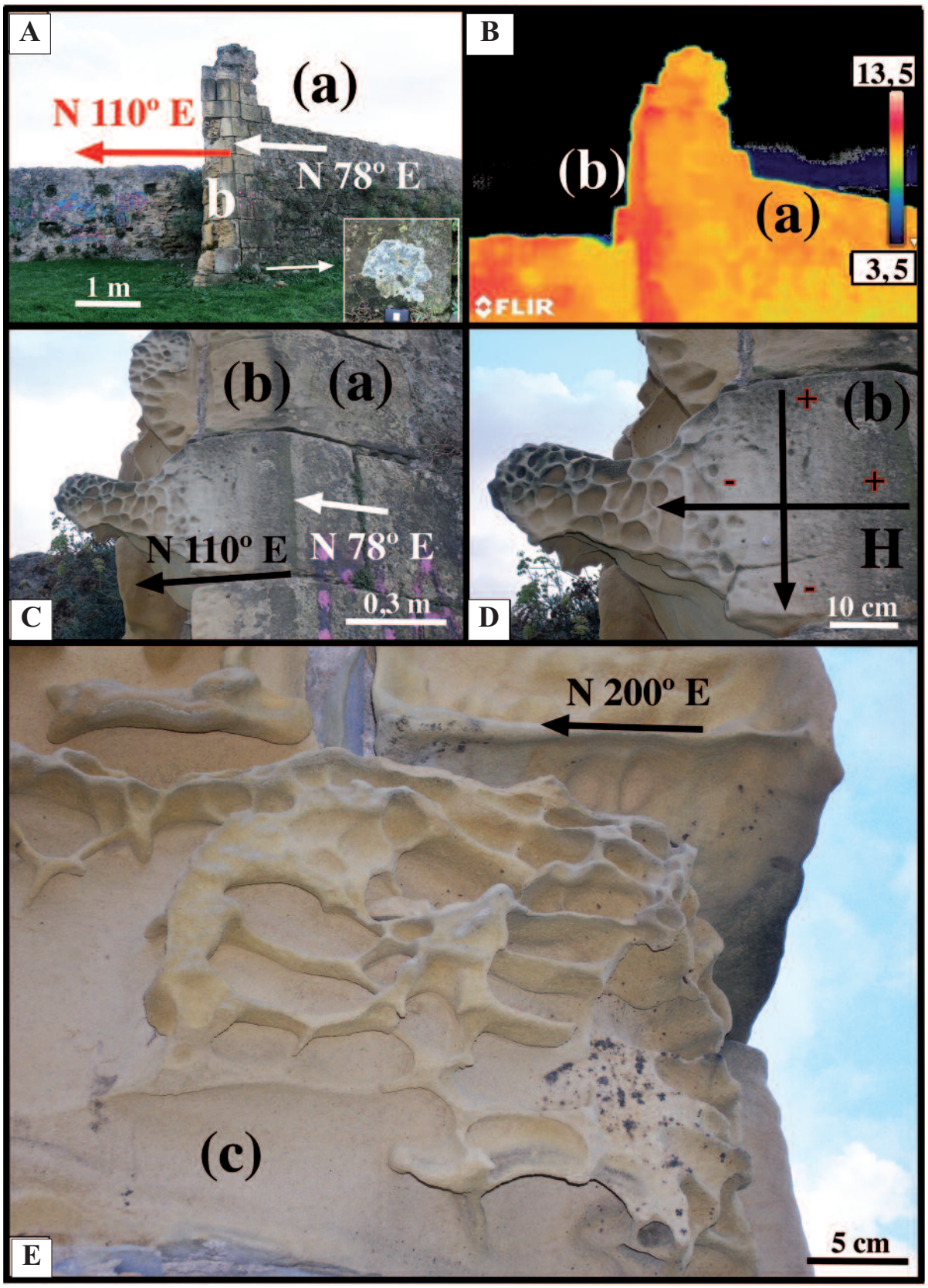

Fig. 9.- Imágenes del Blocado de Arrigunaga. A: Vista de los muros residuales con las diferentes orientaciones de las zonas (a) N78ºE y (b) N110ºE. En el cuadrado remarcado en blanco y señalado por una flecha se destaca la presencia de un liquen crustoso (*Aspicilia* sp.) situado en la base del muro. El lado del cuadrado mide 25 cm. B: Imagen anterior tomada por cámara infrarrojos donde se aprecia una clara zonación de temperatura en las zonas (a) y (b). La escala de colores varía desde 3.5 a 13,5 ºC. C: Vista de la zona (a) sin evidencias de meteorización y la zona (b) con claras muestras de formación de alvéolos en proceso de degradación. El material de ambas zonas, con diferente comportamiento, pertenece al mismo bloque de arenisca. D: Detalle de la imagen anterior, con evidencias de una zonación biogénica producto de la mayor (+) o menor (-) humedad (H), principal condicionante de la meteorización. E: Vista de la zona (c) situada a sotavento (N200ºE) con muestras de fuerte degradación de los alvéolos para pasar a formas de *tafoni.*

desde una nula a fuerte alteración, importante pérdida de masa y formación de alvéolos en las partes menos colonizadas de los sillares (Figs. 9C-D); la zona (c), más extensa que la anterior y dirección N 200º E, registra un proceso de meteorización mucho más intenso, predominando los alvéolos plenamente desarrollados y en descomposición, con la consiguiente formación de *tafoni* (Fig. 9E). En detalle, en esta zona (c), se evidencia el cambio desde un sillar superior, caracterizado por un intenso entramado de alvéolos a otro sillar, inmediatamente por debajo, donde se produce una fuerte disgregación con formas de *tafoni* y procesos de descamación (Figs. 10A-B).

