

## PRESENCIA DE ESTRUCTURAS OBLICUAS EN EL SECTOR CENTRAL DEL SUBBÉTICO Y SIGNIFICADO DE LA FALLA DE TÍSCAR (CORDILLERA BÉTICA)

C. Sanz de Galdeano.

*Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-Universidad de Granada, 18071 Granada (csanz@ugr.es).*

**Resumen:** En el sector central del Subbético existe una banda de estructuras, pliegues y fallas inversas, de dirección NE-SO a N-S y otra de dirección NO-SE a N-S, menos marcada que la anterior. Estas direcciones son netamente oblicuas a la más común del Subbético que es ENE-OSO. Estas bandas se han formado del Mioceno medio al superior en un campo de esfuerzos cuya dirección de compresión principal cambió del ONO-ESE a NO-SE y NNO-SSE. En este mismo contexto se formó en el Mioceno superior el arco prebético de Cazorla, limitado al suroeste por la falla de Tíscar que es una falla de transferencia que facilitó que el bloque sudoccidental, formado en buena medida por materiales subbéticos, avanzara más hacia el oeste-noroeste. Estas estructuras se sitúan entre el arco de Gibraltar y el de Cazorla y, si bien son mucho menos importantes, responden al mismo esquema de deformaciones progresivas ocurridas en la Cordillera Bética desde el Burdigaliense superior.

**Palabras clave:** Subbético, Prebético, Cordillera Bética, falla de Tíscar, arcos tectónicos.

**Abstract:** In the Central sector of the Subbetic, there are a belt of structures, folds and thrust faults, with a NE-SW to N-S orientation and another one, with lesser importance, with a NW-SE to N-S strike. These directions are clearly oblique to the ENE-WSW trend, the more common for these type of structures in the Subbetic. These belts were formed from the Middle to the Late Miocene within a compressional field which direction changed from WNW-ESE to NW-SE and NNW-SSE. In the same context was formed, during the Late Miocene, the Prebetic arc of Cazorla, bounded to the southwest by the Tiscar fault, a transfer fault, facilitating the west/northwestwards displacement of its southwest side, formed mainly by Subbetic units. These Subbetic oblique structures are situated between the Gibraltar and the Cazorla arcs and, although are much lesser important, were formed within the same scheme of progressive deformations occurred in the Betic Cordillera from the Late Burdigalian.

**Key words:** Subbetic, Prebetic, Betic Cordillera, Tiscar fault, Tectonic Arcs.

Sanz de Galdeano C. (2003): Presencia de estructuras oblicuas en el sector central del Subbético y significado de la falla de Tíscar (Cordillera Bética). *Rev. Soc. Geol. España*. 16(1-2): 103-110.

En la Cordillera Bética se diferencian la Zona Externa y la Interna. La Zona Externa es la cobertera del borde sureste de la Meseta y se divide en Subbético y Prebético, ambos formados por sedimentos que abarcan desde el Triásico al Mioceno, aunque, especialmente en el Prebético, existan lagunas estratigráficas. Los materiales de la Zona Interna (común con la del Rif) se depositaron originalmente más al este, metamorfizándose en buena parte durante el Terciario y estructurándose en tres complejos tectónicos (de abajo arriba el Nevado-Filábride, el Alpujárride y el Maláguide, además de la Dorsal Caliza generalmente ligada al Maláguide). Durante el Mioceno inferior la Zona Interna fue expulsada hacia el oeste, deformando notablemente al Subbético después del Burdigaliense inferior. Se distinguen además las unidades de los Flyschs del Campo de Gibraltar y las cuencas neógenas béticas (Fig. 1).

El Subbético se situó originalmente más al sureste que el Prebético y por tanto más lejos del borde emergi-

do de la Meseta; por ello sus facies son por lo general marinas más profundas que las del Prebético donde existen facies menos profundas y a veces continentales. Durante el Triásico las facies continentales predominaron en ambos dominios. El Subbético se divide generalmente, según su posición paleogeográfica, en Interno (Penibético en la parte occidental), Medio y Externo, más alejado de la Meseta el Interno. El Subbético Medio correspondió a facies relativamente profundas durante el Jurásico, propias de un surco, mientras que el Interno y el Externo tienen para la misma edad facies más someras, propias de umbrales; las transiciones entre estos dominios se observan en algunos sectores. Además existen las llamadas Unidades Intermedias de tránsito entre el Subbético y el Prebético.

Con el avance hacia el oeste de la Zona Interna (Durand-Delga, 1980; Hermes, 1985; Martín Algarra, 1987; Sanz de Galdeano, 1990; Pérez López y Sanz de Galdeano, 1994; Vera, 2000) el Subbético se desorgani-

