

LA PROLONGACIÓN HACIA EL SUR DE LAS FOSAS Y DESGARRES DEL NORTE Y CENTRO DE EUROPA: UNA PROPUESTA DE INTERPRETACIÓN

C.Sanz de Galdeano (1)

(1) Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. C.S.I.C. - Univ. Granada. Facultad de Ciencias. 18071 Granada.

RESUMEN

Es bien conocida la existencia de un conjunto de fosas y desgarres que desde el Norte de Europa llega al Mediterráneo Occidental. Igual sucede en el NW de África, así las fallas del Atlas y la línea Sud-Atlásica, que se prolongan hacia las Canarias. Estas fallas no estaban conectadas a principios del Mesozoico teniendo incluso direcciones muy diferentes originalmente. La evolución de Europa y África (y del Mediterráneo Occidental) a lo largo del Secundario y Terciario propició la actual continuidad. Así las fosas del Rin y Ródano, durante el Mioceno inferior-Oligoceno se propagaron hacia el sur y se abrió la cuenca Argelo-Provenzal y las fosas y fallas del borde E de la Península Ibérica. Sin embargo el movimiento hacia el W de las Zonas Internas del ámbito Bético-Rifeño impidió su continuación más al sur. Al bloquearse en el Tortoniense este movimiento, fue cuando las fallas del borde E Ibérico pudieron prolongarse y se logró la conexión con las fracturas del Atlas ya situadas en su continuación geométrica desde el Eoceno-Oligoceno.

Palabras clave: Fosas y fallas de desgarre, fallas litosféricas, Europa, Mediterráneo occidental, Atlas.

ABSTRACT

A set of grabens and strike slip faults is known to run from the Northern Europe to the Western Mediterranean. A similar situation occurs in NW Africa, especially with the Atlas faults and the South-Atlas line, which are prolonged to the Canary Islands. These faults were not linked at the beginning of the Mesozoic, showing originally different directions and significances. The evolution of Europe and Africa (and the Western Mediterranean area) throughout the Mesozoic and Cainozoic eras produced the present continuity. So, during the Oligocene and the Lower Miocene, the Rhine and Rhone grabens propagated towards the South. Then, the Algero-Provençal Basin, and the grabens and the faults along the E edge of the Iberian Peninsula were opened up. The movement towards the W of the Internal Zones in the Betic-Rif Domain hindered any continuation farther south. As this movement was blocked in the Tortonian, it was then that the faults along the E Iberian boundary were able to extend and reached the connection with the Atlas fractures which has already been situated along the geometric prolongation since the Eocene-Oligocene.

Key words: Grabens and strike-slip faults, lithospheric faults, Europe, Western Mediterranean, Atlas.

Sanz de Galdeano, C. (1990): La prolongación hacia el sur de las fosas y desgarres del norte y centro de Europa: Una propuesta de interpretación. *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 231-241.

Sanz de Galdeano, C. (1990): The southward extension of the North and Central European Grabens and strike-slip faults: An attempt of interpretation. *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 231-241.

1. INTRODUCCIÓN

Son numerosos los estudios recientes que tratan sobre las fosas y fallas de desgarre que existen en el Norte de Europa, en el mar del Norte, (Ziegler, 1987) y que

alcanzan en la Europa Central a las fosas del Rin y Ródano (Ahorner, 1975). Otros estudios tratan de la conexión de las fosas del NE de la península Ibérica con las del Ródano y Rin (Anadón *et al.*, 1985 y 1989) y en su caso también con la del SE de la península Ibéri-

ca (Vegas *et al.*, 1979, Santanach *et al.*, 1980). La conexión entre las fosas y fracturas de la Cordillera Bética con el norte de Marruecos, a través del mar de Alborán ya fue expresada por Bousquet (1979), Sanz de Galdeano (1983, 1988 y 1990), Vegas (1985) y Larouzière *et al.* (1988), entre otros. También existen estudios sobre las fracturas del Rif y Atlas (Chotin y Ait Brahim, 1988, Mattauer *et al.*, 1977, etc) y sobre las fracturas que pueden unir las Canarias con Marruecos (Emery y Uchupi, 1984). Sin embargo no se tienen referencias de artículos que ofrezcan una perspectiva general del conjunto de estas estructuras, aunque el Prof. J.M. Fontboté señaló en diversas ocasiones la continuidad de buena parte de estas estructuras, tal como se recoge en Julivert *et al.*, (1974).

Este conjunto de estructuras presenta segmentos de muy diversa edad y características: fosas y fallas de desgarre o incluso sectores donde se ha sufrido un notable "rifting" y creación de suelo oceánico. Unos accidentes son tardi-hercínicos (incluso algunos son anteriores), es decir formados en los estadios finales de la orogenia Hercínica y han evolucionado a lo largo del Mesozoico, reactivándose algunos de ellos en el Terciario y otros son estructuras muy modernas, formadas en el Mioceno, tal como es el accidente que atraviesa el mar de Alborán.

A causa de los diferentes movimientos sufridos por Europa y África desde principios del Mesozoico, muchas de las antiguas estructuras citadas se han desplazado de sus posiciones relativas originales, y tras los numerosos eventos ocurridos se han dispuesto de tal forma que determinan la línea que va desde el N de Europa a las Islas Canarias y a la Cordillera Centro-Atlántica.

En el presente artículo se pretende analizar las características, evolución y condicionantes geodinámicas que han conformado esta línea, lo que forzosamente tiene en varios aspectos un neto carácter hipotético, abierto a la discusión. A la vez, dada la amplitud del área que abarca, obliga a que muchos de los datos que se presentan se tomen de publicaciones previas de otros autores.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS PRINCIPALES RASGOS GEOLÓGICOS, CARACTERÍSTICAS GEODINÁMICAS Y CRONOLOGÍA.

La exposición de los datos se hace de una forma cronológica. Se comienza por tanto con las fallas y estructuras existentes a finales del Herciniano en el ámbito del N y centro de Europa y en el NW de África, para, tras describir los principales rasgos de su evolución a lo largo del Mesozoico y Terciario, llegar a las estructuras formadas durante el Neógeno y Cuaternario.

2.1. La fracturación a finales de la orogenia herciniana.

Los principales rasgos de fracturación previamente

existente o producida a finales del ciclo Herciniano en Europa y en el NW de África son analizadas en los artículos de Ziegler (1987), Arthaud y Matte (1977) y Mattauer *et al.* (1977). En ellos se destaca la existencia de la falla Norpirenaica, las fallas del Norte de Europa (en el mar del Norte), las que cruzan Irlanda y Gran Bretaña, y las que atraviesan Francia y Alemania, que de algún modo prefiguran las futuras fracturas que permitirán la aparición en el Terciario, de las fosas del Rhin y Ródano. Por el sur debía de existir la protofractura de las Azores, además de las del Atlas y la del sur de dicho sistema.

Como puede verse en la fig. 1A, este conjunto de fracturas de finales del Herciniano no constituía una alineación definida, sino que pertenecía a varios juegos de fracturas diferentes. Sin embargo ya contribuían a debilitar la coherencia cortical del norte, centro y occidente de Europa. En dicha figura puede observarse la posición generalmente aceptada para Iberia, muy al E de la actual, aproximadamente frente a Argelia y Túnez.

2.2. Evolución de las fracturas del Triásico al Cretácico inferior.

A partir del Triásico comenzó la rotura de la Pangea. Entonces las fracturas del N de Europa contribuyeron al adelgazamiento cortical de la región y formaron activas fosas, a la vez que algunas también presentaban movimientos de desgarre.

