

va acompañado de una disminución de carga indicativa de su carácter extensional (cf. Muñoz, 1990). Tal carácter extensional se confirma estructuralmente por las notables omisiones litológicas relacionadas con las zonas de cizalla retrometamórficas que limitan la unidad de Guadaiza (fig. 2). Por tanto, sugerimos que la Unidad de Guadaiza es un «horse» extensional movido aproximadamente hacia el N, que descansa sobre la Unidad de Ojén también adelgazada. Durante el cizallamiento extensional intruyen leucogranitos y se originan «gneises cordieríticos con litoclastos» (Muñoz, 1990).

En definitiva, las Unidades de Guadaiza y Ojén, individualizadas a resultas de un proceso de enfriamiento y atenuación corticales, provendrían de la reestructuración extensional de un elemento tectónico mayor para el que proponemos la denominación de Manto de Guaro. Este manto estaba colocado bajo de las peridotitas (Manto de Bermeja).

La sucesión del Manto de Guaro aflora invertida en la Sierra de Mijas, Sierra Blanca y al W de Guaro (fig. 1). En la Sierra de Cártama una sucesión semejante en posición normal se halla bajo una fina lámina de peridotitas, a su vez debajo del Manto de Jubrique.

Es presumible que la sucesión de Cártama se encontrara en continuidad y por debajo de la columna de la Unidad de Ojén dibujada en la fig. 2. La columna compuesta de ambas sucesiones se correspondería con la de un pliegue cuyo núcleo se localizara en mármoles triásicos. En consecuencia, El Manto de Guaro sería un sinclinal recumbente sobre el que se colocan peridotitas subcontinentales trasladadas varias decenas de kilómetros hacia el NE-ENE.

Conclusiones finales

El Manto de Guaro, incluyendo materiales de la Sierra de Cártama, junto con otras unidades aflorantes más al N (fig. 1), constituye un conjunto que denominamos Mantos de Blanca. Otras unidades reconocidas al E de Málaga, como las de Canillas, Venta de Palma, Tejeda y otras (Aldaya *et al.*, 1981), forman parte también del grupo de Mantos de Blanca.

En las Béticas centrales los Mantos de Blanca se encuentran bajo un manto perteneciente al grupo de Mantos de Los Reales, plausiblemente prolongación del Manto de Jubrique.

Trabajo financiado por CICYT, proyecto PB 87-0461-01.

Referencias

- Aldaya, F.; García-Dueñas, V. y Navarro-Vilá, F. (1981): *Acta Geol. Hisp. «Hom. a Lluís Solé Sabaris»*, 14, 154-166.
- Balanyá, J. C.; Campos, J.; García-Dueñas, V.; Orozco, M. y Simancas, F. (1987): *Geogaceta*, 2, 51-53.
- Balanyá, J. C. y García-Dueñas, V. (1986): *Geogaceta*, 1, 19-21.
- Balanyá, J. C. y García-Dueñas, V. (1987): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, 929-934.
- Darot, M. (1973): *Tesis Univ. Nantes*, 1-120.
- Didon, J.; Durand-Delga, M. y Kornprobst, J. (1973): *Bull. Soc. géol. Fr.*, 15, 77-105.
- Dürr, S. (1967): *Geologica Romana*, 6, 1-73.
- García-Dueñas, V. y Balanyá, J. C. (1991): *Geogaceta*, 9, 33-37.
- Mollat, H. (1968): *Geol. Jb.*, 86, 471-532.
- Muñoz, M. (1991): *Geogaceta*, 9, 10-13.
- Navarro-Vilá, F. y Tubía, J. M. (1983): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, 111-114.
- Tubía, J. M. (1985): *Tesis Univ. País Vasco*, 1-263.
- Tubía, J. M. y Cuevas, J. (1986): *J. Struct. Geol.*, 8, 473-482.
- Westerhof, A. B. (1975): *G.U.A. Papers*, 6, 1-216.

*Recibido el 1 de octubre de 1990
Aceptado el 26 de octubre de 1990*

Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas occidentales

Large scale low-angle normal faults in western Betics

V. García-Dueñas* y J. C. Balanyá*

* Dpto. de Geodinámica, Inst. And. Geología Mediterránea, CSIC-Universidad. 18071 Granada.

