



LA VENTANA TECTÓNICA DE ALBUÑOL: ESTRATIGRAFÍA Y ESTRUCTURA (COMPLEJO ALPUJÁRRIDE, ZONA INTERNA BÉTICA, PROVINCIA DE GRANADA)

The Albuñol tectonic window: stratigraphy and structure (Alpujarride, Betic Internal Zone, Granada province)

Carlos Sanz de Galdeano y Ángel Carlos López Garrido

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (C.S.I.C. – Univ. Granada). Facultad de Ciencias. 18071 Granada, España.
csanz@ugr.es aclopez@ugr.es

Abstract: The Albuñol tectonic window situated within the Alpujarride Complex is known from the beginning of the last century, but its stratigraphic series and structure have not been described in detail. Inside of this window, the Ladinian-Carnian stratigraphic series of the Lujar-Gador unit (with a low degree of metamorphism) crops out. This succession deposited in a shallow platform, which underwent tectonic instability, and consequently several episodes of intraformational breccias and slumps were formed. These sequences, including the breccias and slumps, can be correlated with those of the Lujar and Gador sierras, and correspond to the beginnings of the rifting process that affected the western part of the Tethys. Pseudo S/C structures existing near the bottom of the overthrusting units and also in the tectonic breccias formed in the surface of the window indicate a top to the north sense of displacements. To the NNE of the locality of Albuñol, there is another type of breccias, with the appearance of rauhwackes (carbonate breccias but also including in this case other types of rocks), probably linked to the process of tectonic superposition of the units. Also linked to the process of thrusting, great blocks (even exceeding a hundred metres) of carbonates and phyllites, are included in the overthrusting units, near their bottom. These blocks were formerly considered to be part of the upper units and attributed to the Palaeozoic. Later extensional features, linked to the regional uplift of the cordillera are less clearly expressed, this being surprising because of the abundant literature describing them as dominant in the region. The internal structure of the Albuñol tectonic window is simple, formed mainly by a kilometric open fold of approximate E-W strike, to which other smaller folds are related. N70°E to E-W folds were formed initially and other N20-35°E ones were superposed over them. There are abundant minor structures, many linked to the limbs of folds. Some of the boudins have rotated and been displaced in the sense of the vergence of the folds. There is also a myriad of joint sets, formed very easily according to the change of the stress ellipsoid during the process of formation of every structure, under fragile conditions, but coexisting with certain ductility. The overthrusting of the units probably occurred during the Oligocene and then formed the N70°E to E-W folds. At the end of the Oligocene-early Miocene the Internal Zone was expelled to the W and formed the N20-35°E folds.

Key words: Alpujarride, Betic Internal Zone, sedimentary and tectonic breccias, thrusts.

Resumen: La ventana tectónica de Albuñol corresponde a parte de la unidad alpujárride de Lújar-Gádor. Esta unidad, afectada por un metamorfismo de bajo grado, tiene potentes secuencias de plataforma (del Ladinense-Carniense) que muestran rasgos de inestabilidad tectónica durante el depósito. Es cabalgada por otras unidades alpujárrides y, particularmente en el techo de la ventana (donde se han formado brechas tectónicas) se conserva bien el sentido de desplazamiento de estas hacia el N. Ligados a los cabalgamientos hay grandes bloques de carbonatos y filitas que proceden de unidades inferiores, englobados en la base de la principal unidad cabalgante o cerca de ella. La estructura interna de la ventana es simple, formada fundamentalmente por un suave pliegue E-O. Además, existen otros pliegues posteriores de dirección N20-35°E. En la unidad de Lújar-Gádor hay abundantes estructuras menores, muchas de ellas ligadas a la formación de pliegues, sobre todo boudines e infinidad de juegos de diaclasas. Localmente los boudines han sido algo rotados y desplazados en el sentido de la ver-



gencia de los pliegues. Los rasgos de extensión posteriores ligados al levantamiento de la cordillera están menos marcados.

Palabras clave: Alpujárride, Zona Interna Bética, brechas sedimentarias y tectónicas, cabalgamiento.

Sanz de Galdeano, C. y López Garrido, A.C. (2014): La ventana tectónica de Albuñol: estratigrafía y estructura (Complejo Alpujárride, Zona Interna Bética, provincia de Granada). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(1): 287-299.

El estudio de las estructuras ligadas a la superposición de unidades tectónicas, así como de algunas del interior de las unidades, permite deducir la cinemática y las condiciones en que se formaron dichas unidades y, por tanto, arroja luz sobre la evolución geológica de una determinada cordillera. Además, datos de las características sedimentarias de los materiales y el análisis de las secuencias estratigráficas y su relación con episodios de inestabilidad tectónica completan la imagen de esta evolución a lo largo de un lapso de tiempo mayor. Esto es lo que se analiza en el área de Albuñol, situada en el sector central de la Zona Interna Bética.

La Cordillera Bética se divide fundamentalmente en dos zonas, Externa e Interna, además del dominio de los Flyschs (que aflora sobre todo en el Campo de Gibraltar) y las cuencas neógenas (Vera, 2004). La Zona Externa, dividida en Subbético y Prebético, está formada por materiales mesozoicos y terciarios, fundamentalmente sedimentarios, que formaron la cobertera meridional y sudoriental del macizo Ibérico. La Zona Interna, situada al S y SE de la Externa, está formada por cuatro complejos superpuestos tectónicamente que de abajo arriba son el Nevado-Filá-

bride, el Alpujárride, el Maláguide y la Dorsal, ésta última generalmente ligada al Maláguide. Los dos primeros complejos han sido netamente afectados por la orogenia y metamorfismo alpinos. En general, en el Alpujárride las distintas unidades tectónicas presentan un incremento del grado metamórfico conforme la unidad tiene una posición estructural más alta. Aun así, en las unidades más altas, en transición al Maláguide, y en la parte oriental de la cordillera este rasgo no se cumple (Sanz de Galdeano *et al.*, 1998; García Tortosa, 2002).

La localidad de Albuñol se encuentra en la parte SE de la provincia de Granada, a unos 7 km del mar (Fig. 1). Ha dado nombre a una ventana tectónica en la que aflora una unidad del complejo Alpujárride cabalgada por otras unidades del mismo complejo de la Zona Interna Bética (Figs. 1 y 2). En la ventana de Albuñol, es la unidad inferior la que aflora; su nombre es unidad de Lújar-Gádor dado que forma lo esencial de ambas sierras (Fig. 1). Sobre ella se sitúan otras unidades, tales como la de Alcázar (Aldaya, 1981) o Escalate (Estévez *et al.*, 1985) y las de Murtas y Adra (Aldaya, 1981).

Hasta ahora la ventana de Albuñol no se ha descrito más

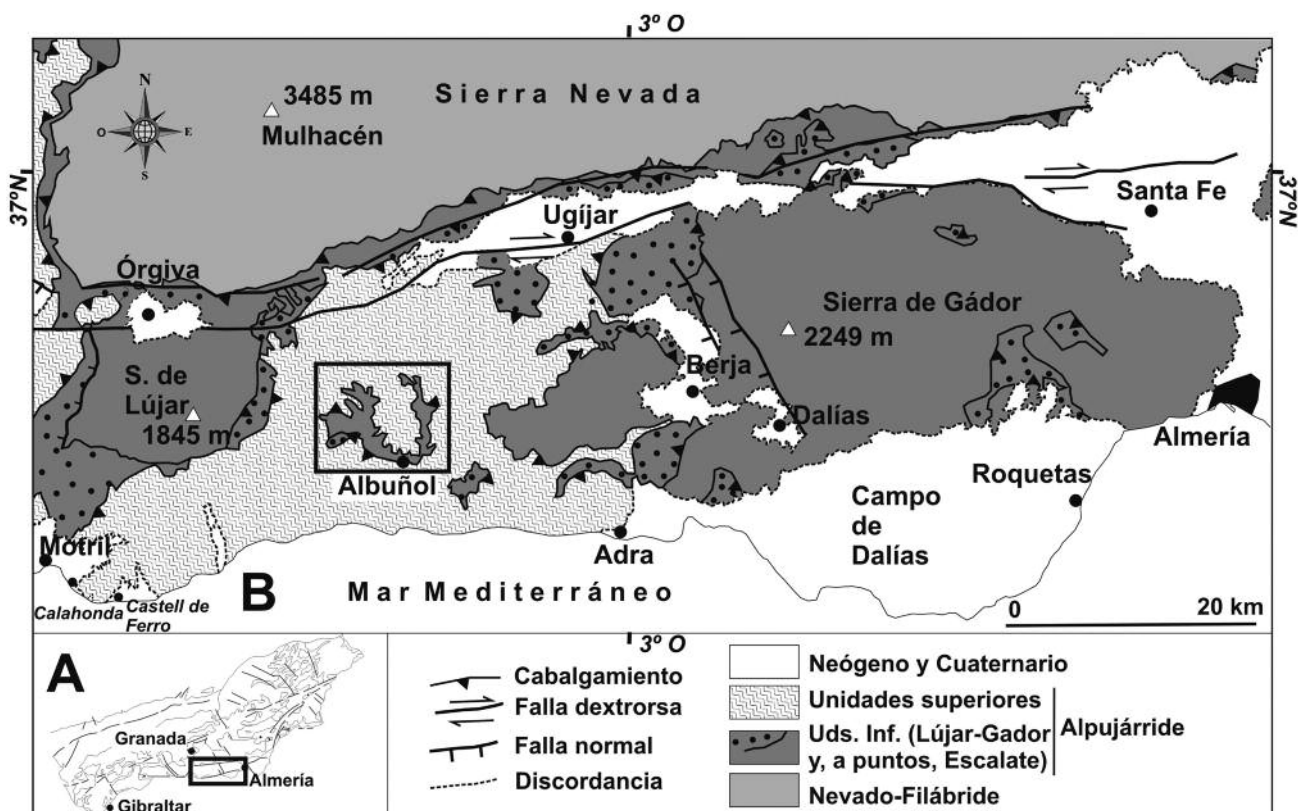


Fig. 1.- Situación geológica regional. En A se señala con un rectángulo la posición de B en la Cordillera Bética. B corresponde al sector en el que se sitúa el área estudiada (Fig. 2), señalada también por un recuadro.