Imágenes de alvéolos comparadas en el tiempo (1992-2014)

Por otra parte, poseemos imágenes de los mismos afloramientos distanciadas en el tiempo (1992 a 2014), que nos permiten comparar la evolución de las celdas de los alvéolos y tamaños de los *tafoni*. En general, observamos una modificación no drástica pero sí suficientemente clara para precisar tendencias. Así, tanto en los alvéolos y *tafoni* registrados en las areniscas expuestas en el camino ascendente del Puerto Viejo al Parque de Usategui (Algorta), se percibe una amortiguación en el dibujo de los alvéolos, agrandamiento del trazado de los *tafoni* e incluso la pérdida de partes de la pátina de óxidos de hierro y de fragmentos completos de alvéolos (Figs. 11A-B). Al comparar en los muros de sillería en el blocado de Arrigunaga (zonas b y c), también encontramos esta misma tendencia de descomposición, aunque en otros bloques apreciamos un mayor desarrollo y profundización de los alvéolos (Figs. 11C-D). Es decir, parece que la meteorización se mantiene activa, con tendencia a alcanzar la etapa de degradación, pero también con signos de profundización vertical en el desarrollo de los alvéolos.

Discusión

Diferentes hipótesis sobre los mecanismos de formación

Son numerosos los trabajos que han intentado recopilar "el estado del arte" y explicar con precisión el proceso de meteorización capaz de generar *honeycombs*/alvéolos independientes o asociados con los *tafoni* (Mustoe, 1982; 2010; Smith, 1982; Young y Young, 1992; Trenhaile, 1987; Sunamura, 1992; Rodríguez-Navarro *et al.,* 1999; MacBride y Picard, 2004; Paradise, 2013 a, b, entre otros). En todos ellos se hace hincapié en el papel condicionante de las sales que se presentan por evaporación, el régimen de vientos, los cambios térmicos y las variaciones en el contenido de humedad que puede asimilar el componente arcilloso constitutivo de la matriz rocosa y el mayor desarrollo protector de un cubierta orgánica sobre la superficie de roca afectada (Sancho *et al.,* 2004). Sin embargo, es apenas tratada o incluso se ignora responder a una pregunta evidente de cómo se disponen los alvéolos y mantienen las delicadas paredes que separan las celdas entre sí (el llamado *wall problem,* de Rodríguez-Navarro *et al.,* 1999).

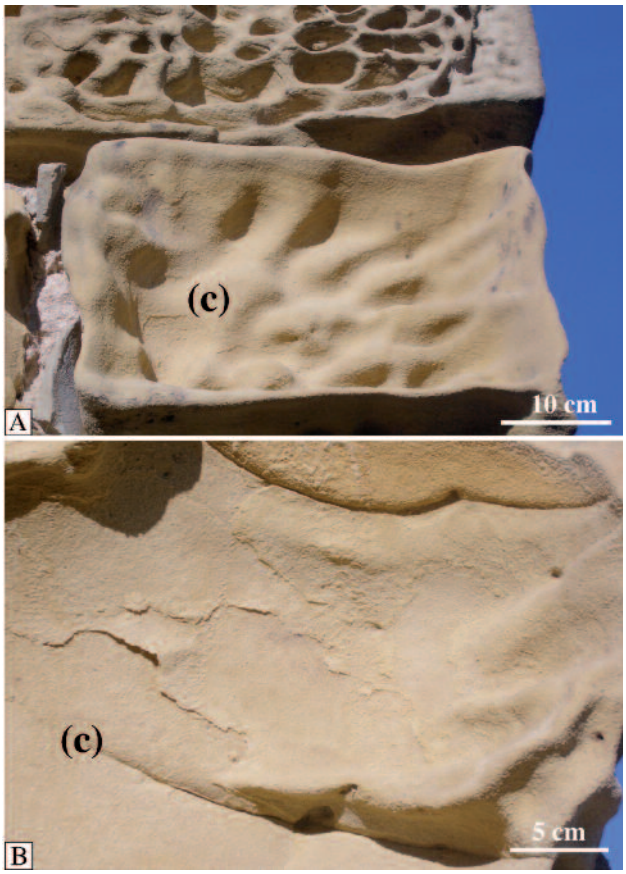

Fig. 10.- Detalles de la zona protegida (c) de dirección N200ºE en el Blocado de Arrigunaga. A: En la zona superior se conserva un grupo de alvéolos, para pasar a un bloque inferior donde permanecen restos de alvéolos en una zona de *tafoni*. La presencia de mayor o menor humedad controla las formas de meteorización. B: Detalle de la zona (c) inferior con la superficie basal de *tafoni*, con láminas de descamación en vías de destrucción.

Centrándonos en este problema, las hipótesis más aceptadas las agruparemos en dos grandes grupos:

a) la que propugna la formación de los *honeycombs* como producto de la evaporación del agua marina depositada por las salpicaduras de las olas y la posterior precipitación en forma de pequeños cristales de halita en la superficie rocosa. Según Mustoe (1982), más que por descomposición química, la actividad erosiva se produce por disgregación de los granos minerales detríticos, ayudados por la cristalización intergranular de la halita (haloclastia). El mantenimiento de las delgadas paredes, que separan las cavidades entre sí, se debe a la protección ejercida por algas verdes microscópicas que recubren las mismas. En el trabajo de este último autor, las algas fueron detectadas por un mayor contenido clorofílico con un valor medio de 0,88 mg/cm^2 en las paredes frente a un 0,40 mg/cm^2 en el fondo de la celda. Las morfologías tipo *honeycomb* se pueden producir rápidamente en el tiempo sobre superficies que fueron planas hace menos de una centuria (Mustoe, 1982). Posteriormente el mismo autor, confirma cómo la formación de *honeycombs* está controlada por los ciclos de humectación-secado en unas condiciones particulares de viento, aporte de agua salada, temperatura y humedad para que se produzca la acción corrosiva de la sal y los efectos