Por el sur el accidente de las Azores (bien una o varias líneas de falla) fue muy activo permitiendo el desplazamiento relativo de Europa y África, de manera que Iberia alcanzó posiciones progresivamente más occidentales con respecto a África (fig. 1B). Al mismo tiempo se inició la apertura de la cuenca Ligur (Biju Duval *et al.*, 1977) y tanto en los Alpes como en las Béticas se produjeron fracturas que permitieron la salida de material volcánico en un régimen distensivo transcurrente (García Dueñas y Comas, 1983; Vera, 1988). Las fracturas en esta región que forma actualmente el Mediterráneo Occidental se dividieron en dos juegos principales de direcciones aproximadas NE-SW y E-W, según fueran paralelas a la dirección de la cuenca Ligur en expansión o al accidente de las Azores o a alguna falla transformante de la misma cuenca Ligur.

Al mismo tiempo en el Atlas las antiguas fallas citadas fueron aprovechadas dentro del mismo contexto geodinámico de distensión, con importantes salidas de material volcánico y sedimentación ligada a la subsidencia. Al comienzo de esta distensión ya se ha indicado que la posición de Iberia era bastante más oriental que la actual. De esta forma las fracturas del Atlas se encontraban prácticamente en la prolongación de las fallas de Messejana-Plasencia (fig. 1A). Esto ya ha sido expresamente señalado por Bertrand (1987), quien resalta la identidad petrológica de las toleitas que presenta dicha falla con las del Atlas, y en particular con la falla de Fougues o falla de Essaouira y relaciona dicho evento con una fase de "rifting" producido apro-

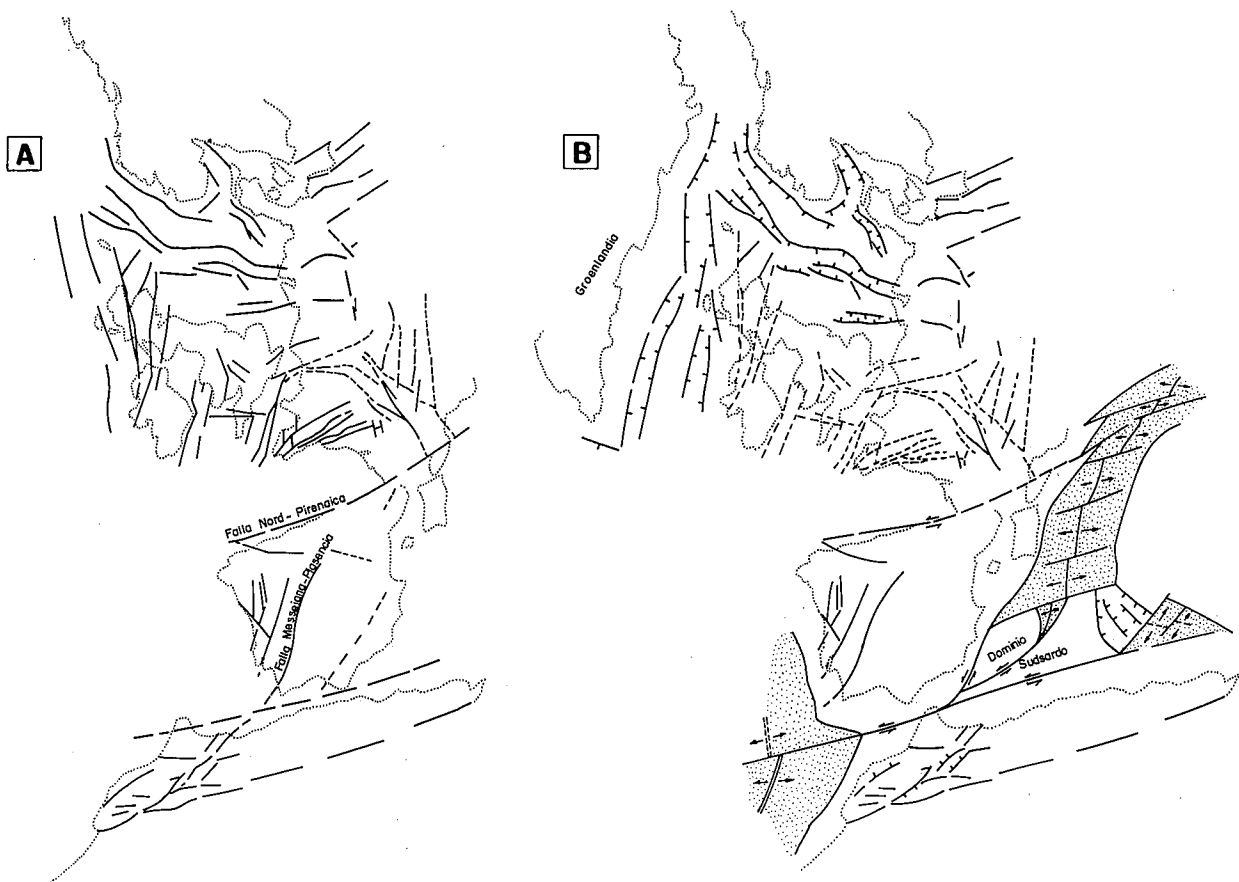


Fig. 1.-Reconstrucción paleogeográfica de parte de Europa y NW de África. A: A finales del Hercínico (basada esencialmente en Arthaud y Matte, 1977, Mattauer *et al.*, 1977 y Ziegler, 1987). En las sucesivas reconstrucciones se supone fija la posición de África. B: Reconstrucción durante el Jurásico terminal. A puntos se señala el fondo oceánico.

Fig. 1.-Palaeogeographic and tectonic reconstruction of a part of Europe and NW of Africa (especially based in Arthaud and Matte, 1977, Mattauer *et al.*, 1977 and Ziegler, 1987). In the next reconstructions the position of Africa is considered fixed. B: Reconstructions during Late Jurassic. Points mark the oceanic floor.

ximadamente hace unos 190 a 180 m.a. (Lías - ¿Dogger?).

Durante parte del Jurásico esta zona del Atlas recibe importantes depósitos (Choubert y Faure Muret, 1962) actuando como un sistema de fosas que se abrían en la dirección E-W, combinadas con fallas de desgarre NE-SW sinistrorsas (Mattauer *et al.*, 1977) u otras casi E-W (las del sur del Atlas que se prolongaban hacia Argelia y Túnez). A partir del Jurásico superior-Cretácico inferior el Atlas entró en una relativa calma tectónica (Monbarón, 1982) que se prolongaría hasta el Mioceno, tras una cierta compresión casi N-S finijurásica o del Cretácico inferior que mantuvo sin embargo una cierta distensión E-W (Mattauer *et al.*, 1977). Ya desde el Jurásico la prolongación de la falla de Mesajana por el Atlas quedó interrumpida a causa del desplazamiento señalado de Europa (con Iberia) y África.

2.3. Evolución del Cretácico inferior al Eoceno

Es a partir del Cretácico inferior cuando la situación geodinámica general va a cambiar. Así, fue aproximadamente en el Aptiense cuando se dejaron sentir las primeras pulsaciones compresivas en los Alpes. A la vez comenzó la rotación antihoraria y el desplazamiento de Iberia. Se inició la orogenia Alpina que sólo afectó en principio, en estos sectores, al área del Mediterráneo Occidental, comenzando la destrucción de la cuenca Ligur (fig. 2A). Mientras, las cuencas del mar del Norte continuaron una cierta expansión E-W y así el sistema de rift y fosas de este área continuó activo hasta el Paleoceno superior-Eoceno inferior cuando se produjo la separación de Noruega y Groenlandia (Ziegler, 1987) dentro del proceso de apertura del Atlántico Norte (fig. 2B).

