

Conferencia

Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica

José Luis Simón Gómez*

* Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza.

ABSTRACT

There are two main types of models for explaining the compressional and extensional tectonics of the Iberian Chain: models of «tectonic phases», involving sequences of different primary stress fields, and models which postulate a single geodynamic mechanism as being responsible for all of the structures. The complexity of the tectonic evolution of the Chain involves a non-homogeneity of the stress field both in space and time, so that neither of these two points of view can, on their own, yield a satisfactory solution.

Key words: *Iberian Chain, stress field, compression, extension.*

Geogaceta, 8 (1990), 123-130.

1. INTRODUCCION

La Cordillera Ibérica ofrece, frente a las dos grandes cadenas alpinas de la Península, Pirineos y Béticas, una serie de rasgos unitarios derivados de su peculiar situación intraplaca: (1) ausencia casi total de sedimentos mesozoicos y terciarios de facies profundas, predominando de los de plataforma somera y ambientes transicionales; (2) moderada deformación y presencia muy escasa de esquistosidad alpina; (3) carencia casi total de metamorfismo.

Sin embargo, no es menos cierto que presenta una configuración geográfica y geológica compleja (figura 1), integrada por sectores de características muy diversas desde varios puntos de vista: (1) en cuanto a la presencia, espesor y facies de las unidades mesozoicas, controlados por las inhomogeneidades de la cuenca; (2) en cuanto al estilo y direcciones de los pliegues y cabalgamientos, determinados por los mecanismos de la compresión paleógena, y (3) en cuanto a su arquitectura general y esquema orográfico, controlados por la tectónica distensiva tardía. Los sectores que pueden diferenciarse son: las sierras de Cameros y Demanda, la Rama Aragonesa y su prolongación en el macizo de Gúdar-Maestrazgo, la Rama Castellana, el Sector Levantino (sierras de Javalambre, Espadán y Calderona) y la Sierra de Altomira. Estos se encuentran separados por un entramado de depresiones interiores neógenas (Calatayud-Montalbán, Jiloca, Alfambra-Teruel-Mira, Sarrión-Mijares, Maestrazgo oriental), a las que cabe añadir las depresiones terciarias de Loranca y Almazán, ligadas, respectivamente, a las cuencas del Tajo y del Duero.

En el siguiente apartado se traza un breve esquema evolutivo de la Cordillera Ibérica, en el cual han sido voluntariamente obviados algunos aspectos cuya interpretación resulta, aún hoy, conflictiva. Pretendo que dicho apartado sirva sólo como preámbulo para abordar, en el siguiente, lo que es mi propósito fundamental: exponer una serie de reflexiones en tono crítico (y autocrítico) no tanto sobre la

evolución alpina de la cordillera como sobre los mecanismos geodinámicos que la han determinado y los modelos confrontados que existen al respecto.

2. ESQUEMA DE EVOLUCION ALPINA DE LA CORDILLERA IBERICA

La evolución alpina de la Cordillera Ibérica puede dividirse en tres grandes períodos: (1) período de sedimentación en la cuenca mesozoica; (2) período orogénico (Paleógeno) y (3) período post-orogénico (Neógeno-Cuaternario). Según exponen Alvaro *et al.* (1979), dicha evolución se ajusta en sus rasgos generales a un modelo de aulacógeno, si bien en detalle sería necesario hacer algunas matizaciones.

La sedimentación mesozoica

La cuenca en la que se depositaron los materiales mesozoicos actualmente integrados en la estructura la Cordillera Ibérica comenzó a individualizarse como un graben transversal al geosinclinal bético-baleares durante el tránsito Pérmico-Trías. Según Alvaro *et al.* (1979), la intersección de ambas cuencas en el área de Castellón-Teruel-Valencia representa una unión triple de tipo rrr, síntoma de la existencia de un «punto caliente» en el manto superior. A partir de él, la cuenca ibérica evolucionaría siguiendo tres etapas:

a) Etapa de graben (Trías inferior-medio): en ella, el rejugo vertical de algunos de los llamados «desgarres tardihercínicos» individualiza por vez primera la cuenca y produce en su interior fuertes subsidencias diferenciales.

b) Etapa de transición (Trías superior): se produce un incremento del estiramiento cortical, que da lugar a abundantes manifestaciones magmáticas básicas en la zona de unión triple.

