EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DESDE EL MIOCENO DEL SECTOR NOROCCIDENTAL DE LA DEPRESIÓN DE GRANADA (CORDILLERAS BÉTICAS)*

P. Ruano, J. Galindo-Zaldívar y A. Jabaloy

Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071-Granada, España.

* ***Trabajo presentado en el 11th Meeting of the Association of European Geological Societies (MAEGS-11, Alicante, 1999)***

Resumen: La Depresión de Granada es una de las mayores depresiones localizada en las Cordilleras Béticas centrales. En el sector noroccidental de la Depresión de Granada, los materiales neógenos y cuaternarios se disponen discordantes sobre las unidades subbéticas formadas por litologías predominantemente carbonatadas. Este sustrato esta compuesto por tres unidades tectónicas limitadas por fallas de bajo ángulo. Las unidades tectónicas intermedia e inferior están separadas por una falla que muestra dos estadios de traslación con sentidos de movimiento del bloque de techo hacia el SO y el N. En el contacto entre las unidades intermedia y superior sólo se observa el último estadio de traslación. Las dos fallas más importantes que individualizan la Depresión de Granada se sitúan en el sector septentrional y tienen una edad Post-Tortoniense, son normales y tienen una dirección aproximada E-O, con buzamientos medios y bajos hacia el S. Los perfiles sísmicos indican que la falla más meridional tuvo dos estadios principales de actividad normal con un evento compresivo intermedio. La Depresión de Granada tiene un relleno en cuña que se abre e inclina hacia el N. Este basculamiento pudo ser producido por la actividad de este sistema de fallas. Sin embargo, mediante el estudio de cantos estriados, diaclasas verticales y fallas normales se ha observado que las rocas pliocuaternarias están afectadas por nuevas deformaciones compresivas y extensivas. La sucesión de mecanismos focales de extensión y compresión en el área también indican que, en la actualidad, el campo de esfuerzos tiene las mismas características. El modelo de evolución tectónica de la región tiene que contemplar la alternancia de estas deformaciones compresivas y extensivas, que no han sido tenidas en cuenta en los modelos previos propuestos para este área.

Palabras clave: Depresión de Granada, Cordilleras Béticas, evolución reciente, deformaciones extensivas y compresivas.

Abstract: The Granada Depression is one of the largest depressions located in the central Betic Cordilleras. In the studied area, the Neogene and Quaternary rocks lie unconformably over the carbonated units of the Subbetic. Three tectonic units separated by low angle faults compose the subbetic basement. The middle and lower tectonic units are separated by a fault that shows two stages of translation with top-to-the SW and N sense of motions. The contact between the middle and upper units only shows the latest stage of translation. The structures that individualise the Granada Depression have a post-Tortonian age. The two most relevant faults are normal and have an approximate E-W strike and middle to low southward dips. Seismic reflection profiles reveal two main stages of normal activity in the southern fault with an intermediate compressional event. The wedge shape of the sedimentary fill of the Granada Depression, thickening towards the N, may have been produced by the activity of this fault system. However, Plio-Quaternary rocks are affected by new compressional and extensional deformations that have been revealed by the study of striated pebbles, vertical joints and normal faults. The alternance of compressional and extensional focal mechanisms in the area also indicates that the present-day stress field has the same features. The tectonic evolution model should take into account the alternance of these extensional and compressional deformations that have not been taken into account in the previous models proposed for the area.

Key Words: Granada Depression, Betic Cordilleras, recent evolution, compressional and extensional deformations

Ruano, P., Galindo-Zaldívar, J. y Jabaloy, A. (2000): Evolución geológica desde el Mioceno del sector noroccidental de la Depresión de Granada (Cordilleras Béticas). *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (1): 143-155

Las Cordilleras Béticas junto con las Cordilleras Rifeñas son el segmento más occidental de la Cadena Alpina mediterránea. Han sido divididas a partir de criterios petrológicos y estructurales en "Zonas Internas" y "Zonas Externas" (Fallot, 1948). Las Zonas Externas (Subbético y Prebético) corresponden al Dominio Sudibérico y las Zonas Internas pertenecen al Dominio de Alborán (García Dueñas y Balanyá, 1986). Las depresiones de Granada y Guadix-Baza son las dos depresiones neógenas más extensas que se identifican en el sector central de las Cordilleras Béticas (Fig. 1). El contacto entre Zonas Externas y Zonas Internas pasa por ambas depresiones y está fosilizado por rocas sedimentarias de edades comprendidas entre el Mioceno inferior (Burdigaliense superior) y la actualidad.

Las primeras interpretaciones tectónicas de la Depresión de Granada (MacPherson, 1885; Viennot, 1930) consideraban esta depresión como un gran sinclinal con depósitos miocenos transgresivos. Sanz de Galdeano (1980, 1983) y Estévez y Sanz de Galdeano (1983) proponen la existencia de una gran falla de desgarre dextro, de dirección aproximada N70°E, desde Cádiz a Alicante que pasaría por el N de la Depresión de Granada. Basándose en ella, Rodríguez Fernández *et al.* (1989) proponen un modelo de formación de la Depresión de Granada con características de cuenca de *pull-apart*, que ha sido tomado como base para interpretaciones posteriores de la cuenca (Morales *et al.*, 1990; Delgado *et al.*, 1984; Sanz de Galdeano y Vera., 1992; Fernández *et al.*, 1995; entre otros). A pesar de la importancia de esta hipótesis, no hay trabajos que localicen ningún afloramiento de esta falla en superficie en la Depresión de Granada. Los estudios microestructurales realizados en la zona son muy escasos y sólo cabe destacar los lle-

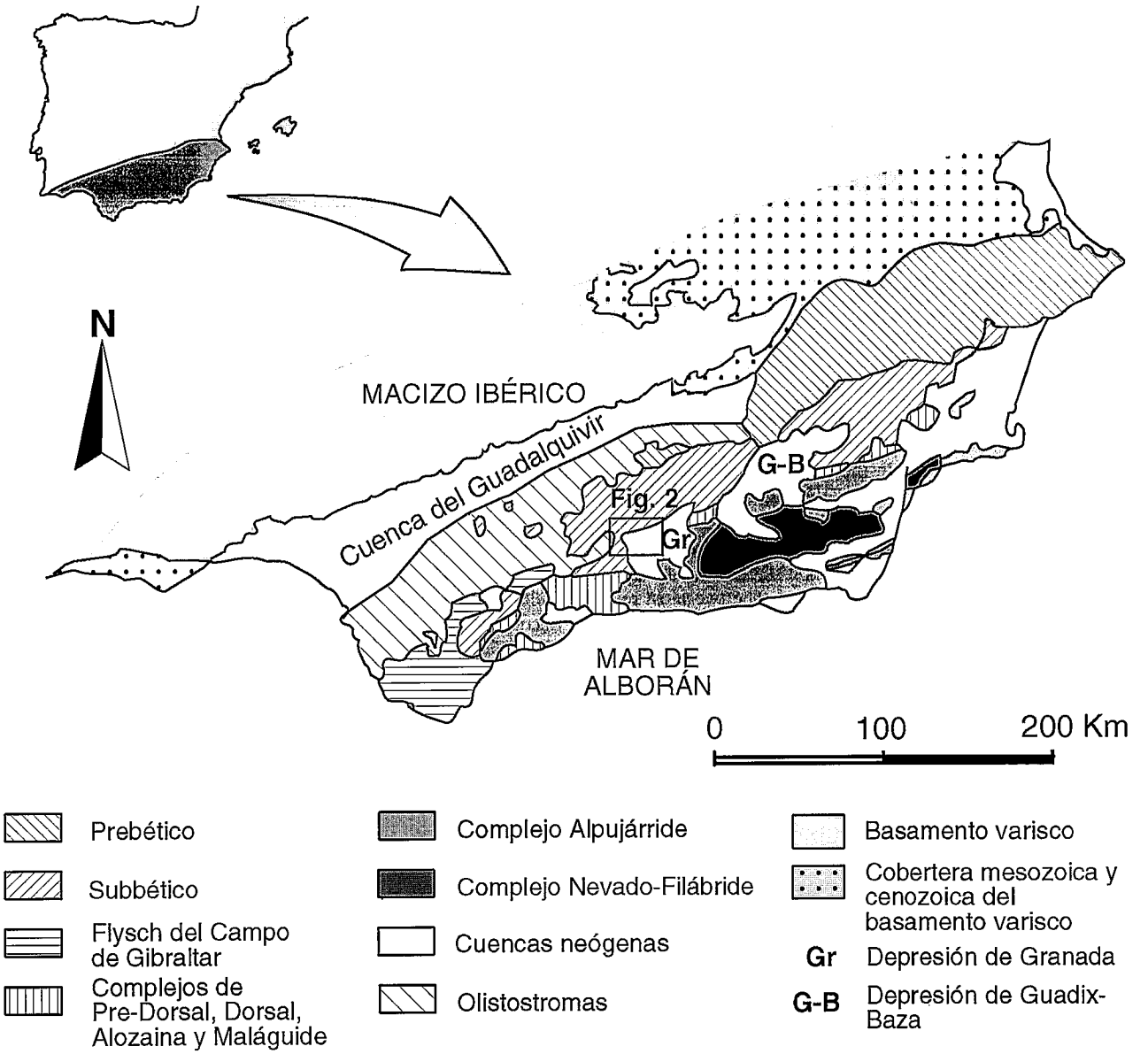

Figura 1.- Situación del área de estudio en el marco de las Cordilleras Béticas.

