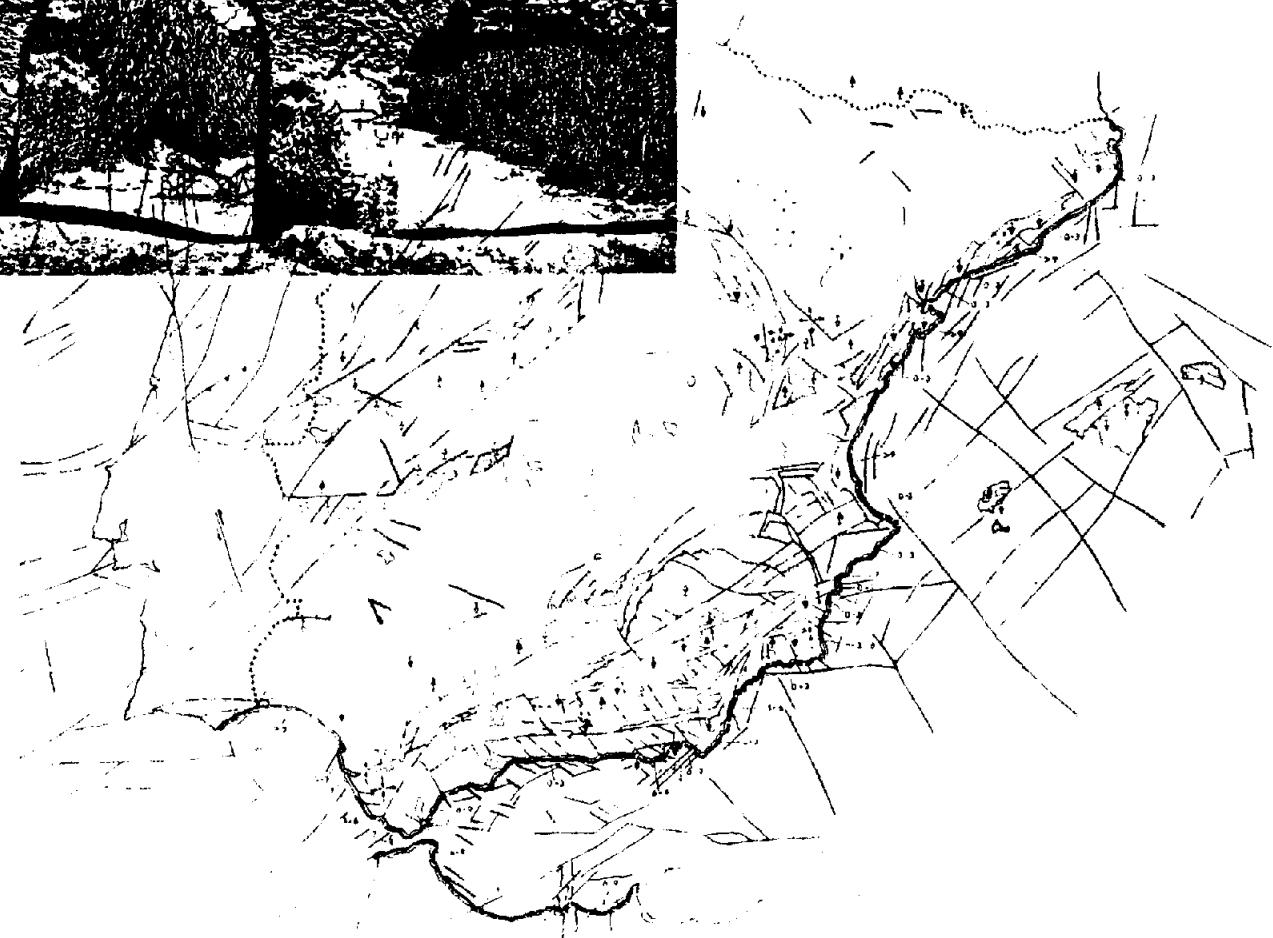


Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

enresa

Empresa Nacional de Residuos Radiactivos, S.A.



**MAPAS NEOTECTONICO Y SISMOTECTONICO
DE ESPAÑA A ESCALA 1:1.000.000**

MEMORIA

(Vol. II)

INDICE

4.- CARACTERISTICAS DE LA LITOSFERA Y VOLCANISMO.	
4.1.- LA LITOSFERA.....	235
4.1.1.- Métodos de Estudio.....	235
4.1.2.- Generalidades de la litosfera.....	235
4.1.3.- Estructura cortical.....	237
4.2.- VOLCANISMO.....	242
4.2.1.- En la Península y área marítima cercana.....	242
4.2.1.1.- Tipos de volcanismos.....	242
4.2.1.2.- Origen e implicaciones geodinámicas.....	249
4.2.2.- En las Islas Canarias.....	253
5.- MAPA SISMOTECTONICO.....	257
5.1.- INTRODUCCION.....	257
5.2.- METODOLOGIA Y LEYENDA.....	260
5.3.- RELACION SISMICIDAD-TECTONICA.....	265
5.3.1.- Macizo Hespérico.....	265
5.3.1.1.- Galicia y áreas marinas adyacentes.....	265
5.3.1.2.- Cornisa Cantábrica y Meseta Norte.....	267
5.3.1.3.- Sistema Central y Meseta Sur.....	268
5.3.2.- Noreste Peninsular.....	271
5.3.2.1.- Pirineos.....	272
5.3.2.2.- Cadenas Costeras Catalanas.....	274
5.3.2.3.- Cordillera Ibérica.....	275
5.3.2.4.- Depresión del Ebro.....	276
5.3.3.- Sur Peninsular o región meridional.....	277
5.3.3.1.- Azores y región Atlántica.....	278
5.3.3.2.- Golfo de Cádiz y S0. de Portugal.....	278
5.3.3.3.- Norte de Marruecos.....	284
5.3.3.4.- Cordilleras Béticas y Mar de Alborán.....	284
5.3.4.- Islas Canarias.....	294
5.3.5.- En otras áreas marinas.....	296
5.3.5.1.- Surco de Valencia e Islas Baleares.....	296
5.3.5.2.- Galicia y Areas marinas adyacentes.....	297
5.3.5.3.- Mar Cantábrico.....	299

6.- ENSAYO DE UN MODELO GEODINAMICO ACTUAL.....	301
6.1.- INTRODUCCION.....	301
6.2.- ANTECEDENTES.....	301
6.2.1.- Modelo explicativo del Area de Gibraltar mediante la "subplaca de Alborán".....	302
6.2.2.- Modelo de comportamiento "rígido-plástico" de la litosfera continental.....	302
6.2.3.- Modelo de la Placa de Alboran y el "bloque rifeño" en el Arco bético.....	304
6.2.4.- Modelo de "colisión continental" en el Arco Bético-Rifeño.....	304
6.2.5.- Modelo de "rifting" sobreimpuesto.....	307
6.2.6.- Modelo de "fallas rumbo-deslizantes de diferente edad" en el Arco Bético-Rifeño.....	308
6.2.7.- Modelo "complejo" de distribución de esfuerzos y deformaciones en el Mediterraneo Occidental....	309
6.2.8.- Modelo de "subducción" en el borde occidental de la Península.....	313
6.2.9.- Modelo de "transcurrencias dentro de un régimen compresivo" para las Cordilleras Béticas (1990)..	315
6.2.10.- Modelo línea de "debilidad" cortical.....	317
6.2.11.- Modelo de "campo de esfuerzos complejo" en el borde oriental de la Península.....	318
6.2.12.- Modelo de "sismicidad difusa" y/o Subducción N-S (Africa bajo Iberia).....	321
6.2.13.- Modelo de "transcurrencia y subducción E-O"....	321
6.2.14.- Modelo de "deformación distribuida".....	324
6.2.15.- Modelo "extrusivo" (1991).....	328
6.3.- MODELO GEODINAMICO QUE SE PROPONE.....	330
6.3.1.- En la línea Nor-pirenaica y el borde cantábrico (L.N.P.).....	337
6.3.2.- La Fachada atlántica occidental.....	337
6.3.3.- En el Bloque Ibérico y Marroquí.....	339
6.3.4.- En el área Levantino Balear.....	340
6.3.5.- En el área Bético-Rifeña.....	340
6.3.6.- La línea Trans-Alborán.....	343

La presente Memoria y los documentos que la acompañan son fruto de la cooperación entre el Instituto Tecnológico Geominero de España y la Empresa Nacional de Residuos Radiactivos, S.A., según lo establecido en el Acuerdo específico entre ambas instituciones de fecha 21 de Junio de 1.987.

Normas, Dirección y Supervisión: V. Gabaldón López (I.T.G.E.),
A. Castañón Gómez (E.N.R.E.S.A.).

Realización: J. Baena Pérez (E.N. ADARO - Dirección Técnica), F. Moreno Serrano, F. Nozal Martín, J.A. Alfaro Zubero y L.M. Barranco Sanz.

Delineación: V. Mateos Granado.

Mecanografía: M. Redondo García y N. Avalos Cañas.

Colaboradores:

- **Universidad de Alicante:** A. Estévez Rubio (Inv. Principal), J.M. Soria Mingorance (Inv. Principal), P. Alfaro, C. Domenech, M. López, J.A. Pina, M. Rodríguez y A. Soria.
- **Universidad de Barcelona:** P. Santanach (Inv. Principal), J. Moya, J. Pous y I. Salueña.
- **Universidad Complutense de Madrid:**

Depto. Geodinámica - Equipo A (Centro): R. Capote del Villar (Inv. Principal), J. Hernández Enrile (Inv. Principal), A. Pérez González (Inv. Principal), R. Babín, A. Carbó, J. de D. Centeno, P. Fernández, P.P. Goicoechea, A. González, A. Martín, A. Rivas, M.A. Sanz, R. Tejero, A.G. Ubanell, y G. de Vicente.

Depto. Geodinámica - Equipo B (Sur y Levante): J.L. Goy Goy (Inv. Principal), C. Zazo Cardeña (Inv. Principal), T. Bardaji, P.G. Silva, L. Somoza y J. Martínez (Univ. de Valencia).

Depto. Petrografía - E. Ancochea Soto (Inv. Principal) y F. Hernan.

Depto. Paleontología - N. López-Martínez (Inv. Principal), R. Daams, A. de la Peña, J. Esteban y E. Larra.

- **Laboratorio Geológico de Laxe:** J.R. Vidal Romani (Inv. Principal), J.A. Castro, R. García y M. Nieto.

- Universidad de Granada: V. García Dueñas, F. González Lodeiro y C. Sanz de Galdeano.

- Universidad de Zaragoza: M. Gutiérrez Elorza (Inv. Principal), J.L. Simón Gómez (Inv. Principal), G. Benito, A. Casas, L. Cavero, I. Gil, C. Gil, B. Leranoz, M.V. Lozano, J.L. Peña, M.V. Pérez, T. Román, C. Sancho y A. Soriano.

- Universidad de Sevilla: J. Rodríguez Vidal (Inv. Principal), F. Díaz y E. Mayoral.

Servicio de Geología Marina del ITGE: J.T. Vazquez, T. Medialdea, C. San Gil y J. de la Cruz.

Servicio de Informática del ITGE: F. Pérez Cerdán.

Otros: P. Cabra Gil (Inv. Principal), F.J. Gracia Prieto (Inv. Principal), E. Alvarez, F.J. Soria, A. Pineda (EPTISA), P. Wouters (EPTISA), M. Arca (EPTISA), M.A. de la Calle (EPTISA), A. Carvajal (E.N. ADARO), J. Matas (E.N. ADARO), y J. Saint-Aubin (E.N. ADARO).

Asesores: C. Sanz de Galdeano (Inst. And. de Geología Mediterránea, C.S.I.C.), J.L. Simón Gómez (Univ. de Zaragoza), J.L. Goy Goy (Univ. de Salamanca), C. Zazo Cardeña (C.S.I.C.), J. Rodríguez Fernández (Inst. And. de Geología del Mediterráneo, C.S.I.C.) y N.A. Mörner (Presid. de la Com. de Neot. del INQUA).

4. CARACTERISTICAS DE LA LITOSFERA Y VOLCANISMO.

4.1. LA LITOSFERA.

4.1.1 Métodos de estudio.

El estudio de la estructura profunda de la corteza terrestre es fundamental para determinar y entender la evolución geodinámica y la situación actual de una zona.

Dicho estudio se basa en métodos geofísicos; los más utilizados de ellos son el análisis de la propagación de las ondas sísmicas y el de las anomalías gravimétricas. Dentro de los primeros se distinguen aquellos cuya fuente es natural (terremotos) y aquellos con fuente artificial (perfils sísmicos). Una técnica que utiliza los terremotos como fuente es la dispersión de ondas superficiales y da ideas generales sobre la estructura de la litosfera.

Los perfils sísmicos profundos proporcionan información sobre la estructura cortical y sus variaciones laterales, permitiendo su contrastación con las diferentes unidades tectónicas conocidas a partir de la geología de superficie. Para la elaboración del Plano nº 2, sobre espesores de corteza, que acompaña a esta memoria, se han utilizado los datos contenidos en todos los perfils sísmicos realizados en España desde el año 1.974, junto con las líneas sísmicas de reflexión profunda realizadas en los Pirineos (ECORS).

En los sectores donde existe una información más completa (Béticas, Pirineos, Galicia y Mediterráneo) dichos datos han sido interpretados y publicados por diversos autores. En esta ocasión se ha realizado una recopilación de todos ellos, y una extrapolación a los sectores de la Península con información más escasa, teniendo en cuenta la gravimetría realizada por ENRESA para todo el Macizo Hespérico y la publicada por el IGN junto con otros datos de magnetometría.

4.1.2. Generalidades de la litosfera.

Los primeros datos acerca de la litosfera fueron aportados por las técnicas de dispersión de ondas superficiales (Payo, 1964; 1965, 1967 y 1969). El modelo de estructura litosférica IBE (Payo, 1970) da una corteza media para la Península de unos 30 km de espesor con un canal de baja velocidad (astenosfera) entre los 80 y los 180 km de profundidad. Posteriores estudios (Payo, 1972; Payo y Ruiz de la Parte, 1974; Sierra, 1980; Badal *et al.*, 1990) introdujeron pequeñas variaciones al modelo como por ejemplo el aumento del espesor de la corteza a 32 km, la heterogeneidad de la

astenosfera, o la detección de otras capas de baja velocidad en la litosfera (por ej. a unos 60 Km de profundidad).

