

LAS FALLAS TORTONIENSES A CUATERNARIAS ENTRE GRANADA Y LA COSTA: EL LÍMITE OCCIDENTAL DEL NEVADO-FILÁBRIDE Y DE LAS UNIDADES ALPUJÁRRIDES INFERIORES

C. Sanz de Galdeano y A.C. López-Garrido

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-Univ. Granada, Facultad de Ciencias, 18071 Granada, (csanz@ugr.es, aclopez@ugr.es).

Resumen: Las fallas del borde occidental de Sierra Nevada y del curso bajo del Guadalfeo, cortan transversalmente la Zona Interna Bética y forman el límite occidental del Nevado-Filábride y de las unidades inferiores alpujarrides. Sus movimientos se han producido fundamentalmente a partir del Tortoniano. En el sector occidental de Sierra Nevada el salto vertical total supera los 5000 m y disminuye tanto al norte como al sur. Estas fallas coadyuvan, junto con otras también transversales a la Cordillera Bética, en especial las de Carboneras-Lorca, a la extensión de la Cordillera Bética en dirección NE-SO a ESE-OSO.

Palabras clave: Cordillera Bética, Zona Interna Bética, neotectónica, Neógeno.

Abstract: The faults of the western border of Sierra Nevada and the lower course of the Guadalfeo river cut transversally the Betic Internal Zone and form the western limit of the Nevado-Filabride Complex and of the Lower Alpujarride Units. Their movements occurred mainly from the Tortonian onwards. The whole throw of these faults is higher than 5000 m in the area of Sierra Nevada and decreases to the north and south. These faults contribute, as well as other transversal zones of faults in the Betic Cordillera, especially that one of Carboneras-Lorca, to the NE-SW to ENE-WSW extension of the Betic Cordillera.

Key words: Betic Cordillera, Betic Internal Zone, Neotectonics, Neogene.

Sanz de Galdeano, C. y López-Garrido, A.C. (2000): Las fallas tortonienses a cuaternarias entre Granada y la costa: el límite occidental del Nevado-Filábride y de las unidades alpujarrides inferiores. *Rev. Soc. Geol. España*, 13(3-4): 519-528

El área estudiada corresponde a una banda de unos 70 km orientada aproximadamente en una dirección N-S (Fig. 1). Se sitúa desde el norte de la ciudad de Granada, pasa por la terminación occidental de Sierra Nevada, se prolonga por los valles de Padul-Dúrcal y Lecrín, en la terminación occidental del corredor de las Alpujarras, y a partir de allí coincide con el valle del bajo río Guadalfeo, hasta llegar al mar.

En este trabajo se estudia un conjunto de fallas que por el norte llega al Subbético (Figs. 1 y 2), corta al contacto entre las zonas Interna y Externa y más al sur afecta a materiales de la Zona Interna Bética y de las cuencas de Granada y de Padul y Lecrín. Los tres complejos de la Zona Interna están representados; de ellos, el Maláguide tan sólo aflora en la parte norte, cerca del contacto con el Subbético. Debajo de este complejo se encuentra el Alpujarride que aflora tanto al norte como al sur de Granada y desde el sur de Sierra Nevada hasta la costa, ocupa casi toda el área, salvo algunos afloramientos del Neógeno y Cuaternario. En el borde de Sierra Nevada forma una orla que rodea y cabalga al Nevado-Filábride (Fig. 1).

El Nevado-Filábride está constituido en su base por el manto del Veleta y, encima, por varias unidades del manto del Mulhacén, muy adelgazadas en esta área. En el Alpujarride distinguimos las siguientes unidades: Lújar, Escalate, Almirajara-Trevenque y Guájares. Algunas de estas unidades se duplica localmente. Consideramos unidades alpujarrides inferiores a las de Lújar y Escalate; la de Almirajara-Trevenque es media y la de Guájares es la superior.

Del Mioceno Inferior hay en el valle de Lecrín unos afloramientos muy pequeños de arenas y margas marinas. Al Mioceno Medio corresponden las margas marinas (del Serravallense) que afloran en diversos puntos del sector occidental de Sierra Nevada, en el valle de Lecrín, en el corredor de las Alpujarras y en el valle de los Guájares. Encima se sitúan conglomerados formados por cantos procedentes del complejo Maláguide y del Alpujarride, nunca del Nevado-Filábride, cuyo espesor máximo observado es de unos 150 m y a los que se atribuye una edad Serravallense, posiblemente en tránsito al Tortoniano.