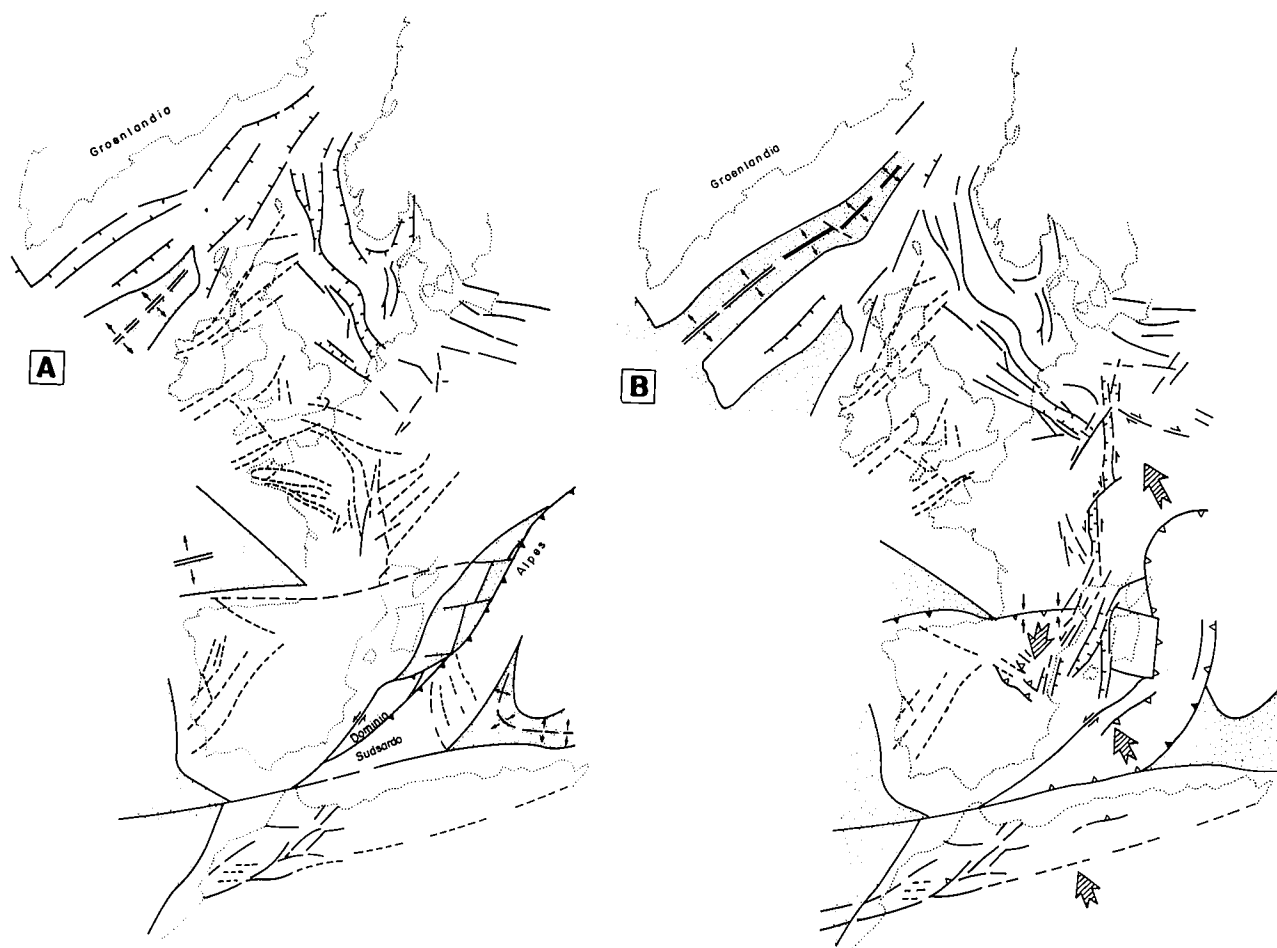


Fig. 2.-A): Situación durante el Cretácico terminal. B): Durante el Oligoceno, tras las deformaciones eocenas, ya añadidas.
 Fig. 2.-A): Situation during the Late Cretaceous. B): During the Oligocene, after the Eocene deformations, added in the figure.

Más al sur la cuenca Ligur estaba siendo progresivamente subducida, a la vez que las Zonas Internas de los Alpes y Béticas (estas últimas antes situadas bastante al E de su actual posición) sufrían importantes deformaciones. No sucedía igual en las Zonas Externas Béticas o del Rif y en el Atlas, donde no se registraron deformaciones importantes (fig. 2A).

2.4. Evolución del Eoceno al Mioceno inferior

En este espacio de tiempo (Eoceno y Oligoceno) se produjo en los Alpes la etapa Mesoalpina (de colisión continental). Ocurrió lo mismo en las Zonas Internas Béticas. A la vez Iberia prácticamente alcanzó su posición actual (fig. 2B).

El impacto de la orogenia alpina ya se dejó sentir en un amplio antepaís y comenzó entonces el desarrollo de las fosas del Rin y Ródano (fig. 2B). De esta forma las antiguas fracturas del mar del Norte se continuaron hacia el sur a través de sus sectores más meridionales (cuenca del Oeste de Holanda y de la Baja Sa-

jonía), si bien en estas últimas se produjo la inversión tectónica de las mismas (Ziegler, 1987). La interpretación de este hecho viene dada por las compresiones casi N-S a NNW-SSE que indujo en su antepaís la orogenia Alpina produciendo acortamiento, y por tanto inversión en la cuencas cuya dirección fue perpendicular u oblicua a la dirección de compresión. A esta compresión casi N-S se asoció una distensión casi E-W que es lo que facilitó los movimientos distensivos de las fosas del Rin y Ródano, y produjo a la vez movimientos sinistrorsos (Bergerat y Geyssant, 1980). El relleno de estas fosas osciló entre 1.000 y 5.000 m de espesor según los puntos, asociado con un intenso volcanismo en la fosa del Rin y posteriormente más hacia el SW.

Fue durante el Oligoceno cuando comenzó de una forma efectiva a transmitirse hacia el sur, dentro ya del actual Mediterráneo, la distensión existente en los sectores de las fosas del Rin y Ródano (fig. 2B).

