

Controles de la fracturación en Tablate (Lecrín, Provincia de Granada, Cadena Bética)

Fracture controls in Tablate (Lecrín, Granada, Betic Chain, Spain)

C. Sanz de Galdeano¹

RESUMEN

La formación de las fracturas del área de Tablate (situada en el tránsito de la cuenca de Granada al corredor de las Alpujarras) fue controlada por el levantamiento de Sierra Nevada ocurrido a partir del Mioceno superior. En consecuencia, la dirección de extensión se acerca a la que se produjo al sur de Sierra Nevada y las características de los elipsoides de paleoesfuerzos son congruentes con el levantamiento. Por otra parte, existen dos controles locales en el desarrollo de las fracturas menores: hay una neta influencia de la litología, particularmente en el paso de niveles formados por sedimentos detríticos finos a otros gruesos y, además, cambios locales del esfuerzo producen un diferente grado de fracturación.

Palabras clave: Falla normal, diaclasas, control litológico, paleoesfuerzo, Cadena Bética.

ABSTRACT

The formation of the fractures of the Tablate area (situated in the transition between the Granada basin and the Alpujarran corridor) was controlled by the progressive and important uplift of Sierra Nevada, occurred from the late Miocene. Consequently, the direction of the extension is close to that occurred at the South of Sierra Nevada and the characteristics of the paleostress ellipsoid are congruent with this uplift. On the other hand, two local controls have been observed in the development of the minor fractures: there is a clear lithologic influence, particularly in the contact between levels of silts and other formed by coarser sediments. Moreover, local changes of the stress produced a different grade of the fracturation.

Key words: Normal faults, joints, lithologic control, palaeostress, Betic Chain.

Introducción

El valle de Lecrín se sitúa al SSE de Granada en la transición de la cuenca de Granada al corredor de las Alpujarras (fig. 1). En su borde oriental existen multitud de fallas normales de las que algunas tienen longitudes kilométricas pero la gran mayoría son más pequeñas y se ven muy bien en los taludes de las numerosas carreteras que allí existen, algunas recientes. Este sector, en parte ya descrito por Sanz de Galdeano *et al.*, (1984) y Sanz de Galdeano & López-Garrido (2001), es un laboratorio natural de fallas normales.

Se han escogido tres pequeños sectores bastante próximos para caracterizar estas fallas. El sector A (fig. 2A) se encuentra en la carretera antigua a la

costa, en el cruce del barranco de Tablate (existen allí tres puentes muy próximos), el segundo se sitúa en un tramo abandonado de otra carretera antigua que iba a Pinos del Valle (fig. 2B) y el tercero y más importante está en el talud de la autovía de Granada a la costa en dirección a Motril, muy cerca a uno de los nuevos puentes que cruza el barranco de Tablate (fig. 2C); este talud es relativamente reciente. En ellos se pueden ver los rasgos principales de la fracturación y se puede deducir aproximadamente el tiempo en el que se produjo.

Caracterizar la fracturación, es decir, insertarla regionalmente y a la vez mostrar la influencia de la litología y de pequeñas variaciones locales del esfuerzo en su desarrollo, constituye el objetivo del presente artículo.

¹ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-Univ. Granada). Facultad de Ciencias. 18071. Granada (España).
Email: csanz@ugr.es

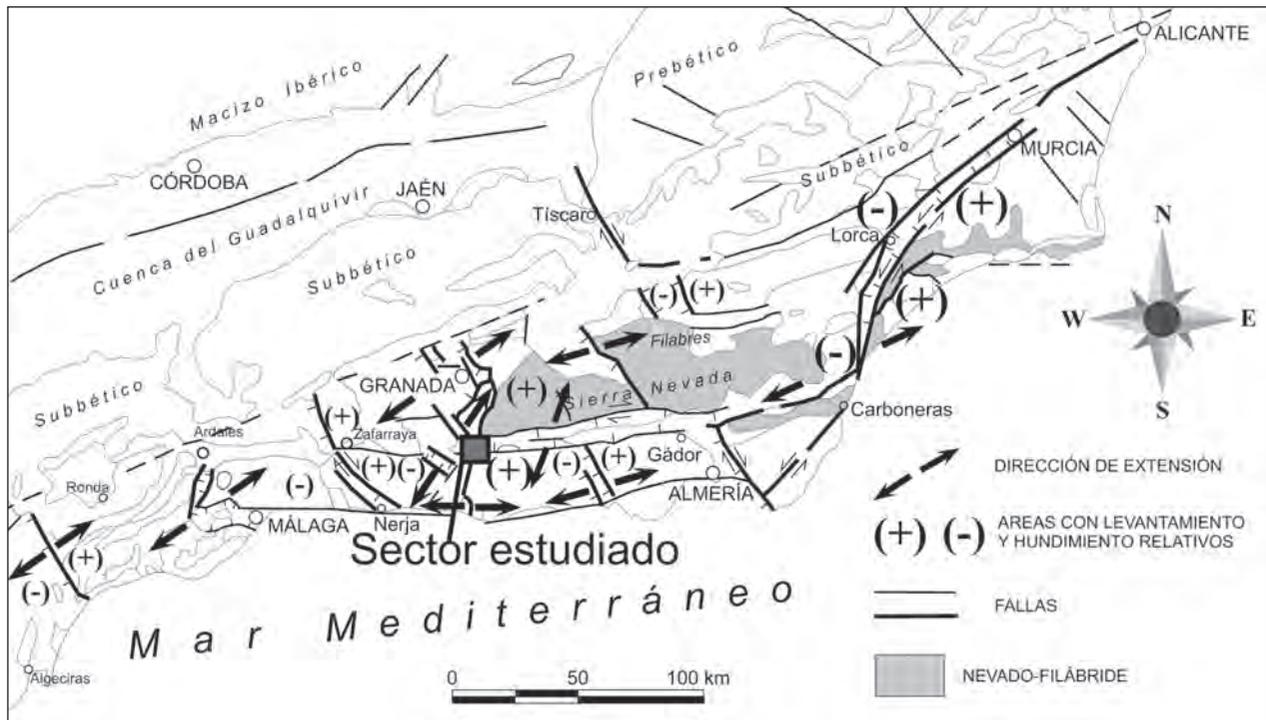


Fig. 1.—Situación regional del sector estudiado. Las flechas divergentes muestran la dirección de la extensión predominante en cada sector y se resalta la posición de Sierra Nevada, formada en buena medida por el complejo Nevado-Filábride. Se indica la situación de la figura 2.