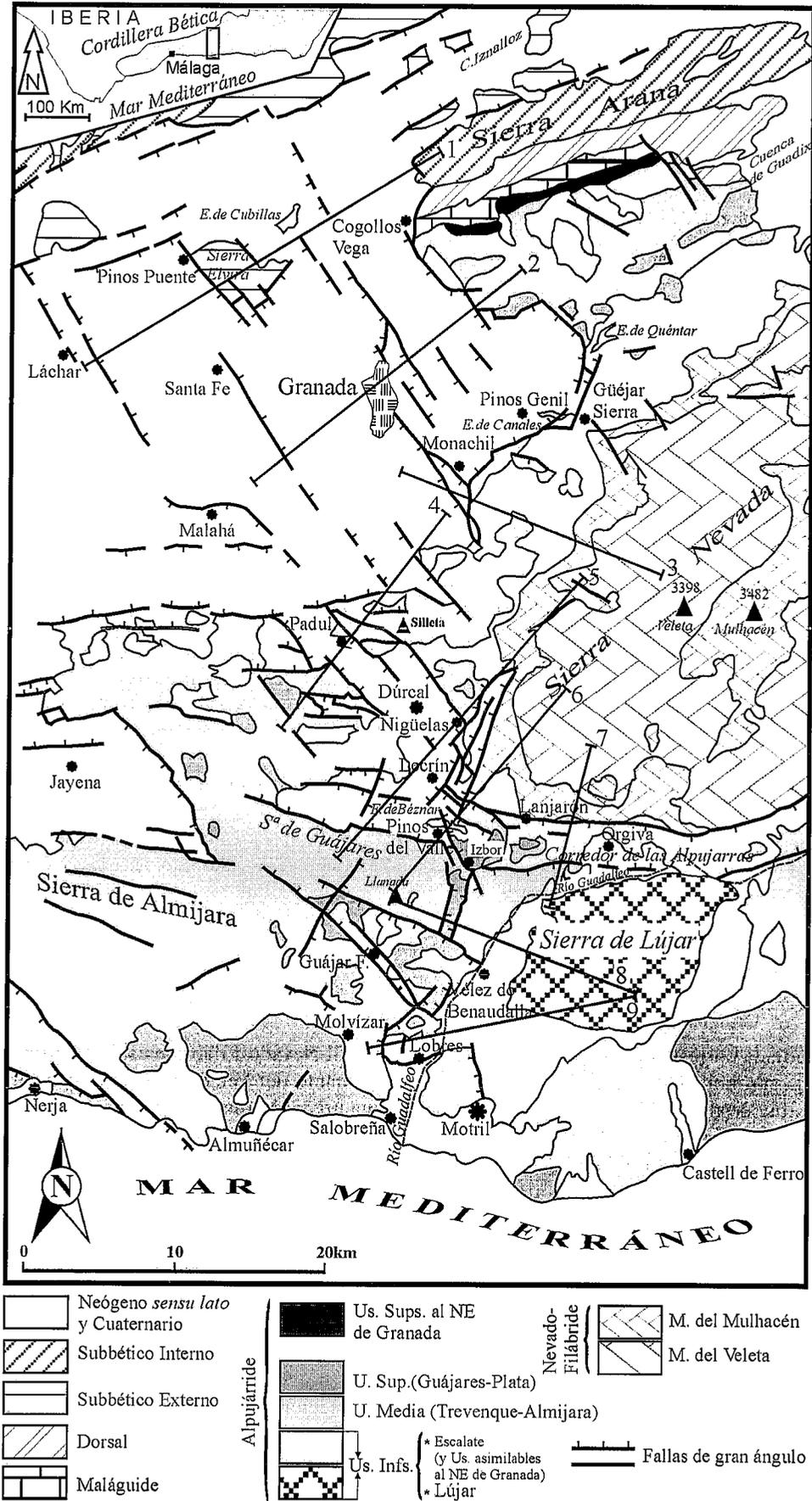


Figura 1.- Esquema geológico del área estudiada. Su situación puede verse en el ángulo superior izquierdo. Los trazos numerados del 1 al 9 indican la posición de los cortes de la figura 4.

Bien directamente sobre los conglomerados serravallenses o más generalmente sobre la unidad de Alpujara (Alpujarride), muy localmente sobre la de los Guájares (Alpujarride sup.), se depositaron calcarenitas marinas someras y, encima, margas marinas que hacia el techo pasan a lacustres; ambos materiales son del Tortoniense. En las proximidades de la terminación occidental de Sierra Nevada existe una importante formación fluvio-deltaica, marina en la base y continental hacia el techo, cuya edad es Tortoniense superior-tránsito al Messiniense. Fue llamada "Block-Formation" por Viennot (1930) y un rasgo importante de la misma es que muestra por primera vez en este sector la presencia de cantos procedentes del Nevado-Filábride. Son cantos que a veces alcanzan un gran tamaño, hasta varios metros cúbicos, que muestran que en Sierra Nevada se producía una importante surrección y una fortísima erosión.

Alrededor del borde occidental de Sierra Nevada existen diversas formaciones, mayoritariamente detríticas y conglomeráticas, atribuidas al Plioceno y al Pleistoceno, prácticamente todas ellas afectadas por fallas (Lhénaff, 1965; Sanz de Galdeano, 1996).

Los afloramientos más occidentales del Nevado-Filábride coinciden prácticamente con el borde oeste de Sierra Nevada. La causa de esta desaparición, e igualmente la de las unidades inferiores del Alpujarride hacia el oeste del río Guadalfeo, no se ha explicado de forma expresa. Ambos rasgos están relacionados con importantes movimientos verticales producidos por el conjunto de fallas que va a ser descrito.

Estévez y Sanz de Galdeano (1980, 1983, 1984) y Santanach *et al.*, (1980) estudian el sector oriental de la cuenca de Granada y describen la existencia de fallas normales que desde el borde oriental, van generalmente hundiendo los bloques más occidentales. Excepción a esto son las fallas conjugadas que determinan la existencia de las fosas en las que se asientan la propia ciudad de Granada, las de Santa Fe y Pinos Puente (Sanz de Galdeano, 1980) y la fosa del Padul (Sanz de Galdeano, 1996). En el sector occidental de Sierra Nevada, Sanz de Galdeano y López-Garrido (1999 a y b) señalan el notable levantamiento que este sector ha sufrido desde el Tortoniense, ayudado por fallas, así como la existencia de deslizamientos tectónicos producidos sobre todo en las unidades alpujarrides y en su contacto con el Nevado-Filábride. Señalan además la probable continuación de las fallas hacia el sur, hasta el mar, pero sin entrar en mayor detalle.

Galindo-Zaldívar *et al.* (1989, 1996) describen las estructuras extensionales miocenas que afectan a las unidades alpujarrides del borde occidental de Sierra Nevada y señalan una dirección general SSO de deslizamiento. García-Dueñas *et al.* (1992) y Crespo-Blanc *et al.* (1993 a y b) describen estructuras de este tipo, bien del conjunto de la Cordillera o en diversos sectores, sin precisar en el significado de la terminación occidental de Sierra Nevada o del valle del Guadalfeo.

La existencia de una zona de fractura que afecta al borde occidental de Sierra Nevada fue indicada por Sanz de Galdeano *et al.* (1982) basándose en datos de

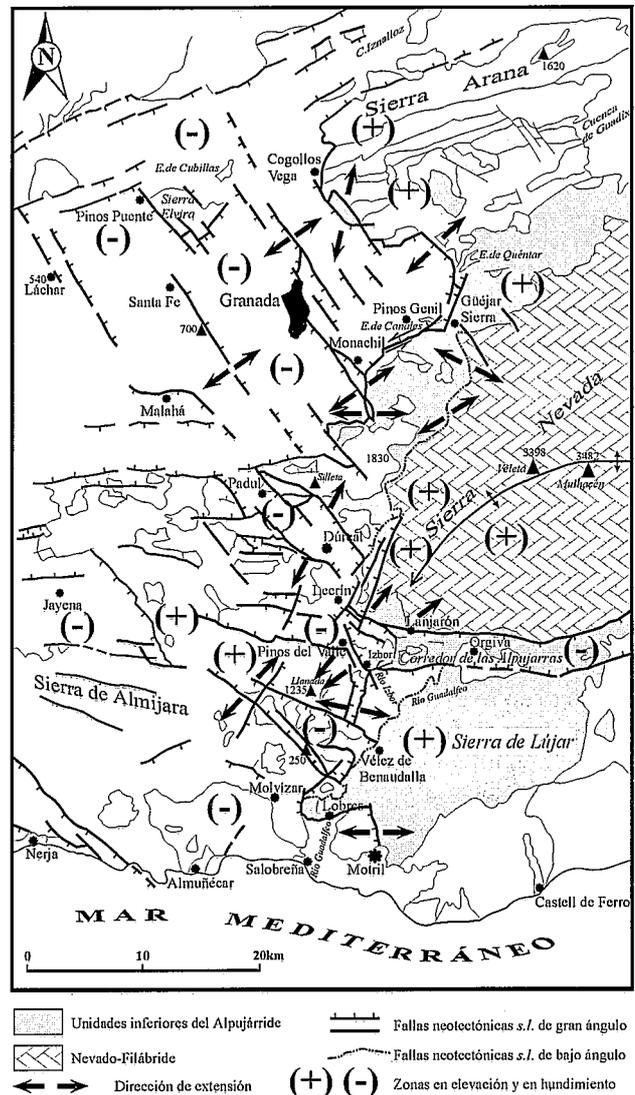


Figura 2.- Principales fallas neotectónicas del área estudiada. Se marcan las áreas en elevación y hundimiento relativos y la dirección de extensión deducida en cada sector.