A la vez, en el Oligoceno(?) y Mioceno inferior, se produjo una nueva etapa de subducción. Es en este caso Africa la que subduce bajo Europa y bajo el dominio intermedio situado en el Mediterráneo Occiden-

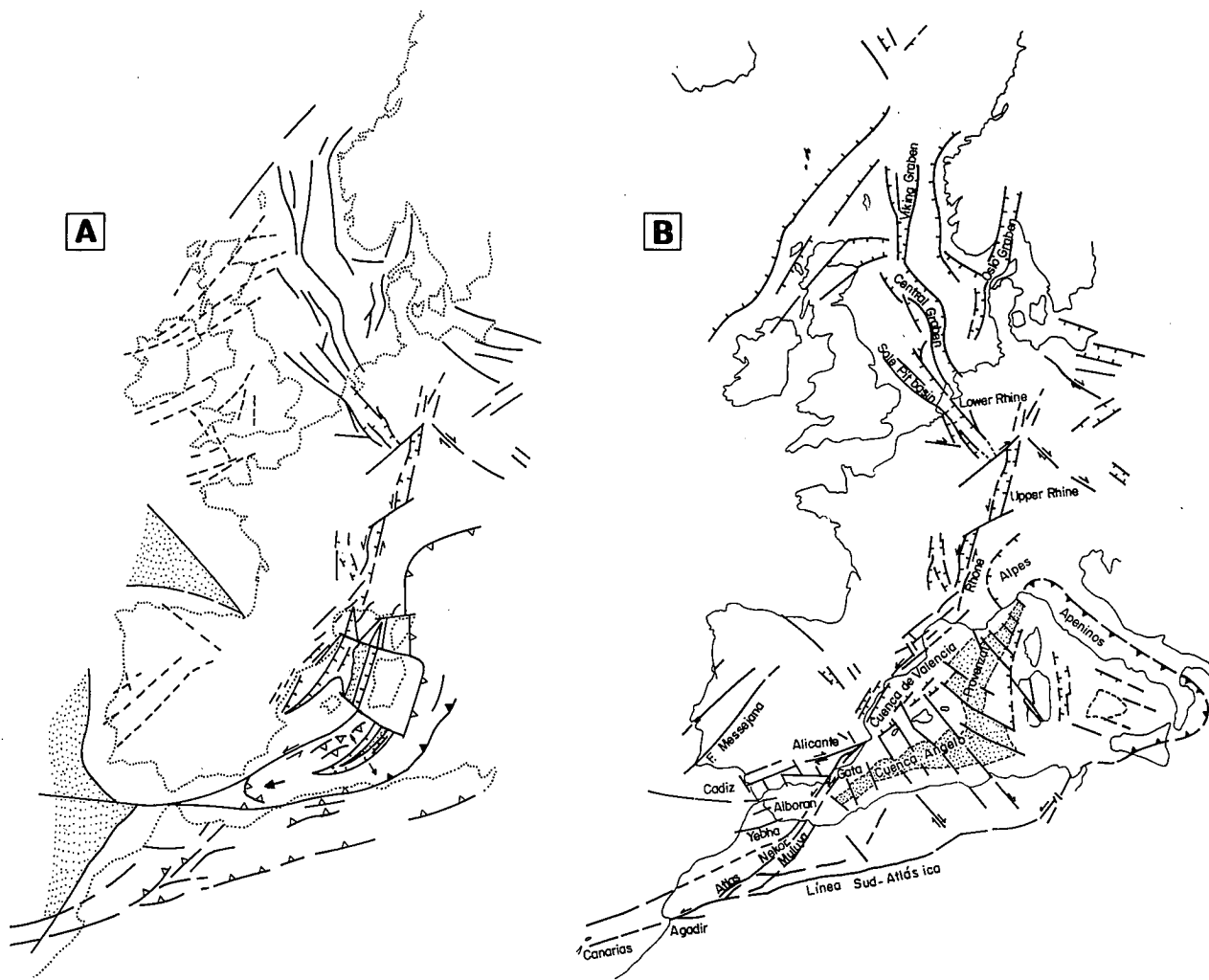


Fig. 3.-A): Situación durante el Aquitaniense. B): Situación actual en la que se resalta la línea de "debilidad" cortical.
 Fig. 3.-A): Situation during the Aquitanian. B): Present situation. The line of cortical "weakness" is especially marked.

tal (Boillot *et al.*, 1985), comúnmente llamado dominio de Alborán o bien AlKaPeCa (Alborán, Kabilia, Peloritano y Calabria) por Durand-Delga (1988) o dominio Sudsardo (Sanz de Galdeano, 1990). No existe realmente un total acuerdo acerca de la extensión de esta subducción e incluso sobre su vergencia o su misma existencia. En todo caso sí es cierto que en este mismo tiempo se abrió la cuenca Argelo-Provenzal, que desde las proximidades del Ródano se extendió progresivamente hacia el sur, ramificándose por el N de las Baleares (cuenca Nordbalear o de Valencia). Hubo un primer estadio de rifting en el Oligoceno y posteriormente en el Mioceno se produjo creación de fondo oceánico. En el caso de la hipótesis de la subducción esta cuenca Argelo-Provenzal aparece como cuenca de retroarco. Coincidente con esta apertura se produjo el adelgazamiento cortical y apertura en cuña de la cuenca Nordbalear (fig. 3A).

En este mismo lapso de tiempo, Oligoceno-Mioceno inferior, los fenómenos que ocurrieron en la Cordillera Bética fueron de gran importancia. Las Zo-

nas Internas terminaron los rasgos esenciales de su estructuración en mantos y el dominio Sudsardo fue, por efecto de la apertura de la cuenca Argelo-Provenzal, desmembrado en sus componentes. Los que correspondían a las Béticas y Rif fueron expulsados hacia el W, a la vez que tras estas Zonas Internas se abrió la parte meridional de la cuenca Argelo-Provenzal, de dirección E-W aproximadamente, provocando la distensión en el interior del edificio de las Zonas Internas, llegando hasta el mismo mar de Alborán, donde la distensión hizo que su corteza se adelgazara hasta alcanzar un espesor de unos 15 km mientras que en los bordes de la costa, tanto en las Béticas como en el Rif, alcanza unos 25 a 30 km, hasta llegar a unos 40 km de espesor al N y S, en las Béticas y en el Rif respectivamente.

Así la apertura de la cuenca Argelo-Provenzal (y también ya de algunas cuencas del NE peninsular y de la Cordillera Ibérica y en parte la cuenca Nordbalear) supuso la prolongación hacia el sur de la distensión en principio existente en el Rhin y Ródano, pero aun no se formaron claramente líneas que atravesaran el mar