Los datos del experimento de perfiles profundos ILIHA (ILIHA DSS Group, en prensa) suponen la última importante contribución al conocimiento de la litosfera superior en la Península hasta los 90 km de profundidad. Se observan en el manto superior varias capas de baja velocidad prácticamente horizontales, no observándose importantes variaciones laterales en contraste con la heterogeneidad cortical.

El espesor litosférico de la Península sufre un fuerte adelgazamiento hacia el Atlántico y especialmente hacia el Mediterráneo (fig. 4.1.-I), donde se alcanzan espesores típicos de placa con corteza oceánica o semioceánica.

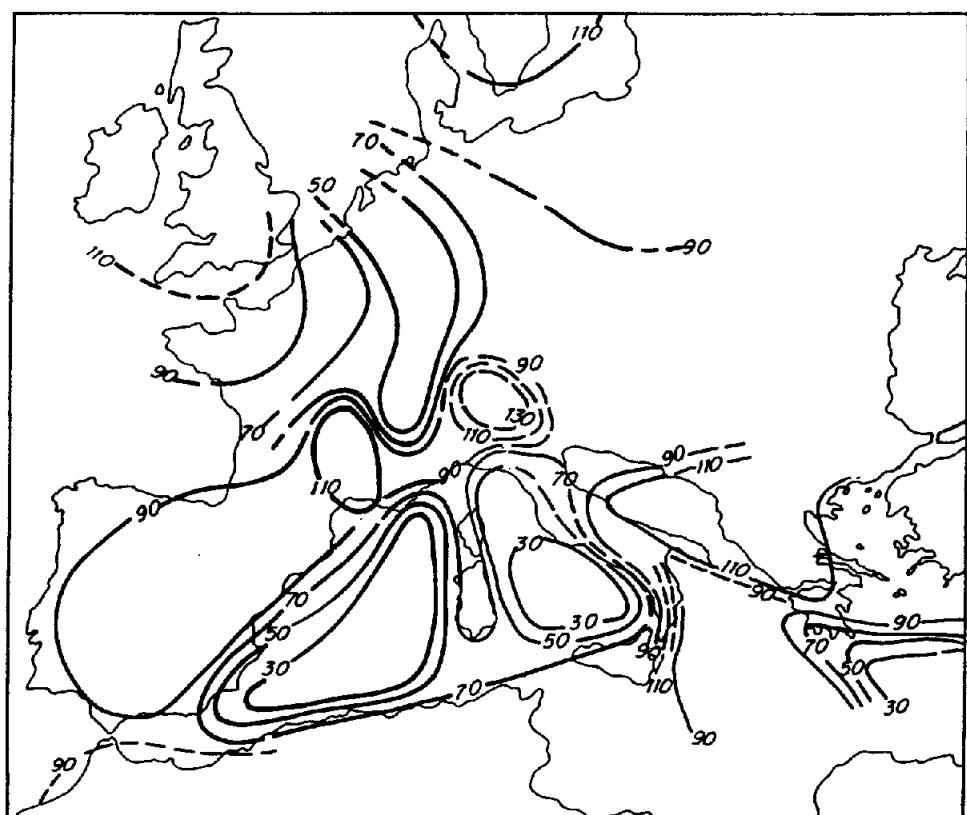


Fig. 4.1.- I.- Mapa de la profundidad (Km) de la base de la litosfera en el área Europa-Mediterráneo.
(Calcagnile y Scarpa, 1.985).

4.1.3. Estructura cortical.

La estructura de la corteza en la Península Ibérica y zonas adyacentes presenta, a diferencia de la litosfera, importantes heterogeneidades laterales (fig. 4.1.-II), mostrando las diferentes unidades geológicas estructurales una cierta homogeneidad cortical.

El Macizo Hespérico tiene una corteza con un espesor medio de 30 km (28 km hacia los bordes y 32 en el centro) (ILIHA DSS Group, en prensa; Banda *et al.*, 1981 b; Banda *et al.*, 1983 a y b). Esta corteza está estructurada en 3 capas (prescindiendo de los sedimentos superficiales) con espesor variable: una superior ($V_p = 6$ km/s) hasta los 14 km, otra intermedia ($V_p = 6,3$ km/s) hasta los 23 km, y una ($V_p = 6,8$ km) hasta los 30 km. No se observa ninguna importante variación lateral.

- El Sistema Central se corresponde con un ligero engrosamiento cortical (aprox. 2 km) en relación a la corteza del Macizo Hespérico (Suriñach y Vegas, 1988). El engrosamiento cortical coincide con un adelgazamiento de la corteza superior a partir de dos grandes zonas de fracturación con orientación ENE-OSO, que limitarían el Sistema Central.

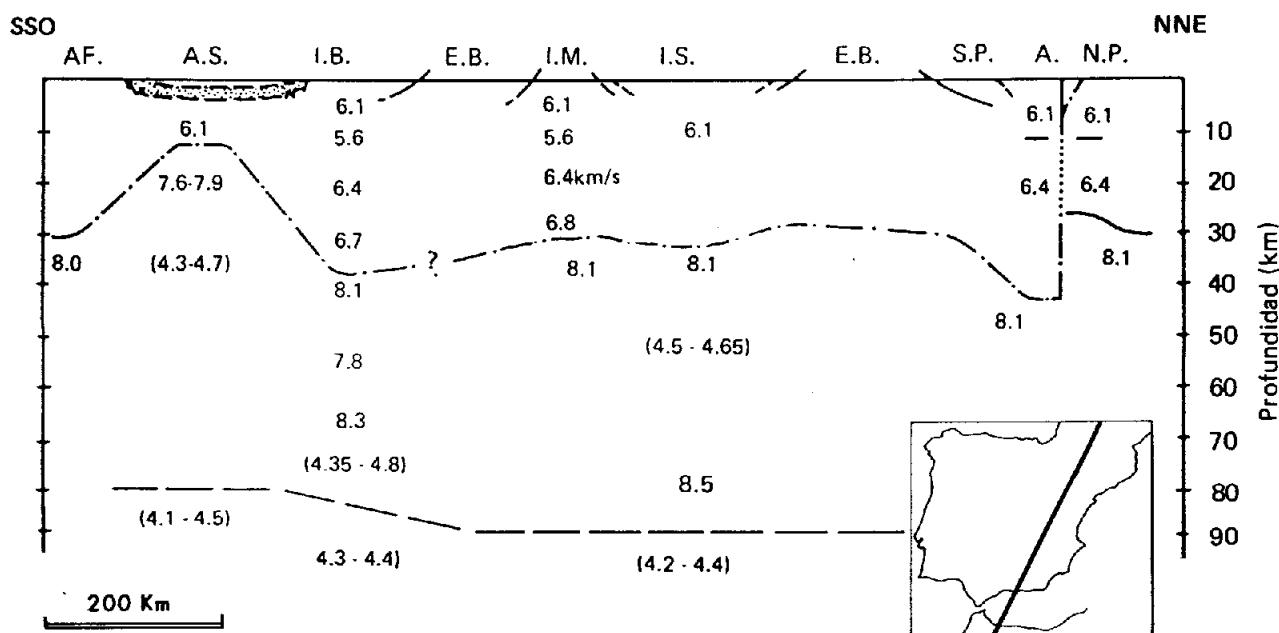


Fig. 4.1- II. Corte NNE-SSO a través de la Península Ibérica, donde se han indicado las formaciones sísmicas obtenidas. AF: África; AS: Mar de Alborán; IB: Béticas Internas; EB: Béticas Externas; IM: Macizo Ibérico; IS: Sistema Ibérico; EB: Cuenca del Ebro; SP: Zona Surpirenaica; A: Zona Axial; NP: Zona Nordpirenaica. (Modificado de Banda *et al.*, 1983).

- En el Sistema Ibérico también ocurre un ligero engrosamiento cortical, especialmente en su parte meridional. Los engrosamientos corticales de los dos sistemas anteriores vienen también indicados por la gravimetría, que muestra mínimos en esas zonas, aunque no exactamente coincidentes debido a la distorsión que producen los fuertes espesores de las cuencas sedimentarias adyacentes (ej.: Cuenca del Duero en Segovia). Ambas cadenas no deben estar compensadas isostáticamente, especialmente el Sistema Ibérico, lo cual podría ser una explicación de la actividad neotectónica de este sector.

- En Galicia la corteza sufre un adelgazamiento desde los 32 km típicos del interior del Macizo Ibérico a los 25-28 km en la costa (Córdoba et al., 1987, Córdoba et al., 1988). El Moho es algo irregular, con zonas altas como en Cabo Ortegal (que coincide con un máximo gravimétrico) y zonas bajas (espolón entre Lugo y Orense). Esta irregularidad, podría ser la causa de la mayor actividad sísmica existente en la región gallega en comparación con el resto del Macizo Hespérico.

- En el caso del Mar Cantábrico: los datos proceden fundamentalmente de la sísmica de reflexión (Boillot et al., 1.984; Boillot y Malod, 1.988). Estos autores plantearon un modelo en el cual, el prisma de acreción generado durante la subducción incipiente producida durante el Eoceno constituye el límite entre la corteza oceánica del Cantábrico y la corteza continental de la península Ibérica. Destacan unas fallas dextras con dirección NO-SE que continúan como tales en la Cordillera Cantábrica.

- En los Pirineos el perfil sísmico de reflexión ECORS (fig. 4.1.-III) (ECORS Pyrenees Team, 1.986 y Losantos et al., 1.988) ha proporcionado una información vital sobre el conjunto de la corteza (fig. 4.1.-II), que junto con los datos anteriores a dicho perfil, de refracción profunda (Gallart, 1.982; Explosion seismology group Pyrenees, 1.980; Gallart et al., 1.982; Sorian y Vadell, 1.980; Gallart et al., 1.980) y de gravimetría y de otras técnicas Geofísicas (Zeyen y Banda, 1.988; Torné et al., 1.988; Torné y Banda, 1.988) dan una idea bastante ajustada del modelo de corteza.

Lo más relevante es la importante discontinuidad cortical detectada a lo largo de la falla Nor-pirenaica y que supone el paso brusco de una corteza "ibérica" engrosada hasta 50 km a una corteza de unos 30 km bajo Francia. Los reflectores en la corteza superior indican vergencias dobles centrífugas a la cadena, pero dominando las vergencias sur. Todo ello parece indicar que la placa de Iberia se introduce bajo Francia

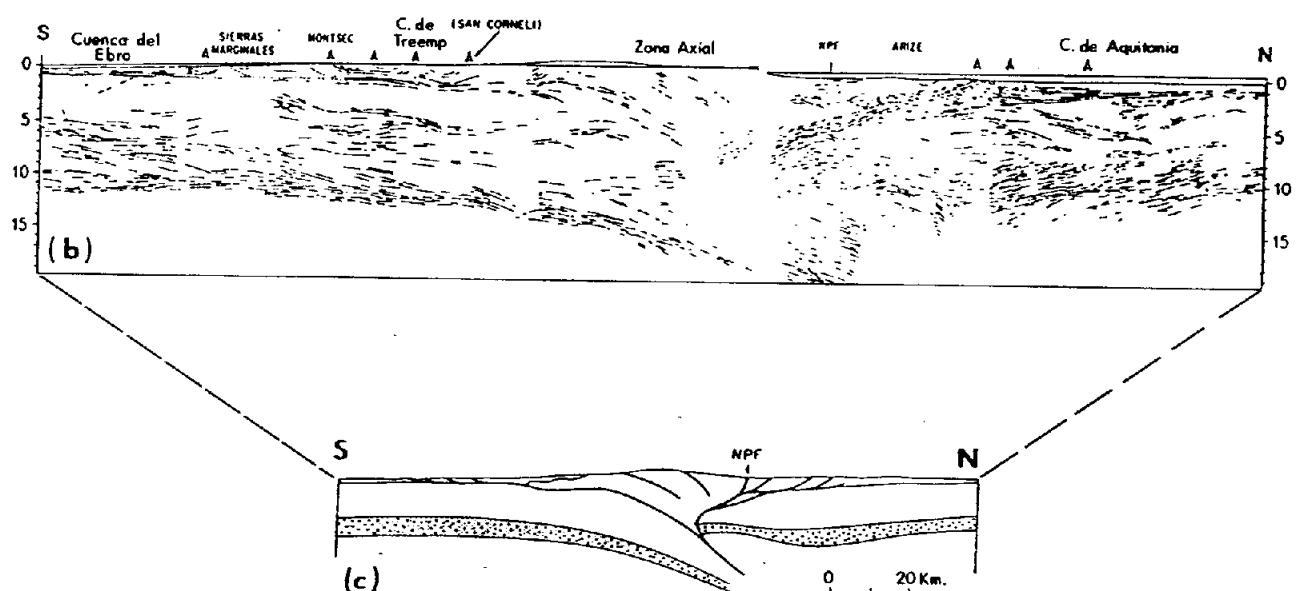


Fig. 4.1- III. Perfil ECORS. (a): Situación del perfil, en rayado los afloramientos paleozoicos; (b): Principales reflectores; (c): Interpretación de la corteza. NPF: Falla nordpirenáica; SPZ: Zona surpirenáica (ECORS Pyrenees team, 1.988).

mediante un movimiento compresivo que lleva implícita una fuerte componente de desgarre; desgarre que es dextral si se tienen en cuenta datos aportados por otras técnicas (geológicas y sismológicas). Esta discontinuidad es producto de una inestabilidad dinámica que se refleja en una amplia zona de deformación actualmente activa.

La gravimetría también muestra este fuerte engrosamiento cortical con mínimos importantes en las anomalías de Bouguer. Por otro lado, la magnetometría da fuertes anomalías relacionadas con el volcanismo de Olot del Pleistoceno superior, manifestaciones volcánicas muy recientes resultando de ello gran dinamismo de la zona. Todos estos datos indican

la gran inestabilidad de la zona, siendo lógica, por tanto, la elevada sismicidad que allí ocurre.