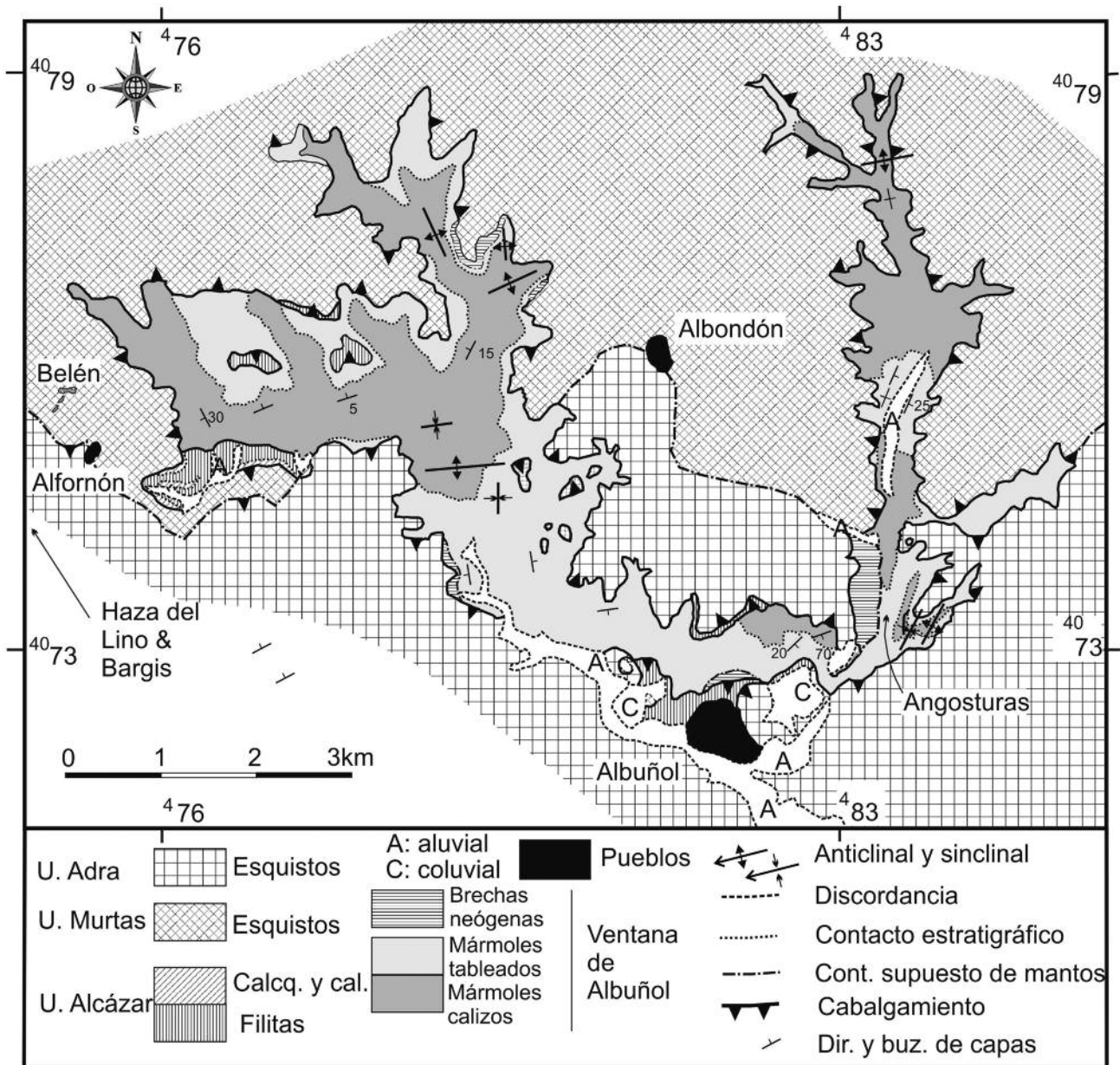


Fig. 2.- Mapa geológico general de la ventana de Albuñol.

que en sus rasgos muy generales. Los cuatro mapas en los que se sitúa la ventana (Aldaya, 1981; Aldaya *et al.*, 1979b y 1983 a y b) muestran la existencia de carbonatos, sin presentar ninguna diferenciación entre ellos y sin indicar su estructura, salvo la posición de algunos pliegues. Su estudio se limita a señalar sus límites, aunque hay alguna descripción puntual de estructuras menores y de rasgos sedimentarios.

El objetivo de este artículo, además de describir la serie estratigráfica caracterizando sus rasgos sedimentarios principales y la existencia de brechas intraformacionales y tectónicas, es el estudio de la estructura de la ventana tectónica, tanto dentro de la ventana como en el contacto con las unidades cabalgantes e incluso en estas, aunque en puntos próximos a la ventana. Todo ello permite entrar en la discusión de la cinemática y dinámica de los cabalgamientos y, por tanto, arroja luz sobre la evolución geológica de la Zona Interna Bética.

Antecedentes

La existencia de la ventana de Albuñol ya fue indicada por Westerveld (1929) quien señaló que pertenecía a la unidad de Lújar y sus materiales eran triásicos. También fue comentada por Fallot (1948) quien además citó a otros autores (Brouwer y Van Bemmelen) como conocedores de la ventana, pero lo hizo en una referencia que no hemos podido localizar, si es que es correcta. Por las fechas en que los anteriores autores publicaron, posiblemente la existencia de la ventana fuera conocida hacia 1924.

Posteriormente, la estructura de la región ha sido estudiada fundamentalmente por Aldaya en sucesivos trabajos. Este autor fue quien estableció la división en unidades de la región. Así, en diversos años (Aldaya, 1969 a y b, 1970a y c y 1981; Aldaya y García-Dueñas, 1976; Aldaya *et al.*, 1979a y b, 1981, 1983a y b) describe la tectónica del Alpujarride. A la unidad que aflora en la ventana le llama tam-

bién unidad de Lújar y encima sitúa a la de Alcázar, a su vez cabalgada por la de Murtas, la cual lo es por la de Adra. Estos autores piensan que las unidades se emplazaron hacia el norte, o al menos con neta componente norte.

Más adelante, diversos autores han dado gran importancia a un proceso extensional de las unidades de la Zona Interna (Balanyá y García-Dueñas, 1986; Azañón *et al.*, 1993 y 1994; García-Dueñas, 1992; Crespo Blanc *et al.*, 1993 a y b; Crespo Blanc, 1995), indicando que los contactos actuales de las unidades tienen carácter extensional (solo se citan aquí algunos de los artículos primeros que dieron esta interpretación y sobre todo los que tienen relación con la zona de estudio).

Por otra parte, se han descrito fenómenos de inestabilidad tectónica durante el Triás medio y superior en la cuenca original del Alpujárride, dando lugar a pliegues gravitatorios, *slumps*, fallas normales y brechas sinsedimentarias. Así, Aldaya (1967) señala la existencia de brechas calizas intraformacionales triásicas en la ventana de Albuñol. Más adelante, Aldaya (1970 b) indica la existencia de esas brechas en la serie triásica de la Sierra de Lújar. Fenómenos de este tipo también han sido descritos en la Sierra de Gádor, al este de Albuñol, por Jacquin (1970) y más recientemente por García Tortosa (2002) y Martín-Rojas *et al.* (2009) quienes sitúan las brechas intraformacionales en el Ladinense-Carniense. Conviene señalar que no todas las brechas han sido consideradas intraformacionales. En concreto, las de Albuñol en el barranco llamado de Las Angosturas, a las que se refiere Aldaya (1967), fueron consideradas claramente posteriores a la sedimentación por Gonzalo y Tarín (1881).

Estratigrafía

Se describe en primer lugar la estratigrafía de la unidad que forma la ventana de Albuñol. A continuación de forma muy breve la de las unidades cabalgantes.

