



PRESENCIA DE VENTIFACTOS EN LAS FACIES UTRILLAS (TAMAJÓN-SACEDONCILLO, BORDE SURORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL, GUADALAJARA): ASPECTOS MORFOLÓGICOS Y PROCEDENCIA

Presence of ventifacts in the Utrillas facies (Tamajón-Sacedoncillo, Southeastern border of the Central System): morphological aspects and provenance

Manuel Segura¹ y Javier Elorza²

¹Departamento de Geología, Universidad de Alcalá, 28871 Alcalá de Henares. manuel.segura@uah.es

²Departamento de Mineralogía-Petrología, Universidad del País Vasco (UPV-EHU), Apartado 644, 48080 Bilbao. josejavier.elorza@ehu.es

Abstract: This study deals with the presence and the possible origin of polyfaceted pebbles (ventifacts) contained within the "Utrillas sandstone facies" in the stratigraphic sections of Tamajón - Sacedoncillo (Southeastern border of the Central System, Guadalajara). This is an aspect not addressed so far in the Utrillas facies compared to the more classical works based on petrography, mineralogy and origin by other authors both in the Central System, or the Basque-Cantabrian Basin, the Iberian Range and Catalánides. The studied pebbles are mostly of quartzitic composition, and to a lesser extent of hyaline quartz, derived from the metamorphic and igneous Variscan basement. The study of the morphology, composition and the polyfacets, as well as the geological context of the Utrillas facies in this region, suggest that these faceted pebbles come from older rocks, as the underlying Buntsandstein facies, which in turn may had been reworked from the Permian sediments, also present in this region.

Key-words: Ventifacts, Sistema Central, Utrillas Formation, Provenance.

Resumen: Este estudio trata sobre la presencia y el posible origen de los cantos polifacetados (ventifectos) presentes en las "arenas en facies Utrillas" de las secciones de Tamajón-Sacedoncillo (Borde Suroriental del Sistema Central, Guadalajara). Este es un aspecto no tratado, hasta ahora, en la Fm Arenas de Utrillas, frente a los trabajos más clásicos que profundizan sobre petrografía, mineralogía y procedencia realizados por otros autores en el propio Sistema Central, Cuenca Vasco-Cantábrica, Cordillera Ibérica y Catalánides. Los ventifactos reconocidos son de composición mayoritariamente cuarcítica, y en menor medida de cuarzo hialino, ambos procedentes en origen de los materiales hercínicos del zócalo. El estudio de composición, morfología y facetado, así como del contexto geológico de las facies de Utrillas en esta región, evidencia que estos ventifactos proceden de los presentes en las facies Buntsandstein de la zona, los cuales a su vez pudieran en parte ser heredados de los materiales pérmicos de la región.

Palabras clave: Ventifactos, Sistema Central, Formación Arenas de Utrillas, Procedencia.

Segura, M. y Elorza, J. (2013): Presencia de ventifactos en las facies Utrillas (Tamajón-Sacedoncillo, borde Suroriental del Sistema Central, Guadalajara): aspectos morfológicos y procedencia. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 26 (2): 47-63.

El estudio detallado de los materiales siliciclásticos de la Formación Arenas de Utrillas en las secciones de Tamajón-Sacedoncillo (borde Suroriental del Sistema Central, Guadalajara), aporta datos de interés sobre la presencia y origen de los cantos polifacetados (ventifactos) que contiene; este es un aspecto no tratado hasta ahora en el estu-

dio de esta unidad, frente a los más clásicos de petrografía y mineralogía que han sido realizados por diversos autores en varias zonas del Sistema Central, Cuenca Vasco-Cantábrica, Cordillera Ibérica y Catalánides.

La Formación "Arenas de Utrillas" en su área tipo (Comarca de las Cuencas Mineras de Teruel) fue definida for-

malmente como unidad litoestratigráfica por Aguilar *et al.* (1971) e interpretada genéticamente como depositada en un sistema fluvial (Pardo, 1979). Posteriormente, numerosos autores han identificado la presencia de abanicos aluviales, ríos trezados, incluso han sido reinterpretadas como depósitos costeros en algunas zonas (Segura *et al.*, 1985; Segura *et al.*, 1994), por la presencia de intercalaciones carbonatadas marinas o como sedimentos eólicos que forman parte de un sistema desértico (Rodríguez-López *et al.*, 2009). En este último trabajo se puede encontrar además un listado recopilatorio de las publicaciones realizadas por más de un centenar de autores sobre los materiales actualmente encuadrados en las áreas tipo de las Formaciones Escucha y Utrillas, estableciéndose tres diferentes etapas de investigación desde 1863 a 2010. Estratigráficamente las arenas en facies Utrillas se caracterizan por un fuerte diacronismo y por su espesor muy variable, siendo preciso relacionarlas con los materiales carbonatados a los que pasan lateralmente, para establecer cual es en cada región su edad, y precisar en concreto su ambiente sedimentario.

En el caso de las arenas de la Formación Utrillas que afloran en el borde Sur del Sistema Central su relación con los depósitos carbonatados lateralmente equivalentes fue establecida por Segura *et al.* (1994) donde, en función de su posición estratigráfica, les atribuyen una edad Cenomaniense y se las considera depositadas en una cuña de margen costero. Recientemente, García-Hidalgo *et al.* (2007) han estudiado esta unidad en el borde Sur del Sistema Central considerando que aquí las Arenas de Utrillas evolucionan desde depósitos de tipo abanico aluvial/ríos trezados en la base a depósitos costeros al techo.

Contexto geológico

El Cretácico en la región de Tamajón aflora a favor de un sinclinal complejo de dirección aproximada NNE-SSO. Se trata de una estructura fuertemente asimétrica cuyo flanco Oeste presenta buzamientos de casi 80° estando afectado por un cabalgamiento de plano verticalizado, mientras que su flanco Este está casi suhorizontalizado apenas 5°. Más datos sobre la estructura tectónica puede encontrarse en Sánchez-Serrano *et al.* (1993), quienes establecen cómo el borde Suroriental del Sistema Central (zona de Tamajón-Cogolludo), quedó modelado estructuralmente por una etapa de deformación alpina con un acortamiento NO-SE de aproximadamente el 17-19% y con dos importantes cabalgamientos y fallas inversas (Almiruete y Muriel) de dirección N70°E, y dirección de transporte hacia el SE. Esta etapa de acortamiento, llamada “deformación Guadarrama”, esta datada como Aragoniense (Mioceno medio) por Calvo *et al.* (1991).

En el flanco Este del mencionado sinclinal es donde se localizan los mejores afloramientos, observándose una buena continuidad lateral en los cuerpos de arenas y conglomerados de la Fm Arenas de Utrillas inmediatamente al Sur y al Este de Tamajón (Fig. 1). Aquí, afloran a lo largo de un escarpe gradado de casi una decena de kilómetros, pudiéndose encontrar varios puntos favorables para su es-

tudio, como son el antiguo camino a Sacedoncillo (1 en la Figura 1) donde se ve la parte alta de la unidad, la loma frente a Sacedoncillo (2 en la Figura 1) donde se obtiene una sección completa de estos materiales, el barranco situado en el Lomanillo (3 en la Figura 1) o la ladera de la Loma de la Horca (4 en la Figura 1).

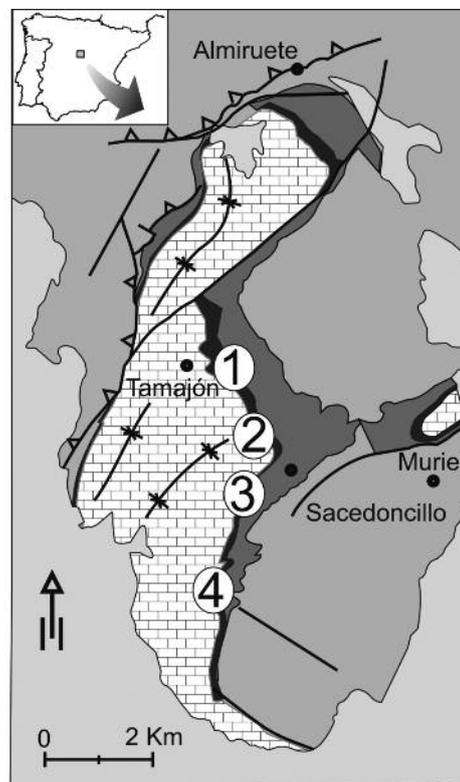


Fig. 1.- Esquema geológico de la zona Tamajón-Sacedoncillo y situación de las secciones estudiadas.

Las Arenas de Utrillas en la región de Tamajón

En esta región la Fm Arenas de Utrillas descansa directamente sobre las areniscas triásicas en facies *Buntsandstein*, las cuales a su techo y en amplias áreas no presentan su característico color rojo, sino un color blanco-grisáceo y un aspecto semejante al de las facies Arenas de Utrillas. La convergencia de colores, y la proximidad litológica de ambas facies plantea problemas para diferenciarlas en un primer análisis, siendo preciso observar si las rocas están o no afectadas por procesos de decoloración (procesos que afectan a las areniscas triásicas), precisar la composición

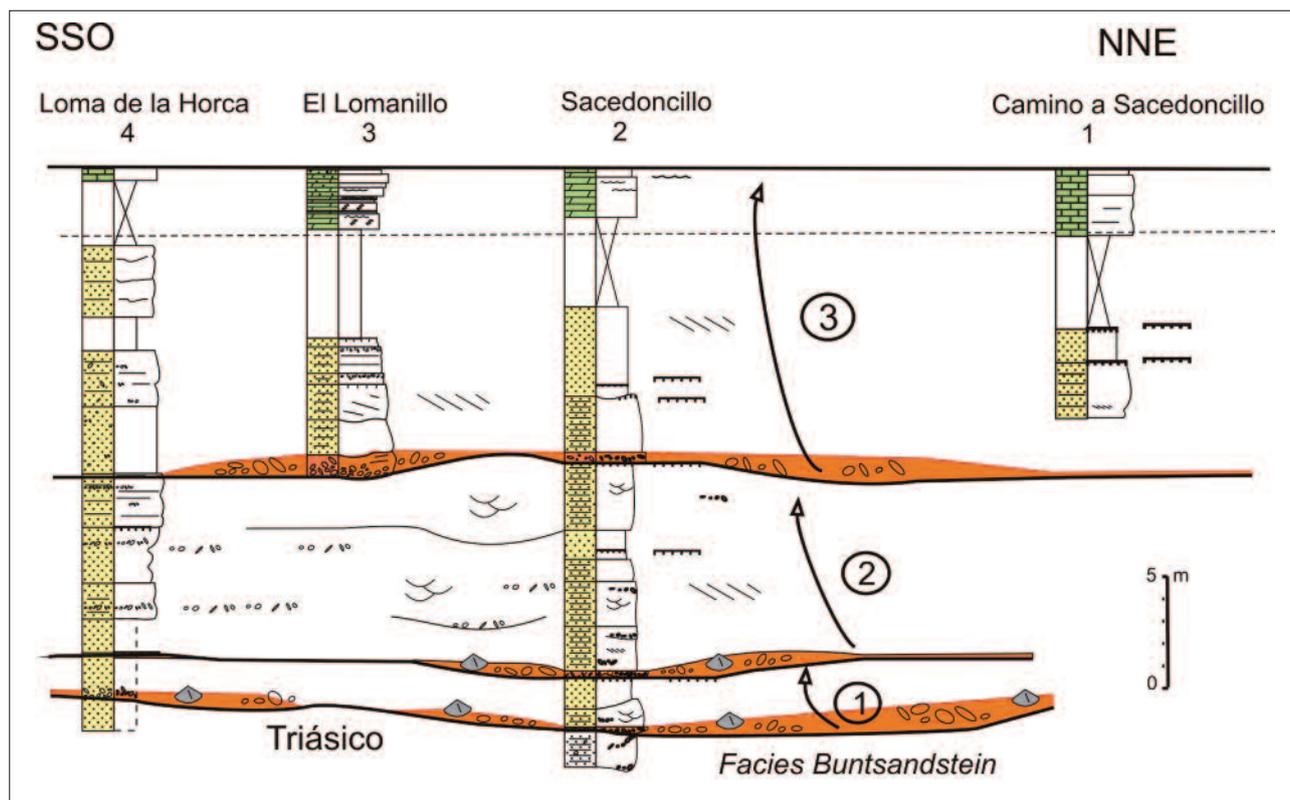


Fig. 2.- Correlación de las secciones estudiadas y conjuntos de parasecuencias reconocidos.

litológica de las areniscas (las triásicas son más arcósicas, mientras que las arenas de la Formación Utrillas son principalmente subarcósicas) y sobre todo analizar la evolución sedimentaria en la vertical de los sedimentos para situar las rupturas detectadas. Mediante este último criterio se puede fijar con relativa facilidad el límite entre ambas unidades.