Situación geológica

Los bordes del valle de Lecrín están formados por unidades del complejo Alpujarride, si bien al NE, a poca distancia, afloran materiales del Nevado-Filábride (fig. 2) (ambos complejos son metamórficos y pertenecen a la Zona Interna Bética). Sobre dichas unidades se han depositado sedimentos del Mioceno medio (Serravaliense) y superior, además de otros del Plioceno y Cuaternario. El Serravaliense está formado por conglomerados, arenas y arcillas rojas sobre los que afloran localmente margas amarillentas.

Discordantes sobre el Serravaliense o sobre el Alpujarride se depositaron calcarenitas del Tortoniense, de facies marinas someras dispuestas generalmente en capas del orden del decímetro, aunque pueden ser más finas o, por el contrario, pueden superar incluso medio metro de espesor. Presentan en no pocos casos estratificación cruzada. Su potencia es muy variable, alcanzando hasta unos 100 m en el área de Tablate. Sobre las calcarenitas se depositaron alternancias de limos, arenas y conglomerados cuya edad es Tortoniense-Messiniense,

dispuestos en estratos de espesor bastante variable, centimétrico, decimétrico o mayor. Tienen tonos claros amarillentos y su potencia puede superar los 100 m en algunos puntos, mucho más en el centro de la cuenca de Granada, si bien en el área de Tablate el espesor conservado es menor.

El depósito de las calcarenitas coincidió con la importante transgresión que la Cordillera Bética sufrió durante el Tortoniense (Rodríguez-Fernández & Sanz de Galdeano, 2006), pasando después a formarse los limos, arenas y conglomerados. La transgresión terminó a finales de ese mismo período o ya a inicios del Messiniense, a causa de la elevación rápida y progresiva de la cordillera, en particular de Sierra Nevada (los depósitos pasaron de ser marinos a lacustres, además de los subaéreos que se formaban en los bordes). Hasta entonces no había relieves verdaderamente importantes en la región. Este hecho dio lugar a inestabilidad, lo que se muestra sobre todo en los limos y arenas del Mioceno superior que intercalan niveles muy importantes de conglomerados, con paleocanales y algunos rasgos de inestabilidad, como la existencia de deslizamientos (fig. 3A). En esta figura se observa un desliza-

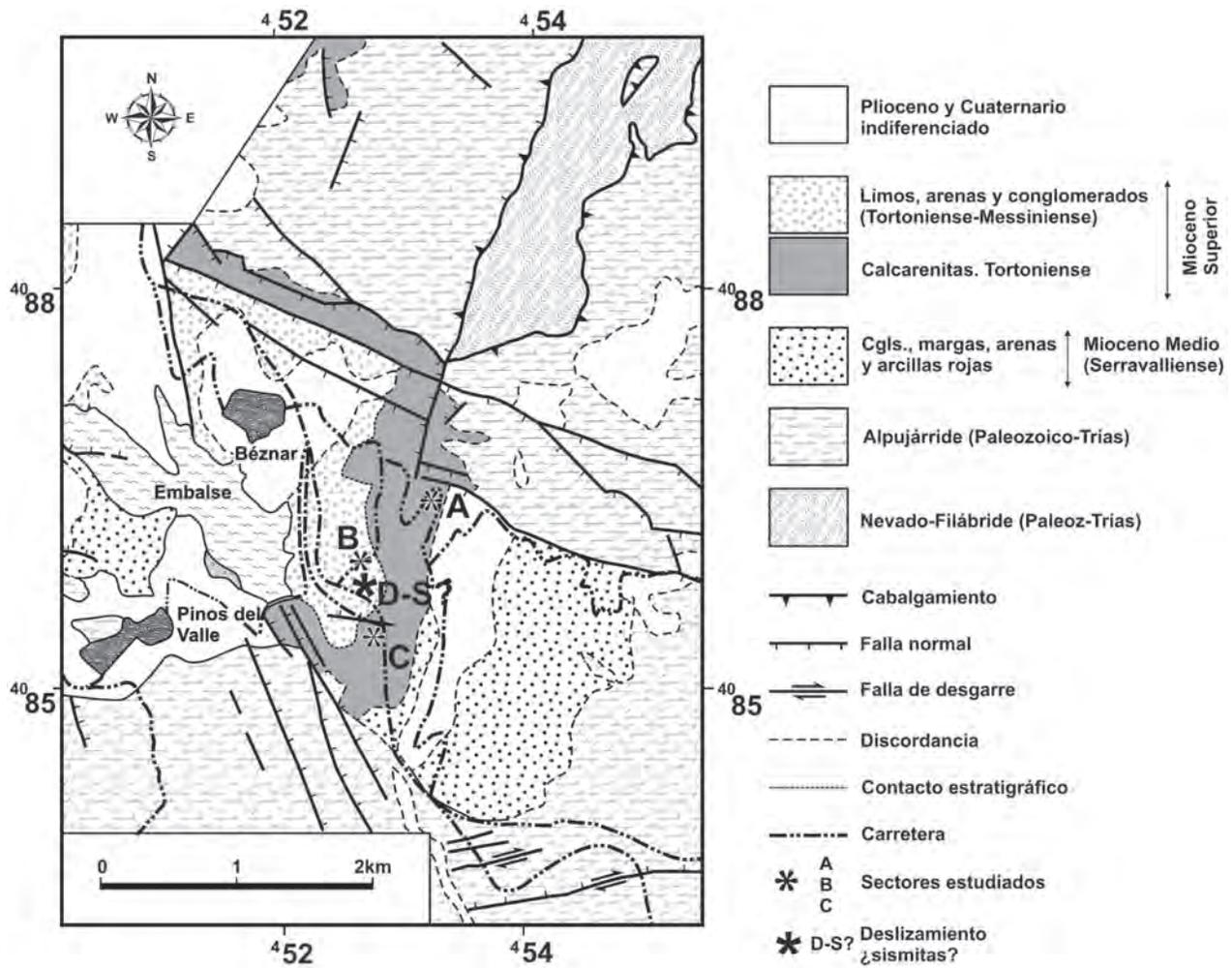


Fig. 2.—Esquema geológico simplificado del área en que se sitúan los sectores estudiados, señalados con asteriscos y las letras A, B y C. El deslizamiento, posibles sismitas, corresponden a otro asterisco y las letras D-S?

miento muy superficial, erosionado de inmediato en parte, con tres pequeños paleocanales rellenos de material algo más grueso. Posteriormente está fallado. No aparenta ser un efecto producido por un temporal (era un medio bien marino o bien continental, hacia esa época del Mioceno superior se produjo el tránsito, muy cercano al límite de costa) y podría haberse formado por un terremoto que afectara a la región, tal como Alfaro *et al.* (2006) han descrito en la cuenca de Granada.

