

LAS ZONAS INTERNAS Y EXTERNAS BETICAS COMO PARTES MERIDIONALES DE LA PLACA IBERICA: UNA NUEVA INTERPRETACION PARA EL AREA LIMITE ATLANTICO-MEDITERRANEA *

A. PINEDA VELASCO **

RESUMEN.— Mediante algunas reinterpretaciones paleogeográficas y tectónicas resulta que el carácter autóctono de las Flyschs sobre el Subbético meridional parece ser un rasgo extensible a la mayor parte de la Cordillera Bética. Por otra parte, se deduce que el zócalo subbético debe estar constituido por un Paleozoico de tipo maláguide (y, por tanto, no debe ser la prolongación meridional de Sierra Morena). Ambos hechos implican la inexistencia de un área especial de depósito para los Flyschs, y una continuidad de zócalo entre el Subbético (y Rif Externo) y las Zonas Internas. Consideraciones geodinámicas apoyan esta conclusión.

Se propone que el conjunto Subbético + Zonas Internas se ha deslizado desde el ENE. (sur del área prebético-balear) en el contexto de una fracturación del mismo tipo, generalizada: el sistema de desgarres dextrales béticos. En relación genética directa con éstos, una tectónica compresiva ENE.-OSO. origina pliegues y fallas inversas NNO.-SSE. Todo ello permite explicar diversas características de la Cordillera.

El orógeno Bético-rifeño actual se considera debido a la interacción de la falla transformante Azores-Gibraltar (cuya continuación directa en el bloque ibérico es el sistema de desgarres dextrales béticos) con la expansión oceánica mediterránea (cuyo máximo frente de avance hacia el oeste, al sur de dicha falla, es el Arco de Gibraltar). Tal interacción es «canalizada» entre los bloques continentales ibérico y africano. Se ofrece una nueva hipótesis para explicar el volcanismo neógeno, en relación con este geodinámica.

Se propone que, durante el Cretácico, cuando el conjunto Subbético + Zonas Internas estaba aún adosado al sur del área prebético-balear, el Complejo Nevado-Filábride sufrió una subducción hacia el norte bajo el Alpujárride (deformación y metamorfismo alpino principales), probablemente como resultado de la rotación levógira del bloque ibérico. Los Flyschs (salvo las areniscas numídicas) pueden considerarse sedimentos post-orogénicos respecto de dicha deformación.

ABSTRACT.— Some palaeogeographic and tectonic new interpretations show the Flysch autochthonous character over the southern Subbetic is a common characteristic

* Trabajo presentado por el Departamento de Estratigrafía.

** Geólogo Consultor. Miró 12, Móstoles (Madrid).

to the greater part of the Betic Cordillera. As well, it is deduced the subbetic basement must be formed by a malaguide-type Palaeozoic (and therefore can not be the southern prolongation of Sierra Morena). Both things implicate the no-existence of a Flysch sedimentation special area, and a basement continuity between the Subbetic (and External Rif) and the Internal Zones. Geodynamic considerations hold up this conclusion.

It is proposed the Subbetic + Internal Zones block had been slid from ENE. (south of praebetic-balearic area) in the context of a generalized similar fracturation: the betic dextral strike-slip fault system. Genetically related with them, a ENE.-WSW. compressive tectonics originates NNW.-SSE. folds and inversal faults. All of them can explicate diverse characteristics of the Cordillera.

The actual Betic-rifian orogen is originated by interaction of the Azores-Gibraltar transform fault (whose direct continuation on the iberian block is the betic dextral strike-slip fault system) with the mediterranean oceanic expansion (whose more advanced front to the west, at the south of that fault, is the Gibraltar Arc). This interaction is driven between the iberian and african continental blocks. A new hypothesis is offered to explicate, related with this geodynamics, the neogen volcanism.

It is proposed that, during the Cretaceous, when the Subbetic + Internal Zones block was leaned against the south of the praebetic-balearic area, the Nevado-Filabride Complex was subducted to the north under the Alpujarride Complex (originating the main deformation and alpine metamorphism), probable effect of the iberian block sinistral rotation. The Flysch (except the numidian sandstones) can be considered post-orogenic sediments with regard to such deformation.

INTRODUCCION

Durante la realización de la Hoja MAGNA (IGME-IBERGESA) n.º 1.024 (Archidona) se puso de manifiesto una problemática geológica cuya resolución exigía un conocimiento preciso de la estructura general del orógeno, lo que llevó al autor, que había trabajado previamente en otras áreas de las Béticas, a una serie de reflexiones que trata de dar a conocer en este trabajo. La geología de dicha Hoja será objeto de una publicación aparte (PINEDA, en prep.).

En este trabajo se ha adoptado un cierto enfoque «generalizante», en aras de la máxima claridad de exposición de conceptos. No se pretende, por tanto, ignorar o minimizar tantas obras (de escala menor, pero importantes) relativas a diversas partes de la Cordillera, ni ser la solución definitiva para un área tan extensa y complicada. El autor se daría por satisfecho si algunas de las ideas que se exponen sirvieran para hacer progresar en el conocimiento de las Béticas, esperando que sean desarrolladas y mejoradas por otros investigadores.

Un punto que merece la pena de resaltar es la necesidad de revisar las edades asignadas a diversas series (particularmente terciarias de facies Flysch), ya que

en muchos casos las edades han sido el único argumento para probar o no aloctonías, en detrimento de otras consideraciones geológicas.

ANÁLISIS DE VARIOS TEMAS

Hipótesis previas sobre el emplazamiento de los Flyschs (y la formación del Arco de Gibraltar). Exposición y crítica.

Generalmente, la posición paleogeográfica inicial atribuída a los Flyschs, así como su modo de emplazamiento, han sido factores determinantes en la interpretación estructural de la Cordillera. A los Flyschs se les ha supuesto provenientes de un hipotético dominio paleogeográfico ultra o circumbético.

La hipótesis ultrabética fue propuesta en una época en que se pensaba que la Cordillera Bética había sido creada, de forma exclusiva, por el acercamiento entre los continentes africano y europeo. La hipótesis circumbética se originó al empezar a considerar que la Cordillera tenía su continuación estructural en el Rif, a través del Arco de Gibraltar.

Precisamente, para tratar de explicar el Arco, apareció una serie de teorías que invocan movimientos de desgarre, o transformantes, entre las placas ibérica y africana, con o sin la participación de una posible placa intermedia: la de Alborán.

Para ANDRIEUX et al. (1971), el Arco se formó cuando la placa de Alborán (constituída por las Zonas Internas Bético-rifeñas) se desplazó hacia el oeste y se encajó entre las placas ibérica (Subbético) y africana (fig. 1 A). BAENA y L. JEREZ (1982) mantienen esta teoría, situando la patria de los Flyschs en la Zona Circumbética, es decir en un dominio paleogeográfico situado entre las dos placas mayores. Al avanzar hacia el oeste la de Alborán irrumpió en esta Zona, expulsando los Flyschs. Recientemente, L. JEREZ (1984) atribuye el movimiento de la placa a un giro dextrógiro del bloque euro-asiático, ligado a la apertura del Cantábrico, que la empujaría hacia el oeste. El avance fue facilitado por el accidente dextral de Crevillente-Azores. Sin embargo, en sus esquemas, este accidente no afecta las posiciones relativas de Iberia respecto de Africa, que permanecen invariables a lo largo de todo el proceso.

Desde el punto de vista geodinámico, la principal crítica que puede realizarse a este grupo de teorías se refiere a la desaparición del zócalo de la Zona Circumbética. Según los esquemas de L. JEREZ (1984), ésta pudo tener una anchura máxima de 200 km. Sin embargo, no se encuentran trazas (complejos ofiolíticos, etc.) de tamaña sutura en ninguna parte del contacto Zonas Internas - Subbético, ni

existe en toda la mitad occidental del orógeno un volcanismo post-orogénico que atestigüe la consunción de ese zócalo por subducción. Desde un punto de vista geométrico, no deja de ser demasiado casual que un bloque continental del tamaño adecuado (Alborán) vaya a encajarse, casi simétrica y precisamente, en la zona cóncava de separación de dos bloques continentales mayores.

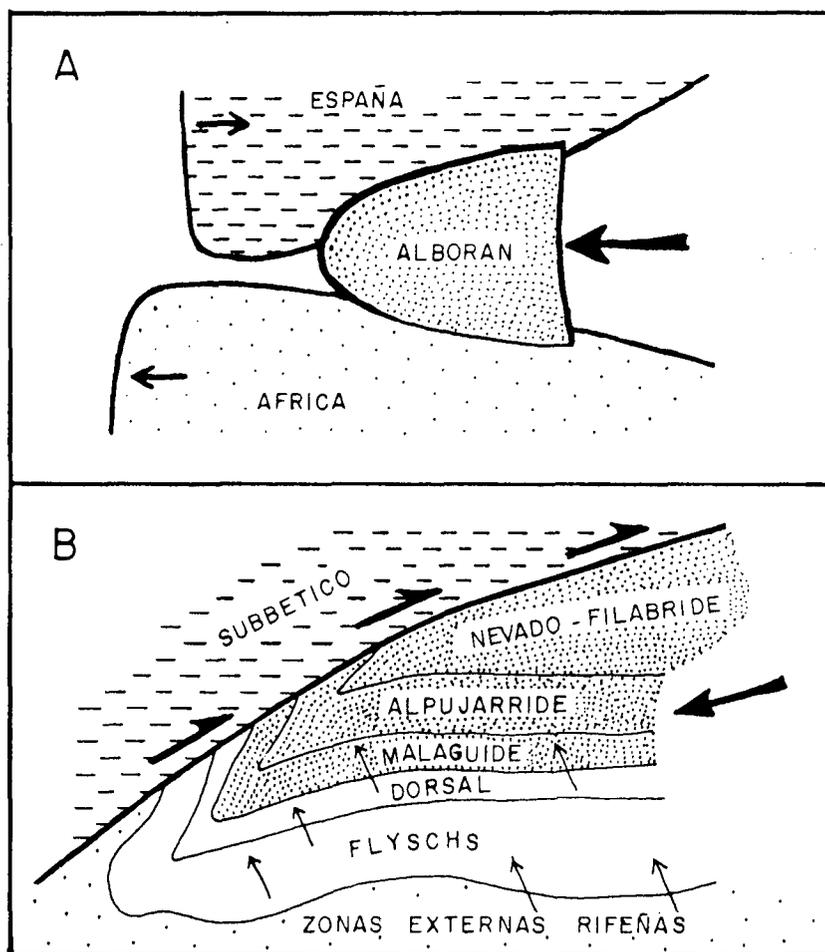


Figura 1: Principales hipótesis previas: A, de ANDRIEUX et al. (1971); B, de DURAND-DELGA (1980).