La unidad de Lújar-Gádor en la ventana de Albuñol

Los materiales que forman la serie estratigráfica se encuentran metamorfizados en un grado bajo, de manera que las facies sedimentarias se conservan bien en muchos casos. Esto permite describirlos usando términos de rocas sedimentarias.

La serie estratigráfica más completa es la que se puede levantar a lo largo del barranco de Los Valencianos que permite la observación y caracterización de la práctica totalidad de los tramos que afloran. Además se han levantado otras dos secciones parciales en la carretera Los Gálvez-Albuñol y en el barranco de las Angosturas que muestran algunos rasgos diferenciales de la evolución de las facies hacia el este, tal como se muestra en la Fig. 3.

Barranco los Valencianos. La serie se ha levantado en dos secciones diferentes distantes entre sí en algo más de 1 km, y ello debido al enorme encajamiento del relieve calcáreo, especialmente en su parte inferior, que da gargantas muy estrechas a lo largo de varios kilómetros.

La parte inferior, casi inaccesible por lo abrupto del terreno, comprende una sucesión carbonatada de aproximadamente 175 m de espesor en la que se repiten las siguientes facies: a) calizas con sílex en bandas, b) calizas micríticas con abundante bioturbación, generalmente horizontal (Fig. 4 A), c) calizas laminadas posiblemente por algas (Fig. 4 B), d) calizas micríticas algo recrystalizadas en gruesos bancos, e) algunos niveles ferruginizados de forma irregular. Estas facies se organizan en secuencias estratocrecientes que se repiten en la vertical sin que necesariamente se mantenga el orden indicado. A esta parte inferior de los materiales que afloran corresponde el término inferior de la figura 2, ahí denominados genéricamente como mármoles calizos.

El resto de la columna se ha levantado por el cauce del Barranco de los Valencianos, en las proximidades de la cantera Castillo hasta la carretera que va a Albuñol (Fig. 3).

Se distinguen los siguientes tramos:

- 1) 10-15 m. Calizas gris-ocre dolo-ferruginosas. Aspecto masivo aunque a veces hay niveles tableados (corresponden al techo de la parte inferior de la columna estratigráfica).
- 2) 50 m. Calizas grises tableadas en secuencias estratocrecientes, con óxidos de hierro generalmente en pátinas, en algún caso en nódulos.
- 3) 2 m. Margas y calcoesquistos gris-amarillentos.
- 4) 15 m. Calizas tableadas con niveles margosos y de calcoesquistos
- 5) Sobre una superficie irregular, 2 m de brechas calcáreas intraformacionales con cantos bastante angulosos. Sobre ellas 10-12 m de calizas grises masivas. Encima aparecen más brechas que lateralmente conectan con un paleocanal en el que hay bloques de hasta 1 m³.
- 6) Nueva superficie irregular sobre la que se depositan en forma de relleno 10-15 m de calcoesquistos amarillentos.
- 7) 30 m de calizas tableadas grises con niveles margosos amarillentos. Secuencias estratocrecientes.
- 8) 18 m de calcoesquistos. La parte inferior (10 m) de color gris y el resto amarillento.
- 9) 30 m. Alternancia de calizas grises y calcoesquistos grises y amarillentos.
- 10) 50 m. Brechas en la base y gran *slump* con vergencia S. Este tramo ya está en la carretera que va a Albuñol inmediatamente después de pasar el puente sobre el barranco.
- 11) Otra superficie irregular igualmente rellenada por 15 m de margas y calcoesquistos grises.
- 12) 50 m. Alternancia de calizas micríticas grises y calcoesquistos amarillentos. Niveles rojizos y ferruginosos.
- 13) 2 m. Brechas calcáreas.
- 14) 40 m. Calcoesquistos amarillentos con intercalaciones finas de aspecto filitoso y algún nivel calizo.
- 15) 10 m. Alternancia de calizas grises y calcoesquistos.
- 16) 10 m. Brechas calcáreas. Base irregular.
- 17) 40 m. Alternancia de calcoesquistos grises y amarillentos. Intercalaciones de filitas grises y violetas.
- 18) 25 m. Brecha calcárea (2-3 m). En ella los calcoesquistos están fracturados en distinto grado y desorganizados.

- 19) 10 m. Son calcoesquistos amarillentos con intercalaciones de niveles lenticulares de brechas. Algún nivel de color rojo. En la base hay brecha calcárea.
- 20) En la base calizas grises (2 m) y encima calcoesquistos amarillentos (7 m).
- La potencia total de los materiales aflorantes a lo

largo del barranco de Los Valencianos es próxima a los 600 m.

Carretera los Gálvez-Albuñol. En el corte de la carretera entre los puntos kilométricos 21,7 y 22,2 se observa la siguiente sucesión:

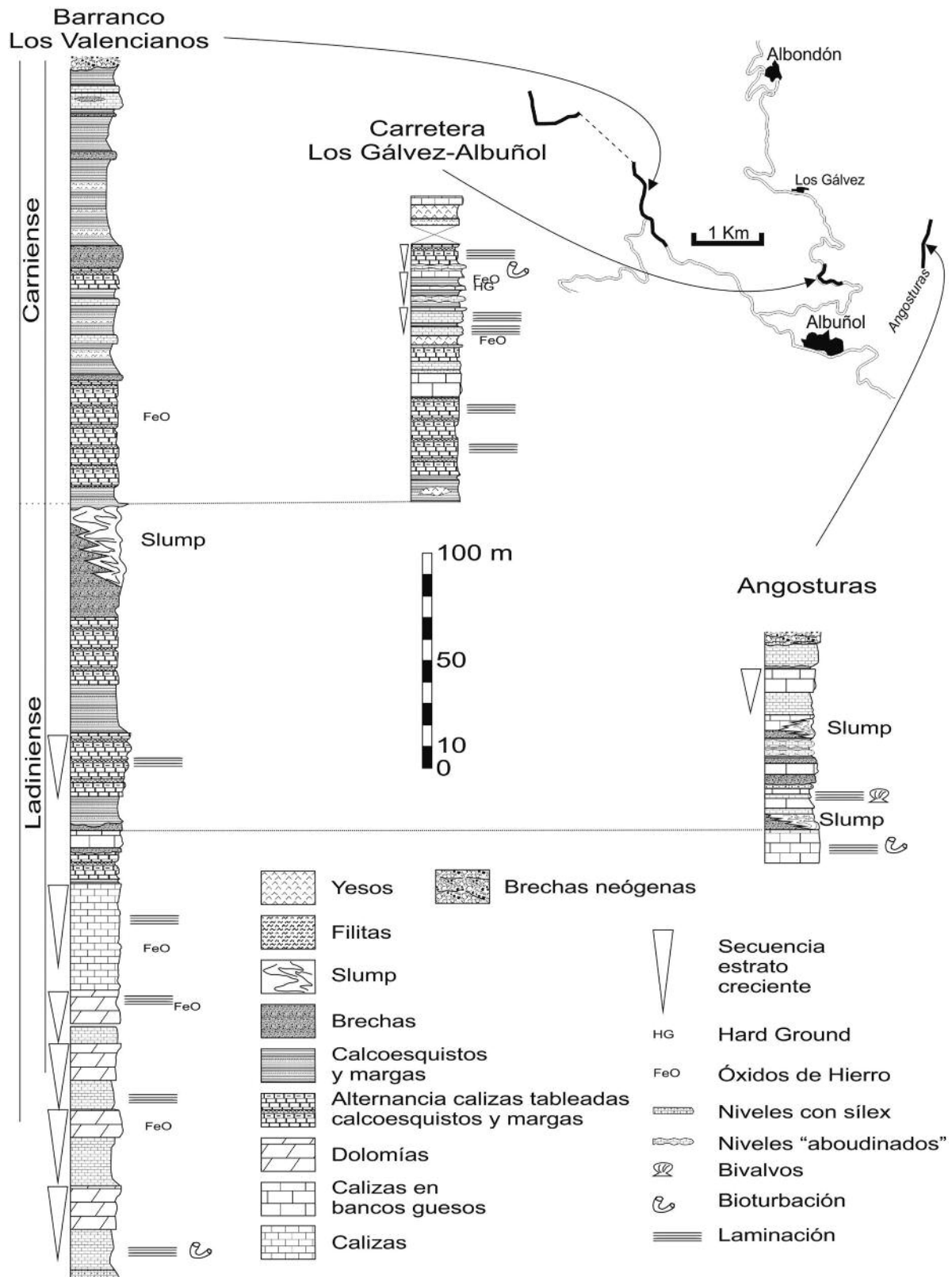


Fig. 3.- Columnas estratigráficas de la ventana de Albuñol. Su localización puede también verse en la Fig. 6.

