

Algunos problemas geológicos de la Cordillera Bética y del Rif

(Y discusión de varios modelos geotectónicos propuestos)

Some geological problems of the Betic Cordillera and Rif

(Discussion of several propounded geotectonic models)

C. SANZ DE GALDEANO

Instituto Andaluz de Geología Mediterránea.
(CSIC, Universidad de Granada). Facultad de Ciencias

1. INTRODUCCION

En el presente capítulo se pretende mostrar algunos de los numerosos problemas geológicos pendientes en el ámbito Bético-Rifeño, a la vez que se presentan y discuten diversos modelos geotectónicos propuestos.

Dado el número de los modelos existentes no podrán ser comentados extensamente y sólo se hará especial hincapié en algunos de ellos. Al mismo tiempo se presentan algunos rasgos geológicos objetivos (al menos aparentemente), con el fin de sopesar las hipótesis y obtener algunas conclusiones orientativas acerca de los aspectos que deben de cumplir futuros modelos. El modelo que pretenda explicar la Cordillera Bética forzosamente lo ha de hacer también al Rif, al mar de Alborán y ha de integrarse en la evolución del Mediterráneo Occidental. Además tendrá en cuenta la relación entre las placas de Africa e Iberia hasta el punto triple de las Azores.

2. SITUACION GEOLOGICA

El Rif y la Cordillera Bética constituyen la terminación occidental de las cadenas alpinas (fig. 1). En ambas se diferencian las Zonas Internas y las Externas, además de los materiales del Campo de Gibraltar (unidades de los Flyschs) y las cuencas neógenas (fig. 2).

Las Zonas Internas son en parte comunes a las Béticas y al Rif. Están formadas por tres complejos de mantos tectónicamente superpuestos, que de abajo arriba son el Nevado-Filábride (que sólo aparece en la Cordillera Bética), el Alpujárride y el Maláguide. Los dos primeros presentan sucesiones paleozoicas (y precámbricas al parecer) y sobre todo triásicas, fuertemente afectadas por las etapas metamórficas alpinas. En la base de al menos una unidad alpujárride, tanto en las Béticas (área de Ronda y Málaga) como en el Rif (Beni-Busera) aparecen grandes cuerpos de peridotitas, algo metamorfizadas. Su significado y edad son objeto de fuerte discusión. Dataciones absolutas (Loomis, 1975, Priem *et al.*, 1979) indican una edad situada en el Mioceno inferior para el último periodo de recristalización. Por su parte el Maláguide presenta materiales paleozoicos bien desarrollados y series mesozoicas y terciarias reducidas, pero sin metamorfismo.

Conviene indicar que esta división de las Zonas Internas no es aceptada unánimemente. Los investigadores holandeses, así Egeler y Simon (1969) y Kampschuur y Rondeel (1975) distinguen el complejo de Ballabona-Cucharón atribuido por otros autores al Alpujárride. De Jong (1991) por su parte no distingue este último complejo, pero parte del mismo, el complejo Almágride, lo atribuye a las Zonas Externas.

Se suelen considerar dentro de las Zonas Internas a las llamadas unidades de la Dorsal. Generalmente se admite que son las unidades que hacen la transición del Maláguide hacia las Zonas Externas, especialmente a las Rifeñas, pero también se piensa en la posibilidad de que hubiera dos dorsales, una ligada al complejo Alpujárride (Martín Algarra, 1987).

Las Zonas Externas de las Béticas corresponden al paleomargen meridional, y a parte del oriental, del macizo Ibérico. Se dividen en (de S a N) Subbético y Prebético y están constituidas por materiales mesozoicos y terciarios, fundamentalmente sedimentos marinos, en general más profundos en el Subbético que en el Prebético.

Las Zonas Externas del Rif corresponden al paleomargen del NW de Africa. No son por tanto equivalentes a las de la Cordillera Bética. Se dividen en diversos mantos agrupados en (de N a S) las Zonas Intrarifeñas, Mesorifeñas y Prerifeñas. Esta nomenclatura tiende a simplificarse y así Ait Brahim (1991) reúne las zonas Intrarifeña y Mesorifeña en el Subrif. Están igualmente constituidas por sedimentos mesozoicos y terciarios.

Los materiales del Campo de Gibraltar son parte de la cuenca de los Flyschs que durante parte del Mesozoico y sobre todo del Terciario se extendió por el margen NW de Africa, aunque su posición exacta es motivo de discusión (actualmente los sedimentos que se formaron en ella aparecen desde Calabria al Campo de Gibraltar). Afloran extensamente en el Rif y en el Tell (continuación

del Rif en Argelia) y, al igual que en la Cordillera Bética, lo hacen especialmente en sectores de contacto entre las Zonas Internas y Externas.

Las cuencas neógenas de la Cordillera Bética y del Rif se superponen a buena parte de los diferentes dominios antes citados. La forma y evolución de las mismas, así como el tipo de materiales que las rellenan, han estado fuertemente controlados por las situaciones geodinámicas existentes a lo largo del Neógeno.

Existe vulcanismo de edad Mioceno inferior y medio en varias de estas cuencas, así como diques básicos de la misma edad incluidos en materiales maláguides y alpujárrides (Torres Roldán *et al.*, 1986) e intruidos en un ambiente aparentemente distensivo. En el SE, en la región del Cabo de Gata (al E de Almería) y hacia el E (en la región de Mazarrón y Cartagena, provincia de Murcia) aparecen numerosos cuerpos volcánicos cuya edad oscila entre el Mioceno medio y el Cuaternario. Los máximos de actividad se sitúan en el Tortoniense y el Messiniense. Este vulcanismo se continúa al N por el golfo de Valencia y S de Francia. Por el S atraviesa Alborán y aparece en el Cabo de las Tres Forcas (Marruecos) para seguir por el Atlas y salir al Océano Atlántico por Agadir y las islas Canarias (Sanz de Galdeano, 1990 b).

El significado de este vulcanismo es también discutido. El del Mioceno inferior forma parte del existente en el entorno del Mediterráneo Occidental (Lorenz, 1984), que para algunos estaría relacionado con procesos de subducción. El vulcanismo más moderno se hace progresivamente más potásico al N y S de Alborán.

El mar de Alborán está formado por una corteza continental adelgazada. En ella aparecen sedimentos neógenos que van del Burdigaliense (Comas y Jurado, 1990), en alguna subcuenca, al Cuaternario; también existen numerosas extrusiones volcánicas (la propia isla de Alborán). Diversos testigos de sondeo muestran rocas de los complejos Maláguide y Alpujárride, que deben de formar el basamento de Alborán.

3. ALGUNOS PROBLEMAS GEOLOGICOS NO RESUELTOS Y PRINCIPALES MODELOS PROPUESTOS ACERCA DE LA EVOLUCION GEOLOGICA DE LA CORDILLERA BETICA EN EL PERIODO COMPREDIDO ENTRE EL TRIAS Y EL CRETACICO INFERIOR

Casi todos los modelos de evolución geológica propuestos para el ámbito Bético-Rifeño se centran en los procesos que tuvieron lugar durante el Neógeno. Algunos por el contrario se limitan a la historia mesozoica del mismo y de ellos unos pocos la continúan hasta el Neógeno incluido.

Acerca de la evolución del ámbito Bético-Rifeño durante el Secundario existe bastante homogeneidad de interpretaciones, diferenciadas en matices, explicables por lo mucho que queda por conocer acerca de la paleogeografía de estas cordilleras, especialmente la de las Zonas Internas.

Gran parte de las ideas sobre la evolución mesozoica de la Bética y el Rif se discuten en Durand Delga y Fontboté (1980), García Hernández *et al.* (1980), Baena Pérez y Jerez (1982), Wildi (1983), Olivier (1984), Jerez (1984), Vegas y Muñoz (1984), Vegas (1985), Martín Algarra (1987), Vera (1988) y Andrieux *et al.* (1989).

En general se acepta que a comienzos del Triásico el macizo Ibérico se encontraba situado frente a lo que hoy constituye Túnez y Argelia nororiental (fig. 3). El inicio de la apertura del Atlántico sur y central produjo la traslación de Africa hacia el E, lo que dio lugar al desplazamiento relativo de Iberia hacia el W. No existe coincidencia sobre si este movimiento se produjo gracias a una sólo falla transcurrente, que sería el límite entre Iberia y Africa (la equivalente a la actual falla de las Azores), o si se hizo gracias a varias fallas.

En el Mediterráneo occidental se produjo un periodo distensivo a partir del Triásico. Esto dio lugar a la formación de una amplia plataforma continental, que se fue rompiendo, según los puntos, desde inicios del Lías inferior al Lías superior, creando sectores elevados y otros subsidentes. Durante el Jurásico medio y el Cretácico inferior este proceso distensivo llegó a formar corteza oceánica: la cuenca Ligur (fig. 3).

Este proceso distensivo es reconocido tanto en las Zonas Externas Béticas como en las Rifeñas. En las Béticas produjeron fallas que cortaron la corteza y permitieron la salida de importantes masas volcánicas y subvolcánicas que ahora se observan en varios dominios subbéticos (fig. 3).

Podría pensarse que las fallas que se acaban de citar coadyuvaran al desplazamiento de Iberia hacia el W con movimientos sinistrorsos en un régimen transtensivo. Según esto serían varias las fallas que contribuyeron al movimiento relativo entre Africa e Iberia, pero puede ser un dato engañoso por dos causas: a) Que fuera una la falla principal y las demás apenas tuvieran desplazamiento, y especialmente b) Las fallas citadas en las Zonas Externas Béticas han debido ser fuertemente rotadas (como así indican los resultados de Osete *et al.*, 1988) de manera que originalmente tuvieron una dirección NNE-SSW a NE-SW, más bien paralela a la de la apertura de la cuenca Ligur, muy oblicua a la zona transcurrente entre Iberia y Africa.