ABSTRACT

Low angle normal faults (LANF) related with extensional detachments are mapped in the Western Betics. They developed during Middle and Late Miocene on continental crust which was previously thickened by fold- and thrust-nappes and the Gibraltar Crustal Thrust. The LANF thinned the basement of the Alborán basin. Superimposed folds and strike-slip faults have modified the geometry of the extensional system.

Key words: *low angle normal fault, detachment, crustal thinning, Betics.*

Geogaceta, 9 (1991), 33-37.

La existencia de grandes fallas extensionales, que adelgazan el Dominio cortical de Alborán y modifican

sus relaciones con la cobertera del Dominio Sudibérico (zonas externas béticas), ha sido señalada al S de

Ronda por Balanyá y García-Dueñas (1986, 1988). De hecho, el cortejo de estructuras con valor cinemático en

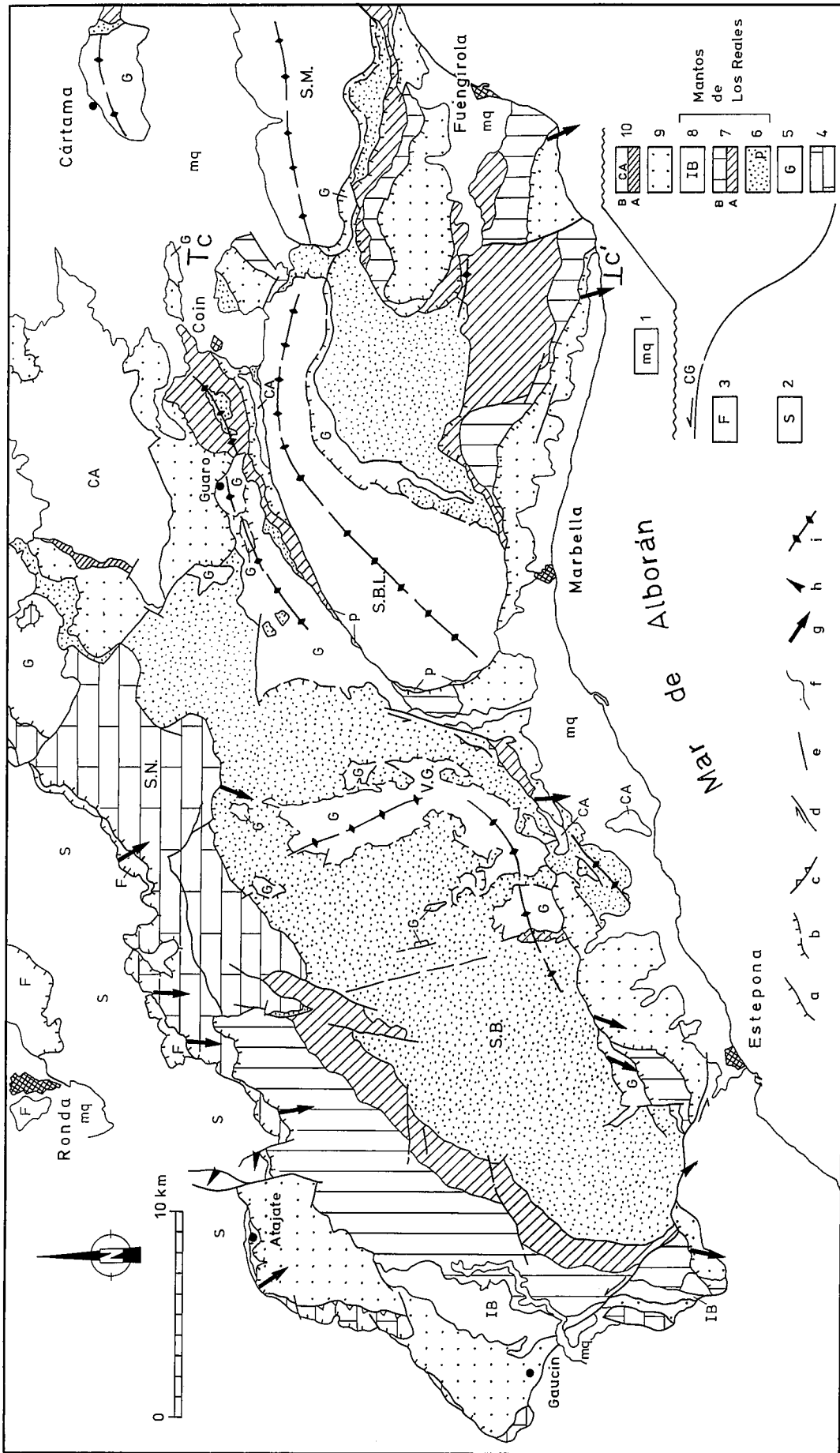


Fig. 1.—Trazado de las principales fallas extensionales en las Béticas occidentales. Clave de símbolos: a, falla normal de bajo ángulo (FNBA); b, FNBA con rocas de cizalla dúctil asociadas; c, falla inversa; d, falla de salto en dirección; e, contacto tectónico; f, contacto estratigráfico; g, sentido de transporte tectónico en FNBA; h, sentido de transporte tectónico según estrías de fallas de alto ángulo; i, traza axial aproximada de antiformes mayores. Leyenda: 1, Mioceno superior-Cuaternario; 2, Subbético; 3, Complejos de Flysch y Unidades de la Predorsal; 4, Complejo de la Dorsal; 5, Manto de Guaro (Mantos de Blanca); 6, Manto de Bermeja (peridotitas); 7, Manto de Jubrique (7A, gneises; 7B, esquistos y filitas); 8, Imbricaciones de Benarrabá; 9, Malagüdes; 10A, Formaciones de Alozaina y Las Millanas y Las Millanas; 10B, Sierra Bermeja. S.B., Sierra Blanca; S.M., Sierra de Mijas; S.N., Sierra de las Nieves.