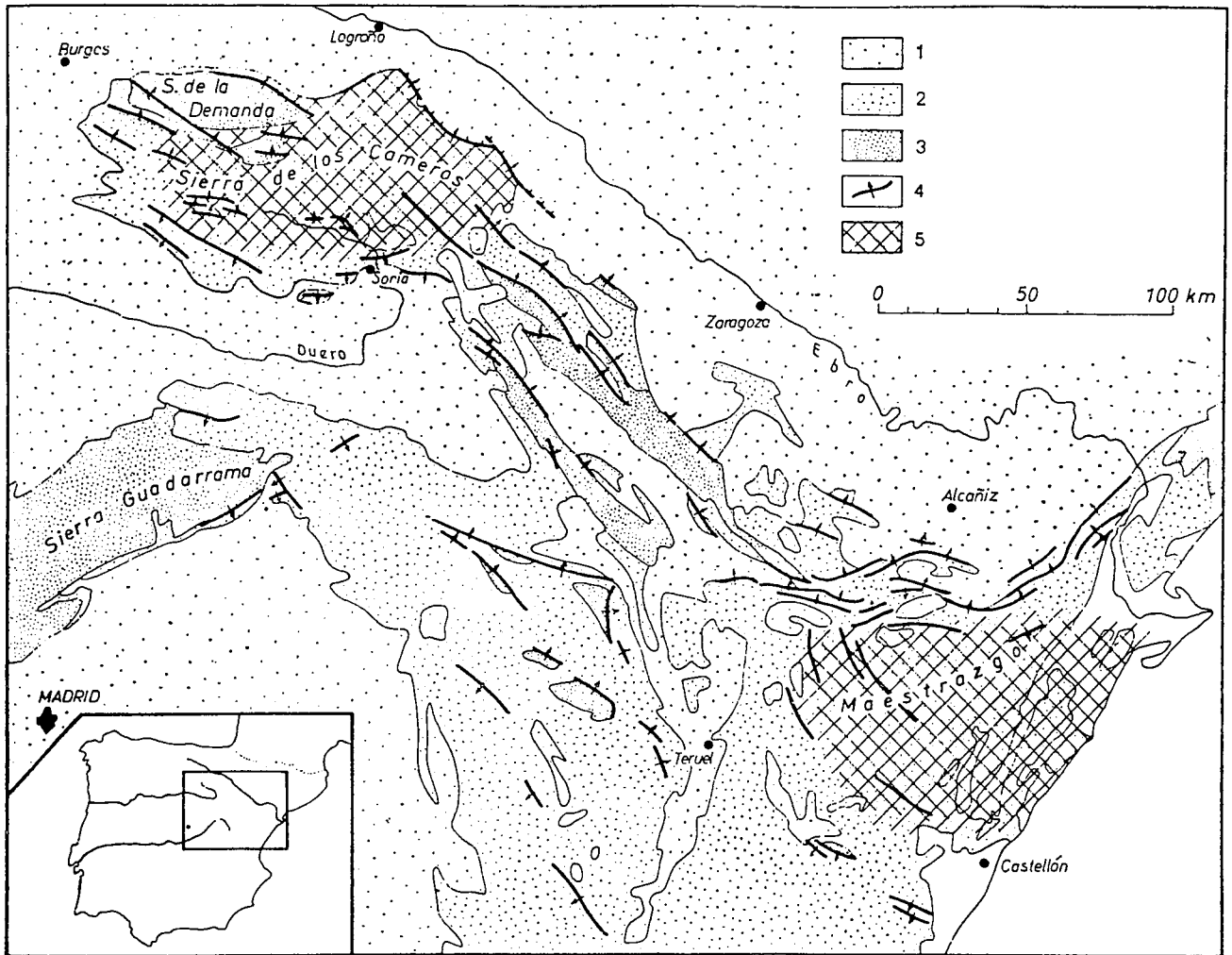


Fig. 1.—Esquema estructural de la Cordillera Ibérica (según Brinkmann, 1960-62). 1: Cenozoico. 2: Mesozoico. 3: Paleozoico. 4: Principales direcciones de pliegues. 5: Cubetas con gran espesor de Cretácico inferior.

c) Etapa de flexura: una flexión continental más suave y continuada sustituye al anterior juego de bloques, dando paso a la instalación de una plataforma marina carbonatada que se mantendrá durante buena parte del Jurásico y Cretácico.

No obstante, esta última etapa se ve interrumpida por varios episodios tectónicos, probablemente relacionados con el movimiento de apertura del Golfo de Vizcaya, en los que parecen coexistir una tectónica de bloques y cierto plegamiento (Capote, 1983). Tales movimientos, especialmente activos en el tránsito Jurásico-Cretácico y en el Aptiense-Albiense, rompen la continuidad y uniformidad de la cuenca marina, dando lugar a la emersión de grandes áreas e individualizando cubetas muy subsidentes como las de Cámeros y Maestrazgo.

La compresión paleógena

La emersión definitiva del dominio ibérico y su inversión tectónica respecto al área situada inmediatamente al norte (actual cuenca del Ebro) se produce a partir del tránsito Mesozoico-Terciario. Luego, durante la mayor parte del Paleógeno, y con especial intensidad hacia el Oligoceno

superior, se produce el desarrollo de las macroestructuras compresivas que configuran la cordillera. Sólo localmente (área de Daroca, borde N de las Sierras de Cámeros) se evidencia la actuación de las mismas hasta el Mioceno medio.

El estilo de las deformaciones se encuentra marcado por el comportamiento diferente que presentan el zócalo paleozoico y su tegumento de Trías inferior, por un lado, y la cobertera post-triásica, por otro, separados ambos por un nivel de despegue que se sitúa, según los casos, bien en Muschelkalk medio o bien en el Keuper (Guimera, 1988).

La cobertera se encuentra afectada por haces de pliegues y cabalgamientos que presentan una dirección preferente NW-SE, si bien no faltan virgaciones bruscas en las que se desvía hasta NE-SW (área del Guadalupe). En ciertos lugares coexisten distintas direcciones de pliegues que dan lugar a complicadas estructuras de superposición (Simón Gómez, 1980). Respecto a los cabalgamientos, la mayoría de ellos parecen conectar en su base con el nivel de despegue general de la cobertera. Aunque sus traslaciones parecen, en general, moderadas si las comparamos con las del Pirineo o las Béticas, recientemente se han interpretado desplazamientos horizontales de hasta 6 km. en el sector de

Montalbán (Guimerà, 1988) y de unos 30 km. en Cameros (Casas Sainz, 1990).