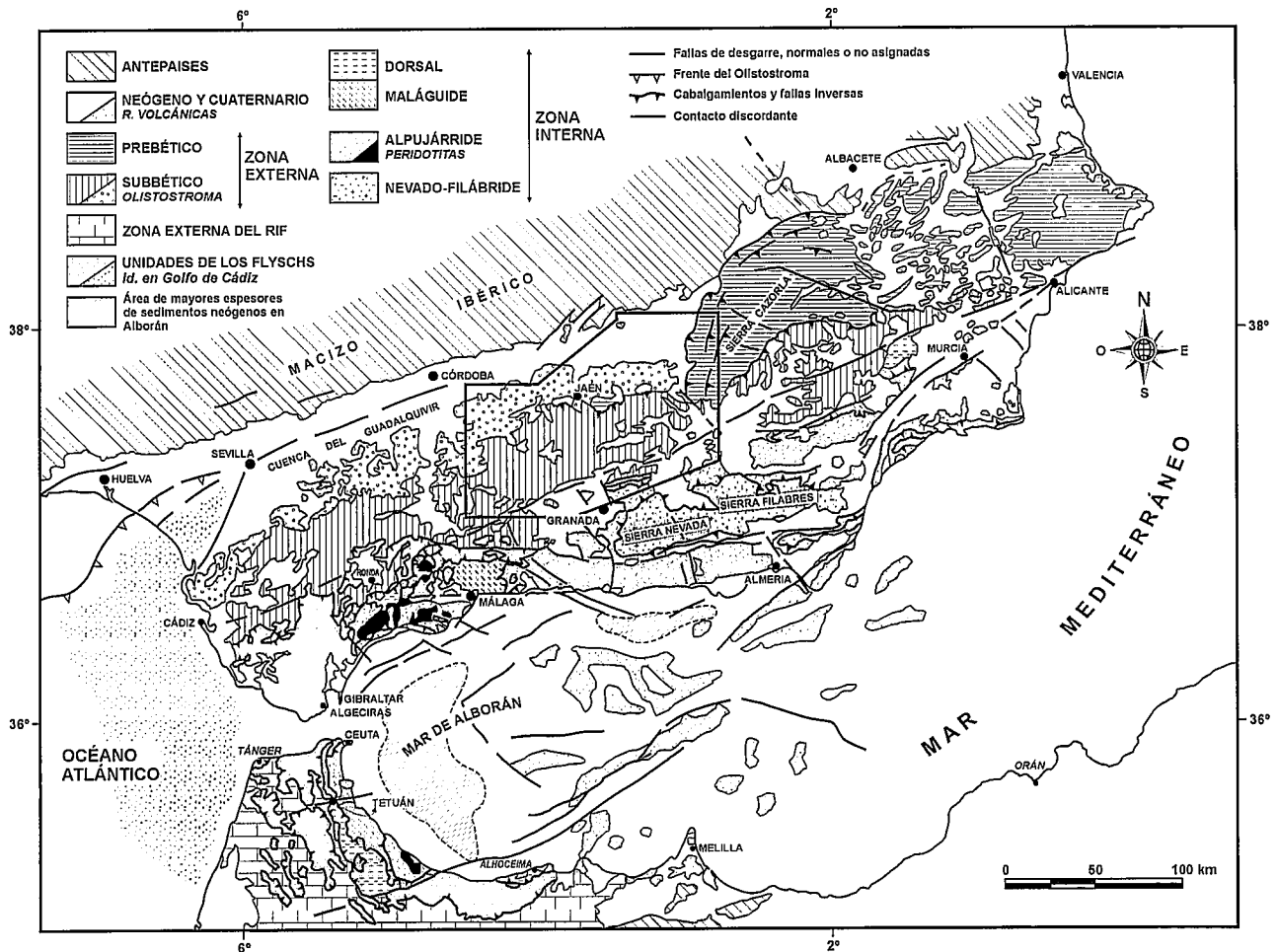


Figura 1.- Esquema geológico de la Cordillera Bética y del norte del Rif. El recuadro marca la posición de la figura 2.

zó enormemente, tanto más cuanto más al oeste y al norte se considere, formándose un enorme olistostroma. Abundan en éste los materiales triásicos, en algunos casos resedimentados, y englobados en ellos hay grandes bloques de restos jurásicos a terciarios. Esta enorme desorganización hace que en el sector occidental el Subbético esté contenido casi por completo en el olistostroma salvo en los puntos más meridionales, del Penibético. En el sector central, aunque los materiales triásicos se han movilizado grandemente y enraizan en diversas posiciones que van desde el Subbético Interno al Externo, las alineaciones de estructuras y de unidades están mucho mejor conservadas, lo que permite observar que la dirección general de los pliegues y de muchas fallas inversas es aproximadamente ENE-OSO. En el sector oriental el Subbético aflora en menor extensión, las estructuras olistostrómicas están menos desarrolladas y, como en el sector central, se observa bien la dirección general de las estructuras en muchos puntos.

La directriz ENE-OSO de las estructuras se pierde en algunos puntos. Así en el sector occidental, en el área de Ronda, el Penibético presenta pliegues de dirección NE-SO a N-S que se pueden interpretar en relación con el empuje producido por la Zona Interna en ese sector (Kirker y Platt, 1998). Otro tanto ocurre en el sector oriental, al oeste y noroeste de Sierra Espuña donde existen pliegues casi N-S a NE-SO (Paquet,

1969; Martín-Martín y Martín-Algarra, 2002). Incluso en el sector central, en el área de Sierra Gorda de Loja (al oeste de Granada) hay un gran pliegue prácticamente norte-sur y otras estructuras de igual dirección que pueden también ser interpretadas como debidas al empuje de la Zona Interna Bética (Sanz de Galdeano, 1996). Aparte de esos puntos que pueden ser interpretados como se ha indicado, en el sector central subbético existe una banda que va desde el este de Jaén hasta Iznájar, al noreste de Loja (Fig. 2) que presenta pliegues y fallas inversas de dirección NE-SO a N-S.

A la vez, en el sector del oeste de Quesada y Cazorla y hacia Pozo Alcón, aún en materiales subbéticos, hay estructuras de dirección NO-SE a N-S (Fig. 2). De la misma dirección es la falla de Tíscar que corta al extremo sudoeste del arco de Cazorla formado fundamentalmente en materiales del Prebético. Es decir, en el sector central subbético hay dos bandas de estructuras oblicuas a la general, nunca descritos en su conjunto hasta ahora, aunque las estructuras que las componen ya se hubieran citado en diversos sectores (Sanz de Galdeano, 1973; Molina, 1987) y se recogen en varias hojas geológicas citadas más adelante.