Otro grupo de autores sitúa un accidente deslizante mayor, dextral, entre el Subbético y el bloque de Alborán (en cuyo borde sur se situarían los surcos de sedimentación de los Flyschs). El Arco de Gibraltar sería debido a la torsión (miocena) de las estructuras, por arrastre en combinación con cierta compresión por acercamiento entre Iberia y Africa (DURAND-DELGA, 1973, 1980 —fig. 1 B—; BOURROUILH, 1978), o a la fragmentación progresiva (eocena y dextral) del extremo suroeste del bloque de Alborán (PAQUET, 1974). Ambos casos serían directamente generados por el juego del accidente.

Este conjunto de ideas implica que, en el Arco de Gibraltar, todo lo que se encuentre al sur de la línea Granada-Alicante es extra-ibérico. Y, sin embargo, el Subbético interno gira paralelamente al contacto de las Zonas Internas. Ade-

más (como se va a indicar en el apartado siguiente), es muy probable que las Zonas Externas Béticas no solo lleguen al Estrecho sino que se continúen al otro lado.

Para F. JEREZ (1981), las Zonas Internas Béticas, junto su Dorsal s.l. (formada por unidades inmediatamente adyacentes por su borde norte), integran una placa no ibérica caracterizada por una deformación eocena, responsable del depósito discordante de los Flyschs exclusivamente sobre ella. La placa se deslizó dextralmente respecto del Subbético (placa ibérica). El Arco de Gibraltar sería paleogeográfico y anterior al deslizamiento.

El considerar que los Flyschs son discordantes supone un gran avance, pero su atribución a dominios extra-ibéricos implica una delimitación artificial de los materiales mesozoicos discordados. En consecuencia, la Dorsal s.l. de dicho autor resulta demasiado parecida al Subbético. Otro punto débil de la hipótesis es que el deslizamiento de esta placa extra-ibérica la haya conducido, precisamente, a un arco paleogeográfico previo.

Al margen de estas teorías, que invocan siempre movimientos deslizantes entre los bloques continentales ibérico y africano, ha habido otras que los proponen verticalistas, suponiendo que el mar de Alborán ha sido una zona de intumescencia (y adelgazamiento posterior) cortical causada por un diapirismo del manto (VAN BEMMELEN, 1973; LOOMIS, 1975). La patria de los Flyschs pudo ser ultrabética, situada en el centro del área, y desde allí se deslizaron gravitacionalmente hacia los flancos (DURAND-DELGA y MATTAUER, 1960). Para otros (TORRES-ROLDAN, 1979) pudieron depositarse en surcos marginales «circumbético/rifeños» a partir de la denudación de la zona alta.

Carácter autóctono de los Flyschs sobre el Subbético meridional

Este tipo de relación entre ambos conjuntos es la base de la nueva interpretación para la Cordillera, objeto de este trabajo.

Extensión geográfica

En la región de Archidona, los Flyschs paleogénos tipo Algeciras (cuyas intercalaciones conglomeráticas contienen clastos de rocas mesozoicas de edades variables entre el Cretácico inferior y el Muschelkalk) culminan con arenistas numídicas o con un flysch arenoso-micáceo (con detritos de paleozoico no metamórfico, de tipo maláguide) de edad miocena inferior. Los Flyschs son discordantes sobre el Complejo de la Alta Cadena, que debe representar un dominio paleogeográfico intermedio entre el Subbético medio central y el Subbético interno (PINEDA, en prep.).

El carácter discordante de los Flyschs sobre el mesozoico subbético fue también citado, en la región de Ronda, por autores alemanes (in MAUTHE, 1971). Sin embargo, BOURGOIS (1978) lo reinterpretó, indicando numerosos ejemplos de Flyschs paleógenos «alóctonos» sobre el Cretácico superior, e igual ha sido descrito para el área de Ardales (CANO MEDINA, 1982) y el Torcal de Antequera (PEYRE, 1974). En mi opinión, estos Flyschs deben ser considerados autóctonos, sucediendo a la serie mesozoica subbética.

Recientemente, MARTIN-SERRANO (1985) ha reconstruido tectónicamente las diversas unidades de Flysch en el Campo de Gibraltar, donde están bastante descamadas y desolidarizadas de su sustrato mesozoico (lo cual parece ser un rasgo extensible, según la bibliografía consultada, al Rif). Además, ha identificado el sustrato en diversos bloques, considerados tradicionalmente como olistolitos (serie de Los Pastores, de afinidades litoestratigráficas con el Subbético interno), y en unidades mayores (series de Camarote, del Peñón de Gibraltar y del Yebel Moussa marroquí, con calizas con sílex y radiolaritas en el Jurásico) que generalmente se atribuyeron a dominios bastante internos (taríquides, circumbéticos). Reconstruyendo el descamamiento y el gran pliegue original llegó a la conclusión de que las unidades mayores citadas se situaban originalmente en una posición paleogeográfica más occidental (externa) que el bloque de Los Pastores, por lo cual, y por similitud de facies, las atribuyó al Subbético medio.

Reconstrucciones y consideraciones objetivas como las expuestas simplificarían la interpretación paleogeográfica y estructural de muchas áreas de la Cordillera, y en particular explicarían por qué el sustrato mesozoico atribuido a los Flyschs «extra-ibéricos» o «alóctonos» (Dorsal s.l., Complejos Dorsalianos, etc., de varios autores) es tan sorprendentemente idéntico al Subbético (Sierra del Tablón, BOURGOIS, 1978), cuando en realidad es éste mismo.

Por otra parte, el que el Yebel Moussa fuera Subbético medio implicaría que las Zonas Externas Béticas pasan lateralmente a las Externas Rifeñas. Desde luego, las litologías mesozoicas son bastante similares, salvo en lo que concierne a la existencia de un flysch negro albo-aptiense en las Zonas Intra-rifeña y Circun-rifeña. También es notable la semejanza entre la Zona Pre-rifeña (que es la parte sur y suroeste del Rif, donde aflora un complejo plástico con Trías yesífero dominante y abundantes «olistolitos» de rocas y series mesozoicas y paleógenas, DIDON et. al., 1981) y la parte occidental de la Zona Subbética.

Implicaciones y significado. Naturaleza del zócalo subbético.

El que las formaciones tipo Flyschs del Campo de Gibraltar (con areniscas numídicas culminantes) sean autóctonas sobre la parte meridional del Subbético (placa ibérica) y nunca alóctonas a nivel global de la Cordillera, como se les ha creído

generalmente, acarrea la importante consecuencia de que no es necesario suponer su patria en un hipotético dominio paleogeográfico circumbético, de cuya existencia faltan pruebas geológicas convincentes, según se ha visto precedentemente. De otro lado, la hipótesis ultrabética está siendo progresivamente abandonada por casi todos los autores, sin duda debido a las dificultades geodinámicas que presenta, y al carácter selectivo que implica con respecto a las areniscas numídicas. Ante toda esta problemática, lo más lógico y estructuralmente sencillo es suponer una continuidad de zócalo entre el Subbético y las Zonas Internas Béticas: es decir, que ambos forman parte de una misma placa continental.

El zócalo subbético podría ser similar o idéntico al Paleozoico maláguide. A este respecto es interesante señalar que, en la región de Archidona, el Trías de Antequera, que es la zona plástica de despegue y base estratigráfico-tectónica del Complejo de la Alta Cadena (= Subbético medio meridional), contiene bloques de facies maláguides (Calizas Alabeadas y Serie Filítica), que deben representar fragmentos de su zócalo (PINEDA, en prep.). Además, respecto a las Zonas Internas Béticas, soy partidario de la hipótesis que propone el siguiente orden paleogeográfico inicial para los diversos Complejos (de norte a sur): Maláguide - Alpujárride - Nevado-Filábride; y según la cual el Alpujárride habría infracabalgado bajo el Maláguide, y bajo ambos el Nevado-Filábride. Y ello por tres motivos: a) la cobertera mesozoica maláguide es la que guarda más semejanzas con el Subbético (MAC GILLAVRY, 1964; HOEPPENER et al., 1964); b) el Maláguide se localiza, preferentemente, en las partes más septentrionales y occidentales de las Zonas Internas (es decir, más cercanas al Subbético); y c) es el modelo que más concuerda, tectónicamente, con la estructura en abanico (F. JEREZ, 1981; MEGIAS, 1982) que se postula para el Subbético.

Estas consideraciones implican que las Zonas Internas Béticas deben ser, por tanto, una parte meridional de la placa ibérica (Subbético). Un reciente trabajo sobre paleomagnetismo (MÄKEL et al., 1984) apoya indirectamente esta conclusión pues encuentra los datos del Subbético muy similares a los del Maláguide.

En este contexto, la sedimentación autóctona y discordante de los Flyschs (areniscas numídicas aparte) sería fruto de una deformación (que pudo crear una cordillera) acaecida en la misma parte de dicha placa. El flysch calcarenítico-arcilloso tipo Algeciras (Eoceno-Oligoceno) se habría nutrido a expensas de la erosión de la cobertera mesozoica subbética, mientras que el flysch areniscoso-micáceo (Oligoceno - Mioceno inf.) lo habría hecho a partir del zócalo de ella (Paleozoico maláguide), una vez la erosión hubiera profundizado suficientemente.

Las areniscas numídicas (Aquitaniense), con su cuarzo proveniente del zócalo africano (in DURAND-DELGA, 1980), representarían aportes de éste que llegarían hasta el borde sur de la placa ibérica cuando los relieves creados por dicha deformación no constituyesen ya un obstáculo, o cuando en la plataforma africa-

na se dieran las condiciones adecuadas para ello. Así pues, los afloramientos del Valle Bajo del Guadalhorce y otros de la provincia de Málaga, y el de Zem-Zem en el Rif, situados directamente encima de las Zonas Internas (Maláguide/Ghomáride, particularmente), deben ser interpretados como discordantes. El mar de Alborán, por tanto, tampoco debería de existir en esa época y, en efecto, los sedimentos terciarios más antiguos, depositados sobre su sustrato, son de edad Tortonense (in OLIVET et. al. 1973).

El autor reconoce que estas interpretaciones tectosedimentarias para los Flyschs, en contraste con las realizadas modernamente, puede parecer simplistas e incluso inverosímiles. Sin embargo, no cabe otra alternativa una vez aceptados los planteamientos propuestos. Evidentemente, alguna variante importante podría introducirse de considerar una fuente no africana para el cuarzo de las areniscas numídicas.