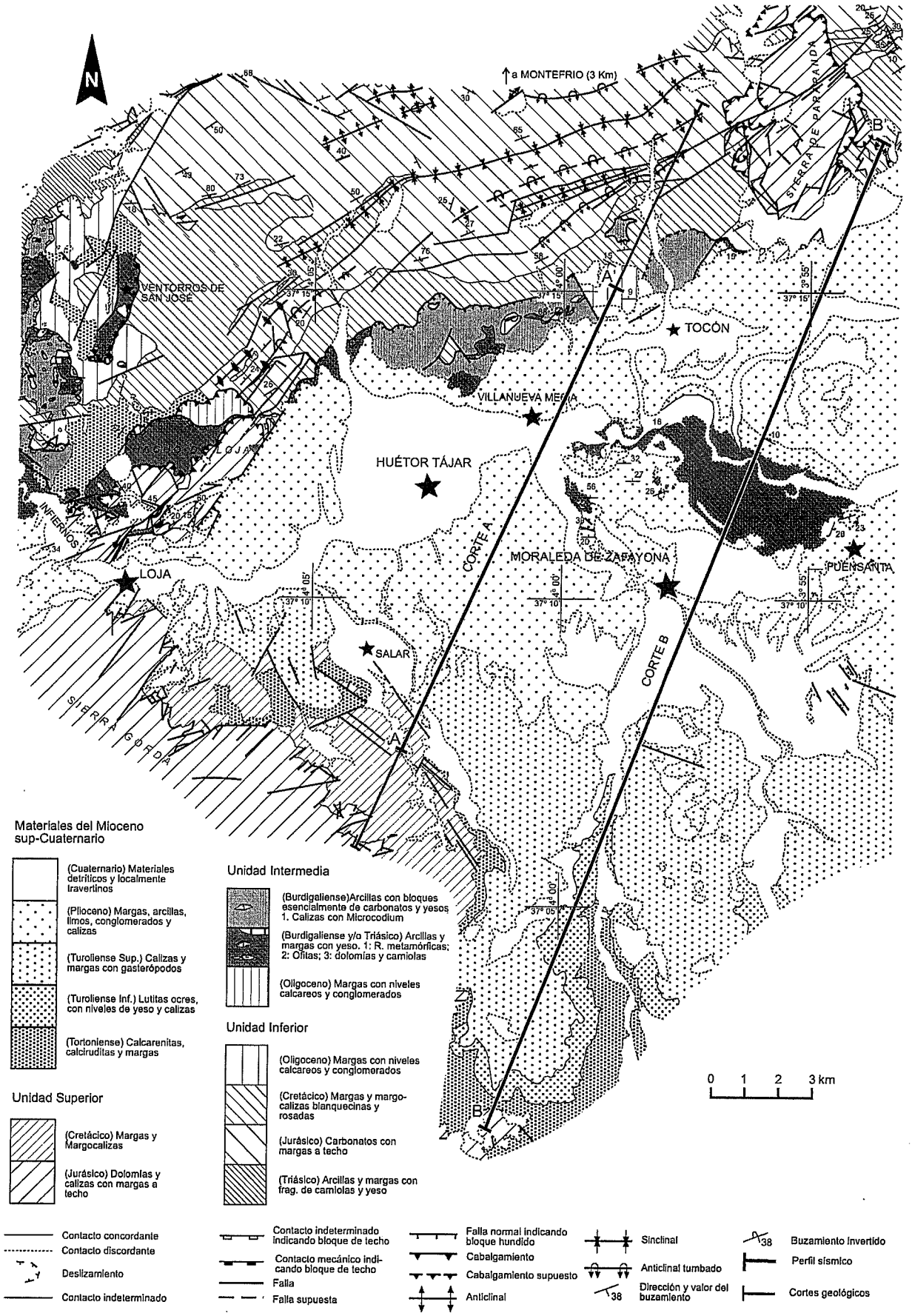

Figura 2.- Mapa geológico del sector noroccidental de la Depresión de Granada, con la indicación de la posición de los perfiles y los cortes geológicos mostrados en las figuras 3 y 5. Las edades asignadas a los distintos materiales han sido tomadas de Lupiani y Soria (1988).

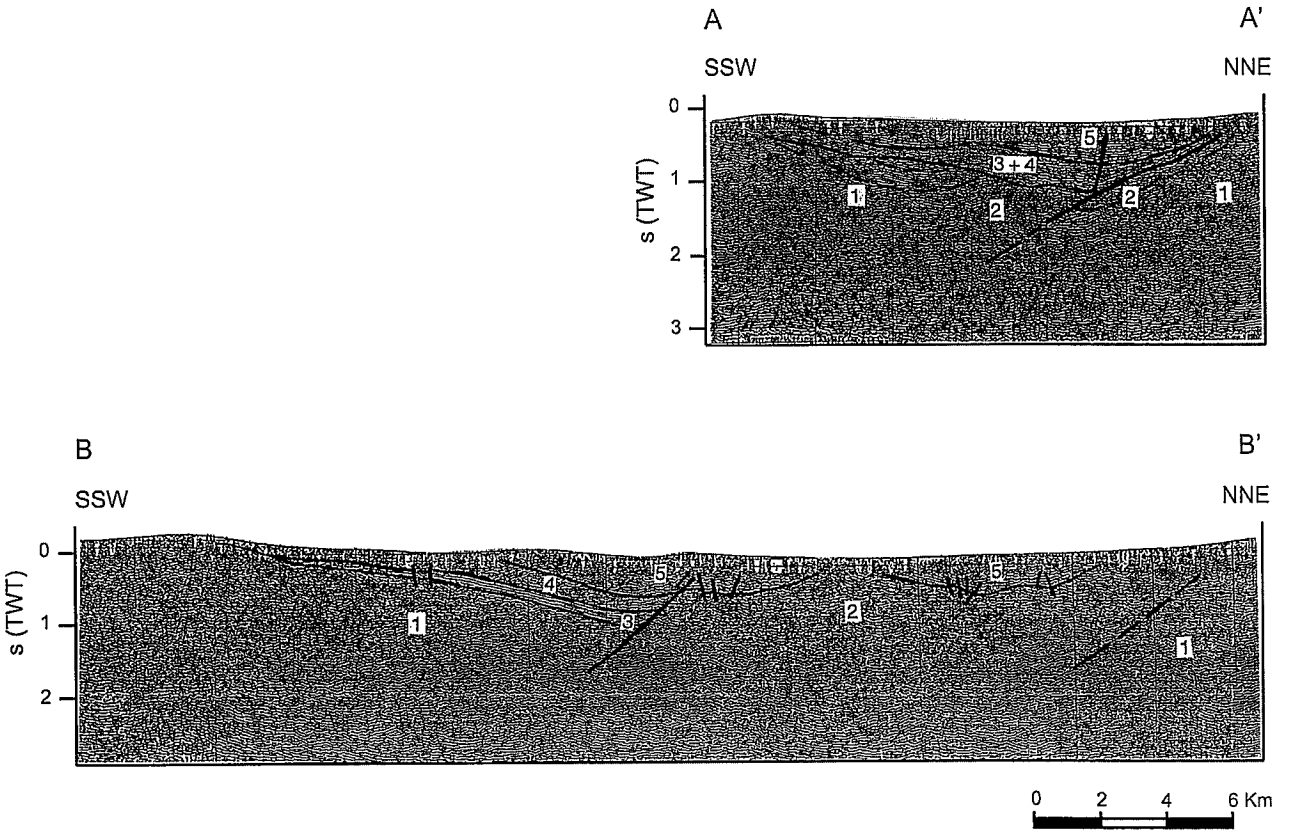

Figura 3.- Perfiles sísmicos migrados en el sector NO de la Depresión de Granada. Localización en el mapa geológico (Fig. 2). Estos perfiles han sido procesados por la Compañía General de Geofísica usando una rutina estándar a partir de datos de la Chevron Oil Company. Las unidades sísmicas han sido asignadas a distintos materiales teniendo en cuenta su continuidad con los afloramientos en superficie y la correlación de las facies sísmicas características de cada material determinadas al E de la zona estudiada por Morales *et al.* (1990). 1. Sustrato subbético; 2. Trías y/o Burdigaliense de la Unidad Intermedia; 3. Tortoniense; 4. Turoliense inf.; 5. Turoliense sup. y Plioceno. Los materiales de las diferentes edades están descritos en el texto y en la figura 2.

vados a cabo por Sanz de Galdeano y Estévez (1981) a partir del estudio de estriaciones en cantos de conglomerados, que muestran una dirección de compresión predominante NNO-SSE y una secundaria ENE-OSO.

El objetivo de este trabajo es establecer la evolución geológica del sector NO de la Depresión de Granada desde el Mioceno. En este sector, los materiales neógenos se sitúan discordantes sobre las unidades de la Zona Subbética. Se ha estudiado la geometría y cinemática de las estructuras y se han determinado paleoesfuerzos y esfuerzos actuales. Entre las técnicas utilizadas se incluye el análisis microestructural de microfallas, cantos estriados, diaclasas y pliegues. También se han analizado datos de sísmica de reflexión, gravimétricos y sismológicos.