Fig. 1.—Map of the main extensional faults in the western Betics. Symbols: a, low-angle normal fault (LANF); b, LANSF with related ductile sheared rocks; c, reverse fault; d, strike-slip fault; e, tectonic contact; f, stratigraphic contact; g, transport sense in LANSF; h, striae and sense of movement in high angle faults; i, axial trace of large antiforms. Legend: 1, Upper Miocene-Quaternary; 2, Subbetic; 3, Flysch complex and Predorsal units; 4, Dorsal complex; 5, Guaro nappe (Blanca nappes); 6, Bermeja complex; 7, Jubrique nappe (7A, gneisses; 7B, schists and phyllites); 8, Benarrabá imbrications; 9, Malagüdes; 10A, Alozaina and Las Millanas formations and 10B, Alozaina

muchos segmentos de los contactos entre mantos del Dominio de Alborán indica direcciones de transporte poco compatibles con el movimiento de los mismos, deducido de fábricas originadas en condiciones P-T próximas a las metamórficas. Por otro lado, la frecuente desaparición, a lo largo de contactos frágiles tendidos, de formaciones litológicas y de mantos enteros demuestra el carácter sustractivo de las fallas en cuestión.

En suma, una deformación extensional tardía ha modificado profundamente el Cabalgamiento de Gibraltar (Balanyá y García-Dueñas, 1987) y la organización de los Mantos Alpujarrides y de los Maláguides.

Doblas y Oyarzun (1989), admitiendo la deformación extensional, han propuesto que las peridotitas de los macizos de Sierra Bermeja y Sierra Alpujata constituyen «mantle core complexes» relacionados con un despegue que se continúa hasta Sierra Nevada, al E de Granada.

Nosotros queremos dar a conocer el trazado general de las principales fallas normales de bajo ángulo (FNBA) reconocidas en la parte N del Arco de Gibraltar y los criterios utilizados para su localización, advirtiendo que la geometría original de las FNBA ha sido enérgicamente modificada por pliegues y fallas de salto en dirección posteriores.

Discriminación de los contactos extensionales

La figura 1 recoge con suficiente detalle (para el tamaño de las FNBA) la posición de los principales contactos extensionales. La mayoría de ellos constituyen hoy el límite entre los Mantos Maláguides y Alpujarrides, y también entre los Mantos de Alborán, el Complejo de Flyschs más Predorsal y el Subbético.