Por su parte, la falla de Tíscar ha sido objeto de numerosos trabajos previos, comenzando por Foucault (1971 y 1974) quien hizo una excelente cartografía del área y posteriormente ha sido estudiada por Frizon de

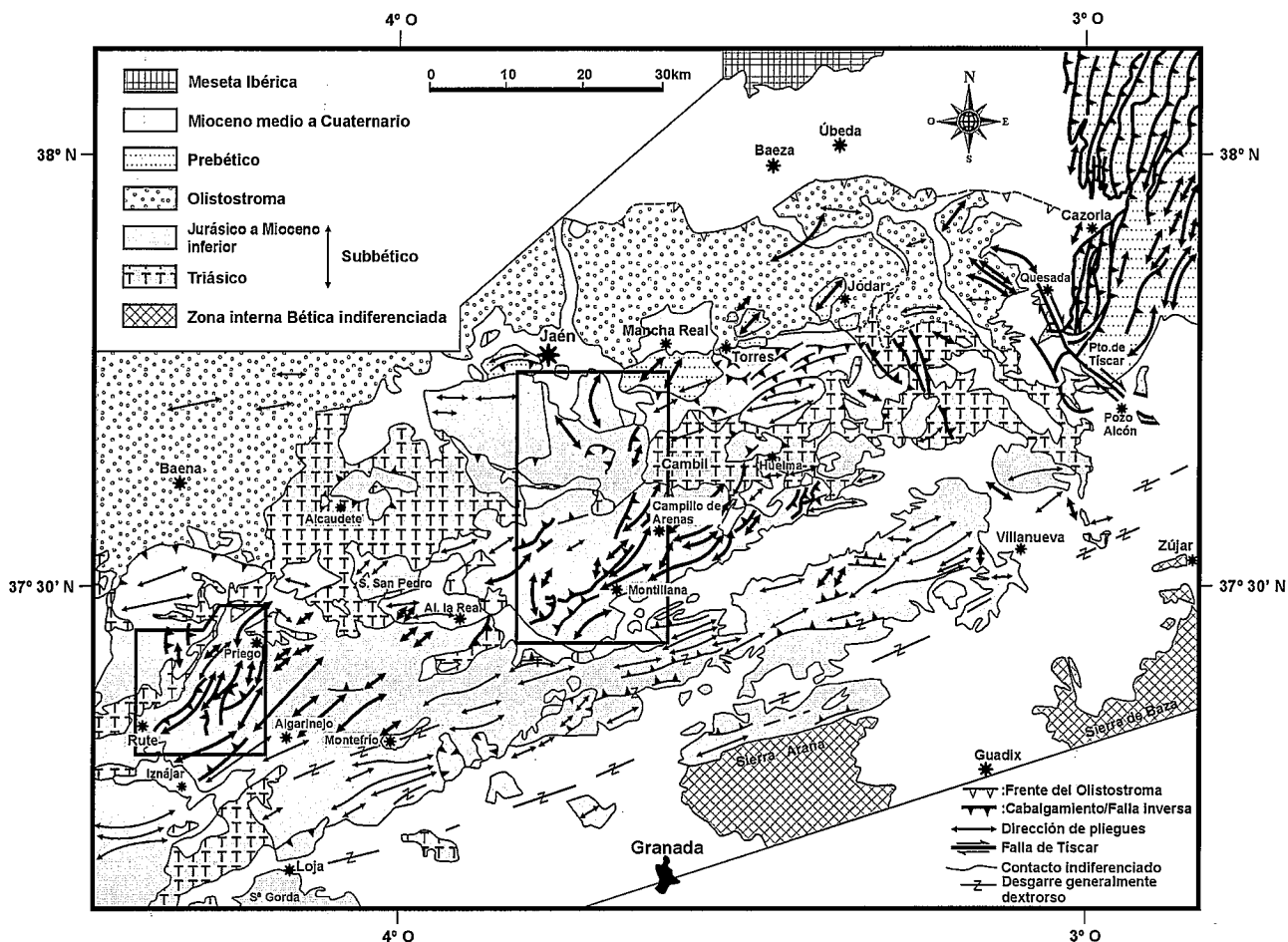


Figura 2.- Mapa geológico simplificado del sector central del Subbético. Se destacan con línea más gruesa las estructuras, pliegues y fallas, que forman parte de las estructuras oblicuas a la dirección ENE-OSO en el Subbético y las del arco de Cazorla. Su posición se señala en la figura 1. La posición de las figuras 3 y 4 se marca en respectivos recuadros.

Lamotte et al (1991) y Nebbad (2001), etc. Todos los autores coinciden en que se trata de una falla de desgarre dextrorsa que a la vez hunde el bloque sudoccidental. En realidad son diversas fallas paralelas tal como ponen de manifiesto Foucault (1971) y Sanz de Galdeano y Fernández Rubio (1983), que afectan al extremo meridional del arco de Cazorla, arrastrando los materiales prebéticos hacia el sureste en su bloque nororiental (hay que observar a la vez que el Prebético en este sector está dispuesto en escamas que muestran una neta traslación tectónica hacia el oeste).

El objetivo del presente trabajo es describir e interpretar las estructuras oblicuas a la general que aparecen en el sector central del Subbético y encuadrarlas tectónica y temporalmente dentro del conjunto de la Cordillera Bética. Igualmente se pretende explicar el significado de la falla de Tíscar y mostrar su relación con las anteriores estructuras.

**Descripción de las estructuras oblicuas del sector central del Subbético y de la falla de Tíscar**

Estas estructuras oblicuas que se van a describir se sitúan casi por completo al norte de las fallas de Cádiz-Alicante, visibles en la figura 2 entre Montefrío y Villanueva, marcadas como desgarres dextrorsos o cabalgamientos.

La banda de estructuras occidental, de dirección general NNE-SSO, presenta tres discontinuidades, dos de ellas la limitan al norte y al sur y la tercera ocupa una posición casi central. En la parte sur, sector de Iznájar, las masas triásicas, en parte ocultas por sedimentos del Mioceno superior, rompen la continuidad del Subbético, con salidas hacia el noroeste. De Rute a Priego, las unidades del Subbético Medio y Externo forman anticlinales, sinclinales y fallas inversas que esquemáticamente se muestran en la figura 2 y con mayor detalle en la figura 3. Son netamente oblicuas a la dirección ENE-OSO, llegando incluso a direcciones norte-sur. Destacan en particular los pliegues anticlinales y sinclinales que desde el noroeste de Priego de Córdoba se prolongan hacia el sur por las sierras de los Pollos y Alta y por las sierras Tiñosa y Horconera. Algunos de estos pliegues son bastante apretados y se acompañan con fallas inversas de vergencia variable. En algún caso hay pliegues ENE-OSO que, sobre todo en sus sectores septentrionales, se curvan a direcciones más próximas a N-S. Poco más al nordeste, entre Priego y Alcalá La Real, estas estructuras pierden continuidad (Fig. 2) pues en ese sector intermedio abundan las masas triásicas muy desorganizadas, desplazando unos 17 km hacia el noroeste, cerca de esa última localidad a la unidad de San Pedro, del Subbético medio (Sanz de Galdeano, 1973) con respecto a unidades equivalentes.