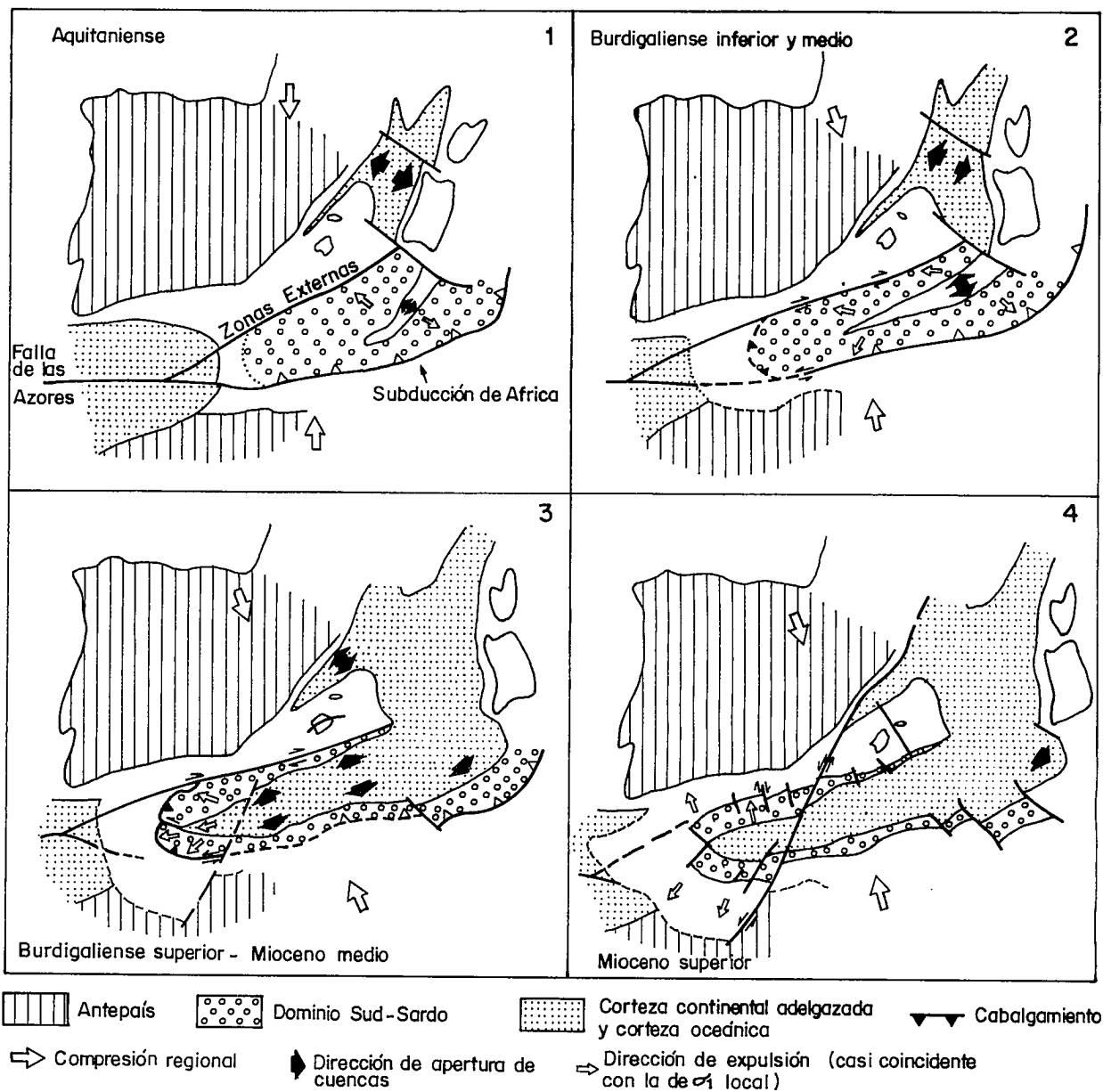


Fig. 4.-Reconstrucción cinemática de la expulsión hacia el W de las Zonas Internas de conjunto Bético-Rifeño y direcciones regionales y locales de compresión.

Fig. 4.-Kinematic reconstruction of the expulsion of the Internal Zones of the Betic-Rif Domain towards the West, and regional and local direction of compressions.

de Alborán y se dirigieran hacia las fallas del Atlas y de Essaouira. Esto fue impedido durante el Mioceno por el avance en cuña hacia el W de las Zonas Internas del conjunto Bético-Rifeño que produjo por el N el contacto transpresivo dextrorso entre las Zonas Internas y Externas y por el sur el contacto equivalente, simétrico, en el Rif, de iguales características, pero sinistrorso (fig. 4). Pronto, cuando hacia finales del Burdigaliense este movimiento hacia el W comenzó a perder actividad, se formaron en las Béticas nuevas fallas (así las E-W del corredor de las Alpujarras, o bien funcionaron antiguas zonas de debilidad, así el accidente de Cádiz-Alicante, de carácter transcurrente dextrorso (fig. 5A) y en el Rif la falla de Yeba-Asifane.

La situación geodinámica que existía en este sector Bético-Rifeño y en sus antepaíses ha sido expresada por Ait Brahim y Chotin (1984) en su fig. 7. Existía una compresión entre Europa y Africa, entre Iberia y Africa, casi submeridiana, a la vez que en el sector de Alborán el empuje de las Béticas provocó que localmente en esa región hubiera según los puntos, una compresión globalmente E-W, y a la vez una distensión en el eje de Alborán. Esta situación "local" bloqueaba la continuación más hacia el sur del conjunto de fallas y fosas que desde el NE peninsular, en la Cerdaña, y en la cuenca Nord-balear, alcanzaban las proximidades de Alicante, tanto por el mar como a través de la Cordillera Ibérica. Entonces no se daban las condiciones geo-

dinámicas precisas para que pudieran atravesar la Cordillera Bética.

2.5. Evolución desde el Mioceno medio a la actualidad

Los principales cambios geodinámicos se van a producir en el ámbito Bético-Rifeño.

El movimiento hacia el W de las Zonas Internas de las Béticas y el Rif ha quedado ya prácticamente paralizado, a la vez que cesa en gran manera la importante extensión existente en el mar de Alborán. Con ello también dejan de tener importancia las compresiones E-W que provocaban los movimientos hacia el W de las Zonas Internas y posteriormente de parte de las Externas. Por tanto al desaparecer el campo "local" de esfuerzos existente en el ámbito de Alborán, se tiende a restablecer una compresión casi N-S dominante en buena parte de Iberia y NW de Africa (fig. 5B). Es entonces un momento adecuado para que los accidentes NNE-SSW puedan propagarse hacia el sur, actuando como fallas de desgarre sinistrorsas. Se formó una muy importante línea de fallas que atraviesa el mar de Alborán. Esta línea ya sí va a unir con las fallas del NE peninsular y con la cuenca Nordbalear (cuenca de Valencia). Esto ya fue señalado por Vegas *et al.*, (1979) quienes describen el alineamiento de cuencas que corren desde las Cadenas Costeras Catalanas hacia el SSE a lo largo de la costa de Valencia y la cuenca Nordbalear. Estos rasgos se acompañaron con volcanismo como ocurrió en el N del área de Olot (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1985) o en la propia cuenca de Valencia (islas Columbretes) (Barone y Ryan, 1987), en Cofrentes y Picassent en Valencia (Ancochea *et al.*, 1984), etc. Durante esta época parte de las citadas cuencas se acompañaron por movimientos sinistrorsos y por otros verticales (Anadón *et al.*, 1985 y 1989, Santanach *et al.*, 1980).

La prolongación de estas fracturas en la Cordillera Bética no es clara en el Prebético. Un poco más al sur, ya en las Zonas Internas de la Cordillera, las fallas del juego NNE-SSW (fallas de Lorca-Palomares-Carboneras) (fig. 5 y 6) alcanzan prácticamente Alicante pero su continuación hacia el norte no se observa con claridad. Sin embargo el fuerte flujo térmico existente en la cuenca Nordbalear se prolonga hacia el SW por el mar y pasa en las proximidades de Alicante hacia Almería y la cuenca de Alborán, lo que puede indicar una zona de adelgazamiento cortical. Este rasgo y otras fallas de menor importancia aparentemente, aseguran la unión de las fallas del NE peninsular con las del juego NNE-SSW de las Béticas.

Los movimientos predominantes de las fallas del juego NNE-SSW han sido de desgarre sinistrorso, en congruencia con una compresión N-S o NNW-SSE, según los momentos. Su prolongación por el mar de Alborán ha formado la cresta de dirección NNE-SSW en la que se sitúa la propia isla de Alborán y pasa a tierra por el Rif por las fallas de Nekor y del Muluya (Larou-

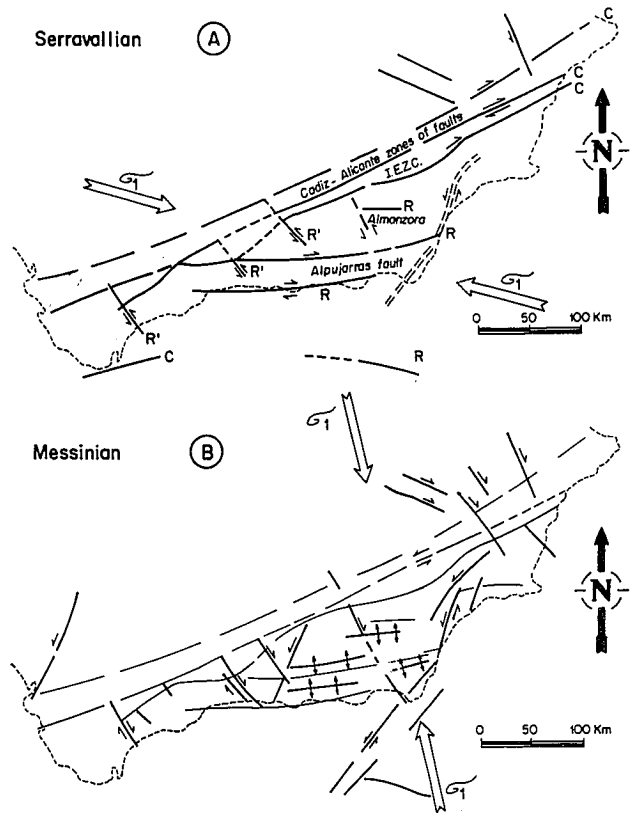


Fig. 5.-Interpretación de los movimientos de las fallas de la Cordillera Bética. A): Durante el Serravalliense, B): Durante el Messiniense.

