

## EVOLUCIÓN DE LOS PALEOESFUERZOS EN IBERIA DESDE EL CARBONÍFERO SUPERIOR A LA ACTUALIDAD \*

*Palaeostress evolution of the Iberian Peninsula (Late Carboniferous to present-day)*

Antonio Jabaloy Sánchez (1), Jesús Galindo Zaldívar (1) y Francisco González Lodeiro (1)

### RESUMEN

Se han diferenciado tres etapas principales en la evolución de Iberia desde el Carbonífero superior hasta la actualidad: la fracturación tardi-varisca, los riftings del Pérmico al Cretácico inferior y la orogenia alpina (Cretácico superior a la actualidad). La fracturación tardi-varisca estuvo asociada a un régimen transcurrente con una compresión NE-SO. Solo hay datos de paleoesfuerzos para la etapa de rifting del Jurásico superior al Cretácico inferior y corresponden a una extensión radial para el conjunto de la Península. Durante la mayor parte del Paleógeno, la orogenia alpina tuvo asociada varios campos de esfuerzos, entre los que dominó una compresión N-S a NNE-SSO relacionada con la colisión entre Europa e Iberia. La colisión entre Europa, África y el Dominio de Alborán de la Cordillera Bética tuvo lugar desde el Neógeno hasta la actualidad e incluyó una compresión NO-SE. También existieron zonas sometidas a extensión en el borde oriental de Iberia y en el Mar de Alborán.

### ABSTRACT

Three main stages are differentiated in Iberia from the Late Carboniferous to the Present: a Late Variscan fracturing stage (Late Carboniferous), the Permian-Lower Cretaceous rifting and the Alpine orogeny (Late Cretaceous to Present). The Late Variscan fracturing stage was associated with a transcurrent regime with NE-SW compression. There are only palaeostresses data for the Upper Jurassic-Lower Cretaceous rifting stage and they correspond with a radial extension for the whole of the Iberian Peninsula. During most of the Palaeogene, the Alpine Orogeny was associated with several stress fields, although a N-S to NNE-SSW compression related with the collision between Europe and Iberia dominated. The collision between Europe, Africa and the Internal Zones of the Betic Cordillera occurred from the Neogene to the present-day, including a NW-SE compression. Regions with extensional stresses also existed in the eastern margin of Iberia and the Alboran Sea.

**Palabras clave:** Paleoesfuerzos, evolución tectónica, Península Ibérica.

**Keywords:** Palaeostresses, tectonic evolution, Iberian Peninsula.

### INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es presentar una compilación de los datos más representativos publicados sobre los paleoesfuerzos de la Península Ibérica e intentar correlacionarlos con el desarrollo de las principales estructuras. Muchos investigadores han trabajado en la determinación de paleoesfuerzos y es imposible hacerle justicia a todos en un artículo de estas características, pero las referencias a dichos autores pueden obtenerse en Jabaloy et al. (2002). Además, en el Proyecto del Mapa de Esfuerzos

Mundial que se mantiene en la Universidad de Karlsruhe (ver Mueller et al. 2000; en la página <http://www.world-stress-map.org>) se incluyen los datos de esfuerzos actuales. Estos datos permiten comprobar la importancia de las investigaciones de campo en la elaboración de los modelos de evolución geológica y paleogeográfica de una región. Hay que destacar que a *grosso modo* las determinaciones de paleoesfuerzos corroboran las predicciones que efectúa la Teoría de la Tectónica de Placas a partir de los datos de anomalías de fondo oceánico.

(\*) NOTA EDITORIAL: Enseñanza de las Ciencias de la Tierra solicitó a los autores de este trabajo una adaptación para docentes de Geología de un artículo publicado en Tectonophysics. En determinados niveles de enseñanza en los que se abordan ejemplos regionales de tectónica de placas pensamos que una información especializada de este tipo puede tener muy buena acogida. Las descripciones sobre la evolución tectónica de la Península Ibérica y la claridad de las figuras constituirán, sin duda, un valor añadido.

(1) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Campus Fuentenueva s/n, 18071 Granada (España).  
E-mail: [jabaloy@ugr.es](mailto:jabaloy@ugr.es); [jgalindo@ugr.es](mailto:jgalindo@ugr.es); [lodeiro@ugr.es](mailto:lodeiro@ugr.es)

## METODOLOGÍA

Las deformaciones de una roca no tienen una relación sencilla con los esfuerzos que aplicamos sobre ella. Únicamente en el caso de una roca isótropa se puede comprobar que los ejes principales de la deformación son paralelos a los del esfuerzo. Sin embargo, en algunos casos de rocas masivas o bien macizos rocosos afectados por tres o más familias de fracturas paralelas se puede suponer que una roca tuvo un comportamiento isótropo. En estos casos si determinamos los ejes principales del elipsoide de deformación podemos encontrar la orientación de los ejes principales del elipsoide de esfuerzos. Así, si determinamos en estas rocas la orientación de los picos de los estilolitos (que señalan el eje Z de máximo acortamiento en la roca) podemos suponer que paralelos a ellos se dispuso el eje  $\sigma_1$  de máxima compresión.

Dado que las fallas se encuentran entre las estructuras más frecuentes en muchas zonas se han desarrollado varios métodos para determinar la orientación de los paleoesfuerzos usando las orientaciones de los planos y estrías de las fallas y sus sentidos de movimiento. La mayoría de los métodos se basan en la hipótesis de Bott (1959). Este investigador americano propuso que si tenemos un plano de fractura y sobre este plano actúa un esfuerzo, cuando el plano se mueva como una falla lo hará siguiendo una dirección (estría) y un sentido de movimiento (régimen de la falla) paralela y con el mismo sentido que la componente del vector esfuerzo paralelo al plano (componente de cizalla). Con estos supuestos, Bott dedujo una ecuación que relacionaba la orientación del plano y la estría con la razón áxica del elipsoide de esfuerzos. A partir de esta ecuación se han propuesto varios métodos de cálculo que permiten solucionar el problema inverso: si tenemos varios planos de fallas con estrías y sentido de movimiento conocidos se puede estimar la orientación y razón áxica del elipsoide de esfuerzos que los generaron. Esta metodología es la que se ha usado en la mayoría de los estudios de paleoesfuerzos realizados en España. Estas determinaciones permiten comprender mejor las estructuras de un área al conocer que esfuerzos pudieron actuar en su origen, ya que se supone que los campos de esfuerzos tienen una geometría relativamente simple en comparación con las estructuras que generan.

## EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE IBERIA

La Península Ibérica está formada por rocas de edades comprendidas desde el Precámbrico al Cuaternario. Aunque hay registros locales de deformaciones pre-variscas, la mayoría de las cadenas de montañas se formaron durante las orogénias varisca y alpina. Las rocas deformadas durante la orogénia varisca forman en la actualidad el Macizo Ibérico que ocupa los sectores occidental, central y septentrional de la Península (Fig. 1). En los sectores nororiental, oriental y meridional se sitúan las principales cadenas alpinas (Fig.

1). Además, dentro del Macizo Ibérico hay relieves alpinos que afectan a las rocas paleozoicas, tales como la Cordillera Cantábrica y el Sistema Central, que se prolonga en Portugal hasta las sierras de Sintra y Arrabida, aunque éstas están formadas principalmente por rocas mesozoicas de la Cuenca Lusitana (Fig. 1).

## Orogenia Varisca

En el Macizo Ibérico se han distinguido varias zonas según sus características estratigráficas, petrológicas y la evolución de las deformaciones. Las Zonas Cantábrica y Sudportuguesa constituyen las zonas externas del orógeno varisco. Las otras zonas tienen características típicas de las zonas internas de un orógeno con deformaciones dúctiles, una considerable actividad plutónica y a veces un metamorfismo muy intenso. En las zonas internas del orógeno varisco se desarrollaron pliegues con foliación de plano axial y zonas de cizalla durante las etapas principales de la deformación, mientras que en las etapas más tardías las deformaciones fueron esencialmente frágiles (Fig. 2), siendo especialmente importante la etapa de fracturación del Carbonífero superior al Pérmico inferior (320 a 260 M.a.) conocida como "fracturación tardi-varisca" (Arthaud y Matte, 1977).