Sucesión estratigráfica

En esta zona la Fm Arenas de Utrillas presenta un espesor de unos 25 metros y está formada por arenas y areniscas cuarzo-feldespáticas con abundante matriz caolinífera de tonos blanquecinos. En su mitad inferior presenta intercalados niveles de gravas cuarcíticas con cantos, algunos de los cuales pueden llegar a ser de gran tamaño (> 15 cm) y hacia su parte superior muestran intercalaciones de limos caoliníferos y lutitas limosas de colores abigarrados, grisáceos o blanquecinos, las cuales dan un tramo blando muy vegetado. A su techo, la unidad está limitada por las calizas con ammonites del Cenomaniense superior (Barroso-Barcenilla *et al.*, 2009). La datación de estas rocas carbonatadas y su correlación con otros afloramientos del borde Sur del Sistema Central les permitió atribuir a la Fm Arenas de Utrillas de esta zona una edad Cenomaniense medio-superior.

Análisis secuencial y ambientes deposicionales

La Fm Arenas de Utrillas y las calizas inmediatamente suprayacentes forman en conjunto una secuencia deposicional transgresiva, granodecreciente y compleja que co-

mienza con facies conglomeráticas en la base y termina en los primeros bancos de calizas. Por su edad y características litológicas debe ser considerada como la secuencia del Cenomaniense medio-superior descrita por Gil y García (1996); Gil *et al.* (2004) y García-Hidalgo *et al.* (2007), la cual está presente en amplias zonas de la Cordillera Ibérica y del Sistema Central.

Internamente esta secuencia del Cenomaniense medio-superior está organizada en varias secuencias de menor orden (conjuntos de parasecuencias) también granodecrecientes, formados en la base por conglomerados o arenas gruesas que pasan hacia el techo a arenas finas, limos o arcillas (Fig. 2). Estos conjuntos de parasecuencias muestran una organización interna en secuencias de orden menor cuya identificación y correlación es más compleja.

El conjunto inferior de parasecuencias (Fig. 2) es de reducido espesor (3 a 5 m) comienza con un conglomerado basal y pasa a areniscas ferruginosas con costras de óxidos de hierro dispersos, dispuestas en niveles poco continuos con estratificación cruzada de surco que corresponde a pequeños canales tapizados por depósitos de *lag* y rellenos por barras de arenas. Han sido interpretados como sedimentos “*coluviales fósiles que resedimentan paleosuelos y materiales del sustrato paleozoico alterados*” (Herrainz *et al.*, 2005) y como depósitos de canales fluviales con base de conglomerados y relleno de arenas con tendencia *fining upwards* por Guidí *et al.* (2005).

El segundo conjunto de parasecuencias tiene un espesor de unos 10 m, está formado principalmente por areniscas blancas con geometrías tabulares y bases suavemente erosivas (Fig. 2). Es también un conjunto granodecreciente,

que localmente comienza con un nivel conglomerático de espesor centimétrico y cantos de menor tamaño que los del conjunto inferior. Las areniscas con laminaciones alternantes de grano medio a grueso, presentan abundantes estratificaciones cruzadas de surco y localmente estratificaciones cruzadas planares de alto ángulo, entre las cuales se reconocen frecuentes hiladas con cantos de 1 a 4 cm, situadas en las bases o techo de las secuencias. Han sido interpretados por Guidi *et al.* (2005) como canales fluviales con *lag* de cantos en su base o con carga de fondo de cantos y barras transversales de arenas y por García-Hidalgo *et al.* (2007) como depósitos fluviales/aluviales que pasan a costeros, con desarrollo de barras y canales mareales.

El tercer conjunto de parasecuencias presenta un espesor de unos 12 m está formado por areniscas en la base, localmente conglomerados, que pasan a arenas finas, limos y arcillas limosas, terminando en los bancos calcáreos del techo (Fig. 2). Las condiciones de afloramiento son malas ya que en la parte media predominan materiales finos que están muy vegetados. Las areniscas que forman la base exponen estratificaciones cruzadas planares de alto ángulo y localmente estratificaciones cruzadas de surco, interpretándose (García-Hidalgo *et al.*, 2007) como depósitos costeros afectados por frecuentes emersiones e interrupciones en la sedimentación. Hacia techo las arenas pasan a limos y arcillas de colores blancos en los que apenas si se observan estructuras sedimentarias y en las que se intercalan cuerpos métricos poco continuos de arenas de grano medio a fino. Las arenas muestran laminaciones oblicuas y los limos y arcillas algunas estratificaciones *wavy bedding*. Este conjunto de parasecuencias culmina con la instalación de una plataforma carbonatada somera, ahora dolomitizada y con fuertes evidencias de dedolomitización, en la que se observan *ripples* y laminaciones estromatolíticas, además de abundantes fragmentos de moluscos.

Ventifactos: definición y antecedentes

Definición de los ventifactos

El término ventifacto fue acuñado por Evans (1911, pág. 335) como una expresión general para cualquier *wind-shaped stone*. Aunque la relación genética entre *wind-blown sand* y la abrasión de superficies rocosas duras ha sido conocida desde hace mucho tiempo atrás (Blake, 1855; Travers, 1870; Stowe, 1872; Delo, 1930), su investigación no ha tenido un avance progresivo durante estas últimas décadas (Knight, 2008).

Los ventifactos, bajo el punto de vista geomorfológico, son definidos como los fragmentos rocosos (guijarro-canto (>4-64 mm), cantos grandes (>64-256 mm) bloques (>256 mm) o bien grandes superficies rocosas consideradas como “estructuras de abrasión en protrusiones rocosas autóctonas”, que han sufrido abrasión por la acción del viento transportador de partículas (Greely y Iversen, 1985; Knight, 2008). La abrasión de las caras de estos fragmentos y superficies rocosas da lugar a caras suaves plano-cóncavas a plano-convexas características. Los ventifactos terrestres, que han sido afectados por la abrasión de partículas (ta-

maño arena frente a polvo) transportadas por el viento, pueden ser encontrados en diferentes ambientes desérticos tanto cálidos y fríos, periglaciales, montañosos y costeros. Ventifactos bien desarrollados han sido mostrados en imágenes desde el “*Mars Exploration Rover*” (MER) y en las primeras misiones sobre la superficie de Marte, lo que sugiere que la abrasión eólica es uno de los más importantes procesos erosivos en ese planeta (McCauley *et al.*, 1979; Laity y Bridges, 2009). Hay también evidencias experimentales sobre la formación de ventifactos, modificando el tipo de material, duración del ataque, direcciones del impacto (Bridges *et al.*, 2004a; 2010) y modelización sobre el papel de los granos de arena rebotando dentro de cavidades previas (Varkonyi y Laity, 2012). El examen mediante el microscopio electrónico de barrido (MEB) también ha sido efectuado con éxito por diferentes autores (Bridges *et al.*, 2004b; Sellier, 2006, entre otros).

Existen trabajos más recientes sobre los ventifactos que recopilan acertadamente el *state of the art* (Knight, 2008; Laity y Bridges, 2009; Várkonyi y Laity, 2012, entre otros). Además, Durand y Bourquin (2013), establecen los criterios morfológicos más relevantes para su identificación en el registro geológico, por lo cual no incidiremos más en su problemática general.

Presencia de ventifactos en el Pérmico y Triásico no marino

El trabajo, considerado como un clásico, de Thompson y Worsey (1967) en la Cuenca de Chesire (noroeste de Inglaterra), registra y discute la formación de ventifactos en ocho diferentes horizontes del Permo-Triás y también del Cuaternario. Además, consideran que actualmente existen condiciones favorables en superficie, para que se sigan formando ventifactos en esa misma Cuenca.

En la Península Ibérica, aunque sin ser estudiados específicamente, son habituales las referencias de la presencia de cantos facetados como cantos eolizados retrabajados, con pátina verde, roja o azulada en la mayoría de las series conglomeráticas continentales del Pérmico descritas en la Cordillera Ibérica y Bordes del Sistema Central (Virgili *et al.*, 1973; Ramos y Sopena, 1976; Sopena, 1979; Ramos, 1979; Rey y Ramos, 1991, entre otros). En la zona de Tamajón-Pálmaces de Jadraque (Guadalajara), son mencionados grandes cantos facetados en los conglomerados basales del *Buntsandstein* como posiblemente heredados de los depósitos pérmicos infrayacentes (Ramos y Sopena, 1976). En el Macizo de Garraf (Catalánides) se reconoce la presencia de cantos eolizados en los materiales conglomeráticos de las secuencias fluvio-eólicas del *Buntsandstein* (Marzo, 1986). En la Cordillera Ibérica Central, Soria *et al.* (2011) reconocen ventifactos en las facies conglomeráticas del *Buntsandstein* en relación con flujos acuosos efímeros y pavimentos de deflación. Asimismo, en Menorca son reconocidos en depósitos atribuidos a ríos trenzados, justo por encima de la superficie erosiva que separa el Pérmico superior del Triásico medio (Linol *et al.*, 2009).