Fig. 5.-Interpretation of the fault movements in the Betic Cordillera. A): During the Serravallian, B): During the Messinian.

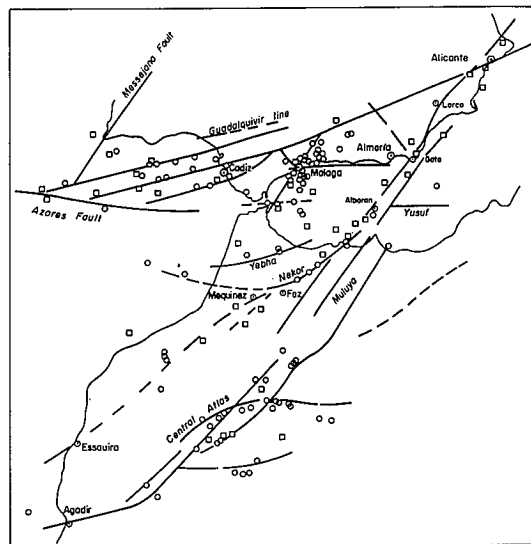


Fig. 6.-Fallas principales (litosféricas) del dominio Bético-Rifeño y del Atlas y posición de epicentros de terremotos con una profundidad focal de entre 40 y 180 km. Círculos y cuadrados: terremotos con un error en la profundidad del foco menor y mayor respectivamente a 15 km. (De Sanz de Galdeano y López Casado, 1988).

Fig. 6.-Major (Lithospheric) faults of the Betic-Rif Domain and the Atlas and the position of earthquake epicentres with a focal depth of between 40-180 km. Circles and squares: Earthquakes with an error in focal depth less and greater than 15 km. (From Sanz de Galdeano and López Casado, 1988).

zière *et al.*, 1988). Sus movimientos se han producido fundamentalmente en el Mioceno Superior (Morel, 1988) o se han prolongado aun más en el tiempo como es el caso de las fallas del SE español (Montenat *et al.*, 1987, Bousquet y Montenat, 1974).

A estas fallas se ha asociado un notable vulcanismo que comienza muy tímidamente en el Langhiense, es algo más importante en el Serravalliense y se desarrolla con gran importancia en el Mioceno superior, Plioceno e incluso en el Cuaternario (sólo alcanza esta edad en las proximidades de Melilla) (Bellon *et al.*, 1983 y Hernandez *et al.*, 1987). Este vulcanismo se produce en algunos casos en el cruce con antiguas fallas E-W, o bien a causa de una distensión, casi E-W, ligada a la compresión casi submeridiana. Por otra parte conviene señalar que estas fallas, como en prácticamente todos los sistemas transcurrentes, se dan también importantes movimientos verticales.

De esta forma se ha establecido ya la continuidad de fosas y fallas, es decir la continuidad de las líneas de debilidad cortical del Norte y Centro Europa hasta el Rif.

Las líneas de fallas del Atlas se encontraban ya, desde el Eoceno-Oligoceno al menos, en la continuación geométrica de las que se acaban de citar al NE de Iberia, pero no se logró su continuidad física hasta la última época que se acaba de describir pues antes la estructuración de las Zonas Internas del ámbito Bético-Rifeño y su posterior expulsión hacia el W lo impidieron.

En opinión de Leblanc y Olivier (1984) la falla del Nekor gira hacia el W y no se uniría por tanto con la del Atlas. Sin embargo sí lo hace con la falla de Zim Zoum que va desde Mequínex a Essaouira unos 120 km al N de Agadir, donde pasa al Atlántico (figs. 3B y 6). Por su parte la del Muluya en opinión de Boccaletti y Dainelli (1982) sí continúa por las fallas del Atlas, a lo largo del sur del Atlas medio.

También el Atlas ha sido afectado por las compresiones terciarias que terminaron por formar su estructura en "horst", con salida de materiales volcánicos producidos algunos de ellos durante el propio Cuaternario. Estas fallas del Atlas se prolongan hacia el SW, se unen con la falla Sud-Atlásica, casi E-W y pasan por Agadir al Atlántico.

Algunos autores han mencionado la prolongación más hacia el W de las anteriores fallas. Robertson y Stillman (1979) apuntan la posibilidad de que las fallas del sur del Atlas puedan continuar hasta la isla de Fuerteventura. Dañobeitia (1988) expresa una hipótesis similar y explica la existencia de las Islas Canarias como formadas por un vulcanismo ligado a fallas que cortan la litosfera y que se prolongan por Agadir hacia el Atlas, alternando períodos compresivos y distensivos. Hay que señalar que el vulcanismo de las Islas Canarias, que comienza en el Paleoceno-Eoceno, ocurre básicamente durante el Neógeno y Cuaternario, coincidiendo fundamentalmente con el vulcanismo del Atlas y en buena parte con el del SE de España y Melilla y el señalado para el golfo de Valencia, NE de Iberia e

incluso S de Francia. Obviamente el de las Islas Canarias es más importante. El comienzo de tales eventos en las Canarias es aproximadamente coetáneo con los estadios iniciales de las cuencas del Rhin y Ródano, aunque continuaron con mayor desarrollo durante el Neógeno y Cuaternario.

La prolongación de las fallas de Agadir y Essaouira hacia las Islas Canarias también ha sido apuntada por Emery y Uchupi (1984) quienes destacan la importancia de las fallas del Atlas y del sur del Atlas y la prolongan por las Islas Canarias, desde donde, como fallas transcurrentes, alcanzan la cresta Centro-Atlántica.

2.6. Algunos datos de la situación actual.

Prácticamente todo el conjunto de fosas y fallas del Norte de Europa a Canarias presenta una cierta inestabilidad sísmica. Por el norte la cuenca Vikinga y la de Oslo muestran una activa sismicidad, pero ésta es moderada en cuanto a magnitud, siendo el mayor terremoto conocido de magnitud 6 en la escala de Richter (en el año 1819). Los mecanismos focales (Engell-Sørensen y Harskov, 1988) no son homogéneos, pero la mayoría de ellas señalan una compresión que se aproxima a la dirección E-W perpendicular a la Cresta Atlántica, aunque también se dan algunos con mecanismos de fallas normales. En todo caso estas fracturas concentran la gran mayoría de la sismicidad del área.