Una importante cuestión surge al intentar representar la continuidad lateral de esa gran discontinuidad. Hacia el Oeste, la placa ibérica se prolonga en la corteza normal de la Cordillera cantábrica, mientras que la europea pasa primero a corteza continental adelgazada y luego a corteza oceánica mediante un margen pasivo. Por otro lado, esta última conecta hacia el Sur con la placa Ibérica bajo el Cantábrico mediante una paleosubducción buzante al Sur. Es evidente que la conexión entre ambas zonas implica la actuación de fallas en dirección (Boillot et al., 1.984). Hacia el Este debe ocurrir una situación similar, con juego importante de desgarres NE (ej. falla del Segre, etc.) que junto con las anteriores individualizarían la Cadena Pirenaica. Así, pues, los Pirineos deben suponer un espolón donde se concentran los esfuerzos de la compresión N-S entre las placas africana-ibérica y euroasiática, que tuvo su clímax en el Eoceno.

- En la zona Islas Baleares-Surco Valenciano-Zona Costero Catalana hay un buen conocimiento de la estructura cortical debido a los numerosos trabajos allí realizados (Banda et al., 1.980 b; Hinz 1.973; Pavia 1.977; Dañobeitia et al., 1.990; Dañobeitia et al., en prensa; Banda et al., en prensa; Rehault et al., 1.984; Mauffret, 1.976).

El margen mediterráneo al Norte del Cabo de San Antonio presentó un adelgazamiento relativamente rápido de la corteza desde el interior de la Península (30 km) pasando por la costa (23 km) hasta el mínimo (13 km) existente en la mitad del Surco Valenciano.

El Surco de Valencia tiene una corteza continental muy adelgazada. Las Baleares suponen un engrosamiento de 28 km (Mallorca) a 20 (Menorca e Ibiza). Hacia el Sur se pasa a la corteza oceánica de la cuenca surbalear a partir del accidente E. Baudot de dirección NE-SO, que coincide con un fuerte escarpe batimétrico y una importante anomalía gravimétrica. Hay que mencionar otros accidentes corticales de dirección NE-SO que cruzan el Mediterráneo occidental (Rehault et al., 1.984) y que han sido detectadas en los perfiles sísmicos de las Islas Baleares separando las Islas de Ibiza y Mallorca (Banda et al., 1980 b) y que separa con la corteza continental del Surco Valenciano Islas Baleares (más o menos adelgazadas) de la oceánica existente en la Cuenca Argelio-Provenzal (Baleárica y del Golfo de Lyon).

- Las Cordilleras Béticas han sido la zona más investigada, pero su estructura no está aclarada debido a su complejidad.

Las características globales de la corteza han sido determinadas en varios perfiles. Sierra Nevada supone un engrosamiento cortical (llegando a 40 km, Surifiach y Udías, 1.978) el cual está trasladado hacia el Este (hacia las Zonas Externas en la Sierra del Gigante), posiblemente debido a la actuación de fallas de desgarre con dirección NO-SE.

El Mar de Alborán tiene una corteza continental adelgazada con 17 km el Oeste y 13 km al Este, hacia donde enlaza con la corteza oceánica de la Cuenca Surbalear o Argelina (Boloix y Hatzfeld, 1.977; Hatzfeld, 1.976).

La corteza bajo la costa sur de la Península tiene un espesor de unos 25 km (Banda y Ansorge, 1.980, Barranco et al., 1.990, Banda et al., en prensa) y presenta un fuerte adelgazamiento desde Sierra Nevada a Alborán (13-17 km). Este fuerte gradiente supone una gran inestabilidad cortical que se muestra de forma patente en ese área costera.

La zona de Málaga es un sector absolutamente anómalo por varias razones:

- Afloramiento de peridotitas.
- La gravimetría da un fuerte máximo en las anomalías de Bouguer (Bonini et al., 1.973).
- Los perfiles detectan un cuerpo de alta velocidad así como un Moho superficial (entre 15 y 20 km) (Barranco et al., 1.990; Banda et al., en prensa), y un fuerte escarpe hacia el O. en el Moho, coincidiendo aproximadamente con el contacto con las zonas Externas.
- La tomografía sísmica también muestra la presencia de una litosfera anómala (Badal et al., 1.990.)

Todas estas características deben de estar estrechamente relacionadas con la elevada sismicidad en la zona, con la presencia de numerosos sismos profundos (>65 km) y con la orientación muy inclinada de los ejes compresivos de algunos mecanismos focales de sismos próximos. Los modelos que intentan explicar estos datos son variados, como los que indican subducciones actuales o fósiles de la corteza (Buforn y Udías, 1991) o de la litosfera (Vegas, 1991). En cualquier caso, es una zona que representa el contacto entre el bloque de Alborán y las zonas Externas Béticas.

En Cádiz y Huelva la corteza presenta las características y espesores análogos a los presentes en el interior de la Península con un espesor en la zona costera de 27-30 km. (Medialdea et al., 1.986).

En Almería y Murcia se produce un brusco e importante adelgazamiento cortical (22 km bajo Cartagena) coincidiendo con la zona de fallas de Carboneras, Palomares y Alhama de Murcia (Banda y Ansorge, 1.980; Banda et al., -en prensa-). Dicho límite viene marcado por importantes manifestaciones volcánicas y fuertes gradientes gravimétricos.

Ese brusco adelgazamiento continúa mar adentro pasando a la corteza oceánica surbalear a partir del escarpe de Mazarrón. Hacia Alicante y la Meseta se pasa de nuevo a una corteza normal Ibérica.

En las Islas Canarias el espesor de la corteza se sitúa entre los 16 y los 12 Km., tal como se desprende de los datos de gravimetría (Golflam, 1979) y de perfiles sísmicos (Banda et al., 1981 a), existiendo posibles escalones del Moho entre las islas de Lanzarote y Fuerteventura (Suriñach, 1986) o entre Gran Canarias y Tenerife. A tenor de estos datos, de la repartición del volcanismo y de la sismicidad, diversos autores (Bosscher y McFarlane, 1970; Hdez. Pacheco e Ibarrola, 1973) definieron diversos supuestos accidentes correspondientes a dos direcciones dominantes designadas por los últimos autores como de dirección atlántica (ONO-ESE) y africana (ENE-OSO), si bien queda por establecer el significado o carácter geodinámico de los mismos.

4.2. VOLCANISMO.

4.2.1. En la Península y área marítima cercana.

La actividad volcánica durante la época neotectónica tiene una notable incidencia en el Mediterráneo occidental (fig. 4.2.-I).

4.2.1.1. Tipos de volcanismos

Tal volcanismo o magmatismo se refleja en la Península Ibérica en diversas áreas, casi todas ellas cercanas al litoral mediterráneo, neotectónicamente activas y en general superpuesto a una corteza continental más o menos adelgazada. Solo en algunos casos los focos volcánicos penetran hacia el interior de la Península, donde atraviesan una corteza continental

DATOS PETROLOGICOS Y GEOCRONOMETRICOS DEL
MAGMATISMO EN EL MEDITERRANEO OCCIDENTAL.

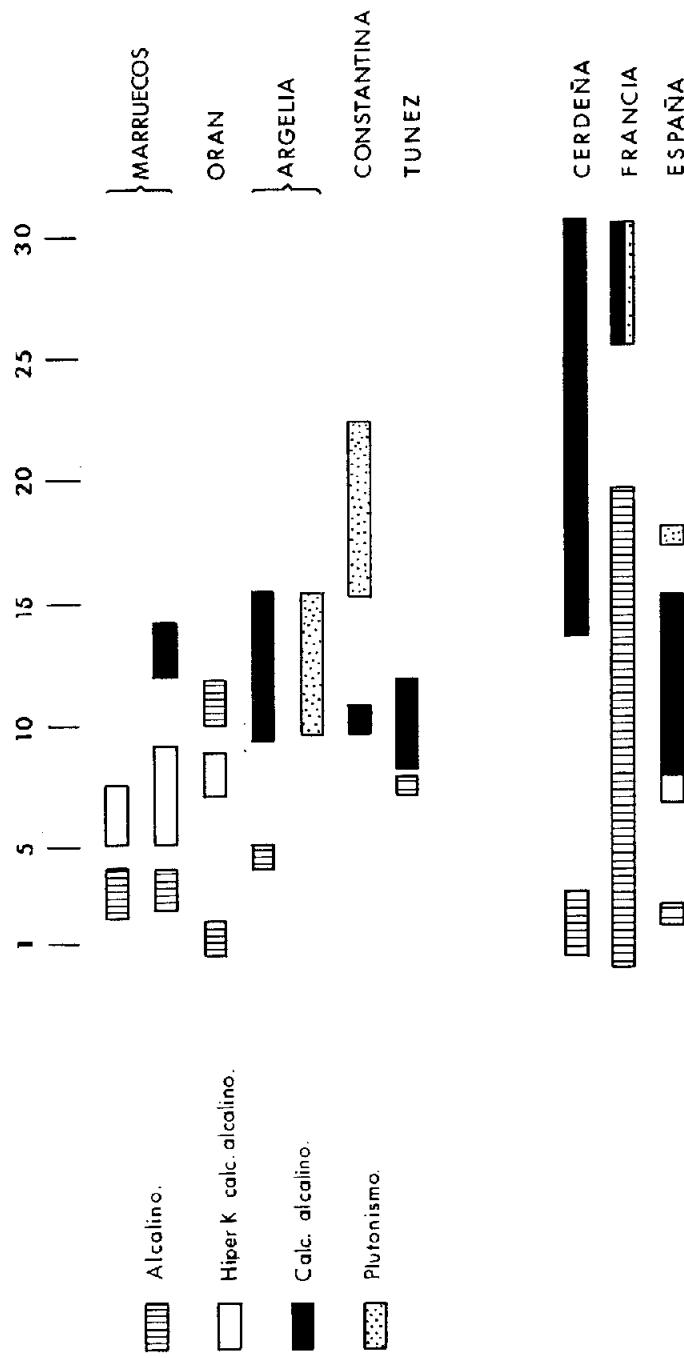


Fig. 4.2.- I.- Datos Petrológicos y Geochronométricos del Magmatismo en el Mediterráneo occidental.

"normal" (30 km), como en el caso del volcanismo de Campo de Calatrava (C. Real) y en parte del de Olot (Gerona).

Los aparatos volcánicos están presentes de Norte a Sur en: los Pirineos Orientales, Cadena Costero Catalana, área de Levante, surco o cuenca valenciana, penetra hacia el interior en los Campos de Calatrava (C. Real), Sureste de la Península (Murcia, Almería y Albacete) y en gran parte del Mar de Alborán. Despues de atravesar Marruecos se traslada a la fachada atlántica con su mayor expresión en el territorio insular hispano de las Canarias.

De este volcanismo interesa sobre todo, su químismo y/o tipología, su edad y sus implicaciones geodinámicas.

En el área peninsular y mediterránea cercana se ha investigado desde varios puntos de vista este volcanismo neógeno (fig. 4.2.-II). Las fuentes bibliográficas en que se basan este resumen son los trabajos de Ancochea et al., (1.979), Ancochea (1.982), Araña y Vegas (1.974), Araña et al., (1.983), Bellon (1.976), Bellon y Brousse (1.977), Bellon et al., (1.983), Bellon et al., (1.981) Bordet (1.985), Bonadonna y Villa (1.984), Donville (1.973 a,b,c y d), Ferrara et al., (1.973), Guerin et al., (1.986), Hernández et al., (1.987), Montenat et al., (1.975), Novel et al., (1.981), López Ruiz y Rodríguez Badiola (1.980), Saenz y López Marinas (1.975), Van Couvering et al., (1.976) y Van Couvering y Drake (1.972).

Tanto el volcanismo neotectónico que aflora en la Península, como el existente en el surco valenciano (islas Columbretes, Sondeo 122 del D.S.D.P.), o en el Mar de Alborán (isla de Alborán, Banco de Chella ...), se puede atribuir a dos series diferentes: calco-alcalina y alcalina, distribuidas a su vez según su tipología, en cuatro conjuntos:

- Conjunto calco-alcalino poco potásico, donde predominan las andesitas, pero en el que están presentes dacitas y riolitas.
- Conjunto calco-alcalino potásico o shoshonítico, con lavas anatécticas ricas en enclaves del zócalo.
- Conjunto lamproítico-hiper potásico, con una variabilidad grande en su composición química.
- Conjunto de basaltos alcalinos, a veces con enclaves del zócalo profundo.

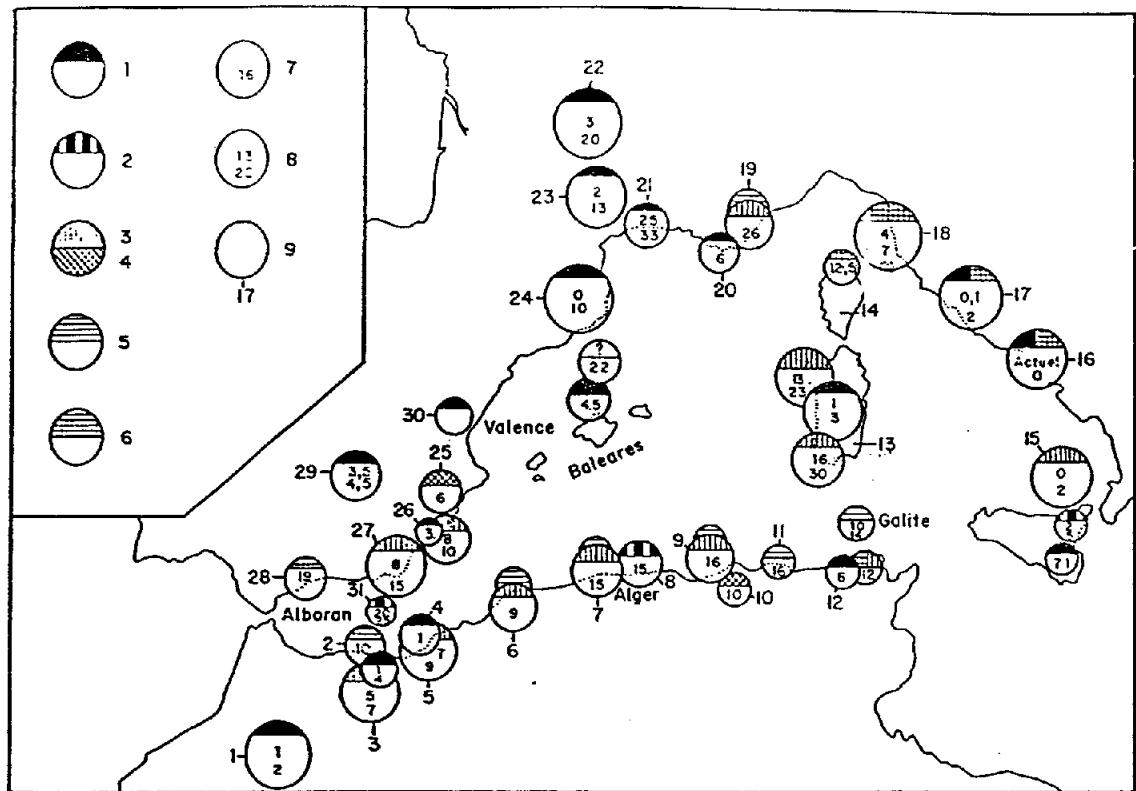


Fig. 4.2.- II.-

El magmatismo perimediterráneo occidental. Tomado de Bellón y Brousse, 1.977.