No es claro por tanto aún cómo se relacionaron en detalle a lo largo del tiempo las Zonas Externas de las Béticas y del Rif.

En las Zonas Internas Bético-Rifeñas la distensión queda manifiesta por la

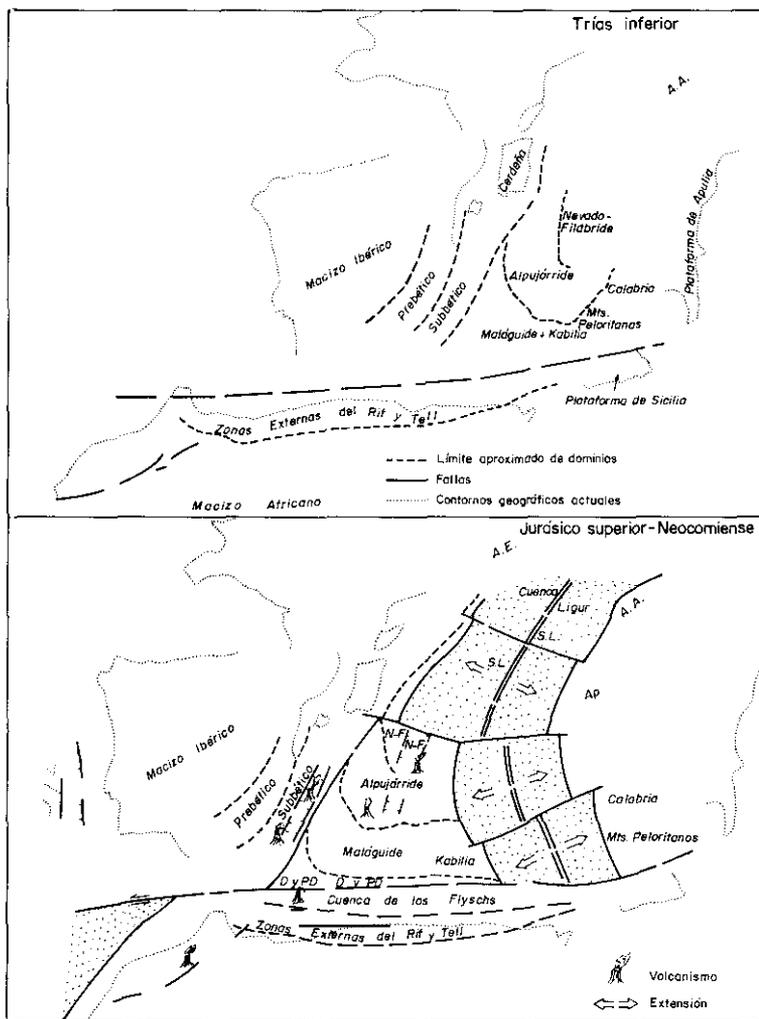


Figura 3.—Ensayo de reconstrucción paleogeográfica de los distintos dominios del ámbito Bético-Rifeño durante el Trías inferior y el Jurásico superior-Neocomiense. Los contornos geográficos que se muestran eran entonces inexistentes. Tan sólo se indican para señalar la posición aproximada de África, el macizo Ibérico, diversas islas y la plataforma de Apulia. A.A.: posición aproximada de los sedimentos del actual dominio Austro-alpino. A.E.: Alpes Externos. Ap.: Apeninos. D y Dp: Dorsal y Predorsal. N.F.: Nevado-Filábride. S.L.: Schistes lustrés

existencia de rocas verdes, originalmente volcánicas y subvolcánicas básicas que han dado edades del Jurásico terminal (Hebeda *et al.*, 1980). Estas rocas aparecen en los complejos Alpujarride y Nevado-Filábride. Las de este último complejo son motivo de discusión (Puga *et al.*, 1989 y 1991; Vegas y Muñoz, 1984 y

Gómez Pugnair y Muñoz, 1990) sobre si formaron parte de una verdadera corteza oceánica o si bien intruyeron en una corteza continental adelgazada. Los datos que se presentan son contradictorios y quizá se esté ante rocas de ambas procedencias, según diferentes afloramientos. Pero desde el punto de vista paleogeográfico sólo suponen una cuestión de grado de adelgazamiento. Es decir si en el Nevado-Filábride llegó a aparecer corteza oceánica o tan sólo se adelgazó mucho la corteza continental. En cualquier caso la extensión es clara y conduce a sospechar que el Nevado-Filábride se situaba en la parte meridional de la cuenca Ligur (considerada en general, pues su geometría sobre todo en el sector de los Alpes, debió de ser complicada). Pudo ocurrir que esta cuenca Ligur estuviera subdividida en varias bandas tal como piensan Andrieux *et al.* (1989). Rocas verdes también intruyen en el Alpujárride, pero aquí existe acuerdo en que lo hacen en un contexto continental.

Un rasgo que impide en buena medida la reconstrucción paleogeográfica de las Zonas Internas es que en los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride no se conocen prácticamente sedimentos del Jurásico, Cretácico y Cenozoico (salvo los discordantes que se inician en el Neógeno tras los procesos de metamorfismo y la estructuración en mantos). Se discute que la unidad de las Nieves sea atribuible al Alpujárride (Martín Algarra, 1987) o a la Dorsal (Bourgeois 1978 y 1980), como generalmente se ha considerado. Si fuera alpujárride sería el único testimonio de tal complejo en el que existe una serie que se prolonga hasta el Cretácico inferior.

En cualquier caso quedaría el problema de resolver por qué en el resto del Alpujárride y en el Nevado-Filábride faltan esos materiales. Cabe pensar que quedaran formado altos fondos, emergidos o prácticamente emergidos, sin recibir depósitos.

Así pues quedan grandes lagunas en la reconstrucción de la paleogeografía del Nevado-Filábride y del Alpujárride, en las relaciones entre ambos complejos y entre estos y el Maláguide y las Zonas Externas.

El Maláguide debió de ocupar una posición meridional con respecto al Alpujárride y al Nevado-Filábride, si se juzga por la distribución de afloramientos a los que se le hace equivalente. Así, existen unidades en Calabria, Sicilia (Montes Peloritano), Argelia (las dos Kabiliyas), que se relacionan con las que aparecen en Marruecos (en el sector comprendido entre Yebha y Ceuta, y posiblemente en un pequeño afloramiento en el Cabo de Tres Forcas, cerca de Melilla, que en mi opinión contiene Alpujárride y Maláguide, aunque generalmente se atribuye al zócalo africano) y en la Bética. Quedaría sin embargo establecer la paleogeografía del Maláguide hacia el W. Hacia el S, a través de la Dorsal pasaría a la cuenca de los Flysch del Mesozoico, y más al S a las Zonas Externas rifeñas o argelinas (del Tell).

Un problema añadido es la posible existencia de materiales de corteza oceánica de edad jurásica formando el basamento de la cuenca de los Flysch como cita Durand-Delga (1980).

Este desconocimiento de la paleogeografía se refleja especialmente en las reconstrucciones que se hacen de las Zonas Internas en las que aparecen los distintos complejos según bandas rectilíneas y alargadas, posiblemente alejadas de las formas originales reales.

4. DEL CRETACICO INFERIOR AL OLIGOCENO

Aproximadamente del Aptiense-Albiense a mediados del Cretácico superior se produjo la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación (unos 30° en sentido antihorario) y la posible traslación de Iberia. Cesó el movimiento hacia el W de Iberia con respecto a Africa y en los Alpes comenzaron las primeras compresiones (fig. 4).

En el ámbito Bético-Rifeño se produjo una cierta inestabilidad tectónica que se traduce en las Zonas Externas en la existencia de discordancias. Pero mientras algunos piensan que esta inestabilidad se debió a la continuidad de la distensión (García-Dueñas y Comas, 1983), otros piensan que correspondían a las primeras compresiones. Así (Wildi, 1983) señala en el Tell la existencia de una primera fase compresiva intracretácica que afecta a materiales de edad Albiense, que llegó a producir cierto metamorfismo.

En las Zonas Internas la compresión apareció ya claramente en el Cretácico superior. Así De Jong (1991) cita el comienzo de subducción en el Mediterráneo Occidental en coincidencia con la apertura del Golfo de Vizcaya. Según el mismo autor afectó especialmente al Nevado-Filábride. Torres Roldán (1979) y Puga (1980) señalan el inicio de una subducción durante el Cretácico superior afectando a las Zonas Internas, especialmente al Nevado-Filábride. En esta etapa pudo tener lugar la primera individualización y apilamiento de mantos de corrimiento. La dirección de este apilamiento es también objeto de discusión. Quizá la opinión más general es que fue hacia el NE.