Al este y nordeste de Alcalá la Real se encuentra el sector donde las estructuras oblicuas son más importantes. Está comprendido entre Frailes, Campillo de Arenas y Cambil (Figs. 2 y 4). Es especialmente al oeste de Campillo de Arenas donde los pliegues y fallas, vergentes al este y al oeste, son más patentes, dominando netamente el paisaje. Allí hay cabalgamientos que superan tres kilómetros de desplazamiento, además de pliegues con flancos apretados y fallas inversas localmente verticalizadas, de direcciones NNE-SSO (Sanz de Galdeano, 1973). Al oeste del Paredón (Fig. 4) hay pliegues cuyos ejes se dividen en dos direcciones, en los que se ha producido una notable salida de materiales triásicos, a modo de un diapirismo forzado, más notable al sur y oeste de Valdepeñas de Jaén.

Al noreste de este sector, el Trías de Cambil, muy desorganizado, rompe la continuidad de las estructuras N-S a NNE-SSO. Sin embargo, al este de Jaén se observan pliegues casi N-S (Figs. 2 y 4), tanto en el Subbético (unidad de la Pandera-Grajales), como en la unidad intermedia de Jabalcuz-San Cristóbal infrayacente (Sanz de Galdeano, 1973). Hay que destacar sobre todo el gran pliegue aproximadamente N-S que afecta a ambas unidades, cabalgante y cabalgada. Además en la parte norte de monte S. Cristóbal hay estructuras en cajas de huevos a escalas métricas a hectométricas, producto de la superposición de pliegues casi N-S / NNO-SSO a otros de dirección ENE-OSO (Sanz de Galdeano, 1973). Más al este, se observan pliegues NE-SO en el Prebético cercano a Mancha Real y Jódar (Fig. 2).

Más al norte y noreste se pasa al olistostroma subbético y no se suelen observar estructuras concretas, aunque en la hoja 927 (Roldán García *et al.*, 1992), al sur y al sureste de Baeza hay pliegues de dirección NE-SO que afectan a materiales serravallienses.

La banda oriental, con direcciones de estructuras NO-SE se observa al sureste de Baeza, en el sector comprendido entre Torres, Quesada, Tíscar y Pozo Alcón, donde existen sobre todo fallas inversas vergentes al oeste y algunos pliegues, tal como se recoge en el mapa de la hoja nº 948, Torres, (Álvaro López *et al.*, 1992), que afectan al olistostroma y a diversos materiales, incluidos los del Serravalliense. Entre ambas bandas, occidental y oriental, en el sector situado entre Torres y Huelma (Fig. 2) las estructuras que se observan son de dirección ENE-OSO, formándose, si se consideran en conjunto, a modo de un arco de estructuras.

La falla de Tíscar, de dirección NO-SE, aparece en el extremo oriental de la segunda banda. Se marca como una línea neta en la Fig. 2, pero que en realidad lleva asociadas diversas superficies aproximadamente paralelas que afectan a materiales del Prebético, del Subbético, al olistostroma subbético y a materiales miocenos de ese sector que es de unión entre la cuenca del Guadalquivir y la de Guadix-Baza.

Esa falla produce notables arrastres dextrorsos en el Prebético, perfectamente visibles por ejemplo entre el puerto de Tíscar y Quesada. Foucault (1974) calcula un desplazamiento horizontal de unos 5,8 km. A la

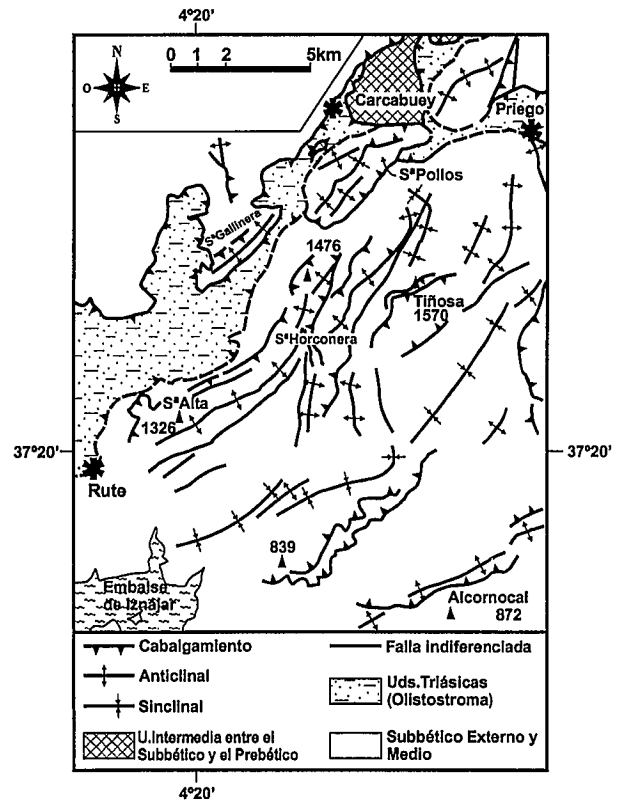


Figura 3.- Esquema de los principales pliegues y fallas del sector de Priego-Rute. Su posición se marca en la figura 2. Simplificado de Hernáiz *et al.* (1992) y Cano Medina (1990).

vez hunde notablemente su bloque sudoccidental. Su prolongación hacia el sureste no es clara debido a que los sedimentos, fundamentalmente pliocenos y cuaternarios del sector norte de la cuenca de Guadix-Baza, la ocultan. Una posibilidad que barajó Sanz de Galdeano (1983) es que atravesara la zona de fallas de Cádiz-Alicante y se prolongara hacia el sur, pasando por la Sierra de los Filabres y por el curso bajo del río Andarax llegara al mar, algo al este de Almería. De hecho allí hay notorias fallas normales muy recientes. Sin embargo, al menos aparentemente, las fallas de Cádiz-Alicante no se encuentran desplazadas, lo que haría pensar que la falla de Tíscar se termina antes o cambia de rumbo para pasar a ser de dirección ONO-ESE y finalmente paralelizarse a las fallas de Cádiz-Alicante.