Se han determinado algunos paleoesfuerzos mediante análisis de microfallas relacionados con la fracturación tardi-varisca que indican una compresión NE-SO y una extensión perpendicular (Fig. 2). En el Pérmico inferior (290 a 260 M.a.) hubo una importante actividad volcánica y subvolcánica en el centro de la Península. Las fracturas asociadas a esta actividad sugieren una deformación extensional NNE-SSO a NNO-SSE en esta región. Sin embargo, en el Suroeste de la Península continuaron las deformaciones transcurrentes con un  $s_1$  de dirección NE-SO.

## El rifting del Pérmico superior al Cretácico inferior

Desde el Pérmico superior hasta el Cretácico inferior (260 a 95 M.a.), el supercontinente de Pangea se dividió en varios fragmentos debido a varios episodios de rifting continental. En esta etapa, el Macizo Ibérico quedó diferenciado como un elemento continental independiente rodeado de cuencas marinas y separado de Europa, África y Norteamérica. El rifting se produjo esencialmente en tres momentos: a) Pérmico superior-Triásico (260 a 205 M.a.), b) Jurásico inferior-medio (180 a 152 M.a.) y c) Jurásico superior-Cretácico inferior (152 a 95 M.a.).

El primer episodio de rifting (Pérmico superior-Triásico; 260 a 205 M.a.) produjo cuencas alargadas en dirección NE-SO a E-O, relacionadas con grabens y rellenas de depósitos continentales (Fig. 3). Uno de estos grabens estuvo situado en la posición actual de la Cordillera Ibérica. Se ha propuesto la existencia de otro rift en el borde septen-

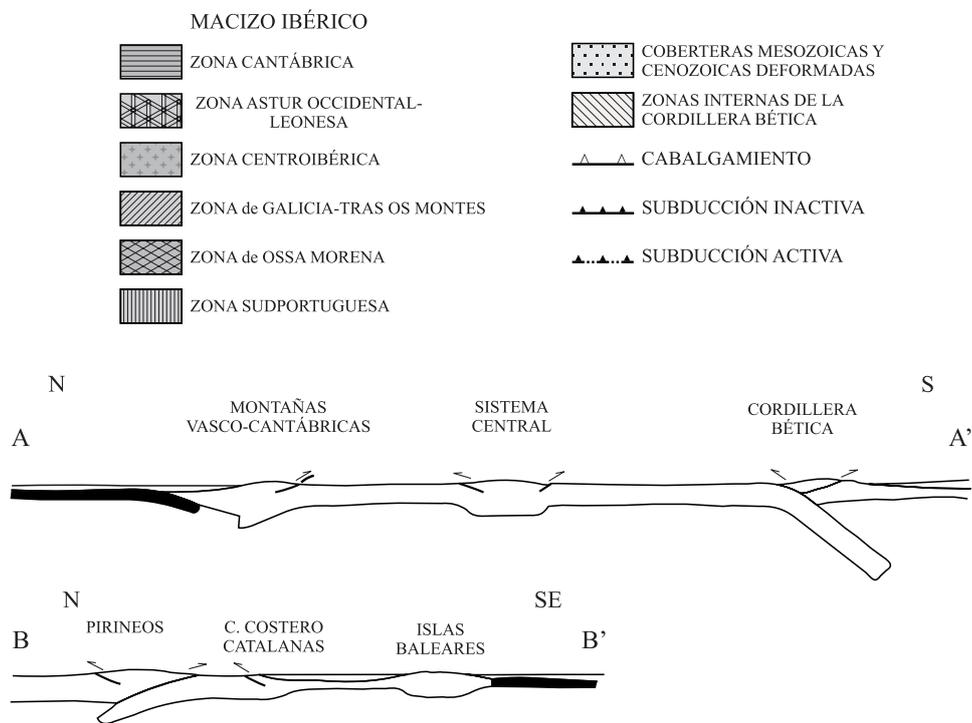
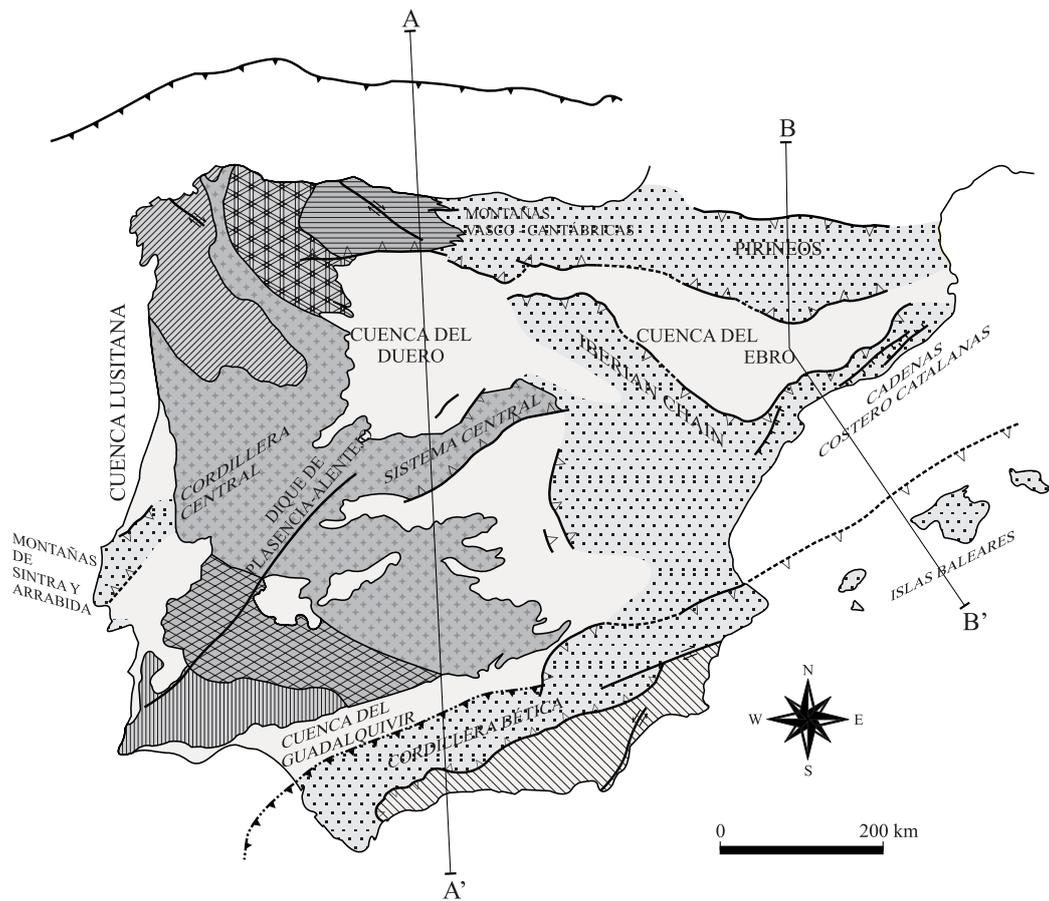


Figura 1. Esquema geológico y cortes de Iberia. Los sombreados grises oscuros indican las rocas del Macizo Ibérico. El sombreado gris claro indica las cadenas alpinas desarrolladas en las coberturas mesozoicas y cenozoicas del Macizo Ibérico y del Dominio de Alborán de la Cordillera Bética. En ambos cortes, el sombreado negro corresponde a corteza oceánica y el blanco a corteza continental.

trional de la Península, coincidiendo con la posición actual del margen norte de la península y los Pirineos. En toda Iberia, excepto en algunos sectores de la Cordillera Bética, no hay grandes varia-

ciones en el espesor de las rocas Jurasicas post-Hettangienses (201 M.a.) por lo que estas rocas debieron de depositarse con posterioridad a este episodio de rifting.