- 1) 12 m. Calcoesquistos amarillentos con intercalaciones lenticulares de yeso.
- 2) 35 m. Calizas tableadas gris-amarillentas que alternan con calcoesquistos. Niveles de calizas margosas laminadas y con bioturbación horizontal.
- 3) 15 m. Calizas grises en bancos gruesos con niveles rojizos finamente laminados.
- 4) 0,3 m. Caliza margosa laminada.
- 5) 4 m. Calizas grises laminadas y bioturbadas.
- 6) 6 m. Alternancia calizas grises laminadas y calcoesquistos rojizos y amarillentos.
- 7) 4 m. Yesos y óxidos de hierro.
- 8) 10 m. Calizas grises tableadas con un nivel de 0,5 m de calcoesquistos que terminan en un banco de 1 m de espesor de caliza gris masiva con vetas de calcita. Secuencia estratocreciente.
- 9) 16 m. Alternancia de calcoesquistos, calizas grises laminadas y bioturbadas, con niveles que se organizan en tres secuencias estratocrecientes, a cuyo techo ocasionalmente se presentan superficies ferruginosas del tipo *hardground*. La citada alternancia de niveles de distinta competencia facilita que se formen *boudines*.
- 10) 10 m. Alternancia calizas tableadas grises y calcoesquistos rojos y amarillentos.
- 11) Tramo cubierto.
- 12) 2 m de filitas grises azuladas, seguidas de 5 m de yesos brechificados que terminan en un banco de caliza gris.

Todos estos materiales (Fig. 3) corresponden a la parte superior de la serie y tienen un espesor aproximado de 110-120 m.

Angosturas. El corte comienza casi a techo del tramo inferior (Fig. 3) accesible solo desde la rambla de este nombre. Está formado por:

- 1) 20 m. Calizas grises bioturbadas con facies franciscanas.
- 2) 6 m. Nivel de *slump* que lateralmente conecta con brechas intraformacionales y termina con un nivel de calizas tableadas rojas-amarillentas.
- 3) 15 m. Calizas grises recristalizadas con vetas de calcita. Algunos niveles tableados con bivalvos y bandas con sílex hacia el techo.
- 4) 6 m de brechas calcáreas sobre una superficie irregular.
- 5) 5 m. Calizas grises.
- 6) 2 m. Brechas calcáreas.
- 7) 10 m. Calizas grises tableadas con bancos de calcoesquistos intercalados. Esta disposición facilita la formación de *boudines*.
- 8) 10 m. Tramo calizo muy fracturado que lateralmente pasa a brechas calcáreas y un pequeño *slump*.
- 9) 20 m. En la base calizas tableadas que hacia arriba pasan a bancos gruesos. Secuencia estratocreciente.
- 10) 1 m. Calcoesquistos.
- 11) 10 m. Calizas grises.

La potencia total de este corte de Las Angosturas es del orden de 105 m.

En el área de Albuñol no hemos realizado la determinación de los fósiles encontrados en los materiales de la

unidad de Lújar-Gádor, pequeños bivalvos generalmente, pero términos equivalentes se han datado como Ladiniense-Carniense (García Tortosa, 2002; Martín-Rojas *et al.*, 2012) (Fig. 3).

Sobre esa secuencia en Las Angosturas (Fig. 2) existe una superficie irregular sobre la que se observan brechas tectónicas descritas más adelante.

Las unidades cabalgantes

En la parte sur y oeste de la ventana de Albuñol (Fig. 2) se conserva la unidad de Alcázar (Aldaya, 1981) o de Escalate (Estévez *et al.*, 1985). Está formada en la base por filitas gris-azuladas, localmente verdosas, y cuarcitas, generalmente de tonos claros. Sobre ellas existen muy localmente algunos niveles de calcoesquistos y solo en las proximidades de Alforón hay mármoles a techo de la unidad. En el punto donde se conserva mayor espesor de la unidad, este no supera los 50-60 m. Las filitas se atribuyen regionalmente al Anisiense-Ladiniense y los carbonatos al Ladiniense (Martín-Rojas *et al.*, 2012).

Sobre esta unidad, o generalmente sobre la de Lújar-Gádor, se sitúan uno o dos mantos superiores formados por esquistos oscuros y cuarcitas del manto de Murtas o bien del de Adra (encima). En su parte norte, Aldaya (1981) y Aldaya *et al.* (1983a) los atribuye a la unidad de Murtas y en la sur a la de Adra. En ambos casos la edad supuesta de estos esquistos es paleozoica.

Tectónica

El contacto entre la unidad de Lújar-Gádor de la ventana de Albuñol y las unidades cabalgantes es muy neto en general. Son dos o tres unidades (según se consideren diferentes o no dos de ellas) las que se superponen a la de Lújar-Gádor.

La Fig. 2 muestra las unidades tectónicas presentes en el área estudiada. La unidad de Alcázar o Escalate solo se conserva en algunos puntos sobre la unidad de Lújar-Gádor y está bajo la de Murtas o la de Adra.

A escala regional posiblemente sea correcta la distinción entre las unidades de Murtas y Adra, pero en el área estudiada tiene un problema importante que se expone a continuación sin pretender resolverlo pues hacerlo requeriría salirse ampliamente del objetivo del presente trabajo. Aldaya *et al.* (1979a y b, 1981, 1983 a y b) diferencia la unidad de Adra de la de Murtas, la primera cabalgando a la segunda. Sin embargo, en el área estudiada, el límite entre ambas unidades es imposible situarlo con seguridad sobre el terreno (al menos eso nos ha parecido, incluso llevando los mapas citados). Aparentemente se pasa de una unidad a otra sin poder hacer una neta distinción.

Esta dificultad para diferenciar ambas unidades se incrementa por el hecho de que directamente en el techo de la ventana de Albuñol (así en las proximidades de la localidad de Albondón y de acuerdo con esos mapas) se sitúan las dos teóricas unidades de Murtas y Adra. Se pasa de una a otra en un punto dado sin que se adelgace ninguna de las unidades, es por tanto un paso abrupto. Lo esperable es que

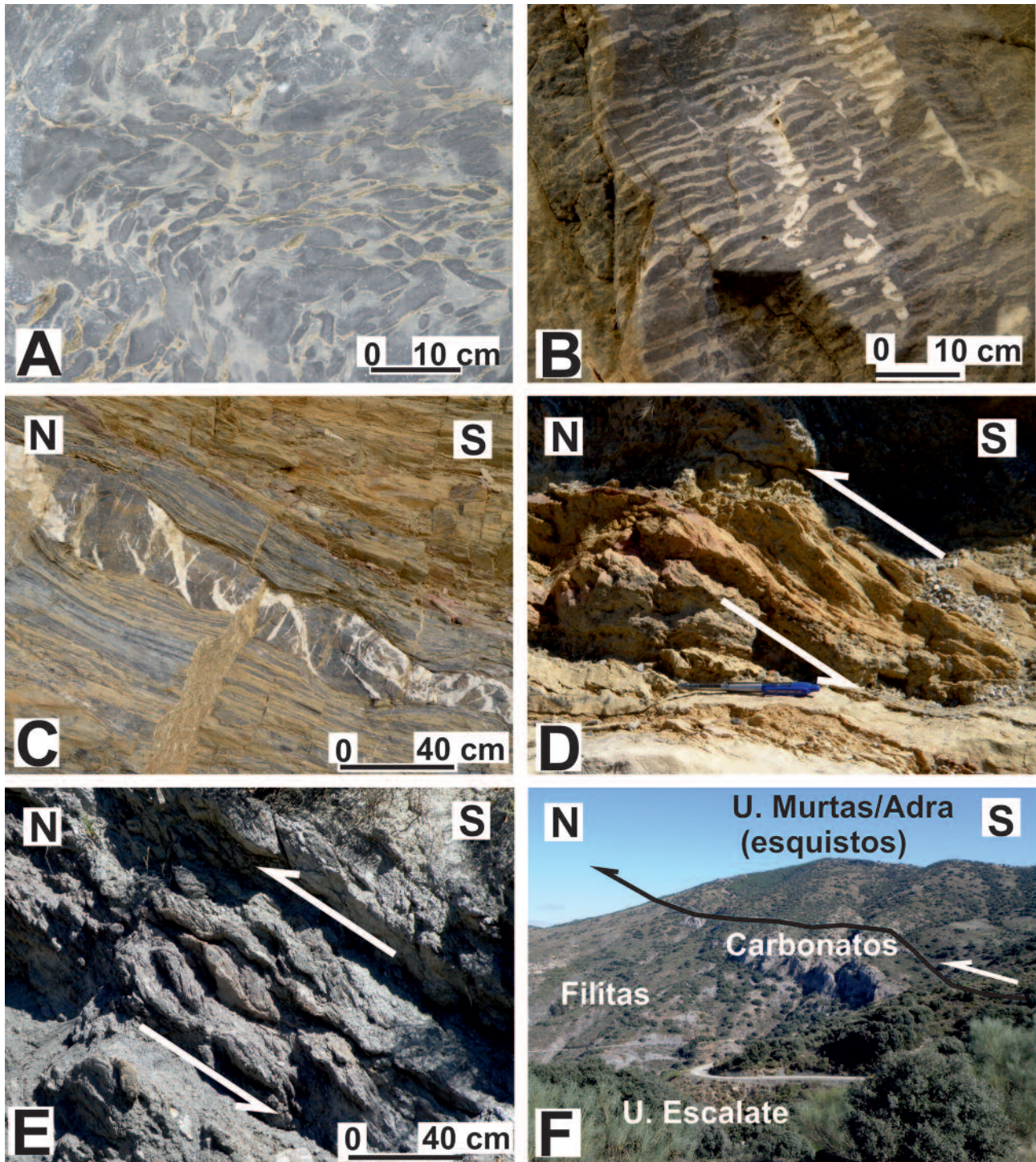


Fig. 4.- A: estructuras de *burrows* en calizas de los tramos inferiores. B: facies “franciscana”. C: boudines y diaclasas en calcosquistos y calizas. D: estructuras pseudo S/C en brechas tectónicas del techo de la ventana tectónica. E: estructuras pseudo S/C en esquistos cabalgantes cercanos al techo de la ventana tectónica. F: panorámica del cabalgamiento de la unidad de Murtas/Adra sobre la de Escalate. Los carbonatos de esta unidad han sido cortados totalmente en muchos puntos.