Al norte de la falla de Tíscar se inicia el arco de Cazorla, formado por multitud de cabalgamientos que en ese sector tienen dirección casi norte-sur y que avanzan hacia el oeste. En esta dirección de avance el tamaño de las unidades tectónicas se va reduciendo y pasan a ser escamas cada vez más pequeñas, pero muy numerosas (López Garrido, 1971; Frizon de Lamotte *et al.*, 1991; Nebbad, 2001).

### Discusión e interpretación

Vera *et al.* (1984), Molina (1987), Molina y Ruiz Ortíz (1990) señalan en el Subbético Externo la existencia de dos tipos de fallas, ya durante el Jurásico, que produjeron brechas sinsedimentarias y cambios de fa-

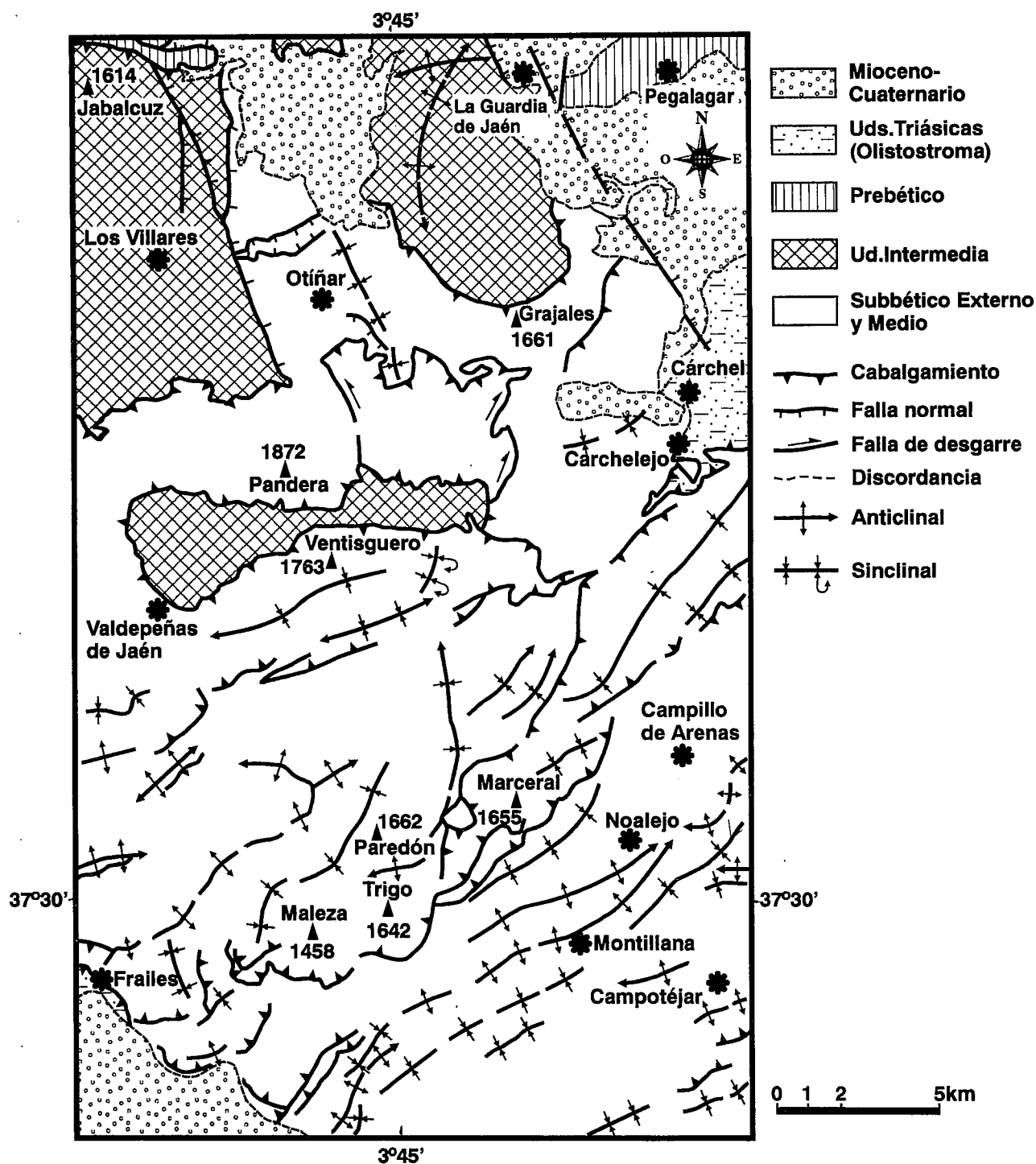


Figura 4.- Esquema de los principales pliegues y fallas del sector de Campillo de Arenas. Su posición se marca en la figura 2. Simplificado y ligeramente modificado de Sanz de Galdeano (1973), López Olmedo *et al.* (1991) y Enrile Albir *et al.* (1991).

cies. Las primeras tuvieron carácter lístrico, con una dirección actual ENE-ONO, y otras posteriores fueron transcurrentes de dirección próxima a la N-S en su posición actual. La tectónica de extensión manifestada por las fallas lístricas, considerada a su mayor escala, es la que ha determinado la división del Subbético en varios dominios (de norte a sur han dado lugar a las unidades intermedias con el Prebético, al Subbético Externo, al Medio y al Interno, además de las subdivisiones que se pueden hacer en cada uno de ellos) que

correspondieron a áreas de mayor predominio de unos depósitos u otros: margas y radiolaritas en los más profundos, calizas en los más someros, de manera que condicionaron en buena parte la tectónica alpina posterior. Así, la actual dirección ENE-ONO de las estructuras predominantes en el Subbético coincide aproximadamente con la dirección actual de los cambios de unos dominios subbéticos a otros.