En muchas publicaciones, debido a la falta de elementos biocronológicos, se tiende a generalizar y denominar a

la unidad litoestratigráfica continental en facies *Buntsandstein*, como Pérmico-Triásico sin diferenciar. Con el fin de caracterizar con certeza el límite Pérmico-Triásico y reconocer los niveles basales del Triásico en las cuencas peritéticas de Europa occidental, Bourquin *et al.* (2007) proponen establecer criterios de correlación basados en las discordancias observadas y en los indicadores sedimentarios de clima árido presentes en las series. En su trabajo recopilatorio a lo largo de las cuencas del NE de Francia, Cordillera Ibérica, Islas Baleares, SE de Francia, Cerdeña y Bulgaria, encuentran que el límite Pérmico-Triásico se corresponde con una discordancia recubierta en la mayoría de las ocasiones por conglomerados con ventifactos, seguidos por areniscas fluviales, atribuidos principalmente al Olenekiense inferior (Smithiense, Triásico inferior). Los tramos medios y superiores de las facies *Buntsandstein* se corresponden con areniscas fluviales en donde aparecen los primeros paleosuelos, así como restos de plantas y palinomorfos de edad Anisiense (Triásico medio). Ello permite considerar la existencia de un importante hiato estratigráfico durante el Triásico Inferior (Induense) y unas condiciones áridas durante el Olenekiense, claramente desfavorables para la vida y la preservación de fósiles.

En trabajos más específicos al SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, es mencionada la presencia de ventifactos en las facies eólicas reconocidas de la Fm Cañizar, considerada como Smithiense medio-superior a Anisiense inferior, Triásico temprano-medio (López-Gómez *et al.*, 2012) y también son encontrados en la Unidad de Valdemeca, inmediatamente por debajo (De la Horra *et al.*, 2012).

Presencia de ventifactos en facies Utrillas

Hasta donde llega nuestra revisión bibliográfica, no hemos encontrado ninguna mención expresa sobre la existencia de ventifactos originados durante el Cretácico ni re-trabajados-heredados de materiales inferiores, incorporados a las arenas de facies Utrillas, en el Borde Suroriental del Sistema Central, ni en la Cordillera Ibérica (Marfil y Gómez-Gras, 1992) o la Cuenca Vasca (Arostegui *et al.*, 2000).

Solo en los últimos años, en los trabajos de Rodríguez-López *et al.* (2006, 2008, 2009, 2010), es reinterpretada estratigráfica y sedimentológicamente la parte superior de la Formación Escucha y la Formación Arenas de Utrillas en su área tipo en la Cordillera Ibérica, y donde se cita la presencia de algunos ventifactos. En estos trabajos se propone la existencia, por encima de una Superficie de Discontinuidad Regional (SDR), de un sistema desértico arenoso (*erg*) llamado *mid-Cretaceous Iberian Desert System*, con tres áreas diferenciadas: a) *back-erg*, próxima al Macizo Ibérico, con una altitud elevada; b) *central erg*, como la parte central del sistema desértico arenoso; c) *fore-erg*, como sistema distal desértico con clara influencia de ambientes costeros restringidos del Tethys. Este sistema desértico se generó entre el Albiense inferior y el Cenomaniense inferior, calculándose para él, una extensión de más de 16000 km², repartido entre las actuales provin-

cias de Soria, Zaragoza y Teruel. La presencia de cantos de cuarcita eolizados se menciona precisamente en los materiales considerados como integrados en un *wadi* dentro del *back-erg*, constituido por alternancia de asociaciones de facies de canales efímeros y de *sandsheets* eólicos (Fig. 19 de Rodríguez-López *et al.*, 2009). Tengamos presente que la península Ibérica durante el Albiense-Cenomaniense debía ocupar una posición en el *Northern Hot Arid Belt* (NHA) a una paleolatitud ente 25-30°N (Chumacov *et al.*, 1995; Stampfli y Borel, 2002; Spicer y Skelton, 2003).

Ventifactos en la sección de Tamajón-Sacedoncillo

En las secciones estratigráficas levantadas en las facies Arenas de Utrillas en el área de Tamajón-Sacedoncillo es notoria la presencia de cantos modelados por la erosión eólica, aunque siempre retocados y rebajadas sus aristas, debido al transporte sufrido antes de su sedimentación (Fig. 3). Los ventifactos, de mayor tamaño (>5 cm de eje mayor), son fácilmente reconocibles ya que presentan superficies pulidas, facetadas y quillas, se encuentran formando parte de los conglomerados clasto-soportados, intra-formacionales y oligomícticos basales (*lag deposits*), justo por encima de la superficie discordante que separa las areniscas consideradas del Triásico en facies *Buntsandstein* (Figs. 3A-C). Cantos de menor tamaño (< 5 cm de eje mayor), facetados y no facetados forman parte de superficies pavimentadas de cantos posiblemente generadas por deflacción, las cuales tempranamente fueron retocadas y cementadas por óxidos de hierro, formando costras ferruginosas en una disposición escalonada en la serie (Figs. 3D-E). Composicionalmente los cantos se corresponden mayoritariamente con cuarciarenitas (comúnmente llamadas cuarcitas) y minoritariamente están presentes cantos de cuarzo (de colores blancos originados en venas hidrotermales con turmalina) y, muy minoritariamente aparecen fragmentos de pizarras paleozoicas, además de andesitas pérmicas o cantos aparentemente no ventifactados de gneises, procedentes de las zonas más internas del Sistema Central.

Descripción de los ventifactos

Tamaños, composiciones y morfologías

Al objeto de poder cuantificar los tamaños y composiciones de los ventifactos hemos recopilado de manera aleatoria 200 unidades ya individualizadas, procedentes de los niveles conglomeráticos basales: 100 unidades cuyo eje mayor supera los 5 cm (5 a 15 cm) y las otras 100 unidades con su eje mayor inferior a 5 cm. Los tamaños promedio, mínimo y porcentajes correspondientes quedan reflejados en la Tabla I. Así, podemos establecer que de los cantos superiores a 5 cm, el 65% son de naturaleza cuarcítica. Los cuarzoes hialinos de venas hidrotermales son minoritarios y alcanzan el 35%. Cuando los cantos son menores (<5cm), los de composición cuarcítica suben al 78% y los cuarzoes hialinos bajan (19%), para completarse con los de composición pizarrosa (3%). No han sido encontrados cantos de granito y de manera excepcional apa-

recen cantos de andesita y de gneis, pero sin rasgos concluyentes de haber sufrido abrasión eólica.

En la Fig. 4, quedan proyectados en los diagramas triangulares de Sneed y Folk (1958), los valores de los tres ejes (a, b y c) de los doscientos cantos medidos. Así, se aprecian unas diferencias morfológicas porcentuales, donde los cantos superiores a 5 centímetros presentan unos máximos en

las áreas correspondientes a Compactos-Hojosos (18%), Compactos-Elongados (14%), Hojosos (39%) y Elongados (12%), frente a los cantos inferiores a 5 centímetros, donde los valores quedan más agrupados: Compactos-Esféricos (18%), Compactos-Hojosos (22%), Compactos-Elongados (21%), Hojosos (15%) y Elongados (15%), completando el porcentaje con valores inferiores a los proyectados en los

Cantos de cuarcita	> 5 cm	ejes			volumen cm ³	área a+b+c =100		
		a	b	c				
	promedio	8	5	4	172	46	32	22
	mínimo	6	4	2	48	39	24	14
	máximo	14	11	7	1078	59	38	29
	desv. Est.	1,8	1,2	1,0	148,2	4	3	3
	número	64						

Cantos de cuarzo	> 5 cm	ejes			volumen cm ³	área a+b+c =100		
		a	b	c				
	promedio	8	6	4	200	45	31	23
	mínimo	6	4	2	56	39	26	15
	máximo	12	8	7	560	56	39	29
	desv. Est.	1,4	0,9	1,1	108,5	4,4	2,8	3,8
	número	36						

Cantos de cuarcita	< 5 cm	ejes			volumen cm ³	área a+b+c =100		
		a	b	c				
	promedio	4	3	2	21	44	32	25
	mínimo	2,2	1,7	1,2	5,5	37	22	18
	máximo	5	4	3,6	66,2	59	38	32
	desv. Est.	0,8	0,6	0,6	14,4	4	3	3
	número	78						

Cantos de pizarras	< 5 cm	ejes			volumen cm ³	área a+b+c =100		
		a	b	c				
	promedio	5	2	2	16	56	25	19
	mínimo	4,3	1,7	1,3	9,5	54	23	18
	máximo	4,9	2,4	1,8	21,2	59	26	20
	desv. Est.	0,3	0,4	0,3	6,0	2,6	1,8	1,0
	número	3						

Cantos de cuarzo	< 5 cm	ejes			volumen cm ³	área a+b+c =100		
		a	b	c				
	promedio	4	3	2	30,2	41	33	26
	mínimo	2,4	2,0	1,1	6,8	36,2	30	15
	máximo	5	4,5	3,9	87,8	47,5	38	31,3
	desv. Est.	0,9	0,8	0,9	24,5	3,6	2,2	4,4
	número	19						

Tabla I.- Tamaños máximo, medio y mínimo de los ventifactos polifacetados de cuarcita y cuarzo hidrotermal superiores y menores de 5 cm (200 medidas) de la Fm Arenas de Utrillas (Sacedoncillo).

Fig. 3.- Disposición de los cantos ventifactos incluidos en las arenas en facies de Utrillas (secciones de Sacedoncillo, Guadalajara). A). Contacto discordante del Triás subyacente en facies *Buntsandstein* y los conglomerados-arenas en facies Utrillas. Nótese la presencia de ventifactos, justo en el contacto, y la potente costra ferruginosa por encima de los mismos. B-C). Detalles de los ventifactos cuarcíticos polifacetados acumulados por encima del contacto discordante. D). Aspecto de una costra ferruginosa pavimentada por ventifactos y cantos no facetados acumulados por deflacción. E). Detalle de un ventifacto de naturaleza cuarcítica englobado en la costra ferruginosa. El diámetro de la tapa del ocular de la cámara es de 5 cm.