Hay un claro acuerdo en que se produjeron importantes deformaciones en las Zonas Internas durante el periodo que va del Cretácico superior al final del Oligoceno. Del proceso de subducción inicial, continuado durante el Paleoceno, se pasó, una vez que las posibles cuencas oceánicas (cuenca Ligur considerada en general) fueron subducidas (Torres Roldán, 1979; Puga, 1980), a un proceso de colisión, aproximadamente en el Eoceno, prolongado en parte durante el Oligoceno. A la vez se pasó a una progresiva convergencia entre Africa y Europa

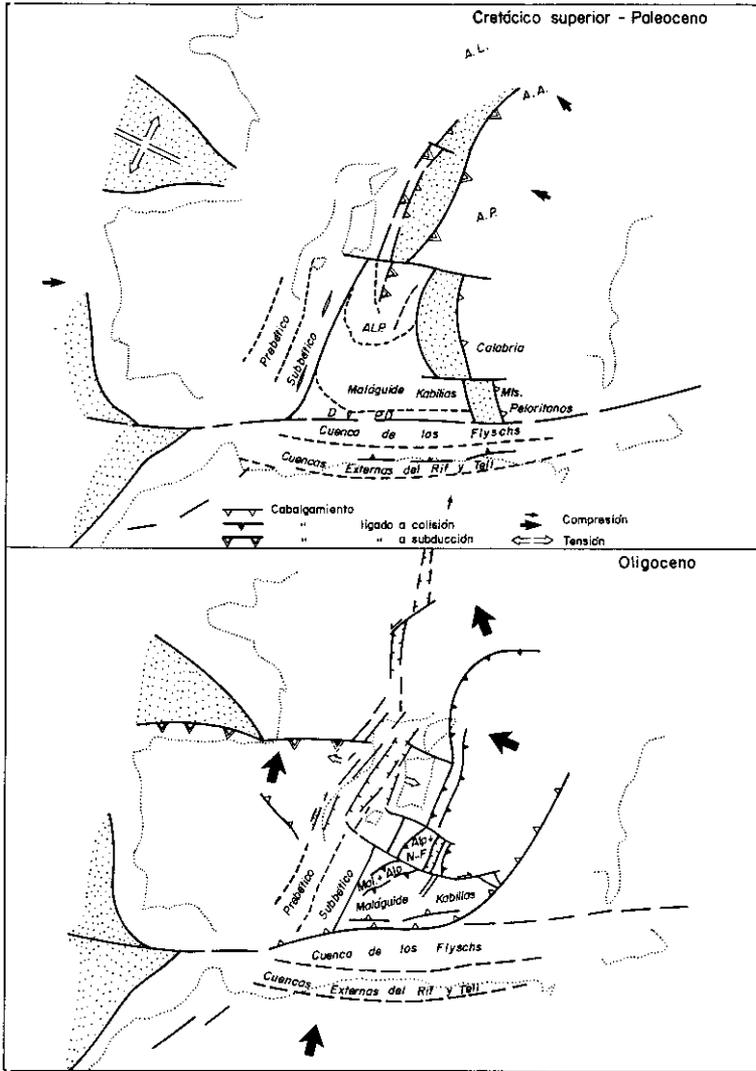


Figura 4.—Ensayo de reconstrucción paleogeográfica de los distintos dominios del ámbito Bético-Rifeño durante el Cretácico superior-Paleoceno y el Oligoceno. Los signos que se señalan en el Subbético indican una cierta deformación en el mismo durante el Cretácico superior, especialmente en el Cenomaniense-Turonense. Mal. + Alp: Maláguide y Alpujarride.

(Biju Duval *et al.*, 1976). El aspecto que queda sin resolver es cómo se estructuraron las Zonas Internas en este periodo de tiempo y las direcciones precisas en que lo hicieron.

En las Zonas Externas estas importantes deformaciones del Paleoceno-Oligoceno no se dieron, produciéndose tan sólo notables discordancias, importantes masas detríticas y también vertidas diapíricas (Wildi, 1983; Uchupí, 1988; Vera, 1988, etcétera).

El importante proceso de rifting que se inicia en el Mediterráneo occidental a partir del Oligoceno, formando corteza oceánica a partir del Burdigaliense (Boillot *et al.*, 1984), va a repercutir grandemente en la Cordillera Bética y en el Rif, que entonces inician su estructuración definitiva (fig. 4).

5. DEL INICIO DEL NEOGENO A LA ACTUALIDAD

El modo en que se hizo la estructuración neógena del ámbito Bético-Rifeño es muy discutido, con hipótesis contrapuestas en algunos aspectos. Un grupo de hipótesis atribuyen su actual estructuración a la formación de un domo del manto superior, localizado aproximadamente en el mar de Alborán; esta intumescencia produjo el deslizamiento radial de sus diversos conjuntos. En alguna de estas hipótesis se contempla, sin tratarlo, un periodo anterior en el que se produjo compresión y engrosamiento cortical. Otro grupo de hipótesis explica la actual colocación de las Zonas Internas gracias a una importante traslación de las mismas hacia el W. Un tercer grupo de hipótesis explican la estructuración del ámbito Bético-Rifeño gracias a un proceso de subducción en el que Alborán se abre como una cuenca de retroarco. Un rasgo común a todas estas hipótesis es la gran movilidad cortical que suponen en cualquier caso.

Posiblemente el precursor de muchas de estas ideas sea Argand (1924) (en Durand-Delga, 1980) quien ya cita expresamente la posibilidad de que se hayan formado áreas de corteza oceánica en el Mediterráneo occidental, junto a importantes rotaciones y traslaciones de bloques.

a) *El primer grupo de hipótesis*

Las ideas de megaundación y diapirismo del manto parten de Van Bemmelen (1954, 1972, 1973) quien señala diversos sectores en los que estos procesos se han podido dar: así la cuenca del Tirreno y la cuenca Balcar, continuada por la de Alborán en el Mediterráneo occidental. En su interpretación este diapirismo produjo una importante intumescencia que provocó grandes traslaciones laterales y rotaciones de importantes bloques. El ascenso de materiales ultrabásicos sería también favorecido. Posteriormente al enfriarse se produjeron hundimientos, dando lugar a las actuales cuencas profundas del Mediterráneo occidental, donde aparece corteza oceánica.

(Weijermars, 1985a, b y 1988) aplica al mar de Alborán un modelo parecido de diapirismo con la supuesta formación de un gran domo y posterior extensión y adelgazamiento de la corteza. Este diapirismo sería poco profundo dentro del manto. El proceso se iniciaría hace unos 30 m. a.; no cita un posible engrosamiento (debido a compresión) cortical previo. Los actuales mantos de las Zonas Internas Bético-Rifeñas (y posiblemente de las Externas, que no cita expresamente) se habrían emplazado radialmente, de forma gravitatoria, a partir de la elevación del domo.

Doblas y Oyarzun, 1989 a y b) (replicados respectivamente por Frizon de Lamotte *et al.*, 1990, y Tubía, 1990) proponen un importante proceso extensional en Alborán, afectando a la Cordillera Bética y el Rif según un modelo parecido al de Wernicke (1985). Las implicaciones de este modelo son parecidas a las del modelo de Weijermars, salvo en la estructuración de mantos, aspecto en el que no entran, por considerarlo anterior al proceso extensional al que aluden. El mecanismo extensional produciría un gran número de fallas lítricas que permitirían la salida del Nevado-Filábride como un «Metamorphic Core Complex» en la parte oriental y en la occidental la salida de las peridotitas de Ronda y Beni Busera «Mantle Core Complex». La edad en la que este proceso tuvo lugar piensan que fue durante el Mioceno medio y superior.

Platt y Vissers (1989) proponen un modelo parecido al anterior. Después de un periodo de convergencia con engrosamiento cortical terminado aproximadamente en el Oligoceno, se instaló en Alborán un manto de características astenosféricas que produjo elevación y una consecuente extensión radial formándose parte de los cabalgamientos ahora existentes.

Por su parte Torres Roldán (1979) y Puga (1980) ya señalan una posible etapa distensiva producida en el Mioceno inferior, que explicaría las características corticales de Alborán y el volcanismo del SE peninsular.

b) *El segundo grupo de hipótesis*

Estas hipótesis explican la colocación de las Zonas Internas Bético-Rifeñas gracias a una importante traslación de las mismas hacia el W. Fueron iniciadas por Andrieux *et al.* (1971) y Andrieux y Mattauer (1973). Parten de un hecho que también se constata en las hipótesis del anterior grupo: la imposibilidad de explicar las estructuras radiales, especialmente el arco de Gibraltar, del dominio Bético-Rifeño con sólo la convergencia África-Europa. Por ello acuñan el término «sous-plaque» de Alborán; un área intermedia entre África y Europa que al desplazarse hacia el W produjo el conjunto de estructuras radiales ya citadas.

Biju-Duval *et al.* (1976 y 1977) muestran una reconstrucción de Mediterrá-

neo occidental en la que señalan la formación de importantes procesos de rifting y también el desplazamiento hacia el W del bloque de Alborán.

Tapponier (1977) presenta un modelo aplicado al Mediterráneo en el que explica como la convergencia general entre Africa y Europa, especialmente a partir del Oligoceno, produjo la expulsión lateral de diversos bloques corticales, entre ellos el de Alborán. De esta forma la propuesta de Andrieux *et al.* (1971), adquirió un soporte más definido.

Bourrouilh y Gorsline (1979) adaptan en buena medida su interpretación del Mediterráneo occidental al modelo de Andrieux *et al.* (*op. cit.*).

Durand Delga (1980) y Durand Delga y Fontboté (1980) proponen igualmente un modelo que, para lo que es el conjunto Bético-Rifeño, coincide en líneas generales con Andrieux *et al.* (1971). Precisan edades de los movimientos, durante el Mioceno inferior, y citan la posibilidad de una subducción en el sector de Sicilia y Calabria. Además indican la posible existencia al N de las Zonas Internas Béticas de una larga línea de falla dextra con un importante desplazamiento.

Wildi (1983) en su estudio sobre la cadena Tello-Rifeña presenta una reconstrucción del bloque de Alborán y la evolución del mismo del Eoceno al Tortonense. En su modelo adapta las ideas de Andrieux *et al.* (1971), a la vez que tiene en cuenta la formación de zonas oceánicas en el Mediterráneo occidental.