1: Volcanismo alcalino; 2: Volcanismo tholeítico; 3: Volcanismo calco-alcalino; 4: Lamproitas; 5: Plutonismo; 6: Magmatismo de origen cortical; 7: Magmatismo activo hace 16 Mill. de años; 8: Magmatismo activo en 13 y 20 Mill. de años; 9: Localización geográfica según la lista siguiente:

Localización Geográfica

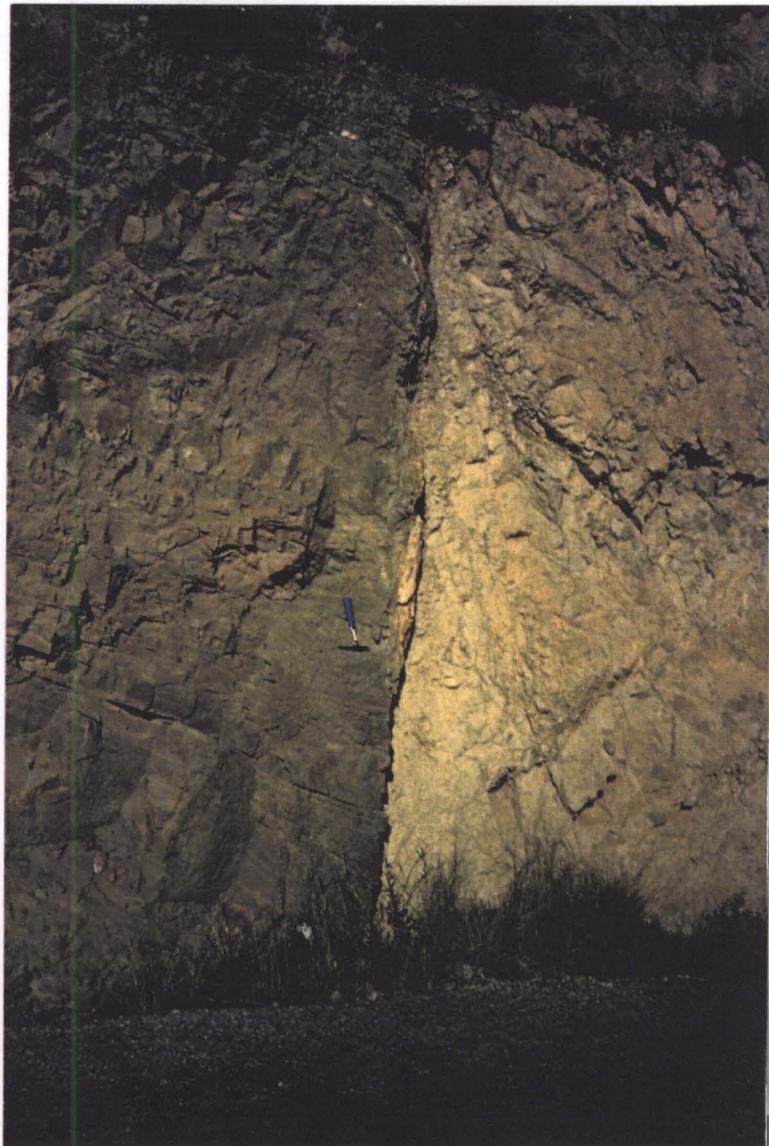
MARRUECOS	1 Causse Moyen Atlasique 2 Cap des Trois Fourches 3 Gourougou 4 Souhalia Temouchent (Oranais) 5 M Sirda et Sahel d'Oran 6 Ténès - Cherchel 7 Menacer	ITALIA	15 Islas Eoliennes 16 Napoles 17 Prov. Romana 18 Toscana et Elba 19 Cap d'Ail (Nice) 20 Toulonnais 21 Pouget (Montpellier) 22 Cantal 23 Causses
ARGELIA	8 Dellys Cap Djinet 9 Bejaia Cavallo 10 Constantinois (Kef Hahouner) Cap Bougaroun 11 Cap de Fer Kabylie de Collo	FRANCIA	24 Cataluña 25 Mar Menor 26 Cartagena 27 Cabo de Gata
TUNEZ	12 Mogods. Nefza - Galite	ESPAÑA	28 Viñuela (Malaga) 29 Ciudad Real 30 Valencia
CERDEÑA	13 Sardaigne		
CORCEGA	14 Sisco		

Conjunto calco-alcalino.

Está muy bien representado en el Sureste de la Península (Sierra de Cabo de Gata-La Serrata-Carboneras) y en el Mar de Alborán. Dentro de este conjunto se pueden distinguir varios subconjuntos (fot. 4.2.1.-a).

- Lavas dacíticas, poco potásicas, enriquecidas tardía y localmente en potasio. Su edad, obtenida por el método K/Ar, parece corresponder al Serravaliense-Tortoniense inferior.

- Lavas calco-alcalinas, que van desde andesitas básicas, a dacitas pobres en potasio y sobre todo en sodio, presentes en toda la alineación de Cabo de Gata a Carboneras, de edad Tortoniense.



Fot. 4.2.1.- a.- Rocas volcánicas calco-alcalina neógenas afectadas por fallas al N. de Carboneras -Almería-. Foto J. BAENA.

- Lavas riolíticas fuertemente hidrotermalizadas (Rodalquilar) cuya edad parece ser Tortoniana superior.

Podemos decir que todo este conjunto es de edad Tortoniana, puesto que no existe una relación ni en el tiempo ni en el espacio entre estos subconjuntos, ya que han funcionado simultáneamente superponiéndose en una misma vertical, sin zonación espacial. A veces estas lavas están asociadas a rocas plutónicas, emplazadas mecánicamente en los filones.

El estudio de las muestras obtenidas mediante dragados en el Mar de Alborán o de las recogidas en la misma isla de Alborán indican que se tratan de andesitas básicas y pobres en potasio. Aunque algunas pueden ser más antiguas (Burd-Langh) la mayoría son claramente de edad Tortoniana y relacionadas con las de Cabo de Gata (Almería).

Conjunto calco-alcalino potásico o shoshonítico. (Volcanismo con granates: Mazarrón, Níjar).

Fuertemente aluminico, constituido por andesitas, dacitas y riolitas con xenolitos con granates, cordierita, andalucita, sillimanita, espinela y grafito. Ha sido interpretado como resultado de una anatexia cortical.

Se distribuye en una banda estrecha que desde Almería va hacia Carboneras, Garrucha, Palomares y se continua en las cuencas de Mazarrón y del Mar Menor.

Este conjunto es contemporáneo con una parte del volcanismo de Cabo de Gata del conjunto anterior, aunque quizás sea en su mayor parte algo más moderno, del Tortoniano Superior (8.2-6.8 m.a.).

Conjunto lamproítico.

Estas rocas cubren un intervalo de composición importante (SiO_2 de 45 a 72%) con contenido de alcalinos muy variable. A pesar de ello, presentan características mineralógicas comunes, tales como presencia de fenocristales de forsterita, flogopita, sanidina y plagioclasas. La variabilidad de la composición química de estas rocas parece resultar de una mezcla con los líquidos procedentes de la fusión de la corteza.

Una de las características de este conjunto es su dispersión geográfica, aun dentro de la región del SE. de la Península, y su presencia tanto en los dominios de las Zonas Externas Béticas, como en lo que sería el Bloque de Alborán. Y así, tenemos lamproitas en la Cuenca de Vera (Almería) y Mazarrón (Murcia), dentro del "Bloque de Alborán". También en Barqueros, Fortuna, Calasparra y Jumilla (en Murcia), y en Cancarix, Las Minas, Cerro

Salmerón en Albacete, a más de una centena de kilómetros del Mediterráneo y ya en las Zonas Externas béticas.

La edad de este volcanismo es Messiniense, aunque pudo comenzar al final del Tortoniano, en parte contemporánea del volcanismo con granates.

Conjunto de basaltos alcalinos.

Se trata de basaltos alcalinos y/o basanitas de origen subcortical, a veces con enclaves de zócalo profundo (Cartagena).

Si al tratar de las lamproitas citábamos su dispersión geográfica dentro de un contexto regional, en el caso de los basaltos alcalinos esta dispersión es total a lo largo de toda la zona oriental o mediterránea de la Península. Siendo así que encontramos basaltos alcalinos de Norte a Sur en:

- Gerona (Olot-La Selva). En un dominio que incluye los Pirineos Orientales y las Cordilleras Costero Catalanas, atravesando un zócalo paleozoico.

Este tipo de volcanismo es aquí bastante persistente durante toda la época neotectónica. Las muestras datadas proporcionan edades desde el Tortoniano hasta el Cuaternario, aunque predominan las del Messiniense. Es de destacar que es aquí donde se ha datado como Pleistoceno superior, siendo más reciente cuanto más tierra adentro se produjo. En los alrededores de Olot ocurrieron erupciones en los últimos 150.000 años.

- Surco o Cuenca valenciana. Las muestras tomadas en las islas Columbretes, así como las del Sondeo 122 del D.S.D.P. y las del escarpe nor-baleárico han mostrado la existencia de este volcanismo, y su gran desarrollo en esta cuenca si lo asociamos a las grandes directrices de anomalías magnéticas. Su edad es Plioceno (aprox. 4.5 m.a.).

Área levantina.

En la provincia de Valencia (Cofrentes), en un dominio situado entre la Cordillera Ibérica y la Cordillera Bética, y caracterizado por la presencia de amplios pasillos tectónicos ocupados por Trias, aparece un asomo de basaltos alcalinos, cuya edad es Pliocena o Plio-Cuaternaria (aprox. 2 m.a.) (fot. 4.2.1.-b).



Fot. 4.2.1.- b.- Basaltos alcalinos al N. de Cofrentes (Valencia). Son de carácter explosivo y recubren depósitos detriticos que se atribuyen al Plioceno. Los estudios de datación absoluta mediante K-Ar dan edades entre 1,7 y 2,3 a. Foto J. BAENA.

Campo de Calatrava (C.Real).

En este caso el volcanismo basáltico alcalino se localiza en la parte nor-oriental de Sierra Morena, atravesando materiales paleozoicos. Las muestras datadas indican que aunque existen basaltos del Tortoniano superior e incluso del Cuaternario antiguo, alcanzando su mayor desarrollo durante el Plioceno.

Cartagena (Murcia).

Jalonando el borde nord-occidental de la Sierra de Cartagena, en un contexto en el que dominan los materiales más o menos metamórficos del "Bloque de Alborán", aparecen varios afloramientos de basaltos alcalinos, que a veces contienen enclaves del zócalo profundo (granulitas).

La edad de estos basaltos es Pliocena e incluso podría ser Cuaternaria en ciertos puntos.

4.2.1.2. Origen e implicaciones geodinámicas.

Un hecho a destacar en todo el conjunto del volcanismo que afecta a la Península y zonas cercanas, es la estrecha relación existente entre sus

afloramientos y las líneas de falla o fracturas con actuación en la época neotectónica.

Todo el volcanismo calco-alcalino, ya sea pobre o rico en potasio, está en estrecha relación con el corredor de desgarre levógiro "Trans-Alborán" (Hernández *et al.*, 1.987) (fig. 4.2. III).