Los desgarres ENE.-OSO. y los pliegues (y monoclinales) de dirección NNO.-SSE. en la Cordillera Bética.

La existencia de desgarres ENE.-OSO. a lo largo de toda la Cordillera se conoce desde hace tiempo, siendo de destacar que su dirección coincide con la de ésta. Se han descrito varios, todos dextrales: uno sería el límite Zonas Externas - Z. Internas, y otros estarían localizados en el Subbético (accidente Cádiz-Alicante, etc.). Hasta el momento, su origen se ha atribuido al deslizamiento o deriva de las Zonas Internas como placa distinta (ver hipótesis previas) que al contactar con el Subbético (considerado como placa ibérica) habría inducido movimientos similares en su zócalo (SANZ DE GALDEANO, 1983). En mi opinión, el origen de estos desgarres debe ser distinto, como se verá después, ya que ambos conjuntos integran una misma placa continental. Algunos de estos accidentes, activos en la actualidad, parece que representan rejuegos de fallas que, en su día, condicionaron la paleogeografía mesozoica (RODRIGUEZ ESTRELLA, 1977). Probablemente, tienen un desarrollo no total a todo lo largo de la Cordillera y, preferentemente, están bien marcados en la parte oriental de ésta, según se desprende de las descripciones del primero de los autores citados. No obstante, no ha de esperarse que, en general, aparezcan nítida y rectilíneamente trazados en superficie, sino que deberán, en gran parte, ser deducidos por otros caracteres (plegamientos anómalos, diapirismo, haces de fallas menores, etc.) pues al ser fracturas de zócalo el Trías plástico (suprayacente en muchos lugares) absorberá la ruptura.

Los pliegues (y monoclinales) de dirección NNO.-SSE. han merecido una atención escasa. Conozco, en la región la Archidona, el plegamiento de esta dirección que muestra el borde oeste de Sierra Gorda de Loja, alineado con el que más al

norte presenta la Sierra del Pedroso; teniendo en cuenta determinados desplazamientos cartográficos inmediatos (del borde norte del Trías de Antequera y del de las Zonas Internas) puede pensarse, inicialmente, que traducen un desgarre NNO.-SSE. sinistral. Pero, dada la existencia de una cierta vergencia hacia el OSO. en Sierra Gorda, es preferible interpretar que es el reflejo, en la cobertera, de una falla inversa de zócalo (el relleno de la cuenca de Granada, o al menos el depósito de algunos de los sedimentos terciarios más superiores, podrían representar el resultado de su movimiento de distensión subsiguiente). De esta forma, el desplazamiento del borde norte de las Zonas Internas debe mirarse como producto de un abatimiento brusco de sus estructuras (fig. 2 A) y, en efecto, a partir aproximadamente de esta Sierra y hacia el oeste ya no se conocen afloramientos de Nevado-Filábride.

En cualquier caso, los pliegues y monoclinales de dirección NNO.-SSE. testimonian, por lo general, la existencia de compresiones ENE.-OSO. en la Cordillera. Algunas de las fallas N 30° oeste, de componente vertical, citadas por SANZ DE GALDEANO (1983), pueden tener idéntico origen, sin que sea necesario suponer que representan rejuegos de desgarres de esa dirección.

Muy probablemente, esta tectónica está en relación genética directa con los desgarres ENE.-OSO. cuya consecuencia inmediata es individualizar el zócalo en bandas paralelas, cada una de las cuales durante su movimiento debe tener su problemática tectónica propia (compresiones —pliegues y fallas inversas— y distensiones —fallas normales y rellenos de cuencas, asociados—) que no tiene por qué transmitirse a las contiguas¹ (fig. 2 B). Si todo lo propuesto es correcto se tendría una explicación satisfactoria sobre la disposición aberrante de las cuencas neógenas (que pueden tener también una posición «adelantada» respecto de las fallas inversas de zócalo), de dichos plegamientos e, incluso, de los relieves actuales en el conjunto de la Cordillera.

Otros ejemplos notables de pliegues y monoclinales NNO.-SSE., frecuentemente con depresiones asociadas, pueden ser: los bordes occidentales de Sierra Nevada, de Sierra Blanca (Marbella), de la Serranía de Ronda (Casares) y de la Sierra del Cid (Novelda), las terminaciones nororientales de las Sierras de Quípar y otras (Cehegín-Bullas), y la Sierra de Quebradas-Donceles (Hellín). Quizá la parte suroeste de la Sierra de Cazorla pueda ser asimilada a este tipo de estructuras. Además, PAQUET (1974) señala cabalgamientos hacia el OSO. en el Maláguide de Sierra Espuña (Murcia). Finalmente, el propio Arco de Gibraltar debe ser un mega-representante de esta tónica estructural.

¹ Una idea parecida fue emitida por HERMES (1978a) para explicar los cabalgamientos de las Sierras del Almirez, Pericay y Ponce (Murcia), vergentes en estos casos hacia el ENE.

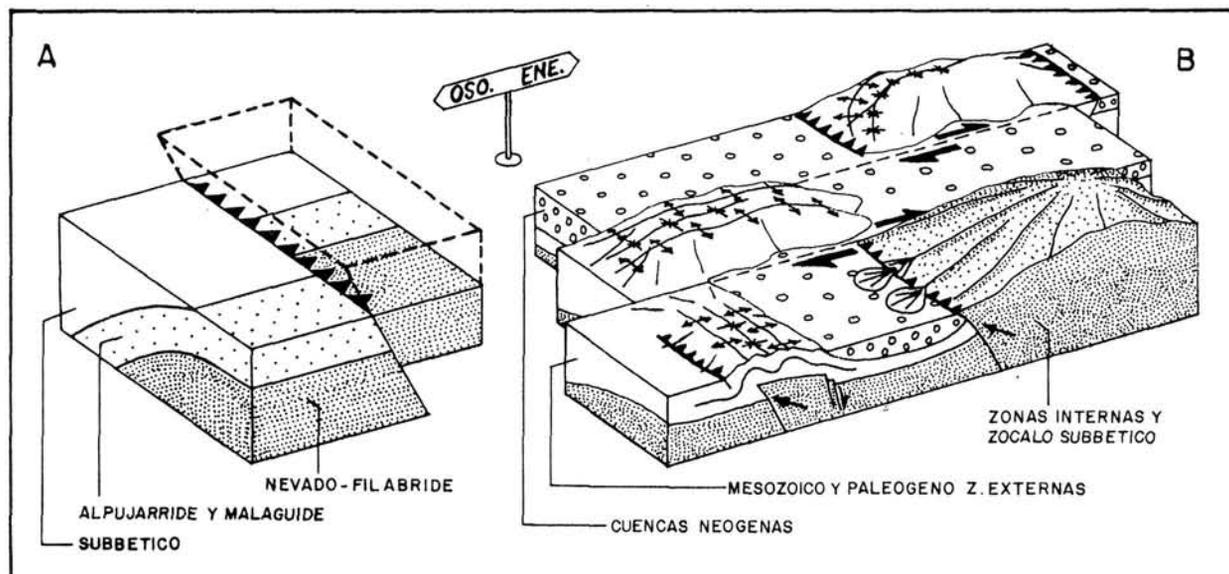


Figura 2: Diversos aspectos de la tectónica NNO.-SSE. en la Cordillera Bética (ver explicación en el texto). En B, para mayor claridad, apenas se ha representado la compresión clásicamente descrita en este orógeno, y que debe suponer fallamientos inversos o cabalgamientos de zócalo, con sentido aproximado norte o sur, en los propios desgarres.

Disposición longitudinal asimétrica de los principales rasgos de la Cordillera

De antiguo se sabe que existe una asimetría transversal en la Cordillera Bética, lo que motivó su división en Zonas Externas e Internas. Pero cada vez ha resultado más evidente la existencia de otra longitudinal: en efecto, entre las partes orientales y occidentales de la Cordillera hay diferencias notables. Las principales son las siguientes:

— La antifosa de la Cordillera (el Valle del Guadalquivir siempre se ha interpretado así) sólo existe para la mitad occidental de ella.

— El dominio paleogeográfico más externo (Prebético, y su prolongación oriental: las islas Baleares², en contacto directo sobre el antepaís ibérico o sus series de cobertera) sólo se conoce en la mitad oriental de la Cordillera³.

² Para la mayor parte de los autores (RANGHEARD, 1971; BOURROUILH, 1970; FOURCADE et al., 1977), Ibiza y Mallorca son litoestratigráfica y estructuralmente afines al Prebético interno; Menorca sería un fragmento del antepaís balear que habría derivado desde posiciones más noroccidentales merced a un deslizamiento NO.-SE. dextral (MAUFFRET, 1976). El zócalo balear debe ser muy afín al Paleozoico que aflora en Menorca (BOURROUILH y MAUFFRET, 1975). Por último, el área situada entre las Baleares y las costas orientales de la Península parece representar una zona continental (antepaís o placa ibérica) que desde el Mioceno superior está sometida a un proceso de «rifting», con volcanismo asociado (ver VEGAS y BANDA, 1982; HINZ, 1972).

³ La gran mayoría de autores piensa que en la parte occidental, bajo el Subbético cabalgante, existiría el Prebético. Pero HERMES (1978 b) ha argumentado que no existe (correctamente, a mi juicio).

— Al sur de las Baleares faltan el dominio Subbético y las Zonas Internas Béticas. En su lugar parece haber corteza oceánica (FALHQUIST y HERSEY, 1969; HINZ, 1972) que se sitúa bastante próxima a la costa, estando marcado el talud continental, nítida y bruscamente, por probables accidentes ENE.-OSO. (sistemas de fracturas «Emile Baudot», MAUFFRET et al., 1972).

— Las estructuras tectónicas del Subbético se siguen, prácticamente sin interrupción, desde el área de Murcia hasta el meridiano de Antequera. Más hacia el oeste domina volumétricamente el Trías margo-yesoso (facies «germano-andaluza») que engloba el resto de las series mesozoicas y paleógenas, las cuales forman pequeñas sierras de orientación diversa y frecuentemente sin conexión tectónica ni litoestratigráfica entre sí. Tal tónica estructural parece que continúa por la parte occidental del Arco de Gibraltar (LAJAT et al. 1975) (e incluso por el Pre-rif, según los datos de DIDON et al., 1981) y pasa lateralmente hacia el «exterior» de la Cordillera a conjuntos olistostrómicos, con Trías dominante, intercalados en el Mioceno. Estos están también presentes en la parte meridional del Valle del Guadalquivir y tradicionalmente se han interpretado como debidos al empuje, tectónico o gravitativo, hacia el NNO. del apilamiento de los mantos subbéticos.