Estudio de las fallas

Se han medido fallas de tamaño hectométrico a métrico, que en su conjunto tienen la misma orienta-

ción que las fallas mayores que existen en el área estudiada y que afectan tanto a los materiales del basamento como a los del Mioceno. La mayor parte de las proyectadas en la figura 4 son de tamaño métrico a decamétrico y han sido siempre medidas en materiales del Mioceno superior, Tortoniense y Messiniense.

Sector del barranco-puentes de Tablate (fig. 2A)

En este sector afloran calcarenitas, cortadas por fallas normales de dirección media N120 (fig. 3B) que suelen mostrar estrías en buzamiento. Sólo en un caso se observó una falla con fuerte componente dextrorso. El estudio del paleoesfuerzo, realizado a partir de 23 medidas se hizo con el método de Galin-

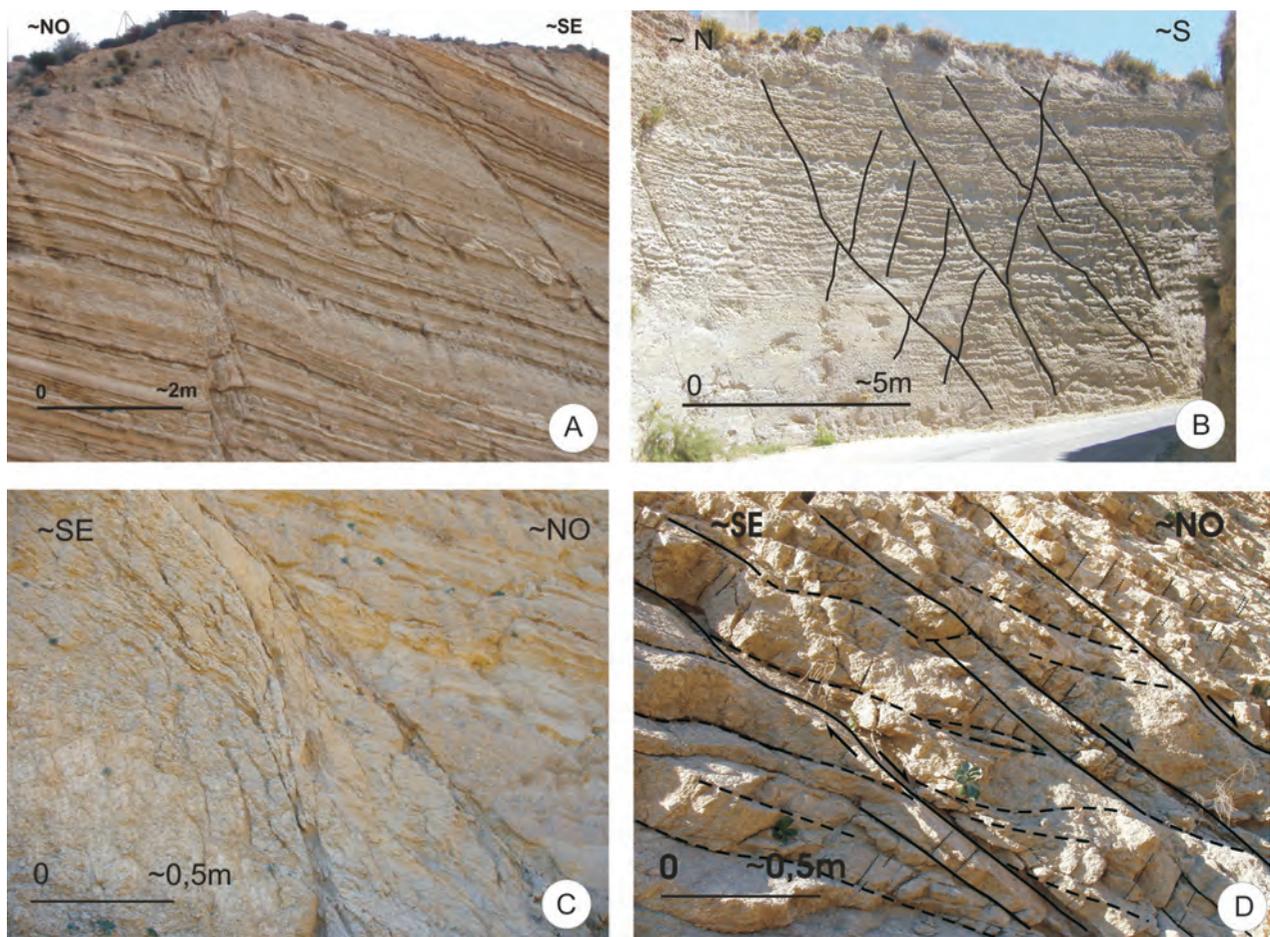


Fig. 3.—A) Deslizamientos, ¿posibles sismitas? observables en el talud de la autovía. Corresponden a las letras D-S? de la figura 2. El espesor de la capa con deslizamientos es de algo menos de metro y medio. B) Fallas en el puente de Tablate, lado sur; se marcan varias de ellas tan sólo a modo de orientación, pero en la realidad son mucho más abundantes. C) Foto de detalle de la formación de un haz de fallas («splay») en la falla principal situada al norte en el sector C indicado en la figura 2. La foto se localiza también en la figura 6. D) Detalle de la fracturación en las calcarenitas del sector C. Algunas de las fracturas están señaladas. En líneas continuas se indican las fallas más largas; a trazos se marcan fallas oblicuas a las anteriores, con superficies algo alabeadas. Además, pueden observarse numerosas diaclasas no marcadas. La estratificación se encuentra casi horizontal, pero es difícil de ver debido al gran número de fracturas. La foto se localiza en la figura 6.

do-Zaldívar & González-Lodeiro (1988) y da un elipsoide de esfuerzo con σ_1 casi vertical (fig. 4A), mientras que σ_3 tiene dirección N192 y es prácticamente horizontal, estando σ_2 en la dirección N282, también casi horizontal. La relación axial es de 0,05, es decir, se trata de un elipsoide netamente prolato y define una neta situación de extensión.

Sector de la antigua carretera a Pinos del Valle (fig. 2B)

Se han medido también 23 fallas, pero en este caso en limos, arenas y conglomerados del Tortoniense-

Messiniense y su dirección media es de N75-80 (fig. 4B). Las calcarenitas se encuentran próximas, pero la calidad de su afloramiento es en este caso peor. El elipsoide de esfuerzo obtenido muestra que σ_1 es casi vertical, σ_3 es casi horizontal en la dirección N332 y σ_2 es también casi horizontal en la dirección N62. Dentro de estas fallas hay dos con fuerte componente sinistrorso que en corte dan apariencia de inversas, pero la dirección y sentido de las estrías aclaran su verdadero carácter. La relación axial es 0,01, es decir, se trata de un neto elipsoide prolato. En esencia, este sector se parece mucho al anterior aunque las fallas tienen otra dirección, más próxima a la del corredor de las Alpujarras que prácticamente es E-O.