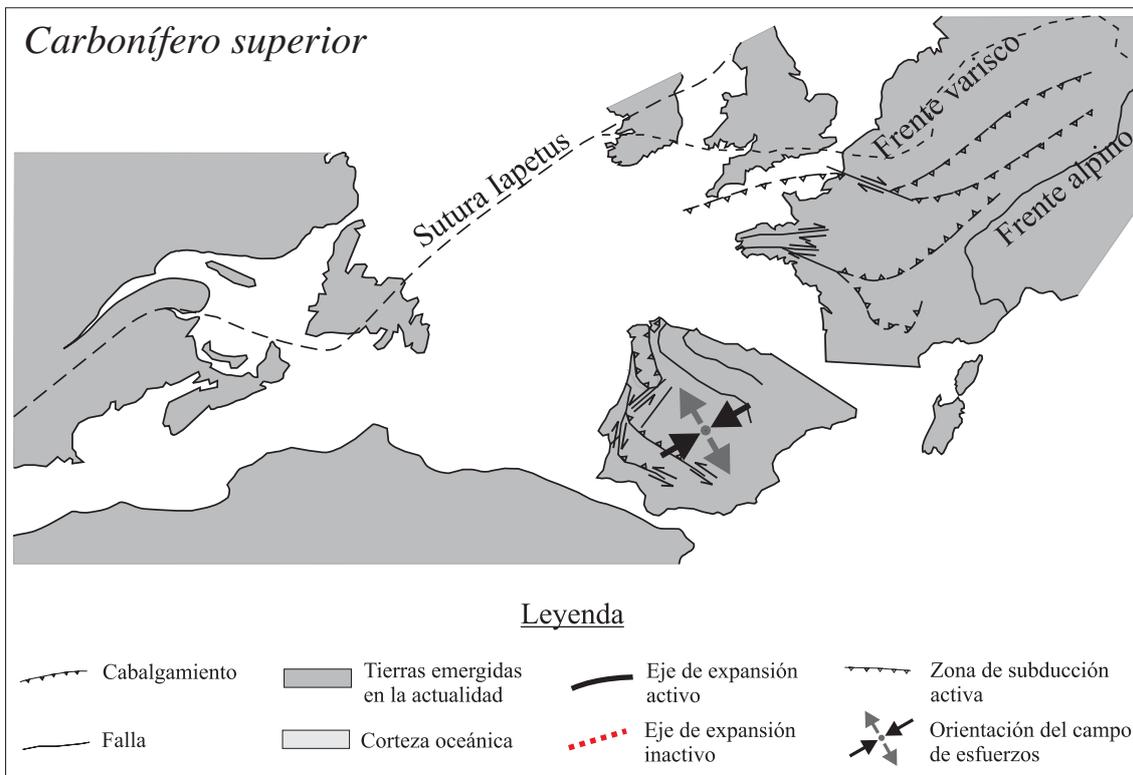


Figura 2. Reconstrucción tectónica de la evolución de la Península Ibérica durante el Carbonífero superior (310 a 290 M.a.).

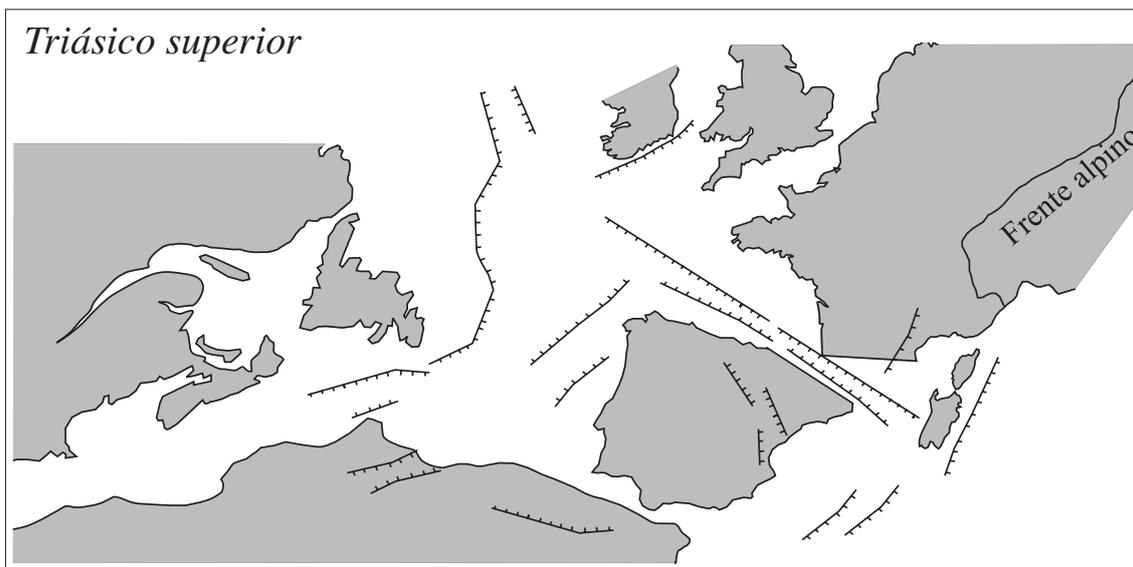


Figura 3. Reconstrucción tectónica de la evolución de la Península Ibérica durante el Triásico superior (230 a 205 M.a.). Leyenda en Figuras 2 y 11.

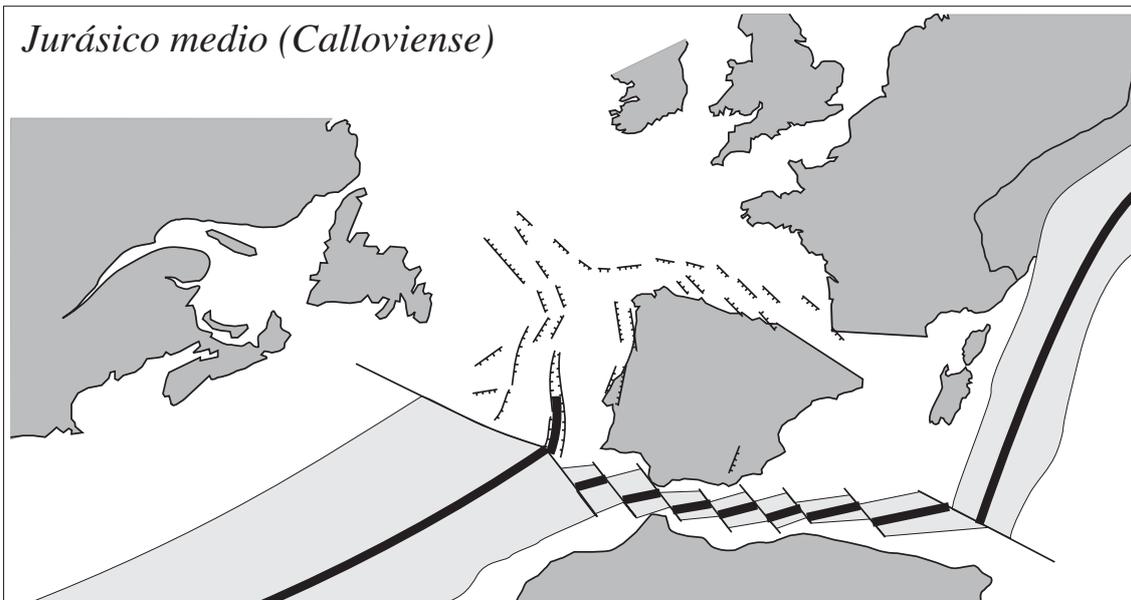


Figura 4. Reconstrucción tectónica de la evolución de la Península Ibérica durante el Jurásico medio (Calloviense; 159 a 152 M.a.). Leyenda en Figuras 2 y 11.