campo y en imágenes de satélite. De hecho en las imágenes del borde occidental de Sierra Nevada se percibe claramente una línea que va desde la depresión de Guadix hasta el mar. Este rasgo coincide en parte con las fallas ahora estudiadas, si bien en el sector del Guadalfeo se desvía algo hacia el E. La fracturación del SE de Sierra Nevada y de parte del valle de Lecrín fue igualmente estudiada por Sanz de Galdeano *et al.* (1984) y en ese trabajo se resalta la interferencia de las fallas de dirección NO-SE y NNE-SSO. El corredor de las Alpujarras, en sus sectores central y oriental, fue estudiado por Sanz de Galdeano *et al.* (1985), donde se muestran importantes fallas de desgarre de dirección E-O, en algunos casos con saltos verticales (en general los más fácilmente detectables) de más de 1000 m.

El objetivo del presente trabajo es describir el conjunto de fallas que atraviesa la Zona Interna Bética entre Granada y Motril, mostrar su importancia e insertar sus movimientos en su contexto regional. Se trata de uno de los rasgos neotectónicos y morfológicos más importantes de la Cordillera Bética.

Las fallas del borde oriental de la cuenca de Granada y su prolongación hasta el mar

Dividimos el área estudiada en tres sectores (Fig. 3):

Sector 1.- Fallas del borde oriental de la cuenca de Granada y borde occidental de Sierra Nevada. La parte NE de la cuenca de Granada está afectada por fallas normales que levantan su borde oriental (Santanach *et al.*, 1980) (Fig. 4, cortes 1 y 2).

El conjunto de estas fallas continúa hacia el sur y conecta con el borde occidental de Sierra Nevada (Figs. 1 y 2), donde existen importantes fallas normales de gran ángulo, (Figs. 1, 2 y 4, cortes 3, 4 y 5) con componentes sinistrorsas las de dirección NNE-SSO a NE-SO y dextrorsas las NO-SE (localmente éstas también muestran componentes sinistrorsas). En este sector de Sierra Nevada tienen gran importancia los deslizamientos gravitatorios que afectan al contacto de las unidades alpujarrides y que repiten localmente las unidades (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1999 a y b). El contacto entre el Nevado-Filábride y el Alpujarride, que originalmente fue un cabalgamiento, después ha funcionado como un gran deslizamiento gravitatorio (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996; Martínez Martínez J.M. y Azañón J.M., 1997) y podría pensarse que el Nevado-Filábride no estuviera afectado por importantes fallas normales de gran ángulo. Sin embargo, la cartografía que hemos realizado muestra bien a las claras que el Nevado-Filábride está afectado por fallas de gran ángulo entre las localidades de Nigüelas y Lanjarón y más al E, cerca de Órgiva (Figs. 1, 2 y 4, cortes 6 y 7).

Un rasgo a destacar es que las importantes fallas de la fosa de Padul-Dúrcal no se terminan en el sector de Nigüelas tal como parece ocurrir. En realidad en ese sector se cruzan con las fallas NNE-SSO a N-S y dan una compleja estructura en bloques.

Sector 2.- Las fallas de la parte oriental del valle de Lecrín y su unión con el corredor de las Alpujarras. El anticlinal de Sierra Nevada. En este sector, las fallas NO-SE giran progresivamente a la dirección E-O y se unen con las del corredor de las Alpujarras. Delimitan allí un gran bloque, el de Sierra Nevada, que se levanta grandemente en relación con los relieves circundantes.

Hay que señalar a este respecto, que Sierra Nevada, además de la estructura en mantos que presenta, forma un gran anticlinal de dirección E-O, tal como ya señaló Fontboté (1957) y destacan, entre otros, Galindo-Zaldívar *et al.* (1996), producido por las compresiones casi N-S que han tenido lugar desde el Mioceno Superior, aunque su eje rotó fuertemente hacia la dirección N-S en su terminación occidental. Este rasgo, que no está claramente explicado, podría deberse a los movimientos de las fallas NNE-SSO que suelen tener una importante componente sinistrorsa. Esta estructura anticlinal se formó al tiempo que se elevaba Sierra Nevada.

Las fallas E-O del corredor de las Alpujarras facilitaron también el levantamiento de Sierra Nevada y sus saltos verticales pueden superar los mil metros en numerosos

puntos. Estas fallas son a la vez las causantes de la morfología deprimida del corredor de las Alpujarras.

Más hacia el suroeste, en el sector de Pinos del Valle, las fallas NO-SE continúan (Figs. 1, 2 y 4, corte 6) y no se adaptan, como ocurre al NE, a las del corredor de las Alpujarras. De hecho allí cortan a la falla del borde S del corredor de las Alpujarras. Esta última es prácticamente vertical, aunque se alabea localmente, y su traza (en parte cartografiada por Fernández *et al.*, 1997) se delimita claramente pues en general separa filitas de la unidad de Escalate de esquistos de la unidad de Almiijara, fácilmente distinguibles. En general esta falla hunde su labio norte, pero aquí, donde se inicia el curso bajo del Guadalfeo, es el labio sur el que resulta netamente hundido (Fig. 4, corte 7). Desde allí, las fallas NO-SE no continúan más al sur.

Sector 3.- La estructura en el valle bajo del río Guadalfeo, desde su unión con el río Izbor al mar. Las fallas NNE-SSO a N-S continúan hacia el sur. En su parte septentrional, entre la unión del río Izbor y el Guadalfeo y la garganta de Escalate, existen dos fallas de dirección NNE-SSO, cuyo movimiento conjunto provoca la desaparición hacia el oeste de las unidades alpujarrides inferiores.