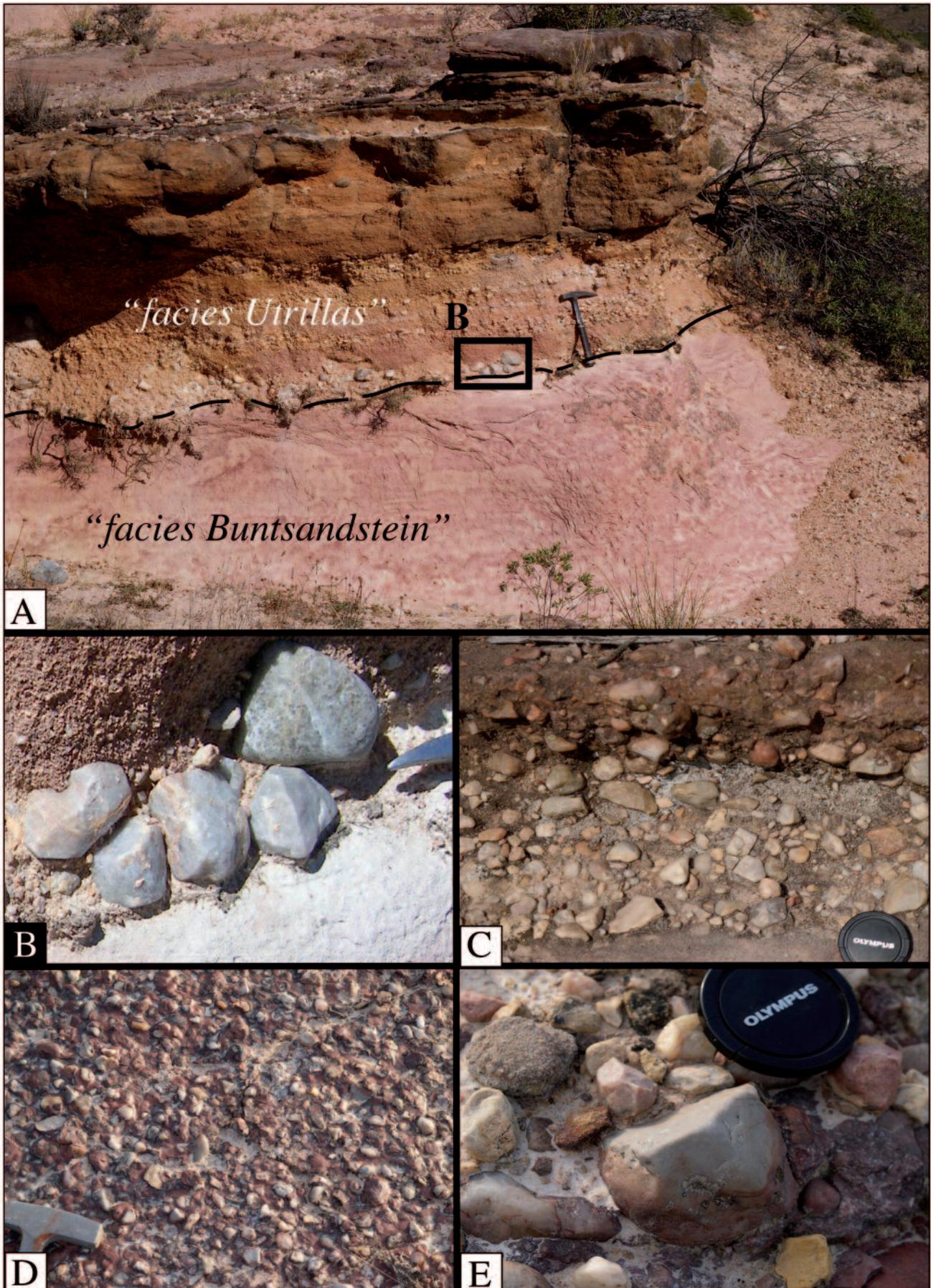


Figura 3.

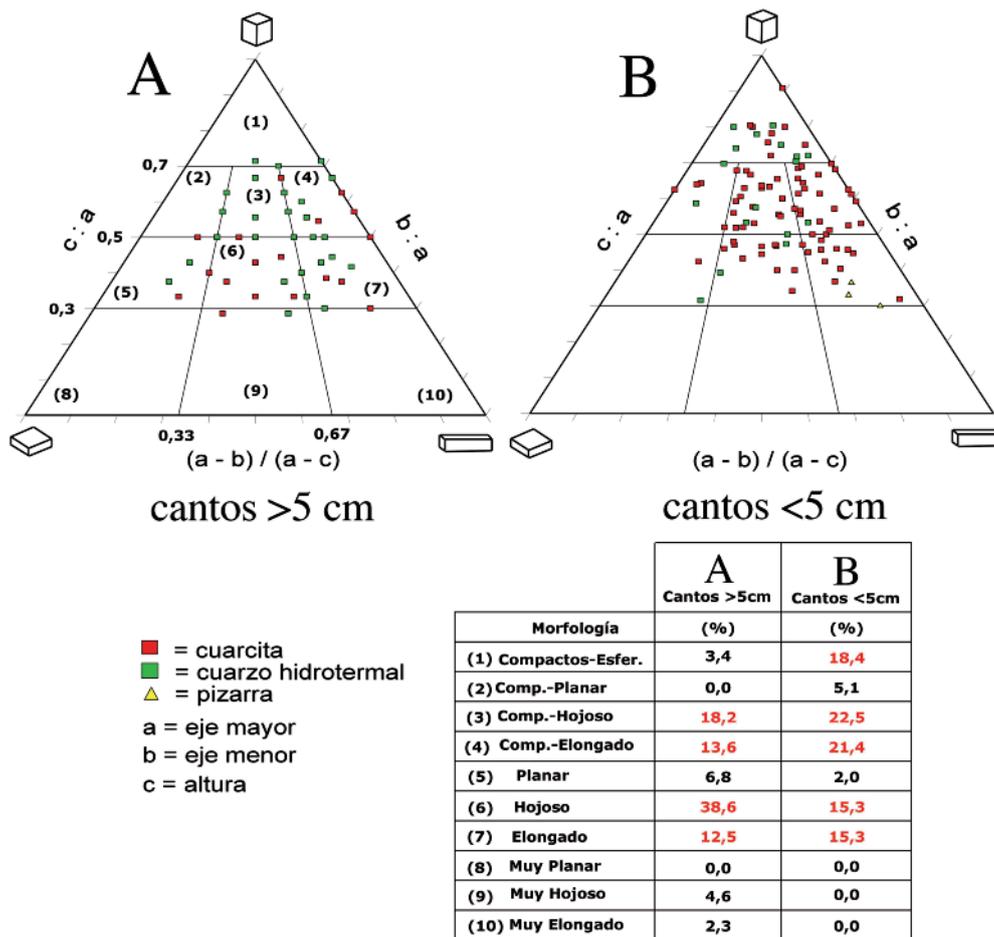


Fig. 4.- Proyección de 200 ventifectos polifacetados de las secciones de Sacedoncillo (Guadalajara), según sus ejes (a, b y c) en los diagramas triangulares de Sneyd y Folk (1958). A). Diagrama triangular y porcentajes obtenidos en las diferentes áreas definidas (1-10), realizado sobre 100 ventifectos cuyo eje mayor (a) es superior a 5 cm. Nótese la fuerte dispersión que presentan los puntos proyectados. B). Idem. sobre ventifectos cuyo eje mayor (a) es inferior a 5 cm. En este diagrama se aprecia una tendencia a un mayor agrupamiento hacia las áreas como compactos (1), compactos hojosos (3) y compactos alargados (4).

campos de Compactos, Planares, Muy Hojosos y Muy Elongados. Es decir, los cantos inferiores a 5 centímetros se van concentrando hacia el área extrema de los Compactos.

Facetas: En un mismo ventifecto, las facetas formadas por la abrasión eólica, pueden llegar a ser múltiples (5-8) y presentar superficies pulidas diversas y con débil brillo. Generalmente están presentes superficies planas y superficies marcadamente cóncavas, con depresiones de 1-2 mm, respecto a las aristas limítrofes. También son detectadas en los cantos de mayor volumen, superficies convexas que mantienen una redondez más regular y con diferencias en el pulido y brillo respecto a las facetas eolizadas.

Aristas-quillas: La mayoría de las aristas observadas son curvas, mientras que las rectas son minoritarias y más cortas. No se mantienen las aristas vivas, puesto que todas ellas han quedado, en diferentes grados, rebajadas/retocadas, debido al transporte fluvial posterior. Tampoco hemos encontrado las “quillas” de trazado rectilíneo formando la “nuez de Brasil” (*Brazil-nut*), constituida como un ventifecto con una quilla bien marcada, interpretada como dispuesta en paralelo al viento dominante y separando dos caras convexas (Knight, 2008). Sin em-

bargo, estas morfologías han sido solamente reconocidas en los ventifectos incluidos en los conglomerados del Pérmico.

Brillos-Pátinas: Aunque las facetas están pulidas, muy pocos cantos muestran superficies brillantes. Posiblemente, de haberlas tenido, se han perdido durante el posterior transporte fluvial. También es posible que hayan sido disueltas por fluidos reductores una vez sedimentados los cantos entre arenas de una alta porosidad inicial. Ocasionalmente, se aprecia un brillo menor en cantos pequeños que sobresalen en las costras ferruginosas, adquirido recientemente durante su actual exposición.

Impactos de choque-disolución por presión: Contrariamente a lo que sucede en la zona de Cañete (Cuenca) con los cantos que forman los conglomerados de la Fm Boniches del Pérmico Medio (Guadalupense; López-Gómez *et al.*, 2012), son muy pocas las evidencias de disoluciones por presión (canto contra canto) que se observan en los cantos presentes en la Fm Arenas de Utrillas. También son escasas, aunque reconocibles a simple vista, las huellas por impacto con pequeñas roturas que pudieron sufrir durante el transporte fluvial.

Petrografía de las cuarcitas y cuarzos hidrotermales

Con el microscopio petrográfico convencional, los ventifactos de cuarcita presentan una típica fábrica de cuarzo recristalizado dinámicamente con una foliación marcada, tanto por pequeñas micas blancas como por los cristales de cuarzo mayoritarios, con extinción ondulante y subjuntas perpendiculares. Los límites de granos se muestran suturados, con procesos de migración por los bordes de grano (GBM, *grain boundary migration*). Son visibles pequeñas láminas de micas blancas, dentro de los cristales de cuarzo, lo que confirma una completa recristalización dinámica de la fábrica y crecimiento de los granos con núcleos manteados (*core-and-mantle structure*). Según las ideas de Paschier y Trouw (2005), todo ello es característico de una deformación dúctil a bajas temperaturas (<400°C), durante un metamorfismo que alcanza la facies de los esquistos verdes (Figs. 5A-B).

Los cuarzos pertenecientes a venas hidrotermales, condicionados por la fábrica inicial, se han comportado de manera diferente, puesto que presentan una fuerte heterometría con cristales irregulares, además de venas y matriz de grano fino. Las venas, aunque plegadas, muestran un relleno de cristales idiomorfos hexagonales y prismáticos indicándonos una deformación dúctil con evidencias de migraciones por los bordes de grano (GBM) y procesos de abultamiento (*bulging*) y nucleación (Figs. 5E-F). Parece que cuando ha cesado la deformación, el proceso continúa con una recristalización estática generando un *grain boundary area reduction* (GBAR).

Huellas de abrasión microscópicas. A simple vista se aprecian pequeñas picaduras, como huellas irregularmente redondeadas (*circular and elongated pits*), pero aunque siempre presentes son minoritarias en los cantos de cuarcitas. Por la dureza de los cantos, no se generan otras huellas macroscópicas como *grooves*, *flutes* y *scoops*, que habitualmente se producen en litologías menos resistentes como calizas-dolomías (Ábalos y Elorza, 2013; Elorza y Ábalos, 2013). Sin embargo, con la ayuda del microscopio electrónico de barrido (MEB), encontramos evidencias de abrasiones eólicas. Así, en la misma muestra de naturaleza cuarcítica (Figs. 5A-B) con el MEB se aprecia una microabrasión formada por líneas muy apretadas con espaciados aproximados de 10-20 micras, siguiendo una misma dirección (Figs. 5C-D). En una segunda muestra correspondiente a una vena de cuarzo (Figs. 5E-F), también se aprecian muestras de *micro-grooves*, aunque su fábrica microscópica interna es completamente diferente a la anterior (Figs. 5G-H).