El episodio de rifting del Jurásico inferior y medio (180 a 152 M.a.) fragmentó el supercontinente de Pangea en dos continentes: Laurasia y Gondwana separados por el océano del Tetis. Durante este episodio, la Península formó parte de Laurasia. En Iberia, este episodio quedó reflejado en el Dominio Subibérico de la Cordillera Bética con una etapa de rifting que se inició en el Pliensbachiense inferior (180 M.a.). Como resultado, el océano del Tetis se extendió hacia el oeste y se generó el margen meridional de Iberia (Fig. 4). La expansión posterior del fondo oceánico produjo la corteza oceánica del Atlántico central, que originó un desplazamiento transtensivo-

nal izquierdo de Gondwana con respecto a Laurasia durante el Jurásico superior y Cretácico inferior (152 a 95 M.a.). Al final del Cretácico, existían cerca de 200 km de separación entre Gondwana (África) e Iberia.

El episodio de rifting del Jurásico superior-Cretácico inferior (152 a 95 M.a.) produjo la separación de Iberia de Norteamérica y Europa, y desarrolló los márgenes occidental y septentrional de Iberia (Fig.5). El inicio de este episodio está marcado probablemente por la intrusión del Dique basáltico de Plasencia-Alentejo (Fig. 1). En el Jurásico superior (152 a 135 M.a.) se formaron un conjunto de gra-

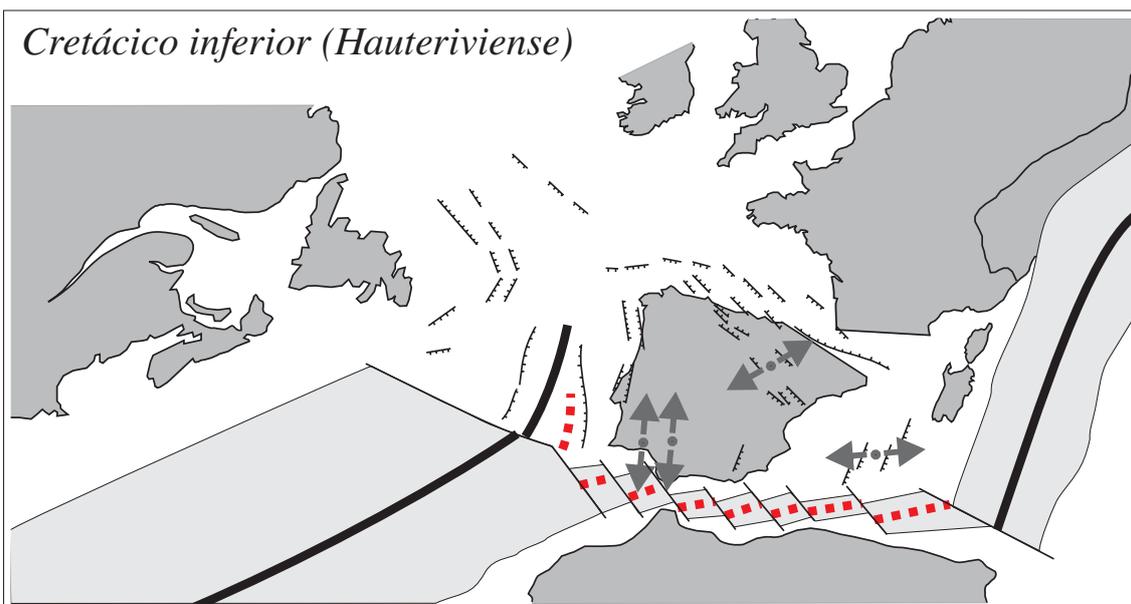


Figura 5. Reconstrucción tectónica de la evolución de la Península Ibérica durante el Cretácico inferior (Hauteriviense; 120 a 110 M.a.). Leyenda en Figuras 2 y 11.

bens separando la actual costa occidental de Terra-nova y otro conjunto aproximadamente perpendicular al anterior que separó la actual costa cantábrica de la Bretaña Francesa y que se prolongaba por los actuales Pirineos (Fig. 5). Este proceso de rifting también formó un sistema de grabens en la actual Cordillera Ibérica y afectó al Dominio Sudibérico de la Cordillera Bética. En estos dos últimos casos, el proceso de rotura continental se interrumpió y no hay evidencias de que llegara a formarse corteza oceánica.

Al final del Aptiense (107 M.a.), el rifting finalizó en los márgenes occidental y septentrional de la Península y comenzó la expansión del fondo oceánico del Atlántico norte y del Golfo de Vizcaya. Esta expansión produjo la rotación de Iberia respecto a Europa. También a finales del Aptiense, finalizó el rifting en la Cordillera Ibérica y en gran parte de la Cordillera Bética.

Los datos de paleoesfuerzos que se han relacionado con esta etapa de la evolución de la Península son escasos y bastante incompletos. Las direcciones principales de las cuencas de rift proporcionan algunas indicaciones de las direcciones de extensión en las dos primeras etapas de rifting. Por el contrario, si se han determinado algunos paleoesfuerzos asociados a la última etapa de rifting (Jurásico superior-Cretácico inferior; 152 a 95 M.a.). En la Cordillera Ibérica, las diaclasas tensionales indican direcciones de  $s_3$  que varían entre N-S a ENE-OSO, con un máximo NE-SO. Estas direcciones están de acuerdo con las deducidas a través de las orientaciones de las fallas normales sin-sedimentarias. En la Cordillera Bética, las orientaciones de las fallas normales sin-sedimentarias indican direcciones de extensión

ONO-ESE. En el margen occidental de la Península se han determinado paleoesfuerzos asociados a esta etapa de rifting que indican también un contexto extensional con un eje  $s_3$  orientado entre ENE-OSO y ESE-ONO. Sin embargo, las determinaciones en el Algarve y la cuenca del Guadalquivir indican una extensión de dirección NNO-SSE (Fig. 5).

### La orogenia alpina y las extensiones asociadas

La tercera etapa mayor de la evolución de Iberia corresponde a la convergencia entre Europa, Iberia y África, que también involucró al Dominio de Alborán de la Cordillera Bética. En Iberia, las deformaciones compresivas se iniciaron en el Cretácico superior-Paleógeno (95 a 23 M.a.) con la colisión entre Iberia y Europa y fue seguida por la colisión entre Iberia, África y las el Dominio de Alborán durante el Neógeno (23 a 1.6 M.a.).

#### La colisión de Iberia con Europa

La colisión entre Iberia y Europa produjo deformaciones compresivas que comenzaron en la parte septentrional de la Península iniciándose la formación de los Pirineos y la subducción de parte de la corteza oceánica del Golfo de Vizcaya. Estas deformaciones se propagaron más tarde hacia el interior de la Península para producir las Cadenas Costero Catalanas y la Cordillera Ibérica. La subducción de la corteza oceánica en el Golfo de Vizcaya estuvo activa durante todo el Paleoceno (65 a 53 M.a.), al finalizar la subducción las deformaciones compresivas migraron hacia el sur iniciando el desarrollo de la Cordillera Cantábrica (Fig. 6).