la unidad de Murtas se fuera adelgazando y encima apareciera la de Adra, no que una sustituya a otra directamente sobre la unidad de Lújar-Gádor, mientras que ambas tienen espesores de cientos de metros, la de Murtas al N y la de Adra al S. Tal como se puede deducir de esos mapas es como si ambas unidades en esos puntos del contacto entre ellas sobre la unidad de Lújar-Gádor estuvieran chocando una contra otra, pero sin que se cabalgaran entre sí. Esto

indica, en nuestra opinión, que ahí la diferenciación no es correcta, es más bien artificial.

Como se ha indicado, la resolución de este tema no se aborda en el presente trabajo pero sí se expone lo que parece suceder en el área estudiada: la unidad de Adra constituiría la base de la serie estratigráfica de la unidad de Murtas, la cual más al norte tiene a techo términos triásicos, incluidos mármoles, tal como piensan Martín-Rojas *et al.* (2007).

La existencia de ese problema no obsta sin embargo para el estudio de la ventana en sí. Por eso, en la Fig. 2, se conserva la previamente citada diferenciación de las unidades de Murtas y Adra, aunque se han indicado las objeciones existentes.

Estructura de la ventana de Albuñol

En general se trata de una estructura sencilla (Figs. 2 y 5), casi monoclinical, que se hunde progresivamente hacia el sur. En su conjunto dibuja un anticlinal muy suave cuyo eje sería aproximadamente E-O, algo más irregular en su parte oriental donde hay pliegues similares pero de menor envergadura.

Pliegues de esa misma dirección (N60-70 a E-O) existen en otros puntos. Hay una gradación de tamaños desde menores a un metro al que determina la estructura interna general de la ventana. En los de pequeño tamaño, de centímetros a decenas de metros, la vergencia al N está bien marcada. Sin embargo, existen pliegues intraformacionales, incluso decamétricos, ligados a *slumps* de parecida orientación y no siempre son fáciles de distinguir de los formados por causas tectónicas, si bien suelen tener vergencias predominantes hacia el sur.

Pliegues hectométricos con direcciones de eje N20-35E y netas vergencias al O, en algunos puntos invertidos y con *close-jointing* de plano axial asociada se encuentran al NE de Albuñol, directamente al E de Las Angosturas, en el sector donde se sitúa la antigua mina Fabiola. Los planos axiales buzan 30-35° al E y los ejes buzan ligeramente al S. Estos pliegues se observan en el techo de los carbonatos inferiores y en los tramos superiores. Pliegues de menor envergadura de igual dirección y otros de dirección aproximada N-S (desde N160E a N-S y N20E) aparecen en numerosos puntos de la ventana, casi siempre con una neta o muy neta vergencia al O.

Estructuras menores

Pliegues Chevron: sin que sean abundantes, se observan dispuestos en *kink bands* en algunos puntos del tramo superior, preferentemente en calcosquitos finamente laminados. Su orientación varía entre N60°E y casi E-O, generalmente paralelos a los pliegues próximos, y al igual que estos tienen una clara vergencia al N.

Boudines: están presentes en casi todos los puntos de la ventana y se desarrollan preferentemente en los tramos altos, allí donde hay alternancias de niveles calizos con otros margocalizos o incluso margosos. La dirección de sus ejes de constricción es prácticamente paralela a la de los pliegues N60-70 a E-O, lo cual garantiza su relación genética con estos. Tan solo al NE de Albuñol se han encontrado *boudines* con ejes de dirección N20-35, paralelos a los ejes de los pliegues allí presentes.

Generalmente los *boudines* no muestran ningún tipo de vergencia, pero en algunos puntos sí. En esos casos cada uno de los cuerpos de los *boudines* ha tendido a desplazarse en la dirección de la vergencia (Fig. 4 C).

Diaclasas: las diaclasas son omnipresentes en todos los

materiales, aunque se desarrollan mejor en las capas calizas más gruesas. Generalmente están rellenas de calcita, salvo las más modernas que son posteriores al proceso de formación de las estructuras aquí contemplado.

Existen diaclasas de todos los tipos: de tensión, de cizalla e híbridas. Hay juegos que son claramente relacionables con los pliegues o con otras estructuras, pero generalmente el número de juegos es grande y se pierden las referencias con respecto a lo que las ha podido formar. Hay también juegos de diaclasas ligados a los *boudines* (Fig. 4 C), al igual que los hay a los *boudines* “vergentes”. Se disponen paralelos a los ejes de constricción de los *boudines* y los nuevos juegos cortan a los primeros. Hay además diaclasas intrafoliales, generalmente muy deformadas, dibujando pliegues apretados, con flancos a veces estirados. Son las formadas en primer lugar.

Puntos de cristalización de calcita: en algunos puntos, así en Las Angosturas al NE de Albuñol (y en general donde se ve bien la parte alta del tramo calizo inferior) hay a modo de nódulos donde ha recrystalizado calcita. Su tamaño oscila desde milímetros a casi una decena de centímetros, sin que haya ninguna orientación aparente ni se pueda pensar que corresponda a una diaclasa.

Brechas tectónicas y rasgos del techo de la ventana de Albuñol

En el contacto de cabalgamiento entre unidades, techo de la ventana de Albuñol, existen en numerosos puntos brechas tectónicas (Fig. 2). Su espesor varía mucho, desde unos pocos centímetros a varias decenas de metros. También varía su textura y litología de manera que cuando a techo de la unidad de Lújar-Gádor se conservan calcosquitos y mármoles en capas finas entonces suele haber una brecha muy fina, cuando son mármoles entonces los cantos son más gruesos, aunque generalmente se encuentren cementados. En no pocos casos se engloban también esquitos de las unidades cabalgantes y en algunos puntos se han observado estructuras pseudo S/C en las que participan materiales de la unidad cabalgada y de la cabalgante.

Cerca de Albuñol, en el borde occidental de Las Angosturas, y a techo de la secuencia triásica, hay un sector relleno por brechas con decenas de metros de espesor en algunos puntos, mientras que en otros disminuye mucho. Su base es irregular. Están formadas fundamentalmente por restos brechoides de mármoles y calcosquitos pero también hay cantos, en mucha menor proporción -hay que buscarlos con cierto detenimiento-, de muy diverso tamaño de cuarzos de segregación, de filitas y de esquitos (esto implica que son muy posteriores, incluso posteriores al metamorfismo que afecta a las unidades). No se trata por tanto de las brechas sinsedimentarias existentes en las secuencias estratigráficas triásicas, pero tampoco son iguales a las brechas tectónicas descritas en el párrafo anterior.

En estas brechas de las Angosturas hay niveles que pueden interpretarse como sedimentarios, pero a la vez queda la duda de si es algo ligado a la tectónica, como podría ser el avance de la unidad cabalgante. Es este un tema aquí no resuelto y que recuerda a las *rauhwackes* de Egeler y Leine

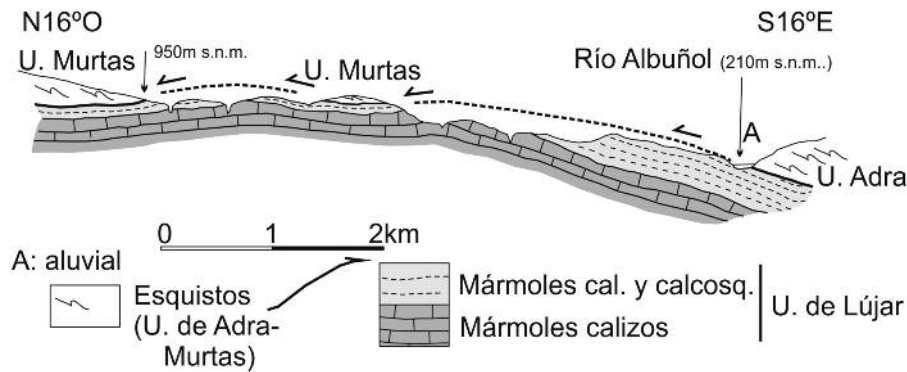


Fig. 5.- Corte geológico general de la ventana tectónica de Albuñol.