Discusión e Interpretación

No cabe duda que poseemos suficientes pruebas macro y micromorfológicas como para aceptar la presencia de ventifactos polifacetados, modelados por la abrasión eólica (Figs. 3, 5, 7), incluidos en las facies de Arenas de Utrillas de la zona de Tamajón-Sacedoncillo (Borde Sureste del Sistema Central). Su presencia es más fácilmente reconocible cuando los cantos tienen las mayores dimensiones (5 a 15 cm de eje mayor), mientras que nos quedan dudas ra-

zonables, de si los granos de tamaño arena que constituyen las areniscas mayoritarias en estas facies, tienen también un componente de abrasión eólica. Los cantos más resistentes a la erosión son los correspondientes a las cuarcitas (armoricanas), seguidas en cantidad por los cuarzos hialinos formados en venas hidrotermales (Tabla I), habituales en zonas internas del Sistema Central.

A lo largo de las secciones levantadas, los ventifactos se encuentran en: los conglomerados basales (*lag deposits*), justo por encima de la superficie suavemente discordante que separa las areniscas consideradas del Trías (Figs. 3A-C), también en diferentes depósitos tipo *lag* en los términos basales de la serie y conformando superficies pavimentadas de cantos originados posiblemente por deflación, estos últimos asociados a costras ferruginosas (Figs. 3D-E). Fuera de estos depósitos de mayor tamaño, la granulometría mayoritaria es de tamaño arena gruesa-media, regida por una estructuración masiva o por estratificaciones cruzadas rectas y en surco, propias de un ambiente fluvial o costero. Todo ello hace difícil establecer, sin un estudio más profundo, la presencia de rasgos de erosión eólica en las arenas sedimentadas.

Resulta determinante que frente a los habituales cantos comentados en la literatura, constituidos por una faceta erosionada y otra sin superficie abrasiva, *einkanter*, o bien con tres aristas opuestas, lo que produce una forma piramidal vista en planta, *dreikanter*, nos encontramos con que prácticamente la totalidad de los ventifactos recogidos son polifacetados (5-8 caras), con tendencia a ser compactos (Fig. 4). Inicialmente, este alto número de facetas puede justificarse, por una dilatada exposición temporal en un ambiente desértico y por una acción conjunta de vientos y movimiento, puesto que además de la existencia de varios tipos de vientos dominantes, que pueden actuar estacional y simultáneamente, se puede producir un movimiento-giro-vuelco en el canto para quedar expuesto en posición/es diferente/s, y así completar la abrasión formando otras caras (Laithy y Bridges, 2009).

Por otro lado, hemos encontrado indicios de la existencia de, al menos, dos fases erosivas eólicas; la más antigua reconocida por un conjunto de aristas más rebajadas y otra posterior con las aristas comparativamente más resaltadas. Sin embargo, esta evidencia no la hemos podido trasladar de forma generalizada a un número representativo de cantos, por lo que simplemente queda apuntado. En los ventifactos de mayor volumen, son detectadas superficies convexas que mantienen una redondez más regular además de presentar diferencias en el pulido y brillo respecto a las facetas eolizadas. La mencionada superficie convexa puede ser interpretada como perteneciente a la base del canto rodado original, que ha sido protegida o ha quedado menos afectada por la abrasión eólica.

No hemos apreciado ningún tipo de barniz característico, como las pátinas ferromanganesíferas, conocidas como "barniz del desierto" que se dan en los cantos encontrados en el Pérmico (Virgili *et al.*, 1973; Ramos, 1979; Sopeña, 1979), o los barnices actuales con composiciones complejas (oxihidróxidos de Fe-Mn) estudiados en zonas desérticas de Mojave y Valle de la Muerte (California).

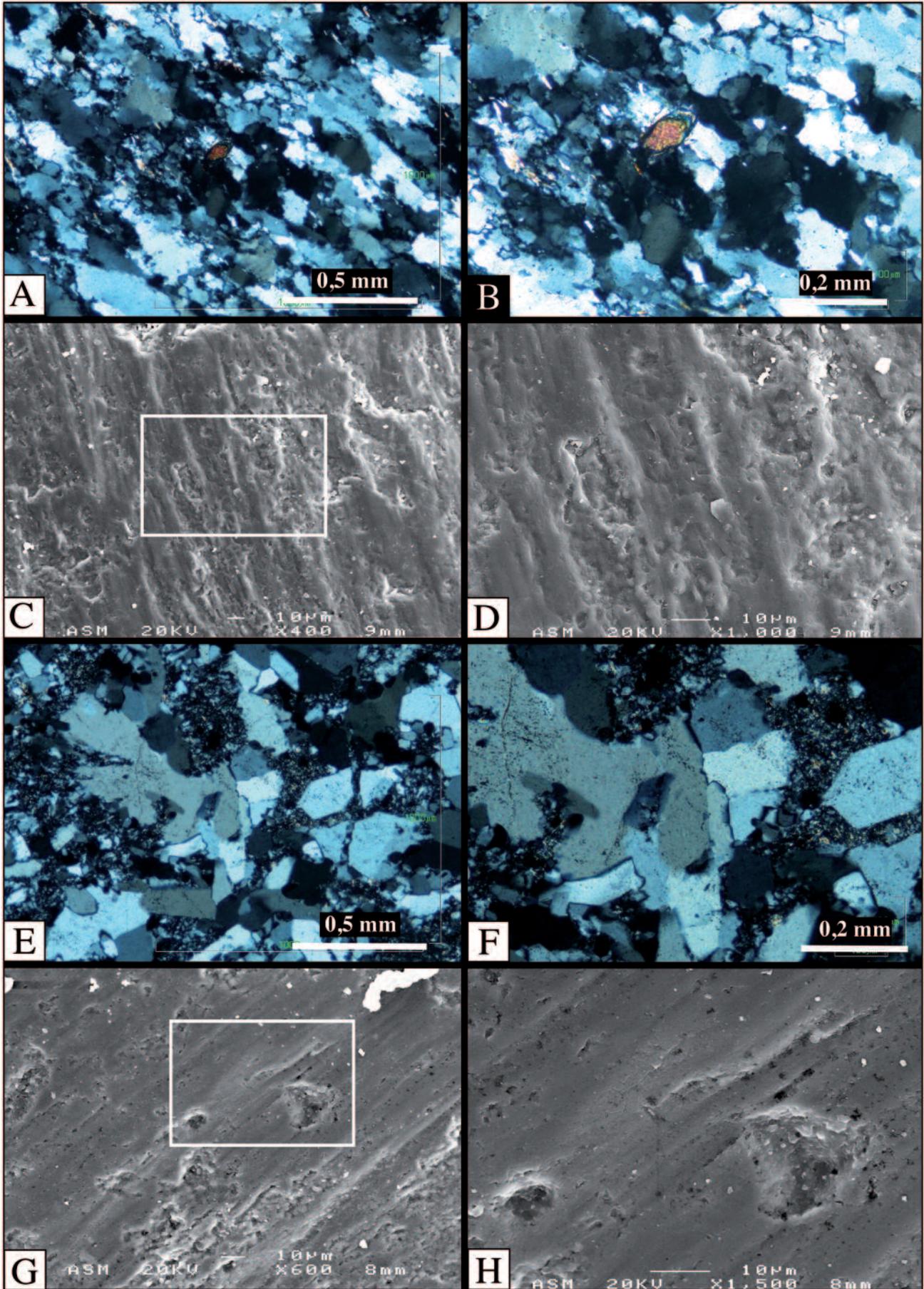


Figura 5.

Estos barnices han permitido establecer etapas cronométricas y secuencias de cambios climáticos regionales de mayor o menor aridez, según el menor o mayor contenido en Mn, respectivamente (Liu, 2003; Thiagarajan y Lee, 2004). En nuestro caso, este barniz de haberlo tenido, se ha perdido durante el posterior transporte fluvial o ha sido disuelto por fluidos reductores una vez sedimentados los cantos entre arenas, productoras de una alta porosidad inicial y potenciadoras de un intenso transporte de fluidos químicamente activos.

Posible procedencia (¿simple o multiepisódica?)

El problema más relevante en el estudio de los cantos polifacetados está en reconocer si: a) Estos cantos de cuarcitas armoricanas-venas hidrotermales proceden directamente del zócalo ya levantado en proceso de exhumación, y el paso a ventifactos fue durante una etapa de aridez dentro del llamado *mid-Cretaceous Iberian Desert System* (Albiense inferior-Cenomaniense inferior) y más concretamente en la zona del *back-erg*, próxima al Macizo Ibérico establecido por Rodríguez-López *et al.* (2009). b)

Los ventifactos son heredados directamente de las formaciones detríticas del Pérmico, habiendo sido formados en momentos de gran aridez durante este periodo. c) Son heredados y proceden de las formaciones detríticas triásicas, donde se pudieron producir durante una etapa de aridez importante reconocida en el Olenekiense (Triásico inferior) (Bourquin *et al.*, 2007; 2011). d) Incluso proceden a su vez de los ventifactos originariamente pérmicos, que posteriormente fueron asimilados en las formaciones detríticas triásicas (Ramos y Sopeña, 1976), durante el proceso de intenso desmantelamiento sufrido en las primeras fases del Triásico. Comentamos estas posibles procedencias, centrándonos en el estudio de su presencia en el Borde Suroccidental del Sistema Central, justo por encima de las superficies de contacto reconocidas (Fig. 6).

(1) *Contacto entre la base de la Fm Arenas de Utrillas y las pizarras y cuarcitas del Ordovícico.* En los contactos examinados en varias localidades (Zona de Patones, San Agustín de Guadalix, etc.) no hemos encontrado evidencias de ventifactos formados en cuarcitas o cuarzos hidrotermales (Fig. 6-1). Los cantos que conforman los conglomerados basales de las facies Utrillas se correspon-

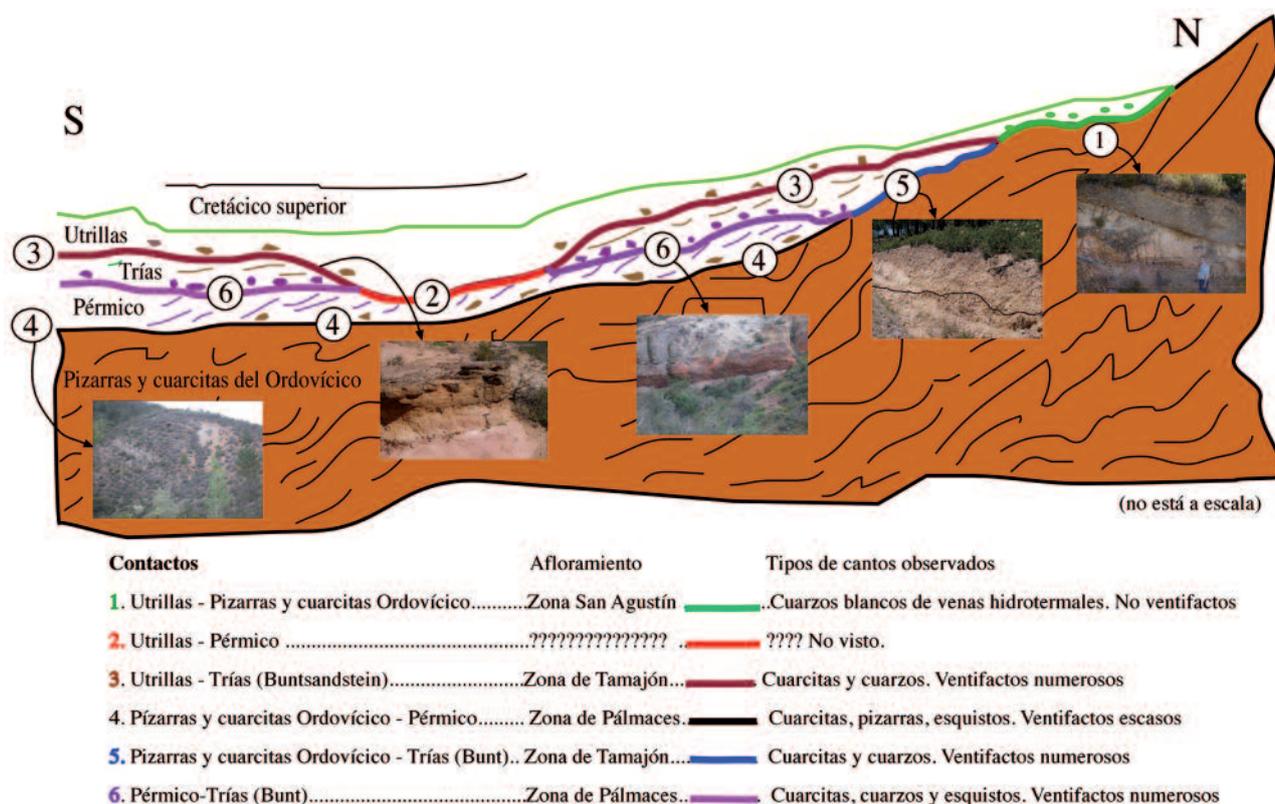


Fig. 6.- Bloque esquemático de los diferentes contactos (1-6) y posible área fuente de los ventifactos encontrados en la Fm Arenas de Utrillas en el Borde Suroccidental del Sistema Central. No está realizado a escala.