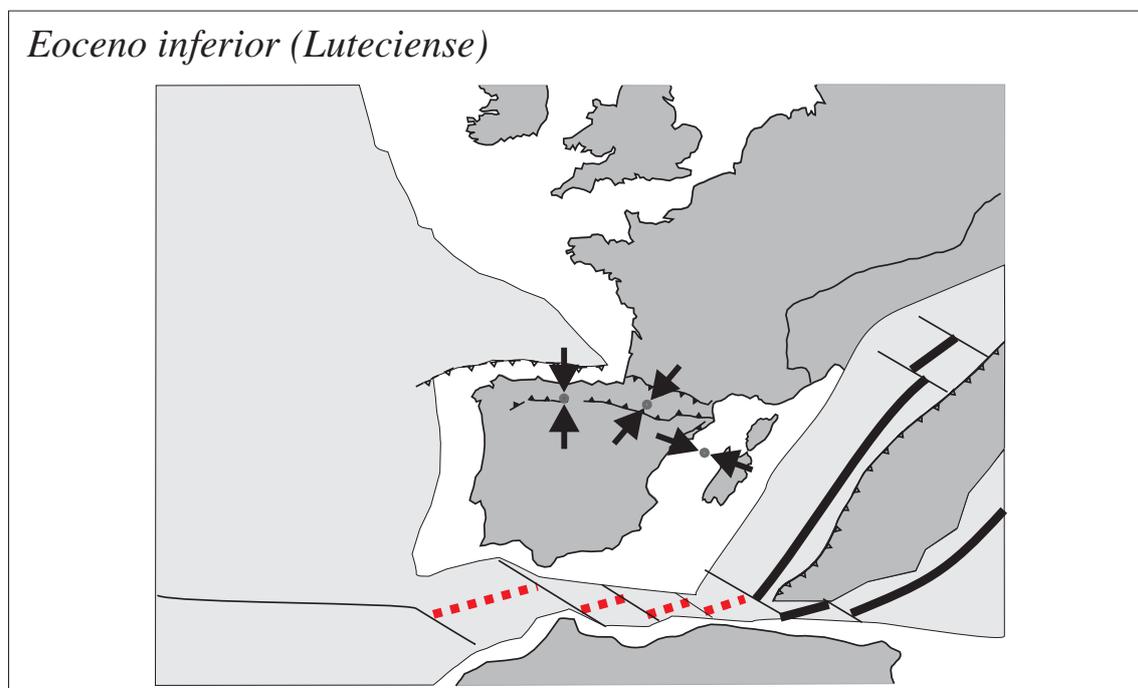


Figura 6. Reconstrucción tectónica de la evolución de la Península Ibérica durante el Eoceno inferior (Luteciense; 45 a 39 M.a.). Leyenda en Figuras 2 y 11.

La compresión en los Pirineos empezó en el Campaniense-Maastrichtiense (83 a 65 M.a.). Estas deformaciones se propagaron hacia el sur y comenzaron a afectar al NE las Cadenas Costero Catalanas y la Cordillera Ibérica (Fig.6). Las deformaciones compresivas estuvieron activas en todo el norte y nordeste peninsular hasta el inicio del Oligoceno (36 M.a.). En el Oligoceno superior (27 a 23 M.a.), la mayor parte de estas deformaciones compresivas terminaron en el sector central y oriental de la Cordillera Ibérica (Fig. 7).

Recientemente, Liesa (2000) ha revisado los datos de paleoesfuerzos del noreste peninsular y ha propuesto que habría una compresión NE-SO que sería previa al Oligoceno superior (antes de los 27 M.a.) y posterior a esta habría una compresión NNE-SSO, que estaría activa desde el Oligoceno superior a la actualidad (27 M.a. a la actualidad). La compresión NE-SO se ha denominado “Campo Ibérico” y se ha determinado en todo el noreste peninsular, no solo en Pirineos sino también en la Cordillera Ibérica, Cadenas Costero Catalanas y sector central de la Península. Además, en la Cordillera Ibérica se reconoce una compresión ESE-ONO previa a la compresión NE-SO.

Los paleoesfuerzos determinados en los Pirineos centrales tienen una gran dispersión, aunque los más abundantes tienen un  $s_1$  horizontal con direcciones NNE-SSO a NE-SO. El análisis de las microfallas en la Cordillera Ibérica muestra que la etapa de compresión principal (“Campo Ibérico”) estuvo asociada a un  $s_1$  NE-SO. Sin embargo, se han determinado paleoesfuerzos previos que consisten en esfuerzos compresivos de dirección ESE-ONO. A la etapa principal de compresión NE-SO le sucedió una compresión con direcciones variables entre NNO-SSE y NE-SO. Esta última etapa de compresión pudo afectar

también a parte del sector oriental del Dominio Sudibérico de la Cordillera Bética.

No se han identificado estructuras mayores activas durante este periodo en el sector central de la Península. Sin embargo, las microestructuras frágiles indican la existencia en este sector de una compresión durante el Oligoceno (36 a 23 M.a.) con un  $s_1$  horizontal de dirección N55°E.

En la Cordillera Cantábrica, se originaron los cabalgamientos que alcanzaron su máximo desplazamiento durante el Oligoceno inferior (36 a 27 M.a.) (Fig. 7), aunque continuaron activos hasta el Mioceno inferior (23 a 16 M.a.). El análisis de estilolitos muestra una compresión con un  $s_1$  N-S y horizontal. En el sector occidental de estas montañas, las microfallas indican también una compresión N-S horizontal asociada a los cabalgamientos frontales sobre la Cuenca del Duero. En el noroeste de la Península se observan fallas de salto en dirección dexas que fueron activas durante el Oligoceno superior-Mioceno (27 a 5.3 M.a.) y que también están asociadas a un  $s_1$  horizontal de dirección N-S a NNO-SSE. Todas estos paleoesfuerzos pueden asociarse con el estado más tardío de compresiones NNO-SSE a NNE-SSO que quedó registrado en el sector noreste y central de la Península (Figs. 6 y 7).

Mientras que el sector norte y central de Iberia sufría una compresión NE-SO y después una compresión casi N-S, el campo de esfuerzos determinado en el margen occidental de la Península tenía características de salto en dirección con  $s_2$  vertical y  $s_1$  y  $s_3$  orientados respectivamente en direcciones N-S y E-O hasta el Eoceno superior. En el Oligoceno-Mioceno inferior (36 a 16 M.a.) la compresión giró hasta direcciones NO-SE con una extensión perpendicular asociada.

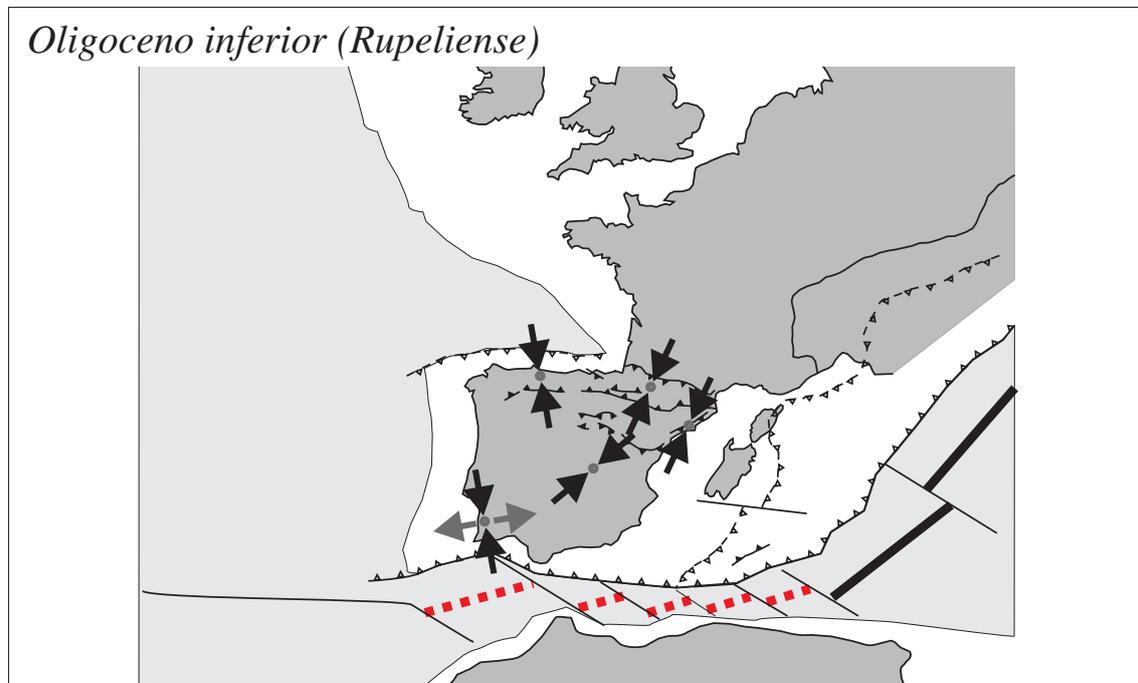


Figura 7. Reconstrucción tectónica de la evolución de la Península Ibérica durante el Oligoceno inferior (Rupeliense; 36 a 27 M.a.). Leyenda en Figuras 2 y 11.