La distinción entre contactos contraccionales y extensionales se ha efectuado considerando los siguientes puntos:

1. La corteza sometida a extensión estaba estructurada en mantos con probada continuidad, las peridotitas constituían una lámina gruesa antes de los procesos extensionales y el Manto de Guaro ha sido dividido en «horses» extensionales (Balanyá y García-Dueñas, 1990); dichos horses están limitados por cizallas dúctiles

formadas a $T \approx 400^\circ\text{C}$, con transporte predominantemente de componente N a NNE. Mediante estas estructuras se produjo un primer adelgazamiento cortical contemporáneo de la transgresión Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior (Formaciones discordantes de Aozaina y Las Millanas, Bourgois, 1978).

2. La columna sintética inicial se componía en orden ascendente de (fig. 1): Basamento y cobertera subbéticos, Complejo de Flyschs y Unidades de la Predorsal y Dorsal, Manto de Guaro (Mantos de Blanca), Mantos de Los Reales, Maláguides y Unidades de la Dorsal retroplegadas. Tras el primer adelgazamiento registrado, se añaden las formaciones del Mioceno inferior mencionadas y el Complejo de Aozaina (Burdigaliense).

3. Como superficies de referencia para establecer la deformación extensional se han usado marcadores subparalelos tales como: estratificación, contactos litológicos, esquistosidad principal, foliación milonítica de alta T, isogradas metamórficas y rellanos de cabalgamientos mayores.

4. Naturaleza de las rocas de falla asociadas a los contactos: brechas y harinas de falla en bandas cataclásicas y las milonitas correspondientes al primer episodio extensional.

5. Relaciones angulares (rampas y rellanos) entre los contactos extensionales y las superficies de referencia.

6. Dirección y sentido de transporte a lo largo de superficies de falla a partir de estructuras S-C con S previa conservada, foliación grosera en harinas de falla, microfallas, estrías, grietas de tensión y otras.

7. Congruencia espacial entre la

geometría y cinemática de las fallas y las omisiones litológicas (hiatos extensionales), es decir, análisis areal de la denudación extensional.

Características de las FNBA en el área

Una vez establecidas, conforme a los criterios precedentes, las FNBA (con ángulos respecto a los marcadores estructurales $\leq 45^\circ$) se comprueba que muchas de ellas convergen entre sí (fig. 1), coalesciendo y dando lugar a los despegues extensionales más importantes.

La posición, respecto a la sucesión litológica general, de los principales despegues activos en condiciones frágiles, es la siguiente: a) contacto entre peridotitas y el Manto de Guaro; b) techo de las peridotitas (Manto de Bermeja); c) muro de los Maláguides. En todos estos niveles se localizan hiatos extensionales tanto a techo como a muro (figs. 1 y 2). Existen, no obstante, otros despegues extensionales.

Especial atención merece el conjunto de estructuras extensionales localizadas en el frente del Cabalgamiento de Gibraltar que actualmente coincide con una FNBA. Esta falla ha reutilizado en gran medida la superficie de cabalgamiento y causa extremados adelgazamientos en el Complejo de Flyschs más las Unidades de la Predorsal, junto con omisiones de menor cuantía en las Unidades Subbéticas. La denudación extensional producida por este despegue explica por qué en la Depresión de Ronda los sedimentos tortonienses (Serrano,

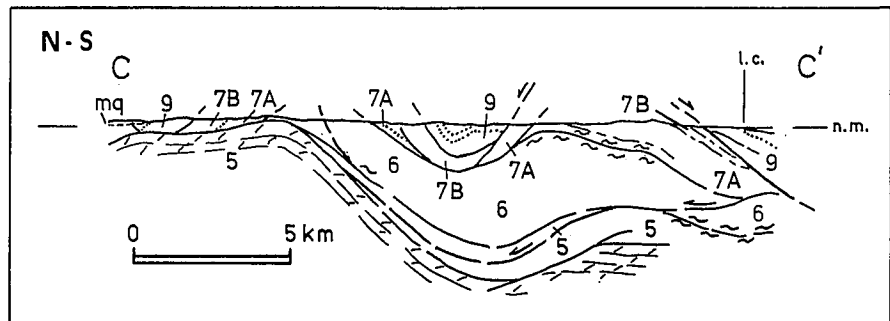


Fig. 2.—Corte interpretativo de la geometría de las fallas normales de bajo ángulo. Situación del corte y leyenda en la figura 1 (los segmentos de zonas de cizalla sinmetamórficas se indican con signos sigmoidales). Nótese el efecto del plegamiento tardío sobre las fallas.