El zócalo se ve afectado también probablemente por muchos cabalgamientos de buzamiento moderado, pero sus accidentes más característicos son dos familias de fallas de gran ángulo correspondientes a antiguos desgarres tardihercínicos: unas de dirección NW-SE que funcionan como dextral-inversas y otras NNE-SSW que lo hacen como sinestrales. Estas fallas controlan frecuentemente la ubicación y orientación de los pliegues y cabalgamientos de cobertera, y muy especialmente de sus virgaciones.

La distensión neógeno-cuaternaria

Durante el Mioceno inferior-medio se produce un cambio gradual de régimen compresivo a distensivo. El segundo está relacionado con el proceso de *rifting* que se desarrolla progresivamente de N a S entre el Rhin y el Mar de Alborán a lo largo del Eoceno-Mioceno superior (Vegas *et al.*, 1979), y da lugar a un importante sistema de fosas tectónicas que se superponen a las estructuras compresivas en el interior de la cadena (Calatayud, Jiloca, Alfambra-Teruel-Mira, Sarrión-Mijares, Maestrazgo).

La distensión se desarrolla en dos etapas, separadas por un período de relativa estabilidad tectónica durante el cual se elabora la *superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica* (Solé Sabarís, 1978). La primera etapa determina la configuración inicial del sistema de fosas, generando ya la mayor parte de las mismas. La segunda produce su reactivación y genera otra nueva: la fosa del Jiloca. Al propio tiempo produce una serie de abombamientos (macizo de Gúdar, Javalambre, Sierra de Albaracín), cuya geometría puede ser reconstruida mediante la elaboración de mapas de contornos estructurales de la superficie de erosión fundamental, afectada por tales deformaciones (Simón Gómez, 1984). Este conjunto de estructuras son las que condicionan los grandes rasgos del relieve actual.

La tectónica distensiva se prolonga en muchos lugares hasta el Cuaternario, especialmente en las fosas litorales del Maestrazgo y en el borde oriental de la fosa del Jiloca y su entronque con la de Alfambra-Teruel (Moissenet, 1983; Simón Gómez, 1984). Los movimientos de fallas normales que afectan a glaciares, terrazas y abanicos cuaternarios alcanzan magnitudes decamétricas y, en algún caso, hectométricas.

3. MODELOS GEOTECTONICOS CONTRAPUESTOS

Los rasgos que acabo de resumir no constituyen más que una aproximación muy general a la evolución tectónica de la Cordillera Ibérica, basada en datos que los geólogos manejan desde hace varias décadas y que, eso sí, puede decirse que cuentan con un grado de aceptación bastante amplio. Los problemas y las interpretaciones confrontadas vienen cuando se intenta profundizar en el porqué de la compleja variedad de direcciones estructurales y direcciones de esfuerzos y deformaciones que de ellas se deducen (especialmente en el ámbito microestructural), y cuando se proponen los modelos geotectónicos que tratan de explicarla.

Centrándonos en la evolución terciaria (tanto en lo que respecta al período orogénico como al post-orogénico),

pueden diferenciarse dos tipos de modelos geotectónicos principales, cada uno de los cuales responde a una línea de aproximación distinta: (a) los modelos que postulan la sucesión de varias fases con diferentes direcciones de esfuerzos para explicar las direcciones y edades de las estructuras observadas; (b) los modelos que tratan de explicar todas esas estructuras bajo un único mecanismo geotectónico.

Los modelos de fases tectónicas

Estos modelos nacen a partir de los primeros estudios de microestructuras frágiles en la Sierra de Altomira y en la zona de conexión de la Rama Castellana y el Sistema Central (Alvaro, 1975). A medida que se extienden a otros sectores de la cordillera los estudios regionales que utilizan esa metodología (incluida la interpretación de paleoesfuerzos a partir del análisis de poblaciones de fallas), sus resultados van consolidándose y convergiendo en un esquema de fases comprensivas que parece presentar rasgos comunes en casi todo el ámbito de la misma. Para la Rama Castellana pueden definirse cuatro compresiones sucesivas según direcciones SE, NE, ENE y S a SE (Capote *et al.*, 1982; Capote, 1983). En el sector centro-oriental (Teruel-Maestrazgo) se reconoce la misma sucesión, aunque con algunos matices: la primera compresión tiende a orientarse más ESE, la tercera se halla poco definida y la cuarta se mantiene más uniforme en SSE (Simón Gómez, 1984; Casas y Simón, 1986). Los máximos que se aprecian en los diagramas de densidad de picos estilolíticos de la figura 2, correspondientes a los dos sectores mencionados, serían reflejo de dichas direcciones de compresión.

Respecto a las etapas distensivas, también las direcciones de esfuerzos y tipos de elipsoides que las caracterizan han sido inferidas a partir del análisis de la fracturación. En la Cordillera Ibérica centro-oriental las dos etapas distensivas a que he hecho referencia en el apartado anterior corresponderían, respectivamente, a una extensión triaxial con σ_3 según ESE y a una distensión de carácter radial o multidireccional (Simón Gómez, 1984).

Los modelos de mecanismo geotectónico único.