Destaca en primer lugar la falla más oriental (falla de bajo ángulo que buza 20 o 25 grados hacia el oeste y que llamamos de Vélez de Benaudalla), que produce una importantísima laminación en las unidades alpujarrides. En este sector, la unidad de Escalate se ha deslizado con respecto a la de Lújar; se conserva parcialmente en las laderas occidentales de la sierra de Lújar (Fig. 4, corte 8), y se lamina y desaparece en algunos puntos del río Guadalfeo. Este adelgazamiento es creciente conforme más próxima está la unidad de Escalate a la falla.

Dicha falla no afecta sólo a la unidad de Escalate y a la de Lújar, que ya no se observan más al oeste de la misma, sino que también lo hace fuertemente a la unidad de Almiijara desapareciendo localmente en el lugar llamado la Bernardilla (unos 3 km al norte de Lobres) y algo más al sur.

Al oeste, una falla de carácter normal y gran ángulo afecta a las unidades de Guájares y Almiijara, hundiendo también el labio occidental (falla de la Venta de la Cebada). Si su buzamiento continúa en profundidad, debe de cortar a la falla de Vélez de Benaudalla. Dado que hacia el S su traza es interrumpida por las fallas del valle de los Guájares, pensamos que tiene menor importancia que aquella.

En el área de los Guájares las fallas NNE-SSO que acaban de describirse son bruscamente cortadas por otras fallas normales de dirección ONO-ESE y en conjunto forman una fosa tectónica compleja bastante asimétrica pues predominan las fallas que levantan el labio norte. Se conservan en esta fosa sedimentos del Serravallense y del Tortoniense (Estévez *et al.*, 1985).

Más al sur, entre Escalate (garganta excavada por el río Guadalfeo, directamente al norte de Lobres) y el mar, desaparecen las fallas en las que está instalado el

valle del Guadalfeo y se pasa a la llanura costera. Por el oeste, la unidad de Escalate termina cortada por una falla normal casi N-S (Fig. 4, corte 9), mientras que su borde meridional toma una dirección aproximadamente E-O, donde la unidad de Almirajara cabalga a la de Escalate. Ese contacto actualmente puede pensarse que corresponde a una falla normal que hunde el labio sur, a juzgar por las estructuras menores visibles. Algo más al E, en el meridiano de Motril, existe una falla (falla de Motril) prácticamente N-S (N5°O-S5°E) que corta netamente a las estructuras. Es una falla de gran ángulo, normal, con estrías que muestran una ligera componente dextrorsa.

Dirección de extensión deducida a partir del desplazamiento de las fallas

En los sectores de Granada, Padul y Lecrín, las fallas normales de dirección NO-SE muestran una dirección de desplazamiento NE-SO (Fig. 2). A veces, sin embargo, la dirección observada, a partir de medidas de estrías, es NNE-SSO. De hecho, en algunos puntos las fallas NO-SE, muestran movimientos combinados de tipo normal y componente sinistrorso (en lugar de dextrorso, más corriente en fallas de esta dirección), con sentido de desplazamiento en la dirección N190E. Esto posiblemente ocurriera en momentos en que la máxima compresión horizontal pasó a ser NO-SE.

En el borde occidental de Sierra Nevada los movimientos de las fallas, tanto las de gran ángulo como las de bajo ángulo, son de dirección E-O, pero, en cuanto nos desplazamos un poco hacia el sur, comienzan a predominar los movimientos en dirección NNE-SSO, según indican las direcciones y sentidos deducidos a partir de estrías y tal como muestran Galindo Zaldívar *et al.* (1996). Esta misma dirección de desplazamiento se ha observado en fallas de bajo ángulo que afectan al contacto entre unidades alpujarrídes en la terminación occidental del corredor de las Alpujarras.

Al este de Lanjarón el contacto entre el Nevado-Filábride y el Alpujarríde está afectado por una importante falla E-O que muestra desplazamientos horizontales de tipo dextrorso y otros verticales, observados a partir de rasgos morfológicos y de estrías, lo que facilita la extensión hacia el oeste y suroeste de los bloques occidentales. Sus movimientos se hacen conjuntamente con los otros juegos de fallas y contribuyen al levantamiento de Sierra Nevada. En este mismo sector del corredor de las Alpujarras se observa que el contacto entre las unidades alpujarrídes está afectado por fallas de bajo ángulo con estrías que indican un hundimiento hacia el SSO. Este hecho lo interpretamos como debido a un colapso gravitatorio inducido por el proceso de levantamiento de Sierra Nevada.

La falla E-O que limita el corredor de las Alpujarras con el valle bajo del Guadalfeo se cartografía con gran precisión, pero no muestra estrías. La falla es vertical aunque se alabea localmente y en general hunde su labio N, salvo en la parte que linda con el curso bajo del

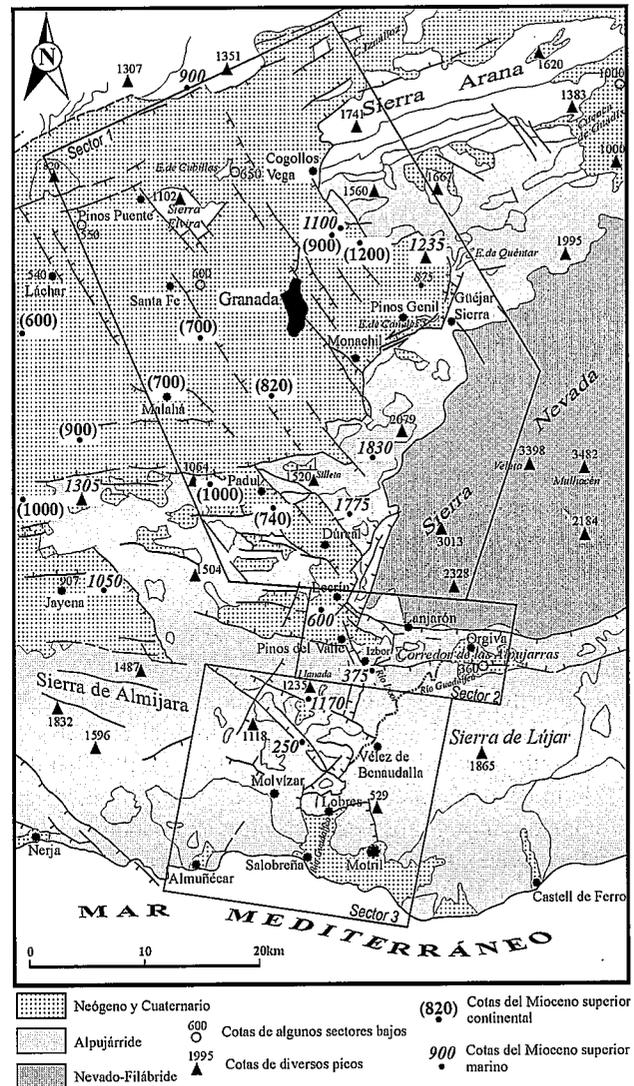


Figura 3.- Posición de los tres sectores descritos. Se indican también diversas alturas a las que se encuentra el Mioceno superior marino (calcarenitas) y el Mioceno superior continental, localmente aún marino (margas fundamentalmente).