— Las cuencas post-orogénicas (neógenas) se localizan, preferentemente, en la parte más oriental de la Cordillera.

— El volcanismo post-orogénico (neógeno) se conoce sólo en la parte más oriental de la Cordillera Bética (sobre todo, del conjunto Subbético + Zonas Internas). Lo mismo sucede para la Rifeña. La alineación que define es, a grandes rasgos, bastante transversa a la elongación de ambas.

NUEVO MODELO TECTONICO PARA EL AREA BÉTICO-RIFEÑA

Presentación y discusión

Cordillera Bética

Si las Zonas Internas Béticas y las Externas forman parte de una misma placa continental (una parte meridional de la placa ibérica) que está afectada por un sistema de desgarres dextrales paralelos de dirección ENE.-OSO., la acumulación de sus movimientos relativos implica que las bandas más meridionales de la Cordillera (Zonas Internas) son las que más se han desplazado en relación a las septentrionales (Prebético). Pero, en mi opinión, el mayor desplazamiento indi-

vidual ha sido el que se ha producido entre el conjunto Subbético + Zonas Internas Béticas y el Prebético, que debe ser, a grandes rasgos, solidario con su antepaís ibérico (ya que se han descrito pasos laterales entre las series prebéticas y las de cobertera del antepaís, LOPEZ-GARRIDO, 1971, FALLOT, 1948). Este desplazamiento, especialmente grande, explica satisfactoriamente varias de las particularidades de la Cordillera:

— El Valle del Guadalquivir en realidad no es la «antefosa» de ella sino un límite tectónico «deslizante» entre dos zócalos continentales: el antiguo borde meridional de la placa ibérica (Sierra Morena) al norte, y el zócalo subbético al sur, previamente desgarrado de partes más surorientales de ésta (área del sur de las Baleares), lo que podría explicar, incluso, la diferencia entre los datos paleomagnéticos (MÄKEL et al., 1984) del Subbético y los del resto del bloque ibérico.

— Se comprende, entonces, por qué no existe el conjunto Subbético + Zonas Internas al sur de las Baleares, ni el Prebético en la mitad occidental de la Cordillera.

— El dominio volumétrico de Trías plástico en el Subbético occidental y los olistostromas triásicos en el Valle del Guadalquivir pueden encontrar ahora una explicación más convincente que la que los atribuía a la mera superposición tectónica de mantos. Para lo primero, el zócalo subbético, en su movimiento relativo hacia el oeste, puede «avanzar más» que la cobertera mesozoica-paleógena post-triásica, merced a la plasticidad del Trías (fig. 3 A): el resultado es una acumulación de materiales triásicos en el frente de avance y su consiguiente diapirismo, que da lugar al desmembramiento de la cobertera. En cuanto a los segundos, en gran parte deben contemplarse como «diapiros laterales» que fluyen hacia los espacios libres (mar mioceno) del Valle del Guadalquivir recién creado (fig. 3 B).

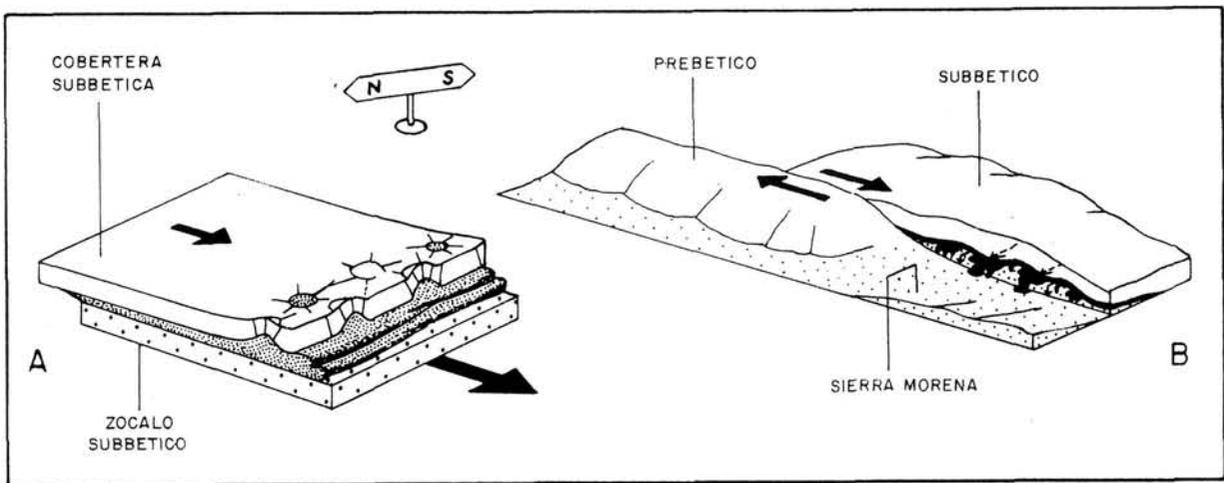


Figura 3: Modelos geométricos muy esquemáticos para explicar: A, la acumulación de Trías plástico (punteado denso) en la parte occidental de la Cordillera; B, los olistostromas de id. material (negro) en el Valle del Guadalquivir (el relleno mioceno de éste no se ha representado). Ver explicación en el texto.

— La bien conocida semejanza del Paleozoico maláguide con el de las áreas más orientales de la placa o Macizo Ibérico (Menorca particularmente) (FALLOT, 1948; BOURROUILH, 1978) es lógica en el contexto de la hipótesis propuesta pues, como se dedujo, el Subbético debe tener un zócalo del tipo de dicho Paleozoico, y el zócalo de las Baleares «Prebéticas» (según datos de BOURROUILH y MAUFRET, 1975) debe ser idéntico al de Menorca.

Arco de Gibraltar y Rif

Para estas áreas es comúnmente admitido que las estructuras de las zonas Internas Béticas atraviesan el Estrecho y se continúan por el Rif con dirección NNO.-SSE.; lo mismo se ha dicho para los Flyschs del Campo de Gibraltar. Sin embargo, casi nadie invoca un paso similar para las Zonas Externas, que debe existir, en mi opinión, de acuerdo con la idea de que las Zonas Externas e Internas Béticas forman parte de la misma placa continental, y con los argumentos expuestos anteriormente (serie del Yebel Moussa de tipo Subbético medio, semejanza entre el Pre-rif y el Subbético occidental, carácter para-autóctono de los Flyschs sobre el Subbético en el área del Estrecho, etc.). Desde luego, los datos geofísicos indican que el zócalo continental subbético pasa en continuidad al de las Zonas Externas Rifeñas, alcanzando, además, gran extensión al oeste del Estrecho (BONINI et al., 1973).

En este supuesto, caben dos interpretaciones para el Arco de Gibraltar:

— Es el resultado de una torsión en planta, por arrastre de las estructuras bético-rifeñas, debida quizá al juego sinistral de un accidente «deslizante» entre el Rif y la placa continental africana s.l.

— Es un efecto directo de compresiones ENE.-OSO., cuyo sentido de movimiento debe resolverse hacia el OSO., dadas la probable vergencia original de los Flyschs y la existencia de un frente olistostrómico en la parte occidental.

Es preferible la segunda hipótesis pues, aparte de explicar mejor los rasgos estructurales citados, es más coherente con un paso lateral hacia el sur (es decir, transversal a los surcos de sedimentación mesozoica) hacia un carácter «africano» de las Zonas Externas, representado sobre todo por los flyschs de edad Cretácico inferior⁴. Asumir este paso lateral del Subbético no implicaría mayores problemas paleogeográficos que los que hay ya planteados considerando la teoría «circumbética» (ver DIDON et al., 1981).

⁴ Los flyschs cretácicos (bien representados en el Rif y en el resto de las cordilleras norteafricanas) sólo se localizan, en la Península Ibérica, en el área próxima al Estrecho. Aún así, estudios más detallados sobre algunos de éstos indican que, probablemente, su edad es eocena (ver MARTIN-SERRANO, 1985).