Entre ellos cabe encuadrar, en primer lugar, los propuestos por Viillard (1979) y Canérot (1981), que postulan la existencia de procesos dominantes de cizalla sinistral en dirección próxima a E-W a escala de toda la cadena. Tal mecanismo sería responsable tanto de los pliegues y cabalgamientos NW-SE como de las fosas distensivas NNE, que representarían estructuras secundarias inicialmente formadas a 45° a un lado y otro de la dirección de cizalla.

Más reciente (y también más documentado tanto a escala macro como microestructural) es el modelo propuesto por Guimerà (1988). Según este autor, toda la tectogénesis de la Cordillera Ibérica, Catalánides y «zona de enlace» entre ambas cadenas estaría regida por una única compresión de dirección 010 (perpendicular al Pirineo), producida por la convergencia de Iberia y Europa. Bajo esta compresión jugarían en sentido dextral-inverso las fallas de zócalo NW-SE y como sinestrales las NE-SW (figura 3). El efecto transpresivo sobre unas y otras produciría pliegues y cabalgamientos en la cobertera subparalelos a los accidentes de zócalo. Al propio tiempo, las desviaciones de las trayecto-

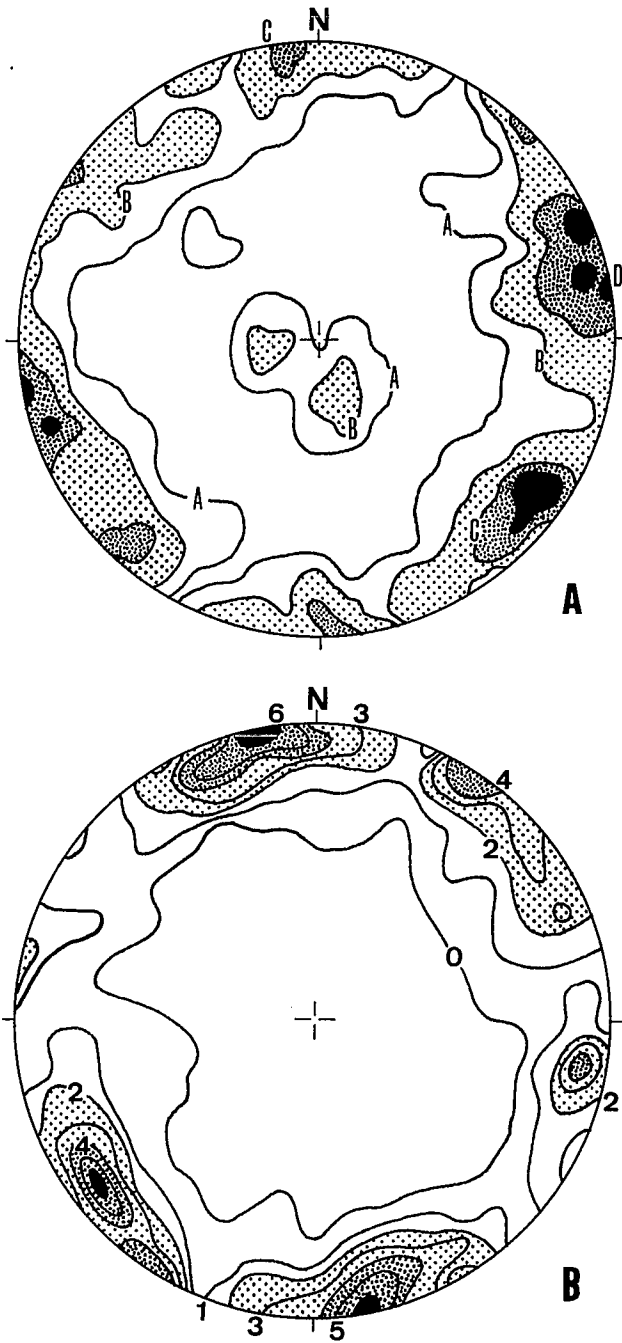


Fig. 2.—Diagramas de densidad de picos estilolíticos en dos sectores de la Cordillera Ibérica. A) Rama Castellana, entre Atienza y Orihuela del Tremedal (según Capote *et al.*, 1982). Isolíneas de densidad: A: 0,28%, B: 1,38%, C: 3,58%, D: 5,23%. B) Sector del Maestrazgo oriental. Isolíneas de densidad del 1, 2, 3, 4, 5 y 6%.

rias de esfuerzos provocadas por los mismos propiciarían el desarrollo de toda la variedad de direcciones de compresión inferidas de las microestructuras frágiles. En etapas tardías, y sin cambiar el mecanismo geodinámico, se produciría una variación de la relación de esfuerzos y un intercambio de σ_1 y σ_2 que daría paso a la tectónica distensiva neógena.