Por el contrario, la existencia ya durante el Jurásico de fallas transcurrentes de dirección aproximada N-S

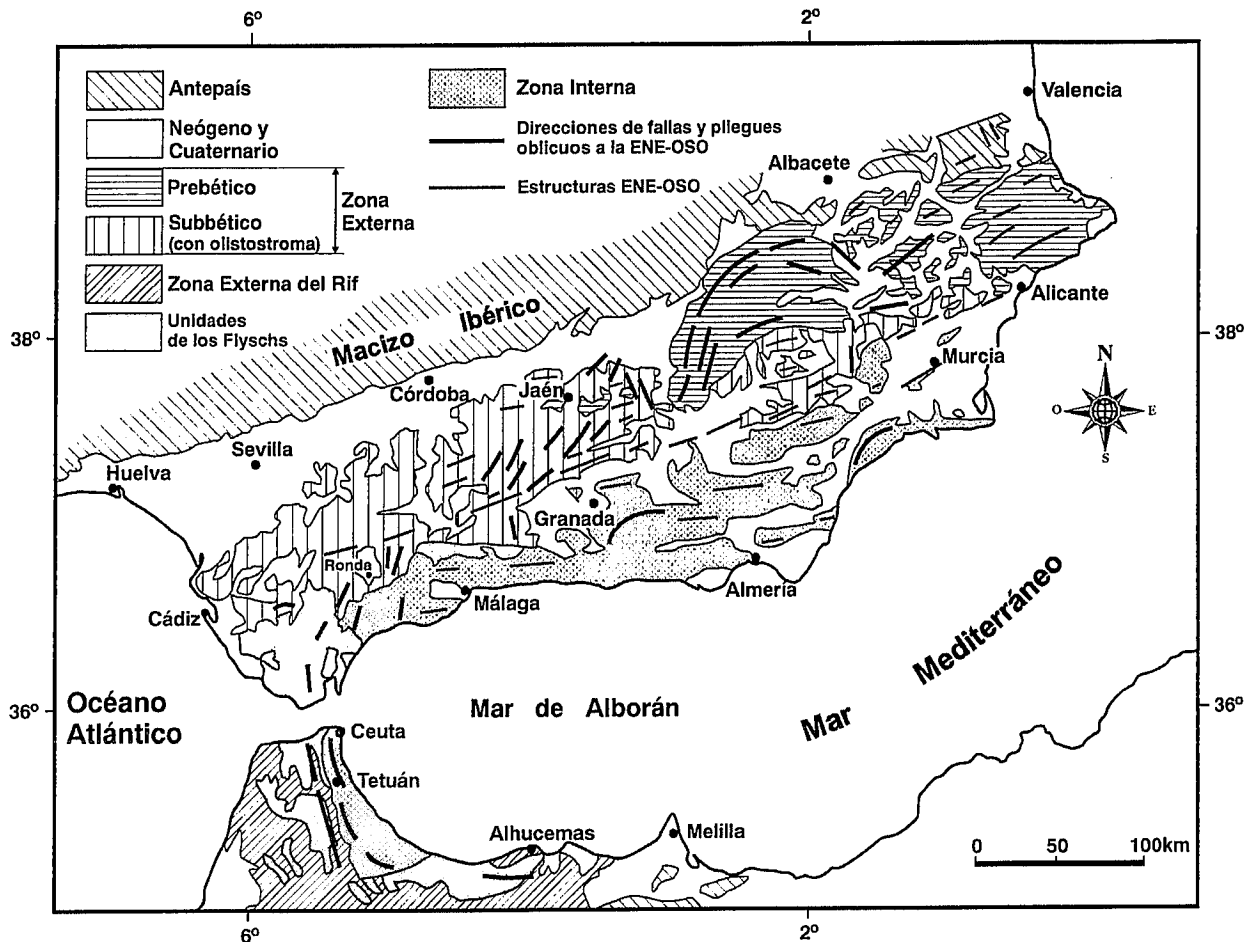


Figura 5.- Esquema muy simplificado de las principales estructuras arqueadas de la Cordillera Bética y del Rif y de las bandas oblicuas de las estructuras que afectan al sector central del Subbético. Las estructuras de dirección ENE-OSO a E-O, muy comunes en la Cordillera, se señalan con líneas más finas.

no ha sido sin embargo un fenómeno igual de importancia y sus efectos son aparentemente locales. De hecho, las estructuras oblicuas antes descritas en algunos casos se observa que afectan al empilamiento de mantos, tal como ocurre en sureste de Jaén, donde ya se ha citado la gran estructura anticlinal de eje casi N-S que existe tanto en el sector de San Cristóbal (unidad intermedia) como en el Subbético Externo cabalgante (unidad de Pandera-Grajales) (Fig. 4) en cuyo frente produce un amplio arco anticlinal. Este rasgo es netamente independiente de la posible influencia de fallas antiguas trascurrentes, previas naturalmente al empilamiento de unidades. Además, tanto en el sector de Campillo de Arenas, como en el del sur de Priego, las estructuras oblicuas son muy grandes, pasando netamente del dominio Subbético Externo al Medio, prolongándose muchos kilómetros en el Subbético Medio, por lo que se muestran como rasgos de una magnitud mucho mayor.