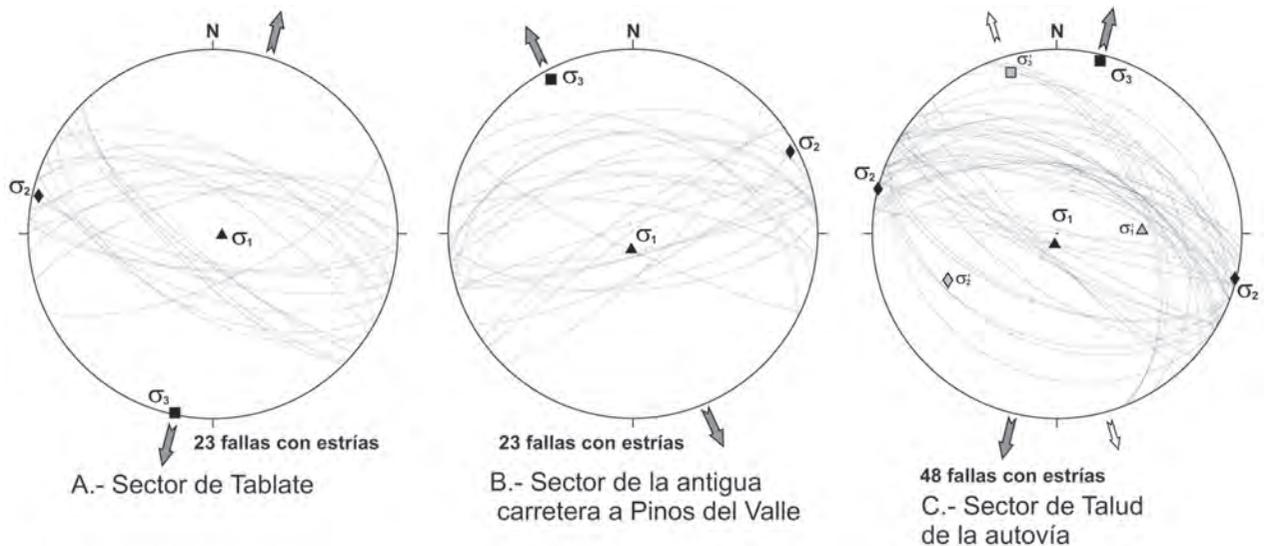


Fig. 4.—Representación estereográfica, hemisferio inferior, de las fallas con sus estrías y posición de los ejes principales de esfuerzo deducidos. Las flechas divergentes indican la dirección de extensión. Las pequeñas blancas corresponden a la segunda fase del sector C. Las pequeñas cruces indican la posición de las estrías. La posición de cada sector se marca en la figura 2.

Sector del talud de la autovía (fig. 2C)

Aquí, las fallas se han medido sobre todo en calcarenitas por ser allí más abundantes, pero también en los limos superiores, todos ellos del Mioceno superior (Tortonense-Messiniense). El corte, de dirección próxima a NO-SE, es el siguiente (figs. 5 y 6): en la parte sur las calcarenitas no presentan ninguna fractura hasta una primera falla normal de dirección N111 y 62° de buzamiento al norte. A partir de ahí y hacia el norte son abundantes las fallas buzantes al norte y otras conjugadas. El salto de la primera falla no es posible calcularlo pues faltan las referencias adecuadas, pero al menos es del orden de 4 m. Hacia el norte, al otro extremo de las calcarenitas, la falla que las separa de los limos es de dirección N100 y buza 80° al norte y en este caso el salto es al menos de 8 ó 10 m. Con esta geometría el espacio comprendido entre la primera y la última falla importantes es progresivamente menor hacia la base y hacia el oeste.

Estas fallas principales y otras muchas situadas entre ellas presentan numerosos «splays» (fig. 3C) a distintas alturas de su recorrido y no sólo donde podría pensarse que se amortiguan. Existen además en algunos puntos, fracturas oblicuas a las que forman los juegos principales y más visibles, uniéndolas transversalmente (fig. 3D), lo que facilita un estiramiento suplementario de la roca y un cierto aplas-

tamiento perpendicular al estiramiento. Estas fracturas oblicuas se observan tan sólo en sectores bajos del afloramiento, alejados del contacto de los limos situados a techo. En muchas de éstas no se producen desplazamientos y hay que considerarlas meras diaclasas, pero en otras sí y las estrías observadas en estos casos son del mismo sentido que las fallas normales mayores entre las que se encuentran.

Además de fallas normales de direcciones próximas a las señaladas (fig. 4C) existen algunas prácticamente verticales de dirección NNO-SSE que presentan netos desplazamientos dextrorsos, con estrías horizontales. Tan sólo se han observado en la base, en el sector central y norte de las calcarenitas fracturadas.

En total se han medido 48 fallas si bien algunas tienen direcciones y buzamientos iguales, por lo que el programa de cálculo (Galindo-Zaldívar & González-Lodeiro, 1988) tan sólo utiliza 32 fallas diferentes. Las separa en dos fases, en congruencia con lo que se observa directamente al medir las fallas: 27 corresponden a la primera fase y en ella σ_1 es casi vertical, σ_3 es casi horizontal en la dirección N14 y σ_2 es también horizontal, en la dirección N104 (fig. 4C). La relación axial es 0,01, es decir, se trata de un neto elipsoide prolato. A la segunda fase asigna las fallas dextrorsas antes citadas, en total 5. Son pocas para pensar que el elipsoide definido sea realmente preciso, pero al menos da una



Fig. 5.—Vista general del sector C en el talud de la autovía. Se señalan algunas fallas, todas normales. La curva que se observa en la autovía está exagerada por el montaje de las fotos. Se ha puesto una escala aproximada, aunque en la parte izquierda es algo menor por estar más alejada del punto en que se hicieron las fotos.

idea de su orientación y características. En concreto es el siguiente: σ_1 buza 52° en la dirección N87, σ_3 es casi horizontal en la dirección N344 y σ_2 buza 36° en la dirección N247. La relación axial es 0,94, es decir, se trata de un neto elipsoide oblató, donde los valores de σ_1 y σ_2 pueden ser fácilmente intercambiados. Este resultado en principio no se parece al elipsoide obtenido en los casos en los que, en la Cordillera Bética, se intercambian las posiciones de σ_1 y σ_2 (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993; Sanz de Galdeano *et al.*, 2006).