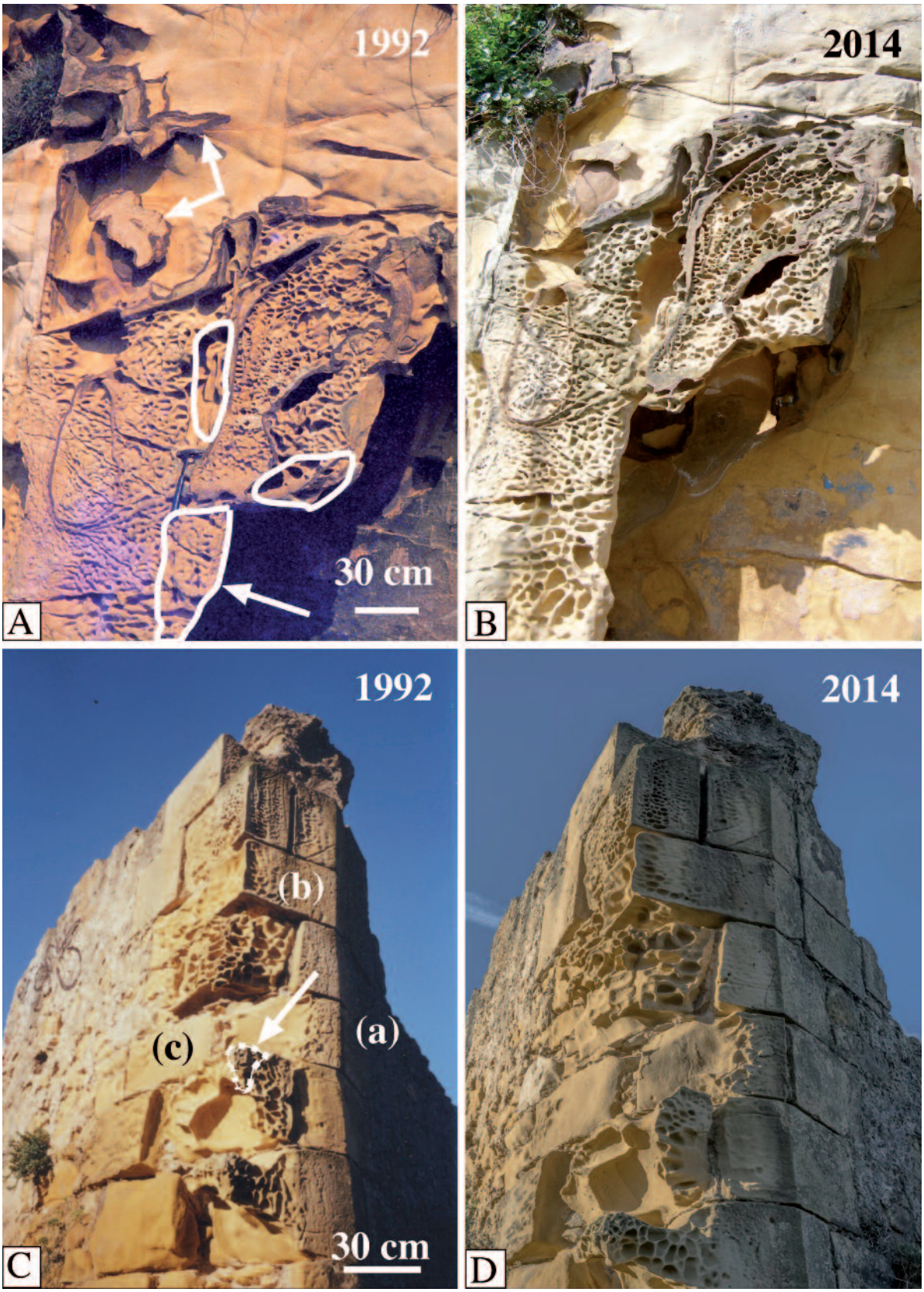

Fig. 11.- Imágenes comparativas del avance de la meteorización en las areniscas de Algorta (parque de Usategui, A-B) y Blocado de Arrigunaga (C-D). A: Conjunto de alvéolos bien desarrollados limitados por diaclasas conjugadas, rellenas de óxidos de hierro (goethita), que pasan a *tafoni.* Fotografía tomada en 1992. B: La misma imagen que la anterior tomada en 2014. Véase la disminución de volumen e incluso la pérdida de fragmentos de la roca con alvéolos (señalado por los trazados blancos en A); la zona de óxidos también muestra algunas pérdidas (señalado por flechas). C: Vista general de las zonas (a), (b) y (c) con las características erosivas ya explicadas en el texto. Fotografía tomada en 1992. D: La misma imagen que la anterior tomada en 2014. Aquí también es evidente la actividad erosiva con ampliación, coalescencia y degradación de los alvéolos (ver trazado con línea discontinua blanca en C, señalado por flecha), además de la mayor profundización de los *tafoni* formados.

protectores de microbios endolíticos en un modelo de auto-organización (*self-organization*). Descarta el efecto de endurecimiento y potencia la idea de un protector de origen biogénico sobre las paredes de los *honeycombs,* por la presencia detectada de biofilms bacterianos (desde algas unicelulares a formas filamentosas), que hacen de escudo a la penetración y actividad disgregadora de agua salada en el interior de los poros intragranulares (Mustoe, 2010).

Huinink *et al.* (2004) desarrollan un modelo experimental para el crecimiento de los *tafoni* basado en el efecto desintegrador de la cristalización de la sales. Visualizan una superficie, con una pequeña picadura, que va siendo desintegrada por la cristalización de sales durante sucesivos ciclos de humectación/secado, siendo también evaluada la cantidad de sal depositada. Consideran como parámetro clave, la velocidad del secado en un ciclo de humectación/secado. Así, para los períodos de secado corto ($t = \Delta t$), la cantidad de sal cristalizada en la superficie es proporcional a la velocidad de secado y que la mayoría de las sales se depositan en las partes más externas de la superficie de la roca, alterando ligeramente la superficie de la misma. Por el contrario, en los periodos de secado largo ($t = 2000\Delta t$), la mayoría de las sales se acumulan en la región deprimida con bajas tasas de evaporación, que son las partes más protegidas de la superficie de la roca (con menor exposición al viento y al sol), por lo que profundizan y aquí es donde se generan más fácilmente las estructuras cavernosas de los tafoni (ver fig. 3 de Huinink *et al.,* 2004).