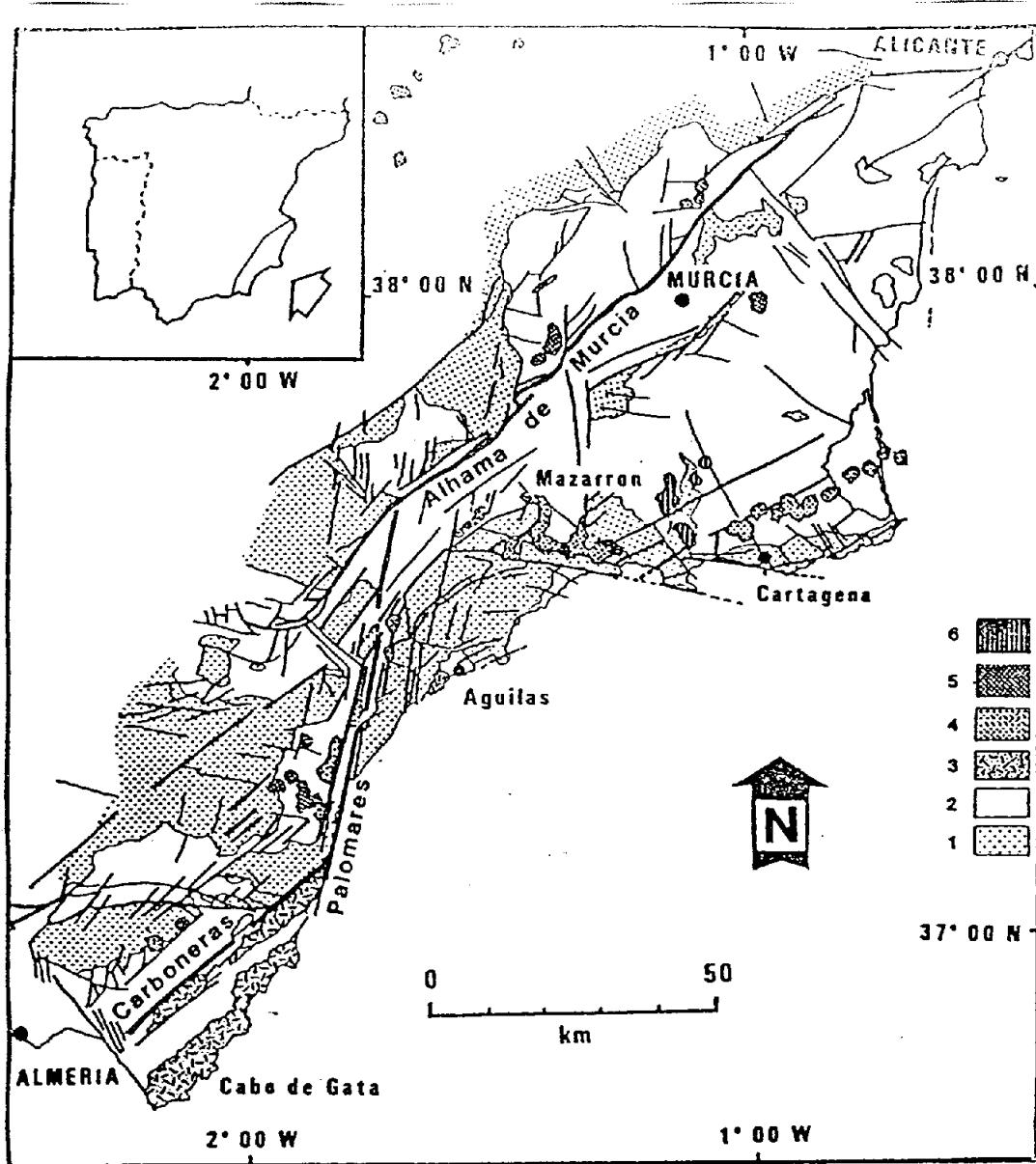


Fig. 4.2.- III.-
Esquema estructural simplificado de las Cordilleras Béticas Orientales. Situación del volcanismo en las cuencas neógenas. Principales accidentes activos en el curso del Neógeno. (según Ott d'Estevou et Montenat, 1.985). Tomado de Hernandez *et al.*, 1.987.
1: Zonas béticas internas y externas; 2: Neógeno y Cuaternario; 3: Volcanismo calco-alcalino; 4: Volcanismo anatectico; 5: Lamproitas; 6: Basaltos alcalinos.

Además este volcanismo, de edad Mioceno superior está íntimamente asociado a la creación y/o evolución de las cuencas sedimentarias en las que se encuentra. Así en la cuenca de Mazarrón (Murcia) las primeras manifestaciones volcánicas son contemporáneas de los primeros estadios de la sedimentación del Tortoniense, y se puede seguir hasta el Messiniense, es decir, poco antes de la emersión de la cuenca. En este caso los volcanes están situados en los bordes de la cuenca, a lo largo de los accidentes de desgarre o en las grietas de tensión paralelas a las direcciones de acortamiento submeridiano. Este tipo de evolución es muy común en las cuencas del SE español.

El modelo geodinámico propuesto para el origen y emplazamiento de este magma es el de cizallamiento cortical resultante de la dinámica litosférica con desarrollo de fisuras diseminadas y de grietas de tensión en escalón. Estas megacizallas ponen en contacto dos cortezas diferentes (Banda y Ansorge, 1.980). Probablemente la llegada del Bloque de Alborán al dominio bético, habría probablemente permitido la interacción entre fragmentos de litosfera oceánica antigua y el manto superior, lo que explicaría en parte la naturaleza calco-alcalina de este volcanismo.

Veamos lo que ocurre desde el punto de vista tectónico. El panorama existente es el siguiente:

- Un cortejo de grandes fracturas de dirección N70°E/E-0 (Sistema "A"), que jugando como desgarres dextros han desplazado hacia el Oeste el "Bloque de Alborán" y parte de la Zona Externa Bética.
- Un sistema muy desarrollado de fallas heredadas de dirección NO-SE (Sistema "B").
- Finalmente la aparición y/o desarrollo del sistema de cizallas levogiras o banda desgarrante, cuya dirección principal es NE-SO, aunque presenta otra dirección secundaria o conjugada (N120°E y N10-30°E). Este Sistema (Sistema "C") constituye el aparato conductor de las emisiones volcánicas.

El proceso de ascenso del magma se hará de acuerdo con la dirección máxima de esfuerzos compresivos (σ_1) dominante en cada momento, y con la dirección de las estructuras o fallas existentes, de tal forma que la inyección se realiza en las grandes grietas de tensión que se originan por lo general formando un ángulo de 40-50° con el plano de cizallamiento principal.

La dirección de máxima compresión o acortamiento durante el Tortoniense es en esta región NO-SE. Las emisiones volcánicas calco-alcalinas se

desarrollaron a favor de grietas de tensión creadas por el juego dextro de accidentes N70°E/E-0, así como por el juego normal del Sistema NO-SE, en la confluencia con el gran sistema de desgarre.

En la rotación horaria de la dirección de compresión principal que va pasando de NO-SE a N-S podría estar el origen del volcanismo calco-alcalino potásico. El magma que asciende por grietas de tensión se ve sometido durante la rotación (en la etapa intermedia NNO-SSE) a una componente compresiva que facilita la fusión y mezcla anatéctica del mismo con parte de la corteza que en este caso (Bloque de Alborán) son terrenos metamórficos, con granates, sillimanita, andalucita ... etc. Y esto parece ocurrir precisamente al final del Tortoniano.

Quizá sean las lamproitas las que tengan un origen más difícil de explicar con argumentos tectónicos. De todas formas parece ser que durante el Messiniense la dirección del esfuerzo máximo compresivo, Ø1 pasa a N-S, lo que da lugar al cierre o bloqueo de antiguas grietas de tensión, y a la aparición de otras en el cruce de las fracturas de dirección NO-SE y NE-SO. Dependiendo del dominio, y el tipo de corteza en donde esto ocurra, se producirá una variabilidad en la composición de estos magmas, hecho que está suficientemente señalado. No obstante, las lamproitas de Mazarrón parecen menos dependientes de la estructura tectónica. (Hernández *et al.*, 1.987). La edad casi invariablemente Messiniense de estas rocas, apunta a que su origen debe de estar de acuerdo con un evento tectónico ocurrido en esta época.

Es un hecho comprobado y admitido que el origen subcortical del volcanismo alcalino, tipo basaltos alcalinos y/o basanitas está intimamente ligado a unas condiciones geodinámicas de signo distensivo.

La dispersión geográfica y temporal de este tipo de volcanismo requiere un encaje diferente de acuerdo con el contexto geodinámico de cada región y en cada momento.

En el caso de los basaltos alcalinos del Pirineo oriental y Cadena Costero Catalana es evidente su relación con la tectónica de fracturas que afecta a estos dominios. Se trataría de la respuesta a la superposición de etapas de rifting que durante el Neógeno dominaron en este área y se propagaron hacia el Sur (Vegas *et al.*, 1.979). Por las dataciones realizadas en estas rocas (Donville, 1.973), se deduce que el volcanismo aflorante señala este episodio de rifting desde el Tortoniano hasta el Cuaternario reciente (Pleist. sup.-Holoceno), lo que no descarta un inicio anterior, ni una recurrencia posterior como sugieren las características geotérmicas propias de unas persistentes condiciones magmatogénicas en la corteza correspondiente a la comarca de la Garrotxa. Los centros de erupción volcánica se

sitúan en fracturas de los sistemas referidos y señalados en el mapa neotectónico. La máxima actividad parece corresponder al Messiniense.

En el área de Levante solo poseemos datos de Cofrentes (Valencia). Aquí el volcanismo de edad pliocena o plio-cuaternaria, esta claramente relacionado con una fracturación distensiva de dirección N-S.

En el área del Surco valenciano las anomalías geomagnéticas parecen indicar unas alineaciones de focos volcánicos NE-SO y NO-SE, en una región de la que solo existen datos sobre la existencia de volcanismo alcalino de edad pliocena.

Los basaltos alcalinos de C. Real atraviesan una corteza continental relativamente potente (aprox. 30 km), y obedecen al parecer a dos etapas distensivas, una Tortoniana y otra Plio-Cuaternaria.

En el área de Cartagena existen también basaltos alcalinos cuya edad es Plioceno o incluso Cuaternario antiguo. El origen de estos basaltos puede explicarse de dos maneras. O están en relación con el lifting que domina al NE, en el Surco Valenciano, o corresponde a direcciones distensivas dentro del régimen compresivo dominante en esta región en el Plioceno.

4.2.2. En las Islas Canarias.

Según las síntesis realizadas por Anguita (1.977) y Fuster (1.978), en las islas Canarias pueden considerarse tres conjuntos de materiales fundamentalmente volcánicos y no isocronos entre las distintas islas. El más antiguo (Límite Eoceno-Oligoceno a Mioceno) corresponde a los complejos basales, constituidos por rocas plutónicas máficas, ultramáficas y alcalinas y lavas almohadilladas, junto con sedimentos marinos profundos, aflorando en La Palma, Gomera y Fuerteventura.

La siguiente unidad está constituida por una potente serie (hasta 1.000 m) de basaltos alcalinos, cuya edad oscila entre 19 m.a. Lanzarote y 1 m.a. en Hierro.

Sobre la serie anterior se apoya un último ciclo correspondiente a diversos diferenciados de magmas alcalinos, cuyas erupciones históricas y recientes se sitúan principalmente en Lanzarote, Tenerife y La Palma.

Pese al dilatado intervalo temporal (35 m.a.) y gran volumen de material emitido de este volcanismo no existen datos concluyentes que permitan establecer un modelo geodinámico verosímil, y generalmente admitido por todos los investigadores del área.

Las hipótesis iniciales trataron de explicar el origen de este archipiélago como el resultado de la actividad de un punto caliente del manto, (Morgan, 1.971; Wilson, 1.973; etc.). Sin embargo la evolución en el tiempo del quimismo de los magmas emitidos, así como su intermitencia y distribución espacial (en un radio de más de 200 km, hacen insostenibles dichas hipótesis.

Otros autores propusieron como génesis del volcanismo canario la apertura de uno o varios rifts locales (Cendrero, 1.971; Fuster, 1.972; Stillman et al., 1.975; etc.) con génesis de litosfera oceánica.

Sobre este último aspecto se ha podido comprobar posteriormente como las Islas Canarias, en su mitad oriental se sitúan sobre una zona de calma magnética de edad jurásica y como en su mitad occidental las anomalías magnéticas del fondo atlántico aparecen sin notables alteraciones de su geometría original (Uchupi et al., 1.976), por lo cual no cabe pensarse en una génesis de litosfera oceánica durante la formación de estas islas, lo cual no excluye la actuación de los rifts mencionados, con elevación de los diferentes bloques correspondientes a cada isla o grupos de islas en el caso de Lanzarote y Fuerteventura.

La investigación de los rasgos geodinámicos y estructurales que han podido condicionar el desarrollo de este volcanismo ha llevado a otros autores (Hernández-Pacheco e Ibarrola, 1.973) a definir direcciones tectovolcánicas "atlánticas" (E-0) y "africanas" (NNE-SSO).

En esta misma línea de investigación, Hernández-Pacheco e Ibarrola (1.973) definieron dos direcciones tectovolcánicas principales, una de dirección E-0 y designada como "atlántica" y otra NNE-SSO o "africana", a lo largo de las cuales se distribuyen la mayor parte de las emisiones volcánicas. Posteriormente, Araña y Ortiz (1.986) plantean un posible acortamiento de la litosfera mediante la actuación como fallas inversas de diversas fracturas con dirección "africana" y elevación diferencial de distintos bloques sobre los que se asentarían diferentes islas o grupos de islas. Según estos mismos autores, dicho acortamiento habría absorbido, a un ritmo de 0,2 cm/a durante los últimos 30 m.a., una parte de la expansión oceánica procedente de la dorsal atlántica, frente al "anclaje" de África e incluso al de su giro antihorario simultáneo a su colisión con Europa.

Estas hipótesis de carácter geodinámico no explican la causa última de la aparición del volcanismo, pero sí diversos datos obtenidos por geofísica (Goldfam, 1.979; Sevilla y Parra, 1.975; Suriñach, 1.986; etc.) que evidencian un desnivelamiento de las distintas capas y de la base de la corteza entre Lanzarote y Fuerteventura, o entre Gran Canaria y Tenerife.

Un último enfoque del problema lo constituye el grupo de trabajo que ha tratado de relacionar la evolución y distribución espacio temporal del volcanismo canario con la evolución alpina del extremo NE africano. (Pitman y Talwani, 1.972; Abdel-Monem *et al.*, 1.971 a y b; Anguita y Hernan, 1.975; etc.). Estos últimos autores llegaron a plantear un modelo de falla propagante como prolongación de la falla del Atlas meridional y una correlación entre las fases tectónicas principales definidas en el Atlas y los tres ciclos volcánicos mencionados más arriba. Según estos mismos autores cada ciclo se habría iniciado en el extremo oriental del archipiélago, avanzando progresivamente hacia el lado oceánico. No obstante, algunos datos cronológicos posteriores a los obtenidos inicialmente por Abdel-Moreen *et al.*, (op. cit.), no siguen la pauta de edades decrecientes hacia el lado oceánico, al menos en lo que respecta a Gran Canaria y Tenerife.

En conclusión, para llegar a establecer modelos evolutivos cada vez más afinados se necesita un mayor conocimiento de las edades reales de los diferentes conjuntos volcánicos, así como de las estructuras tectónicas propias de cada isla y de la litosfera del archipiélago.

5. MAPA SISMOTECTONICO

5.1. INTRODUCCION.

Un Mapa Sismotectónico es según el Grupo de Trabajo sobre Mapas Sismotectónicos de la European Seismological Commission (E.S.C.) (Pavoni, 1.985) aquél que ilustra de manera concisa la relación entre la tectónica y la ocurrencia de terremotos y presenta una información básica relativa a las estructuras tectónicas, su historia reciente y la sismicidad de la región. Igualmente recomienda que sea claro, objetivo y que evite excesos de interpretación.