*El inicio de la extensión en el nordeste peninsular y la colisión entre Iberia, África y el Dominio de Alborán*

Durante el Neógeno (23 a 1.6 M.a.), la colisión entre el Dominio de Alborán con el margen sudeste de la Península dio lugar a deformaciones compresivas en el sur y centro de Iberia que produjeron la Cordillera Bética, el Sistema Central y las sierras de Arrabida y Sintra en Portugal. Sin embargo, también tuvieron lugar importantes deformaciones extensionales durante este periodo de tiempo.

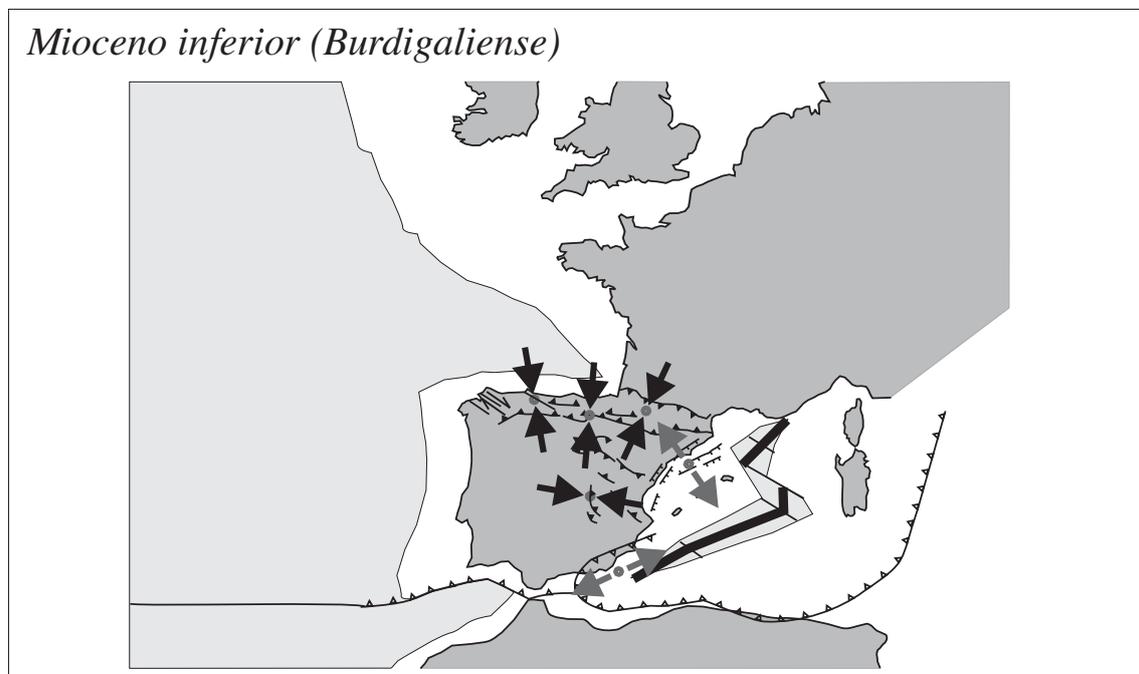
Durante el Mioceno inferior (23 a 16 M.a.) (Fig. 8), las deformaciones compresivas afectaron prácticamente a la totalidad de la Península, aunque en su sector nordeste comenzó un régimen extensional debido a la propagación hacia el sur del rifting que afectó a Europa occidental y especialmente al rifting del Golfo de León y el Languedoc, que dio lugar a la separación y rotación del bloque de Córcega y Cerdeña. Las estructuras compresivas de las Cadenas Costero Catalanas permanecieron inactivas durante el Oligoceno superior (27 a 23 M.a.), y ya en el Mioceno basal (23 M.a.) comenzó la extensión en el Golfo de Valencia (Fig.8). Sin embargo, en otras regiones del norte de la Península, las deformaciones en acortamiento continuaron, tales como los cabalgamientos en el noroeste de las cordilleras Ibérica y Cantábrica.

En el Mioceno inferior (27 a 23 M.a.), también comenzó la colisión entre el Dominio de Alborán y el margen sur de Iberia que dio lugar a la Cordillera Bética (Fig. 8). Esta colisión fue acompañada por una subducción, en la que la corteza oceánica del Atlántico y la corteza conti-

ental del Macizo Ibérico se situaron bajo el Dominio de Alborán (Fig. 1).

El Dominio de Alborán de la Cordillera Bética había sufrido previamente una evolución independiente respecto a Iberia, en una posición que muchos autores sitúan al sur del Bloque Corso-Sardo, cuando este estaba todavía unido a Europa. Las rocas de este dominio sufrieron varias fases de deformaciones compresivas y de metamorfismo antes del Aquitaniense dando lugar a varios complejos metamórficos. En el Aquitaniense (23 a 19 M.a.), tras el final de las etapas compresivas, estos complejos metamórficos sufrieron una fase de deformación extensional y se produjo una amplia cuenca sedimentaria (antiguo Mar de Alborán). La etapa principal de la colisión ocurrió durante el Burdigaliense (19 a 16 M.a.) (Fig. 8). Más tarde, las deformaciones en acortamiento migraron hacia el Dominio Sudibérico, donde hubo cabalgamientos activos hasta el Tortoniense medio (8 Ma.) (Figs. 9 y 10). Simultáneamente, el Dominio de Alborán sufrió una extensión de dirección ENE-OSO, perpendicular al acortamiento regional, que produjo fallas normales de bajo ángulo y despegues extensionales (Figs. 9 y 10).

En el Mioceno medio (16 a 11 M.a.), la mayor parte de las deformaciones en contracción cesaron en el norte de la Península y sólo algunos cabalgamientos continuaron activos en la Cordillera Cantábrica y en el noroeste de la Cordillera Ibérica. Sin embargo, las deformaciones en el centro de la Península fueron bastante importantes, produciéndose las montañas del Sistema Central y del sur de Portugal (Fig. 9).



*Figura 8. Reconstrucción tectónica de la evolución de la Península Ibérica durante el Mioceno inferior (Burdigaliense; 19 a 16 M.a.). Leyenda en Figuras 2 y 11.*

### *Mioceno medio (Langhiense)*



Figura 9. Reconstrucción tectónica de la evolución de la Península Ibérica durante el Mioceno medio (Langhiense; 16 a 15 M.a.). Leyenda en Figuras 2 y 11.