Sanz de Galdeano (1983) al describir las fallas más importantes de la Cordillera Bética, acepta la traslación de las Zonas Internas hacia el W y hace una estimación de los desplazamientos de las mismas y de las fallas implicadas en este movimiento.

Olivier (1984) y Leblanc y Olivier (1984) admiten igualmente la traslación del bloque de Alborán una vez estructurado y ponen especial énfasis en el papel de la falla Nor-Bética (zona de fallas de Cádiz-Alicante de Sanz de Galdeano, 1983) y de la falla de Jebha, ésta en el Rif, como vías que facilitaron la citada traslación.

Jerez (1979 y 1984) indica la posibilidad de que parte de la disposición arqueada del conjunto Bético-Rifeño tenga un origen paleogeográfico (esta idea no es compartida por los restantes autores aquí señalados). El arqueamiento se incrementó grandemente a lo largo de las deformaciones terciarias, especialmente durante el Aquitaniense, cuando la «placa» de Alborán avanzó hacia el WNW. Señala asimismo la importancia de las fallas de los bordes norte y sur de las Zonas Internas.

El modelo de Tapponier (1977) fue más precisamente desarrollado por Boccaletti y Dainelli (1984) quienes muestran la posibilidad de existencia de un extensión casi E-W en el Mediterráneo occidental, perpendicular a la compresión Europa-Africa.

Rehault *et al.* (1984) muestran el desplazamiento del bloque de Alborán coetáneamente con la formación de la corteza oceánica de la cuenca Argelo-Provenzal. A su vez Boillot *et al.* (1984) señalan la coexistencia de la subducción africana en el Mediterráneo occidental. Maldonado (1985) en su estudio de las cuencas Mediterráneas acepta igualmente la traslación hacia el W del bloque de Alborán, teniendo en cuenta a la vez la formación de la citada corteza oceánica. Vegas (1985) se aproxima también a lo descrito por Rehault *et al.* (1984). El modelo de Pineda (1985) también es próximo a estos últimos citados, al menos para la evolución neógena.

Torres Roldán *et al.* (1986) al estudiar los diques de rocas verdes del Mioceno inferior, presentes en el Maláguide y Alpujárride, aceptan el desplazamiento de las Zonas Internas hacia el W, pero lo ligan a dos posibles zonas de subducción. La cuenca de Alborán sería de tipo back-arc y su extensión provocaría los diques citados.

Martín Algarra (1987) hace una detallada reconstrucción paleogeográfica del ámbito Bético-Rifeño desde el Mesozoico. En lo referido al Neógeno es también partidario de la traslación de las Zonas Internas hacia el W, combinada con la subducción del Africa en el Mediterráneo Occidental. El proceso de traslación fue ayudado por importantes fallas transcurrentes. Parecida, aunque menos detallada, reconstrucción hace Uchupi (1988).

Sanz de Galdeano (1990a) considera que la extensión del mar de Alborán responde a la continuación hacia el W de la apertura de la cuenca oceánica Argelo-Provenzal. Este proceso de aperturas oceánicas dio lugar a una falta de espacio en el Mediterráneo occidental y a la expulsión de muchos de sus elementos, entre ellos las Zonas Internas Bético-Rifeñas que avanzaron por delante del área en extensión que es el mar de Alborán. Esta extensión afectó también en buena parte a las propias Zonas Internas. Además acepta la posibilidad de la existencia de la subducción de Africa en el Mediterráneo occidental.

Leblanc (1990) presenta un modelo en el que básicamente acepta la traslación del bloque de Alborán hacia el WSW, paralizada en el Burdigaliense, sin entroncarla especialmente en la evolución del Mediterráneo occidental.

Balanya (1991) también acepta importantes traslaciones hacia el W de las Zonas Internas (dominio de Alborán).

c) *El tercer tipo de hipótesis*

Un tercer tipo de modelo fue propuesto por Araña y Vegas (1974) quienes consideran la posibilidad de una subducción que hunda Africa bajo España producida desde el Cretácico superior al Mioceno inferior, lo que explicaría el

vulcanismo del SE peninsular. La apertura de la cuenca de Alborán estaría ligada a un proceso distensivo cuya naturaleza no precisan, ocurrido en el Mioceno superior, pero no contemplan la traslación de las Zonas Internas hacia el W. Otros autores han hecho propuestas de modelos también ligados a subducción. Así Megías (1982) presenta un modelo con tres zonas de subducción, buzantes al N situadas en el Subbético, en el mar de Alborán y en el Rif (Maghrebides).

5.1. **Discusión de algunos aspectos de los modelos**

a) *El adelgazamiento y extensión cortical de Alborán y el origen de las peridotitas*

Un aspecto contenido en muchos de los modelos es la extensión y adelgazamiento cortical del mar de Alborán. Los datos actualmente existentes al respecto provienen esencialmente de la Campaña de Perfiles Sísmicos profundos (1974-1982). Estos perfiles muestran un notable adelgazamiento de la corteza en Alborán, donde alcanza un espesor de unos 15 km. Este valor va progresivamente aumentando tanto hacia el N en la Cordillera Bética como hacia el S en el Rif. El valor máximo de espesor (unos 43 km) se alcanza en un sector intermedio entre las depresiones de Granada y Guadix. Más hacia el N se adelgaza progresivamente hasta alcanzar unos 30 km, espesor de la corteza en el Macizo Ibérico (Banda y Ansorge, 1980).

Los datos del mapa gravimétrico del área Bético-Rifeña muestran cuatro puntos de interés. Los dos primeros corresponden a las anomalías negativas existentes en el sector central de la Cordillera Bética y en el Rif, coincidentes ambos con los máximos de espesor cortical. El tercer punto de interés es la anomalía positiva general del mar de Alborán, con algunos sectores más marcados, especialmente hacia el E. El cuarto corresponde a la anomalía positiva de las proximidades de Málaga, tanto al E como al SW, que se interpreta generalmente como debido a la presencia de cuerpos peridotíticos. Igual sucede en Beni Busera, en la costa del Rif.

Los datos de flujo de calor los muestra Albert Beltrán (1979). Señala una zona con un importante flujo que desde el Golfo de Valencia pasa por las proximidades de Alicante y se dirige por Almería y Granada al mar de Alborán. Un sondeo realizado al E de Almería mostró un importante flujo de calor (Martínez del Olmo, com. pers.).

Todo este conjunto de datos es congruente con la interpretación de que Alborán se ha formado en un importante proceso extensivo en el que el manto

terrestre ha sido un activo agente. A la vez este proceso no puede ser razonablemente separado del producido en el Mediterráneo occidental (fig. 5). Este proceso no afectó sólo a la cuenca de Alborán, sino también a las propias Zonas Internas (Balanya, 1991 y García-Ducñas y Balanya, 1991).

También hay que ligar a extensión la ascensión de las peridotitas de Ronda y Beni Busera. Pero la cuestión es cuando y dónde se produjo. Sobre la edad de las peridotitas se ha discutido mucho, dándoles edades que van del Paleozoico, y más antiguas (Kornprobst 1976), a otras neógenas basadas estas últimas en dataciones absolutas (Loomis 1975) que indican que los últimos procesos de cristalización se han producido hace unos 17-18 m.a. En esta discusión hay un dato claro: la presencia de cantos heredados de las peridotitas en los sedimentos de la formación de las Millanas (Bourgois, 1978) y de otras próximas, de edad Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior.

De esta forma, cualquiera que fuese la historia anterior, el inicio de la ascensión de las peridotitas se produjo posiblemente en el Terciario alto, y su emplazamiento, estructuración y parcial erosión se había producido ya en el Mioceno inferior, antes de lo que proponen Doblas y Oyarzun (1989 a y b).

El área en la que se produjo la colocación de las peridotitas también se discute como puede deducirse de los anteriores modelos. A este respecto hay que tener en cuenta que los afloramientos de Ronda y Beni-Busera y Ceuta no están solos, sino que son similares al existente en la Pequeña Kabilia (Gervilla *et al.*, 1988 y 1990). Esto podría hacer pensar que el origen sería común, dispersándose por procesos tectónicos posteriores.

Las interpretaciones geofísicas aludidas en el modelo de Doblas y Oyarzun (1989 a y b) y en las respectivas réplicas acerca del enraizamiento, o no, en profundidad de las peridotitas son absolutamente contrarias y no permiten sacar conclusiones al respecto. Barranco *et al.* (1990) se inclinan por la interpretación de que en su parte N los cuerpos peridotíticos se encuentran situados en láminas cabalgantes, que enraizarían más al S. Las observaciones de campo muestran, en el caso de los afloramientos de Ronda, un importante cabalgamiento de la unidad alpujárride que contiene en su base una importante lámina de peridotitas sobre la unidad de Blanca, también alpujárride (Tubía, 1988). Este afloramiento y otros menores, junto con la propia estructura de Blanca, no hacen pensar en que se traten de retoques y pequeños cabalgamientos dentro de un modelo púramente extensivo.