Guadalfeo, donde hunde su labio sur, en congruencia con el movimiento de la falla de Vélez de Benaudalla.

En esta última no hemos encontrado estriaciones conservadas, mientras que en la de la Venta de la Cebada, en un punto existen estrías con cabeceos de 90° (predominantes) y otras menos marcadas de 70° y 50° que señalan una cierta componente sinistrorsa. En conjunto muestran una extensión en sentido E-O a OSO.

Los datos que hemos obtenido en el valle de los Guájares indican desplazamientos de tipo falla normal, con cabeceos prácticamente de 90°, localmente con cierta componente dextrorsa. Esto supone un desplazamiento hacia el SO.

En la falla casi N-S que hay entre Lobres y Molvízar no hemos observado estrías, pero de ser verticales supondría una extensión casi E-O. En la falla de Motril la extensión es prácticamente E-O.

En resumen, la extensión deducida oscila entre las direcciones E-O y la SO-NE (e incluso SSO-NNE) (Fig. 2).

Valores de los desplazamientos de las fallas estudiadas

Como se ha indicado anteriormente, las fallas descritas determinan el límite occidental del Nevado-Filábride y el de las unidades alpujarrides inferiores, éstas en el sector del río Guadalfeo. La hipótesis aquí defendida es que ambos rasgos no se produjeron de forma independiente, sino que las fallas descritas han actuado desde el Mioceno superior de forma conjunta, de manera que facilitaron el levantamiento de Sierra Nevada, es decir levantaron el Nevado-Filábride desde ahí hacia el este (o lo que es lo mismo, hundieron el Nevado-Filábride hacia el oeste) y levantaron el Alpujarride en el sector del bajo cauce del Guadalfeo hacia el este. Es decir, se produjo un desplazamiento vertical entre un bloque oriental y otro occidental que afecta al sector central de la Cordillera Bética (Figs. 2 y 5), superpuesto al levantamiento que en conjunto afectaba a la Cordillera desde el Mioceno superior. Por ello, el efecto final del movimiento conjunto de los tres juegos de fallas descritos es el de cortar, en dirección prácticamente N-S, a la Zona Interna Bética y a parte del Subbético.

El salto vertical total de estas fallas es del orden de 1.000 m desde Granada hacia el este y es aún mayor si se consideran algunos sectores muy subsidentes, tales como el que existe al oeste de Sierra Elvira.

En el borde occidental de Sierra Nevada el desplazamiento vertical se puede estimar a partir de los siguientes datos: la altura máxima de Sierra Nevada (el pico Mulhacén), alcanza 3.482 m y se sitúa cerca de su borde occidental. La ciudad de Granada está a unos 700 m de altura y en ella afloran materiales del Cuaternario, debajo de los cuales está el Mioceno y el Alpujarride (si no se conserva también el Maláguide), cuyos espesores pueden superar respectivamente 300, 500 y 1.500 m, por lo que el Nevado-Filábride estaría por debajo de 2.300 m bajo el nivel del mar. Comparada esa profundidad con la altura del pico Mulhacén, la cifra de unos 5.000 m de desplazamiento vertical resulta conservadora.

Estos valores están referidos al salto total vertical que hay que atribuir al conjunto de fallas del borde occidental de Sierra Nevada, no a una sola falla concreta. El nivel de compensación a partir del cual se absorben los saltos descritos y pasan a ser movimientos horizontales se encuentra como mínimo a esa profundidad. Existe al respecto una cierta polémica pues algunos autores, por ejemplo Galindo-Zaldívar *et al.* (1989) piensan que el nivel de despegue principal es el contacto entre el Alpujarride y el Nevado-Filábride. Sin embargo, la cartografía que hemos realizado muestra que en el área de Lanjarón el contacto entre el Nevado-Filábride y el Alpujarride está afectado, no por fallas de bajo ángulo, lo que supondría un despegue entre ambos conjuntos, sino por fallas prácticamente verticales, lo que por otra parte es bien conocido en sectores más orientales.

Es claro que entre el Alpujarride y el Nevado-Filábride existe un muy notable despegue (e incluso entre las propias unidades Alpujarrides y entre alguna Nevado-Filábride), de manera que ahí se producen parte de los desplazamientos, pero este despegue no es el único donde se compensan los saltos, sino que parece necesario un nivel de despegue más importante y profundo, como parece deducirse que ocurre en la cuenca de Granada, donde gran parte de los hipocentros se sitúa 9 a 16 km de profundidad, alcanzando 25 km hacia el suroeste (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1999). Además, hacia el norte, donde las fallas NO-SE pasan a la Zona Externa, el nivel de compensación no puede ser el Nevado-Filábride.

Más al sur, en el curso bajo del Guadalfeo los saltos son menores aún siendo importantes. La sierra de Lújar supera los 1.800 m de altura y en ella no se conservan las unidades superiores a la de Lújar, mientras que en valle del Guadalfeo el contacto de la unidad de Lújar con la de Escalate y el de ésta con la de Almirajara se encuentran a una altura mínima de unos 250 m. El salto vertical es del orden de 1.500 m (este salto no se puede atribuir solamente a la falla de bajo ángulo de Vélez de Benaudalla, pues en la ladera occidental de la Sierra de Lújar existen otras fallas paralelas, de menor recorrido y gran ángulo, que coadyuvan al mismo) y va disminuyendo fuertemente hacia el sur.

En la falla de Motril el salto no es fácil de calcular pues faltan referencias estratigráficas que permitan comparar el desplazamiento a ambos lados de la falla. Si consideramos los rasgos morfológicos y el hecho de que al oeste de la falla aparece una unidad alpujarride media y al este una inferior, el desplazamiento debe alcanzar varios cientos de metros.

En conjunto, es posible que el nivel de compensación se sitúe a unos 15 km en la parte NE del área estudiada, profundizándose a unos 20-25 km hacia el suroeste, si tenemos en cuenta los datos de Morales *et al.* (1997) y Galindo-Zaldívar *et al.* (1999), quienes indican que entre esas profundidades se produce el mayor número de terremotos en la cuenca de Granada.

En conjunto, es posible que el nivel de compensación se sitúe a unos 15 km en la parte NE del área estudiada, profundizándose a unos 20-25 km hacia el suroeste, si tenemos en cuenta los datos de Morales *et al.* (1997) y Galindo-Zaldívar *et al.* (1999), quienes indican que entre esas profundidades se produce el mayor número de terremotos en la cuenca de Granada.