b) Otra hipótesis propone un modelo de desarrollo más complejo, donde la formación de las celdas se produce por difusión auto-organizada en sistemas complejos, inicialmente en desequilibrio que evolucionan hacia modelos ordenados (McBride y Picard, 2004). Manifestaciones de auto-organización han sido obtenidas experimentalmente y por simulación con el desarrollo de productos de reacción en geles y en otros medios porosos, donde los reactantes se mueven por difusión. En algunos experimentos realizados se han formado espontáneamente, durante algunas horas de duración, franjas, puntos uniformemente espaciados y modelos mixtos. Tales modelos generadores de celdas por difusión auto-organizada son conocidos como modelos Turing (Ouyang y Swinney, 1991). Muchos de estos modelos cambian de posición durante el crecimiento, pero bajo condiciones apropiadas un modelo puede permanecer estacionario y ser más evidente (Ouyang y Swinney, 1991; Pearson, 1993; Ouyang *et al.,* 1995).

En concreto, McBride y Picard (2004) estudian la arenisca Macigno de edad Oligoceno en la costa Toscana (Livorno, Italia), y consideran que existen condiciones en los microporos capaces de generar modelos Turing o formarse por un fenómeno semejante, estando en función de la concentración de los reactantes, constantes de difusión y temperatura. Las condiciones de un conjunto de celdas pueden ser tales que los nodos/nudos de reacción, son formados en el mismo sitio durante repetidos ciclos de humedad, secado y precipitación de sales, siguiendo los modelos Turing, descritos por ecuaciones de reacción-difusión (para más información bajo el punto de vista del análisis matemático ver Vanegas *et al.,* 2009). Con el tiempo se forman pequeñas depresiones (*pits)*, por la cristalización de las sales y las paredes quedan estabilizadas por la precipitación de un endurecedor (*case-hardener*). Los alvéolos más comunes, probablemente se forman por una doble difusión: sales de cloro y sulfato se difunden hacia el interior de los nodos, después de la cristalización, llegando a disponerse en el centro de las celdas. Los componentes (sin determinar), de los endurecedores se difunden hacia fuera y precipitan en las paredes de las celdas. Esta indeterminación, a pesar de los análisis geoquímicos realizados, se justifica dado que las sutiles diferencias en la composición química quedan eclipsadas por la heterogeneidad de los fragmentos de arenisca analizados.

Hipótesis sobre el mecanismo/s de formación en las areniscas Algorta-Azkorri

En el caso estudiado, las morfologías de meteorización reconocidas (Figs. 1, 3, 5-11), parecen que siguen los grandes condicionantes indicados por Ugarte (1983) en las areniscas de Algorta, cuando se produce una convergencia de factores tales como: a) anisotropía de las areniscas, con una mineralogía diversa; b) zonas de debilidad aportada por las diaclasas existentes; c) factores climáticos con una notable influencia marina con alternancias de humedad-sequedad y d) corrosión del minoritario cemento calcáreo por la concurrencia del CO_2 (cemento no detectado en nuestro estudio). Estos condicionantes pueden ser válidos para las zonas de mayor desarrollo de la meteorización con formas tipo *tafoni*, pero no queda justificada la formación de los alvéolos y la permanencia de las delgadas paredes, que delimitan las celdas de los mismos.

En general, las celdas de los alvéolos son más o menos circulares a escala centimétrica y han sido erosionadas 2-6 cm por debajo de la superficie general de estratificación. Detectamos una constante presencia de halita en las celdas y dado que las areniscas son altamente porosas (17 a 21%) resulta ser una característica favorable para pensar en la acción de la sal como elemento disgregador. La formación de alvéolos parece que tiene grandes dificultades en desarrollarse tanto en rocas con muy baja permeabilidad como siltsones, concreciones cementadas por calcita, en diaclasas endurecidas y en superficies horizontales permanentemente húmedas (McBride y Picard, 2004).

En nuestro caso, con los valores de porosidad favorables, los continuos ciclos de humedad y secado a los que quedan sometidas las superficies, parecen ser los mayores condicionantes de la meteorización reconocida. La disgregación mecánica debe ser el principal agente formativo de los alvéolos y *tafoni*. No hay evidencias microscópicas, suficientemente claras, como para confirmar el efecto de disgregación por disolución parcial de los cuarzos invocado por Young (1987), ni por la disolución del cemento carbonatado no encontrado, defendido por Ugarte (1983). Microscópicamente es constatable durante la diagénesis un proceso de compactación intenso, con interpenetración de los clastos de cuarzo entre sí (*pressure solution*) y deformación de las láminas de mica detríticas (Figs. 4A-D), con la consiguiente liberación de sílice. Pero esa sílice liberada se

pudo consumir, sin apenas transporte, en la formación de cristales autigénicos de cuarzo, en recrecimientos sintaxiales sobre cuarzos detríticos y en la formación de caolinita-illita como *pore filling* reconocidos (Figs. 7A-B), sin que podamos apreciar con rotundidad rasgos de disolución posterior perteneciente al proceso de meteorización que nos ocupa.

Avance de la meteorización

Los cuatro estadios evolutivos (iniciación, ampliación, coalescencia y degradación), establecidos por Mellor *et al.* (1997) para clasificar a los *tafoni*, los podemos también aplicar a los conjuntos de alvéolos observados. Parece que todos estos estadios quedan representados en las areniscas de Algorta y Azkorri, aunque posiblemente hay una mayor profusión de ejemplos donde se produce la coalescencia y degradación (Figs. 3, 5, 6, 9-11). Encontramos varias características morfológicas visibles en los alvéolos, que en nuestra revisión bibliográfica no hemos identificado. Se trata de la formación de alvéolos, muy evolucionados, que se individualizan del resto a modo de un enrejado-celosía, con formas que recuerdan a bioturbaciones tipo *thalassinoides* quedando separados de la superficie basal del lecho. Es decir, a partir de un cierto desarrollo, las paredes verticales de los alvéolos no siguen profundizando y se produce la separación de su base, sin que podamos justificar razonadamente su causa (Figs. 5D-E). Avanzado el proceso, las formas de enrejado-celosía llegan a desprenderse y queda la superficie basal plana, sin que se aprecie el inicio de otro ciclo de formación alveolar (Fig. 9E). Otra característica singular detectada, ya comentada más arriba, es el estadio de bloqueo que llega a producirse en el desarrollo de los alvéolos incipientes, interpretado por el aumento sustancial de la humedad relativa en una determinada zona, y la consiguiente recolonización de algas protectoras, que bloquean temporalmente la disgregación (Figs. 6A-B; 8A-B).