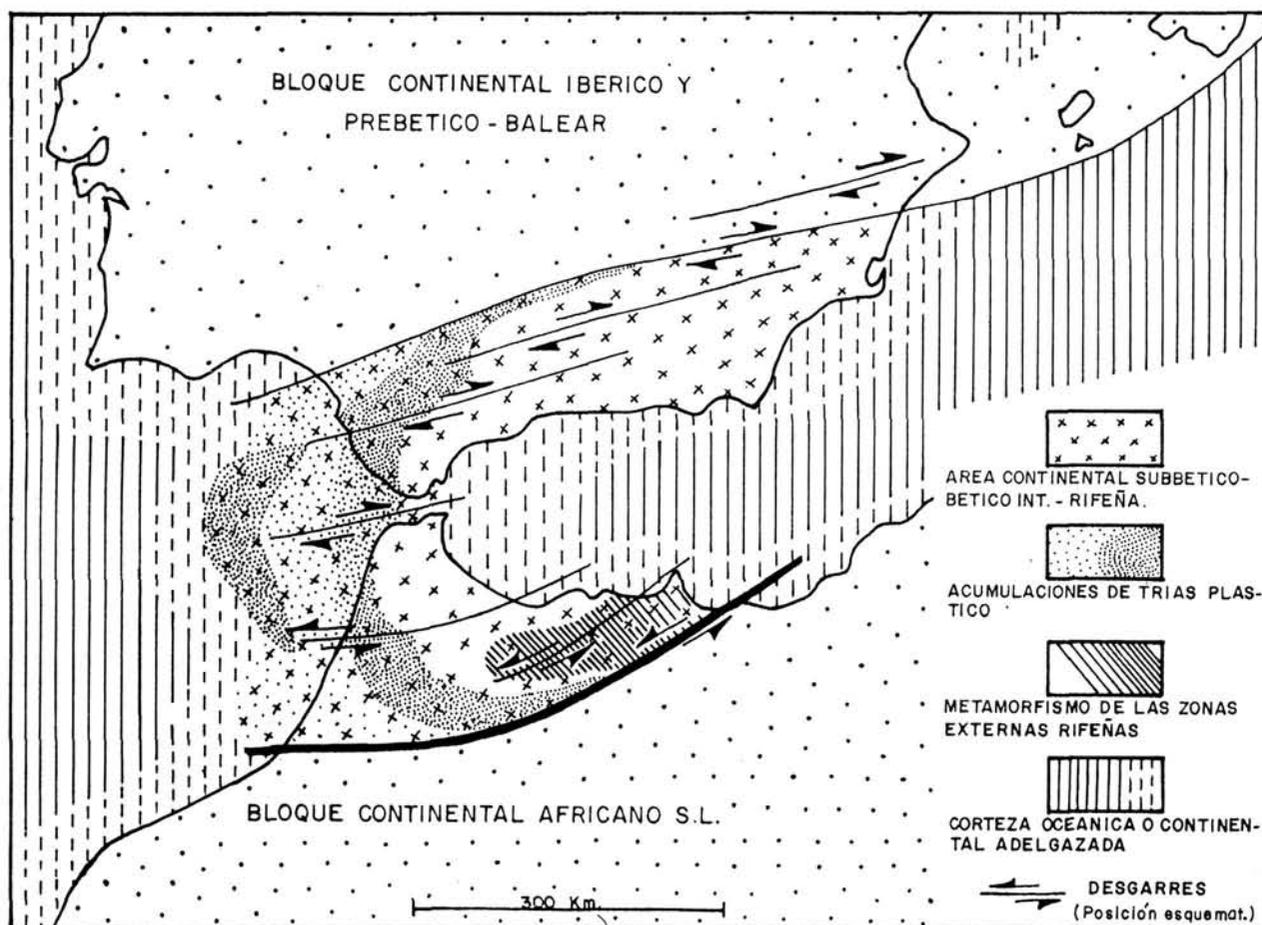


Figura 4: Modelo tectónico propuesto para la Cordillera Bético-rifeña. Algunos datos geológicos del oeste del Estrecho se han tomado de BONINI et al. (1973), y LAJAT et al. (1975).

este funcionamiento dextral es activo desde hace 80-50 M.A. (Cretácico-Eoceno), y que hace 15 M.A. (Mioceno) es cuando aparece la componente compresiva norte-sur o noroeste-sureste.

En cuanto al Mediterráneo occidental (cuya sismicidad está limitada, fundamentalmente, a los bordes continentales), parece haber corteza oceánica en las subcuencas tirrena, provenzal y sur-balear (ver BANDA y CHANNELL, 1979; DURAND-DELGA, 1980) mientras que la de Alborán parece constituida por una corteza continental adelgazada (HATZFELD y BOLOIX, 1976). La edad de todas estas cuencas debe ser miocena superior, pues no contienen sedimentos más antiguos (FINETTI y MORELLI, 1973). Un rasgo común es su alto flujo calorífico, superior incluso al de las dorsales centro-oceánicas donde se genera nueva corteza (ERICKSON, 1970, in BANDA y CHANNELL, 1979), lo cual se atribuye a la actividad de un manto anormal hidratado (MARILLIER, 1981). Por todo ello, y porque aún no se han definido auténticas dorsales oceánicas de acreción, se les considera cuencas marginales (creadas por un ascenso astenosférico, KARIG, 1971) situadas sobre planos de subducción a cuyo favor la placa africana podría hundirse

bajo la euro-asiática. Sea cual fuere su origen, un proceso de oceanización cenozoico afecta al Mediterráneo occidental.

El mar de Alborán debe considerarse como un área que en la actualidad está siendo oceanizada pues se encuentra sometida a esfuerzos tensionales, como se deduce de la comparación de su estructura cortical profunda con la del orógeno Bético-rifeño vecino, y de la interpretación geodinámica de sus sismos (UDIAS et al., 1976). Debe representar, por tanto, la avanzadilla más occidental del proceso de oceanización mediterránea y probablemente se encuentra en un estado evolutivo algo menos avanzado al de las demás subcuencas pues aún posee corteza continental.

El mecanismo geodinámico invocado para explicar el nuevo modelo tectónico presentado antes resulta de la interacción de la falla transformante Azores-Gibraltar con dicho proceso de oceanización. Se considera que el sistema bético de desgarres dextrales paralelos representa la continuación de dicha falla en el bloque continental ibérico; los procesos expansivos de oceanización han debido aprovechar dicha componente dextral para progresar hacia el oeste, al sur del sistema, siendo el Arco de Gibraltar el frente de avance máximo. Este avance ha sido mayor que el relativo del bloque continental africano, lo que explica la existencia de accidentes sinistral al sur del Rif. Según esto, no es necesario invocar un acercamiento entre los bloques continentales ibérico y africano para generar las compresiones de dirección NNO.-SSE., clásicamente descritas en el orógeno Bético-rifeño: los esfuerzos expansivos de oceanización pueden ocasionarlas al empujar, más o menos perpendicularmente, sobre los sistemas de desgarres (fig. 5).

Esto último puede explicar la coexistencia de la clásica tectónica compresiva de este orógeno con la de dirección NNO.-SSE. vergente al OSO. (o al ENE.), que ha merecido una descripción especial en este trabajo y que, recuérdese, se invocó directamente relacionada con dicho sistema de desgarres, desde el punto de vista genético.

Por otra parte, si se considera que el bloque continental Subbético + Zonas Internas Béticas ha sido empujado hacia el oeste gracias en parte a la oceanización del área sur-balear, la mayor profusión de cuencas neógenas en el área oriental del bloque puede explicarse suponiendo que reflejan distensiones en la parte más retrasada (en la parte más «adelantada», occidental, del bloque predominarán las compresiones ENE-OSO.). Otra explicación alternativa es relacionar su subsidencia con la subducción neógena que, muy probablemente, se ha producido en la parte oriental de ese bloque.

El volcanismo neógeno «post-orogénico» de las Béticas y del Rif parece típico de márgenes continentales activos, por sus características de evolución geoquí-

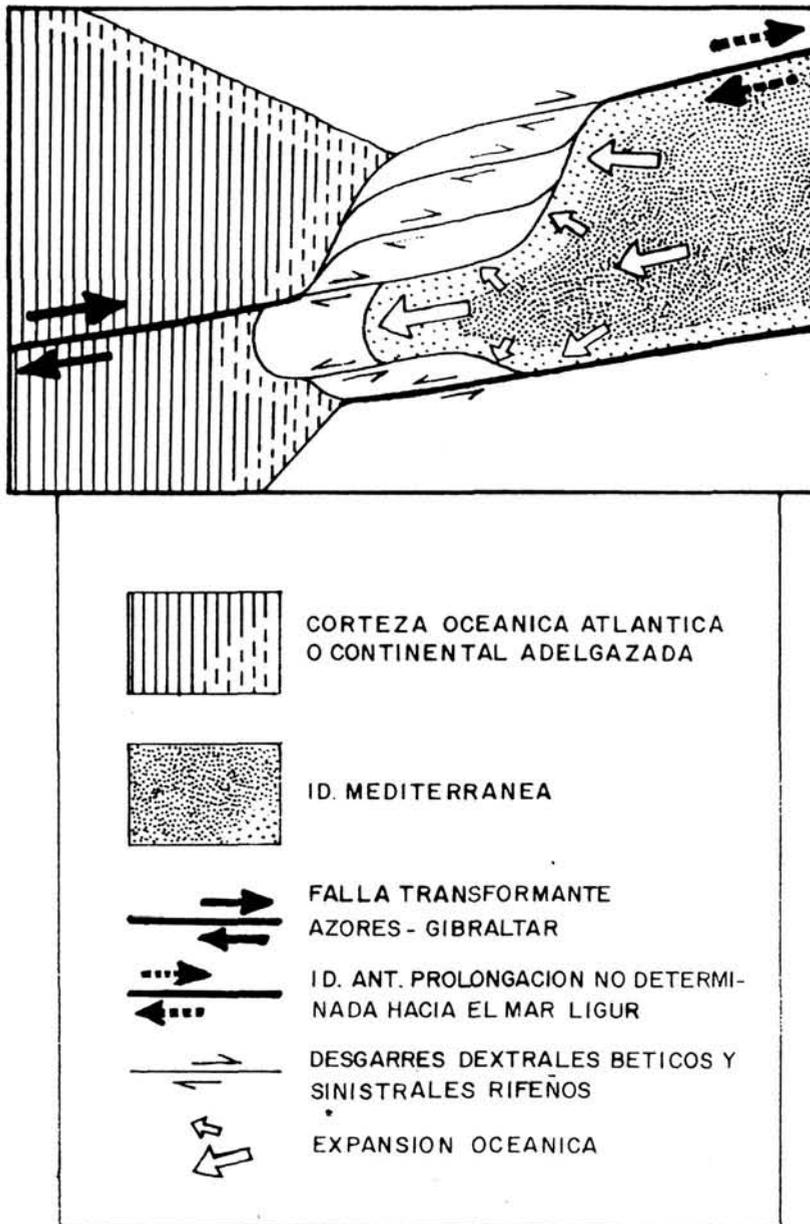


Figura 5: Modelo geométrico esquemático del área bético-rifeña, y mecanismos geodinámicos relacionados.

mico-temporal así como por la disposición actual de sus diversas series magmáticas⁵. En este sentido, ya se propuso debido a una subducción de la placa africana bajo la ibérica (ARAÑA y VEGAS, 1974). Otros autores realzan el carácter «simétrico» del volcanismo rifeño respecto del bético (composición más potásica y edad decreciente de ambos hacia el interior de los continentes) y concluyen que habrían existido a ambos lados del mar de Alborán sendas zonas de subducción donde

⁵ Algunos autores no participan de esta opinión y suponen este volcanismo ascendido a favor de fracturas y originado por fusiones parciales, debidas a la actividad de un manto anormal hidratado (ver PUGA, 1980). Toda la discusión que sigue se va a referir a la serie calcoalcalina s.l. - lamproítica.

la corteza oceánica se sumergiría en dirección norte bajo las Béticas y en dirección sur bajo el Rif (LOPEZ RUIZ y RODRIGUEZ BADIOLA, 1980; ver datos adicionales en DELARUE y BROUSSE, 1974, BELLON y BROUSSE, 1977, y PINEDA et al., 1981). Sin embargo, ninguna de estas hipótesis explica bien el que el volcanismo se encuentre restringido a la parte oriental del orógeno. Queda, además, por dilucidar: a) si la isla de Alborán representa, o no, los restos de una posible dorsal oceánica (magmatismo toleítico), como apuntan algunos de los autores citados; y b) la naturaleza del posible volcanismo presente en el fondo del mar de Alborán, al oeste de esa isla (ver OLIVET et al., 1973).