Marco geológico

En el sector noroccidental de la Depresión de Granada afloran materiales del Subbético, así como materiales neógenos y cuaternarios (Fig. 2). Los materiales del Subbético se dividen en tres unidades tectónicas.

La Unidad Inferior está constituida por materiales que pertenecen al Subbético Medio y registran una sedimentación, más o menos continua, desde el Triásico hasta el Mioceno inferior. Los materiales de edad triásica están constituidos por arcillas y margas con fragmentos entremezclados de carniolas, masas de yesos y ofitas. Se trata de materiales típicos de facies Keuper. Los materiales jurásicos y cretácicos de esta unidad son predominantemente carbonatados con naturaleza más margosa hacia el techo. El Terciario, desde el Paleógeno hasta el Burdigaliense, está representado por una serie a cuyo muro se encuentran margas claras con niveles turbidíticos que presentan intercalaciones de calizas detríticas. Sobre ellas se disponen conglomerados y sobre ellos calizas bioclásticas y finalmente, margas a techo.

La Unidad Intermedia está constituida por margas claras con niveles turbidíticos del Oligoceno y arcillas verdes del Mioceno inferior y/o medio. Estas últimas son equivalentes a la "Formación de arcilla con bloques", identificada por Bourgois (1978) en zonas más occidentales de la Cordillera. En ellas se encuentran enclaves de calizas de *Microcodium*, margas con niveles turbidíticos del Eoceno inferior, margas blancas y verdosas del Oligoceno superior y bloques de areniscas silíceas. Cabe destacar, dentro de esta masa, la presen-

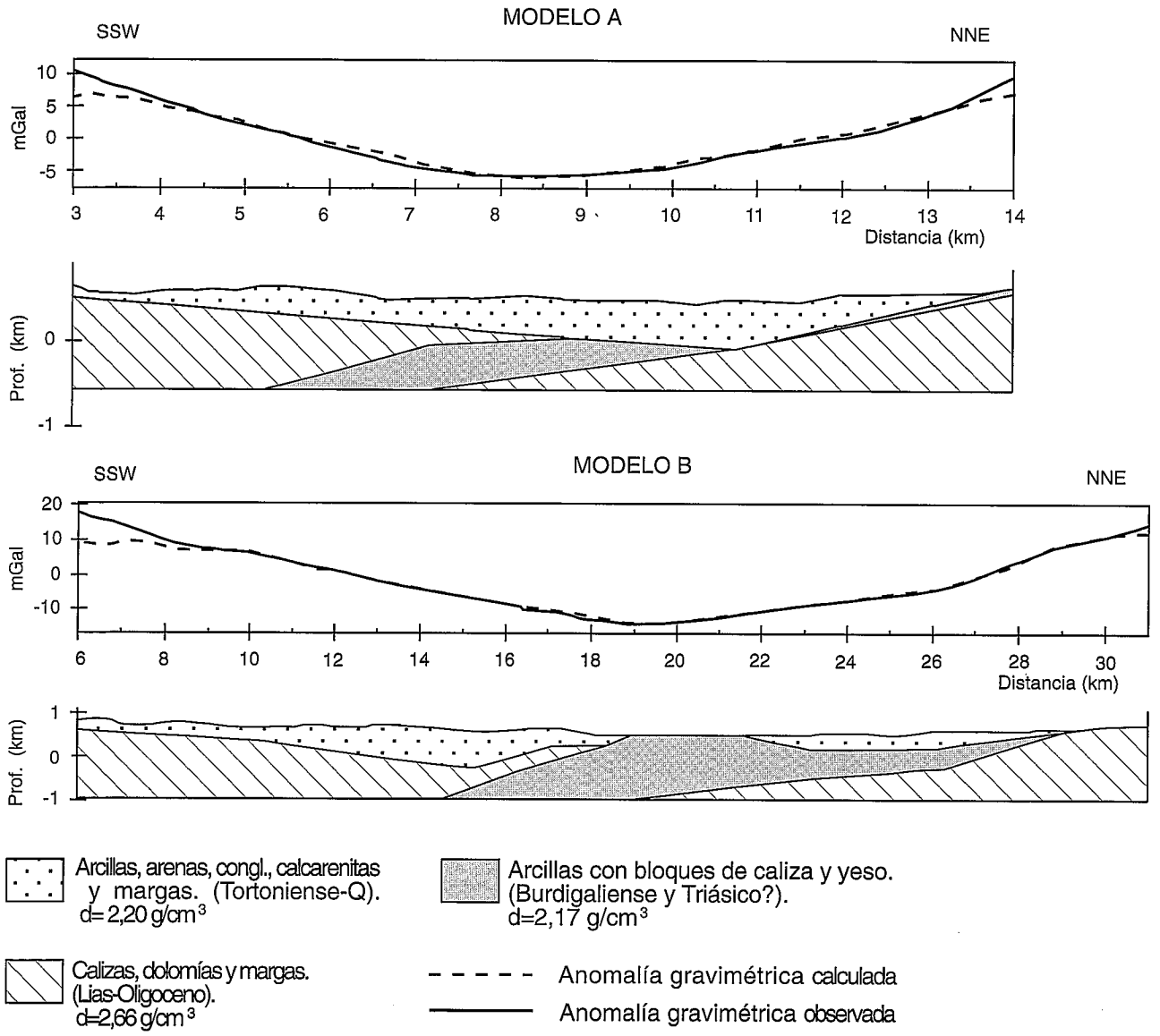

Figura 4.- Modelos gravimétricos bidimensionales de anomalía residual basados en los perfiles sísmicos (A-A' y B-B', Fig. 3). Para el calculo de la profundidad del Subbético de la cuenca se ha tomado 1800 m/s como velocidad media en los sedimentos. Para ello se utilizaron los datos de un sondeo en los mismos materiales que se realizó al E de la zona estudiada y por el que pasa otro perfil sísmico (Morales *et al.*, 1990). Se han considerado las densidades medias para cada conjunto litológico a partir de Telford *et al.* (1990) que han sido modificadas ligeramente durante la modelización. Estos modelos han sido realizados con el programa GRAVMAG v.15 (Pedley *et al.*, 1993) a partir del mapa de anomalías de Bouguer tomado de Morales *et al.* (1990).

cia de grandes bloques de tamaño kilométrico, formados mayoritariamente por una brecha poligénica de materiales triásicos. Regionalmente, estas masas de Triásico resedimentado están en contacto con rocas del Triásico en facies Keuper que se sitúan en la base de las otras unidades. Las deficientes condiciones de observación impiden determinar la naturaleza de este contacto. El escape de estas rocas fue probablemente la fuente de los bloques resedimentados (Pérez López y Sanz de Galdeano, 1994). Cabe, pues, la posibilidad que parte del material de arcillas con bloques situado bajo el Lías de la Sierra del Hacho de Loja (Fig. 2) pueda corresponder a las rocas triásicas situadas en la base de la secuencia de la Unidad Superior.

Los materiales de la Unidad Superior afloran en Sierra Gorda, Parapanda y Hacho de Loja y pertenecen al Subbético Interno y a zonas de transición con el Subbético Medio (Fig. 2). En la zona estudiada, en esta unidad sólo afloran materiales del Jurásico y Cretácico a excepción del posible Triásico del Hacho de Loja. Los depósitos jurásicos están constituidos fundamentalmente por calizas y dolomías y los del Cretácico por margas y margocalizas. El Cretácico está representado casi exclusivamente en Sierra Gorda, aunque aparecen, también, pequeños afloramientos en el Hacho de Loja.

Discordantes sobre todo este conjunto de rocas del Subbético, se disponen los materiales de edad Mioceno medio-superior al Cuaternario tanto dentro como fuera de la Depresión de Granada. Los más antiguos han sido datados como Mioceno medio (Langhiense) (Díaz de Neira *et al.*, 1992) y están formados por margas verdosas con niveles de arenas y gravas sueltas. Por encima

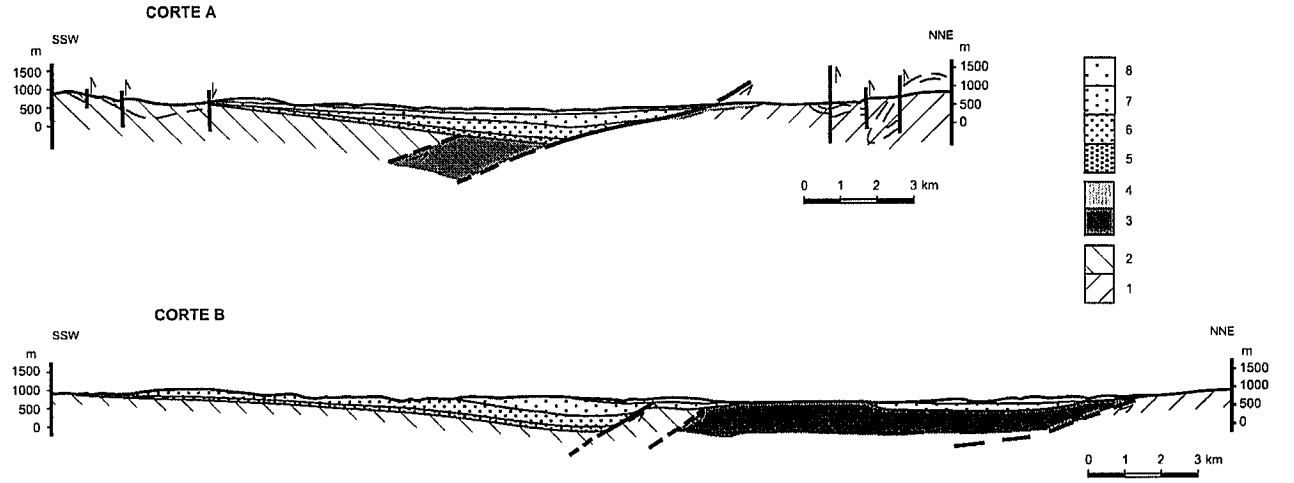

Figura 5.- Cortes geológicos del sector noroccidental de la Depresión de Granada (localización en figura 2). 1. Unidad Inferior (Trías-Oligoceno); 2. Unidad Superior (Cretácico-Jurásico); 3. Trías y/o Burdigaliense; 4. Burdigaliense; 5. Tortoniense; 6. Turoliense inf.; 7. Turoliense sup.; 8. Plioceno y Cuaternario. Los materiales de las diferentes edades están descritos en el texto y en la figura 2.