Desarrollo de la meteorización en los muros de sillería

Salvo la invocación general de disolución química-disgregación mecánica aceptada por todos los autores, la interpretación sobre los mecanismos precisos de formación de los alvéolos y *tafoni*, resulta siempre compleja y controvertida. Sin embargo, las diferentes orientaciones que presentan los muros verticales de sillería en el blocado de Arrigunaga, aportan nuevas posibilidades de comparación, que pueden facilitar una interpretación más completa sobre sus etapas de formación.

Así, en la zona (a) la orientación del muro más extenso es de N 78º E, por lo cual queda expuesto directamente a la lluvia y viento dominante O-NO, que arrecian en los momentos de temporal marino (Figs. 9A, C). Sin embargo, es justamente en esta orientación donde las superficies de los sillares de arenisca no están afectadas, al quedar colonizados completamente por algas verdes y líquenes. Entendemos que el causante principal de este efecto protector es el mantenimiento de suficiente humedad durante todo el año (128 días de lluvia anuales, con una precipitación de 1195 mm y 72 % de humedad relativa son los valores registrados en el aeropuerto de Bilbao; Periodo 1971-2000; Tabla I), lo que no permite la formación de alvéolos.

Por el contrario, cuando los mismos sillares de arenisca, pertenecientes a la zona (a), cambian de orientación y se disponen en la zona (b), de dirección N 110º E, su comportamiento es radicalmente diferente. Así, la zona (b) queda más protegida de los vientos y lluvias del O-NO, pero expuesta a una mayor insolación temprana procedente del Este. Es en esta zona (b) donde se produce una clara zonación algal, visiblemente controlada por el gradiente de humedad vertical y lateral residual, con repetidos ciclos de humectación-secado. A falta de cuantificar las variaciones de humedad en un mismo bloque en la zona a y b, la imágen termográfica señala variaciones de temperatura y confirma que se produce una relación inversa con respecto a la humedad; a mayor humedad menor temperatura (Fig. 9B). Ello hace que se generen morfologías que pasan lateralmente desde la *no formación, generación incipiente, marcado desarrollo y degradación de los alvéolos* (Figs. 9C-D).

En la zona (c) de dirección N 200º E, plenamente resguardada y con una suficiente insolación predominantemente del Sur (1584 horas anuales de sol, Tabla I), se produce una fuerte alteración con formación de alvéolos muy evolucionados y escasamente protegidos por el componente orgánico algal, generado en las zonas anteriores. Las paredes de los alvéolos alcanzan una cierta profundidad, a partir de la cual parecen individualizarse y muestran una clara línea de ruptura con la superficie basal, hasta que se produce su pérdida. Ello da paso a las formas deprimidas más propias de *tafoni* con pérdidas importantes de masa por sucesivas y delgadas láminas de descamación (Figs. 9E; 10A-B; 11C-D).

Parece claro que el mayor condicionante para el proceso de formación de alvéolos y *tafoni*, al menos en este caso, resulta ser la existencia de un adecuado gradiente de humedad relativa. Esta humedad producirá a su vez una fuerte, baja o nula colonización de algas verdes y líquenes en un ambiente próximo al mar (ver resumen Fig. 12 y Tabla III). Pero el determinar con certeza cómo en una superficie, pobremente protegida por componentes orgánicos, se inicia la formación de pequeños núcleos depresivos *(pits)* que crecen continuamente hasta llegar a situaciones de formación de alvéolos tipo *thalassinoides* es el punto más importante no resuelto. Aquí, no podemos más que invocar las precisiones, no excluyentes entre sí, de Mustoe (2010) y McBride-Picard (2004) que permitan acercarnos a una mejor interpretación siguiendo los modelos de Turing, comentadas más arriba.

La zona (a), directamente expuesta a las lluvias y viento del NO, no es favorable para formar núcleos de cristalización, por la permanente humedad reconocida. Mientras que en la zona (b), más protegida, se mantiene la humedad vertical y lateral, con el tiempo suficiente como para saturar la microporosidad de la roca de *spray* marino (Figs. 9C-D). Las sucesivas humectaciones y secados, prácticamente diarios, pueden generar una primera meteorización al oxidar el hierro que contienen los minerales silicatados, además de producir la hidratación de las micas detríticas y arcillas, lo