Los terremotos representan uno de los fenómenos naturales más desastrosos conocidos por la humanidad. Por referencias históricas y por sucesos cercanos en el tiempo, sabemos que los terremotos que causan cuantiosos daños, tanto en pérdidas humanas como económicas, se suceden casi continuamente en el tiempo. Su distribución espacial dentro de la superficie terrestre no es homogénea, pero tampoco es aleatoria, sino que se concentran a lo largo y ancho de las grandes líneas estructurales de la corteza, en los límites de las grandes placas tectónicas. Allí donde estas placas colisionan, es donde pueden alcanzar magnitudes muy altas.

Aunque ya E. Suess en 1.875 proponía que los terremotos están producidos por el movimiento relativo de los bloques de una falla, el primer modelo mecánico acerca del origen de los terremotos y su relación con la fracturación o fallamiento fue propuesto por E. Reid en 1.911 (Udias y Mezcua, 1.986), basado en la teoría del rebote elástico. Según ésta, las deformaciones elásticas se van acumulando en una región o estructura hasta que se supera la resistencia del material o las fuerzas de fricción y se produce fracturación con movimiento relativo de sus dos partes, y con relajación de la deformación acumulada, liberándose la energía en forma de calor y ondas sísmicas. Conviene recordar que esta energía elástica se almacena de forma lenta, en procesos que pueden durar muchísimos años, pero puede relajarse súbitamente en terremotos que duran algunas decenas de segundos. El origen de esa energía es diversa y así pueden diferenciarse los terremotos de origen tectónico (los principales) de otros minoritarios asociados a volcanismo, colapsos o explosiones.

La energía tectónica acumulada no siempre tiene que liberarse en su totalidad mediante movimientos súbitos importantes, sino que esta liberación puede ser lenta y apenas perceptible por el hombre (pero sí por aparatos sensibles y adecuadamente situados). Se trata de las llamadas fallas "asísmicas", donde la deformación principal se produce de forma continua ("creep" tectónico). El tipo de deformación es susceptible de variación en el tiempo y en el espacio, aun dentro de una misma falla.

Han evolucionado mucho las ideas sobre el mecanismo de los terremotos, sobre todo debido a la instrumentación digitalizada que ha permitido mejorar el conocimiento del fenómeno sísmico. Así, se ha podido saber que:

- Los terremotos se producen normalmente en fallas ya existentes, mientras que las nuevas rupturas suelen ser pequeñas y escasas.
- Durante un terremoto el deslizamiento no es homogéneo en la zona que sufre movimiento dentro del plano de falla. Esto es debido a la atenuación del movimiento hacia los bordes de esta zona y a la presencia de asperezas que lo dificultan.
- El comportamiento sísmico de una falla varía por sectores (segmentación sísmica).

En la realización del Mapa Sismotectónico existen dos grupos principales de factores que influyen en el grado de perfección del documento resultante. Por una parte están aquéllos derivados de las características del registro sísmico de que se dispone: período de tiempo que abarca (especialmente la determinación instrumental de los sismos), calidad de las observaciones en cuanto a parámetros sísmicos y localización epicentral, existencia de soluciones focales, campañas de microsismicidad y otros estudios de detalle. El otro grupo de factores está constituido por aquéllos derivados del conocimiento geológico y muy especialmente, del conocimiento de la actividad y evolución neotectónica. No solamente es deseable la caracterización y acotamiento en el tiempo de la actividad de las estructuras tectónicas, sino que además es conveniente tener en cuenta otros datos geológicos, como por ejemplo las estructuras sedimentarias debidas a paleosismicidad (fot. 5.1.-a), las cuales vienen a enlazar con el registro de sismicidad histórica cubriendo el espacio anterior a ésta. Puesto que casi todos los terremotos tienen lugar en fallas preexistentes, la exhaustividad en el conocimiento y caracterización de aquéllas que han venido siendo activas a los últimos tiempos geológicos es sustancial a la hora de llevar a cabo el análisis sismotectónico. Lo dicho para las fallas superficiales es asimismo aplicable a las grandes estructuras profundas y accidentes corticales, con lo que el conocimiento geofísico y de las características de la corteza es igualmente importante.

De la integración y síntesis de todo este cúmulo de datos de diversa índole nace el Mapa Sismotectónico, a partir del cual y, teniendo en cuenta modelos geotectónicos de épocas geológicas pasadas, se establece el hipotético modelo geotectónico que actúa en la actualidad. La importancia de este Mapa deriva de la dificultad de establecer modelos teóricos de predicción, ya que aún cuando haya un alta actividad sísmica, la variabilidad de la magnitud de los terremotos en el tiempo dentro de una misma estructura,



Fot. 5.1.- a.- Pliegues de slumping (paleosismitas) en los materiales del Mioceno terminal de la cuenca de Fortuna (Murcia). (Foto J. BAENA).

así como del tiempo de recurrencia para una determinada magnitud, es más una regla que una anomalía (Madariaga, Jornadas sobre Sismología en Alicante, 1.991).

Las lagunas sísmicas (seismic gap) en zonas sismicamente activas se toman como indicación de la proximidad de un terremoto. Por otro lado, la laguna de sismicidad o ausencia de terremoto en un área puede ser por tanto engañoso en términos de un potencial de futuros terremotos, y en términos de futuros fallamientos superficiales.

Hay dificultad para utilizar la información sismológica como una guía para interpretar la actividad de fallas ya que muchas fallas que serían clasificadas como activas sobre la base de criterios geológicos no tienen información de actividad sísmica, ya sea por no haber generado una actividad sísmica suficiente, por no haberse recogido esta, o porque los epicentros no han sido bien localizados.

Para terminar este apartado introductorio, decir que el Mapa Sismotectónico constituye la base sobre la que se ha de realizar la zonación sismotectónica, de vital importancia a la hora de acometer estudios de riesgo sísmico para la ordenación del territorio, Ingeniería Civil, preventión sísmica, etc.

5.2. METODOLOGIA Y LEYENDA.

Como ya se ha apuntado más arriba, el Mapa Sismotectónico se nutre de dos clases de datos: neotectónicos y sismológicos. Una vez comentada la metodología del Mapa Neotectónico, se indica ahora la metodología seguida en el tratamiento de los datos sismológicos y en la elaboración del Mapa Sismotectónico.

Los pasos seguidos en el tratamiento de los datos, de sismicidad han sido los siguientes (Cuadro IV)

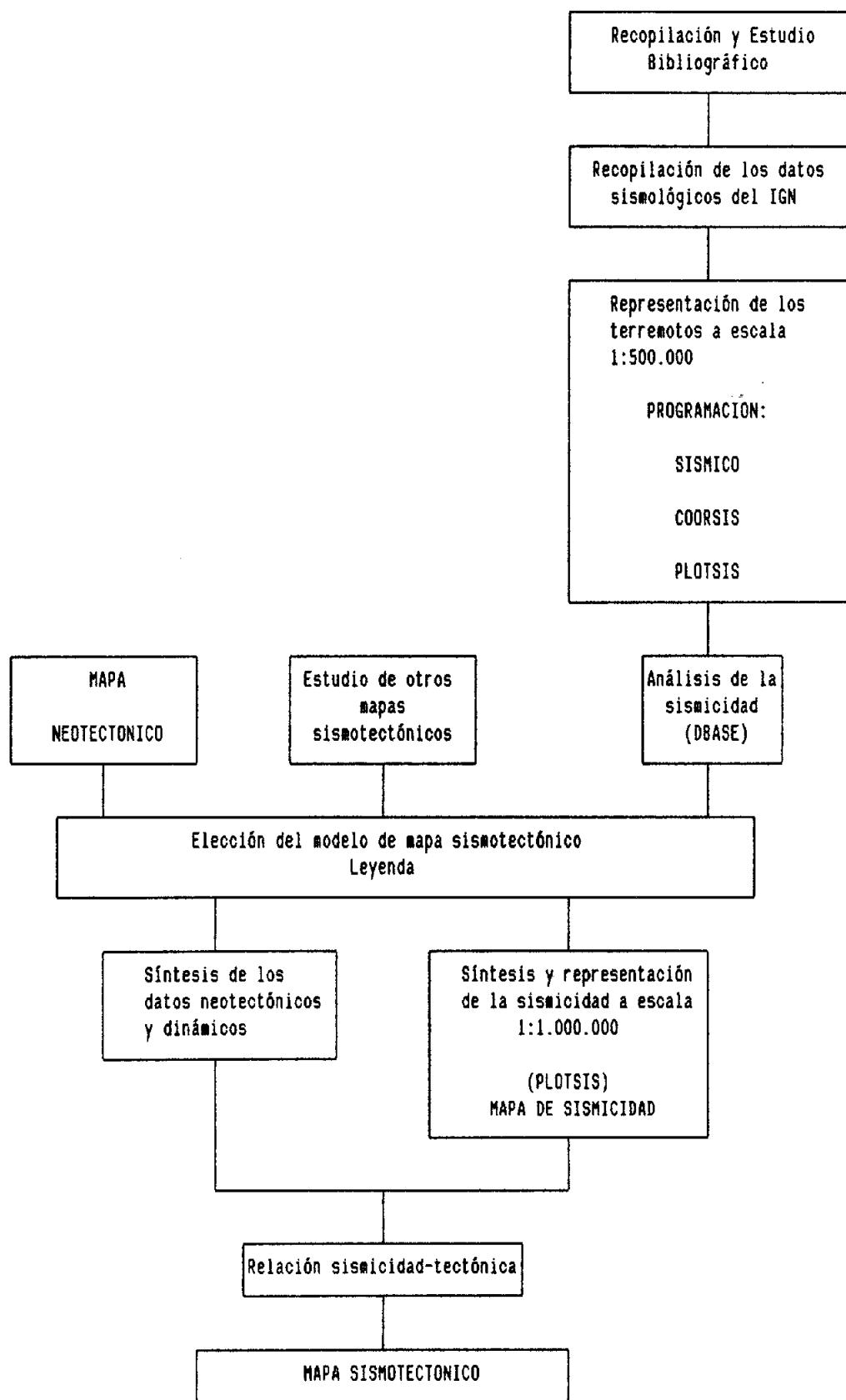
1.- Recopilación y estudio bibliográfico. Hay dos tipos de documentos: aquellos con información metodológica y aquéllos otros con datos sobre terremotos que ocurrieron en España o zonas cercanas. De los primeros los más interesantes son los mapas sismotectónicos de otros países o regiones, como los de Francia, Marruecos, Granada, Irán-Afganistán-Pakistán (Cáucaso), etc. De los segundos destacan las monografías del I.G.N.: catálogos de sismos próximos, catálogo de isosistas y especialmente el catálogo de terremotos del área Ibero-Magrebí. La información de mecanismos focales y de campañas de microsismicidad fue obtenida además de publicaciones, de diferentes tesis, monografías o revistas.

La calidad de los datos del catálogo de sismos del I.G.N. es dispar, o dicho de otro modo, el catálogo es inhomogéneo tanto espacial como temporalmente. Espacial debido a la diferente densidad de población, lo que puede llevar a considerar zonas pobladas "más activas" en relación a otras más desérticas, y temporal debido a la progresiva modernización que permite determinar más parámetros sísmicos, y con mayor precisión. Esta modernización, iniciada en 1.899 con la instalación del 1^{er} equipo, sufre un salto apreciable en 1.961 cuando se instala una red de equipos instrumentales que permite caracterizar mejor la sismicidad. Así, se diferencia una etapa histórica anterior a 1.960, en la que la información se basa fundamentalmente en documentos históricos, de una instrumental posterior.

Los parámetros sismológicos del catálogo son:

NUMERO: número que diferencia cada sismo y que permite ver en un listado los parámetros de un sismo localizado en el mapa.

FECHA Y HORA: año, mes, día, hora y minuto, segundo y décima de segundo de ocurrencia del terremoto, cuando se conocen.



CUADRO IV

LOCALIZACION: Longitud y latitud: valor de las coordenadas geográficas del epicentro en grados, minutos y décimas de minuto, referidas al meridiano de Greenwich, siendo negativas hacia el Este y positivas hacia el Oeste. Prof.: profundidad del hipocentro en kilómetros. Localidad y código postal, o país.

PRECISION: EZ: desviación típica de la solución de profundidad ("error") en km. EH: desviación típica de la solución epicentral ("error") en km. RMS: error cuadrático medio en segundos de los residuos en tiempo a cada estación. NO: número de observaciones de ondas P y S utilizadas para el cálculo de la solución. Valor imprescindible para comprender la precisión de la solución dada.

La imprecisión en la situación del terremoto es muy grande, tal como se observa por ejemplo en el valor EH. Ello supone una importante limitación a la hora de intentar establecer relaciones sismotectónicas.

TAMAÑO: M: valor de la magnitud Mb, calculada sobre el sismograma. Es un dato objetivo del tamaño del terremoto y es típico de la época instrumental. Im: intensidad máxima en la escala M.S.K., que es la que se utiliza en España en la Norma Sismo-resistente (1.974). Define los efectos producidos en las personas mediante 12 grados que aumentan de I a XII según su destrucción. Es un dato cualitativo de poca precisión típico de terremotos históricos.

TIPO: característica del sismo. Para la Península Ibérica: R (réplica), P (premonitorio), T (tsunami), S (submarino), + (sismo con mapa de isosistas). Para las islas Canarias: E (sismo de origen volcánico), J (presencia de un enjambre de terremotos), R (réplica).

2.- Se compró al I.G.N. la información de terremotos hasta Marzo de 1.990 del catálogo Ibero-Magrebí, en soporte magnético. Está dividida en dos ficheros ASCII, uno para la Península Ibérica y otro para el Archipiélago Canario.

3 - Representación en papel a escala 1:500.000 de los sismos con sus parámetros. Para ello se realizaron en colaboración con el Dpto. de Informática del ITGE diferentes programas en FORTRAN 77:

- SISMICO.FOR: numera los terremotos, los separa en husos (28, 29, 30, 31) y cambia las coordenadas geográficas de situación a centesimales.

- COORSIS.FOR: transforma las coordenadas geográficas centesimales en coordenadas UTM según husos.
- PLOTSIS.FOR: dibuja los terremotos con tamaño proporcional a su magnitud o intensidad, teniendo la posibilidad de indicar el número de orden del terremoto, la profundidad y el "error" epicentral.

4 - Elección del modelo de Mapa Sismotectónico. Establecimiento de la leyenda.