(1962) y Leine (1962) presentes en el Alpujarride, al N de la Sierra de Filabres en el sector de Serón. También recuerdan mucho a las brechas cataclásticas descritas por Suades y Crespo (2010) en el Maláguide, a las que atribuyen un origen tectónico facilitado por fracturación hidráulica.

En el resto de las brechas tectónicas, en el contacto de las unidades cabalgantes con la de Lújar-Gádor, o cerca de ese contacto, se han desarrollado estructuras que dan clara información sobre la dirección y sentido de emplazamiento de las unidades (Fig. 6). Así, al E de Albuñol, en el borde oriental de Las Angosturas, en el techo de la unidad de Lújar-Gádor existen unos niveles formados por brechas tectónicas cementadas en las que se observan estrías y acanaladuras largas y bien desarrolladas. En algunos puntos hay rasgos que muestran que la unidad cabalgante se desplazaba con clara componente hacia el N, desarrollando a la vez estructuras de tipo pseudo S/C (Fig. 4 D). Estas estructuras también se observan encima de la citada brecha, en los esquistos cabalgantes (Fig. 4 E) y sus sentidos de desplazamiento son similares.

Esto mismo se puede indicar en otros puntos señalados en la Fig. 6. Algunos de ellos están dentro de la unidad de Lújar-Gádor, pero cerca de su techo, y en otros casos se encuentran en los esquistos (o en las filitas del manto de Escalate, así al E de Alfofón), también cerca del techo de la ventana.

Mientras que los rasgos observados de compresión son abundantes y homogéneos, no sucede así con las estructuras de extensión que generalmente corresponden a fallitas de bajo ángulo. Estas aparecen como rasgos netamente subordinados y dan direcciones de movimiento diversas. Lo mismo se ha observado (no se ha hecho un estudio realmente estadístico) en la unidad Murtas/Adra, donde hay estructuras de aplastamiento que pueden interpretarse como de extensión, pero las direcciones obtenidas son dispersas en su conjunto.

Bloques englobados en las unidades cabalgantes

En los mapas geológicos de Albuñol y Lanjarón (Aldaya *et al.*, 1979b y Aldaya, 1981) entre Alfofón y el sector de la Haza del Lino, varios kilómetros al O de Alfofón, se cartografían diversos bloques de calizas o mármoles a

los que atribuyen una edad paleozoica. Se trata de bloques que tienen varias decenas de metros de espesor, incluso más de cien metros en algún caso, y que acaban lateralmente de forma brusca. Además de estos bloques señalados en cartografías previas, existen otros de muy diversos tamaños situados a pocos metros sobre el techo de la ventana, dentro de los esquistos. Estos últimos se pueden interpretar directamente como restos arrancados de la unidad de Lújar-Gádor o bien de la unidad de Escalate.

La observación de estos bloques muestra que tienen las mismas secuencias que los tramos de la unidad de Lújar-Gádor, nódulos de sílex y estructuras sedimentarias diversas incluidas. Además, en algunos de ellos (así en el que hay en las proximidades del cortijo Belén, en la carretera de Alfofón a la Haza del Lino, Fig. 2) se observan filitas bajo los carbonatos, con los calcosquitos intermedios incluidos. Esto es ya de por sí concluyente: no se trata de carbonatos paleozoicos sino restos de la unidad de Lújar-Gádor o bien de la de Escalate que han sido englobados en el avance de las unidades de Murtas/Adra. Además, cuando se observa con cierto detenimiento la foliación de los carbonatos o la esquistosidad de las filitas se observa que en diversos casos no coincide en absoluto con la de los esquistos de la unidad que los englobó. Muchos están pseudo- paralelos a la esquistosidad de los esquistos, lo que es comprensible pues es la tendencia general que facilita el englobar los bloques, pero otros están oblicuos, en algún caso prácticamente perpendiculares.

En relación a lo anterior, se muestra en la Fig. 4 F cómo la unidad de Escalate, en las proximidades de la localidad de Bargís (al O del Haza del Lino) tiene su serie carbonatada cizallada en gran medida por la unidad cabalgante de Murtas/Adra. No solo se cortan los carbonatos sino también parte de las filitas. Ese proceso ha sido muy corriente y por tanto no es extraño que los materiales cortados queden englobados en parte en las unidades cabalgantes.

Discusión e interpretaciones

Interpretación sedimentaria

Los sedimentos carbonatados se depositaron en una plataforma somera con episodios de baja tasa de sedimenta-

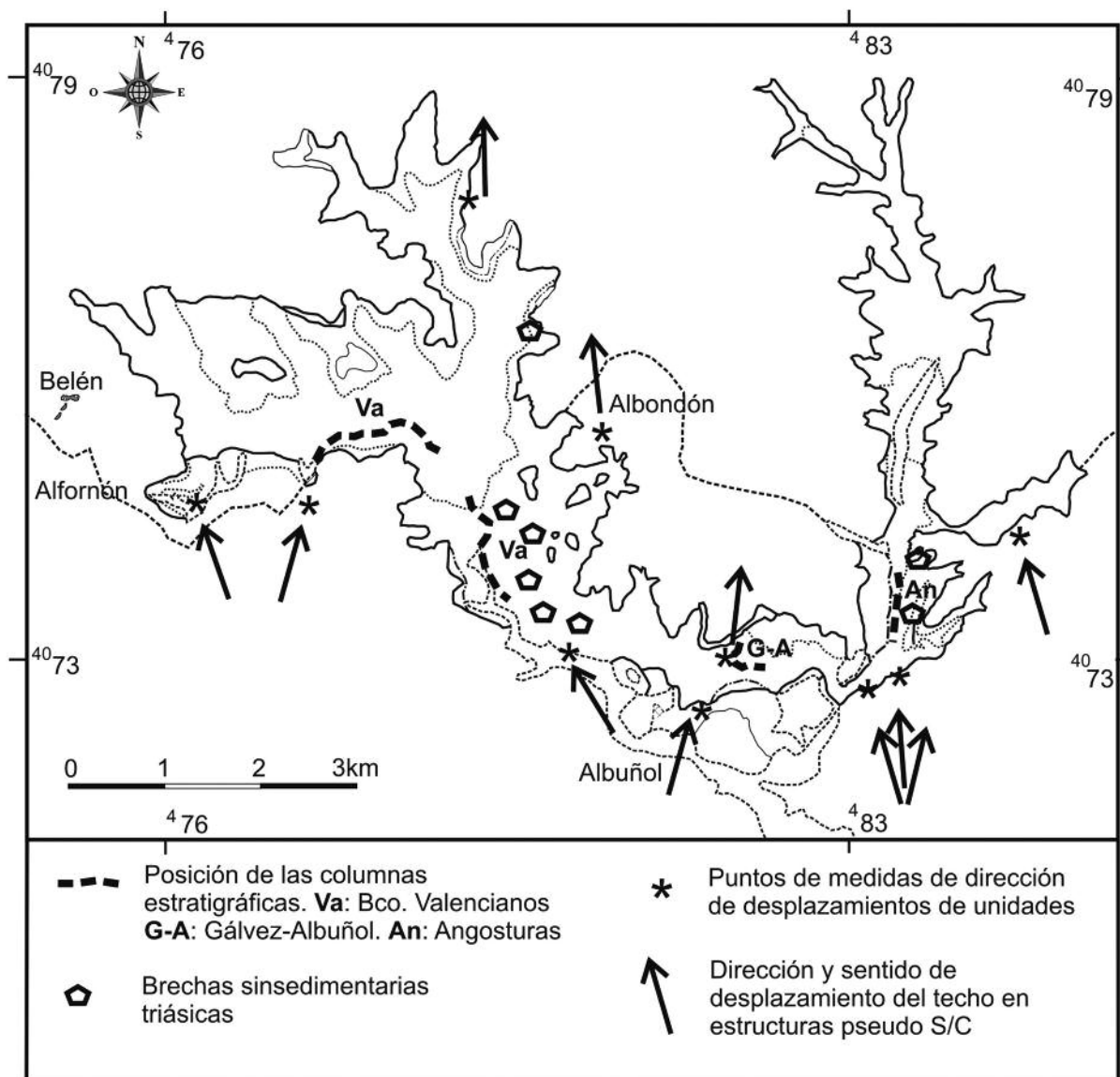


Fig. 6.- Localización de las brechas sinsedimentarias triásicas y de los puntos donde existen medidas de sentidos de movimiento y las direcciones obtenidas.

ción de acuerdo con la abundante bioturbación casi siempre en posición horizontal. Además, las distintas facies descritas se organizan en secuencias estratocrecientes y somerizantes por la presencia ocasional de superficies de óxidos de hierro asimilables a *hardground*.