Hasta el momento, nunca se ha relacionado el volcanismo neógeno con los sistemas de desgarres béticos y rifeños, y sus causas. Si estos sistemas son en parte resultado de una expansión oceánica mediterránea hacia el oeste (fig. 4), el volcanismo puede deberse a pequeñas zonas de subducción situadas en la parte más atrasada de las porciones continentales afectadas por ellos; es decir, que dichos esfuerzos de expansión oceánica, al concentrarse en el área más débil entre los bloques continentales ibérico y africano, va a producir dos efectos: 1) una expansión sobre todo libre hacia el oeste en la parte central (mar de Alborán y Arco de Gibraltar); 2) una expansión en parte frenada, a la que se ligan las subducciones y el volcanismo, en las áreas más cercanas (Béticas y Rif) a esos bloques (fig. 6). Ello explicaría que este volcanismo sólo aparezca en la parte oriental del orógeno Bético-rifeño, coincidiendo en gran parte con su terminación. Como hipótesis de trabajo, se puede pensar que, ya que los sistemas de desgarres han podido seguir afectando el área volcánica, el volcanismo menos potásico (Cabo de Gata en las Béticas, y Ras Tarf en el Rif), que originalmente debió tener la posición más oriental de todos, ha podido ser desplazado hasta encontrarse hoy en día prácticamente en el mismo meridiano que los demás.

El modelo tectónico propuesto y el mecanismo geodinámico invocado explican perfectamente los datos geofísicos sobre la estructura cortical del área, y la sismicidad actual.

Sobre la estructuración de las Zonas Internas

Volviendo hacia atrás en el tiempo geológico, y reconstruyendo el juego dextral de la falla transformante Azores-Gibraltar (= sistema de desgarres dextrales béticos), en el Cretácico-Eoceno el bloque continental Subbético + Zonas Internas Béticas se encontraría adosado al sur del Prebético + Baleares, formando una parte suroriental de la placa ibérica. Ésta, lógicamente, tendría una posición mucho más occidental respecto del bloque africano que la que actualmente presenta. El Arco de Gibraltar tampoco existiría en esa época, al menos en la forma

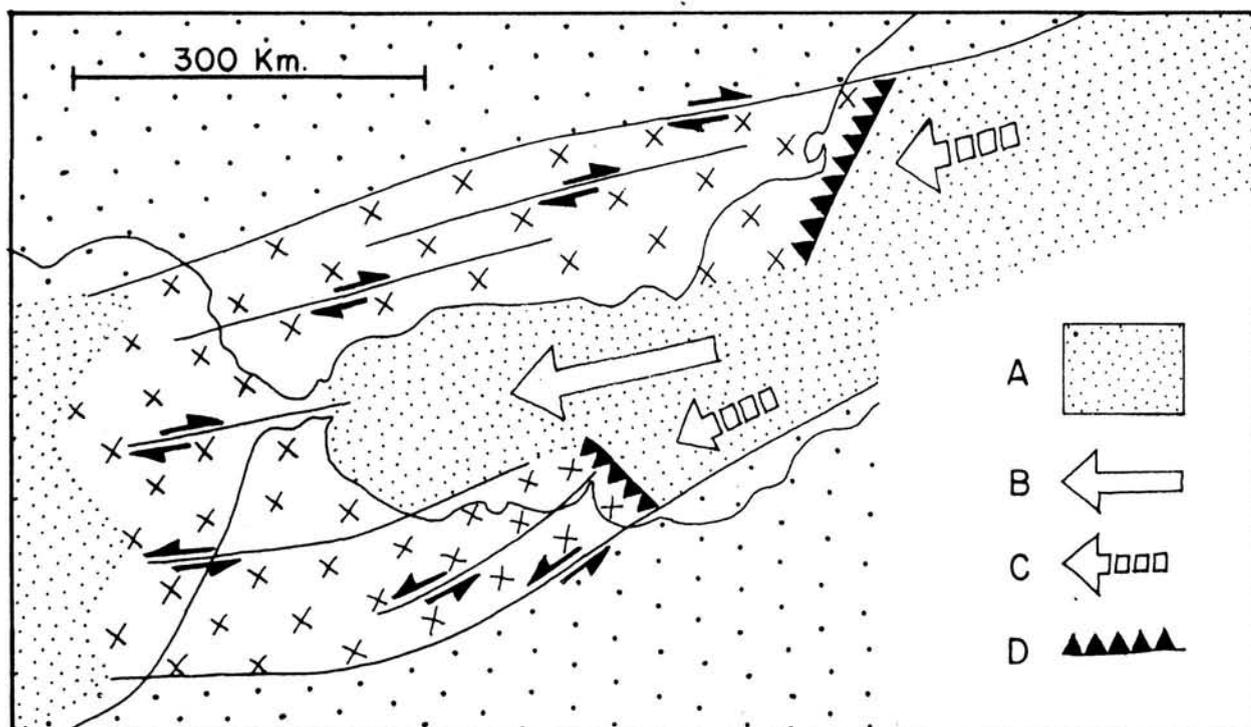


Figura 6: Nueva hipótesis para explicar el volcanismo «post-orogénico» neógeno bético-rifeño. A, áreas de corteza oceánica, o continental adelgazada; B, expansión oceánica «libre»; C, id. «obstaculizada»; D, subducciones. Los demás símbolos como en la fig. 4.

que hoy tiene. En esta situación ¿qué significado tiene el metamorfismo y la estructuración de las Zonas Internas?.

Estas dos cuestiones han sido tratadas fundamentalmente por PUGA y DIAZ DE FEDERICO (1976), DIAZ DE FEDERICO et al. (1978), y TORRES-ROLDAN (1979), pero sin invocar los desplazamientos laterales citados. Indican una edad cretácico superior - eocena para el metamorfismo alpino principal, que es de tipo alta presión (típico de zonas subducidas) en el Complejo Nevado-Filábride, y de alta temperatura en el C. Alpujárride y, bastante menos, en el C. Maláguide. El primer Complejo estaría adosado a la placa ibérica y separado del Alpujárride por una porción de corteza oceánica. El Maláguide ocuparía una posición más meridional aún. El Nevado-Filábride habría sufrido una subducción hacia el sur bajo el Alpujárride, lo que habría propiciado la aparición de un carácter anómalo en el manto, encima del plano de Benioff, y el consiguiente diapirismo mantélico (representado por las peridotitas de la Serranía de Ronda y de Beni Boussera), que sería la causa del metamorfismo térmico en el Alpujárride. El acortamiento cortical de conjunto lo explican debido al acercamiento entre los bloques continentales europeo y africano.

En principio, estoy de acuerdo con este conjunto de hipótesis, salvo en dos aspectos importantes: la posición paleogeográfica inicial de los diversos Complejos y el sentido de la subducción. Se argumentó anteriormente que el Complejo Maláguide debió ser originalmente el más septentrional (en realidad, sería la par-

te más meridional del bloque ibérico, apenas o nada tocada por el metamorfismo alpino), y el Nevado-Filábride el más meridional. Por tanto, propongo que este último ha subducido hacia el norte bajo el Alpujárride, durante el Cretácico, lo que puede explicar el que la raíz «siálica» de Sierra Nevada (SURIÑACH y UDIAS, 1976) se encuentre aún hoy día inclinada hacia el norte.

Dado que estos procesos de acortamiento cortical se han producido en el borde suroriental de la placa ibérica y no en una placa distinta (Alborán como placa independiente o parte de la africana), resulta muy sugestivo relacionarlos con los de extensión cortical ligados a la apertura del Cantábrico, que provocan una rotación levógira de la placa ibérica respecto del continente europeo. Como es sabido, éstos parecen haberse producido también en el Cretácico y, como resultado, cabe esperar acortamientos, compresiones y subducciones en el frente de giro, que es precisamente la parte suroriental de Iberia (fig. 7).

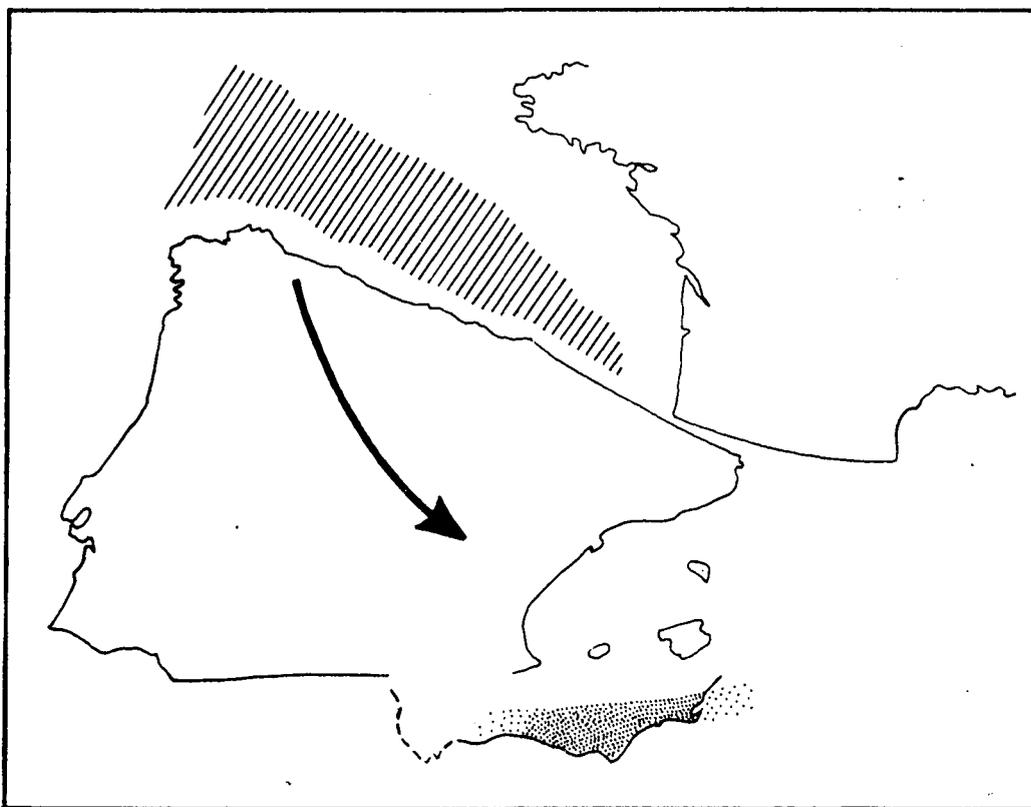


Figura 7: Posición paleogeográfica propuesta para el conjunto Subbético + Zonas Internas Béticas en el Cretácico (la del bloque ibérico-prebético-balear respecto del europeo ha sido tomada de otros autores). Posibles relaciones causa-efecto debidas al giro del bloque ibérico (la flecha indica su trayectoria): En rayado, áreas de extensión cortical (apertura del Cantábrico), y, en punteado, áreas de acortamiento (compresión, subducción y metamorfismo alpino principal en el Complejo Nevado-Filábride).