La interpretación que hago es la siguiente: la banda de estructuras de dirección NNE-SSO a N-S que deforma oblicuamente a las unidades subbéticas en el sector central forma un rasgo superpuesto a la estructuración del Subbético producido a partir de los inicios del Burdigaliense superior, cuando recibió el impacto de la Zona Interna Bética (Hermes, 1985; Martín-Algarra, 1987; Sanz de Galdeano, 1990). Estas estructuras obli-

cuas se formaron a lo largo del Mioceno medio, particularmente durante el Serravalliense e incluso en parte del Mioceno superior. En este periodo de tiempo las direcciones de compresión variaron, de manera que durante el Mioceno medio fueron aproximadamente ONO-ESE y pasaron en el Mioceno superior a ser NO-SE y N-S (Sanz de Galdeano y Vera, 1992).

La banda oriental de estructuras oblicuas, situada entre Torres y Pozo-Alcón se debió formar, al igual que el arco Prebético de Cazorla considerado en su conjunto, por un campo general de esfuerzos cuya dirección de compresión máxima era casi N-S, variando mucho localmente, pasando a direcciones NE-SO y NO-SE según los puntos (incluso E-O en la parte occidental del arco de Cazorla). Su edad es algo más reciente que las estructuras de la parte occidental, de finales del Serravalliense-Tortonense hasta el Messiniense, si las dataciones que indica Nebbad, (2001) son correctas. Según éstas, las escamas más occidentales del arco de Cazorla cabargarían a materiales de esa última edad en la cuenca del Guadalquivir.

Entre esa banda oriental del subbético y el arco del Prebético se encuentra la falla de Tíscar. Para conjugar el desplazamiento relativo hacia el sureste que la falla provocó en los materiales prebéticos y el simultáneo avance de las escamas prebéticas hacia el oeste hay que

admitir que los materiales que existen en el bloque sudoeste de la falla de Tíscar se estaban desplazando aún más al oeste que los del arco, por lo que éste quedó relativamente retrasado. Este retraso se produjo a causa de que el Prebético del arco de Cazorla, más próximo a la Meseta, hubo de dar cada vez escamas más pequeñas y numerosas por su progresivo menor espesor de sedimentos sobre el zócalo paleozoico (Nebbad, 2001), mientras que los materiales que hay en el bloque sudoeste de la falla de Tíscar son en parte prebéticos, pero sobre todo corresponden al olistostroma subbético y a las propias unidades subbéticas, todas ellas cabalgando al Prebético. La diferencia de velocidades de avance produjo el conjunto de fallas de Tíscar, cuya superficie más neta es la que se observa en el propio Puerto de Tíscar.

Así pues, la falla de Tíscar se puede interpretar como una falla de transferencia formada en un conjunto que aproximadamente se trasladaba hacia el oeste-noroeste, cuyo bloque noreste fue retrasándose progresivamente y terminó por romperse. Facilitó por tanto que la parte más sudoccidental continuara su avance.

Esta falla tiene algunas surgencias termales asociadas (Cruz-San Julián *et al.*, 1972; Cruz-San Julián y García-Rossell, 1975) y los datos hidrológicos que Sanz de Galdeano y Fernández Rubio (1983) señalan al respecto parecen indicar que no son necesariamente aguas de un origen muy profundo, lo que viene bien con la interpretación de que se trata de una falla que no penetra en el zócalo y que por tanto tan solo afecta a la cobertera.

En conjunto, la actuación de la falla de Tíscar hay que asociarla con las etapas finales de la formación del arco de Cazorla y de las bandas oblicuas de estructuras del Subbético, especialmente con la oriental.

Naturalmente se está utilizando un modelo, generalmente admitido, en el que la Zona Externa Bética se despegue a nivel de los sedimentos triásicos discordantes sobre el paleozoico y se mueve bien al norte, bien al oeste o en direcciones intermedias. Esta tectónica afecta a toda la Zona Externa, pero más especialmente a la parte situada al norte de las fallas de Cádiz-Alicante, pues la situada al sur quedó a partir de finales del Burdigaliense parcialmente adosada al bloque que forma la Zona Interna.

Si se considera en conjunto a la Cordillera Bética y el Rif (Fig. 5), se observa que de las diferentes estructuras oblicuas compresivas formadas a partir del Burdigaliense inferior, las del arco de Gibraltar son las más antiguas; después se producirían las que existen en el sector del Subbético central, del Mioceno medio al Mioceno superior y por último las del arco de Cazorla, en el Prebético, que debieron iniciarse poco después de las del sector central del Subbético. (Dentro de estas estructuras oblicuas no se han considerado aquí algunas fallas muy importantes que cortan a la Cordillera Bética, tales como las fallas de Carboneras, Lorca...)

Por grado de desarrollo e importancia, las estructuras oblicuas de ese sector subbético son casi insignifi-

cantes frente a las del arco de Gibraltar y menos notorias que las del arco de Cazorla. Sin embargo su existencia es interesante pues completa un espacio intermedio donde no eran tenidas en cuenta.

## Conclusiones

En la parte central del Subbético existen fallas y pliegues que se disponen de una forma oblicua a la dirección ENE-OSO (que suele considerarse la general del Subbético), con direcciones NE-SO a N-S y otras NO-SE a N-S, formadas después de la etapa principal de tectogénesis de la primitiva cuenca subbética, cuando se constituyeron las actuales unidades tectónicas subbéticas, ocurrida hacia el Burdigaliense superior. Estas estructuras se encuentran al norte de las fallas de Cádiz a Alicante y se formaron en un campo de esfuerzos cuya dirección de compresión cambió a lo largo del Mioceno medio de ONO-ESE a NO-SE y posteriormente, ya durante el Mioceno superior, a NNO-SSE y N-S, aunque según los puntos y los momentos debieron de crearse muchos campos locales.

La falla de Tíscar, situada en el extremo oriental de la banda de estructuras de dirección NO-SE a N-S, es una falla de transferencia que permite que su bloque sudoccidental siga trasladándose hacia el oeste-noroeste, mientras que el Prebético del arco de Cazorla quedaba retrasado en su posición actual, a pesar de su importante avance hacia el oeste y el noroeste.