### *Mioceno superior (Tortonense)*

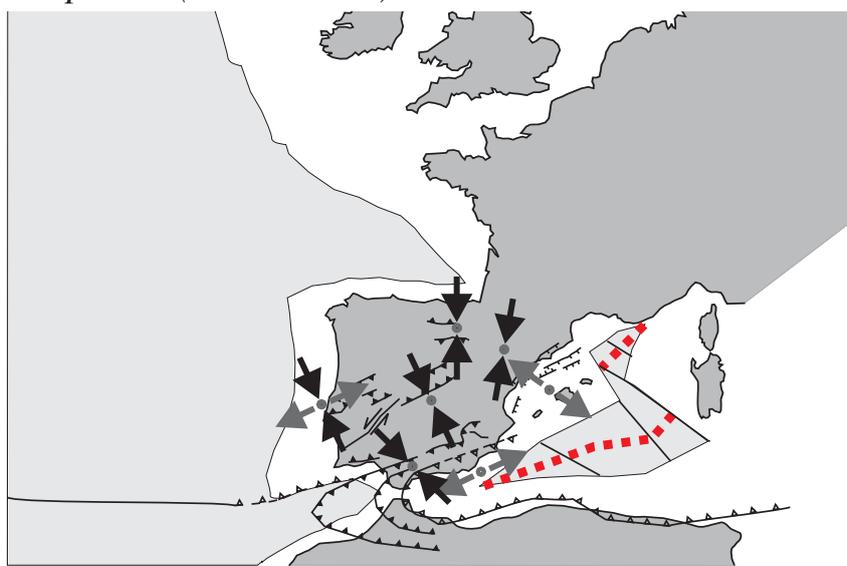


Figura 10. Reconstrucción tectónica de la evolución de la Península Ibérica durante el Mioceno superior (Tortonense; 11 a 6 M.a.). Leyenda en Figuras 2 y 11.

#### *Actualidad*

En la actualidad, Iberia está soldada a Europa en los Pirineos y la subducción de la corteza oceánica del Golfo de Vizcaya bajo Iberia parece inactiva. Sin embargo, en el sur de la Península, la subducción de la corteza continental del Macizo Ibérico y oceánica del Atlántico central se mantiene activa en el frente de la Cordillera Bética y en el Golfo de Cádiz, dando lugar a una sismicidad intermedia (Fig. 11).

Los campos de paleoesfuerzos que hemos comentado anteriormente sufrieron varios cambios en torno al final del Oligoceno y en el Mioceno inferior (27 a 16 M.a.). En los bordes Oeste y sudoeste de la Cordillera Ibérica, la principal fase de deformación fue más joven (Oligoceno superior a Mioceno inferior; 27 a 16 M.a.) que en el resto de la cadena. Durante esta compresión  $s_1$  tenía una dirección media ESE-ONO.

Otro cambio importante fue el inicio de la extensión en el sector oriental de la Cordillera Ibérica y en las Cadenas Costero Catalanas, donde se formó el Golfo de Valencia. La edad de inicio de la extensión está sujeta a discusión y algunos autores proponen que empezó en el tránsito Oligoceno-Mioceno (23 M.a.) mientras que otros proponen una edad más joven (Mioceno medio; 19 a 11 M.a.). Esta extensión se caracterizó por tener un  $s_3$  horizontal de dirección ONO-ESE.

En el Mioceno inferior y medio (23 a 11 M.a.) se produjeron las principales fases de deformación en el Dominio Sudibérico de la Cordillera Bética. En el sector norte del Dominio Sudibérico, la mayoría de los elipsoides de esfuerzo son triaxiales a prolatos con un eje  $s_1$  subhorizontal y de dirección NO-SE. Sin embargo, en el Dominio de Alborán los elipsoides indican una extensión OSO-ENE.

En el centro de la Península, los análisis de microfallas muestran que esta compresión del Mioceno inferior y medio (23 a 11 M.a.) tuvo una dirección media N150°E ("Fase Guadarrama") aunque localmente hubo direcciones N-S (Fig. 2). En el centro y sur de Portugal, las estructuras frágiles también indican un eje  $s_1$  NO-SE, aunque en este caso  $s_3$  también es horizontal.

Durante el Tortonense (11 a 6 M.a.), sólo algunos cabalgamientos del norte de la Península permanecieron activos asociados a una compresión N-S a NNE-SSO. Sin embargo en algunos sectores orientales de la Cordillera Ibérica se han descrito direcciones de compresión ENE-OSO (Fig. 10).

Durante el Plioceno (6 a 1.6 M.a.), la mayoría de los cabalgamientos de la Península dejaron de ser activos. Las estructuras activas durante el Cuaternario (1.6 M.a.) y la actualidad son mayoritariamente fallas de salto en dirección y fallas normales (Fig. 11), tales como las fallas del sector oriental y central de la Cordillera Bética y del Golfo de Valencia. También hay que destacar las estructuras tardi-variscas y jurásicas reactivadas en Portugal.

En la Cordillera Bética, la mayor parte de los autores indican que existió una etapa de extensión desde el Tortonense al Cuaternario inferior (11 a 1 M.a.). Sin embargo, en la parte norte del Dominio Sudibérico hubo claras deformaciones en acortamiento durante el Tortonense inferior y medio (11 a 8 M.a.) (Fig. 10) que originaron importantes sistemas de cabalgamiento. Las microestructuras indican que la compresión tenía una dirección NO-SE. Durante el Tortonense, la extensión estuvo restringida al Dominio de Alborán esencialmente y en algunas áreas fue radial con elipsoides prolatos con eje  $s_1$  vertical. En otras áreas, la extensión comenzó con una dirección N-S y luego rotó hacia direcciones E-O. Desde el Cuaternario inferior a la actualidad, el sureste de la Península ha sufrido una compresión con una dirección aproximada N-S.

El campo de esfuerzos actual se ha determinado esencialmente a partir de datos sísmicos y paleoesfuerzos recientes. La mayor parte de centro y oeste de Iberia está sufriendo una compresión NO-SE (Fig. 11).

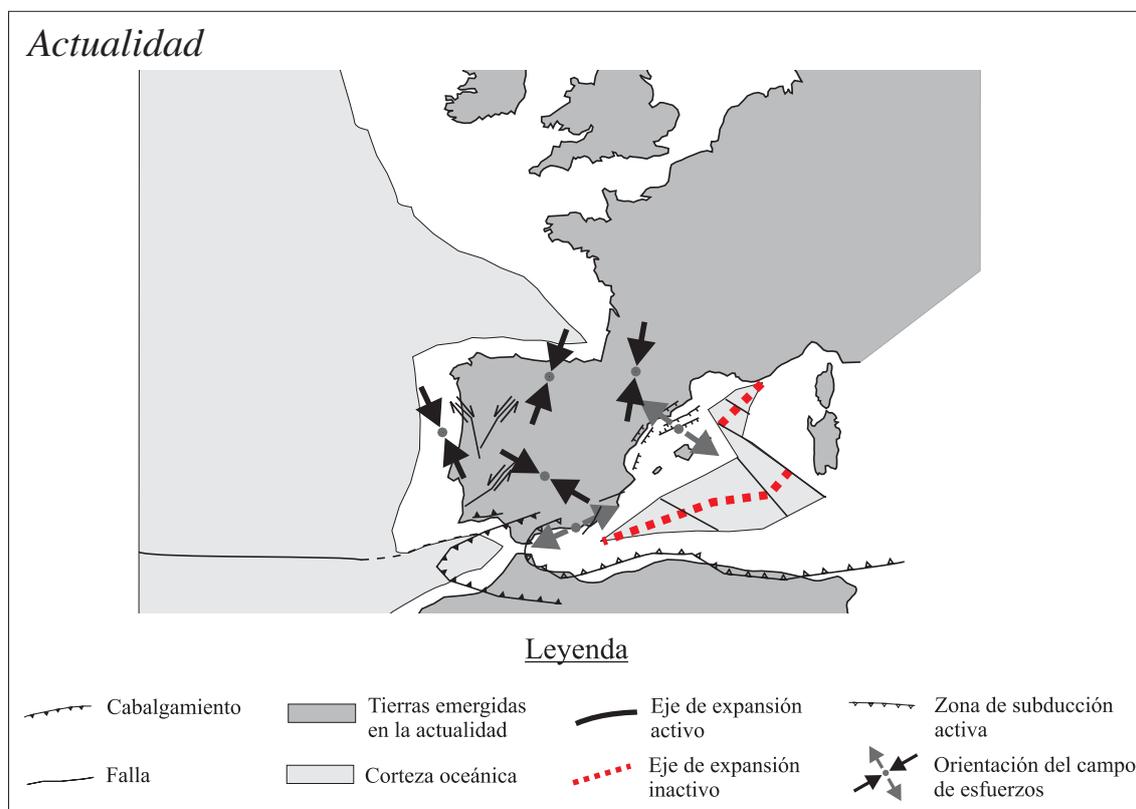


Figura 11. Esquema tectónico de la Península Ibérica en la actualidad.