de estos materiales, Rodríguez Fernández *et al.* (1989) y Fernández *et al.* (1995a, b) reconocen entre 5 y 6 secuencias deposicionales desde el Tortoniense. La secuencia deposicional I, de edad tortoniense, se desarrolló en un contexto transgresivo en una amplia plataforma (calcirruditas, calcarenitas bioclásticas, niveles de conglomerados y margas). En la transición al Tortoniense superior se desarrolló una etapa de deformación que provocó una importante formación de relieve y la individualización de cuencas. Las secuencias deposicionales II y III, de edad Tortoniense superior, representan el desarrollo de un sistema de *fan deltas* constituidos por conglomerados, arenas y margas y *lowstand systems tract* formado por lutitas y margas sobre las que se depositaron calizas bioclásticas. Esta última secuencia indica condiciones de transición marino-continental, como consecuencia del levantamiento de la Cordillera en el Tortoniense superior. Las tres últimas secuencias (secuencias deposicionales IV, V, VI de los citados autores), desde el Turoliense hasta la actualidad, representan el relleno continental de la cuenca, cuya organización interna refleja una compleja interacción de varios sistemas fluviales, tanto transversos como longitudinales, y sistemas lacustres. La secuencia deposicional IV está constituida por materiales de edad Turoliense sup.-Ventiense. Su parte basal es predominantemente lutítica. Sobre éstos y en toda la Depresión, aparece una alternancia centimétrica de niveles de yeso con lutitas y ocasionalmente láminas de carbonatos. Por encima y lateralmente respecto a estos materiales aparecen calizas y margocalizas con gasterópodos. Las secuencias deposicionales V y VI (Plioceno-Pleistoceno) está formada por depósitos fluviales de conglomerados, arenas y limos que alcanzan un desarrollo notable con los "Conglomerados de Moraleda". Los materiales holocenos, esencialmente coluviales y fluviales, se disponen discordantemente sobre todos los materiales anteriormente descritos.

Estructura del Subbético

El Subbético puede ser dividido en tres unidades superpuestas entre sí (inferior, intermedia y superior), tal como se ha indicado en el apartado anterior. Su estructura se ha determinado a partir de los datos geológicos de superficie (Fig. 2), perfiles sísmicos (Fig. 3) y modelos gravimétricos (Fig. 4) que han permitido realizar dos cortes geológicos de la región (Fig. 5).

La Unidad Inferior se considera como el autóctono relativo para la zona estudiada y fue sometida a varias fases de deformación alpinas. La etapa más antigua se desarrolló durante el Cretácico medio y se manifiesta por la discordancia existente entre el Cretácico inferior y superior (Vera, 1969). La etapa de deformación principal tuvo lugar durante el Oligoceno terminal-Mioceno inferior. En esta etapa se configura la estructura interna de la Unidad, caracterizada por pliegues vergentes al N con ejes de dirección predominante OSO-ENE (Fig. 2).

Situada encima de la anterior, la Unidad Intermedia aflora exclusivamente en el sector del Hacho de Loja y en el norte de la Depresión de Granada (Fig. 2). Su geometría en profundidad se ha podido determinar a partir de los modelos gravimétricos (Fig. 4). Estos modelos muestran que, en continuidad con los afloramientos observados al N de Tocón, la Unidad Intermedia se prolonga bajo la Depresión de Granada y sus contactos con la Unidad Inferior y Superior buzan hacia el SSO (Fig. 5). La Unidad Intermedia está limitada por fallas de bajo ángulo y tiene, en su mayor parte, una estructura interna caótica. En la zona del Hacho de Loja, existe un contacto interno en la unidad cuyo carácter (despegue o cabalgamiento) depende de la naturaleza que se atribuya a las brechas, compuestas esencialmente por elementos triásicos. Si éstas son exclusivamente tectónicas, se pueden diferenciar dos subunidades separadas por un contacto cabalgante, ya que los materiales triásicos se situarían sobre los del Oligoceno. Sin em-

bargo, si se considera que las brechas con elementos triásicos han sido resedimentadas durante el Mioceno inferior y/o medio, el contacto intermedio se consideraría un despegue de las arcillas con bloques sobre los materiales oligocenos.

La cinemática del contacto de esta unidad con la Inferior se ha podido determinar por medio de criterios estructurales de campo en varios puntos. En la zona de Ventorros de San José (Figs. 2 y 6), en el contacto entre los materiales oligocenos pertenecientes a la Unidad Inferior y un bloque de materiales triásicos pertenecientes la Unidad Intermedia, se observa una zona de falla subhorizontal. Esta zona de falla tiene estrías con inmersión hacia N210°E y estructuras en almendra ó P-C que indican un movimiento de bloque de techo hacia el SO (Fig. 6). Esta falla está fosilizada por materiales de edad tortoniense.

Al NO de Loja, en la zona de los Infiernos de Loja, se observa una zona de falla subhorizontal en el contacto de las arcillas con bloques burdigalienses sobre los materiales tortonienses que se disponen sobre la Unidad Inferior. En esta zona, la roca de falla tiene estrías de dirección N-S y las estructuras en almendra, colas de trituración y fracturas Riedel indican un movimiento del bloque de techo hacia el N (Fig. 6).

La Unidad Superior se dispone, con una relación cabalgante, sobre las dos unidades ya descritas. Presenta una estructura interna compleja, no abordada en este trabajo, con superposición de pliegues de diferentes direcciones y una deformación frágil posterior.

El contacto basal de la Unidad Superior está representado por una estrecha zona de falla subhorizontal o de bajo buzamiento hacia el S, en la que se han reconocido dos tipos de movimiento. El primero, observado únicamente en la Sierra de Parapanda, está caracterizado por la presencia de fallas con estrías cuya inmersión es hacia N230°E, y criterios cinemáticos (como escalones con calcita y estructuras en almendra o P-C) que indican un movimiento del bloque de techo al SO. El segundo movimiento, reconocido tanto en la Sierra de Parapanda como en el Hacho de Loja, está caracterizado por estrías que cortan a las anteriores cuya inmersión es hacia N310°E. Las estructuras en almendra y colas de trituración asociadas a este movimiento indican un sentido de desplazamiento del bloque de techo hacia el NNO. A partir de estas observaciones se puede determinar que esta unidad ha sufrido dos movimientos: uno hacia el SO y otro posterior hacia el NNO (Fig. 6).

Por último hay que señalar que, superpuesta a estas estructuras con predominio de fallas de bajo ángulo, se han observado, al N de Loja, fallas subverticales con diferentes direcciones. Estas fallas han favorecido el ascenso de materiales de la Unidad Intermedia (Fig. 2).

Estructura de los materiales post-Mioceno medio en la Depresión de Granada

Estos materiales se disponen sobre la Zona Subbética y tienen forma de cuña con mayor potencia hacia el N, tal como se observa en los perfiles sísmicos (Fig. 3) y se muestra en los cortes geológicos (Fig. 5). Toda la serie está basculada ligeramente hacia el N con un buzamiento máximo de 7°, excepto en las zonas inmediatamente adyacentes al límite septentrional de la depresión donde el basculamiento es hacia el S. Todas las unidades tienen potencias máximas hacia la parte septentrional, lo que le confiere una estructura interna en abanico. Los conglomerados pliocenos de Moraleda se depositaron exclusivamente en la parte septentrional (Fig. 3).