Las diaclasas tan sólo se han medido en las calcarenitas pues prácticamente no se observan en los limos. Se distribuyen en varios juegos que son mucho más abundantes hacia la base mientras que hacia el techo de las calcarenitas apenas si existen. Muchas de ellas tienen exactamente la misma dirección y buzamiento que las fallas. En otros casos se encuentran contenidas en el plano definido por los ejes σ_1 y σ_2 , lo que muestra que su formación está también directamente relacionada con las de las fallas; algunas de estas diaclasas también llegan a tener estrías, aunque generalmente su desplazamiento es muy pequeño. Dado que el número de fallas con estrías medidas, con sentido de desplazamiento conocido es suficiente, las diaclasas no se han proyectado en la figura 4.

Discusión

Los datos anteriores permiten deducir la existencia de varios factores que controlan el desarrollo de las fallas. Uno de ellos, el principal, es de tipo regional y se trata en la parte primera de la discusión. Los otros

se incluyen en la segunda y corresponden a factores que actúan a pequeña escala, en un ámbito mucho más restringido.

Control regional de las fallas

El área estudiada, situada al SO de Sierra Nevada, fue particularmente afectada por los movimientos verticales diferenciales ocurridos entre el área que se elevaba grandemente y otras que quedaron muy rezagadas (en concreto entre Sierra Nevada, que se elevaba, y el corredor de las Alpujarras, al sur, el valle de Lecrín, al SO y la cuenca de Granada, al O, con mucha menor tasa de elevación). Produjo esto la formación de importantes fallas normales, de bajo y gran ángulo (Sanz de Galdeano & López Garrido, 1999 y 2000; Sanz de Galdeano & Alfaro, 2004; Alfaro *et al.*, 2001; García Tortosa & Sanz de Galdeano, 2007) y la reactivación de otras más antiguas. Naturalmente, las que afectaron a materiales del Mioceno superior fueron nuevas, o en su caso, se extendieron desde el basamento, donde ya existían, hacia la superficie.

Las fallas normales ahora estudiadas, dispuestas en muchos puntos en juegos conjugados, y las diaclasas que las acompañan son congruentes con esas fallas mayores. Dado que el área estudiada del valle de Lecrín se encuentra en el tránsito entre el borde occidental y el meridional de Sierra Nevada (fig. 1), la dirección de sus fallas es intermedia entre las NNO-SSE (y a veces NNE-SSO) dominantes en la cuenca de Granada y las E-O del corredor de las Alpujarras. Su dirección va pasando forma progresiva a las direcciones extremas, aunque localmente

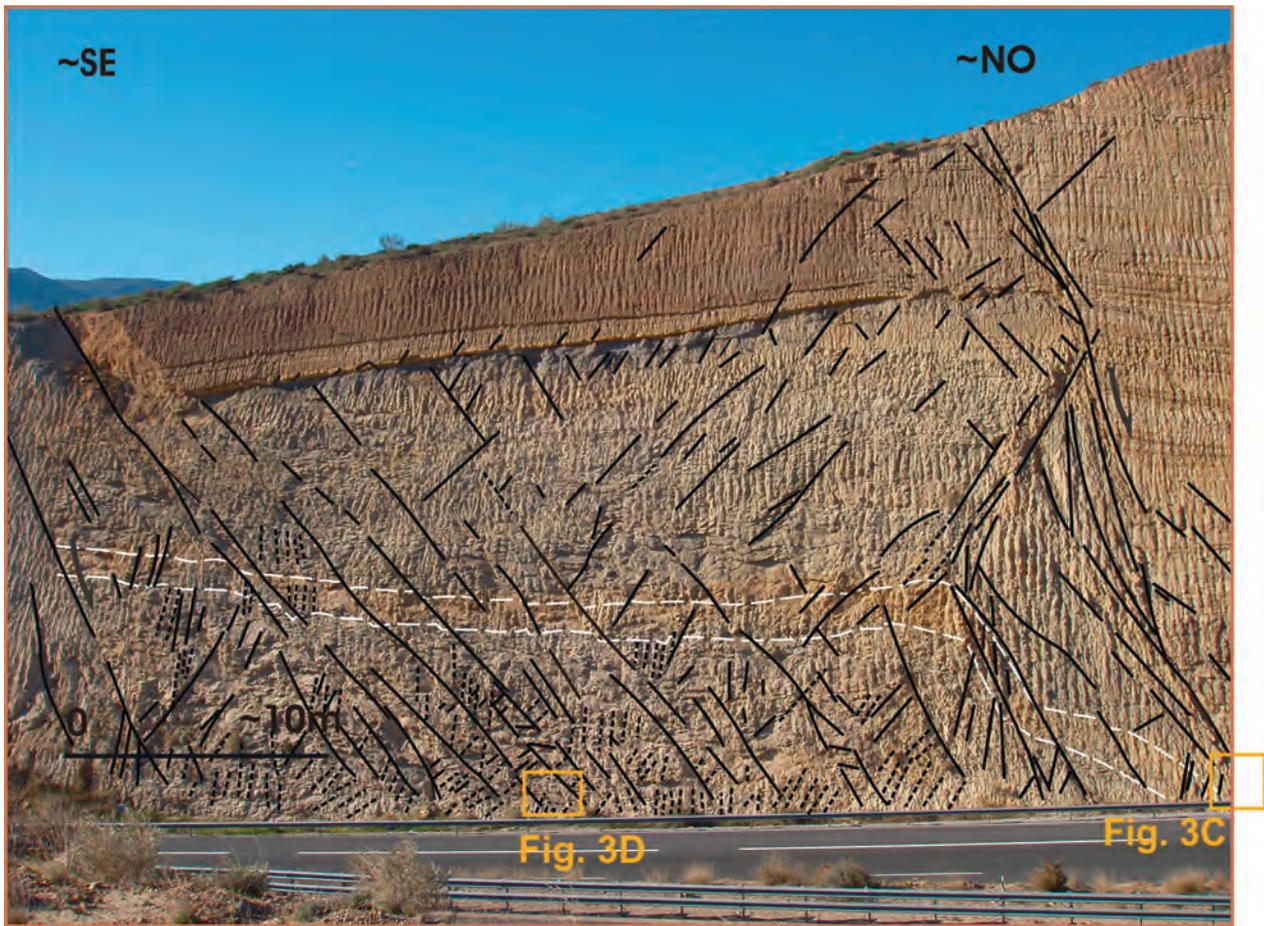


Fig. 6.—Vista algo más detallada de la fracturación en el talud de la autovía (se señalan las fallas, aunque faltan muchas pequeñas, en particular en los niveles bajos). Las fallas van en línea continua, las diaclasas a puntos (faltan la gran mayoría) y la posición de un nivel estratigráfico se ha señalado a trazos. Corresponde al sector central de la figura 5. Los dos recuadros señalan la posición de las figuras 3 C y D.

se encuentran superpuestas ambas. El carácter netamente prolato de los elipsoides de esfuerzo deducidos en dos de los sectores estudiados y el mejor definido del sector del talud de la autovía, con la posición de σ_1 prácticamente en la vertical, responde netamente al proceso de levantamiento-hundimiento de la región, si bien el balance total es de levantamiento, mucho más pronunciado en Sierra Nevada. Este es el control principal.