Edad de los movimientos de las fallas

Los movimientos de las fallas descritas se han producido fundamentalmente desde el Tortoniense en adelante, de acuerdo con los siguientes datos:

Las margas marinas serravallenses, que presentan numerosos afloramientos, indican que la región estaba en gran parte cubierta por el mar. A finales del Serravallense se depositaron conglomerados, con cantos procedentes del Maláguide y del Alpujarride, lo que indica una cierta surrección y formación de relieves. Este proceso debió de paralizarse rápidamente, pues casi de inmediato hay nuevos depósitos marinos (las calcarenitas y parte de las margas tortonienses). A esto siguió una importantísima y brusca elevación de Sierra Nevada en cuyo núcleo comenzó a erosionarse el Nevado-Filábride, dando lugar a los depósitos de la *Block-Formation* de finales del Tortoniense y del Messiniense.

Actualmente existen sedimentos marinos tortonienses a diversas alturas en Sierra Nevada, estando el punto culminante a 1.830 m (Fig. 3). Si se tiene en cuenta

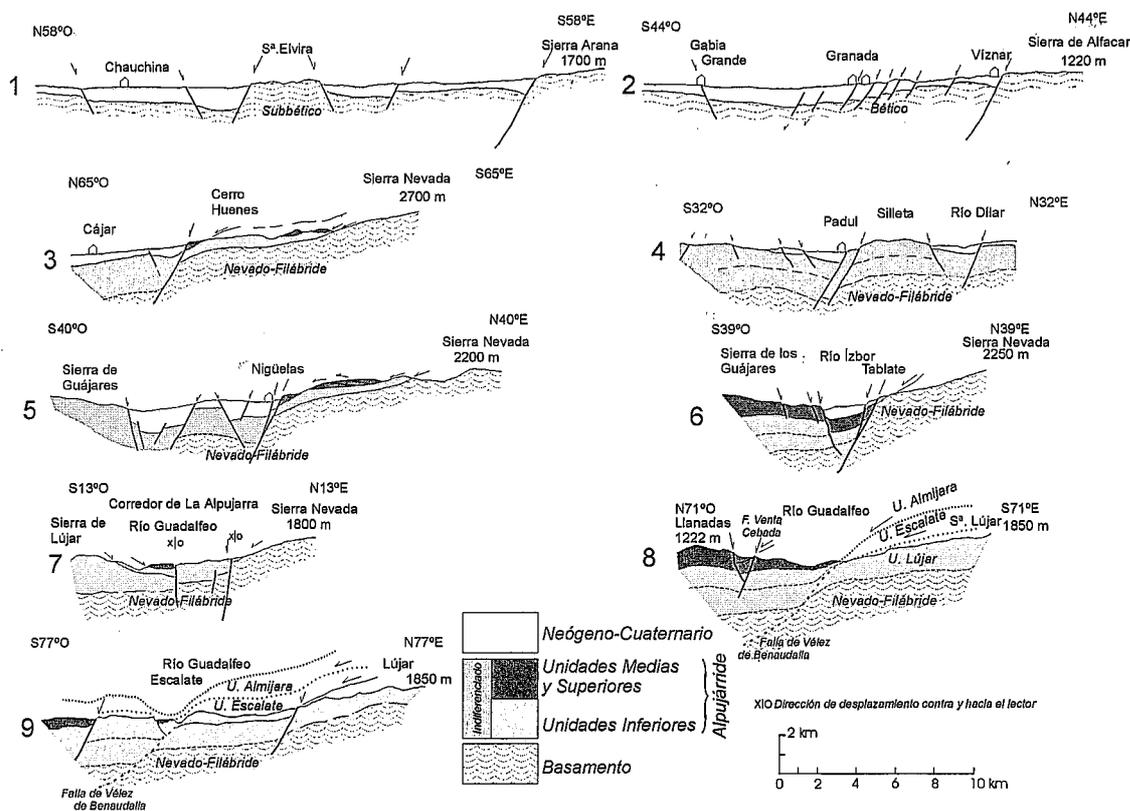


Figura 4.- Cortes geológicos que muestran los movimientos verticales producidos por las fallas de Granada a la Costa. Su posición se señala en la figura 1.

que las unidades sobre los que reposan se han deslizado gravitatoriamente, la altura que pudieron alcanzar estos sedimentos debió superar muy holgadamente los 2.000 m. A esto se suma que la erosión ha debido borrar afloramientos de materiales marinos miocenos situados a mayor altura y que, además, el núcleo nevado-filábride de Sierra Nevada no fue objeto de erosión hasta avanzado el Tortoniense. Todo ello indica que los relieves actuales de Sierra Nevada (la máxima cota se alcanza en el pico Mulhacén a 3.480 m) se han formado prácticamente desde el Mioceno Superior a la actualidad, tal como indicaron Sanz de Galdeano y López-Garrido (1999b).

En la sierra de los Guájares, en el monte Llanadas (1.235 m de cota máxima), estos depósitos tortonienses marinos se encuentran a 1.170 m (Fig. 3), habiéndose erosionado en gran parte. Es decir este monte y las zonas próximas surgen a partir del Mioceno superior. En los puntos más bajos, en Izbor, el Tortoniense aflora a 375 m y en el valle de los Guájares a 250 m (Fig. 3). Más al este, la Sierra de Lújar tiene su punto culminante a 1.865 m y en ella no se conservan materiales miocenos, pero la Sierra de Gádor situada más al este, en posición equivalente, conserva sedimentos tortonienses marinos a unos 1.600 m de altura.

En resumen, el relieve de la región se ha formado fundamentalmente a partir del Mioceno Superior y la creación de este relieve viene facilitada por los movimientos de las fallas citadas.

Comparación con otras zonas de fallas transversales de la Cordillera Bética

En la parte oriental de la Cordillera Bética existe un sistema de fallas de dirección NNE-SSO a NE-SO más importante que las fallas ahora descritas. Son las fallas de Lorca-Totana, Palomares y Carboneras, fundamentalmente de desgarre sinistrorso, también con salto vertical y que cortan a la corteza (cortan por tanto a todos los complejos de la Zona Interna) y permiten la salida de materiales volcánicos (Larouzière *et al.*, 1988).

Salvo la falla más meridional, la de Carboneras que parece tener movimientos ya durante el Mioceno medio, la edad de sus movimientos se sitúa fundamentalmente a partir del Messiniense (Montenat *et al.*, 1987), comparable por tanto con las del borde occidental de Sierra Nevada y los del curso bajo del Guadalfeo.