Más al sur, en la fosa del Rhin y en sus proximidades se localizan también numerosos terremotos, donde se estima en 6,5 la máxima magnitud conocida (en el año 1356). Los resultados de mecanismos focales (Ahorner, 1975) muestran en promedio una compresión de dirección NW-SE y una tensión perpendicular NE-SW. De hecho estas fosas han seguido su expansión hasta el mismo Cuaternario donde se calcula una extensión de 100 a 200 m, dependiendo de los lugares, combinada con movimientos de desgarramiento sinistorsos (Illies, 1975). Más al sur en la fosa del Ródano los rasgos actuales son parecidos, habiendo tenido lugar una marcada subsidencia a lo largo del Cuaternario.

El sector del NE peninsular y cuenca Nordbalear no presenta una sismicidad especialmente acusada, aunque sí hay una cierta concentración de sismos en las Cadenas Costeras Catalanas que se continúan hacia el SSW (Mezcua y Martínez Solares, 1983), y muchos de los rasgos geológicos del sector son realmente muy modernos. Más al sur en Valencia y ya en las Béticas es bien conocida su mayor importancia, pero obviamente no se puede atribuir toda la sismicidad de las Béticas al sistema de fosas y fracturas ahora descrito. Aun así puede verse en los mapas de sismicidad (así Mezcua y Martínez Solares, op. cit.) una cierta alineación de focos sísmicos desde las proximidades de Valencia a Almería. Esto también ha sido señalado por Sanz de Galdeano y López Casado (1988), quienes dividen el ámbito Bético-Rifeño en fuentes sísmicas y definen varias fuentes de dirección NNE-SSW coincidentes con las grandes fracturas de Lorca-Totana - Palomares-

Carboneras y que continúan en Marruecos por el Atlas. Estas deben llegar por Agadir al Atlántico. Las intensidades que se han alcanzado en la región han sido localmente grandes (así terremotos de Torrevieja 1829, Vera 1518, Agadir 1960, etc), aunque en conjunto la sismicidad es moderada pero muy activa, en general de magnitudes raramente superiores a 6.

En este mismo ámbito Bético-Rifeño existe un no pequeño número de terremotos cuyos hipocentros se sitúan a una profundidad que oscila entre 50 y 150 km (ver fig. 6). No dibujan ningún posible plano de subducción, a juzgar por su distribución y en general aparecen coincidentes con las líneas de accidentes importantes (López Casado y Sanz de Galdeano, 1988). Es difícil explicar cómo pueden darse terremotos a esas profundidades en un dominio dúctil, pero cualquiera que sea la causa no deja de ser sorprendente la localización de muchas de ellas sobre las líneas de fallas de Alicante-Lorca-Alborán y Nekor-Muluya y Essaouira, sectores estos últimos en los que también se localiza buena parte de la sismicidad superficial de Marruecos.

3. SIGNIFICADO E IMPORTANCIA DE ESTAS FRACTURAS.

Según lo expuesto en el capítulo anterior es claro que la zona de "debilidad" cortical del Norte de Europa a las Canarias está formada por diversos segmentos de muy distinta edad y evolución y no ha sido hasta el Mioceno superior cuando por fin terminaron por unirse para configurarla. Tienen sin embargo todos sus segmentos en común el hecho de que corresponden a accidentes que afectan en sus sectores a todo el espesor de la corteza o incluso en algunos casos a la litosfera. Las fallas del N de Europa contribuyen al adelgazamiento cortical de ese sector europeo desde el Pérmico a parte del Terciario. Su propia sismicidad actual indica que estas fracturas alcanzan sectores profundos de la corteza o incluso llegan, dentro de la litosfera, al manto superior.

Las fosas del Rhin y Ródano, si bien mucho más jóvenes como tales fosas, pues comenzaron su evolución al tiempo o poco después de que las fosas del mar del Norte dejaran de funcionar, han presentado una subsidencia, volcanismo y sismicidad ligada, suficientes para mostrar que se trata de rasgos que afectan igualmente a sectores profundos de la litosfera.

Su continuación por el NE de España, en la Cerdeña y en las Cordilleras Costeras Catalanas muestra similares características, y la apertura de la cuenca Argelo-Provenzal y de la cuenca Nordbalear, con la formación de suelo oceánico y/o con el volcanismo asociado demuestra claramente la profundidad que alcanzan las fracturas dentro de la litosfera. Del resto, desde Valencia a las Canarias no hay que insistir pues tanto los datos de volcanismo, sismicidad (superficial y de profundidad intermedia) y de depósitos ligados a subsidencia a lo largo del tiempo, demuestran que afectan posiblemente a todo el espesor litosférico de esa región.

Es claro por tanto que se está ante accidentes profundos, algunos de larga historia y con movimientos de diferente signo. Así los accidentes del Atlas, al menos tardihercínicos en origen, funcionaron como sectores distensivos durante buena parte del Mesozoico, para posteriormente invertir las cuencas, actuando compresivamente, pero permitiendo en ciertos momentos salidas importantes de material volcánico y constituyendo siempre una zona de debilidad cortical.

Es la orogenia Alpina la que en principio contribuyó al desarrollo de las cuencas del Rhin y Ródano (en el antepaís alpino) con una dirección de apertura aproximadamente perpendicular a la compresión. Su prolongación al sur, en el marco de la aproximación Europa-África, momentáneamente paralizada por el campo de esfuerzo creado en el ámbito Bético-Rifeño al ser las Zonas Internas expulsadas hacia el W, logró por último la conexión con las líneas del Atlas. De esta forma se unieron segmentos que originalmente no habían estado alineados y que ahora pasaron a formar la línea de "debilidad" del N de Europa a las Islas Canarias, aquí discutida.

Es claro que no es ésta la única línea de fracturas existente en Europa. Así durante las compresiones alpinas se formaron en su antepaís otras conjugadas de dirección NW-SE por Alemania, Polonia y Checoslovaquia (línea del Elba, etc.). Estas líneas y otras preexistentes (Ziegler, 1987) contribuyen también a debilitar la corteza del continente europeo. Igual sucede en otros ámbitos más alejados, así en la península Ibérica o en Marruecos donde existen también otros juegos de fracturas, conjugados en algunos momentos con las señaladas precedentemente y en otros casos no. Estas fracturas no se han descrito pues esto no se ha juzgado necesario para la comprensión de la evolución geodinámica del área en la que finalmente se ha formado la línea de "debilidad" discutida.

4. CONCLUSIONES.

A pesar de sus diferentes historias geológicas, edad y condicionamientos geodinámicos, el conjunto de fracturas que desde el norte de Europa alcanzan el Atlas, las Canarias y por fin la cresta Atlántica, forma actualmente una línea continua de "debilidad" cortical, continuidad sólo lograda a partir del Mioceno superior.

A principios del Mesozoico sólo existían algunos segmentos de esta línea (especialmente en el N de Europa y NW de Africa) que además no presentaban continuidad. Progresivamente con la gradual apertura del Atlántico, los movimientos relativos de Europa y Africa y los efectos de la orogenia Alpina en la Europa Central y Meridional, se fueron prolongando hacia el sur, hasta lograr finalmente su continuidad actual que alcanza al Atlas y a las Islas Canarias.

Esta "debilidad" cortical aun no ha desaparecido pues en esta alineación de fracturas se concentra una activa, aunque moderada sismicidad.

AGRADECIMIENTOS

Este artículo ha sido posible gracias a la ayuda del proyecto PB88-0059 de la DGICYT y el CSIC. Mi agradecimiento a los revisores anónimos que con sus críti-

cas han contribuido a mejorar el texto inicial. Quiero dedicarlo, como recuerdo a su memoria, a mi maestro en Geología y Humanidad, el Prof. Fontboté, quien repetidamente atrajo mi atención hacia el tema.