Todos estos rasgos tectónicos se produjeron en el cuadro, ya conocido, de una tectónica de neto despegue de la cobertera (la Zona Externa) sobre el zócalo paleozoico, más especialmente en los sectores situados al norte de las fallas de Cádiz-Alicante.

Las estructuras oblicuas de las bandas descritas en el Subbético central son mucho menos importantes que las que constituyen el arco de Gibraltar e incluso el arco de Cazorla, pero por su posición y edad ocupan un espacio intermedio entre ambos arcos, donde no había sido tenidas en cuenta.

## Agradecimientos

Las correcciones y sugerencias del Dr. J.M. Molina (Universidad de Jaén) y de un revisor anónimo han permitido mejorar de forma notoria el presente artículo. A. Caballero del IACT dibujó las figuras. Este trabajo se ha realizado en el marco del Grupo de Investigación nº 217 de la Junta de Andalucía.

## Referencias

- Álvaro López, M., Hernández Samaniego, A. y del Olmo Zamora, P. (1992): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja 948 (Torres)*. IGME, Madrid.
- Cano Medina, F. (1990): *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja 1007 (Rute)*. I.G.M.E. Madrid.
- Cruz-Sanjulián, J., García-Rossell, L. y Garrido-Blasco, J. (1972): Aguas termales de la provincia de Granada. *Boletín Geológico y Minero*, 83: 266-275.
- Cruz-Sanjulián, J. y García-Rossell, L. (1975): Termalismo en

- España meridional. *Boletín Geológico y Minero*, 86: 179-186.
- Durand-Delga, M. (1980): La Méditerranée occidentale: étape de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Livre Jubilaire de la Soc. géol. de France, 1830-1980. Mem. h. sér. Société Géologique de France*, 10: 203-224.
- Enrile Albir, A., Díaz de Neira, J.A., Hernáiz Huerta, P.P., López Olmedo, F. (1991): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 969 (Valdepeñas de Jaén)*, IGME, Madrid.
- Foucault, A. (1971): *Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (province de Jaen et de Grenade, Espagne méridionale)*. Tesis Univ. Paris, 633 p.
- Foucault, A. (1974): *Travaux et titres scientifiques et universitaires*. Paris, 36 p.
- Frizon de Lamotte, D., Andrieux, J. y Guézou, J.C. (1991): Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc Bético-Rifain: Discussion sur les modèles Géodynamiques. *Bulletin Société géologique de France*, 162: 611-626.
- Hermes, J.J. (1985): Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional). *Estudios Geológicos*, 41: 157-176.
- Hernaiz Huerta, P., Díaz de Neira Sánchez, J.A., Enrile Albir, A. y López Olmedo, F. (1992): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja 989 (Lucena)*. IGME, Madrid.
- Kirker, A.J. y Platt, J. (1998): Unidirectional slip vectors in the Western Betic Cordillera: implications for the formation of the Gibraltar arc. *Journal of Structural Geology*, 155: 193-207.
- López-Garrido, A.C. (1971): *Geología de la Zona Prebética, al NE de la Provincia de Jaén*. Tesis Univ. Granada, 317 pp.
- López Olmedo, F., Díaz de Neira, J.A., Enrile Albir, A. y Hernáiz Huerta, P.P. (1991): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 991 (Iznalloz)*, IGME, Madrid.
- Martín-Algarra, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Univ. Granada, 1171 p.
- Martín-Martín, M. y Martín-Algarra, A. (2002): Thrust sequence and syntectonic sedimentation in a piggy-back basin: the Oligo-Aquitainian Mula-Pliego Basin (Internal Betic Zone, SE Spain). *Comptes Rendus Geoscience*, 334: 363-370.
- Molina, J.M. (1987): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo (Provincia de Córdoba y sur de Jaén)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 518 p.
- Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1990): Nuevos datos y modelo genético sobre brechas jurásicas generadas en relación con fallas transcurrentes (Subbético Externo, prov. de Córdoba). *Geogaceta*, 7: 56-59.
- Nebbad, F. (2001): *Le prisme orogénique Prebétique (Sud-Est de l'Espagne), Évolution cinématique et coupes équilibrées*. Tesis Univ. Orsay. Paris XI, 239 p.
- Paquet, J. (1969): *Étude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne)*. *Mémoires Société géologique de France*, 111, 48: 260 p.
- Pérez López, A. y Sanz de Galdeano, C. (1994): Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7: 141-153.
- Roldán García, F., Lupiani Moreno, E. y Jerez Mir, L. (1992): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja 927 (Baeza)*. IGME, Madrid.
- Sanz de Galdeano, C. (1973): *Geología de la transversal Jaen-Frailes (Provincia de Jaén)*. Tesis Univ. Granada, 83: 273 p.
- Sanz de Galdeano, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 39: 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. (1996): The E-W segments of the contact between the External and Internal Zones of the Betic and Rif Cordilleras and the E-W corridors of the Internal Zone (A combined explanation). *Estudios Geológicos*, 52: 123-136.
- 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.
- Sanz de Galdeano, J.M. y Fernández Rubio, R. (1983): Origen del quimismo de las aguas salinas del Keuper en la cuenca del río Guadiana Menor (Provincias de Granada y Jaén). Implicación de fenómenos hidrotermales. *III Simposio de Hidrogeología, Granada*, 283-291.
- Vera, J.A. (2000): El Terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de los conocimientos. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, 2, 345-373.
- Vera, J.A., Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1984): Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias en la Sierra de Cabra (Mesozoico, Subbético Externo). En: *Libro homenaje a Luis Sánchez de la Torre* (A. Obrador, Ed.). Publicaciones de Geología. Universidad Autónoma de Barcelona, 20: 141-162.

Manuscrito recibido el 17 de enero de 2003

Aceptado el manuscrito revisado el 27 de mayo de 2003