Fig. 2.—Interpretative cross section of the low-angle normal fault geometry. For location and legend see fig. 1 (sigmoid lines show synmetamorphic shear zones). Note the effect of late folding on the faults.

1979) son transgresivos sobre un sustrato de klippen extensionales del Complejo de Flyschs. Dichos klippen descansan sobre materiales triásicos subbéticos, los cuales están desprovistos a techo de los sedimentos jurásicos y cenozoicos habituales. Por lo tanto, el proceso de adelgazamiento cortical, iniciado en el Mioceno inferior y activo durante el Mioceno medio, prosiguió a lo largo del Tortonense, como se ha constatado en Ronda.

Las direcciones de extensión varían entre S y SE. Sin embargo, una generación de fallas posteriores, con componente dextral, tales como las situadas al S de Sierra Bermeja (fig. 1), tienen transporte hacia el SSW.

Conclusiones

El valor del desplazamiento a lo largo de las FNBA, evaluable a partir de la inclinación de las superficies extensionales, del espesor de rocas omitido en los hiatos extensionales y de las direcciones de extensión predominantes (fig. 1), exige la prolongación de los despegues observados hasta implicar al basamento de la Cuenca de Alborán. Allí se alcanzarían el mayor adelgazamiento cortical y la mayor subsidencia miocena. En efecto, los espesores de los sedimentos miocenos y pliocuaternarios alcanzan varios kilómetros de espesor en Alborán, de acuerdo con datos de sondeos y perfiles sísmicos comerciales.

Rocas emparentadas composicionalmente con las de Cabo de Gata constituyen enjambres de diques relacionados con los despegues extensionales. También en el Mar de Alborán existe un importante espesor de rocas composicionalmente análogas.

Las FNBA se han plegado durante el Mioceno terminal (fig. 2); más tarde se desarrollan fallas con componente en dirección que establecen definitivamente los límites pliocenos de la Cuenca de Alborán.

En fin, si las proposiciones precedentes son acertadas, el modelo sugerido por Doblas y Oyarzun (1989) y gran parte de sus implicaciones se hacen insostenibles, si bien ambos autores han destacado la relevancia de la tectónica extensional en las Béticas.

Trabajo subvencionado por CICYT, proyecto PB 87-0461-01.

Referencias

- Balanyá, J. C. y García-Dueñas, V. (1986): *Geogaceta*, 1, 19-23.
 Balanyá, J. C. y García-Dueñas, V. (1987): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, 929-934.
 Balanyá, J. C. y García-Dueñas, V. (1988): *Simposio Cinturones Orogénicos, II Congr. Geol. España, Granada*, 35-44.
 Balanyá, J. C. y García-Dueñas, V. (1991): *Geogaceta*, 9, 30-33.
 Doblas, M. y Oyarzun, R. (1989): *Geology*, 17, 430-433.
 Serrano, F. (1979): Tesis Univ. Málaga, 1-272.

*Recibido el 1 de octubre de 1990
 Aceptado el 26 de octubre de 1990*

Pregunta de M. Doblas:

En este trabajo, los autores concluyen que nuestro modelo de «Mantle Core Complexes» para las peridotitas de Ronda (Doblas y Oyarzun, 1989) «no se sostiene». En nuestra opinión, esta afirmación no tiene fundamento por las siguientes razones:

1) En su artículo dedicado a describir las características generales del régimen extensional en las Béticas Occidentales por medio de fallas normales de bajo ángulo, no aportan datos concretos ni definitivos que permitan formular esta afirmación gratuita.

2) El hecho de que las peridotitas puedan aparecer como láminas alóctonas desenraizadas no contradice en absoluto nuestro modelo (como argumentamos en otro artículo; Doblas y Oyarzun, 1990), ya que es de esperar que el ascenso y denudación de estas unidades mantélicas desde 30/40 km, hasta la superficie, produzca, localmente, escamas alóctonas en el techo de estos cuerpos.

3) ¿Cómo explican los autores el carácter subvertical de los corredores miloníticos que rodean al macizo peridotítico de la Sierra de Alpujata (IGME, 1978), dentro de su esquema de mantos de corrimiento involucrando escamas alóctonas de materiales ultramáficos?