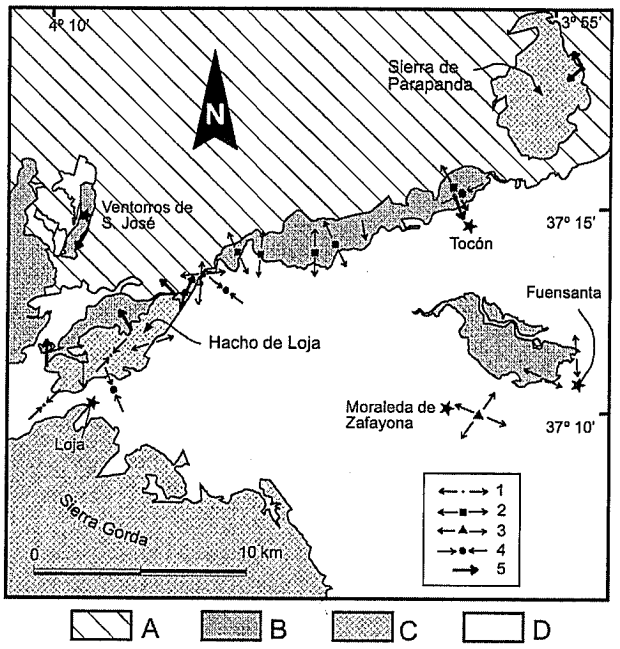

Figura 6.- Situación de los puntos donde se ha determinado la cinemática de los contactos principales y las direcciones de extensión y compresión. Direcciones de extensión: 1. determinadas por fallas, la figura 7 muestra en detalle los resultados obtenidos; 2. determinadas por fibras de calcita y yeso; 3. determinadas por diaclasas. 4. Direcciones de compresión determinadas por cantos estriados. 5. Sentido de movimiento del bloque de techo. A. Unidad Inferior; B. Unidad Intermedia; C: Unidad Superior; D: Materiales post-Mioceno medio.

Los materiales del Mioceno superior están afectados por pliegues que se reconocen tanto en superficie como en los perfiles sísmicos (Fig. 3). En superficie, al S de Salar, se observan pliegues simétricos muy abiertos que afectan a calizas con gasterópodos turolienses, con flancos que buzan menos de 25° y sus ejes tienen una dirección N55°E con una ligera inclinación hacia el E . Estos pliegues también se observan en la autovía A-92 al O de Fuensanta.

El límite de los sedimentos que rellenan la depresión con las rocas del Subbético tiene naturaleza variable (Fig. 2). Hacia el S y SO, las rocas neógenas se disponen normalmente discordantes sobre los materiales cretácicos inferiores. Por el N, el contacto de estos materiales con los del Subbético es una falla normal de dirección N70°E y buzamiento suave hacia el S (Figs. 2 y 5). En el perfil sísmico A se observa que el contacto es neto y por falla, mientras que en el perfil B presenta

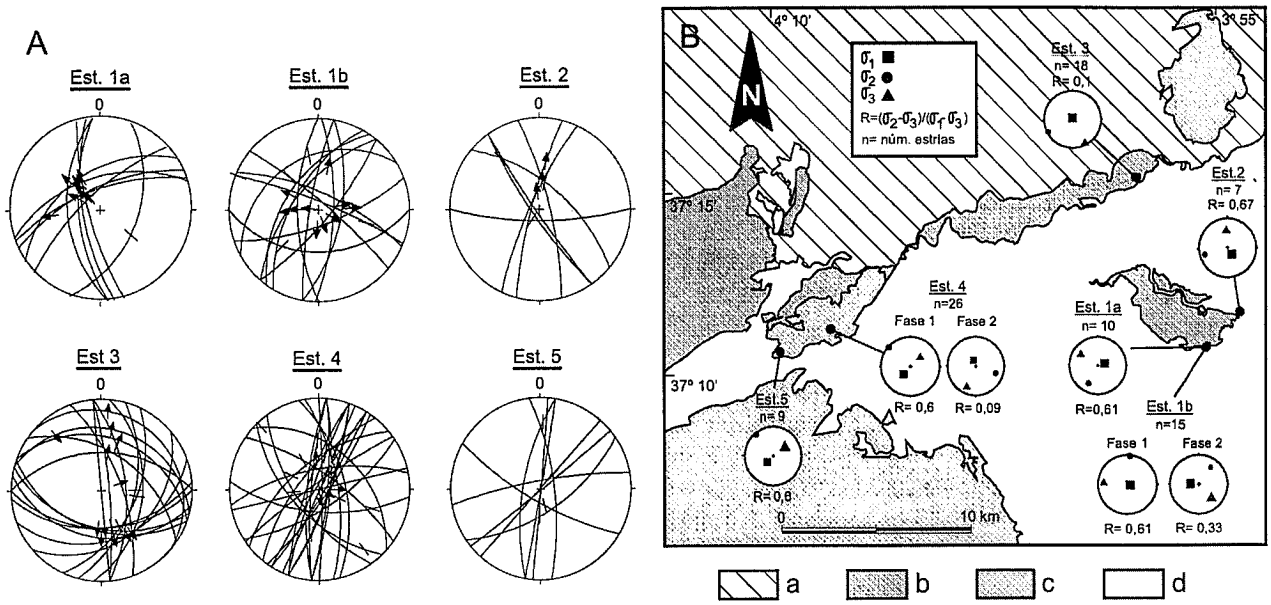

Figura 7.- Determinaciones de paleoesfuerzos a partir de microfallas. A. Proyecciones estereográficas (hemisferio inferior), para cada estación, de los planos de microfallas indicando la orientación de la estría y el vector de desplazamiento del bloque de techo cuando se conoce el sentido. B. Situación de las estaciones de microfallas indicando las características de los elipsoides de paleoesfuerzos determinados con el Método de Redes de Búsqueda (Galindo Zaldívar y González Lodeiro, 1988). a: Unidad Inferior; b. Unidad Intermedia; c: Unidad Superior; d: Materiales post-Mioceno medio.

un contacto escalonado (Fig. 3). En centro de este perfil aparece una segunda falla, también con buzamiento hacia el S, que no se manifiesta en superficie. La omisión de los materiales tortonienses y messinienses en el bloque N de esta falla permite deducir un primer movimiento normal pre-turoliense seguido de una etapa de erosión. Así mismo, se deduce un segundo movimiento, también normal, que desplaza ligeramente los materiales turolienses.

En relación con la falla principal del borde N de la depresión, los materiales de la "Formación de arcillas con bloques" (Bourgois, 1978) de la Unidad Intermedia del Subbético constituyen una gran brecha de falla. Al N de Tocón, dentro de estos materiales, se ha desarrollado una gran zona cataclástica con un espesor mínimo de 100 m y suavemente buzante hacia el S. Las estructuras desarrolladas en ella (colas de trituración, fracturas Riedel, estrías y estructuras en almendra ó P-C) indican un movimiento de bloque que techo hacia el S. En otros puntos a lo largo de esta gran brecha de falla se han utilizado otros criterios, como crecimiento de fibras de calcita y yeso subhorizontales y generalmente de orientación NNO-SSE, diaclasas y fallas con desplazamiento del bloque de techo al SSE en yeso (Fig. 6), que corroboran esta cinemática.

Finalmente, hacia el NO, en el sector del Hacho de Loja, los materiales neógenos de la Depresión de Granada están limitados por una serie de fallas subverticales con una dirección NNE-SSO (Fig. 2). En todos los casos se trata de fallas inactivas fosilizadas por depósitos cuaternarios de pie de monte. La cinemática de estas fallas se deduce a partir de los dos sistemas de estrías que se observan sobre el plano de falla: uno de componente senextra y otro posterior de régimen normal.

Existen, además, otras fallas con salto pequeño que se observan tanto en los perfiles sísmicos como en superficie.

Análisis de paleoesfuerzos y deformaciones frágiles

Los paleoesfuerzos se han determinado a partir del estudio de microfallas y cantos estriados. Estos estudios permiten calcular la orientación de los ejes principales del elipsoide de esfuerzos y su razón áxica. Además, también se describen otras estructuras frágiles que pueden ayudar a determinar parte de las características del estado de esfuerzos.

Determinación de paleoesfuerzos a partir de microfallas

Se han realizado 5 estaciones de medida (Fig. 7) para el análisis de paleoesfuerzos que incluyen 85 medidas de estrías, algunas de las cuales se disponen sobre el mismo plano de falla. Las medidas de cada estación están realizadas en pequeñas áreas para que el estado de esfuerzos sea lo más homogéneo posible. Por este mismo motivo se han elegido lugares donde no se han observado deformaciones rotacionales.

Para el análisis de estas estaciones se ha utilizado el Método de las Redes de Búsqueda (Galindo Zaldívar y González Lodeiro, 1988) ya que, en muchas de ellas, el número de fallas en las que se ha podido reconocer el régimen por criterios de campo (crecimientos minerales, escalones, fracturas Riedel) es escaso. Las características de los elipsoides de esfuerzo obtenidos en las distintas estaciones pueden observarse en la figura 7. Se ha considerado que un tensor de esfuerzo está bien ajustado a los datos de campo si la mayor parte de las

estrías medidas son paralelas o subparalelas (menos de 6°) a las estrías que teóricamente se formarían sobre cada plano de falla. Los ajustes se consideran regulares o malos según aumenta el ángulo entre la estría teórica y real para la mayoría de los datos.

La estación 1 (Fig. 7) se encuentra en un pliegue anticlinal abierto de eje NE-SO con fallas normales en los flancos que afecta a materiales limosos y arenosos con niveles conglomeráticos del Turoliense superior (?) (Elvira Martín, com. pers.). Para asegurarse que el estado de esfuerzos fuera homogéneo se ha realizado una subestación en cada flanco. Todas estas estructuras están fosilizadas por arcillas y limos plio-cuaternarios, de lo que se deduce que las fallas se formaron entre el Turoliense superior y el Plioceno. La estación 1a (flanco SE del pliegue) es monotensorial con un buen ajuste entre las estrías teóricas y reales. En la estación 1b (flanco NO del pliegue) se pueden distinguir dos tensores de esfuerzo con buen ajuste entre estrías teóricas y reales aunque el segundo tensor está calculado con pocos datos (6 fallas). Los resultados (Fig. 7) indican que en estas estaciones la situación de esfuerzos general es de extensión subperpendicular al eje del pliegue, aunque existen heterogeneidades en el estado de esfuerzos. Los tensores son parecidos en ambos flancos para la fase de fallamiento principal, con σ_1 muy inclinado hacia el E, σ_3 ligeramente inclinado hacia el E-NE y razones áxicas similares. Todo esto sugiere que el desarrollo de las fallas se produjo en una etapa avanzada de la formación del pliegue.