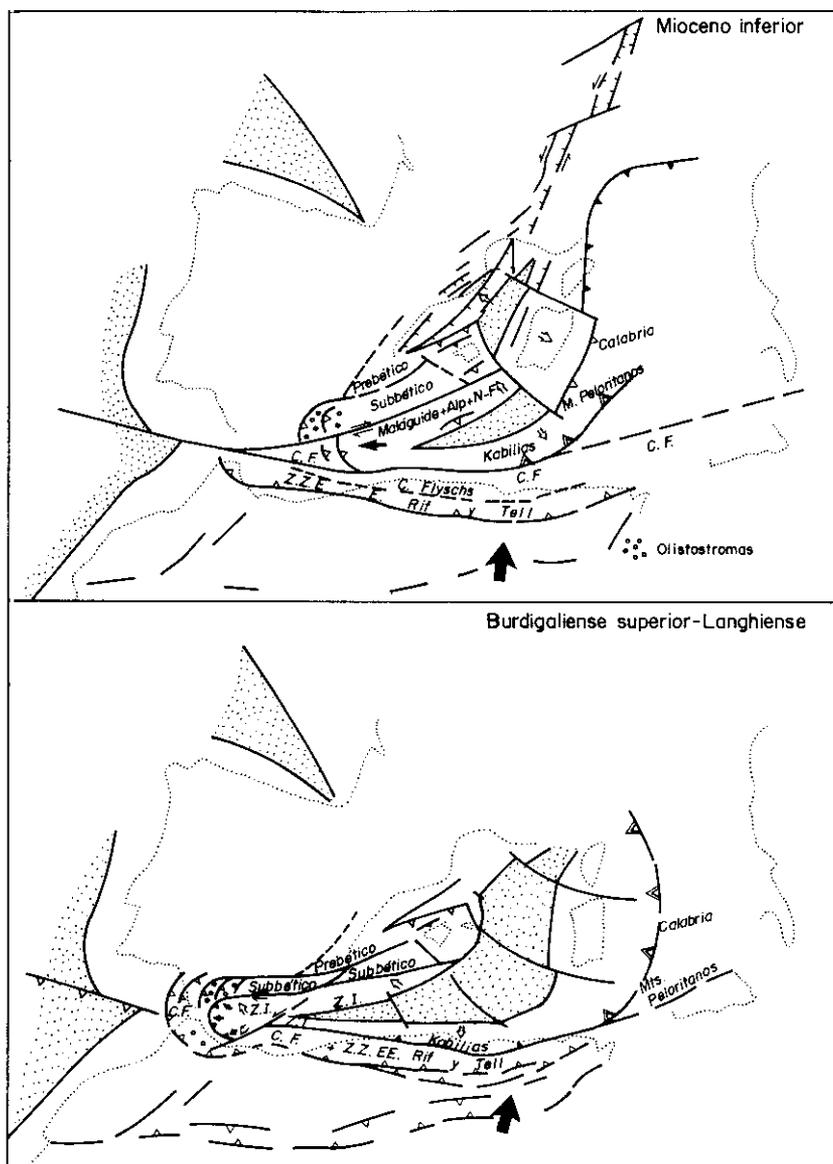


Figura 5.—Ensayo de reconstrucción paleogeográfica de los distintos dominios del ámbito Bético-Rifeño durante el Mioceno inferior y el Burdigaliense-Langhiense. Compárese la disposición general del Subbético y Prebético desde el Oligoceno al Langhiense. C.F.: Cuenca de los Flyschs. ZZ.II.: Zonas Internas. ZZ.EE.: Zonas Externas. Las sucesivas reconstrucciones intentan mostrar los principales hechos que se han producido desde la anterior. En cada reconstrucción se utilizan los mismos signos que en las anteriores además de los nuevos que se indican.

b) *La formación de los mantos de corrimiento ligada o no a la intumescencia de Alborán*

La posibilidad de que los mantos ahora existentes en el conjunto Bético-Rifeño se hayan formado simplemente por el empilamiento ocurrido gracias a la intumescencia del manto en Alborán parece realmente remota. Considerando tan sólo las Zonas Internas en las Béticas, se observa que los tres complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide además de superponer varias veces las series triásicas presentan una sucesión de materiales más metamórficos sobre otros menos metamórficos repetida dos veces (teniendo en cuenta sólo los grandes complejos, sin entrar en detalles donde se pueden ver más repeticiones) y encima aparecen materiales no metamórficos. En la hipótesis del levantamiento por una intumescencia del manto (Weijermars 1985a) lo que parece más normal es que los últimos mantos en deslizar fueran los originalmente más profundos, normalmente más metamórficos. En cualquier caso si se extienden los diferentes complejos, y las unidades contenidas en ellos, se requiere un espacio muy superior al ocupado por el mar de Alborán. Así pues la actual superposición parece requerir inevitablemente una etapa previa de compresiones y cabalgamientos. En el modelo de Weijermars el levantamiento diapírico del manto en Alborán se produjo del Oligoceno al Burdigaliense (hace 30 a 20 m.a.). Al tiempo se formaron, siempre en ese modelo, los mantos de las Zonas Internas, los cuales, dado su movimiento radial, debieron afectar fuertemente a las Zonas Externas. Pero esto no sucede hasta el Burdigaliense medio y antes ya existen sedimentos del Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior (todo el Grupo Viñuela; Bourgois, 1978, Martín Algarra, 1987, etc.) que fosilizan al Maláguide y al Alpujárride. Tampoco la existencia de estos depósitos apoyan la hipótesis de Platt y Vissers (1989), pues a su modelo de colapso extensional (los mantos de las Zonas Internas se formaron previamente) le conviene que el área del actual mar de Alborán y las propias Zonas Internas hayan estado elevadas durante el Burdigaliense. Los datos aportados por Sanz de Galdeano *et al.* (en prensa) y Comas y Jurado (1991) muestran lo contrario: se formó una cuenca marina de varios cientos de metros de profundidad.

c) *La existencia de procesos de subducción durante el Neógeno*

La posibilidad de que exista una subducción ha sido contemplada en algunos de los modelos anteriores, tanto en el sector de Alborán como en su prolongación a sectores más orientales. El vulcanismo del SE español del Neógeno medio al Cuaternario se ha relacionado con este proceso (López Ruiz y Rodríguez

Badiola, 1980), pero posteriormente esta idea no fue aceptada por Hernández *et al.* (1987), Montenat *et al.* (1987), Larouzière *et al.* (1988) y Coppier *et al.* (1989) quienes ligan el volcanismo a las fallas NE-SW que desde el SE peninsular atraviesan Alborán con desplazamientos sinistrorsos. (Este sentido de desplazamiento es el generalmente admitido, aunque Martín Escorza y López Ruiz, 1988, lo interpretan como dextrorso).

La existencia de tres terremotos profundos (más de 600 km) cuyos epicentros aproximados se sitúan al sur de Granada hace pensar también en un proceso de subducción ya bien avanzado. Según Blanco y Spackman (en prensa), estos terremotos estarían relacionados con una lámina subducida reconocible gracias a métodos de tomografía sísmica. Se sitúa actualmente, según dichos autores, entre 200 y 700 km de profundidad, por tanto separada de la superficie. Sin embargo no se ve su continuidad hacia el N de Argelia y Túnez. ¿Han podido los procesos del manto ligados a la apertura de la cuenca Argelina borrar por completo esa continuidad, manteniéndola en Alborán y las Béticas donde el adelgazamiento cortical ha sido menos importante, con casi nula creación de corteza oceánica? La posible existencia y continuidad de la subducción encajaría bien con la supuesta de Africa bajo Europa en el sector de Argelia a Calabria, ocurrida durante el Mioceno inferior (Boillot *et al.*, 1984)

En el ámbito Bético-Rifeño existen bastantes terremotos de profundidad intermedia, entre 40 y 150 km. Estos se prolongan por el Atlas y por el golfo de Cádiz. Su origen es discutido. Para Hatzfeld y Frogneux (1981) y Sanz de Galdeano y López Casado (1990) se trata de terremotos que por su distribución coinciden con la posición de las fallas que presumiblemente son más profundas, por lo que estarían relacionados. La dificultad estriba en aceptar o no la posibilidad de la prolongación de fallas a tales profundidades y en que los materiales puedan tener allí un comportamiento frágil. Buforn *et al.* (1988a, b y en prensa) se inclinan más por ligarlos a un proceso de subducción incipiente. A favor de esta interpretación habría que considerar el elevado número de sismos intermedios que se concentran en las proximidades de Málaga y Granada. Sin embargo quedarían sin explicar otros muchos situados fuera de esta zona. Los mecanismos focales conocidos de estos terremotos, tomados también de Buforn *et al.* (*ops. cit.*), muestran una cierta compresión según la dirección NW-SE, que sería congruente con el movimiento de hundimiento de la supuesta incipiente subducción. La realidad quizá no sea única, es decir podrían coexistir dos hechos independientes; la cuestión queda abierta.

Como recapitulación sobre la existencia o no de subducción hay que señalar la posible existencia de uno de estos procesos ocurrido durante el Mioceno inferior, quizá conectado con el también supuesto del NW de Africa. Además se

apunta la discusión de otro proceso posiblemente más moderno que puede tener lugar, aún sea de forma incipiente, en el sector de Málaga (de Gibraltar a Granada).

d) *La traslación de las Zonas Internas Bético-Rifeñas hacia el Oeste*

Según Frizon de Lamotte *et al.* (1989 y 1991) las direcciones de deformación dúctil dentro de materiales del Nevado-Filábride muestran una traslación del conjunto de las Zonas Internas Bético Rifeñas hacia el W. Este mismo tipo de estructuras es interpretado por Galindo-Zaldívar *et al.* (1989) como debido a una extensión progresiva hacia el W, aunque previamente Campos *et al.* (1986) hubieran interpretado el movimiento en sentido contrario. Otras estructuras, ya frágiles (García-Dueñas *et al.*, 1986) también indican movimientos hacia el W o WSW. Todas estas estructuras, sean compresivas o extensivas (el carácter de algunas de ellas es discutido), muestran que en conjunto existen importantes desplazamientos de las Zonas Internas hacia el W, aunque queda mucho por hacer en lo referido a la cronología y dirección exacta de esas traslaciones. Los autores citados las sitúan preferentemente en el Mioceno inferior y medio. Sí es claro además que el conjunto de las Zonas Internas, especialmente en la parte Bética, no dibuja el arco de Gibraltar, sino que más bien choca con él. Las Zonas Externas se adaptan algo mejor.