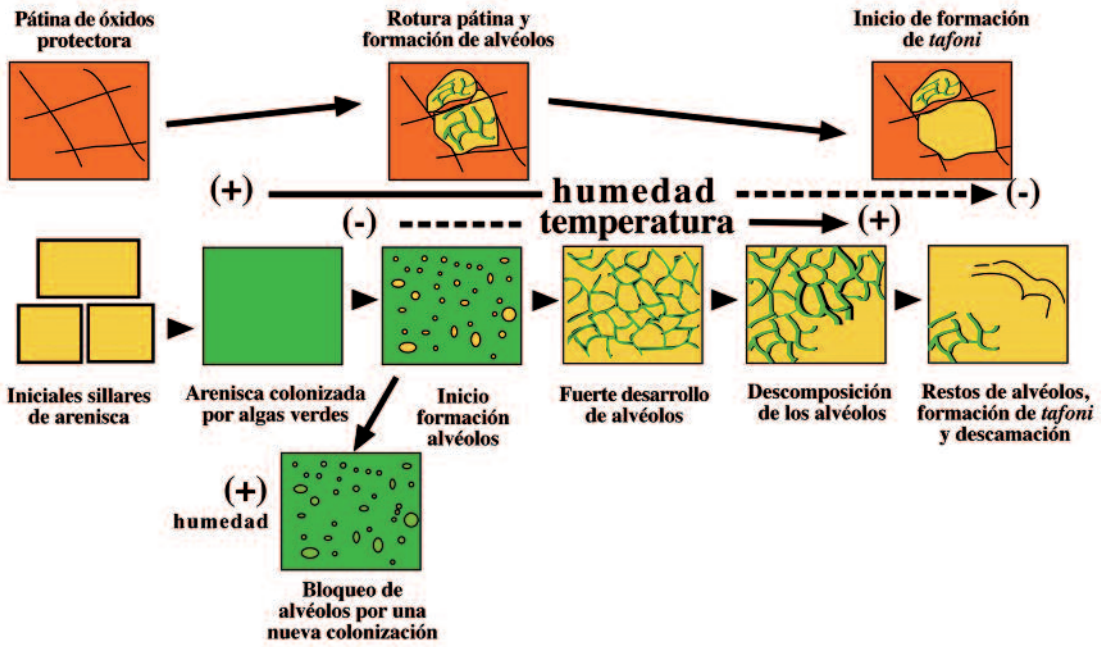

Fig. 12.- Esquema interpretativo de la evolución de alvéolos y paso hacia *tafoni* en función del grado de humedad que mantienen (relación inversa a la temperatura determinada por termografía). También se incorpora el efecto protector de las pátinas de óxidos de hierro, el bloqueo de la meteorización por aumento de la humedad y nueva colonización de algas en los alvéolos ya formados.

BLOCADO DE LA PLAYA DE ARRIGUNAGA (1827)

VERTIENTE	GRADO DE HUMEDAD--COLONIZACIÓN POR ALGAS	FORMAS EROSIVAS RESULTANTES
N 78º E (Zona "a")	Zona de alta humedad y menor temperatura. Colonización completa por algas y líquenes sobre la superficie. Acción protectora.	No se produce erosión. No hay formación de alvéolos ni *tafoni*.
N 110º E (Zona "b")	Se produce una zonación vertical y lateral de la humedad, con aumento de la temperatura. Limitada formación de algas sobre la superficie rocosa.	Generación de alvéolos incipientes en el borde derecho (mayor humedad), hasta un marcado desarrollo lateral y consiguiente formación de *tafoni* en la zona izquierda, más alejada y con menor humedad.
N 200º E (Zona "c")	Escasa y ocasional humedad vertical y aumento sustancial de la temperatura. No hay humedad lateral. Muy limitada formación de algas sobre la superficie rocosa.	Formación de alvéolos en la zona de humedad vertical. Descomposición de la roca con formación de *tafoni* y láminas de descamación.

Tabla III.- Esquema resumen sobre el grado de humedad-colonización por algas y las formas erosivas resultantes en las zonas diferenciadas (**a, b** y **c**) en el Blocado de la playa de Arrigunaga.

cual provoca un aumento del volumen y presiones tendentes a la disgregación mecánica en la roca. A su vez, la precipitación de gérmenes cristalinos del *spray* marino puede tener un efecto doble, producir las reconocidas presiones por la cristalización e incrementar, ya en condiciones alcalinas, la velocidad de disolución del cuarzo detrítico, lo que a su vez crea una menor cohesión y facilita la inicial disgregación de la arenisca (Young, 1987). Todos estos efectos permiten la formación de las pequeñas depresiones (*pits*) y las celdas de alteración, que son necesarias para el desarrollo de los alvéolos, siguiendo los modelos de difusión. Inicialmente, no parece que las sales actúen como eficaces biocidas teniendo presente la coexistencia de pequeños cristales de halita con biofilms microbianos encontrados por Mustoe (2010, fig. 6).

Queda evidenciado que en un mismo bloque de arenisca, los efectos son diferentes según la superficie quede a barlovento o a sotavento del viento y lluvia dominante cargada de *spray* marino. Ya en la zona (c) los alvéolos se forman en zonas limitadas, potenciados por la humedad media ambiental y vertical existente, pero las morfologías dominantes son *tafoni* con huellas de láminas de descamación, indicativas de una muy escasa humedad incapaz de generar una superficie de algas protectoras (Figs. 9E; 10A-B).

Estas observaciones sobre el control de la humedad según la orientación de la superficie rocosa, aunque no su interpretación, coinciden con el estudio realizado por Paradise (2013a), en una estructura histórica de origen nabateo situada en Petra (Jordania). Formada por un bloque cuadrado *djinn block* de areniscas Disi, son consideradas de

edad Ordovícico y fueron esculpidas entre 1800-2100 A.P. Paradise (2013a) precisa cuantitativamente cómo en una zona desértica, las condiciones de temperatura, humedad y régimen de vientos son determinantes, ya que según sea la orientación de las paredes se producen diferencias relevantes en la velocidad de descomposición de las mismas y en los tamaños de los alvéolos. Así, en el lado norte no se meteoriza más, "a pesar", de la presencia de un componente biogénico importante (líquenes y colonias de cianobacterias), frente al lado sur sin este componente, donde se generan las mayores dimensiones de los alvéolos y la velocidad de recesión resulta mayor. Este autor considera, aunque sin justificar, que el componente biogénico resulta ser un agente potenciador de la meteorización, no protector como apreciamos en nuestro caso. También establece que la presencia de óxidos de hierro en la matriz frena la meteorización y contrariamente, los cristales de calcita sometidos a temperaturas de 50-60º C, acrecientan la disgregación al tener un comportamiento físico diferente en relación a los de cuarzo mayoritario.

En resumen, a favor de lo observado en los muros verticales de sillería en el blocado de Arrigunaga, entendemos que el grado de humedad, propicia una actividad biogénica importante y controla la meteorización. La disgregación mecánica debe ser el principal agente formativo de los alvéolos y *tafoni*, sin descartar por completo, el posible efecto de disgregación por disolución de los granos de cuarzo invocado por Young (1987).