Fig. 5.- Fotomicrografías de ventifactos de cuarcita y cuarzos hidrotermales recogidos en la Fm Arenas de Utrillas. A). Vista de una cuarcita con una foliación formada por la disposición de los cuarzos y micas blancas, producto de una deformación dúctil. La presencia de circones es habitual. B). Detalle de la fotomicrografía A, donde se aprecia la disposición de los cuarzos recristalizados con extinción ondulante y subjuntas perpendiculares además del zircón zonado en el centro de la imagen (nícoles cruzados). C-D). Vista general y de detalle mediante MEB, de la abrasión eólica con formas alargadas (*microgrooves*) observadas en la superficie externa de un ventifacto de naturaleza cuarcítica. E-F). Microfotografías con una vista general y de detalle de un cuarzo hidrotermal con una fábrica diferente a la observada en la cuarcita. G-H). Vista general y de detalle mediante MEB, de la abrasión eólica de formas semejantes a las observadas anteriormente a pesar de la diferencia en la fábrica reconocida.

den mayoritariamente con cuarzos hidrotermales blancos y fragmentos angulosos de pizarras paleozoicas, con diferentes grados de alteración. En ningún canto examinado se han apreciado evidencias inequívocas de erosión eólica (Figs. 7A-B). Podemos interpretar que estos cantos sufrieron un transporte mínimo con una rápida sedimentación en un ambiente de abanico aluvial o propiamente fluvial. El tiempo de erosión y/o no depósito en el contacto examinado es superior al menos a 343 m.a. (Ordovícico 485 a 443 m.a y Albiense 113 a 100 m.a. Datos de la Tabla Cronoestratigráfica Internacional v2013/01; www.stratigraphy.org).

(2) *Contacto entre la base de la Fm Arenas de Utrillas y el Pérmico*. En la zona examinada no parece que exista este tipo de contacto (Fig. 6-2) y las relaciones estratigráficas sugieren que si existió fue mínima. Por ello, parece improbable que el origen de los ventifactos encontrados en facies Utrillas proceda de cantos heredados directamente del Pérmico emergido y en proceso de erosión durante el Cretácico inferior.

(3) *Contacto entre la base de la Fm Arenas de Utrillas y el Triás*. Es el contacto (Fig. 6-3) más habitual y en la zona de Tamajón-Sacedoncillo resulta evidente la presencia de numerosos ventifactos por encima del mismo. Situación que hemos aprovechado para estudiar sus características más acusadas, comentadas ya en el apartado anterior (Figs. 7C-D). Entendemos que la fuente principal de los ventifactos, encontrados en las facies Utrillas, procede del Triás en facies *Buntsandstein*, que los soporta discordantemente. El tiempo de erosión y/o no depósito mínimo puede ser superior a 100 m.a. (Triás 252 a 201 m.a. y Albiense 113 a 100 m.a.).

(4) *Contacto entre las Pizarras y cuarcitas del Ordovícico y el Pérmico*. En la zona de Pálmaces de Jadraque se ha mencionado, de forma continuada, la presencia de ventifactos con pátina roja-negra y barniz silíceo en la base de las columnas realizadas por Ramos y Sopena (1976) y Ramos (1979). Revisado el contacto, la zona pérmica más alta, está conformada por una brecha con cantos de cuarcitas, esquistos y pizarras con una matriz arenosa (Fig. 6-4). En este nivel brechificado se encuentran algunos ventifactos cuarcíticos, pero son minoritarios en el conjunto de la brecha (Figs. 7E-F). Por el contrario, ascendiendo en la columna pérmica se aprecian numerosos ventifactos con sus facetas muy bien desarrolladas (Figs. 7G-H), frente a clastos de gneises, micaesquistos, cuarcitas de grandes dimensiones y sin aparentes rasgos de abrasión eólica. El tiempo de erosión y/o no depósito es superior a los 191 m.a. (Ordovícico 485 a 443 m.a y Pérmico 298 a 252 m.a.).

(5) *Contacto entre las Pizarras y cuarcitas del Ordovícico y el Triás*. En la zona de Sacedoncillo-Muriel se puede

recorrer este contacto, pero la cobertura vegetal o la superposición de derrubios de ladera dificultan una exposición de calidad. En la carretera (GU-143, Km. 15), se encuentra visible la superficie erosiva del contacto, aunque también con una cierta dificultad de reconocimiento por los derrubios actuales sobreimpuestos (Fig. 6-5). Las pizarras alteradas del zócalo varisco se disponen subverticales y soportan con un trazado irregular masas de arenas y conglomerados de facies *Buntsandstein* (Figs. 8A-B). El tiempo de erosión y/o no depósito es superior a 242 m.a. (Ordovícico 485 a 443 m.a y Triás 252 a 201 m.a.).

(6) *Contacto Pérmico-Triás*. La presencia de ventifactos englobados en los tramos basales del Triás es constantemente mencionada en las secciones de Pálmaces de Jadraque (Ramos y Sopena, 1976). Para estos autores parece verosímil la posibilidad de que los ventifactos sean, al menos en parte, heredados del Pérmico, pues aunque rotos y con pérdida parcial de la pátina (decolorados) son muy semejantes (Figs. 6-6 y 8C-D). Justo en este contacto se produce una franja superior al metro, con una fuerte decoloración, que no ha sido estudiada en profundidad (Virgili *et al.*, 1974). El tiempo de erosión y/o no depósito no está calculado (Pérmico 298 a 252 m.a. y Triás 252 a 201 m.a.).

La abrasión eólica reconocible sobre los cantos-bloques más resistentes (cuarcita y cuarzo hidrotermal), debió actuar durante un tiempo dilatado de exposición o en varias etapas, dado que todos ellos están polifacetados (5-6-8 caras) y en algunos ejemplares parecen reconocerse dos fases de formación. Por las evidencias encontradas en los contactos mencionados anteriormente, descartamos la posibilidad de que los ventifactos sean un aporte directo desde el zócalo varisco (a partir de las formaciones de cuarcitas y de las pizarras con venas de cuarzo), hasta asociarse con los materiales detríticos en las facies Arenas de Utrillas presentes en Tamajón. Es decir, que en estos depósitos no queda evidenciada la etapa de aridez del llamado *mid-Cretaceous Iberian Desert System* (Albiense inferior-Cenomanense inferior), estudiada por Rodríguez-López *et al.* (2009).

Tampoco es verosímil un aporte de ventifactos heredados directamente de los materiales pérmicos, ya que no hay contacto directo entre ellos en la zona estudiada. Por el contrario, nos inclinamos a pensar que los ventifactos encontrados en facies Arenas de Utrillas son mayoritariamente heredados desde las formaciones detríticas del Triás (facies *Buntsandstein*), sin descartar que estos a su vez provengan del Pérmico. Es decir que la principal factoría de ventifactos se produjo en un ambiente continental muy árido y dilatado en el tiempo de exposición durante el Pérmico, pasando sucesivamente como heredados a los niveles

Fig. 7. Imágenes de los contactos relacionados con la presencia de ventifactos en la Fm Arenas de Utrillas. A). Contacto discordante (1, según Fig. 6) de las cuarcitas del Zócalo Varisco y las facies de Utrillas, con conglomerados formados por cantos de cuarzo hidrotermal y pizarras paleozoicas. No han sido encontrados ventifactos (Zona San Agustín de Guadalix). B). Detalle de la foto anterior. C). Contacto discordante (3) de las areniscas de facies *Buntsandstein* con los conglomerados-arenas de las facies Utrillas, donde se encuentran numerosos ventifactos polifacetados (Zona Sacedoncillo). D). Detalle de la foto anterior. E). Contacto discordante (4) de las cuarcitas del zócalo varisco con brechas conformadas por micaesquistos, cuarcitas y gneises. En esta brecha son escasos los ventifactos de cuarcita (Zona Pálmaces de Jadraque). F). Detalle de la foto anterior. G-H). Detalles de los ejemplares de ventifactos de cuarcita, englobados en los materiales detríticos del Pérmico (Zona Pálmaces de Jadraque).