En las Zonas Externas, el Subbético fue grandemente deformado durante el Burdigaliense (Hermes, 1985). Esta deformación no se hizo por igual en todas las transversales, sino que es progresivamente mayor hacia el W, donde está totalmente desorganizado, formando una inmensa masa olistostrómica (Sanz de Galdeano, 1983, Martín Algarra, 1987, Boccaletti *et al.*, 1987). Esto puede ser interpretado como debido a un mayor grado de transporte tectónico sufrido por sus elementos actualmente situados en los sectores más occidentales (fig. 5). En su parte oriental el Subbético está por el contrario casi totalmente cortado de manera que se encuentran muy próximas las Zonas Internas y el Prebético.

Los datos que existen publicados sobre la rotación de bloques en la Cordillera Bética se refieren en su mayoría a estudios realizados sobre las Zonas Externas, en especial sobre el Subbético y Penibético (equivalente al Subbético Interno). Muchos de estos se encuentran en el estudio de Osete *et al.* (1988 y 1989) y los resultados muestran que hay una rotación horaria de unos 60° en prácticamente todos los afloramientos estudiados (fig. 7 de Osete *et al.*, *op. cit.*). Algunos afloramientos han rotado más, como parece suceder con la Sierra Crestellina (o de los Canutos o Utrera), al W de Estepona, o con la Sierra Gorda de Loja (unos 50 km al W de Granada) que parece que sufrió un giro antihorario. Pero ambos

casos están en posiciones muy especiales. El primero en el frente de las Zonas Internas, ya en pleno Arco de Gibraltar, y el segundo está plenamente cogido entre importantes fallas que han producido notables desplazamientos horizontales.

En la Cordillera Bética existen tres juegos importantes de fallas de direcciones aproximadas N60-90, NE-SW a NNE-SSW y NW-SE. De ellos interesa señalar especialmente el primero al que pertenece la zona de fallas de Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983), cuya existencia es discutida, al menos en algunos sectores, y las fallas del corredor de las Alpujarras y las que conforman la costa de Málaga a Almería (éstas y las de las Alpujarras son de dirección E-W). En conjunto estas fallas se han movido de diferentes formas desde el Mioceno inferior al Cuaternario. Los desplazamientos ocurridos durante el Mioceno inferior y medio, allí donde pueden observarse son dextrorsos. En general el valor de estos desplazamientos es difícil de calcular dado que las fallas no cortan a las estructuras transversalmente, sino que lo hacen longitudinalmente. Sin embargo deben ser importantes a juzgar por ciertos rasgos tales como el arrastre que producen en la Sierra de las Cabras (Cádiz), en el corredor de Boyar en Grazalema (Cádiz), la importante rotación de algunos bloques de decenas de km de diámetro, etc. El presente autor estima una traslación próxima al centenar de km, pero esto es tan sólo una opinión.

El conjunto de estos cuatro tipos de datos parecen ir a favor de la traslación de las Zonas Internas hacia el W, arrastrando parte de las Zonas Externas, muy especialmente al Subbético, produciéndole rotaciones horarias, en un contexto de traslaciones horizontales dextrorsas. A favor de traslaciones importantes del Subbético están los resultados de Mäkel *et al.* (1984) quienes encuentran unos resultados paleomagnéticos parecidos para el Maláguide y el Subbético, bien diferentes del Prebético y del macizo Ibérico.

Las traslaciones son también muy importantes en los materiales de la cuenca de los Flyschs, cuenca que fue desorganizada a partir del Burdigaliense y cuyos materiales se han visto fuertemente desplazados hacia el W en el golfo de Cádiz y Campo de Gibraltar, al SSW en el Rif, al S en Argelia, Túnez y Sicilia y al E en Calabria.

5.2. Problemas pendientes

Con los anteriores datos parece deducirse que el modelo a proponer no puede estar basado en un simple proceso sino que ha de integrar el conjunto de los que tuvieron lugar en el Mediterráneo occidental. Naturalmente según la opinión del presente autor, el modelo que propuso en 1990 trata de conjugar los procesos

ocurridos en el manto (que causaron la apertura de la cuenca Argelo-Provenzal y la de Alborán en la continuación occidental de la primera, lo que a su vez produjo una gran falta de espacio en la periferia de estas cuencas, dando lugar a la expulsión hacia el W de las Zonas Internas), con la subducción de Africa. Pero aún concediendo que se estuviera en el buen camino quedan puntos no aclarados totalmente.

Así la colocación de las peridotitas bajo los materiales alpujárrides presenta problemas cronológicos por lo siguiente: Su ascenso se hizo dentro de un proceso extensivo anterior a la formación de los actuales mantos alpujárrides posiblemente formados en el Oligoceno superior-Aquitaniense inferior. Entonces, ¿la colocación de las peridotitas se produjo aproximadamente en el Oligoceno? Según esto, se pasó de la etapa de colisión del Eoceno-Oligoceno a una extensión oligocena y enseguida a una nueva etapa de cabalgamientos. Estos cabalgamientos pueden relacionarse con la hipotética subducción del Oligoceno terminal-Mioceno inferior (y más moderna hacia el E), prácticamente coetánea con la creación de la cuenca argelina, la cual indujo la traslación de las Zonas Internas Bético-Rifeñas hacia el Oeste. De esta forma queda un lapso de tiempo muy corto para el emplazamiento de las peridotitas.

Podría también pensarse que el ascenso de las peridotitas estuviera ligado a los inicios de apertura de la cuenca argelina y entonces el último empilamiento de mantos se produjo durante el inicio de esta traslación (Aquitaniense?) y a causa de la misma, lo que encaja con los desplazamientos E-W antes citados. Pero junto a estas interpretaciones que sitúan el ascenso de las peridotitas durante el Oligoceno, incluido quizá el Aquitaniense inferior, existen otras que estiman que este proceso se inició mucho antes.

La propia dirección de emplazamiento de mantos ha de ser reconsiderada en su conjunto, pues es muy abundante la literatura en la que se muestran cabalgamientos hacia el N o NW. Queda por tanto una sucesión de movimientos que aún no han sido totalmente aclarados.

5.3. El período neotectónico «sensu-lato»

Sobre las etapas más modernas, del Tortoniense a la actualidad, no se va a insistir especialmente. Existe un acuerdo general en que la dirección de compresión en la Cordillera Bética durante el Tortoniense inferior fue aproximadamente NW-SE (Estévez y Sanz de Galdeano, 1983; Ott d'Estevou y Montenant, 1985; Sanz de Galdeano, 1989) pasando a ser casi N-S o NNW-SSE durante el Messiniense y el Plioceno. Esta dirección parece mantenerse en muchos puntos

de la Cordillera Bética, pero según Ott d'Estevou y Montenat (1985) habría vuelto a ser nuevamente casi NW-SE en parte del Plioceno y el Cuaternario.

Un rasgo importante a reseñar es que en algunos sectores de la Cordillera se captan también compresiones E-W durante el Plioceno y el Cuaternario, casi como si hubieran coexistido con las anteriores direcciones citadas. Posiblemente se trate de cambios momentáneos en la posición de σ_1 .

Conviene también señalar que existen numerosas fallas de los tres juegos antes indicados que presentan importantes movimientos de tipo falla normal. Su movimiento conjunto puede interpretarse como una elevación y extensión radial superpuesta a los anteriores rasgos compresivos. En algunos sectores abundan más las fallas normales de direcciones NW-SE y NE-SW, cuyo movimiento conjunto contribuye a una extensión de dirección casi E-W y por tanto aproximadamente perpendicular a la compresión casi meridiana. La causa profunda de esta elevación y extensión aparentemente radial no está bien aclarada.

Los mecanismos focales de terremotos de cierta magnitud en el ámbito Bético-Rifeño (Buforn *et al.*, 1988a, b y en prensa) muestran una cierta compresión según la dirección aproximada NNW-SSE, aunque también hay algunos que indican una compresión aproximadamente E-W. En el ámbito del mar de Alborán se detecta una extensión E-W. También según estos autores se detecta una neta compresión en parte de la falla de las Azores, con mecanismos de falla inversa, que les hace pensar en los inicios de una incipiente subducción en ese sector.

6. RECAPITULACION

La revisión que se ha hecho de algunos de los problemas pendientes por resolver en el ámbito Bético-Rifeño dista mucho de ser completa, tanto por los problemas señalados, como por el tratamiento de cada uno de ellos. Tan sólo se han presentado aquellos aspectos más candentes a juicio del autor. A intento no se ha tratado la conexión con los Alpes o con los materiales alpinos de Córcega, aspecto muy ligado a la paleogeografía y a la evolución del Mediterráneo occidental y por tanto a la Bética y al Rif. Tampoco la relación bibliográfica es exhaustiva.

Del conjunto de problemas presentados hay que destacar las dificultades que presenta aún la reconstrucción paleogeográfica de las Zonas Internas del ámbito Bético-Rifeño y las relaciones que tuvieron las Zonas Externas de ambas cordilleras. También las deformaciones alpinas presentan numerosas lagunas. Así, si bien se acepta de modo general que hubo un primer periodo de subducción

seguido de una colisión continental, los detalles de estos procesos distan mucho de estar aclarados, tanto en los aspectos geométricos y cinemáticos como cronológicos. En particular, los procesos que tuvieron lugar desde el Oligoceno y en especial durante el Mioceno inferior y medio presentan numerosos interrogantes, de ahí la diversidad de modelos existente, muchos de ellos contrapuestos total o parcialmente.