La elección del modelo está basada, por un lado en los modelos de mapas de otras zonas ya realizados, considerando con especial interés las recomendaciones de la E.S.C. (Pavoni, 1.985), y por otro lado en el análisis de los datos neotectónicos y sismológicos de España.

Para analizar los datos sismológicos del catálogo de España se introdujeron los datos en un fichero DBASE. Así se observó la distribución de terremotos según su profundidad, magnitud, intensidad, "errores" en su situación tipo. Un primer problema deriva de la densidad diferencial de sismos, ya que mientras unas zonas están casi vacías (Macizo Hespérico e Islas), otras están excesivamente densas (Béticas). Por otra parte, son sólo los sismos mayores y mejor situados los realmente válidos para un mapa sismotectónico, por lo que hay que eliminar aquellos otros menos válidos y así clarificar esas zonas muy densas.

Los diferentes documentos consultados dan más importancia a los terremotos con valor de magnitud ya que suelen corresponder a la etapa instrumental, con mayor precisión. Los terremotos sin magnitud y con intensidad son de la época histórica y su situación es poco precisa, agrupándose en zonas habitadas (pueblos-ciudades), emborronando la zona y confundiendo la interpretación sismotectónica.

A la hora de representar la sismicidad, la E.S.C. (Pavoni, op. cit.) sólo considera los sismos con $M \geq 4,5$, mientras los diferentes mapas de otras zonas consideran además los terremotos históricos sin magnitud y con intensidad, seleccionando más o menos sismos según sea la sismicidad de la zona. Así, el mapa francés dibuja todos los terremotos aunque haciendo agrupamientos en zonas densas, el mapa del Cáucaso representa sólo los sismos con $M \geq 5,0$ y los históricos más importantes, el mapa de Granada considera los sismos con $M > 3,0$ y con $Im > IV$. A partir de estas observaciones se decidió poner los sismos de la Península Ibérica se representan en este documento según la magnitud cuando ésta es mayor o igual a 3 (terremotos instrumentales) y según la intensidad cuando ésta es mayor o igual a VI y se desconoce el valor de

magnitud (terremotos históricos). En las islas Canarias se bajaron estos límites a 2.5 y V debido a su baja sismicidad.

Se ensayó también la posibilidad de separar sismos situados con precisión de los situados imprecisamente (tal como se indica en el mapa de Francia y en las recomendaciones de la E.S.C.) a partir de los parámetros del catálogo EH y NO, pero se desestimó debido a la arbitrariedad del límite de separación y al hecho de que la precisión viene implícita a grandes rasgos en la indicación del terremoto según M o I (de todos modos, esa diferenciación se tuvo en cuenta a la hora de establecer relaciones sismotectónicas).

La profundidad del sismo es un dato muy impreciso ya que se calcula a partir de una estructura "standar" de la corteza y el manto y en muchos casos alejada de la realidad. Sin embargo es un dato útil que se indica en casi todos los mapas sismotectónicos. En este documento se indica con un color que diferencia de manera muy aproximativa los terremotos producidos en la parte superior de la corteza (≤ 10 km), los producidos en la parte inferior de la misma (11-35 km), los del manto superior, o intermedios, (36-65 km) y los profundos (> 66 km). Estos intervalos se basan en varios puntos:

- El análisis de la distribución de la profundidad indica que los terremotos (siempre instrumentales) se agrupan artificialmente en torno a valores utilizados según conceptos históricos: terremotos superficiales (5 y 10 km), corticales (20 y 33 km) y subcorticales (60 km).
- La corteza terrestre en España (ver plano nº2) tiene un espesor medio de 32 km y presenta una importante discontinuidad sobre los 10-13 km de profundidad.
- El manto superior tiene una zona de baja velocidad en torno a los 60-70 km de profundidad.

Las réplicas y premonitorios no se han representado sino como una zona delimitada por una línea, cuando el número de réplicas y premonitorios es suficiente, y que generalmente presenta una elongación que debe de coincidir con la dirección de la estructura principal que los origina.

- 5 - Representación en papel de los terremotos seleccionados a partir de los parámetros sismológicos comentados (Mapa Sismológico).
- 6 - Síntesis y representación de los documentos neotectónicos y geodinámicos y de la base geológica del mapa. La base geológica elegida

se refiere a unidades estructurales debido a su significado como zonas geodinámicas con diferente dinámica actual y remanente. Los elementos neotectónicos representados son principalmente las fallas. Se representan con símbolos estándar que representan su último movimiento reconocido y con un color que muestra su relación con la sismicidad actual (o el grado de conocimiento de dicha relación). Las relaciones sismotectónicas se han establecido tanto a escala 1:500.000 como a escala 1:1.000.000 y, en algunos casos en que el detalle lo requería, a escala 1:200.000.

7 - Elaboración final del Mapa Sismotectónico.

5.3. RELACION SISMICIDAD-TECTONICA.

5.3.1. Macizo Hespérico.

Este amplio sector peninsular se caracteriza por su baja y en extensas zonas, nula sismicidad histórica e instrumental, presentando terremotos con magnitud siempre inferior a 5.2, valor que corresponde al terremoto de Zamora del 2 de Octubre de 1961. Dicha sismicidad aparece irregularmente repartida con ciertas pautas de concentración en determinadas áreas que se especifican más adelante.

Tal como se señala en el apartado dedicado a la metodología, no se han representado los sismos con magnitud menor de 3, aunque en este caso y previamente a su eliminación, también han sido contemplados para detectar posibles relaciones con diversos accidentes, dada la escasez de terremotos ya aludida.

De forma indirecta este "filtrado" ha servido no solo para "limpiar" zonas de elevada sismicidad, sino también para eliminar algunas supuestas nubes de sismos, situados en el área de Pedroches y en el límite provincial de Sevilla-Badajoz, los cuales corresponden en realidad a explosiones periódicas en zonas mineras o de canteras.

5.3.1.1. Galicia y areas marinas adyacentes.

La sismicidad en esta región es baja concentrándose preferentemente en la provincia de Lugo y al Sur, cerca de Portugal. Otros sismos dispersos aparecen en los alrededores de El Ferrol y la Coruña o al Sur de esta provincia.

El tamaño de los terremotos es en general pequeño; no obstante hay algunos que alcanzaron una intensidad de VIII, como el ocurrido en Portugal,

pero cerca de la frontera (28-11-1347). En territorio español hay registrados tres con $I_m=VII$ (La Coruña, 10-9-1866; El Ferrol, 24-11-1910 y en Pontevedra, 26-11-1920) y seis con $I_m=VI$. En cuanto a la magnitud, no hay constancia de que superase el valor de 5.0 y tan sólo media docena pasaron de 4.0.

La mayoría de los sismos son corticales y de escasa profundidad. Tan sólo hay dos de sismicidad intermedia: el del 16-1-1979 de Becerreá (Lugo) a 80 km de profundidad y el sismo marino situado al Oeste de Pontevedra del 16-2-1979 a 60 km de profundidad.

El conocimiento que se tiene de la relación entre la sismicidad y la neotectónica es en general escaso, debido a la baja actividad o a la escasez de datos en relación con ambas.

La sismicidad del sector occidental gallego parece estar relacionada con las fallas submeridianas que estructuran el margen continental y hacia el interior presentan algunos rasgos neotectónicos. Tal es el caso de los terremotos marinos de este área, así como el de los dos terremotos de Pontevedra, del año 1920 y Octubre de 1980.

Los sismos localizados al Oeste de El Ferrol pueden estar relacionados con las fallas E-O que condicionaron ya la sedimentación terciaria de la plataforma en esa zona. Sin embargo también podrían estar causados por la falla (ENE-OSO) de Puentes de García Rodríguez, ya que su prolongación hacia el mar coincide a grandes rasgos con la situación de los sismos.

La sismicidad de las provincias de Lugo y Orense está encuadrada dentro de la sismicidad que afecta al Norte de Portugal, relacionándose con la familia de fallas NNE-SSO, ampliamente desarrollada por todo el Noreste de Portugal y en la provincia de Orense y que da unos lineamientos muy patentes en las imágenes de satélite. Dichas fallas presentan en la parte española pocos rasgos neotectónicos, debido fundamentalmente a la escasez de sedimentos recientes, aunque en Portugal han sido consideradas como fallas activas durante el Pliocuaternario (Cabral y Ribeiro, 1989 a).

En la provincia de Orense hay también otra familia de fallas con orientación NNO-SSE a NO-SE cuya relación con la sismicidad es menos clara que en los casos anteriores. No obstante presenta ciertos indicios neotectónicos y además coincide con la dirección que adoptan las réplicas del terremoto de Allariz (Orense) de Diciembre de 1988.

5.3.1.2. Cornisa Cantábrica y Meseta Norte.

La sismicidad en esta zona del Hespérico se puede considerar como baja e incluso nula para amplios sectores de la Meseta Norte. A partir de la distribución superficial de la sismicidad se infieren dos áreas, una situada al sur de Santander y la otra al Norte y Noreste de Zamora, donde se aprecia una cierta concentración de epicentros.

El tamaño de los terremotos es en general pequeño, alcanzándose una intensidad VII en Arredondo (16-10-1938) y los Corrales de Buelna (7-1-1965), ambos al sur de Santander. Valores de $I_m=VI$ la alcanzan los terremotos de Zamora (29-8-1853 y 10-2-1961), Oviedo (2-1-1915 y 4-4-1950), Santander (16-1-1899) y Burgos (18-12-1966). En cuanto a la magnitud, los valores máximos (que corresponderían a un rango medio de magnitud) corresponden a los terremotos de Zamora de 1961 (5.2) y de Arredondo de 1938 (4.9).

Todos los sismos son superficiales, habiéndose determinado las mayores profundidades (corteza inferior) en los sismos de Fabero (León), del 7-8-1981 y Manganeses de La Lampreana (Zamora), del 22-12-1961, con 27 y 23 km respectivamente.

La sismicidad en el área de Santander hay que enmarcarla dentro del dominio de la cadena Vasco-Cantábrica, relacionándose con importantes accidentes tectónicos. Por un lado fallas E-O a ENE-OSO (fallas de Arredondo y Selaya) reflejo en superficie de la prolongación oriental de un accidente de primera magnitud como es la Franja cabalgante del Escudo de Cabuérniga; por otro, la accidentación N-S correspondiente a la Franja cabalgante del Besaya a la que podemos asociar los sismos de Bárcena de Pie de Concha (9-5-1965) y de Corrales de Buelna de 1965.

En Asturias la sismicidad localizada al Oeste y Sur de Picos de Europa parece relacionada con fracturas NO-SE (Sistema de Ventaniella) o con los de dirección NNE a NE al sur de Trubia.

Al Oeste de León, el terremoto de Fabero (8-7-1981) se puede también relacionar con fallas de esta última dirección. En el área de Zamora los terremotos no aparecen relacionados con ninguna estructura conocida, sobre todo los en la zona de Alcañices (30-5-1980) y el ya "famoso" de Zamora (2-10-1961).

El resto de los epicentros se sitúan aproximadamente siguiendo una banda NNE-SSO desde Benavente hasta Zamora que podría corresponder a algún accidente importante del borde de cuenca y no identificado por el momento.

Para el terremoto mencionado del 10 de Febrero de 1961 existe un mapa de Isosistas (Payo, 1962) en el que se evidencian ciertas direcciones preferentes marcadas por la acusada elongación de dichas líneas de atenuación según orientaciones NNE-SSO, NE-SO y ENE-OSO, y que en el interior de la Cuenca del Duero se pueden reconocer en los accidentes del Esla, Valderaduey, Villalpando y las supuestas bandas de cizalla reflejo de accidentes de zócalo deducidos a partir de la densa red de drenaje anómalo, (ver Mapa Neotectónico escala 1:1.000.000).

La sismicidad del Mar Cantábrico puede calificarse de muy escasa. Sólo hay unos 15 eventos sísmicos registrados y éstos son muy pequeños y dispersos. Sólo merece destacarse el terremoto del 3 de Mayo de 1962 situado al Norte de Ribadeo que alcanzó una intensidad VI y una magnitud 4.3.

Los pocos datos de profundidad indican que los terremotos son bastante superficiales (<10 km) o bien tienen su hipocentro en la base de la corteza (30 km).

La poca sismicidad existente concuerda con los pocos datos neotectónicos observados, si bien estos últimos indican un ligero aumento de la actividad geodinámica tanto hacia Galicia como hacia los Pirineos. Las fallas principales que estructuran la plataforma continental cantábrica y que son heredadas del ciclo alpino son las responsables de los pocos rasgos neotectónicos y sísmicos. Las que presentan una relación más estrecha con la sismicidad son las fallas de desgarre dextral (NE-SO) (ej.: falla de Vídeo) y en menor grado las normales (E-O), teniendo escasa importancia las de dirección NO-SE.

5.3.1.3. Sistema Central y Meseta Sur.

El Sistema Central muestra una total ausencia de terremotos con excepción de los situados en Quijorra ($M=3.0$) y Cogolludo ($M=3.1$), por tanto ya en el límite con la Cuenca de Madrid.

El sector de la Meseta correspondiente a la cuenca de Madrid es una de las zonas del Macizo Hespérico con cierto nivel de sismicidad, alcanzándose la magnitud 4 en el terremoto de S. Martín de la Vega del 27 de Junio de 1.954.

Por otro lado también llama la atención las profundidades (entre 10 y 20 km) de los focos correspondientes a los terremotos de Colmenar de Oreja (4-6-1969), Fuentidueña (24-10-1988), Durón (23-2-1982) y Brihuega (10-8-1989), con magnitudes 3.5, 3.2, 4.1 y 2.7, respectivamente. De ellos el mencionado en primer lugar (S. Martín de la Vega) se sitúa sobre el valle del río Jarama. Los dos siguientes en el valle del río Henares, coincidiendo

además con la misma línea de otros tres terremotos, con magnitudes menores de 3, que llega a enlazar con un accidente deducido por geofísica y transverso en relación a la Sierra de Altomira.

Por otro lado los terremotos de Durón y Brihuega junto con otros cuatro instrumentales y dos históricos se sitúan en las proximidades o coincidiendo con el frente cabalgante de la Sierra de Altomira, en su extremo septentrional.