Conclusiones

En las areniscas turbidíticas del Eoceno inferior de Algorta/Azkorri (Getxo, Bizkaia), con altos valores de porosidad (17 al 21%) y tamaños de los poros ≈10 µm, se producen formas generalizadas de meteorización fundamentalmente originadas por disgregación mecánica. Las morfologías tipo alvéolos-*tafoni*, están subordinadas a las condiciones ambientales interconectadas entre sí, como el aporte de sales (*spray* marino), viento, lluvia, grados de humedad y horas de insolación. La actividad biogénica (algas y líquenes) parece ser el mayor condicionante protector frente a la meteorización, así como las delgadas y extensas pátinas de óxidos de hierro generadas en el muro de los estratos. En edificios antiguos (> 200 años), levantados con las mismas areniscas, se constata una zonación de los sillares, desde *sin meteorización – inicio – fuerte desarrollo – degradación de alvéolos* y por último formación de *tafoni* con láminas de descamación, supeditada a las diferencias de humedad vertical y lateral según la orientación de los sillares. Mediante las pruebas realizadas de resistencia a la compresión simple, se constata un mayor grado de alteración en las areniscas de Azkorri frente a las de Algorta. El proceso de meteorización sigue activo en la zona. En determinadas áreas se aprecia el bloqueo del mismo, por un aumento local de la humedad y consiguiente actividad biogénica. La formación de *tafoni* es el último paso en la degradación siempre en áreas de mínima humedad. Se detecta una fuerte variabilidad en la velocidad del proceso (tasa de profundización y/o destrucción de los alvéolos), según la orientación de un mismo sillar. No encontramos nuevos datos que permitan, con mayor firmeza, justificar la disposición poligonal inicial y mantenimiento de las delgadas paredes de los alvéolos, que siguen siendo objeto de controversia.

Agradecimientos

Agradecemos a los Drs. J. Sangüesa (DRX) y S. Fernández-Armas (MEB), técnicos de los Servicios Generales de Investigación (SGIker) de la UPV/EHU, por las facilidades recibidas en el tratamiento de las muestras. A los Drs. J. Uriarte (Dpto. Geodinámica, UPV/EHU) por su ayuda en la determinación de la resistencia a la compresión simple. También a los Drs. A.T. Aguajo y J.M. Arandes (Dpto. Ingeniería Química, UPV/EHU) por las determinaciones de porosidad en el Autopore Size 9220. A R. Martínez (UPV/EHU) y S. Sánchez-Moral (CSIC) por la ayuda en la obtención de imágenes con la cámara fotográfica (Nikon D-800, Nikkor 300 mm) y cámara termográfica de infrarrojo (ThermaCAM T360), respectivamente. Igualmente agradecemos al editor L.M. Nieto Albert y a los dos revisores anónimos que han mejorado en buena medida este trabajo.

Bibliografía

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

André, M.F. y Hall, K. (2005): Honeycomb development on Alexander Island, glacial history of George VI Sound and paleoclimatic implications (Two Step Cliffs/Mars Oasis, W Antarctica). *Geomorphology*, 65: 117-138.

De Uña Álvarez, E. (2004): Tafoni en rocas graníticas. Primera valoración estadística sobre las tasas de desarrollo en el macizo de Ourense (Galicia, NW de la Península Ibérica). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 29: 265-289.

De Uña Álvarez, E. (2012): Interpretación de sistemas naturales complejos: El problema de los tafoni. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles,* 60: 349-368.

Edeso, J.M. (1988): Microformas en las areniscas eocenas de la Formación Jaizkibel. *Lurralde*, 11: 57-84.

Elorza, J y Ábalos, B. (2013): Erosión eólica y karstificación sobre calizas urgonianas del estuario de la Ría de Gernika (Bizkaia): Factores condicionantes. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 26: 55-68.

Galán, C., Rivas, J.M. y Nieto, M. (2008): Geoformas cordadas en arenisca del flysch costero Eoceno, Gipuzkoa. *Pag. web aranzadi-sciences.org*, Archivo PDF, 28 pp.

Galán, C., Rivas, J.M., Ionescu, R. y Nieto, M. (2013): Disolución intergranular y evolución de cuevas y geoformas: los ejemplos más extravagantes del mundo en arenisca de edad Eoceno (Formación Jaizkibel, País Vasco). *Pag. web aranzadi-sciences.org,* Archivo PDF, 56 pp.

Herrero, J.M., Gil, P.P. y García-Garmilla, F. (2000): Caracterización de la piedra y morteros en las fachadas del Teatro Arriaga de Bilbao. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe,* 25: 419-421.

Hoja 37-IV (Getxo). (1993): Mapa geológico del País Vasco. Mapa, memoria y bases de datos. Escala 1:25000. *Ente Vasco de la Energía (EVE).* Bilbao.

Hoja 41-III (Irun). (1992): Mapa geológico del País Vasco. Mapa, memoria y bases de datos. Escala 1:25000. *Ente Vasco de la Energía (EVE).* Bilbao.

Huinink, H.P., Pel, L. y Kopinga, K. (2004): Simulating the growth of Tafoni. *Earth Surface Processes Landforms,* 29: 1225-1233.

Laue, S., Siedel, H. y Pfefferkorn, S. (2004): Alveolar (Honeycomb) weathering of Cretaceous building sandstone on the church de Leuba (Upper Lusatia, Germany): Causes, processes, damages. *Internacional Congress on Deterioration and Conservation of Stone*, Stockholm, 211-218.

Matsukura, Y. y Matsuoka, N. (1991): Rates of tafoni weathering on uplifted shore platforms in Nojima-Zaki, Boso Peninsula, Japan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15: 51-56.

McBride, E.F. y Picard, M.D. (2004): Origin of honecombs and related weathering forms in Oligocene Macigno sandstone, Tuscan coast near Livorno, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms,* 29: 713-735.

McKnight, T. L y Hess, D. (2000): *Climate Zones and Types*. *Physical Geography: A Landscape Appreciation. Upper Saddle River, NJ*. Prentice Hall. pp. 200.