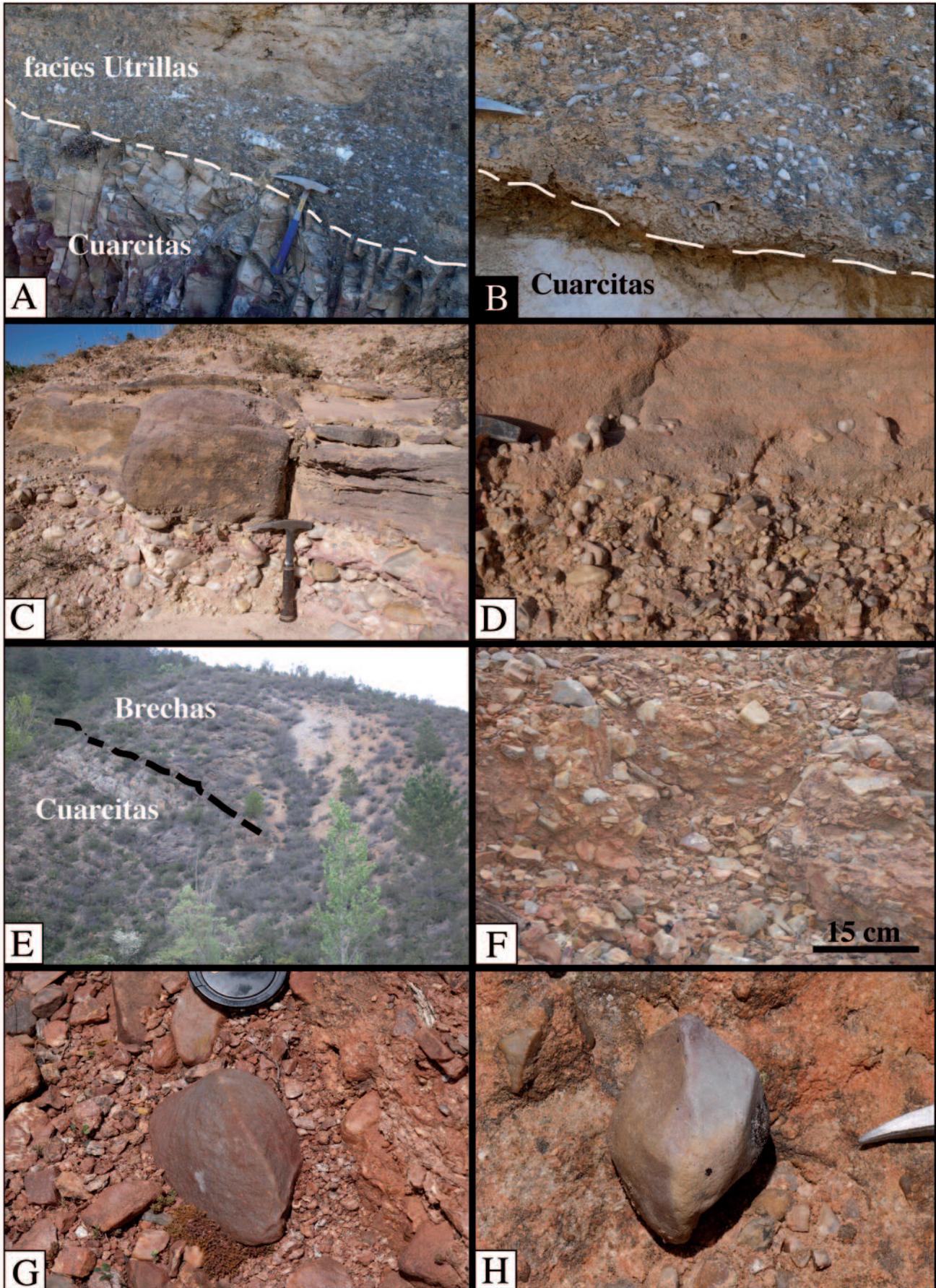


Figura 7.

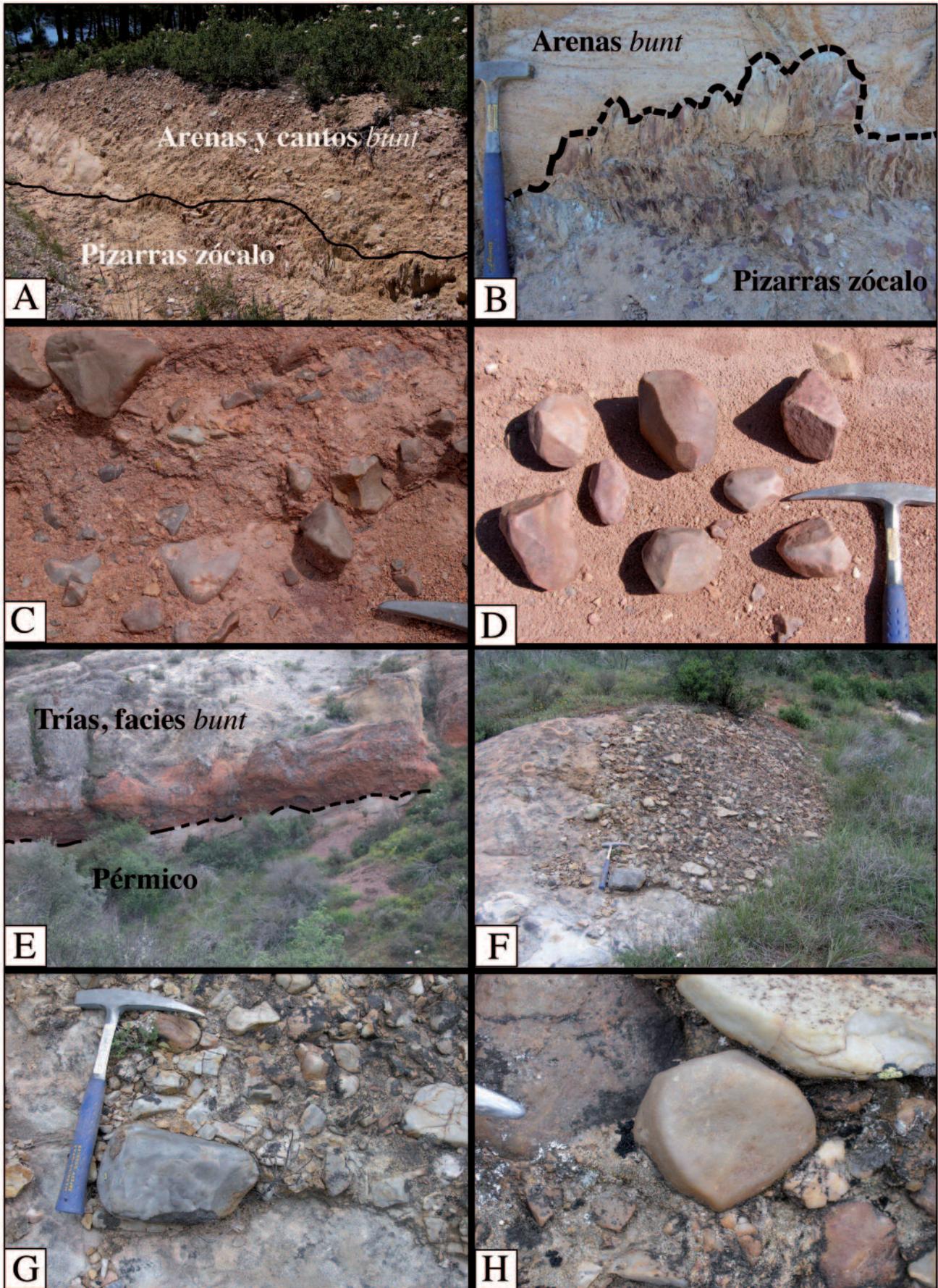


Figura 8.

detríticos del Trías y de este al Cretácico (Albiense-Cenomanense). No tenemos criterios para determinar si la etapa de aridez reconocida por Bourquin *et al.* (2007; 2011), en el Olenekiense (Triásico inferior), aportó parte de los ventifactos estudiados.

El transporte de los cantos necesitó de corrientes fluviales con suficiente energía, al menos en momentos ocasionales, pero de corto recorrido, ya que fueron retocados de manera ligera (caras, aristas y posibles barnices), y conservaron las facetas inequívocamente eólicas. Así pues, nos encontramos, sin duda, con cantos procedentes de las llamadas cuarcitas armoricanas y cuarzos de venas hidrotermales como fuente litológica más resistente, con un desarrollo multiepisódico, que pudieron formar parte de materiales en formaciones detríticas pérmicas y triásicas, ahora desmanteladas, hasta llegar a las detríticas cretácicas.

Aunque las fuertes similitudes en coloración, morfología y fábrica microscópica impiden, hasta el momento, la diferenciación entre sí de los ventifactos incluidos en materiales pérmicos, triásicos y cretácicos resulta interesante apreciar que las dimensiones de los ventifactos encontrados en la Fm Arenas de Utrillas (Tabla I), son, en general, menores a los encontrados en la zona de Pálmaces de Jadraque tanto en Pérmico como en el Trías, y que además su número de facetas es menor (Figs. 7G-H; 8 G-H). Por otro lado, parece que son semejantes en tamaño con los reconocidos en el Trías inmediatamente subyacente en las propias secciones de Tamajón-Sacedoncillo (Figs. 3 y 8 C-D).

Conclusiones

Se confirma la presencia de ventifactos polifacetados de 5-8 facetas, en la Fm Arenas de Utrillas, formando parte de los conglomerados basales (*lag deposits*), justo por encima de la superficie discordante que separa las areniscas del Trías (facies *Buntsandstein*). También se disponen en los depósitos tipo *lag* en la serie y formando parte de superficies pavimentadas de cantos, que han podido sufrir procesos de deflacción y asociados a costras ferruginosas.

Las evidencias macro y microscópicas más claras sobre su eolización se encuentran en los ventifactos superiores a 5 cm de eje mayor, formados por cuarcitas y cuarzos hidrotermales procedentes del zócalo varisco. En las areniscas, volumétricamente dominantes a lo largo de la columna, los cantos de tamaño arena gruesa-media, no permiten una distinción concluyente, dado que la impronta fluvial sobreimpuesta llega a ser dominante.

Los ventifactos polifacetados encontrados en los depósitos detríticos de la Formación Utrillas, deben de ser in-

terpretados como materiales retrabajados y heredados mayoritariamente desde los materiales detríticos triásicos subyacentes. Descartamos una fuente directa desde el Zócalo Varisco emergido (formaciones de cuarcitas armoricanas-venas de cuarzo) a los depósitos detríticos de la Fm Arenas de Utrillas. Tampoco parece posible un aporte directo de los ventifactos reconocidos en el Pérmico, aunque estos, si han sido recogidos en los depósitos detríticos triásicos han podido llegar heredados hasta los depósitos detríticos de la Fm Arenas de Utrillas. No tenemos criterios para determinar si parte de los ventifactos estudiados fueron generados durante la etapa de aridez del Olenekiense (Triásico inferior).

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos PEI11-0237-7926 de la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha y CGL2009-12008/BTE de la Dirección General de Investigación y Gestión del Plan Nacional I+D+i del Ministerio de Economía y Competitividad. Agradecemos muy sinceramente los comentarios y sugerencias realizadas por dos revisores anónimos, así como al editor de la revista, que han contribuido a mejorar ostensiblemente el texto inicial.

Referencias

- 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.
- Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J. y Riba, O. (1971): Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleontología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares. *Estudios Geológicos*, 27: 497-512.
- Arostegui, J., Irabien, M.J., Sangüesa, J. y Zuluaga, M.C. (2000): La Formación Utrillas en el Borde Sur de la Cuenca Vasco-Cantábrica: Aspectos estratigráficos, mineralógicos y genéticos. *Estudios Geológicos*, 56: 251-267.
- Barroso-Barcenilla, F., Goy, A. y Segura, M. (2009): Ammonite zonation of the upper Cenomanian and lower Turonian in the Iberian Trough, Spain. *Newsletters on Stratigraphy*, 43: 139-164.
- Blake, W.P. (1855): On the grooving and polishing of hard rocks and minerals by dry sand. *American Journal of Science*, 20: 178-181.
- Bourquin, S., Durand, M., Diez, J.B., Broutin, J. y Fluteau, F. (2007): The Permian-Triassic boundary and Early Triassic sedimentation in Western European basins: an overview. *Journal of Iberian Geology*, 33: 221-236.
- Bourquin, S., Bercovici, A., López-Gómez, J., Diez, J. B., Broutin, J., Ronchi, A., Durand, M., Arche, A., Linol, B. y Amour, F. (2011): The Permian-Triassic transition and the

Fig. 8.- Imágenes de los contactos relacionados con la presencia de ventifactos. A). Contacto discordante (5) de las pizarras del Zócalo Varisco subverticales y las arenas y cantos de facies *Buntsandstein*, con una alta cantidad de ventifactos polifacetados (Carretera GU-143, Km. 15; Tamajón-Muriel). B). Detalle de la imagen anterior, donde se aprecia un trazado irregular del contacto. C). Concentración de ventifactos englobados en las facies *Buntsandstein* (Zona Sacedoncillo). D). Ejemplos de ventifactos polifacetados con claras evidencias de abrasión eólica, recogidos en facies *Buntsandstein* (Zona Sacedoncillo). E). Contacto discordante (6) entre los conglomerados correspondientes al Pérmico y conglomerados del Trías en facies *Buntsandstein* (Zona Pálmaces de Jadraque). F-H. Detalles de ventifactos polifacetados en las zonas basales conglomeráticas del Trías, cercanas al contacto con el Pérmico (Zona Pálmaces de Jadraque).