También resulta lógico relacionar las Flyschs con estas deformaciones. Su carácter autóctono y, muchas veces, discordante sobre esa parte de Iberia, su edad (Paleógeno y hasta Mioceno inferior), su composición detrítica a partir del Mesozoico subbético y de su zócalo (Paleozoico de tipo maláguide), hacen que pueda

considerárseles sedimentos post-orogénicos respecto de dichas deformaciones. Las areniscas numídicas no participan de este significado (véase lo dicho antes).

Por último, es de destacar la similitud tectónica global de la estructuración propuesta para las Zonas Internas con la que hoy día presenta la mitad meridional del Subbético (la estructura de éste es «en abanico»). Ello puede significar que la compresión miocena se limitó, fundamentalmente, a exagerar los rasgos de esa primera deformación cretácica.

RECAPITULACION EN EL MARCO DE UNA EVOLUCION HISTORICO-GEOLOGICA

Según se desprende de todo lo dicho, la Cordillera Bético-rifeña actual resulta de la superposición de dos evoluciones orogénicas distintas.

La primera comienza en los tiempos post-hercínicos, en el (Permo-) Trías, y abarca hasta el Cretácico. El borde suroriental de la placa ibérica⁶ (Subbético, Maláguide y, probablemente, Alpujárride) está sometida a una etapa distensiva ligada a una primera apertura del Atlántico que, de acuerdo con VEGAS y BANDA (1982) y VEGAS y MUÑOZ (1984), genera una zona transformante sinistral entre los bloques continentales ibérico y africano. En el Cretácico se produce la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación levógira de Iberia; consecuentemente, en su parte suroriental se producen acortamientos corticales que la deforman y acaban soldando el Nevado-Filábride. Según datos de KAMPSCHUUR y RONDEEL (1975), estos acortamientos han podido producirse bastante oblicuamente a los surcos de sedimentación, lo que podría testimoniar una interferencia con la aparición precoz de expansiones oceánicas en el Tethys más occidental, preludio de las que existen más tarde.

La segunda etapa evolutiva empieza en el Cretácico-Eoceno y debe proseguir actualmente. Comienza la erosión de la probable cordillera formada por la deformación cretácica, iniciándose el depósito post-orogénico de los Flyschs. Simultáneamente, el juego de la zona transformante entre Iberia y Africa cambia a dextral (falla Azores-Gibraltar), afectando a partir de ese momento a la parte sureste del bloque ibérico. Es posible que este último hecho se deba a la interferencia que supone el Nevado-Filábride como engrosamiento cortical soldado, con lo cual la

⁶ Quizá deba hablarse de «golfo» occidental del Tethys si entre los bloques continentales ibérico y africano nunca ha habido una auténtica zona de separación oceánica (al menos desde principios del Mesozoico), como apuntan varios autores y parece posible.

falla transformante se dispersa, aprovechando como solución mecánica más simple la fracturación producida por la distensión mesozoica en el Subbético y creándose el sistema bético de desgarres dextrales paralelos. Las expansiones oceánicas del Mediterráneo occidental comienzan a aparecer, o a hacerse más patentes en el área sur-balear, quizá ya en el Oligoceno. Durante el Aquitaniense, la probable cordillera cretácica habría sido ya prácticamente desmantelada, el mar de Alborán aún no existiría y las areniscas numídicas llegarían a depositarse, incluso, sobre la parte meridional de la placa ibérica. Durante el Serravalliense y gran parte del Mioceno, la expansión oceánica mediterránea progresa ininterrumpidamente hacia el oeste empujando también en sentido norte y sur, creándose el mar de Alborán y el orógeno casi como se les conoce en la actualidad. Se originan pequeñas zonas de subducción (con volcanismo asociado) en la parte más atrasada (oriental) de los zócalos continentales del orógeno empujados por dicha expansión. En el Plioceno y Cuaternario aparecen algunos fenómenos (tendencia a la aparición de rifts en las costas orientales de la Península, y más lejos aún, con volcanismo basáltico alcalino asociado; acercamiento Africa-España medible según algunos autores; etc.) que podrían indicar un cierto bloqueo, o quizá cambio, de la geodinámica descrita, o de parte de ella. No obstante, la pervivencia de síntomas geofísicos en el área (direcciones de compresión o tensión de sismos, flujos caloríficos, etc.) significa probablemente que la parada sería momentánea, en términos relativos.

Todo parece indicar que la expansión oceánica mediterránea se ha resuelto hacia el oeste a través de una zona cortical débil, que quizá representa los restos del primitivo «golfo» occidental tethysiano, al sur de, y en parte ayudada por, la falla transformante Azores-Gibraltar-Subbético. Un pronóstico futurista indicaría que, de seguir así la geodinámica en el área, dicha expansión acabará contactando con la corteza oceánica atlántica: el actual Arco de Gibraltar podrá llegar a ser, quizá dentro de 15 ó 20 millones de años, un bloque continental aislado al oeste del actual Estrecho, mientras que la Península Ibérica ocupará una posición más oriental que la actual respecto del continente africano (fig. 8).

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Prof. M. DURAND-DELGA su magistral crítica, que no implica su acuerdo con varias de las ideas que se han expuesto; también, a A. MARTIN-SERRANO y E. PILES sus valiosos comentarios sobre determinadas áreas. Vaya mi reconocimiento especial al Dr. C. J. DABRIO por la profunda revisión y sugerencias sobre el manuscrito, y por el interés tomado en su publicación.

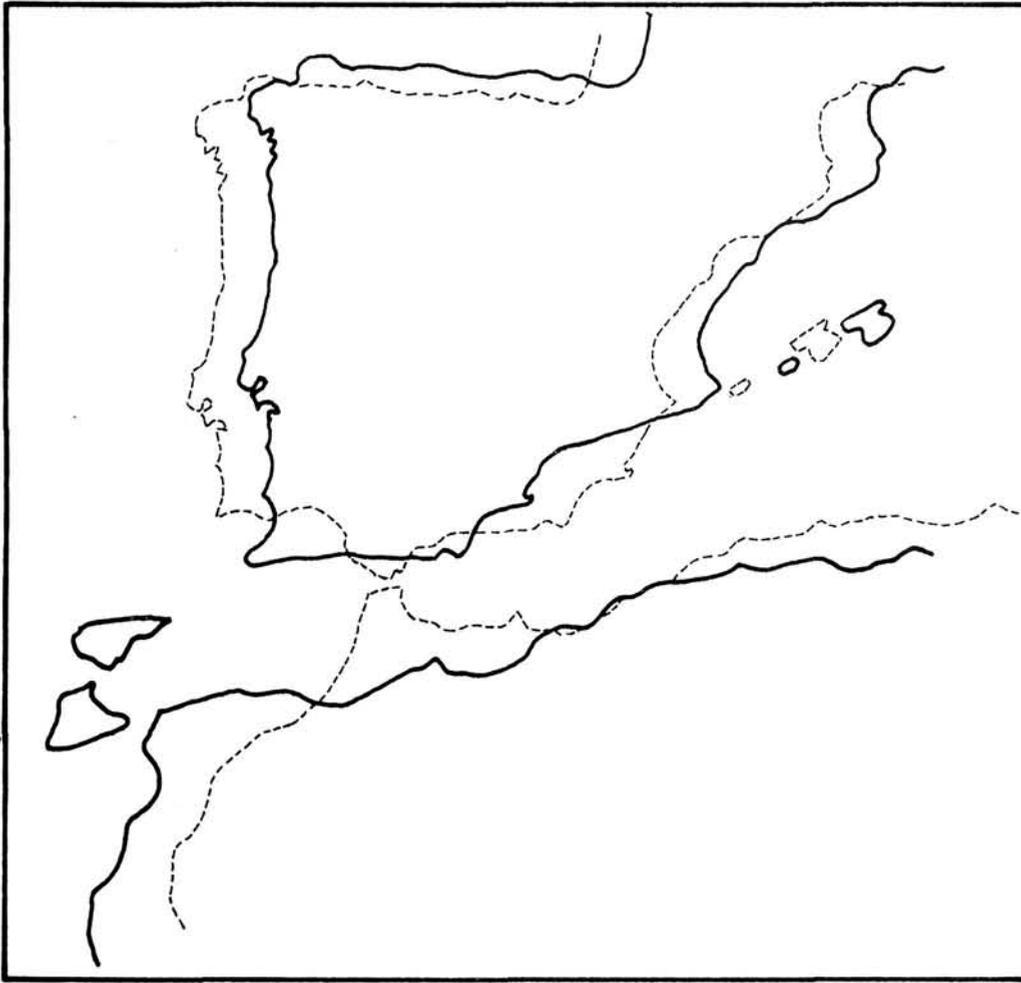


Figura 8: Posible geografía en un futuro geológico (en trazo discontinuo, la actual).

BIBLIOGRAFIA

- ANDRIEUX, J. (1973). Sur le métamorphisme des Zones Externes du Rif. *Bull. Soc. Géol. France*; (7), XV (2); 106-107.
- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J.M.; y MATTAUER, M. (1971). Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth and Planet. Sc. Let.*, 12 (2); 191-198.
- ARAÑA, V.; y VEGAS, R. (1974). Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc. *Tectonophysics*, 24; 197-212.
- BAENA, J.; y JEREZ MIR, L. (1982). Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s.sr). *Inst. Geol. y Min. de España*. Colección-Informe; 256 págs.
- BANDA, E.; y CHANNELL, J.E.T. (1979). Evidencia geofísica para un modelo de evolución de las cuencas del Mediterráneo occidental. *Est. Geol.*, 35; 5-14.
- BELLON, H.; y BROUSSE, R. (1977). Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse. *Bull. Soc. Géol. France*; (7), XIX (3); 469-480.