Discusión

No resulta fácil situarse en una perspectiva de objetividad a la hora de hacer una valoración comparativa de uno y

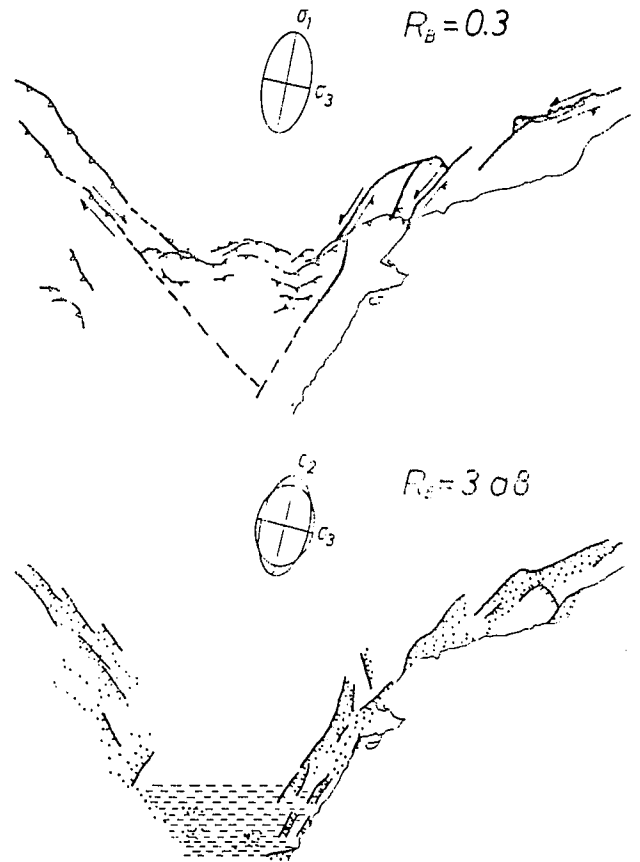


Fig. 3.—Esquema de evolución tectónica de la zona de enlace entre las cordilleras Ibérica y Costera Catalana, según Guimerà (1988). (Explicación en el texto). $R_B = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$, siendo σ_z el esfuerzo principal vertical y $\sigma_y > \sigma_x$ los horizontales.

otro tipo de modelos. Con frecuencia, las razones por las que se defiende una determinada postura obedecen al imperativo de la «moda» que domina en el momento en que el investigador desarrolla su trabajo; una vez identificado con ella, éste arguye a su favor muchas veces desde mecanismos mentales que podrían calificarse de ideológicos. Sin embargo, si algo me parece evidente en el actual estado de conocimientos es que ni uno ni otro tipo de aproximación puede sostenerse de una forma exclusivista, si no se quiere correr el riesgo de ir en contra de los principios de «sencillez» y «elegancia» a los que sin duda ambas tratan de ajustar sus resultados.

Defender a ultranza los criterios que llevan a establecer una sucesión de fases tectónicas, especialmente en el ámbito del análisis microestructural, suele llevar a una multiplicación excesiva del número de las mismas y a una complicación innecesaria de los modelos evolutivos. Podría llegarse, por ejemplo, al extremo grotesco de definir una fase a partir de cada familia de estilolitos de dirección y edad distinta encontrada en un afloramiento, o a considerar como reflejo de una fase compresiva diferente cada uno de los registros de estados de esfuerzo con σ_1 horizontal que aparecen a distintas alturas dentro de la serie neógena que rellena las fosas interiores (Simón y Paricio, 1988).

Sostener de forma exclusivista un mecanismo único equivale a ignorar la compleja situación geodinámica de la Cordillera Ibérica en el seno de la subplaca Ibérica y los cambios de régimen tectónico sufridos en el curso de su

evolución. Hacerlo obliga, además, a improvisar hipótesis *ad hoc* para intentar explicar los hechos anómalos que no encajan de forma natural en el modelo. Así, por ejemplo, la interpretación de los pliegues N-S que existen en algunas áreas de la cordillera como consecuencia de «problemas de espacio» creados por la cinemática de los grandes desgarres (Guimerà, 1988), o la asignación de las fosas pliocuaternarias del Maestrazgo oriental al mismo mecanismo que dio los pliegues oligocenos (Canérot, 1981; Guimerà, 1988), son piezas cuyo encaje en el rompecabezas que nos ocupa resulta muy forzado o, cuando menos, está necesitado de una justificación mucho más sólida que la que se ha dado hasta el presente.

4. PROPUESTAS PARA UN MODELO DE SINTESIS

Si se admite que ninguna de las dos líneas de aproximación lleva por sí sola a explicar todos los hechos observados, la búsqueda de un modelo sintético que vaya más allá en la resolución de los problemas debe ser vista como una aspiración positiva. Tal modelo de síntesis debería incorporar una serie de elementos que constituyen aportaciones válidas de cada una de las dos posturas, y manejar el con-

cepto de campo de esfuerzos, mucho más rico y realista que el de fase tectónica, como una herramienta fundamental.

Tal modelo no existe, y quizá no estamos todavía en condiciones de formularlo. Sin embargo, sí me atrevería a enunciar tres principios en los necesariamente debería sustentarse:

1) **La evolución tectónica de la Cordillera Ibérica se realiza en un marco geodinámico complejo**, determinado por su especial disposición oblicua en el interior de la subplaca Ibérica y por los movimientos relativos de ésta respecto a las placas vecinas (figura 4). Conviene no olvidar que la Cordillera Ibérica está situada cerca del borde cántabro-pirenaico entre Iberia y Europa, pero que al sur existe también el borde bético entre Iberia y Africa y que, además de las componentes de convergencia, existen asimismo componentes transformantes sobre ambos bordes en distintos estadios de la evolución: (1) componente sinistral en el borde septentrional, especialmente durante la apertura del Golfo de Vizcaya y la translación de Iberia hacia el Este en el Cretácico-Paleógeno temprano; (2) componente dextral en el borde meridional (falla transformante de Azores-Gibraltar de Udías *et al.*, 1976). Por otra parte, todo el margen oriental de la Península Ibérica se encuentra afectado por el proceso de *rifting* que se desarrolla desde la