La dirección de extensión que se ha obtenido, casi N-S, no es la que generalmente se observa en el conjunto de la cordillera donde tiene una orientación ENE-OSO, como ocurre en el borde occidental de Sierra Nevada. Esta dirección casi N-S del sur de Sierra Nevada casi coincide con la propia dirección de compresión general que afectó a la cordillera, lo que en principio parece paradójico. Así, el gran

antiforme que constituye Sierra Nevada, tiene una dirección general prácticamente E-O salvo en su terminación occidental y se formó, según se suele interpretar, por la compresión citada (Sanz de Galdeano & Alfaro, 2004). El antiforme se creó progresivamente a partir del Mioceno superior y deforma a la previa estructuración alpina del Alpujarride y del Nevado Filábride. Existen, por tanto, dos hechos claros, la compresión y la extensión casi coincidentes en una misma dirección, lo que aparentemente es difícil de conciliar.

Los movimientos de extensión han sido facilitados por la previa existencia en el borde sur de Sierra Nevada de grandes fallas de dirección E-O, que desde el Burdigaliense (Mioceno inferior) hasta parte del Mioceno superior tuvieron carácter dextrorso (Sanz de Galdeano *et al.*, 1985). Estas fallas

preexistentes han actuado en no pocas ocasiones como normales o con predominante carácter normal a partir del Mioceno superior. Actualmente tienen movimientos de ambos tipos (Martínez Martínez, 2006; Martínez Martínez *et al.*, 2006; García-Tortosa & Sanz de Galdeano, 2007) y sus saltos verticales superan en algunos casos los 3.000 m. Se tiene, por tanto, que a la vez que se formaba el antiforame, los bordes sur y oeste de Sierra Nevada, se levantaban ayudados por el desplazamiento vertical, con carácter normal, de importantes fallas.

La explicación posiblemente se encuentre en la consideración de los distintos niveles en los que se producen las deformaciones. En esta área de Sierra Nevada, la compresión NNO-SSE ha sido muy importante en niveles profundos de la corteza y ha producido el gran antiforame citado (es, sin duda, la estructura de plegamiento neotectónica más importante de la Cordillera Bética). Esto produjo una falta de espacio que provocó el gran levantamiento de Sierra Nevada, lo cual condujo a que en niveles superficiales la posición del eje máximo compresivo, σ_1 , pasara a ser vertical. Fue el momento, prácticamente simultáneo con la creación del antiforame, en el que las fallas E-O preexistentes y que ya formaban líneas de debilidad cortical, se reactivaron, actuando entonces de manera preferente como normales. Estos movimientos no se limitaron a las fallas antiguas, sino que afectaron a los nuevos sedimentos, creando nuevas fallas. En el este del valle de Lecrín se formaron las fracturas ahora estudiadas.

La edad más antigua de las fallas estudiadas es obviamente Mioceno superior, muy posiblemente de finales del Tortonense, si bien otras son posteriores pues existen algunos paleocanales que fosilizan fallas previas y que a la vez están afectados por nuevas fallas. Existen varias etapas de formación de paleocanales, de las cuales, las más jóvenes parecen atribuibles al Plio-Cuaternario. La actividad de algunas de estas fallas en la región continúa hasta el presente con carácter normal (García Tortosa & Sanz de Galdeano, 2007), pero también se han obtenido mecanismos focales que indican desplazamientos dextrorsos (Martínez-Martínez *et al.*, 2006). Igualmente continúa la actividad de las fallas en la cuenca de Granada (Sanz de Galdeano & Peláez, 2003) generalmente de carácter normal.

En conjunto, aunque la dirección de extensión existente en el área estudiada no es la general de la Cordillera, sí corresponde a la esperable en el borde SO de Sierra Nevada, de acuerdo con la hipótesis planteada.

Controles locales de las fallas

Influencia de la litología en el desarrollo de las fallas

En numerosos puntos se observa un desarrollo diferente de las fallas menores en los limos, arenas y conglomerados, en particular en estos últimos en relación a los limos y las arenas. Un lugar particularmente claro es el talud occidental de la autovía en dirección a Granada (fig. 7) y está señalado con un asterisco y las letras D-S? en la figura 2. En este punto, las fallas de mayor tamaño cortan casi por igual a cualquier tipo de litología. Sin embargo, fallas más pequeñas en muchos casos no son capaces de atravesar los niveles de conglomerados, donde desaparecen. En algún caso, estas fallas se observan en los limos y arenas situados tanto por encima como por debajo, sin que se observen en los conglomerados intermedios. Es decir, los niveles de conglomerados son menos aptos para desarrollar planos singulares. En estos niveles la deformación se hace más distribuida o en algún caso simplemente se absorbe. Todo esto es particularmente claro al observar algunos niveles de limos muy fracturados, con fallas con desplazamientos de orden centimétrico, fallas que desaparecen inmediatamente en los niveles conglomeráticos inmediatamente adyacentes.

Un fenómeno similar, aún más patente en algunos puntos, se da entre los limos y las calcarenitas. Este hecho se observa de forma neta en el sector C, talud de la autovía. Allí, los limos situados sobre las calcarenitas presentan muy pocas fracturas (figs. 5 y 6). Tampoco hay demasiadas en el techo de las calcarenitas, aunque el desarrollo de fracturas menores, fallas y diaclasas, es mucho mayor que en los limos. Por tanto, aquí el factor litológico se muestra también muy claro. Cuanto más rígida es la roca, más se fractura, siendo esto muy patente en niveles adyacentes de diferente litología.