Según datos geofísicos (Banda y Ansoerge, 1980) sus saltos horizontal y vertical hacen que el espesor cortical varíe notablemente a ambos lados de estas fallas. Mientras que en la cuenca Subbaleár (dentro de la cuenca Argelina) su espesor es reducido, las citadas fallas han desplazado hacia el SSO-SO y hundido parte de la Cordillera Bética, donde el espesor cortical es mayor.

El efecto que ha producido el conjunto de fallas del borde occidental de Sierra Nevada y del curso bajo del Guadalfeo es parecido, pero más reducido de escala. Los saltos horizontales y verticales son menores. Su

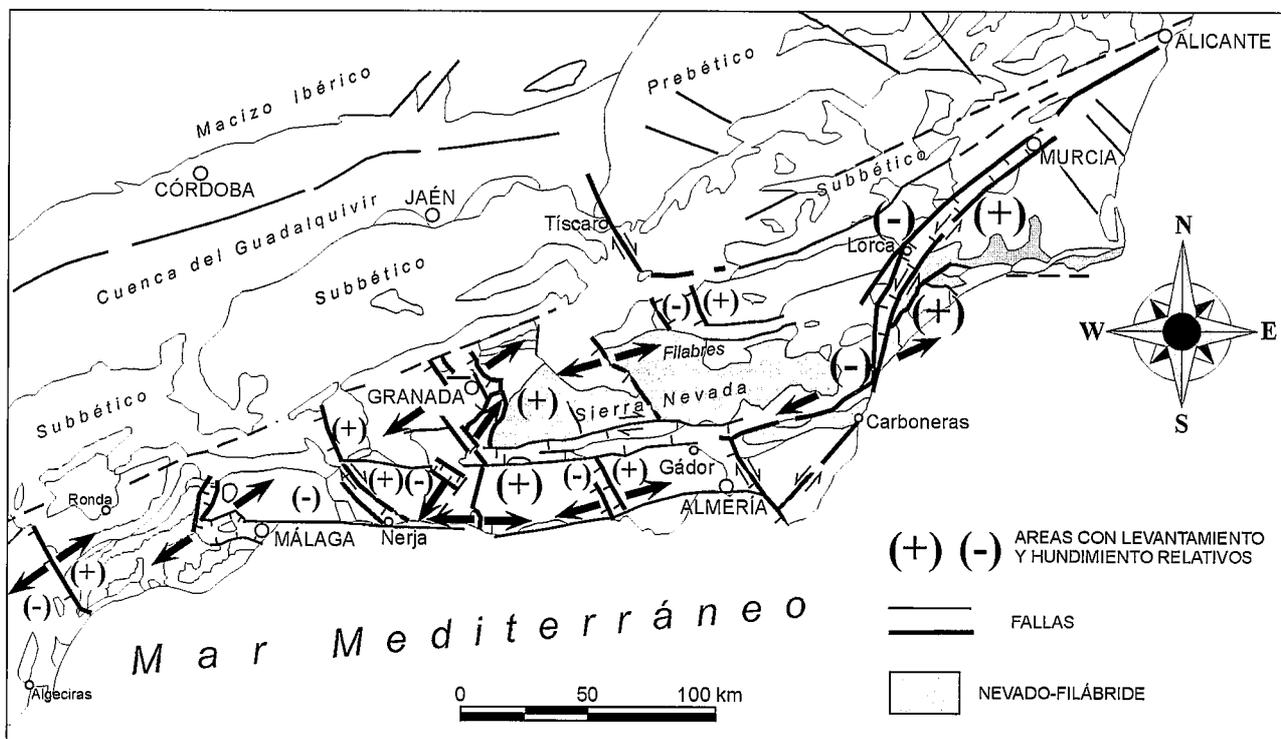


Figura 5.- Esquema en el que se resaltan las principales fallas neotectónicas que afectan a la Zona Interna Bética, con indicación de las direcciones de extensión y las áreas en elevación y hundimiento relativos.

dirección de extensión es también parecida a la de las fallas de Carboneras a Lorca-Totana, es decir NE-SO en su conjunto (Fig. 5) a la vez que hunden el bloque occidental con respecto al oriental. Estos movimientos, en los que el bloque superior se hunde hacia el suroeste, en algún caso hacia el OSO, son congruentes con los observados en los movimientos extensionales producidos en el Mioceno Inferior y Medio (Martínez-Martínez y Azañón, 1997), si bien, es de sospechar que algunos de ellos hayan de ser algo “rejuvenecidos” de acuerdo con los datos presentados en el presente trabajo.

Hay que considerar también la zona de fallas del oeste de la Sierra de Gádor, que en conjunto corresponden a un sistema de fallas que hunden su labio occidental (Martínez-Díaz, 1998), exactamente como se señala para las fallas de Granada a la costa. El movimiento de estas fallas se transfiere hacia el oeste a través de las grandes fallas E-O del corredor de las Alpujarras y forman por tanto parte del mismo sistema en extensión de la Cordillera Bética (Fig. 5).

Quedan otras dos grandes zonas de fractura transversales en la Cordillera Bética. Una de ellas, la falla de Tíscar, va desde el sector de Quesada, al suroeste de la Sierra de Cazorla, hacia Almería, pero su continuidad en el sector de Sierra de los Filabres puede ser discutida. La otra zona, de menor longitud, corresponde a las fallas que desde aproximadamente Nerja se dirigen hacia el noroeste y cortan la parte occidental de Sierra Tejada. Son fallas de desgarre dextrorso que hunden preferentemente el bloque occidental y el movimiento de conjunto es igualmente de extensión en dirección NE-SO o ENE-OSO.

La interpretación general que hacemos, es que las fallas del borde occidental de Sierra Nevada y del curso bajo del Guadalfeo, y las otras que se acaban de citar, en especial las de Carboneras a Lorca-Totana, han contribuido a facilitar la extensión de la Cordillera Bética en dirección NE-SO o ENE-OSO, a la vez que la corteza se elevó hacia el NE-ENE, en dirección de la cuenca argelina. Todo ello se produjo combinando una compresión aproximadamente N-S que se reinstauró en la región a partir del Mioceno superior y un levantamiento regional importante de la Cordillera, cuyo origen hay que buscarlo en la propia compresión citada y quizás en cierto reajuste isostático regional.

Conclusiones

El conjunto de fallas del borde occidental de Sierra Nevada, continuado por el valle de Lecrín y después por las fallas del curso bajo del Guadalfeo, corta transversalmente la Zona Interna Bética y determina el límite occidental del Nevado-Filábride y el de las unidades alpujarrides inferiores.