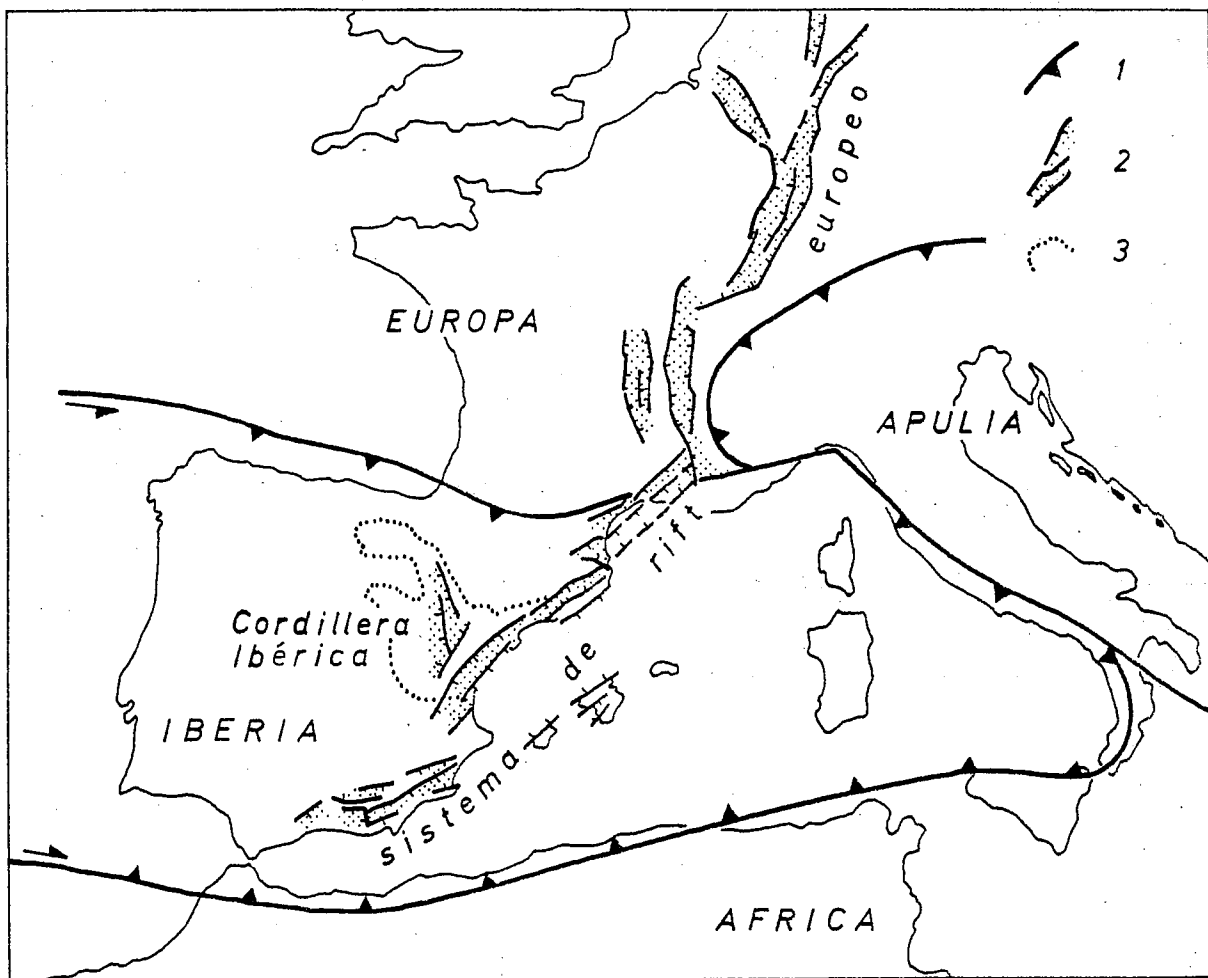


Fig. 4.—Esquema de situación geodinámica de la Cordillera Ibérica. 1: Bordes de placa. 2: Estructuras distensivas del sistema de rift europeo. 3: Contorno de la Cordillera Ibérica.

fosa del Rhin hacia el Sur a lo largo de una buena parte del Terciario (Vegas *et al.*, 1979), y que en el ámbito de la Cordillera Ibérica cobra importancia especialmente a partir del Mioceno medio, controlando la tectónica distensiva tardi- y post-orogénica.