- BLUMENTHAL, M.M. (1931). Géologie des Chaînes Pénibétiques et Subbétiques entre Antequera et Loja et des zones limitrophes (Andalousie). *Bull. Soc. Géol. France* (5), I; 23-94; 4 fig., 3 pl. h. text.
- BONINI, W.E.; LOOMIS, T.P.; y ROBERTSON, J.D. (1973). Gravity anomalies, ultramafic intrusions and the tectonics of the region around the Strait of Gibraltar. *Jour. Geophys. Res.*, 78 (8); 1372-1382.
- BOURGOIS, J. (1978). La transversale de Ronda. Données géologiques pour un modèle d'évolution à l'Arc de Gibraltar. Tesis Univ. Besançon. Extrait des *Ann. Scient. Géologie*, 3^e serie, fasc. 30.
- BOURROUILH, R. (1970). Le problème de Minorque et des Sierras de Levante de Majorque. *Ann. Soc. Géol. Nord.*; 90, (4); 363-380.
- BOURROUILH, R. (1978). Coulissages de plus de 700 km. en Méditerranée occidentale: Une tectonique de type californien précédant les serrages miocènes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 286 (D); 1339-1342.
- BOURROUILH, R.; y MAUFFRET, A. (1975). Le socle immergé des Baléares (Espagne): Données nouvelles apportées par des prélèvements sous-marins. *Bull. Soc. Géol. France*; (7) XVII (6); 1126-1130.
- CANO MEDINA, F. (1982). Mapa geológico (1/50.000) y memoria explicativa de la Hoja n.º 1038: Ardales (en prensa). 2.^a serie. I.G.M.E.
- DELARUE, Ch.; y BROUSSE, R. (1974). Volcanisme miocène en subduction au Maroc à l'extrémité orientale de l'Arc de Gibraltar. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 279; 971-974.
- DIAZ DE FEDERICO, A.; GOMEZ-PUGNAIRE, M.T.; PUGA, E.; y TORRES-ROLDAN, R.L. (1978). Igneous and metamorphic processes in the geotectonic evolution of the Betic Cordilleras (Southern Spain). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 8; p. 39-60.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M.; FONTBOTE, J.M.; GARCIA-DUEÑAS, V.; MALDONADO, A.; OLIVIER, Ph.; y VERA, J.A. (1981). Geología del Estrecho de Gibraltar (síntesis, realizada por SECEGSA, del "Estudio monográfico sobre la Geología del Estrecho de Gibraltar", de los mismos autores).
- DURAND-DELGA, M. (1973). Hypothèses sur la genèse de la courbure de Gibraltar. *Bull. Soc. Géol. France* (7), XV, (2); 119-120.
- DURAND-DELGA, M. (1980). La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Livre jubilaire Soc. Géol. France*; 1830-1980.
- DURAND-DELGA, M.; y MATTAUER, M. (1960). Sur l'origine ultra-rifaine de certaines nappes du Rif septentrional (Maroc). *C.R. somm. Soc. Géol. France*; 22-23.
- ERICKSON, A. J. (1970). The measurement and interpretation of heat flow in the Mediterranean and Black Sea. *Thesis Mass. Inst. Technol. and Woods Hole Ocean Inst.*
- FALHQUIST, D.A.; y HERSEY, J.B. (1969). Seismic refraction measurements in Western Mediterranean Sea. *Bull. Inst. Oceanogr.*, 52.
- FALLOT, P. (1948). Les Cordillères Bétiques. *Est. Geol.*; 8; 83-172, 12 fig., 3 láms.
- FINETTI, I.; y MORELLI, C. (1973). Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. *Boll. Geofis. Teorica Appl.*; 15; 263-341.

- FOURCADE, E.; AZEMA, J.; CHABRIER, G.; CHAUVE, P.; FOUCAULT, A.; y RANGHEARD, Y. (1977). Liaisons paléogéographiques au Mésozoïque entre les Zones Externes Bétiques, Baléares, Corso-Sardes et Alpines. *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dynam.* (2) XIX (4); 377-388.
- HATZFELD, D.; y BOLOIX, M. (1976). Resultados preliminares de los perfiles sísmicos profundos del mar de Alborán. *Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán*. Ed. Univ. Granada; 19-24.
- HERMES, J.J. (1978 a). The stratigraphy of the Subbetic and Southern Prebetic of the Vélez Rubio - Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain. *Proc. Konink. Nederl. Akad. Wetens.*, Amsterdam; (B) 81; 54 págs.
- HERMES, J.J. (1978 b). The Prebetic zone, the Guadalquivir basin and the Balearic promontory. *C.R. somm. Soc. Géol. France*, (4); 187-190.
- HINZ, K. (1972). Results of the seismic refraction investigations (project Anna) in the Western Mediterranean Sea south and north of the Is. Mallorca. *Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A.*; 6; 405-426.
- HOEPPENER, R.; HOPPE, P.; DÜRR, S.; y MOLLAT, H. (1964). Ein Querschnitt durch die Betschen Kordilleren bei Ronda (S.W. Spanien). *Geol. Mijnbouw*, 43; 282-298.
- JEREZ MIR, F. (1981). Propuesta de un nuevo modelo tectónico general para las Cordilleras Béticas. *Bol. Geol. Min.*, XCII-I; 1-18.
- JEREZ MIR, L. (1984). Sobre la reconstrucción de la Cuenca Alpina del Mediterráneo occidental y su deformación orogénica. *I Cong. Esp. de Geología* (Segovia, Abril de 1984). Sec. de Cadenas y Cuencas Alpinas.
- KAMPSCHUUR, W.; y RONDEEL, H.E. (1975). The origin of the Betic orogen, Southern Spain. *Tectonophysics*; 27; 39-56.
- KARIG, D.E. (1971). Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76; 2542-2561.
- LAJAT, D.; BIJU-DUVAL, B.; GONNARD, R.; LETOUZEY, J.; y WINNOCK, E. (1975). Prolongement dans l'Atlantique de la partie externe de l'Arc Bético-rifain. *Bull. Soc. Géol. France* (7), XVII (4); 481-485.
- LEBLANC, D.; y OLIVIER, Ph. (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. *Am. Jour. Science*; 275; 1-30.
- LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1971). Geología de la Zona Prebética al NE. de la provincia de Jaén. *Pub. Univ. Granada*, 317 págs.
- LOPEZ RUIZ, J.; y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1980). La región volcánica neógena del Sureste de España. *Est. Geol.*, 36; 5-63.
- MAC GILLAVRY, H.J. (1964). Speculations based upon a comparison of the stratigraphies of the different tectonic units between Vélez Rubio and Moratalla. *Geol. Mijnbouw*, 43; 299-309.

- MÄKEL, G.H.; RONDEEL, H.E.; y VANDENBERG, J. (1984). Triassic paleomagnetic data from the Subbetic and the Malaguide Complex of the Betic Cordilleras (Southeast Spain). *Tectonophysics*, 101; 131-141.
- MARILLIER, F. (1981). Upper mantle structure of the Euro-african plate contact between the Mid-Atlantic ridge and the Western Mediterranean Sea from seismic surface waves and body waves. *Thesis ETH-Zurich.*, 287 págs.
- MARTIN-SERRANO, A. (1985). La estructura de las Unidades del Flysch del Campo de Gibraltar. Consecuencias tectónicas y paleogeográficas. *Bol. Geol. Min.* (en prensa).
- MAUFFRET, A. (1976). Étude géodynamique de la marge des îles Baléares. *Thèse Doct. État. Univ. Pierre et Marie Curie.* Paris 6.
- MAUFFRET, A.; AUZENDE, J.; OLIVET, J.L.; y PAUTOT, G. (1972). Le bloc continental baléaire (Espagne). Extension et évolution. *Marine Geology*, 12; 289-300.
- MAUTHE, F. (1971). La Geología de la Serranía de Ronda (Cordillera Bética occidental). *Bol. Geol. Min.* LXXXII-I; 1-36.
- MEGIAS, A.G. (1982). La evolución del mar de Alborán y cadenas bético-maghrébides durante el Néogeno. *Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina.* Actas, II; 329-340.
- OLIVET, J.L. (1978). Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique nord et central. *Thesis Univ. Paris.* 150 págs.
- OLIVET, J.L.; AUZENDE, J.M.; y BONNIN, J. (1973). Structure et évolution tectonique du bassin d'Alboran. *Bull. Soc. Géol. France* (7), XV (2); 108-112.
- PAQUET, J. (1974). Tectonique éocène dans les Cordillères bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. France* (7), XVI, (1); 58-73.
- PEYRE, Y. (1974). Géologie d'Antequera et de sa region (Cordillères Bétiques - Espagne). *Thèse. Travaux du Lab. Géologie Méditerran. Inst. Nat. Agronomique de Paris-Grignon.* 528 págs.
- PINEDA, A.; GINER, J.; GOY, J.L.; y ZAZO, C. (1981). Mapa geológico (1/50.00) y memoria explicativa (2ª serie) de las Hojas nºs. 1046 (Carboneras), 1059 (Cabo de Gata e Isla de Alborán) y 1060 (Pozo de los Frailes). *I.G.M.E.*
- PITMAN, W.C.; y TALWANI, M. (1972). Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Bull. Geol. Soc. Am.*; 82; 619-646.
- PUGA, E. (1980). Hypothèses sur la genèse des magmatismes calcoalcalins, intra-orogénique et post-orogénique alpins, dans les Cordillères Bétiques. *Bull. Soc. Géol. France;* (7), XXII (2); 243-250.
- PUGA, E.; y DIAZ DE FEDERICO, A. (1976). Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas. *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán.* Ed. Univ. de Granada, 79-111.
- RANGHEARD, Y. (1971). Étude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). *Mem. I.G.M.E.*, 82; 340 págs., 111 figs., 10 tabl., 23 pl.

- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977). Los grandes accidentes tectónicos de la provincia de Alicante. *Tecniterrae*; 17; 19-27.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Est. Geol.*, 39; 157-165.
- SURINACH, E.; y UDIAS, A. (1976). Determinación de la raíz de Sierra Nevada - Filabres a partir de medidas de refracción sísmicas y gravimetría. *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán*. Ed. Univ. de Granada; 25-34.
- TORRES-ROLDAN, R.L. (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 Jour. Sc.*, 279, 19-51.
- UDIAS, A.; LOPEZ-ARROYO, A.; y MEZCUA, J. (1976). Sismotectónica de la región de las islas Azores a la Península Ibérica. *Reunión sobre la Geodinámica de la Cord. Bética y mar de Alborán*. Ed. Univ. Granada; 47-58.
- VAN BEMMELEN, R.W. (1973). Geodynamic models for the Alpine type orogeny (test-case II: the Alps in central europe). *Tectonophysics*, 18; 33-79.
- VEGAS, R.; y BANDA, E. (1982). Tectonic framework and alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*, 4; 320-343.
- VEGAS, R.; y MUÑOZ, M. (1984). Sobre la evolución geodinámica del borde meridional de la placa ibérica. *I Cong. Esp. Geología (Segovia)*, III; 105-118.

Presentado por el Departamento de Estratigrafía, 30 julio 1985