La estación 2 (Fig. 7) se localiza en calizas con gasterópodos de edad turoliense, cerca del contacto con los materiales triásicos de la Unidad Intermedia. Se obtiene un elipsoide de extensión triaxial a oblato (extensión uniaxial) con una dirección de máxima extensión subhorizontal N-S con un buen ajuste entre la estría teórica y real. Este elipsoide de esfuerzos se puede asociar al funcionamiento de las fallas normales escalonadas que limitan en este sector el borde N de la Depresión.

En la gran zona de falla del borde N de la depresión se sitúa la estación 3 (Fig. 7). Se obtiene un elipsoide de esfuerzos extensivo con σ_3 orientado NO-SE y un buen ajuste entre las estrías teóricas y reales. Este estado de esfuerzos se puede correlacionar con las estructuras que se observan en el campo, las cuales indican, como ya se ha mencionado anteriormente, un movimiento del bloque de techo hacia el S-SSE sobre una falla normal de bajo ángulo.

La estación 4 (Fig. 7) se encuentra en calizas jurásicas dentro de la Unidad Superior del Hacho de Loja. Se diferencian dos etapas de fallamiento con un ajuste regular y cada una está compuesta por dos elipsoides conjugados (debido al pequeño número de fallas con régimen conocido, 4 de un total de 26). El elipsoide del tensor 1, con orientación de σ_1 fuertemente inclinado hacia el SO y σ_3 inclinado hacia el NE, podría generar un movimiento de bloque de techo hacia el SO para una superficie de bajo ángulo. Esta cinemática coincide con la observada en el contacto inferior de las unidades Intermedia y Superior descrito en Sierra de Parapanda y

VIDAL

Fecha	Hora	Lat. (°N)	Long. (°E)	Prof	Mag	Eje P		Eje T	
85/02/13	22.39.58	37,139	-4,191	3,4	2,9	N337°E	41.5°	N195°E	42°
85/02/14	00.26.49	37,103	-4,157	8,3	3,2	N355°E	64°	N222°E	19°
85/02/14	12.28.18	37,139	-4,212	7,2	3,5	N343°E	64°	N210°E	15°
85/02/13	23.38.02	37,143	-4,199	7,9	3,1	N330°E	78°	N227°E	50°
85/02/14	17.42.17	37,135	-4,208	9,0	3,1	N349°E	84°	N224°E	6°
85/02/15	17.34.28	37,135	-4,220	6,9	3,3	N346°E	68°	N209.5°E	17.5°
85/02/25	15.59.35	37,109	-4,170	8,0	3,2	N32°E	70°	N243.5°E	12°
85/02/23	18.01.55	37,104	-4,169	7,7	3,4	N295°E	44°	N186°E	19°
85/02/17	10.09.13	37,153	-4,217	7,0	3,1	N346°E	17°	N233°E	52°
85/02/16	02.36.41	37,125	-4,188	7,2	3,0	N260°E	66°	N352°E	1°
86/05/30	11.22.25	37,077	-4,164	8,1	3,9	N141°E	68°	N257.5°E	10°

INMA

Fecha	Hora	Lat. (°N)	Long. (°E)	Prof	Mag	Eje P		Eje T	
91/04/25	19.22.46	37,145	-4,138	15,1	2,6	N11°E	50°	N191°E	40°
91/04/25	19.23.24	37,142	-4,157	19,4	3,2	N8°E	50°	N188°E	40°
94/05/04	17.47.21	37,207	-4,191	36,2	2,9	N7°E	70°	N187°E	20°
94/05/07	09.28.34	37,318	-4,090	34,5	2,9	N48.4°E	54.6°	N293.7°E	16.6°
94/11/03	09.20.09	37,119	-4,204	9,1	2,6	N189°E	30°	N9°E	60°
94/11/14	14.31.06	37,231	-4,043	13,5	2,5	N139°E	50°	N319°E	40°

Tabla I.- Datos de los terremotos utilizados para la determinación de esfuerzos actuales.

Ventorros de San José (Fig. 6). El elipsoide del tensor 2 indica un episodio de extensión radial.

La estación 5 con 9 medidas se encuentra en los mismos materiales jurásicos que la estación anterior, al O de Loja. No se ha podido determinar el sentido de movimiento en ninguna medida por lo que el elipsoide está indeterminado, presentando dos soluciones conjugadas tal y como ocurre en esta situación (Galindo Zaldívar y González Lodeiro, 1988). Uno de los elipsoides es similar al obtenido en la estación anterior, por lo que se supone como más probable, relacionándose con los mismos movimientos que en dicha estación.

Determinación de paleoesfuerzos en cantos estriados de conglomerados

Para el análisis de paleoesfuerzos a partir de cantos estriados, se han seleccionado 3 afloramientos en conglomerados plio-cuaternarios (Fig. 6). Se han utilizado tanto cantos individuales representativos de los diferentes afloramientos como el conjunto de las medidas de todos los cantos de cada afloramiento. Para determinar los paleoesfuerzos en cada afloramiento se ha aplicado el Método de las Redes de Búsqueda (Galindo Zaldívar y González Lodeiro, 1988) en los distintos cantos, considerando las superficies de los cantos como fallas que aprovechan un plano de debilidad previo, basándose en Taboada (1993). Los elipsoides obtenidos son prolatos, con σ_1 subhorizontales orientados NE-SO en el afloramiento al N de Tocón y NO-SE en los otros dos. Estas orientaciones coinciden con las de las marcas de disolución (*solutions pits*) observadas en los cantos.

Otras estructuras

Aparte de estas estructuras, y en concreto al SE de Moraleda de Zafayona dentro de los "Conglomerados de Moraleda" del Plioceno, se observan dos sistemas ortogonales de diaclasas de tensión verticales con direcciones aproximadas N125°E y N20°E. Estas diaclasas, de tamaño métrico, afectan a todo el afloramiento y presentan un trazado rectilíneo. En este afloramiento habrían actuado probablemente esfuerzos con direcciones de tensión NO-SE y NE-SO (Fig. 6). No se ha podido determinar el orden en que actuaron estos esfuerzos ya que no se observan relaciones de corte entre las diaclasas.

Determinación de esfuerzos actuales a partir del análisis de mecanismos focales de terremotos

Para completar la caracterización de la evolución del estado de esfuerzos desde el Mioceno medio, se han determinado los esfuerzos actuales a partir del análisis de mecanismos focales de terremotos. Se han empleado el Método de Gephart (Gephart y Forsyth, 1984; Gephart, 1990a, b) y el de Diedros Rectos (Angelier y Mechler, 1977). Los datos de sismicidad provienen de Vidal (1986) e Inmaculada Serrano (com. pers.), del Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos (Tabla I). Estos datos se han dividido en dos grupos atendiendo a su procedencia: INMA y VIDAL, puesto que pertenecen a series sísmicas diferentes con distintas fechas, VIDAL del año 1984 al 86 e INMA del 1990 al 94. Los hipocentros de los terremotos que han permitido calcular los mecanismos tienen profundidades variables entre 3,4 y 36,2 km, aunque generalmente se sitúan en la parte superior de la corteza.

Para el grupo VIDAL, el estado de esfuerzos determinado con el Método de Gephart con la configuración de rotación de polo está caracterizado por un elipsoide oblato de extensión NE-SO, de razón áxica ($R_G = (\sigma_1 - \sigma_3) / (\sigma_2 - \sigma_3)$) igual a 0,2, con s_1 inclinado 51° hacia N333°E y σ_3 inclinado ligeramente (26°) hacia N207°E. Por su parte, el estado de esfuerzos determinado, con el mismo método, para el grupo INMA está caracterizado por un elipsoide prolato ($R_G = 0,9$) de compresión vertical y extensión NO-SE, con σ_3 horizontal hacia N138°E.

Con el Método de Diedros Rectos se han analizado cada grupo de datos por separado (Fig. 8). El Diagrama de INMA es incompatible, ya que no muestra campos con 100 % de compresión ni de tensión. Esto indica que, actualmente, el estado de esfuerzos no es homogéneo en toda de la región estudiada. No obstante, al eliminar el único mecanismo de falla inversa, el diagrama resultante es compatible. Los resultados obtenidos con el grupo VIDAL presentan unas direcciones de ejes principales de esfuerzos similares a las obtenidas con el Método de Gephart. Sin embargo, el diagrama de Diedros Rectos para INMA muestra una orientación de σ_1 similar a la obtenida con el Método de Gephart, aunque la dirección de σ_3 está mal definida, probablemente debido al carácter prolato del elipsoide de esfuerzos.

Discusión

La integración de los datos anteriormente expuestos permite establecer un modelo de evolución tectónica a partir del Mioceno medio para la zona estudiada. No obstante, cabe destacar la existencia de deformaciones previas, esencialmente pliegues, que configuran la estructura interna de las diferentes unidades subbéticas.