- onset of Mesozoic sedimentation at the northwestern peri-Tethyan domain scale: palaeographic maps and geodynamic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 299: 265-280.
- Bridges, N.T., Laity, J.E., Greeley, R., Phoreman, J. y Eddlemon, E.E. (2004a): Insights on rock abrasion and ventifact formation from laboratory and field analog studies with applications to Mars. *Planetary and Space Science*, 52: 199-213.
- Bridges, N.T., Razdan, A., Greeley, R. y Laity, J.E. (2004b): High resolution laser scanning techniques for rock abrasion and texture analyses on Mars and Earth. *Lunar and Planetary Science Conference, XXXV*, Abstract #1897.
- Bridges, N.T., Razdan, A., Yin, X., Greeley, R., Ali, S. y Kushunapally, R. (2010): Quantification of shape and texture for wind abrasion studies: Proof of concept using analog targets. *Geomorphology*, 114: 213-226.
- Calvo, J.P., De Vicente, G. y Alonso-Zarza, A.M. (1991): Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno. En: *I Congreso Grupo Español del Terciario*. Comunicaciones: 55-58.
- Chumacov, N.M., Zharkov, M.A., Herman, A.B., Doludenko, M.P., Kalandadze, N.N., Lebedev, E.L., Ponomarenko, A.G. y Rautian, A.S. (1995): Climatic belts of the mid-Cretaceous time. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 3: 241-260.
- De la Horra, R., Galán-Abellán, A.B., López-Gómez, J., Sheldon, N.D., Barrenechea, J.F., Luque, F.J., Arche, A. y Benito, M.I. (2012): Paleoeological and paleoenvironmental changes during the continental Middle-Late Permian transition at the SE Iberian Ranges, Spain. *Global and Planetary Change*, 94-95: 46-61.
- Delo, D.M. (1930): Dreikanter in Wyoming and Montana. *Science*, 72: 604.
- Durand, M. y Bourquin, S. (2013): Criteria for the identification of ventifacts in the geological record: A review and new insights. *Comptes Rendus Geoscience*, 345: 111-125.
- 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.
- Evans, J.W. (1911): Dreikanter. *Geological Magazine*, 8: 334-335.
- García-Hidalgo, J.F., Gil, J., Segura, M. y Domínguez, C. (2007): Internal anatomy of a mixed siliciclastic-carbonate platform: the late Cenomanian-middle Turonian at the southern margin of Spanish Central System. *Sedimentology*, 54:1245-1271.
- Gil, J., Carenas, B., García-Hidalgo, J.F., Segura, M. y García, A. (2004): Unidades litoestratigráficas del Cretácico superior en el centro de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17: 249-266.
- Gil, J. y García, A. (1996): El Cretácico del borde meridional del Sistema Central. Unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales. *Estudios Geológicos*, 52: 37-50.
- Greely, R. y Iversen, J.D. (1985): *Wind as a geological process on Earth, Mars, Venus and Titan*. Cambridge University Press, Cambridge, 348 p.
- Guidi, R., Mas, R. y Sarti, G. (2005): La sucesión sedimentaria siliciclástica del Cretácico Superior del borde sur de la Sierra de Guadarrama (Madrid, España central): análisis de facies y reconstrucción paleoambiental. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18 (1-2): 99-111
- Herrainz, P., Lopez Olmedo, F., Gabra, P., Solé, J., Escuder, J., Valverde, Dunning, G., Bea, F. y Gálvez, C. (2005): *Mapa Geológico de España 1:50.000*, hoja nº 459. (Tamajón). IGME, Madrid.
- Knight, J. (2008): The environmental significance of ventifacts: A critical review. *Earth-Science Reviews*, 86: 89-105.
- Laity, J.E. y Bridges, N.T. (2009): Ventifacts on Earth and Mars: Analytical, field, and laboratory studies supporting sand abrasion and windward feature development. *Geomorphology*, 105: 202-217.
- Linol, B., Bercovici, A., Bourquin, S., Diez, J.B., López-Gómez, J., Broutin, J., Durand, M. y Villanueva-Amadoz, U. (2009): Late Permian to Middle Triassic correlations and palaeogeographical reconstructions in south-western European basins: New sedimentological data from Minorca (Balearic Islands, Spain). *Sedimentary Geology*, 220: 77-94.
- Liu, T. (2003): Blind testing of rock varnish microstratigraphy as a chronometric indicator: results on late Quaternary lava flows in the Mojave Desert, California. *Geomorphology*, 53: 209-234.
- López-Gómez, J., Galán-Abellán, B., De la Horra, R., Barrenechea, J., Arche, A., Bourquin, S., Marzo, M. y Durand, M. (2012): Sedimentary evolution of the continental Early-Middle Triassic Cañizar Formation (Central Spain): Implications for life recovery after the Permian-Triassic crisis. *Sedimentary Geology*, 249-250: 26-44.
- Marfil, R. y Gómez-Gras, D. (1992): Procedencia y modelo diagenético de las areniscas de Facies Utrillas en la Cordillera Ibérica (Umbral de Ateca) y la Meseta Norcastellana. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5: 101-115.
- Marzo, M. (1986): Secuencias fluvio-eólicas en el Buntsandstein del Macizo de Garraf (Provincia de Barcelona). *Cuadernos Geología Ibérica*, 10: 207-233.
- McCauley, J.F., Breed, C.S., El-Baz, F., Whitney, M.I., Grolier, M.J. y Ward, A.W. (1979): Pitted and fluted rocks in the Western Desert of Egypt: Viking comparison. *Journal of Geophysical Research*, 84: 8222-8232.
- Pardo, G. (1979): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones detríticas del Cretácico inferior terminal del Bajo Aragón Turolense*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 473 p.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. (2005): *Microtectonics*. Springer-Verlag, 2nd. Revised and Enlarged Edition, 366 p.
- Ramos, A. (1979): Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (Provincia de Guadalajara). *Seminarios de Estratigrafía*, Serie Monografías, 6: 313 p.
- Ramos, A. y Sopena, A. (1976): Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector Tamajón-Pálmaces de Jadraque (Guadalajara). *Estudios Geológicos*, 32: 61-76.
- Rey, D. y Ramos, A. (1991): Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico del sector Deza-Cardejón (Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4: 105-125.
- Rodríguez-López, J.P., de Boer, P.L., Meléndez, N., Soria, A.R. y Pardo, G. (2006): Windblown desert sands in coeval shallow marine deposits a key for the recognition of coastal ergs; mid-Cretaceous Iberian Basin, Spain. *Terra Nova*, 18: 314-320.
- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., de Boer, P.L. y Soria, A.R. (2008): Aeolian sand sea development along the Mid-Cretaceous Western Tethyan Margin (Spain): erg sedimentology and palaeoclimate implications. *Sedimentology*, 55: 1253-1292.
- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., Soria, A.R. y de Boer, P.L. (2009): Reinterpretación estratigráfica y sedimentológica de las Formaciones Escucha y Utrillas de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 22: 163-219.
- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., de Boer, P.L. y Soria, A.R. (2010): The action of wind and water in a mid-Cretaceous sub-

- tropical erg-margin system close to the Variscan Iberian Massif, Spain. *Sedimentology*, 57: 1315–1356.
- Sánchez Serrano, F., De Vicente Muñoz, G. y González Casado, J.M. (1993): Cortes compensados para la deformación principal alpina en el borde sur oriental del Sistema Central español (Zona de Tamajón, Guadalajara). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 7-14.
- Segura, M., Carenas, B. y García, A. (1985): Albense y Cenomane de la región Atienza-Sacecorbo (Cordillera Ibérica, provincia de Guadalajara). *Revista de Materiales y Procesos Geológicos*, 3: 211-226.
- Segura, M., Carenas, B., García-Hidalgo, J., García, A., Soria, N. y Gil, J. (1994): Correlación de los depósitos del Cenomane inferior y medio del Sistema Central, Cordillera Ibérica y Catalánides. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 217-240.
- Sellier, D. (2006): Contribution à la caractérisation des marques de la corrosion éolienne par l'analyse exoscopique de ventifacts du Massif armoricain. *Zeitschrift für Geomorphologie NF*, 50: 393–420.
- Sneed, E.D. y Folk, R.L. (1958): Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study in particle morphogenesis. *Journal of Geology*, 66: 114-150.
- Sopeña, A. (1979): Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Noroeste de la Provincia de Guadalajara. *Seminarios de Estratigrafía*. Serie monografías n° 5, 323 p.
- Soria, A.R., Liesa, C.L., Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., De Boer, P.L. y Meléndez, A. (2011): An Early Triassic evolving erg system (Iberian Chain, NE Spain): palaeoclimate implications. *Terra Nova*, 23: 76-84.
- Spicer, B. y Skelton, P.W. (2003): The operation of the major geological carbon sinks. En: *The Cretaceous World* (P.W. Skelton, Ed.), Cambridge University Press, 249–271.
- Stampfli, G.M. y Borel, G.D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 17–33.
- Stowe, E. (1872): On the effects of wind-blown sand as a cutting agent. *Transactions and Proceedings of the Royal Society of New Zealand*, 5: 105–106.
- Thiagarajan, N. y Lee, C.-T.A. (2004): Trace-element evidence for the origin of desert varnish by direct aqueous atmospheric deposition. *Earth and Planetary Science Letters*, 224: 131-141.
- Thompson D.B. y Worsey, P. (1967): Periods of ventifact formation in the Permo-Triassic and Quaternary of the northeast Chesire Basin. *Mercian Geologist*, 2: 279-298.
- Travers, W.T.L. (1870): On the sandworn stones of Evans' Bay. *Transactions of the New Zealand Institute*, 2: 247–248.
- Várkonyi, P.L. y Laity, J.E. (2012): Formation of surface features on ventifacts: Modeling the role of sand grains rebounding within cavities. *Geomorphology*, 139-140: 220-229.
- Virgili, C., Hernando, S., Ramos, A. y Sopeña, A. (1973): Nota previa sobre el Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. *Acta Geologica Hispanica*, 8: 73-80.
- Virgili, C., Paquet, H. y Millot, G. (1974): Altérations du soubassement de la couverture Permo-Triasique en Espagne. *Bulletin Groupe Français des Argiles*, 24: 277-285.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 17/10/2013

RECIBIDA LA REVISIÓN EL 3/12/2013

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 3/12/2013