Las orientaciones de  $s_1$  definen un arco, desde direcciones NNO-SSE en el norte de la Península a direcciones ONO-ESE en el sur del Macizo Ibérico. Esta compresión puede explicar la mayoría de los datos de paleoesfuerzos. Sin embargo, algunas microfallas y terremotos pueden explicarse por un campo compresivo NE-SO, que se ha interpretado como el producto de una permutación en los ejes del esfuerzo de la compresión principal. Los Pirineos y las áreas cercanas están sufriendo, a grandes rasgos, una compresión NE-SO, aunque hay una gran variación y dispersión en las orientaciones de  $s_1$ .

La mayor parte del sector oriental de la Península está sometida a una deformación extensional. Mientras que en las Cadenas Costero Catalanas y en el Golfo de Valencia, la extensión tiene una dirección media ESE-ONO, en la Cordillera Bética predomina una extensión OSO-ENE a radial (Fig. 11).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La primera de las etapas de evolución de Iberia considerada aquí corresponde al final de la orogenia varisca. El arco descrito por las estructuras variscas fue apretándose durante el Estefaniense (300 a 290 M.a.), como quedó registrado en la evolución de los sistemas de cabalgamientos asturianos. La dirección del máximo acortamiento relacionado con este arco es NE-SO, paralelo a las direcciones de  $s_1$  determinadas en el centro y Sur del Macizo Ibérico. La máxima elongación es perpendicular a la compresión, y a su vez es paralela a la dirección de  $s_3$  (Fig. 2). Podemos asumir que estos paleoesfuerzos estaban relacionados con el cierre del arco.

Los datos del Pérmico inferior (290 a 260 M.a.) son escasos, pero parecen indicar que en el centro del Macizo Ibérico se experimentó una extensión de dirección casi N-S, mientras que en el sur del Macizo Ibérico hubo deformaciones transcurrentes con un eje  $s_1$  NE-SO.

Los primeros datos de paleoesfuerzos disponibles para el conjunto de la Península Ibérica pertenecen a la tercera etapa de rifting (Jurásico superior-Cretácico inferior; 152 a 95 M.a.). Estos datos indican que la Península estaba sujeta a extensión con  $s_3$  horizontales, pero con orientaciones variables. La extensión fue perpendicular a la dirección del rifting en el oeste y sudoeste de Iberia, con una dirección NE-SO en el rift localizado en la posición actual de la Cordillera Ibérica, y aproximadamente ONO-ESE en la Cordillera Bética. Estos datos indican una extensión casi radial en el interior de Iberia (Fig. 5).

La Península Ibérica se deformó completamente como respuesta a la orogenia alpina, que afectó incluso al Macizo Ibérico donde hay cabalgamientos y fallas de salto en dirección alpinas. La deformación durante la colisión de Iberia con Europa produjo la subducción de corteza oceánica y continental en el margen Norte de la Península (Figs. 1 y 6). Los paleoesfuerzos relacionados con la colisión afectaron a todo el Norte de Iberia. Durante el Paleógeno (65 a 36 M.a.), las direcciones de los paleoesfuerzos muestran una distribución radial que converge hacia

el centro de la Península. Las distintas orientaciones del eje  $s_1$  varían desde NNE-SSO a NE-SO en los Pirineos y NNO-SSE en la Cordillera Cantábrica y Portugal. La compresión NNO-SSE afectó a Portugal desde el Paleógeno (65 a 36 M.a.) a la actualidad excepto durante el Oligoceno y también afectó al Norte de Iberia. Esta última compresión se podría relacionar con el empuje de la Dorsal Noratlántica, que también se considera como el origen del campo compresivo NO-SE actual que afecta a Europa occidental.

Sin embargo, la parte oriental de Iberia también estuvo sometida a un campo compresivo con una dirección aproximada E-O. Este esfuerzo compresivo puede relacionarse con el efecto de la convergencia entre Apulia y Europa que originó los Alpes. De hecho, antes de la rotación de Córcega y Cerdeña, este bloque estaba localizado cerca de la actual costa de Iberia junto a las Cadenas Costero Catalanas, que fueron deformadas al mismo tiempo que la Córcega Alpina.

La segunda etapa de la orogenia alpina corresponde a la colisión del Dominio de Alborán de la Cordillera Bética con Iberia. Al mismo tiempo, tuvo lugar la convergencia entre Iberia y África con una dirección NO-SE. Esta dirección pudo reforzar el empuje NO-SE de la Dorsal Noratlántica. El Sur y el centro de la Península se deformaron en esta compresión NO-SE durante el Neógeno (23 a 1.6 M.a.) (Figs. 8, 9 y 10). Sin embargo, la apertura del Mediterráneo occidental dio lugar a unos esfuerzos extensionales en el este de Iberia y en el Mar de Alborán. En este último caso, la subducción de la corteza atlántica y del Macizo Ibérico bajo el Dominio de Alborán de la Cordillera Bética parece tener una dirección de convergencia E-O aproximadamente. La extensión durante el Neógeno (23 a 1.6 M.a.) tuvo lugar esencialmente en la placa superior con una dirección aproximada OSO-ENE, subparalela a la dirección de convergencia en la zona de subducción y perpendicular a la dirección de convergencia entre África y Europa. En la actualidad, la compresión NO-SE tiene una distribución curvada en el Macizo Ibérico para las direcciones del eje  $s_1$  que podría reflejar esencialmente las estructuras arqueadas variscas (Fig. 11).

## BIBLIOGRAFÍA

- Arthaud, F. y Matte, Ph. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and Northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Bulletin of the Geological Society of America*, 88, 1305-1320.
- Bott, M.H.P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96, 109-117.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A., (1993). Stress and paleostress in Betic-Rif cordilleras (Miocene to present-day). *Tectonophysics* 227, 105-126.
- Herraiz, M.; de Vicente, G.; Giner, J.L., Rodríguez-Pascua, M., Rincón, P., Lindo, R., Vadillo, O.,

Cabañas, L., Cicuéndez, J.I., Simón, J.L., Casas, A., Cortés, A., González-Casado, J.M., Rodríguez, C. y Camacho, A., (1998). Proyecto SIGMA, Análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual en la Península Ibérica. *Consejo de Seguridad Nuclear, Madrid*.

Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. y González-Lodeiro, F., (2002). Palaeostress evolution of the Iberian Peninsula (Late Carboniferous to present-day). *Tectonophysics*, J. Struct. Geol. 357, 159-186.

Lepvrier, C. y Mougenot, D., (1984). Déformations cassantes et champs de contrainte posthercy-

niens dans l'Ouest de l'Ibérie (Portugal). *Revue de Géologie dynamique et de géographie physique*. 25, 291-305.

Liesa, C.L. (2000). Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE Peninsular. Ph.D. Thesis, Univ. Zaragoza, Spain.

Mueller, B., Reinecker, J., Heidbach, O. y Fuchs, K. (2000). The 2000 release of the World Stress Map (disponible online en [www.world-stress-map.org](http://www.world-stress-map.org)). ■