4) ¿Cómo explican los autores la existencia de fuertes anomalías positivas de Bouguer por encima de los macizos peridotíticos? Además de los datos suficientemente claros de Bo-

nini *et al.* (1973), datos gravimétricos recientes (Casas y Carbó, 1989; Carbó, comunicación personal) reafirman la perfecta coincidencia de estas anomalías con los macizos de Ronda (así como el carácter desenraizado de los mismos). Por ello, la suposición de que existe un desfase hacia el S de estas anomalías (Tubía, 1988) debido al emplazamiento tectónico hacia el N de mantos alóctonos peridotíticos es difícil de aceptar.

Bibliografía

- Bonini, W. E.; Loomis, T. P. y Robertson, J. D. (1973): *J. Geophys. Res.*, 78, 1373-1382.
 Casas, A. y Carbó, A. (1989): *Ann. Geophys. Special Issue*, XIV General Assembly European Geophysical Society, p. 15-16.
 Doblas, M. y Oyarzun, R. (1989): *Earth Planet. Sci. Lett.*, V. 93, p. 76-84.
 Doblas, M. y Oyarzun, R. (1990): *Earth Planet. Sci. Lett.*, V. 96, p. 501-503.
 I.G.M.E. (1978): Mapa de Coin (1066, 16-45), Escala 1: 50.000, Madrid.
 Tubía, J. M. (1988): *Bol. Geol. Min.*, 64 (5), 715-747.

Respuesta de García-Dueñas y Balanyá:

Los comentarios y preguntas de M. Doblas exceden el propósito de nuestro breve artículo, aunque no cuestionan directamente su contenido. Se aducen las razones que soportan el modelo de «Mantle core complexes» propuesto por Doblas y Oyarzun (1989a; 1989b) y en definitiva, sus objeciones se centran sobre una vieja controversia: la aloctonía o enraizamiento vertical de los macizos peridotíticos de Ronda, en conexión con el problema del diapirismo mantélico en el seno de corteza continental.

Tras una aceptación implícita de la posición y geometría de las fallas normales de bajo ángulo que damos a conocer, sorprendentemente se elude la discusión sobre la existencia o no de un despegue extensional único situado a techo de los macizos peridotíticos, no se argumenta la organización estructural de los bloques de techo y muro propuesta en el modelo y se obvian las implicaciones.

Hechas estas precisiones, trataremos de responder correlativamente a

los cuatro puntos del cuestionario formulado.

1. Nuestro artículo contiene numerosos datos sobre el sistema extensional sobrepuesto a la estructura de los Mantos Alpujarrides del W de Málaga y algunos de ellos contradicen directamente las proposiciones de Doblas y Oyarzun (op. cit.). En opinión de estos autores, durante el Serravaliense y Mioceno superior ocurre un adelgazamiento cortical extremo en las Béticas occidentales, a favor de un despegue extensional situado a techo de los macizos peridotíticos de la región de Ronda; dicho despegueda lugar a «Mantle core complexes» y sobre él se sitúan bloques corticales basculados, limitados por fallas lísticas.

Por contraposición, a partir de nuestras observaciones se constata que:

a) Son varios los despegues extensionales en el área. Uno de ellos se localiza a muro de los cuerpos peridotíticos y otro, inferior aún, reutiliza superficies mecánicas relacionadas con el Cabalgamiento cortical de Gibraltar.

b) Existen varios horses extensionales movidos en condiciones dúctiles durante el Mioceno inferior (Aquitaniense sup. y Burdigaliense inf.).

c) Los bloques basculados son poco frecuentes. El adelgazamiento y la denudación extensionales se realizan a lo largo de múltiples fallas con rellanos y rampas de ángulo $\leq 45^\circ$ (generalmente mucho menor, cf. fig. 2). Las fallas normales de bajo ángulo conjugadas son numerosas y la deformación interna extensional de los horses considerable, incluso en régimen frágil.

2. En nuestro artículo no se considera si «puedan aparecer» o no láminas alóctonas de peridotitas, tampoco lo «que es de esperar» durante el ascenso de las unidades mantélicas, ni se menciona ningún comportamiento «local» dentro del área referida. Se estima que, previamente a los procesos extensionales descritos, las peridotitas de Ronda formaban una lámina gruesa, intercalada entre rocas metamórficas constitutivas de los Mantos de Jubrique y Guaro, cuyas

sucesiones litológicas son diferentes (Balanyá y García-Dueñas 1990). Es decir, los cuerpos peridotíticos de Ronda no están enraizados en su respectiva vertical, lo que invalida el modelo de «Mantle core complexes» tal como es concebido por Doblas y Oyarzun (op. cit.).