Hay que destacar la presencia de abundantes niveles de brechas, esencialmente calcáreas, en general de cantos angulosos, que frecuentemente se instalan sobre superficies irregulares erosivas y que aparecen dentro de la sucesión carbonatada. Son brechas sinsedimentarias, claramente diferenciadas de las del borde occidental de Las Angosturas que son poligénicas, discordantes, y por tanto posteriores, posiblemente de edad neógena. Episodios de inestabilidad tectónica en la plataforma, tipo rampa, serían los responsables de la acumulación de diferentes tramos de brechas calcáreas las cuales a veces evolucionan lateralmente a niveles *slumpizados* y más o menos rotos. Datos e interpretaciones similares refieren Martín-Rojas *et al.* (2010) en Sierra de Gádor. Igual sucede en Sierra de Lújar (Aldaya, 1967; Estévez *et al.*, 1985) y más al E (García Tortosa, 2002).

Posiblemente esta inestabilidad tectónica esté en relación con el comienzo del proceso de extensión que tuvo lugar en la región, parte occidental del Tethys, ya desde el Triás y que se prolongó largamente, hasta parte del Cretácico.

La secuencia sedimentaria expuesta en la ventana de Albuñol no es completa en tanto que los niveles más bajos, que se observan en las sierras de Lújar y de Gádor no son visibles. Tampoco se conservan los términos más altos, en este caso debido a cepillamiento tectónico. Las potencias de los tramos visibles son comparables con las de las existentes en las sierras de Lújar y Gádor. Esto hace que la unidad de este nombre tenga una continuidad lateral observable del orden de casi 100 km en la dirección E-O, que sin duda originalmente fue mayor.

Interpretación tectónica

Posiblemente el rasgo tectónico más llamativo es la existencia de abundantes estructuras en el techo de la ven-

tana de Albuñol que indican la dirección y el sentido de desplazamiento (siempre próximo al N) de las unidades cabalgantes con respecto al autóctono relativo que es la unidad de Lújar-Gádor. No sabemos si estas unidades han rotado posteriormente a su desplazamiento y por tanto no podemos valorar cuánto se apartaría el desplazamiento original de esa dirección hacia el N. Aun así, es aceptable esa dirección como la propia de la superposición de las unidades en el sector estudiado. En su conjunto este desplazamiento hacia el N está de acuerdo con las conclusiones de Cuevas (1989 y 1991) para el desplazamiento de unidades Alpujarrides al S de Sierra Nevada.

Un hecho sorprendente es que apenas si se han visto rasgos extensionales ligados a la superficie del techo de la ventana tectónica. Solo algunos pocos (si se compara con los que muestran cabalgamiento hacia el N) y que muestran direcciones diversas. Igual dispersión de direcciones se observa en los esquistos de la unidad superior (Murtas/Adra). Estos rasgos de extensión han sido profusamente citados por Balanyá y García Dueñas (1986), García Dueñas *et al.* (1992), Azañón *et al.* (1993), Crespo-Blanc *et al.* (1993 a y b) y Crespo-Blanc (1995), entre otros muchos trabajos. La interpretación que se hace en muchos de esos artículos es que los contactos de mantos actuales en la Zona Interna Bética prácticamente no conservan rasgos de su empilamiento, mientras que los de extensión son plenamente dominantes. Por eso parece sorprendente que en la ventana de Albuñol los rasgos visibles son prácticamente todos de compresión, correspondientes a la etapa de superposición tectónica de las unidades.

Con lo anterior no se niega la existencia de la extensión a la escala de la Cordillera Bética. De hecho hay muchos rasgos que permiten deducir una extensión posterior al empilamiento de los mantos, debida al levantamiento progresivo de la Zona Interna y ayudado en no pocos casos por fallas normales de bajo y alto ángulo, una extensión que desde el Mioceno superior tiene una dirección general aproximadamente ENE-OSO, perpendicular a la compresión NNO-SSE. Lo que se indica es que en el área estudiada se conservan plenamente los rasgos del empilamiento tectónico inicial.

La estructura interna de la ventana de Albuñol es simple. Es más parecida a los rasgos generales de la sierra de Gádor (Jacquin, 1970) que a la de la sierra de Lújar donde los pliegues, incluso invertidos, son abundantes (Estévez *et al.*, 1985), aunque localmente la sierra de Gádor también tiene sectores de estructura complicada.

Los pliegues de dirección aproximada N70°E a E-O fueron los que se formaron primero y a ellos se les superpusieron los N20-35°E. Esto se puede deducir, no siempre fácilmente, de la interferencia que se observa entre esos dos sistemas de pliegues en algunos puntos. Esto concuerda con la interpretación de Sanz de Galdeano (2009) para el sector de Calahonda-Castell de Ferro situado a unas decenas de kilómetros del sector de Albuñol donde también existen esos sistemas de pliegues. A esto se suma el hecho de que en el sector del NE de Albuñol, la superficie de la ventana tectónica se encuentra alabeada allí donde se encuentran los mayores pliegues N20-35°E, lo que puede interpretarse

como debido a una deformación posterior de dicha superficie.

Los *boudines* se han formado sobre todo en los términos altos de la serie, allí donde hay alternancias de niveles calizos y otros de calcoesquistos. En ellos se combina una cierta plasticidad y a la vez condiciones frágiles pues suelen estar acompañados de juegos de diaclasas dispuestos perpendiculares a los estratos y paralelos a los cuellos o ejes de los *boudines*. En diversos puntos se ha observado además que tras formarse los *boudines*, estos han sido algo rotados y desplazados en el sentido de la vergencia de los pliegues, lo que muestra la continuidad de los esfuerzos que les dieron lugar.

También se produjeron nuevos juegos de diaclasas ligados a los *boudines* (y en infinidad de otros sitios), de manera que los primeros juegos aparecen rotados y desplazados en muchos casos. Esto también muestra el comportamiento parcialmente frágil que presentaban estos materiales, pero a la vez una cierta ductilidad con gran facilidad de movilización de la calcita, siempre rellenando las diaclasas, con la única excepción de las más modernas, netamente posteriores a la formación de las estructuras propias de la ventana.

Estos rasgos de estructuras menores apuntan a unas condiciones frágiles de deformación, pero en las que parte de los materiales se acercan a una cierta ductilidad. Esto es más patente en las diaclasas que se han formado dentro de capas y que se encuentran totalmente deformadas, lo que implica una gran ductilidad en su interior. Intentar deducir algo de las complicadas estructuras es algo que parece imposible, como no sea esa ductilidad que evidencian. Tampoco es fácil analizar otros juegos de diaclasas pues se han formado en respuesta al esfuerzo en cada momento y lugar, de manera que conforme la estructura evolucionaba se formaban otros nuevos juegos. Por eso, en muchos puntos se superponen varios de ellos. En general, las condiciones de P y T existentes facilitaban grandemente la movilización de la calcita, de manera que hay puntos donde ha cristalizado sin encontrarse rellenando ninguna diaclasa.

Las estructuras extensionales observadas sobre todo en los esquistos cabalgantes corresponden a deformaciones más recientes, ligadas como se ha dicho al levantamiento de la Cordillera, y no suelen tener recrystalizaciones de calcita.

Edades de las deformaciones

En el área estudiada no hay hitos para atribuir las deformaciones a una edad precisa, de manera que la propuesta de edades se hace en función de datos regionales. El metamorfismo de los materiales mesozoicos de la unidad de Lújar-Gádor es obviamente alpino. La superposición de las unidades debió ocurrir durante el Oligoceno, formándose entonces los pliegues N70E a E-O. Poco después, posiblemente desde el final del Oligoceno y en parte del Mioceno inferior, fue cuando la Zona Interna comenzó a ser expulsada hacia el O (Andrieux *et al.*, 1971; Durand Delga y Fontboté, 1980, Wildi, 1983) y en ese proceso es cuando se pudieron producir los pliegues N20-35E.

Posteriormente se ha producido el levantamiento regional de las Béticas, tanto más acusado cuanto más próximo se encuentre el punto que sea de Sierra Nevada. Este proceso se acompañó, al menos desde el Mioceno superior, de una compresión NNO-SSE y una tensión ENE-OSO que aun se siguen produciendo. Las diaclasas últimas citadas, netamente frágiles y generalmente sin relleno de calcita corresponden a esta última fase.

Conclusiones

Las secuencias estratigráficas de la unidad de Lújar-Gádor presente en la ventana tectónica de Albuñol, del Ladinense-Carniense, corresponden a depósitos de plataforma somera, los cuales sufrieron episodios de inestabilidad tectónica a consecuencia de los cuales se formaron brechas intraformacionales y *slumps*. Estas secuencias son correlacionables con las de las sierras de Lújar y Gádor y debieron formarse durante el inicio del *rifting* que afectó a la parte occidental del Tethys.

Las unidades cabalgantes sobre la de Lújar-Gádor en la ventana de Albuñol muestran un neto sentido de desplazamiento que actualmente apunta hacia el N, según se deduce en diversos puntos, tanto en las brechas tectónicas del techo de la ventana tectónica como en el interior de ellas. Por su parte, los rasgos extensionales posteriores ligados al levantamiento regional de la Cordillera son menos netos, lo que sorprende dada la abundante literatura que los describe como dominantes en la región.