A la vez, con la presentación de estos problemas, y de algunos modelos, se ha querido mostrar la limitación de los conocimientos existentes. También puede servir para señalar la necesidad general de reflexionar más profundamente antes de presentar nuevos modelos. Estos deben adaptarse a los datos aparentemente bien fundamentados (conviene también revisar estos datos), a fin de que contribuyan al avance de los conocimientos y no sirvan por el contrario a aumentar la confusión que existe en algunos aspectos.

Este capítulo es una contribución del proyecto PB88-0059 de la DGICYT y del grupo de trabajo 4085 «Análisis y Dinámica de Cuencas» de la Junta de Andalucía.

BIBLIOGRAFIA

- Aít Brahim, L. (1991): *Tectoniques cassantes et états de contraintes récents au Nord du Maroc*. Tesis Univ. Rabat., 273 pp. (No publicada).
- Albert Beltrán, J. F. (1979): «Heat flow and temperature gradient data from Spain». In Cermák V., L. Rybach (Eds.): *Terrestrial Heat Flow in Europe*. Springer, Berlín, 261-266.
- Andrieux J., J. M. Fontboté, M. Mattauer (1971): «Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar». *Earth and Planetary Science Letters*, 12, 191-198.
- Andrieux, J., D. Frizon de Lamotte, J. Braud (1989): «A structural scheme for the Western Mediterranean area in Jurassic and Early Cretaceous times». *Geodinamica Acta*, 3, 1, 5-15.
- Andrieux, J., M. Mattauer (1973): «Précisions sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar». *Bulletin Société géologique de France (7)*, XV, 115-118.
- Araña, V., R. Vegas (1974): «Plate tectonics and volcanism in the strait of Gibraltar». *Tectonophysics*, 24, 197-212.
- Baena Pérez, J., L. Jerez (1982): «Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)». *Instituto Geológico y Minero de España. Colección Informe*, 256 pp.
- Balanya, J. C. (1991): *Estructura del dominio de Alborán en la parte norte del arco de Gibraltar*. Tesis Univ. Granada, 232 pp. (No publicada).

- Banda, E., J. Ansorge (1980): «Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordilleras». *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 63, 515-532.
- Barranco, L. M., J. Ansorge, E. Banda (1990): «Seismic refraction constraints on the geometry of the Ronda peridotitic massif (Betic Cordillera, Spain)». *Tectonophysics*, 184, 379-392.
- Biju-Duval, B., J. Dercourt, X. Le Pichon (1976): «La Genèse de la Méditerranée». *La Recherche*, 71, 7, 811-822.
- (1977): «From the Tethys to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine System». In: *B. Biju-Duval and L. Montedert (Eds): Structural History of the Mediterranean Basin*. Technip, París, 143-164.
- Blanco, M. J., W. Spackman: En prensa. «The P-velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain». *Tectonophysics*.
- Boccaletti, M., P. Dainelli (1984): «Il sistema regmatico neogenico-quaternario nell'area Mediterranea: esempio di deformazione plastico-rigida post-collisionale». *Mem. Società Geologica Italiana*, 24, 465-482.
- Boccaletti, M., R. Gelati, A. C. López Garrido, G. Papani, J. Rodríguez Fernández, C. Sanz de Galdeano (1987): «Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera». *Acta Naturalia de «L'Ateneo Parmense»*, 23, 179-200.
- Boillot, G., L. Montadert, M. Lemoine, B. Biju-Duval (1984): *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*. Masson, París, 342 pp.
- Bourgeois, J. (1978): *La transversale de Ronda. Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar*. Tesis Univ. Besançon, 445 pp.
- (1980): «De l'origine ultra-bétique des Malaguides (Zones Internes bétiques, Espagne)». *Geologica Romana*, 19, 151-170.
- Bourrouilh, R., D. S. Gorsline (1979): «Pre-triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean». *Geological Society of America Bulletin*, 90, 1074-1083.
- Bufo, E., A. Udías, M. A. Colombas (1988a): «Seismicity source mechanism and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary». *Tectonophysics*, 152, 82-118.
- Bufo, E., A. Udías, J. Mezcu (1988b): «Seismicity and Focal Mechanisms in South Spain». *Bull. Seismological Soc. of America*, 78, 6, 2008-2024.
- Bufo, E., C. Sanz de Galdeano, A. Udías: En prensa. «Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian Region».
- Campos, J., V. García Dueñas, F. González Lodeiro, M. Orozco (1986): «La zona de cizalla del contacto entre el grupo de mantos del Mulhacén y la unidad del Veleta (Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, Andalucía)». *Geogaceta*, 1, 15-17.
- Comas, M. C., M. J. Jurado (1990): «The sedimentary record of the Iberian Alboran

- margin». *IX Regional Comitee Mediterranean Neogene Stratigraphy Congress, Barcelona*, abstract, 105.
- Coppier, G., P. Griveaud, F. D. de Larouzière, C. Montenat, P. Ott d'Estevou (1989): «Example of Neogene tectonic indentation in the Eastern Betic Cordilleras: the Arc of Aguilas (Southeastern Spain)». *Geodinamica Acta* 3, 1, 37-51.
- De Jong, K. (1991): *Tectono-metamorphic studies and Radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain), with implications for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area*. Tesis Univ. Amsterdam, 204 pp.
- Doblas, M., R. Oyarzun (1989a): «Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity». *Geology*, 17, 430-433.
- Doblas, M., R. Oyarzun (1989b): «Mantle core complexes» and Neogene extensional detachment tectonics in the western Betic Cordilleras, Spain: an alternative model for the emplacement of the Ronda peridotite». *Earth and Planetary Science Letters*, 93, 76-84.
- 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*.
- Durand-Delga, M., y J. M. Fontboté (1980): «Le cadre structural de la Méditerranée occidentale». 26 Congrès. Géol. Intern., Paris. Les Chaînes alpines issues de la Téthys. *Mém. B.R.G.M.*, 115, 67-85.
- Egeler, C. G., O. J. Simon (1969): *Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne)*. Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, 25, 90 pp.
- Estévez, A., C. Sanz de Galdeano (1983): «Néotectonique du secteur central des Chaînes Bétiques (Basins du Guadix-Baza et de Grenade)». *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynamique*, 21, 23-34.
- Frizon de Lamotte, D., J. Andrieux, J. C. Guézou (1991): «Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc Bético-Rifain: Discussion sur les modèles Géodynamiques». *Bull. Soc. géol. France*, 162, 4, 611-626.
- Frizon de Lamotte, D., J. C. Guézou, M. A. Albertini (1989): «Deformation related to Miocene westward translation in the core of the Betic zone. Implications on the tectonic interpretation of the Betic orogen (Spain)». *Geodinamica Acta*, 3-4, 267-281.
- Frizon de Lamotte, D., J. C. Guézou, J. Andrieux, M. A. Albertini, M. Coulon, A. Poisson (1990): «Comment and Reply on «Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity»». (Doblas M. and Oyarzun R.), *Geology*, 381-382.
- Galindo-Zaldívar, J., F. González-Lodeiro, A. Jabaloy (1989): «Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain)». *Geodinamica Acta*, 3, 73-85.

- García-Dueñas, V., J. C. Bafanyá (1991): «Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas Occidentales». *Geogaceta*, 9, 33-37.
- García-Dueñas, V., M. C. Comas (1983): «Paleogeografía Mesozoica de las Zonas Externas Béticas como borde de la placa Ibérica entre el Atlántico y la Mesogea». *X Congreso Nac. Sedim. Menorca*, abstract, 3 pp.
- García-Dueñas, V., J. M. Martínez Martínez, F. Navarro Vilá (1986): «La zona de falla de Torres Cartas, conjunto de fallas normales de bajo ángulo entre Nevado-Filábrides y Alpujarrides (Sierra Alhamilla, Béticas Orientales)». *Geogaceta*, 1, 17-19.
- García-Hernández, M., A. C. López-Garrido, P. Rivas, C. Sanz de Galdeano, J. A. Vera (1980): «Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera». *Geol. Mijnbouw*, 59, 155-168.
- Gervilla, F., M. Leblanc (1990): «Magmatic Ores in High-Temperature Alpine-Type Lherzolite Massifs (Ronda, Spain, and Beni Bousera, Morocco)». *Economic Geology*, 85, 112-132.
- Gervilla, F., M. Leblanc, J. Torres Ruiz (1988): «Relaciones entre la zonalidad petrológica y metalogénica de los macizos lherzolíticos de las cadenas alpinas del mediterráneo occidental (Cordillera Bético-Rifeña y Kabylia)». *Estudios Geológicos*, 44, 375-383.
- Gómez Pugnairé, M. T., M. Muñoz (1990): «Xenolitos de metapelitas de alto grado en metabasitas: evidencia del emplazamiento en corteza continental del magmatismo básico Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas)». *Geogaceta*, 7, 13-15.
- Hatzfeld, D., M. Frogneux (1981): «Intermediate depth seismicity in the western Mediterranean unrelated to subduction of oceanic lithosphere». *Nature*, 292, 443-445.
- Hebeda, E. H., N. A. I. M. Boelrijk, H. N. A. Priem, E. A. Verdürmen, R. M. Verschuren, O. J. Simon (1980): «Excess radiogenic Ar and undisturbed Rb-Sr system in basic intrusives subjected to alpine metamorphism in southeastern Spain». *Earth. Planet. Sci. Letters*, 47, 81-90.
- Hermes, J. J. (1985): «Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional)». *Estudios Geológicos*, 41, 157-176.
- Hernández, J., F. D. de Larouzière, J. Bolze, P. Bordet (1987): «Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement «trans-Alboran»». *Bulletin de la Société géologique de France*, 3, 257-267.
- Jerez, L. (1979): «Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas». *Boletín Geológico y Minero*, 90, 503-555.
- (1984): «Sobre la reconstrucción de la cuenca alpina del Mediterráneo occidental y su deformación orogénica». *I Congreso Español de Geología*, V, 333-355.
- Kampschuur, W., H. E. Rondeel (1975): «The origin of the Betic Orogen, South Spain». *Tectonophysics*, 27, 39-56.