Las características de los contactos basales de las unidades Intermedia y Superior permiten deducir que se desplazaron sobre la Unidad Inferior, considerada para esta zona como el autóctono relativo, con un movimiento hacia el SO, a favor de superficies tendidas. Probablemente, han existido cabalgamiento previos, quizás, con desplazamientos de los bloques de techo al N o al O, de los que no queda constancia, ya que paleogeográficamente la Unidad Inferior estaría situada al NO de las unidad Intermedia y Superior. Los desplazamientos hacia el SO fueron anteriores a la sedimentación marina tortoniense, que fosiliza estos contactos, y fue posterior al Burdigaliense, puesto que materiales de esta edad forman parte o constituyen la Unidad Intermedia. Los paleoesfuerzos determinados en calizas jurásicas del Hacho de Loja (estaciones 4 y 5) tienen σ_1 inclinado hacia el SO y serían compatibles con estas

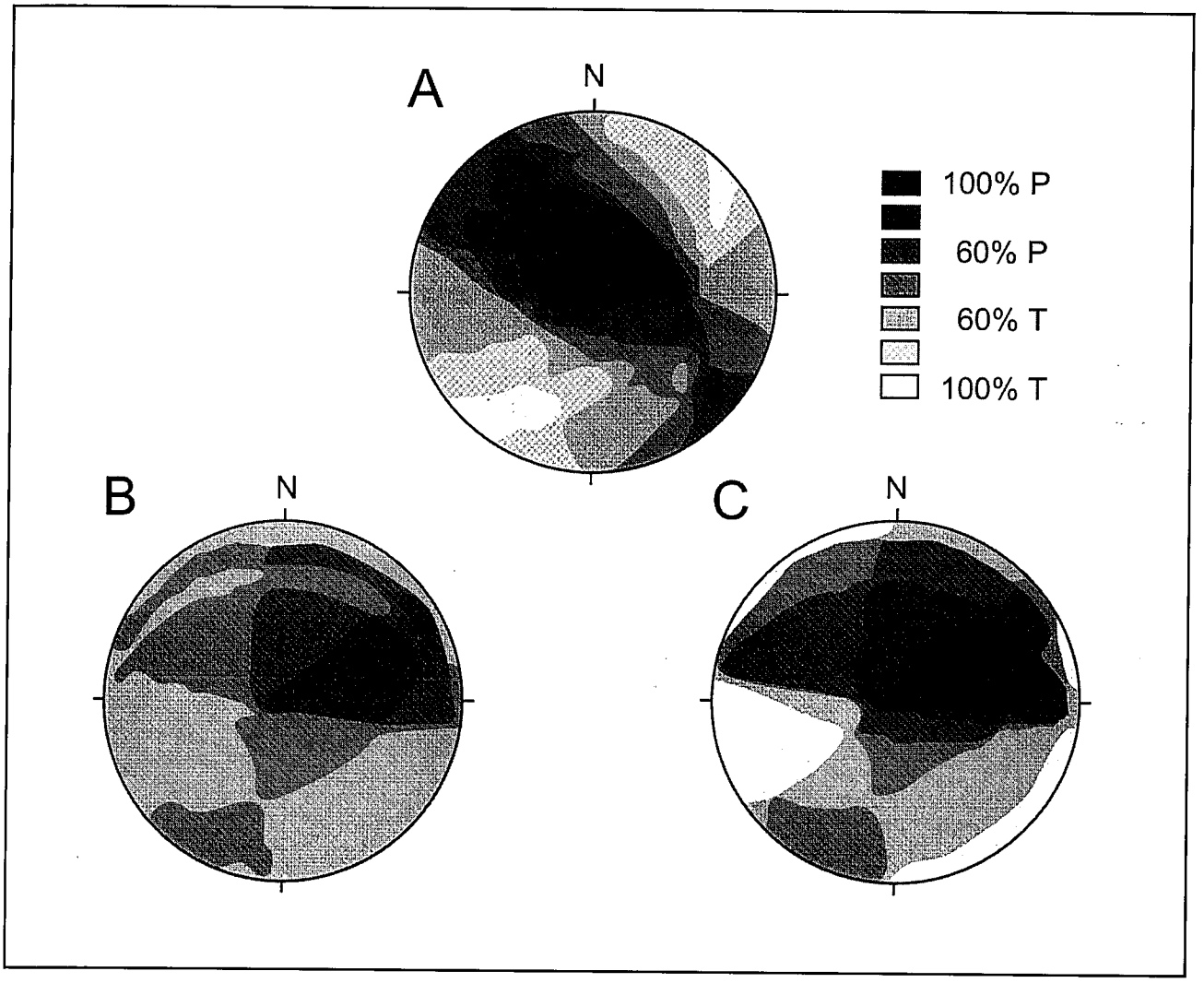

Figura 8.- Diagramas obtenidos mediante el método de Diedros Rectos de los mecanismos focales analizados. A. Grupo de datos VIDAL con 11 mecanismos focales. B. Grupo de datos INMA con 6 mecanismos focales. C. Grupo de datos Inma excluyendo un mecanismo de falla inversa (5 mecanismos focales).

traslaciones para superficies de bajo ángulo. En este sentido, la Unidad Intermedia se podría considerar como una brecha de falla formada por materiales de las unidades Inferior y Superior. En este caso se trataría de un contacto tectónico mayor.

Posteriormente, parte de los contactos entre las distintas unidades subbéticas se reactivarían contractivamente tal y como puede observarse en el Hacho de Loja y en la Sierra de Parapanda donde se han determinado desplazamientos de los bloques de techo hacia el NNO, asociados a cabalgamientos que afectan a materiales tortonienses. Este evento podría estar relacionado con la formación de la discordancia intratortoniense observada en Montefrío (Estévez *et al.*, 1982), que también implica un acortamiento en dirección NO-SE.

Las siguientes estructuras que deforman la región son fallas con actividad posterior al Tortoniense que comenzaron a individualizar claramente la Depresión de Granada. Este hecho se deduce por la presencia de materiales tortonienses, con la misma facies, tanto fuera como dentro de la depresión, por lo que la cuenca en la que se depositaron tenía una extensión mayor que la depresión actual. Sin embargo, las diferencias de potencia de estos materiales observadas en los perfiles sísmicos (Fig. 3) sugieren que la depresión podría haber comenzado a formarse durante el Tortoniense. Cabe destacar la existencia de un sistema de fallas de dirección aproximada E-O con buzamientos variables hacia el S. La falla normal en el centro del perfil sísmico B (Fig. 3) y en el corte geológico B (Fig. 5), muestra saltos normales de hasta 400 m posteriores al Tortoniense y previos al Turoliense superior. Probablemente, la falla principal de bajo ángulo que se observa en el borde N de la depresión (Fig. 3 y Fig. 5) fue también activa en este periodo, con movimientos de bloque de techo hacia el S. Todo ello indica que la región sufrió, en este periodo, una extensión N-S.

Con posterioridad al depósito de las calizas con gasterópodos del Turoliense, se produjo una fase compresiva que formó pliegues abiertos con ejes de dirección NE-SO. La formación de estos pliegues implicaría una

compresión regional de dirección NO-SE. No obstante, se producen extensiones locales con la misma dirección en los arcos externos de los pliegues (estación 1). Los movimientos senextros observados en las fallas, de alto ángulo, de dirección NNE-SSO en el borde del Hacho de Loja, en el contacto entre la Unidad Superior y los materiales de relleno de la depresión, podrían haberse desarrollado coincidiendo con esta fase compresiva.

Entre el Turoliense superior y el Plioceno se produjo una reactivación de las fallas E-O y NNO-SSE como fallas normales, ya que en estas últimas se superponen los movimientos normales sobre los senextros del episodio anterior. Esta conclusión viene también apoyada por el desplazamiento de las calizas con gasterópodos del Turoliense, por efecto de la falla que se observa en el perfil sísmico B (Fig. 3) y que parece no estar plegada. Además, la falla principal que limita por el N la Depresión de Granada fue activa como mínimo hasta el Turoliense superior-Plioceno ya que determina la posición del depocentro como se observa en el perfil sísmico A (Fig. 3). Las observaciones de campo indican que esta falla esta fosilizada por materiales pliocenos (Fig. 2). Los paleoesfuerzos determinados en los materiales turolienses al N de Fuensanta (estación 2) y en la zona de falla de bajo ángulo de Tocón (estación 3; Fig. 7) pueden relacionarse con este periodo de actividad. En este periodo probablemente se produjo el basculamiento hacia el N de los materiales neógenos que rellenan la depresión.

Todas estas estructuras fueron fosilizadas por el depósito discordante de, al menos, la parte superior de materiales pliocenos, tal y como se observa en el mapa geológico. Estos materiales están afectados por deformaciones compresivas de direcciones NO-SE y NE-SO, y estructuras que indican extensión en esas mismas direcciones. Así, el análisis de cantos estriados en conglomerados de distintos afloramientos muestra que han existido compresiones prolatas con σ_1 en estas dos direcciones. El análisis del sistema de diaclasas de tensión de Moraleda indicaría que en las mismas direcciones se han producido deformaciones distensivas.