2) Los campos de esfuerzos provocados por estos mecanismos geodinámicos son inhomogéneos. Pueden presentar una variación espacial de intensidades que se tra-

duce en la diferenciación de zonas donde la posición relativa de los ejes de esfuerzos es distinta (modelo de Taponnier y Molnar, 1976). Al propio tiempo, esa zonación espacial puede traducirse en una evolución temporal que provocaría intercambios de los ejes de esfuerzos. La propia existencia y movimiento de las fracturas bajo el campo de esfuerzos regional provoca la perturbación del mismo y la desviación de trayectorias (Anderson, 1951; Xiaohan,

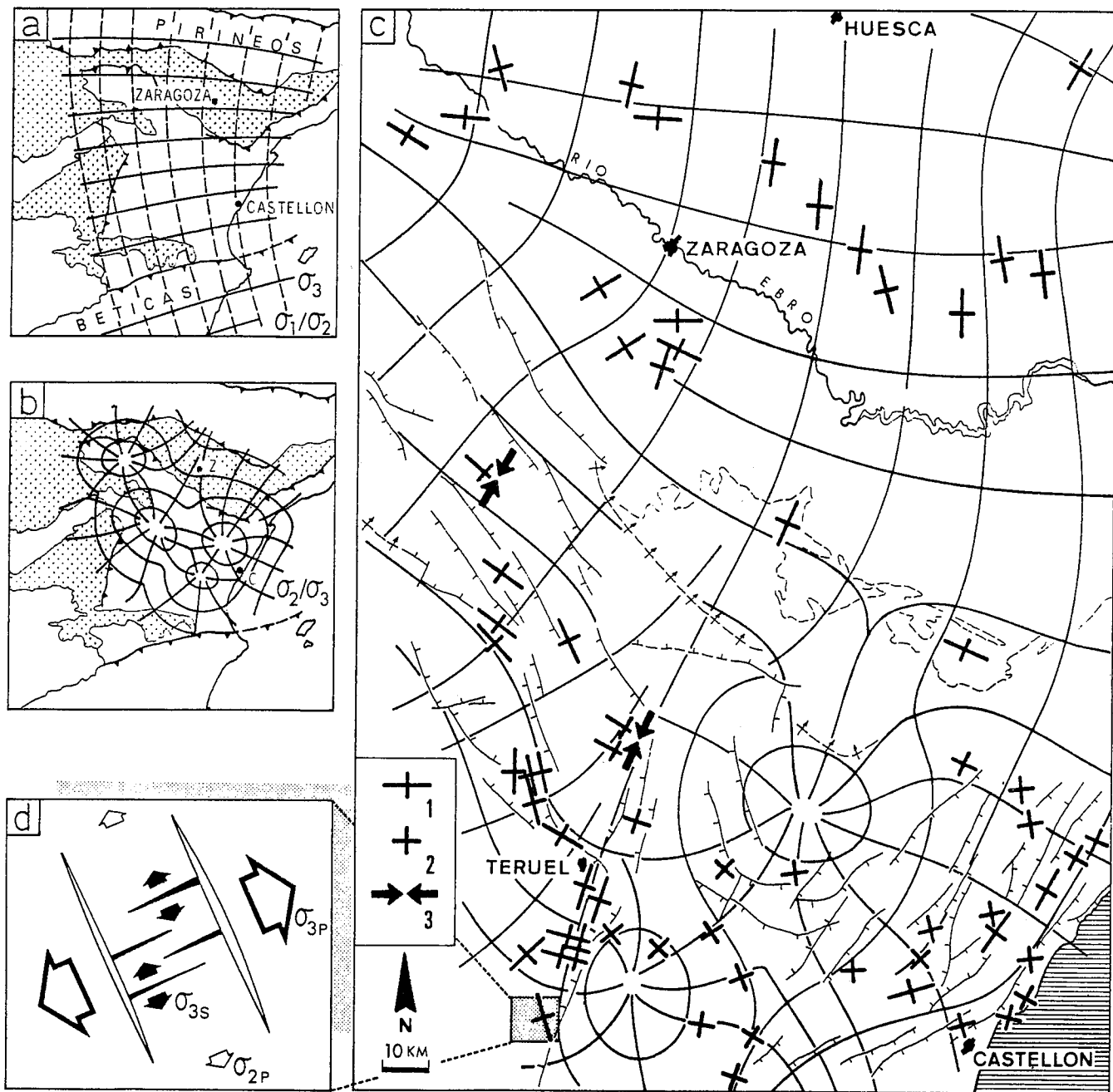


Fig. 5.—Modelo de superposición de campos de esfuerzos en la evolución tectónica plio-cuaternaria de la Cordillera Ibérica y Cuenca del Ebro. a: Esquema de trayectorias del campo compresivo N-S entre los bordes pirenaico y bético. b: Esquema de hipotéticas trayectorias del campo de distensión radial creado por procesos de *doming* en la Cordillera Ibérica. c: Modelo del campo distensivo total, producto de la superposición de los dos anteriores y de las perturbaciones producidas por las grandes fallas. 1: Direcciones locales de σ_2 y σ_3 inferidas de fracturas en materiales neógenos o cuaternarios. 2: Idem en materiales mesozoicos (según Simón Gómez, 1984). 3: Estados locales de compresión horizontal en materiales pliocenos (según Paricio y Simón, 1988). Las líneas continuas representan la reconstrucción de las trayectorias de σ_2 y σ_3 , sin que puedan diferenciarse unas y otras de un modo general. d: El desarrollo de fracturas perpendiculares al eje de extensión primaria (σ_{3p}) produce la relación de este esfuerzo y su intercambio con σ_{2p} (el cual pasa a convertirse en el eje secundario σ_{2s}), propiciando la aparición de una segunda familia de fracturas ortogonales a la anterior (Simón Gómez, 1989).

1983). Así, las estructuras de orden menor que aparecen en zonas del campo perturbado pueden reflejar una gran variedad de direcciones a pesar de estar formándose en el mismo episodio tectónico. Siempre que a partir de los datos de campo, y en función de la posición de las estaciones de medida respecto a los accidentes concretos potencialmente perturbadores del campo, pueda reconocerse un patrón de direcciones de esfuerzo identificable con los modelos teóricos, la interpretación más lógica será la de considerar un único campo perturbado, y no varios episodios tectónicos distintos.