Influencia de la variación del esfuerzo en el desarrollo de las fallas

En ese mismo sector C, se observa que conforme se desciende hacia niveles más bajos de las calcarenitas, éstas se encuentran cada vez más fracturadas. Este diferente grado de fracturación de las calcarenitas no parece que pueda ser achacado en este caso tan sólo a una mayor o menor proximidad a los limos situados a techo, efecto que posiblemente quedara amortiguado a poca distancia. Tampoco, la

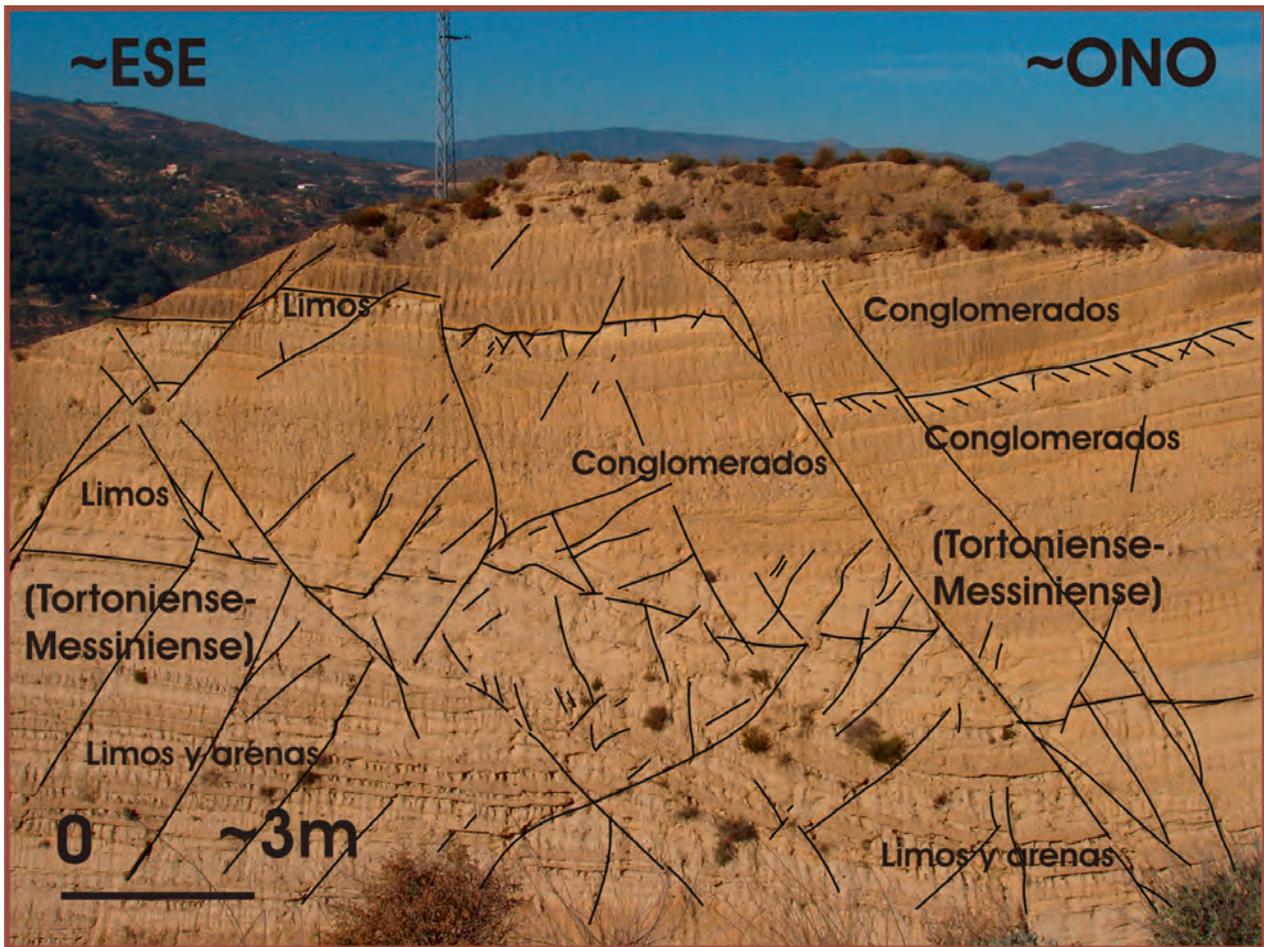


Fig. 7.—Diferente desarrollo de las fallas según la litología. Se observa la distinta densidad de fracturas en los limos (generalmente mayor) y en los conglomerados (sensiblemente menor). La foto se sitúa en el talud contrario al punto 4 de la figura 2.

homogeneidad de las calcarenitas propicia la diferente fracturación.

Hacia abajo las pequeñas fallas y las diaclasas son progresivamente más abundantes, de manera que la fracturación llega a ser muy penetrativa, siendo difícil distinguir la estratificación a poca distancia. Existen también algunas fallas de desgarre que tan sólo se han observado en las partes bajas.

Una explicación puede intentarse a partir del hecho de que en este sector del talud de la autovía se detectan las dos fases de deformación antes citadas. Una es netamente normal y concordante con la dirección de extensión que puede esperarse en este sector de la Cordillera Bética, transición entre la cuenca de Granada y el corredor de las Alpujarras. La otra fase no es correlacionable con otras situaciones de la cordillera y, aunque con pocas fallas, da un elipsoide oblató, poco definido en su direc-

ción de compresión. Esta segunda fase puede deberse a un campo muy local formado por lo siguiente: la zona fracturada de las calcarenitas está limitada por dos fallas principales con distinto buzamiento. La situada más al norte tiene un buzamiento medio mayor (es de dirección N100 y buz. de 80°N), además de ser la más importante, que la situada más al sur (N111 y buz. 62°N). Implica esto que en profundidad y hacia el oeste, hacia donde tienden a converger, se produce una progresiva falta de espacio, lo que ha podido producir las fallas que se detectan de fase 2, y el profundo diaclasamiento reseñado. Esto explicaría el diferente grado de fracturación observado en un mismo tipo de roca, según la posición de cada punto.

Este último control de la fracturación no se ha observado en otros puntos del área estudiada, bien porque no exista variación del esfuerzo (como

ocurre en el sector A, puente de Tablate) o porque los afloramientos tienen poco desarrollo vertical y no permiten verlo. En cualquier caso, las calcarenitas en que se observa este fenómeno, muestran en la cuenca de Granada y en otros puntos de la región una respuesta notablemente frágil ante los diferentes esfuerzos que hace que la densidad de su fracturación sea mayor a la que generalmente presentan los limos, arenas y conglomerados situados a techo (en algunos puntos también existen a muro, siendo en este caso los limos, arenas y conglomerados del Mioceno medio, Serravalliense, y mostrando igualmente una neta diferencia en el grado de fracturación).