Mellor, A., Short, J. y Kirkby, S.J. (1997): Tafoni in the El Chorro area, Andalucia, southern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms,* 22: 817-833.

Mustoe, G.E. (1982): The origin of honeycomb weathering. *Geological Society of America Bulletin*, 93: 108-115.

Mustoe, G.E. (2010): Biogenic origin of coastal honeycomb weathering. *Earth Surface Processes and Landforms*, Published online in Wiley InterScience (www.interscience.wiley. com)

Orue-Etxebarria, X., Lamolda, M. y Apellaniz, E. (1984): Bioestratigrafía del Eoceno vizcaíno por medio de los foraminíferos planctónicos. *Revista Española de Micropaleontología,* 16: 241-263.

Ouyang, Li. y Swinney, H.L. (1991): Transition from a uniform state to hexagonal and striped Turing patterns. *Nature,* 352: 610-612.

Ouyang, Qi., Li, Rusheng., Li, Ge. y Swinney, H.L. (1995): Dependence of Turing pattern wavelength on diffusion rate. *Journal of Chemical Physics*, 102: 2551-2555.

Paradise, T.R. (2013a): Assessment of tafoni distribution and environmental factor on a sandstone djinn block above Petra, Jordan. *Applied Geography,* 42: 176-185.

Paradise, T.R. (2013 b): Tafoni and other rock basins. En: *Treatise on Geomorphology*. *vol. 4*, (J. Shroder, Ed). Academic Press, San Diego, CA, 111-126.

Payros, A., Orue-Etxebarria, X. y Pujalte, V. (2006): Covarying sedimentary and biotic fluctuations in Lower-Middle Eocene Pyrenean deep-sea deposits: palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 234: 258-276.

Payros, A., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G., Apellaniz, E., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J. y Caballero, F. (2009): Characterization and astronomically calibrated age of the first occurrence of *Turborotalia frondosa* in the Gorrondatxe section, a prospective Lutetian GSSP: implications for the Eocene time scale. *Lethaia*, 42: 255-264.

Payros, A., Dinarès-Turell, J., Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E. y Tosquella, J. (2011): On the age of the Early/Middle Eocene boundary and other related events: cyclostratigraphic refinements from the Pyrenean Otsakar section and the Lutetian GSSP. *Geological Magaz*ine, 148: 442-460.

Pearson, J.E. (1993): Complex patterns in a simple system. *Science*, 261: 189-192.

Pujalte, V., Robles, S., Orue-Etxebarria, X., Baceta, J. I., Payros, A. y Larruzea, I. F. (2000): Uppermost Cretaceous-Middle Eocene strata of the Basque-Cantabrian Region and western Pyrenees: a sequence stratigraphic perspective. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 191-211.

Reusch, H. (1882): Notes sur la géologie de la Corse. *Bulletin de la Société Géologique de France,* XI: 53-67.

Rodríguez-Lázaro, J., Elorza, J., Orue-Etxebarria, X. y Aguirre, J. (1989): Materiales de edad Maastrichtiense en la serie eocénica del flanco SW del sinclinorio de Bizkaia, N. Bilbao. *Kobie,* XVIII: 105-114.

Rodríguez-Navarro, C. (1998): Evidence of honeycomb weathering on Mars. *Geophysical Research Letters*, 25: 3249-3252.

Rodríguez-Navarro, C., Doehne, E. y Sebastian, E. (1999): Origins of honeycomb weathering: The role of salts and wind. *Geological Society of America Bulletin,* 111: 1250-1255.

Sancho, C., Peña, J.L., Belmonte, A., Souza, V., Fort, R., Longares, L.A. y Sopena, M.C. (2004): El modelado en areniscas de los Torrollones de Gabarda (Monegros, Huesca). *En: Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos* (J.L. Peña, L.A. Longares y M. Sánchez, Eds.). Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico. Zaragoza. 329-343.

Santana, R. (1966): Géomorphologie des bassins de la Bidasoa et de l' Urumea. Bordeaux, Inst. de Geographie, Faculté des Sciences humaines et Lettres (Thèsse doct.). 162 p.

Schön, J.H. (2011): *Physical properties of rocks. A workbook*. Handbook of Petroleum Exploration and Production, 8, 481 pp. Amsterdam.

Smith, P.J. (1982): Why honeycomb weathering? *Nature*, 298: 121-122.

Sunamura, T. (1992): *Geomorphology of Rocky Coasts*. Wiley: Chichester. 302 p.

Trenhaile, A.S. (1987): *The Geomorphology of Rock Coasts*. Oxford University Press, Oxford. 384 p.

Ugarte, F.M. (1983): Microformas de desagregación granular en las areniscas Paleo-Eocenas de Algorta (Vizcaya). *Lurralde*, 6: 119-125.

Vanegas, J., Landinez, N. y Garzón, D. (2009): Análisis de la inestabilidad de Turing en modelos biológicos. *Dyna,* 158: 123-134.

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

Viles, H.A. (2001): Scale issues in weathering studies. *Geomorphology*, 41: 63-72.

Viles, H.A. y Bourke, M.C. (2007): Weathering Features. En: *A Photographic Atlas of Rock Breakdowm Features in Geomorphic Environments. Chapter 4,* (M.C. Borke and H.A. Viles, Eds). Planetary Science Institute, Tucson, Arizona, USA, 48-74.

Viles, H., Goudie, A., Grab, S., Lalley, J. (2011): The use of the Schmidt Hammer and Equotip for rock hardness assessment in geomorphology and heritage science: a comparative analysis. *Earth Surface Processes and Landforms,* 36: 320-333.

Young, A. (1987): Salt as an agent in the development of cavernous weathering. *Geology,* 15: 962-966.

Young, R. y Young, A. (1992): *Sandstone Landforms*. Springer-Verlag: Berlin. 168 p.

Manuscrito recibido el 12-01-2015
Recibida la revisión el 6-04-2015
Aceptado el manuscrito revisado el 22-04-2015