En efecto, el sustrato de rocas corticales de los macizos de Sierra Bermeja y Sierra Alpujata aflora extensamente en ventanas, la mayor de las cuales (Valle del Guadaiza) tiene una superficie aproximada de 40 km². Las ventanas de muy pequeño tamaño no han sido representadas en el mapa de la figura 1 de nuestro artículo, por ejemplo, las existentes en la vertiente Sur de Sierra Alpujata.

Por otra parte, las peridotitas, junto con las rocas situadas a muro y a techo, han sido intruidas por leucogranitos de aproximadamente 21 M.A. (Priem *et al.*, 1979, Zeck *et al.*, 1989). Tal edad tampoco es compatible con ladel «diapirismo ultramáfico», Serravaliense o más reciente según Doblas y Oyarzun (op. cit.).

3. En los Mantos Alpujarrides occidentales se han reconocido rocas miloníticas dentro de zonas de cizalla dúctil generadas a temperaturas variables entre 350°C y 800°C aproximadamente (Tubía 1985; Balanyá y García-Dueñas 1990); también se han observado bandas de rocas de falla frágiles asociadas a fallas normales de bajo ángulo y a despegues extensionales. Unas y otras han sido plegadas durante el Mioceno sup.-Plioceno inf., por lo que las foliaciones miloníticas presentan buzamientos variables.

Sin embargo, no existen corredores miloníticos subverticales rodeando el macizo peridotítico de la Sierra Alpujata, como indican Doblas y Oyarzun (1990). Tampoco los hay en Sierra Bermeja ni en los restantes macizos peridotíticos de Ronda.

4. Nuestro trabajo no pretende explicar el origen de las anomalías gravimétricas de las Béticas occidentales ni las del cuadrante NW del Mar de Alborán. Nuestro propósito ha sido contribuir a esclarecer la estructura primero contractiva y luego extensio-

nal de la mitad Norte del Arco de Gibraltar.

La organización geométrica de grandes volúmenes de rocas mantélicas y corticales puesta de manifiesto exige el desarrollo de nuevos modelos geofísicos ajustados tanto a las estructuras descubiertas como a los datos gravimétricos conocidos.

Conviene precisar que los resultados de Bonini *et al.* (1973) presuponen la existencia de intrusiones ultramáficas de paredes verticales dentro de una corteza continental no adelgazada; la densidad de las rocas intruidas es particularmente baja en el modelo, ya que se las supone enteramente serpentinizadas. Si las anomalías existentes pueden ajustarse a estas características, es presumible que sean incompatibles con una distribución de masas como la concebida por Doblas y Oyarzun (op. cit.), en la que gran parte de la corteza del modelo de Bonini *et al.* (1973) aparece «sustituida» por Manto superior subcontinental.

Parece superfluo comentar los restantes resultados gravimétricos mencionados por M. Doblas, porque según él mismo manifiesta «reafirman... el carácter desenraizado de los macizos ultrabásicos».

Bibliografía

- Balanyá, J. C. y García-Dueñas, V. (1990): *Geogaceta*, 9, 30-33.
 Bonini, W. E.; Loomis, T. P. y Robertson, J. D. (1973): *J. Geophys. Res.*, 78, 1372-1382.
 Doblas, M. y Oyarzun, R. (1989a): *Geology*, 17, 430-433.
 Doblas, M. y Oyarzun, R. (1989b): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 93, 76-84.
 Doblas, M. y Oyarzun, R. (1990): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 501-503.
 Priem, H. N.; Voelrijk, N. A.; Hebeda, E. H.; Open, I. S.; Verdurmen, E. A. y Verschure, R. H. (1979): *Cont. Min. Petrology*, 70, 103-109.
 Tubía, J. M. (1985): Tesis Doc. Univ. País Vasco, 1-263.
 Zeck, H. P.; Albat, F.; Hansen, B. T.; Torres-Roldán, R. L.; García-Casco, A. y Martín-Algarra, A. (1989): *Tectonophysics*, 169, 215-220.