3) **Varios campos de esfuerzos diferentes pueden actuar a la vez y superponerse** (Ramsay, 1967, pp. 44-46). Ello da lugar a campos aún más complejos, que pueden manifestarse mediante estados de esfuerzo muy variados en el tiempo y en el espacio, según sea el resultado de su suma en cada momento y lugar.

El modelo que propuse recientemente para el campo de esfuerzos plio-cuaternario en el sector centro-oriental de la Cordillera Ibérica y Cuenca del Ebro (Simón Gómez, 1989) constituye, a mi juicio, un ejemplo de las posibilidades que ofrece este tipo de aproximación para explicar situaciones tectónicas complejas que se escapan de cualquier análisis exclusivista en la línea de las «fases tectónicas» o del «mecanismo geotectónico único». En esencia, tal modelo (figura 5) postula la superposición de una compresión N-S (originada por el acercamiento entre las placas Africana, Ibérica y Europea, muy activa en las Béticas en ese tiempo y mitigada al desplazarnos hacia el Norte) y una distensión radial o multidireccional (causada por un proceso de *doming* cortical ligado al *rifting* del Este peninsular). El resultado es un régimen de distensión tendente a multidireccional, con el eje σ_2 situado en dirección N-S, es decir, coincidente con el eje σ_1 del campo compresivo, pero que en determinados momentos, y en función de la intensidad de ambos campos, puede dar lugar a estados compresivos de carácter local. Por otra parte, las trayectorias de esfuerzos son desviadas por las grandes fallas, haciendo que los ejes σ_2 y σ_3 tiendan a orientarse, según los casos, paralelos o perpendiculares a aquéllas. Finalmente, la relajación que experimenta el esfuerzo σ_3 extensivo en el momento en que se forman fracturas tensionales perpendiculares al mismo produce su intercambio con el eje σ_2 , lo que da lugar a la formación de nuevas fracturas perpendiculares a las primeras.

En definitiva, se trata de considerar que la complejidad de los modelos tectónicos no viene regida exclusivamente por una inhomogeneidad temporal (sucesión de fases tectónicas) o espacial (mecanismo único) del campo de esfuerzo-deformación, sino por la combinación de ambas. En el caso de la Cordillera Ibérica, tanto el contexto geodinámico

como los datos regionales y los modelos teóricos aplicables coinciden en sugerir que, efectivamente, ha existido esa doble inhomogeneidad.

Bibliografía

- Alvaro, M. (1975): *Estudios Geol.*, 31, 241-247.
 Alvaro, M.; Capote, R. y Vegas, R. (1979): *Acta Geol. Hisp.*, 14, 172-177.
 Anderson, E. M. (1951): *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver & Boyd, London.
 Brinkmann, R. (1960-62): *Lib. Hom. Prof. P. Fallot*. Vol. I. Soc. Geol. Fr., 291-299.
 Canérot, J. (1981): *Arch. Sc. Genève*, 34, 417-422.
 Capote, R.; Díaz, M.; Gabaldón, V.; Gómez, J. J.; Sánchez de la Torre, L.; Ruiz, P.; Rosell, J.; Sopeña, A. y Yébenes, A. (1982): *Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica*. IGME, Madrid.
 Capote, R. (1983): En Comba, J. A. (Ed.): *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos*. Vol. II, IGME, Madrid, 108-120.
 Casas Sainz, A. (1990): *El frente N de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Tesis Doct. Univ. Zaragoza.
 Casas Sainz, A. y Simón Gómez, J. L. (1986): *Estudios Geol.*, 42, 127-136.
 Guimerà, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibérica y la Serralada Costanera Catalana*. Tesis Doct. Univ. Barcelona.
 Moissenet, E. (1983): En Comba, J. A. (Ed.): *Geología de España. Libro Jubilar J. M. Ríos*. Vol. II, IGME, Madrid, 427-446.
 Ramsay, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York.
 Simón Gómez, J. L. (1980): *Acta Geol. Hisp.*, 15, 137-140.
 Simón Gómez, J. L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. Inst. Estudios Turolenses (CSIC). Teruel.
 Simón Gómez, J. L. (1989): *J. Struct. Geol.*, 11, 285-294.
 Simón Gómez, J. L. y Paricio Cardona, J. (1988): *Estudios Geol.*, 44, 271-283.
 Solé Sabarís, L. (1978): En Terán, M. de: *Geografía General de España*. Ariel, Madrid, 74-85.
 Taponnier, P. y Molnar, P. (1976): *Nature*, 264, 319-324.
 Udías, A.; López Arroyo, A. y Mezcuca, J. (1976): *Tectonophysics*, 31, 259-289.
 Vegas, R.; Fontboté, J. M. y Banda, E. (1979): *Proceedings Symp. «Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding areas»*. Inst. Geográfico Nacional, Madrid, Spec. Publ., 200, 109-128.
 Viillard, P. (1979): *C. R. Acad. Sc. Paris*, 289, 65-68.
 Xiaohan, L. (1983): *Perturbation des contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc*. Thèse 3è Cycle, U.S.T.L. Montpellier, Partie I.