BIBLIOGRAFIA

- Ahorner, L. (1975): Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe. *Tectonophysics*, 29: 233-249.
- Ait Brahim, L. y Chotin, P. (1984): Mise en évidence d'un changement de direction de compression dans l'avant-pays rifain (Maroc) au cours du Tertiaire et du Quaternaire. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 26: 681-691.
- Anadón, P., Cabrera, L.I., Guimerà, J. y Santanach, P. (1985): Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. In: *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation* (K.T. Biddle y N. Chritie-Blick, Eds), Soc. Econ. Paleont. Min., Sp. Publ. 37: 303-318.
- Anadón, P., Cabrera, L., Julià, R., Roca, E. y Rosell, L. (1989): Lacustrine oil-shale basins in Tertiary Grabens from NE Spain (Western European Rift System). *Palaeo*, 70: 7-28.
- Ancochea, E., Muñoz, M. y Sagredo, J. (1984): Las manifestaciones volcánicas de Cofrentes y Picassent (Provincia de Valencia). *I Congr. Esp. Geología*. Segovia. 2: 1-13.
- Arthaud, F. y Matte, P. (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. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 1305-1320.
- Barone, A.M. y Ryan, W.B.F. (1987): Morphology from subaerial erosion of a Mediterranean seamount. *Marine Geology*, 74: 159-172.
- Bellon, H., Bordet, P. y Montenat, C. (1983): Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne Méridionale). *Bull. Soc. géol. France*, (7), 25: 205-218.
- Bergerat, F. y Geysant, J. (1980): La fracturation tertiaire de l'Europe du Nord: résultat de la collision Afrique-Europe. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 290: 1521-1524.
- Bertrand, H. (1987): Le magmatisme tholéitique continental de la marge Ibérique, précurseur de l'ouverture de l'Atlantique central: Les dolérites du dyke de Messejana-Plasencia (Portugal-Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 304, II, 6: 215-220.
- Biju Duval, B., Dercourt, J. y Le Pichon, X. (1977): From the Tethys to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. In: B. Biju Duval y L. Montadert (Eds): *Structural History of the Mediterranean Basin*. Technip, Paris, 143-164.
- Boccaletti, M. y Dainelli, P. (1982): Il sistema regmatico neogenico-quaternario nell'area mediterranea: esempio di deformazione plastica-rigida post-collisionale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 24: 465-482.
- Boillot, G., Montadert, L., Lemoine, M. y Biju-Duval, B. (1984): *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*. Masson. Paris, 342 p.
- Bousquet, J.C. (1979): Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52: 277-286.
- Bousquet, J.C. y Montenat, C. (1974): Présence de décrochements Nord-Est plio-quaternaires dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne). Extension et signification. *C. R. Ac. Sci. Paris*, 278 D: 2617-2620.
- Chotin, P. y Ait Brahim, L. (1988). Transpression et magmatisme au Néogène-Quaternaire dans le Maroc oriental. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, II: 1479-1485.
- Choubert, G. y Faure-Muret, A. (1960-62): Evolution du domaine Atlasique Marocain depuis les temps paléozoïques. *Livre Mém. Paul Fallot*. Mém. hors série. Soc. géol. France: 447-527.
- Dañobeitia, J.J. (1988): Reconocimiento geofísico de estructuras submarinas situadas al norte y sur del Archipiélago Canario. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 143-155.
- Durand-Delga, M. (1988): Evolution au Néogène du Système Alpine d'Algérie. In: *Inter. Colloquium on "Neogene Paleogeography of the Western Mediterranean"*. Gargnano (Univ. Milán), 11-15.
- Emery, K.O. y Uchupi, E. (1984): *The Geology of the Atlantic Ocean*. Springer-Verlag. New York: 1020 p.
- Engell-Sørensen, L. y Havskov, L. (1988): Earthquake prediction in intraplate areas, Case history, Norway. *Seminar on the prediction of Earthquakes*. Lisbon, 30 p.
- García Dueñas, V. y Comas, M. (1983). Paleogeografía Mesozoica de las Zonas Externas Béticas como borde de la placa Ibérica entre el Atlántico y la Mesogea. *Ac. Comun. X Congreso Nac. Sed. Menorca*. 3 p.
- Hernández, J., Larouzière, F.D., Bolze, J. y Bordet, P. (1987): Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement Trans-Alboran. *Bull. Soc. géol. France*, (8), 2: 257-267.
- Illies, J.H. (1975): Recent and paleo-intraplate tectonics in stable Europe and Rhinegraben Rift System. *Tectonophysics*, 29: 251-264.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1974): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Inst. Geol. Min. España*. 113 p.
- Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, Ch. y Ott d'Estevou, Ph. (1988): The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152: 41-52.
- Leblanc, D. y Olivier, P. (1984): Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics*, 101: 345-355.
- López Casado, C. y Sanz de Galdeano, C. (1988): Earthquakes with a focal depth measuring between 40 and 180 km and tectonics in Southern Spain and North-West Africa. *Seminar on the Prediction of Earthquakes*. United Nations. Lisboa, 12 p.
- López Ruiz, J. y Rodríguez-Badiola, E. (1985): La región volcánica mio-pleistocena del NE de España. *Estudios Geol.*, 41: 105-126.
- Mattauer, M., Tapponnier, P. y Proust, F. (1977): Sur les mécanismes de formations des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 19: 521-526.
- Mezcua, J. y Martínez Solares, J.M. (1983): *Sismicidad del área Ibero-Mogrebí*. Inst. Geogr. Nac. Madrid. Publ. 203, 299 p.

- Monbaron, M. (1982): Précisions sur la chronologie de la tectonogénese atlasique: exemple du domaine mésogéen du Maroc. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 294, II: 883-886.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P. y Masse, P. (1987): Tectonic-Sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centres Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine*, 11: 1-22.
- Morel, J.L. (1988): *Évolution récente de l'orogène rifain et de son avant pays depuis la fin de la mise en place des nappes (Rif-Maroc)*. Mém. Géodiffusion, 4, 584 p.
- Robertson, A.H.F. y Stillman, C.J. (1979): Submarine volcanic and associated sedimentary rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Geol. Mag.*, 116: 203-214.
- Santanach, P., Sanz de Galdeano, C. y Bousquet, J.C. (1980): Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas). *Bol. Geol. Min.*, 91: 417-440.
- Sanz de Galdeano, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 39: 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1988): The fault system and the neotectonic features of the Betic Cordilleras. *5th European Geotransverse Workshop*, Estoril, European Science Foundation, 99-109.
- Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. y López Casado, C. (1988): Fuentes sísmicas en el ámbito Bético-Rifeño. *Rev. de Geofísica*: 44: 175-198.
- Vegas, R. (1985): Tectónica del área Ibero-Mogrebí. In: *Mecanismo de los terremotos y tectónica* (A. Udías, Muñoz y Buforn Eds.). Editorial Univ. Complutense, 197-215.
- Vegas, R., Fontboté, J.M. y Banda, E. (1980): Widespread neogene rifting superimposed on Alpine Regions of the Iberian Peninsula. *Proc. of the Symposium on Evol. and Tect. of the Western Mediterranean and surrounding areas*. Spec. Publ. Inst. Geog. Nac. Madrid: 119-128.
- Vera, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el Margen Ibérico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.
- Ziegler, P.A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland - a geodynamic model. *Tectonophysics*, 137: 389-420.

Recibido el 25 de enero de 1989.

Aceptado el 28 de febrero de 1990.