Conclusiones

Las fracturas, fallas y diaclasas, desarrolladas en el sector oriental del valle de Lecrín se formaron durante el proceso de levantamiento de Sierra Nevada, proceso que aún no ha terminado. Este levantamiento se inició durante el depósito del Mioceno superior produciendo inestabilidad, tal como muestran algunos deslizamientos. Igualmente, la presencia de niveles importantes de conglomerados y de paleocanales se explica por la erosión de los sectores en levantamiento y que localmente alcanzaba incluso a áreas de depósito.

La dirección de extensión observada es congruente con la posición del sector en la parte SO de Sierra Nevada. Esta extensión estuvo controlada por fallas de dirección NNO-SSE (y en menor medida por otras NNE-SSO) en la parte occidental de Sierra Nevada, mientras que en la meridional la extensión lo fue por fallas E-O.

Algunas de las fracturas del sector son grandes, hectométricas y mayores, y en ellas el efecto de la litología no es patente. Sin embargo, en las fallas y diaclasas menores, de orden decimétrico a decamétrico, el control litológico es notorio. Esto se observa bien cuando se pasa de niveles de grano fino, limos y arenas, a otros de grano grueso, conglomerados, donde las pequeñas fracturas no son capaces de propagarse, absorbiéndose la deformación de forma más plástica. Las calcarenitas presentan tanto en el sector estudiado como en otros diversos de la cuenca de Granada una gran facilidad para fracturarse. Su respuesta es mucho más frágil que la de los limos y arenas situados a techo o incluso a muro.

En las calcarenitas de uno de los sectores estudiados, en las que no hay cambios litológicos, se

observa un diferente grado de fracturación en una misma vertical. Una posible explicación puede hacerse considerando la existencia de un cambio local del esfuerzo, tal como indica el análisis de los paleoesfuerzos. Esto pudo ocasionarse a causa de que el espacio comprendido entre las dos fallas normales principales, situadas a ambos lados del área más fracturada, variaba hacia abajo y lateralmente, debido a sus distintos buzamiento y dirección.

AGRADECIMIENTOS

A. Caballero delineó las figuras. Agradezco a la Dra. R. Babín sus correcciones y sugerencias que han permitido mejorar el manuscrito inicial. Este estudio se ha financiado a través de los proyectos CGL2007-60535/BTE, TOPO-IBERIA CONSOLIDER-INGENIO CSD2006-00041, 83/2007 del M.M.A. y P06RNM-01521 de la Junta de Andalucía y el grupo RNM 217 de la Junta de Andalucía.

Referencias

- Alfaro, P.; Galindo-Zaldívar, J.; Jabaloy, A.; López-Garrido, A.C. & Sanz de Galdeano, C. (2001). Evidence for the activity and paleoseismicity of the Padul fault (Betic Cordillera, southern Spain). *Acta Geologica Hispanica*, 36: 283-295.
- Alfaro, P.; Galindo-Zaldívar, J.; Jabaloy, A.; López-Garrido, A.C. & Sanz de Galdeano, C. (2006). Estructuras sedimentarias de deformación interpretadas como simitas en el Mioceno Superior (Turolense) de la cuenca de Granada (Cordillera Bética). *Geogaceta*, 40: 255-258.
- Galindo-Zaldívar, J. & González-Lodeiro, F. (1988). Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. *Annales Tectonicae*, 2: 90-97.
- Galindo-Zaldívar, J.; González-Lodeiro, F. & Jabaloy, A. (1993). Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227: 105-126. doi:10.1016/0040-1951(93)90090-7
- García Tortosa, F.J. & Sanz de Galdeano, C. (2007). Evidencias geomorfológicas de actividad tectónica cuaternaria en el frente montañoso del borde sur de Sierra Nevada: la falla normal de Laujar de Andarax. *Cuaternario y Geomorfología*, 21: 101-112.
- Martínez Martínez, J.M. (2006). Lateral interaction between metamorphic core complex and less-extended, tilt block domains: the Alpujarras strike-slip transfer fault zone (Betics, SE Spain). *Journal of Structural Geology*, 28: 602-620. doi:10.1016/j.jsg.2006.01.012
- Martínez-Martínez, J.M.; Booth-Rea, G.; Azañón, J.M. & Torcal, F. (2006). Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): Insight into heterogeneous extension driven by edge delamination. *Tectonophysics*, 422: 159-173. doi:10.1016/j.tecto.2006.06.001

- Rodríguez-Fernández, J. & Sanz de Galdeano, C. (2006). Late orogenic intramontane basin development: the Granada basin, Betics (southern Spain). *Basin Research*, 18: 85-102. doi:10.1111/j.1365-2117.2006.00284.x
- Sanz de Galdeano, C. & Alfaro, P. (2004). Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology*, 63: 178-190.
- Sanz de Galdeano, C.; Estévez, A.; López Garrido, A.C. & Rodríguez Fernández, J. (1984). La fracturación tardía al SW de Sierra Nevada (terminación occidental del Corredor de las Alpujarras, Zona Bética). *Estudios Geológicos*, 40: 183-191.
- Sanz de Galdeano, C.; Galindo Zaldívar, J.; López Garrido, A.C.; Alfaro, P.; Pérez-Valera, F.; Pérez-López, A. & García Tortosa, F.J. (2006). La falla de Tíscar: Su significado en la terminación sudoeste del arco Prebético. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19: 271-280.
- Sanz de Galdeano, C. & López Garrido, A.C. (1999). Nature and impact of the Neotectonic deformation in the western Sierra Nevada (Spain). *Geomorphology*, 30: 259-272. doi:10.1016/S0169-555X(99)00034-3
- Sanz de Galdeano, C. & López-Garrido, A.C. (2000). El levantamiento Tortoniense-Cuaternario de Sierra Nevada (Granada, España): Fenómenos de tectónica gravitatoria en su borde occidental. *Geogaceta*, 28: 129-132.
- Sanz de Galdeano, C. & López-Garrido, A.C. (2001). Estructura y tectónica activa del valle de Lecrín (Granada). *Geogaceta*, 30: 187-190.
- Sanz de Galdeano, C.; Peláez, J.A. & López, C. (2003). Seismic potentiality of the main active faults in the Granada Basin (South of Spain). *Pure and Applied Geophysics*, 160: 1537-1556. doi:10.1007/s00024-003-2359-3
- Sanz de Galdeano, C.; Rodríguez Fernández, J. & López Garrido, A.C. (1985). A strike-slip fault corridor within the Alpujarra Mountains (Betic Cordilleras, Spain). *Geologische Rundschau*, 74: 641-655. doi:10.1007/BF01821218

Recibido el 17 de abril de 2008

Aceptado el 19 de junio de 2008

Publicado online el 4 de octubre de 2008