La estructura interna de la ventana de Albuñol es simple, formada esencialmente por un suave pliegue de dirección próxima a la E-O. Los pliegues de dirección aproximada N70°E a E-O fueron los que se formaron primero y a ellos se les superpusieron los N20-35°E. Son abundantes las estructuras menores, muchas de ellas ligadas a los pliegues. Así, los *boudines* se encuentran en muchos flancos de pliegues, sobre todo en los de dirección N70°E a E-O. Algunos de estos *boudines* han sido algo rotados y desplazados en el sentido de la vergencia de los pliegues. Existen además infinidad de juegos de diaclasas formadas con gran facilidad según los esfuerzos cambiaban, en unas condiciones de deformación frágil, pero a la vez con una cierta ductilidad; las diaclasas generalmente están rellenas de calcita.

El cabalgamiento de las unidades ha cortado en muchos puntos buena parte de las unidades cabalgadas, englobando algunos de sus elementos, tal como indica la presencia de grandes bloques de carbonatos y filitas dispersos cerca de la base de la unidad cabalgante de Murtas/Adra.

Agradecimientos

Este artículo se ha realizado gracias a los proyectos Topo-Iberia Consolider-Ingenio (CSD2006-00041), CGL2012-31872, P09-RNM-5388, CGL2010-21048 y los grupos de investigación RNM-370 y RNM 376 de la Junta de Andalucía. Agradecemos la cuidadosa revisión realizada por los Profesores García Tortosa y Martín-Rojas que ha mejorado la presentación del artículo.

Referencias

- Aldaya, F. (1967): Nuevas observaciones en las calizas triásicas de la ventana tectónica de Albuñol (Zona Bética, Prov. de Granada). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 101/2: 101-106.
- Aldaya, F. (1969a): Sobre el sentido de los corrimientos de los Mantos Alpujarrides al Sur de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada). *Boletín Geológico y Minero de España*, LXXXIII: 212-217.
- Aldaya, F. (1969b): Los mantos alpujarrides al S de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada). *Acta Geológica Hispanica*, IV, n° 5: 126-130.
- Aldaya, F. (1970a): Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los mantos alpujarrides del S de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada). *Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada*, 1: 35-37.
- Aldaya, F. (1970b): Pliegues triásicos en la Sierra de Lújar, zona Bética, provincia de Granada (Nota preliminar). *Boletín Geológico y Minero de España*, LXXXI-VI: 593-600.
- Aldaya, F. (1970c): La sucesión de etapas tectónicas en el dominio alpujarride. *Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada*, 1: 159-181.
- Aldaya, F. (1981): *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, hoja 1056 (Albuñol)*, Instituto Geológico y Minero de España. Memoria de 39 p.
- Aldaya, F., Baena, J. y Ewert, K. (1983 a): *Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000, hoja 1057 (Adra)*. Instituto Geológico y Minero de España. Memoria de 60 p.
- Aldaya, F., Baena, J. y Ewert, T. K. (1983b): *Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000, hoja 1043 (Berja)*. Instituto Geológico y Minero de España. Memoria de 60 p.
- Aldaya, F. y García-Dueñas, V. (1976): Les nappes alpujarrides au Sud et au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Cordillères bétiques, Andalousie). *Bulletin de la Société Géologique de France*. 7, XVIII, 3: 635-639.
- Aldaya, F., García-Dueñas, V. y Navarro Vila, F. (1979a): Los Mantos Alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujarrides. *Acta Geológica Hispanica. Homenatge a Lluís Solé i Sabarís*, 14: 154-166.
- Aldaya, F., Martínez García, E., Díaz de Federico, A., Puga, E., García-Dueñas, V. y Navarro-Vila, F. (1979b): *Mapa Geológico de España, a escala 1: 50.000, hoja 1042 (Lanjarón)*. Instituto Geológico y Minero de España. Memoria de 65 p.
- Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971): Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 12: 191-198.
- Azañón, J.M., Crespo-Blanc, A., García-Dueñas, V. y Orozco, M. (1993): Middle Miocene extensional faulting events and Alpujarride units in the Central Betics. *Geogaceta*, 14: 119-122.
- Azañón, J.M., García-Dueñas, V., Martínez Martínez, J.M. y Crespo-Blanc, A. (1994): Alpujarride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 318: 667-674.
- Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1986): Grandes fallas de contracción y de extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar. *Geogaceta*, 1: 19-21.
- Crespo-Blanc, A., García-Dueñas, V. y Orozco, M. (1993a): Systèmes en extension dans la Chaîne Bétique Centrale: que restait-il de la structure en nappes du complexe Alpujarride?

- Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 317: 971-977.
- Crespo-Blanc, A., Orozco, M. y García-Dueñas, V. (1993b): Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic Chain. Late folding of normal fault systems. *Tectonics*, 13 (1): 78-88.
- Crespo-Blanc, A. (1995): Interference pattern of Miocene extensional systems in the Alpujarride Complex (N of Sierra Nevada, Betic Cordillera). *Geogaceta*, 17: 140-142.
- Cuevas, J. (1989): Microtectónica y metamorfismo de los mantos alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas (entre Motril y Adra). Parte III: La estructura interna del Manto de Adra. Las traslaciones hacia el norte. Discusión y conclusiones. *Boletín Geológico y Minero de España*, 100 (6): 935-970.
- Cuevas, J. (1991): Internal structure of the Adra Nappe (Alpujarride Complex, Betics, Spain). *Tectonophysics*, 200: 199-212.
- Durand-Delga, M. y Fontboté, J.M. (1980): Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. 26 Congrès. Géol. Intern., Paris. Les Chaînes alpines issues de la Téthys. *Mémoires du Bulletin de Recherches Géologiques et Minières*, 115: 67-85.
- Egeler, C.G. y Leine, L. (1962): Preliminary note on the origin of the so-called "Konglomeratische Mergel" and associated "rauwackes" in the region of Menas de Seron, Sierra de los Filabres (S-E Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 41 (7): 305-314.
- Estévez A., Delgado F., Sanz de Galdeano C. y Martín Algarra A. (1985): Los Alpujarrides al Sur de Sierra Nevada. Una revisión de su estructura. *Mediterránea*, 4: 5-32.
- Fallot, P. (1948): Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geológicos*, 8: 83-172.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez Martínez, J.M. (1992): Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin (Betics) and their implications. *Geo-Marine Letters*, 12, 2/3: 88-95.
- García-Tortosa, F.J. (2002): Los complejos tectónicos Alpujarride y Maláguide en el sector oriental de la Zona Interna Bética. Estratigrafía, relaciones tectónicas y evolución paleogeográfica durante el Triásico. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 415 p.
- Gonzalo y Tarín J. (1881): Descripción geológica de la prov. de Granada. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, VIII, 131p.
- Jacquín, J.P. (1970): Contribution à l'étude géologique et minière de la Sierra de Gador (Almería, Espagne). Tesis Doctoral, Univ. Nantes, 501 p.
- Leine L. (1962): On the so-called "Konglomeratische Mergel" in the Sierra de los Filabres (SE Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 41: 135 p.
- Martín-Rojas, I., Estévez-Rubio, A. y Delgado, F. (2007): Unidades tectónicas y estructura general de la Sierra de Gádor y zonas adyacentes (Cordillera Bética, provincia de Almería): implicaciones paleogeográficas. *Estudios Geológicos*, 63: 27-42.
- Martín-Rojas, I., Osma, R., Delgado, F., Estévez, A., Iannace, A., Perrone, V. y Zamparelli, V. (2010): Role of sea-level change and syn-sedimentary extensional tectonics on Ladinian-Carnian Alpujarride carbonates (Alpujarride Complex, Betic Internal Zone, SE Spain). *Geogaceta*, 48: 63-66.
- Martín-Rojas, I., Somma, R., Delgado, F., Estévez, A., Iannace, A. y Zamparelli V. (2009): Triassic continental rifting of Pangaea: direct evidence from the Alpujarride carbonates, Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 166: 447-458.
- Martín-Rojas, I., Somma, R., Delgado, F., Estévez, A., Iannace, A. y Zamparelli, V. (2012): The Triassic platform of the Gador-Turon unit (Alpujarride Complex, Betic Cordillera, S Spain): climate vs. tectonic factors in controlling platform architecture. *Facies*, 58 (2): 297-323.
- Sanz de Galdeano, C. (2009): Estructura de los mármoles alpujarrides situados entre Calahonda y Castell de Ferro (Cordillera Bética, provincia de Granada). *Estudios Geológicos*, 65 (2): 133-146.
- Suades, E. y Crespo-Blanc, A. (2010): Hydraulic brecciation on top of the Alboran Domain and its relationship with Lower Miocene deposits (Western Betics). *Geogaceta*, 48: 71-74.
- Vera J.A. (editor) (2004): *Geología de España*. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 890 p.
- Westerveld, J. (1929): De bouw der Alpujarras en het tektonische verband der oostelijke betische ketens. Tesis. Proefschrift Delft, 120 p.
- Wildi, W. (1983): La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 24: 201-297.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 16-10-2013

RECIBIDA LA REVISIÓN EL 20-01-2014

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 24-01-2014