- Kornprobst, J. (1976): «Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques». *Bulletin Société géologique de France*, 18 (3), 607-618.
- Larouzière, F. D. de, J. Bolze, P. Bordet, J. Hernández, Ch. Montenat, Ph. Ott d'Estevou (1988): «The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene». *Tectonophysics*, 152, 41-52.
- Leblanc, D. (1990): «Tectonic adaptation of the External Zones around the curved core of an orogen: the Gibraltar Arc». *Journal of Structural Geology*, 12, 1013-1018.
- Leblanc, D., Ph. Olivier (1984): «Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian Orogeny». *Tectonophysics*, 101, 345-355.
- Loomis, T. P. (1975): «Tertiary mantle diapirism, orogeny, and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar». *American Journal of Science*, 275, 1-30.
- López Ruiz, J., E. Rodríguez Badiola (1980): «La región volcánica neógena del sureste de España». *Estudios Geológicos*, 36, 5-63.
- Lorenz, C. (1984): «Les silexites et les tuffites du Burdigalien, marqueurs volcano-sédimentaires- corrélations dans le domaine de la Méditerranée occidentale». *Bulletin Société géologique de France* (7) 25, 1203-1210.
- Maldonado, A. (1985): «Evolution of the Mediterranean Basins and a Detailed Reconstruction of the Cenozoic Paleogeography». En: Margalef, R. (Ed): *Western Mediterranean. Key Environment's*. Pergamon Press, 17-59.
- Megías, A. G. (1982): «La evolución del mar de Alborán y cadenas Bético-Maghrebides durante el Neógeno». *5.º Congreso Latinoamericano de Geología*, Buenos Aires.
- Mäkel, G. H., H. E. Rondeel, J. Vandenberg (1984): «Triassic paleomagnetic data from the Subbetic and the Malaguide Complex of the Betic Cordilleras (Southeast Spain)». *Tectonophysics*, 101, 131-141.
- Martín-Algarra, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Univ. Granada, 1.171 pp.
- Martín Escorza, C., J. López Ruiz (1988): «Un modelo geodinámico para el volcanismo neógeno del sureste ibérico». *Estudios Geológicos*, 44 (3-4), 243-251.
- Montenat, Ch., Ph. Ott d'Estevou, F. Masse (1987): «Tectonic sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain)». *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 11, 1-22.
- Olivier, Ph. (1984): *Evolution de la limite entre Zones Internes et Zones Externes dans l'Arc de Gibraltar (Maroc-Espagne)*. Tesis Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 229 pp.
- Osete, M. L., R. Freeman, R. Vegas (1988): «Preliminary palaeomagnetic results from the Subbetic Zone (Betic Cordillera, southern Spain): Kinematic and structural implications». *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 52, 283-300.
- (1989): «Palaeomagnetic evidence for block rotations and distributed deformation of the Iberian-African Plate boundary». En *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation* (C. Kissel y C. Laj, Eds.), *Kluwer Academic Publ.*, 381-391.

- Ott D'Estevou, P., C. Montenat (1985): «Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien a l'Holocène». *C.R. Acad. Sci. Paris*, 300, II, 8, 363-368.
- Pineda Velasco, A. (1985): «Las Zonas Internas y Externas Béticas como parte meridionales de la placa Ibérica: Una nueva interpretación para el área límite Atlántico-Mediterránea». *Studia Geologica Salmantinesca*, XXI, 87-113.
- Platt, J. P., R. L. M. Vissers (1989): «Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc». *Geology*, 17, 540-543.
- Priem, H. N. A., N. A. I. M. Boelrijk, E. H. Hebeda, I. S. Oen, E. A. T. Verdurmen, R. H. Verchure (1979): «Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serrania de Ronda, southern Spain». *Contributions Mineral. Petrol.*, 70, 103-109.
- Puga, E. (1980): «Hypothèses sur la genèse des magmatismes calcoalcalins, intra-orogénique et postorogénique alpins, dans les Cordillères bétiques». *Bull. Soc. géol. France* (7), XXII, 2, 243-250.
- Puga, E., A. Díaz de Federico, G. M. Bargossi, L. Morten (1989): «The Nevado-Filabride metaophiolite association in the Cobdar region (Betic Cordillera, SE Spain): preservation of pillow structures and development of coronitic eclogites». *Geodinamica Acta*, 3, 253-266.
- Puga, E., J. L. Bodinier, A. Díaz de Federico, M. Leblanc (1991): «Ultramafic rocks from the Nevado-Filabride ophiolitic association, residual mantle peridotites and pyroxenite veins affected by multistage metasomatism and metamorphism». *Meeting of the IGCP project 256 «Ophiolite genesis and the evolution of oceanic lithosphere» Granada (Spain)*, 2-5.
- Rehault, J. P., G. Boillot, A. Mauffret (1984): «The Western Mediterranean Basin geological evolution». *Marine Geology*, 55, 447-477.
- Sanz de Galdeano, C. (1983): «Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas». *Estudios Geol.*, 39, 157-165
- (1989) »Las fallas de desgarre del borde Sur de la cuenca de Sorbas-Tabernas (norte de Sierra Alhamilla, Almería, Cordilleras Béticas». *Boletín Geológico y Minero*, 101, 73-85.
- (1990a): «Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present». *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- (1990b): La prolongación hacia el sur de las fosas y desgarres del Norte y Centro de Europa: Una propuesta de interpretación. *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (1-2), 231-241.
- Sanz de Galdeano, C., C. López Casado (1990): «Earthquakes with a focal depth of between 40-180 km and Tectonics in the South of Spain and Northwest Africa». *ECE/UN Seminar on Prediction of Earthquakes (1988)*. Lisbon. (C. S. Oliveira Ed.), 2, 885-895.

- Sanz de Galdeano, C., F. Serrano, A. C. López Garrido, J. A. Martín Pérez: *En prensa*. «Palaeogeography of the Late Aquitanian-Early Burdigalian in the Western Betic Internal Zone». *Geobios*.
- Tapponier, P. (1977): «Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique». *Bull. Soc. géol. France* (7), 19, 437-460.
- Torres Roldán, R. (1979): «The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain): Its significance and one possible geotectonic scenario for the Westernmost Alpine Belt». *American Journal of Science*, 279, 19-51.
- Torres Roldán, R., G. Poli, A. Peccerillo (1986): «An Early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea -Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean». *Geologische Rundschau*, 75/1, 219-234.
- Tubía, J. M. (1988): *Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultramáficas en los Alpujarrides Occidentales (Cordilleras Béticas)*. Tesis Univ. País Vasco. (Publ. Instituto Geológico y Minero de España, 1988), 263 pp.
- Tubía, J. M. (1990): «Comment on «Mantle core complexes and Neogene extensional detachment tectonics in the western Betic Cordilleras: an alternative model for the emplacement of the Ronda peridotite» by Miguel Doblas and Roberto Oyarzun». *Tectonophysics*, 96, 499-500.
- Uchupi, E. (1988): «The Mesozoic-Cenozoic geologic evolution of Iberia. A Tectonic link between Africa and Europe». *Rev. Sociedad Geológica de España*, 1 (3-4), 257-294.
- Van Bemmelen, R. W. (1954): *Mountain Building*, Nijhoff, The Hague, 177 pp.
- (1972): «Driving forces of Mediterranean Orogeny (Tyrrhenian Test-case)». *Geologie en Mijnbouw*, 51 (5), 548-573.
- (1973) «Geodynamic models for the Alpine type of orogeny (Test-case II: The Alps in Central Europe)». *Tectonophysics*, 18, 33-79.
- Vegas, R. (1985): «Tectónica del área Ibero-Mogrebí». *Mecanismo de los terremotos y tectónica*. Ed. Univ. Complutense, Madrid, 197-215.
- Vegas, R., M. Muñoz (1984): «Sobre la evolución geodinámica del borde meridional de la placa Ibérica». *I Congreso Español de Geología*, III, 105-118.
- Vera, J. A. (1988): «Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas». *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 373-391.
- Weijermars, R. (1985a): «In search for a relationship between harmonic resolutions of the geoid, convective stress patterns and tectonics in the lithosphere: a possible explanation for the Betic orocline». *Phys. Earth Planet. Interior*, 37, 135-148.
- (1985b): «Uplift and subsidence history of the Alboran Basin and a profile of the Alboran Diapir (Western Mediterranean)». *Geologie en Mijnbouw*, 64, 349-356.

- (1988): «Neogene tectonics in the Western Mediterranean may have caused the Messinian Salinity Crisis and an associated glacial event». *Tectonophysics*, 148, 211-219.
- Wernicke, B. P. (1985): «Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere». *Canadian Journal Earth Sciences*, 22, 108-125.
- Wildi, W. (1983): «Les chaînes tello-rifaines (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène». *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 24, 201-297.