El salto vertical conjunto de estas fallas varía de N a S; en el borde occidental de Sierra Nevada estimaciones conservadoras dan valores del orden de 5.000 m, mientras que en el sector de Lújar son de 1.500 m, valor que se reduce más hacia el sur. El nivel de compensación de las fallas probablemente se encuentre de unos 9 a 25 km por debajo de la superficie, existiendo varios niveles de despegue más superficiales y de menor importancia, los cuales acomodan parte de los desplazamientos verticales y horizontales, destacando entre ellos el contacto entre el Alpujarride y el Nevado-Filábride.

A partir de los materiales neógenos implicados, se deduce que de los movimientos de las fallas se produjeron fundamentalmente desde el Tortoniano superior a la actualidad, es decir en el periodo neotectónico *sensu lato*.

Este conjunto de fallas hay que considerarlas junto a otras zonas de fallas transversales de la Cordillera Bética, en especial la de Carboneras-Lorca, todas las cuales facilitan la extensión de la Cordillera Bética en dirección NE-SO o ENE-OSO, a la vez que levantan la corteza por la parte oriental, hacia la cuenca argelina. Se insertan por tanto en un proceso que ha tenido lugar desde el Mioceno Inferior, si bien los rasgos aquí estudiados son más modernos, del Mioceno Superior en adelante. Algunas de las atribuciones (ciertamente no todas) a edades del Mioceno Inferior y Medio de extensiones en la Cordillera Bética, han de ser rejuvenecidas.

Agradecemos al Dr. J. Vergés (Barcelona) y a un revisor anónimo las críticas y sugerencias realizadas, que han permitido mejorar el presente trabajo. Este estudio ha sido financiado por los proyectos PB97-1267-C03-01 y PB97-1201 de la DGESIC y los grupos de investigación de la Junta de Andalucía, RNM-0217 y 0163.

Bibliografía

- Banda, E. y Ansorge, J. (1980): Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordilleras. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, 63: 515-532.
- Crespo-Blanc, A., García-Dueñas, V. y Orozco, M. (1993a): Systèmes en extension dans la Chaîne Bétique Centrale: que reste-t-il de la structure en nappes du complexe Alpujarride?. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 317, II: 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: 78-88.
- Estévez, A., González-Donoso, J.M., Linares, D., López-Garrido, A.C., Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Serrano, F. (1985): El Neógeno del Valle de los Guájares (Cordillera Bética, Granada). *Mediterránea*, 4: 33-54.
- Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1980): La néotectonique des environs de la Sierra Arana (Prov. de Grenade). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 11: 7-29.
- Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1983): Néotectonique du secteur central des Chaînes Bétiques (Basins du Guadix-Baza et de Grenade). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 21: 23-34.
- Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1984): Neotectónica en la depresión de Granada y áreas próximas. Métodos empleados para el estudio de las deformaciones neotectónicas. *Energía Nuclear*, 144-50: 249-257.
- Fernández del Castillo, T., Brabb, E., Delgado-Salazar, F., Martín-Algarra, A., Irigaray Fernández, C., Estévez Rubio, A. y Chacón Montero, J. (1997): Rasgos geológicos y movimientos de ladera en el sector Izbor-Vélez Benaudalla de la cuenca del Río Guadalfeo (Granada). En: *IV Simposio nacional sobre taludes y laderas inestables*, Granada: 795-808.
- Fontboté, J.M. (1957): Tectoniques superposées dans la Sierra Nevada (Cordillères bétiques, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 245: 1324-1326.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1989): Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinamica Acta*, 3: 73-85.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A. y González-Lodeiro, F. (1996): Reactivation of the Mecina detachment in the western sector of Sierra Nevada (Betic Cordilleras, SE Spain). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 323, IIa: 615-622.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Serrano, I., Morales, J., González-Lodeiro F. y Torcal, F. (1999): Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): Example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18: 686-702.
- 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-Mar. Lett.*, 12: 88-95.
- Larouzière, F.D. de, Bolze, J., Bordet, P., Hernandez J., Montenat, Ch. y Ott d'Estevou, Ph. (1988): The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152: 41-52.
- Lhenaff, R. (1965): Néotectonique quaternaire sur le bord occidental de la Sierra Nevada (province de Grenade, Espagne). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, (2), 7, 3: 205-207.
- Martínez-Díaz, J.J. (1998): *Neotectónica y Tectónica Activa del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética - España)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, 466 p.
- Martínez-Martínez, J.M. y Azañón, J.M. (1997): Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system. *Tectonics*, 16: 205-225.
- Montenat, Ch., Ott d'Estevou, Ph. y Masse, P. (1987): Tectonic sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 11: 1-22.
- Morales, J., Serrano, I., Vidal, F. y Torcal, F. (1997): The depth of the earthquake activity in the Central Betics (Southern Spain). *Geophys. Res. Letters*, 24: 3289-3292.
- Santanach, P., Sanz de Galdeano, C. y Bousquet, J.C. (1980): Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas). *Bol. Geol. Min.*, 91-92: 417-440.
- Sanz de Galdeano, C. (1980): La neotectónica del Norte de la Depresión de Granada. *Estudios Geol.*, 36: 255-261.
- Sanz de Galdeano, C. (1996): Neotectónica y Tectónica Activa en el sector de Padul-Dúrcal (Borde SW de Sierra Nevada, España). En: *1ª Conferencia Internacional Sierra Nevada*, Granada, Vol. 1: 219-231.
- Sanz de Galdeano, C., Estévez, A., López-Garrido, A.C. y Rodríguez-Fernández, J. (1984): La fracturación tardía al SW de Sierra Nevada (terminación occidental del corredor de las Alpujarras, Zona Bética). *Estudios Geol.*, 40: 183-191.
- Sanz de Galdeano, C. y López-Garrido, A.C. (1999a): Estratigrafía y estructura de las unidades alpujarrides en el borde occidental de Sierra Nevada (Granada, España). *Rev. Soc. Geol. España*, 12: 187-198.
- Sanz de Galdeano, C. y López-Garrido, A.C. (1999b): Nature and impact of the Neotectonic deformation in the western Sierra Nevada (Spain). *Geomorphology*, 30: 259-272.

Sanz de Galdeano, C., Rodríguez-Fernández, J. y López-Garrido, A. C. (1985): A strike-slip fault corridor within the Alpujarra Mountains (Betic Cordilleras, Spain). *Geol. Rundschau*, 74: 642-655.

Sanz de Galdeano, C., Vidal, F. y de Miguel, F. (1982): El sistema de fracturas de dirección N10-30E del borde occidental de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). *Estudios Geol*, 38: 393-398.

Viennot, P. (1930): Observations géologiques dans la région de Grenade (Andalousie). *En: Livre Jubilaire Soc. Géol. France, Paris*, 11: 633- 660.

Manuscrito recibido el 7 de Marzo de 2000

Aceptado el manuscrito revisado el 16 de Octubre de 2000