En la actualidad, los mecanismos focales de terremotos indican que el estado de esfuerzos en la corteza es heterogéneo para un periodo de tiempo muy corto. Generalmente, los mecanismos son de falla normal, aunque hay un mecanismo de falla inversa. Esta heterogeneidad puede ser debida, bien a que se están utilizando datos de terremotos de profundidades diferentes o bien a que sea una característica de los estados de esfuerzos en la zona. En cualquier caso, las orientaciones de los ejes principales de los elipsoides de esfuerzos, calculadas con los grupos de datos INMA y VIDAL (Tabla I) son constantes, y predomina σ_1 prácticamente vertical. Dependiendo del grupo de datos que se considere, σ_3 es subhorizontal con dirección NO-SE (INMA) ó NE-SO (VIDAL), similar a las direcciones de paleoesfuerzos determinados en materiales plio-cuaternarios.

Este modelo propuesto para la evolución del sector noroccidental de la Depresión de Granada es diferente a los que habían sido propuestos hasta el momento (MacPherson, 1885; Viennot, 1930; Rodríguez Fernández *et al.*, 1989). El modelo basado en una tectónica transcurrente sitúa una gran falla de salto en dirección ENE-OSO dextra que se localizaría a lo largo del borde septentrional de la depresión (Rodríguez Fernández *et al.*, 1989). La única evidencia de fallas de estas características en la zona se encontraría al O de Loja, fuera de la depresión y su salto, probablemente decimétrico, no justifica las estructuras observadas en el sector estudiado. Los modelos clásicos (p.e., Viennot, 1930) consideraban la Cuenca de Granada como una gran sinforma rellena por materiales neógenos y cuaternarios. Debido a la escasez de datos de campo y de subsuelo de los que disponían, no consideraban la importancia de la fracturación en algunos sectores concretos de la región, tal y como se muestra en este trabajo. Con los datos disponibles no se puede cuantificar detalladamente la importancia de los pliegues de tamaño kilométrico en el desarrollo de la depresión. No obstante, a grandes rasgos, los materiales subbéticos buzan hacia la depresión, con componente S en el borde N, con componente N en la mayor parte de la depresión y con componente E en Sierra Gorda, por lo que la depresión aprovecharía el desarrollo de una sinforma de morfología compleja, modificada por fallas en su borde septentrional.

La mayoría de estas deformaciones pueden estar relacionadas con el contexto tectónico de la región, determinado por la convergencia NO-SE entre Iberia y Africa y la extensión ortogonal asociada. Además, el levantamiento de la región desde el Tortoniense pudo haber ayudado al desarrollo de estructuras extensivas con otras orientaciones. En cualquier caso, los episodios compresivos desde el Plioceno con orientaciones ortogonales son quizás una consecuencia de otros procesos diferentes como la interacción entre bloques o la relajación de esfuerzos.

Conclusiones

La evolución tectónica de la zona desde el Mioceno hasta la actualidad muestra una alternancia de episodios compresivos y extensivos: El primer episodio consiste en traslaciones al SO (Post-Burdigaliense-Tortoniense), seguidos de cabalgamientos de vergencia N-NO (Tortoniense?). A continuación se produciría una extensión N-S (Tortoniense-Turoliense), seguida de una compresión NO-SE, reactivación de fallas normales con extensión N-S y basculamiento de la cuenca hacia el N (Turoliense terminal-Plioceno). Finalmente desde el Plioceno se producen compresiones y extensiones NE-SO y NO-SE. Esta sucesión de deformaciones extensivas y compresivas no ha sido tenida en cuenta en los modelos previos propuestos para explicar la estructura de la región.

La estructura resultante de esta evolución tectónica hace que la Depresión de Granada pueda considerarse un semigraben con una zona de falla normal situada en su borde septentrional. Esta estructura desarrolla un relleno en abanico cuyo depocentro se localizaría hacia el

Norte. En los episodios compresivos intercalados entre las etapas distensivas se forman pliegues abiertos de ejes E-O a NE-SO. La mayoría de estas deformaciones podrían relacionarse con los procesos de convergencia NO-SE entre Iberia y África y la extensión ortogonal asociada.

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB-96-1452-C03-01. Nuestro agradecimiento a Inmaculada Serrano, José Morales y Federico Torcal del IAGPDS que nos facilitaron amablemente los perfiles sísmicos y los datos sobre mecanismos focales de la región, a Elvira Martín por las determinaciones de edad de algunos de los materiales estudiados y a Alberto Marcos, Eduard Roca, José P. Calvo Sorando y a un revisor anónimo por la revisión critica del manuscrito.

Bibliografía

Angelier, J. y Mechler, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Geol. France*, 7, t. XIX (6): 1309-1318.

Bourgois, J. (1978): *La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modéle d'evolution de l'arc de Gibraltar.* Tesis Doctoral, Annales scientifiques de l'Université de Besançon, Besançon, 445 p.

Delgado, F., Estévez, A. y López Garrido, A.C. (1984): Evolución tectono-estratigráfica de la terminación occidental de la Depresión de Granada (Sector Loja-Riofrio). *El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógena,* Granada, 68-70.

Díaz de Neira, J. A., Hernaiz Huertas, P. P. y López Olmedo, F. (1992): Mapa y memoria explicativa de la hoja de Alcalá la Real (990) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, *I.G.M.E.*, Madrid.

Estévez, A., Rodríguez Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1982): Evidencia de una fase compresiva de edad Tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 38: 55-60.

Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1983): Néotectonique du secteur central des Chaînes Bétiques (Bassin du Guadix-Baza et de Grenade). *Rev. Geol. Dyn. Géogr. Phys.*, 21(1): 23-34.

Fallot, P. (1948): Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geol.*, 4: 259-279.

Fernández, J., Soria, J. y Viseras, C. (1995): Stratigraphic architecture of the Neogene basins in the central sector of the Betic Cordillera (Spain): Tectonic control and base-level changes. En: *Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), *Cambridge University Press*, Cambridge, 353-365.

Fernández, J., Viseras, C. y Soria, J. (1995): Pliocene-Pleistocene continental infilling of the Granada and Guadix Basins (Betic Cordillera, Spain): the influence of allocyclic and autocyclic processes on the resulting stratigraphic organization. En: *Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), *Cambridge University Press*, Cambridge, 366-371.

Galindo Zaldívar, J. y González Lodeiro, F. (1988): Faulting phase differentation by means of computer search on grid pattern. *Annales Tectonicae*, 2 (2): 90-97.

García Dueñas, V. y Balanyá, J.C. (1986): Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar. *Maleo. Bol. Soc. Geol. Portugal*, 2: 23.

Gephart, J.W. (1990a): FMSI: a FORTRAN program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the regional stress tensor. *Computer and Geosci.*, 19: 953-989.

Gephart, J.W. (1990b): Stress and the direction of slip on fault planes. *Tectonics*, 9: 845-858.

Gephart, J.W. y Forsyth, D. (1984): An improved method for determining the regional stress tensor using earthquakes focal mechanism data: application to the San Fernando Earthquake sequence. *Jour. Geophys. Res.*, 89: 9305-9320.

Lupiani, E. y Soria, J. (1988): Mapa y memoria explicativa de la hoja de Montefrío (1008) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, *I.G.M.E.*, Madrid.

MacPherson, J. (1885): Observaciones sobre los terremotos de Andalucía. *Act. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XIV: 4-6.

Morales, J. Vidal, F., de Miguel, F., Alguacil, G., Posadas, A. M., Ibáñez, J. M., Guzmán, A. y Guirao, J. M. (1990): Basement structure of the Granada basin, Betic Cordilleras, Southern Spain. *Tectonophysics*, 177: 337-348.

Pedley, R. C., Bubsby, J. P. y Dabek, Z. K. (1993): Gravmag v. 1.5. Interactive 2.5D gravity and magnetic modelling. *British Geol. Surv.*

Pérez López, A. y Sanz de Galdeano, C. (1994): Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2): 141-153.

Rodríguez Fernández, C., Sanz de Galdeano, C. y Fernández, J. (1989): Genesis and evolution of the Granada Basin (Betic Cordillera, Spain). *International Symposium on Intermontane Basins. Geology & Resources, Chiang Mai, Thailand*: 294-305.

Sanz de Galdeano, C. (1980): La neotectónica del Norte de la Depresión de Granada. *Estudios Geol.*, 36: 255-261.

Sanz de Galdeano, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 39: 157-165.

Sanz de Galdeano, C. y Estévez, A. (1981): Estriaciones tectónicas en cantos de conglomerados. Su estudio en las Depresiones de Granada y Guadix-Baza. *Estudios Geol.*, 37: 227-232.

Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1992): Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4: 21-36.

Taboada, A. (1993): Stress and strain from striated pebbles. Theoretical analysis of striations on a rigid spherical body linked to a symmetrical tensor. *Jour. Struct. Geol.*, 15 (11): 1315-1330.

Telford, W. M., Geldart, L. P. y Sheriff, R. E. (1990): Applied geophysics. *Cambridge University Press.*, 770 p.

Vera, J.A. (1969): *Estudio geológico de la zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes.* Mem. Inst. Geol. Min. España, LXXII: 191 p.

Vidal, F. (1986): *Sismotectónica de la región Béticas-Mar de Alborán.* Tesis Doctoral, Univ., Granada, 480 p.

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

Manuscrito recibido el 27 de Diciembre de 1999
Aceptado el manuscrito revisado el 25 de Mayo de 2000