La Depresión Intermedia que separa esta última de la Serranía de Cuenca presenta cuatro epicentros, dos de los cuales corresponden al terremoto de Alcocer (30-6-1979) con magnitud 4.1, junto con una replica del mismo situada hacia el NNE.

En función del análisis de los datos anteriores se ha optado por considerar el frente cabalgante de la Sierra de Altomira como de cierta relación con la sismicidad al igual que el accidente transverso a la misma, deducido por geofísica en la Depresión intermedia y prolongado con carácter supuesto a lo largo del valle del río Henares, en el último sector (E-O) de su recorrido antes de alcanzar el río Jarama.

En la zona de enlace entre el borde sur de la Sierra de Altomira y el Corredor Manchego existen hasta 10 terremotos de escasa magnitud, dos de ellos históricos, distribuidos a lo largo de un posible accidente paralelo al Corredor Manchego.

Más al Sur se localizan los terremotos de: Manzanares (26-11-1967) (M=3.8), Villarrobledo (13-5-1986) (M=4.3) y otros menos importantes pero que se sitúan sobre las fracturas con direcciones N0-SE y NE-SO existentes en el Campo de Montiel, Corredor Manchego y Cuenca de Albacete.

En los Montes de Toledo, Campos de Calatrava y la mayor parte de Extremadura solo existen algunos sismos dispersos y muy escasos con magnitud inferior a 3 y por tanto de origen dudoso, junto con los dos terremotos históricos de Cáceres (año 1731) y Mora de Toledo (4-10-1755), el primero con intensidad desconocida y el segundo de intensidad IV.

Al Sur de la Cuenca del Guadiana y en Sierra Morena la Sismicidad, aunque baja, alcanza un nivel comparable al del borde oriental de la Meseta ya analizado. Llaman la atención, los tres epicentros situados a lo largo de una línea N-S entre Villafranca de Los Barros y Ribera del Fresno coincidiendo con una banda de afloramientos terciarios, o los situados en Quintana de la Serena (28-8-1989) y en Castuera (27-12-1988), con magnitudes 3.1 y 3.8 respectivamente, que aparecen próximos a una fractura catalogada en el mapa Neotectónico como de posible actividad.

En Sierra Morena y ya en clara relación con la actividad del escarpe del Guadalquivir se pueden establecer diversas relaciones entre algunos terremotos y accidentes.

Cabe señalar el terremoto del Alamo (24-11-1947) con magnitud 4.7 y situado tan solo a 10 km del borde de la Cuenca del Guadalquivir, aunque no se conoce su error epicentral. Hacia oriente se produce una aparente y en algunos casos clara relación de sismos con fallas conocidas, de origen tardihercínico y reactivadas durante el alpino e incluso durante el periodo neotectónico. Tal es el caso de la falla de Espiel (NO-SE), con seis epicentros muy próximos a la misma, junto con otros sismos y una nube de réplicas concentrados en el lugar de encuentro de este accidente con el surco del Guadalquivir. Dichas réplicas corresponden al terremoto de Montoro (8-5-1986) con magnitud 3.1. Todos los terremotos relacionados con este accidente presentan, no obstante, profundidades de su foco en torno a los 5 km solamente.

Otras fracturas paralelas a la anterior y situadas hacia el Oeste, como las de Guadalcanal y Cazalla presentan un menor número de epicentros posiblemente relacionados con las mismas, aunque de mayor magnitud: terremotos de Guadalcanal (7-1-1978) ($M=3.9$ y $P=5$), Navas de la Concepción (6-10-1970) ($M=3.4$ y $P=20$ km) Cazalla (9-5-1951) ($M=4.1$, $P=5$) y Hornachuelos (11-11-1980) ($M=4.1$, $P=5$), este último situado en el lugar de encuentro de la falla del Guadalcanal con el borde del Guadalquivir.

Por último el sector correspondiente a las fosas tectónicas de Linares y La Carolina presenta también una clara relación entre la sismicidad y la familia de fallas (NE-SO) que configuran estas fosas, por un lado y por otro con el propio accidente del Guadalquivir.

Por su magnitud destaca el terremoto de Linares (10-3-1951) ($M=4.8$ y sin datos de profundidad), en torno al cual existe un mapa de isosistas que cubre parte de la Meseta y de Andalucía. Este sismo se sitúa sobre la falla (NE-SO) con actividad neotectónica que limita el borde occidental de la fosa tectónica de Linares; aunque a solo 10 km del borde del Guadalquivir.

Otro terremoto destacable es el de Andújar (7-6-1951) ($M=3.9$ sin datos de profundidad), situado ya sobre el accidente del Guadalquivir.

En resumen, existen extensas áreas (Sistema Central, Extremadura, Montes de Toledo) sin apenas registro de sismos históricos e instrumentales. En los sectores oriental y meridional de la meseta, próximos a la Cordillera Ibérica y valle del Guadalquivir respectivamente, la sismicidad alcanza cierto nivel, pudiéndose establecer algunas relaciones entre accidentes y epicentros que en el caso de la Mancha y Sierra de Altamira puede valorarse

como regular. Sin embargo en el borde sur del Macizo Hespérico, la sismicidad asociada al escarpe del Guadalquivir se extiende también a lo largo de algunas fracturas que conectan con él y penetran hacia el interior de la Meseta.

5.3.2. Noreste Peninsular.

Dentro de la orla alpina del noreste peninsular (Cordillera Ibérica, Pirineos y Cadenas Costeras Catalanas, con la Depresión terciaria del Ebro entre ellas) se pueden diferenciar cuatro grandes zonas en las que la sismicidad presenta diferentes características e intensidad y que, a grandes rasgos, vienen a coincidir con las unidades geológicas mencionadas.

La energía sísmica en esta parte de la península se reparte de forma parecida al grado de movilidad de los diferentes dominios durante el ciclo alpino. De este modo, la Cordillera Pirenaica presenta la mayor densidad de sismos, así como los eventos de mayor magnitud e intensidad. Los Catalánides y la Cordillera Ibérica muestran una densidad menor, aunque todavía significativa (especialmente los Catalánides) con respecto al conjunto peninsular. Finalmente, la sismicidad de la Depresión del Ebro es muy escasa, teniendo frecuentemente relación con los dominios geológicos circundantes.

La región considerada presenta desde el punto de vista de la sismicidad un límite sur muy marcado, especialmente en la zona litoral. Este límite separa la zona con muy poca sismicidad del Maestrazgo y del litoral levantino ibérico, de la zona con una sismicidad ya importante correspondiente a las estribaciones septentrionales del dominio Bético y viene a coincidir con la prolongación de la Banda estructural de Toledo (Alia, 1972), accidente de zócalo de dirección E-O.

Como ya se ha mencionado, la mayor densidad de epicentros corresponde al Pirineo, muy especialmente, a la zona situada al Sur de la línea Pau-Tarbes. Otros máximos relativos de densidad se sitúan al Este de Andorra y en la zona de Pamplona-Estella. Las mayores intensidades registradas corresponden al terremoto del 2 de Febrero de 1.428 (intensidad IX-X) ocurrido al Norte de la provincia de Gerona y a los terremotos de intensidad IX del 21 de Junio de 1.660 y del 24 de Mayo de 1.750 en el Pirineo occidental (Bagnères de Bigorre y Juncalas, respectivamente, en el Sur de Francia) y del 15 de Mayo de 1.427 en Olot (Gerona, Catalánides). Hay ocho terremotos de intensidad VIII repartidos por el Pirineo, tres más en las proximidades de Olot (Gerona), dos más en la Cordillera Ibérica (sector noroccidental) y uno en la Depresión del Ebro (en Lérida). Respecto de los terremotos instrumentales, el mayor registrado es el de 13 de Agosto de 1.967 en el Pirineo occidental (Arette, Francia) de magnitud 5,3. También en el Pirineo se han registrado varios en torno a magnitud 5 y, en la Cordillera Ibérica, uno

de magnitud 5,1 y otro de magnitud 4,6 en el sector noroccidental y otro de magnitud 4,7 (e intensidad VIII) en el sector central. Es, pues, de destacar que en la Cordillera Ibérica, especialmente en el sector noroccidental, a pesar de haber pocos epicentros, las intensidades y magnitudes alcanzadas son relativamente elevadas.

En cuanto a la profundidad de los terremotos, la mayoría de ellos no tienen el dato o son superficiales (de 0 a 10 km). Existe un cierto número de ellos con profundidades comprendidas entre 11 y 35 km, especialmente en la zona de mayor sismicidad del Pirineo occidental. En esta misma zona también hay varios de profundidades superiores, llegando a alcanzar el más profundo los 69 km (17 de Abril de 1.983 en Pau, Francia). En la nube de epicentros de Pamplona-Estella existe una elevada proporción de aquéllos con profundidades superiores a 10 km, rondando siete de ellos los 60-65 km. El terremoto de mayor profundidad focal es el de 12 de Octubre de 1.980 en Sierra Cebollera (Soria, sector noroccidental de la Cordillera Ibérica), situado a 80 km de profundidad y con una magnitud de 2,5. Apenas hay terremotos de profundidad superior a 10 km en la Cordillera Ibérica (sólo 2 más el ya citado) ni tampoco en las Cordilleras Costeras Catalanas (solamente 1).

En lo que respecta a los mecanismos focales, en el Pirineo se han calculado 6 mecanismos de terremotos macrosísmicos y los de las réplicas de dos eventos principales que han sido agrupados en los grupos mayoritarios (plano nº 4). Por lo general los mecanismos dan movimientos de desgarre (dextral) producidos a lo largo de fallas aproximadamente E-O. Esto corresponde a una dinámica con compresión NO y extensión NE (plano 5). No obstante, hay mecanismos que no siguen esta tendencia como el nº 17 que da un desgarre totalmente contrario o el más suroccidental que da una extensión N-S. Los terremotos son en general superficiales, producidos en la corteza superior (<12 km), aunque los más occidentales se han producido en la corteza inferior.

A continuación se describirán las características sismotectónicas de cada uno de los cuatro grandes dominios diferenciados.

5.3.2.1. Pirineos.

En general, no se aprecian buenas correlaciones entre epicentros y estructuras. Ello puede estar influenciado por dos hechos:

- El conocimiento de las estructuras neotectónicas en el Pirineo no es muy exhaustivo. La causa hay que buscarla en los pocos trabajos que se han centrado en este aspecto y en la escasez de sedimentos recientes en amplias áreas de la cadena.

- Una buena parte de los terremotos puede haber tenido su origen en planos de cabalgamiento subhorizontales o de baja inclinación, lo que hace extremadamente difícil su correlación con la estructura en el punto de afloramiento de ésta (si es que llega a aflorar).

La abundancia de epicentros, especialmente en la zona axial, hace que la mayoría de las estructuras puedan estar relacionadas con la sismicidad, pero como ha sido dicho, sin llegar a poder establecerse en casi ningún caso dicha relación de forma directa y fehaciente.

El frente surpirenaico constituye el límite meridional de la sismicidad pirenaica. Más al Sur, ya en la Depresión del Ebro, apenas hay algún que otro epicentro disperso, de baja magnitud. Tan sólo hay uno histórico (siglo XIV) de intensidad VIII situado en Lérida, sobre la prolongación del accidente del Segre.

El accidente del Segre y el de Pamplona-Dax son las más importantes estructuras oblicuas a la cadena. Ambos jugaron un papel destacado previamente y durante la tectogénesis pirenaica y, actualmente, parece que continúa su actividad.

El accidente del Segre está caracterizado sismicamente, en primer lugar, por el alineamiento de varios epicentros en su extremo suroccidental, si bien una buena parte de ellos son históricos. Más hacia el Noreste aparece la fosa de Puigcerdá, limitada por dos familias de fallas, una familia normal de dirección E-O y otra normal-dextral de dirección NE, ambas con actividad probada en el Plioceno y configurando en conjunto una semifosa alargada en dirección ENE. La distribución espacial de los epicentros de series de terremotos indica también una dirección entre NE y ENE. Ya en Francia, el accidente puede seguirse fácilmente en superficie como continuación de las fallas de la fosa de Puigcerdá, hasta Perpiñán.

El accidente de Pamplona-Dax está claramente relacionado con la sismicidad, al menos en el área de Pamplona-Estella. Geológicamente, divide dos sectores de la cadena: el Pirineo centro-oriental y el Pirineo occidental o vasco-cantábrico. Este accidente produce un desplazamiento sinestral en la cobertura. En este área existe una gran concentración de epicentros, con respecto a la media de la cadena. La nube de epicentros parece alargada en sentido ESE y ello se ve corroborado por el alargamiento de las nubes de réplicas, lo cual es acorde con las estructuras cabalgantes en este sector del Pirineo. Se observa también una elongación en algunas nubes de réplicas en sentido NE (la dirección del accidente), que también viene a coincidir con un cierto número de fallas normales con importante expresión morfológica, de probable edad neotectónica. Además existe una alineación de diapiros y otras estructuras neotectónicas de dirección NE. Por último, el mecanismo

focal, con los planos nodales de dirección E-O, con eje P prácticamente vertical y eje T aproximadamente N-S, viene a coincidir con una serie de fallas normales de dirección en torno a E-O.

Esta es, pues, una importante zona de cruce de grandes estructuras de zócalo, algunas de ellas de carácter cortical, como lo demuestra la profundidad (del orden de 30-60 km) de algunos de los terremotos. En las zonas de cruce de estructuras activas, como es este el caso, es en donde se suelen dar las mayores concentraciones epicentrales.

La mayor concentración de epicentros de la cordillera corresponde a la zona de Pau-Tarbes en el Sur de Francia. Al quedar excluido del ámbito geográfico del presente trabajo, tan sólo decir que existe una cierta elongación de las nubes de réplicas en sentido SE y que los mecanismos focales determinados indican una dirección de compresión en torno a SE.

5.3.2.2. Cadenas Costeras Catalanas.

Como ya se ha dicho en la parte de neotectónica, las Cadenas Costeras Catalanas están compartimentadas por una serie de grandes fosas neógenas. Las fallas que limitan estas fosas, con actividad desde el Mioceno hasta el Cuaternario (comprobado en muchos casos), presentan un cierto grado de relación con la sismicidad del área. Destacan las fallas de dirección ENE que limitan la fosa del Vallés-Panadés en su extremo noreste, o la que con esta misma dirección articula el margen litoral catalán, prolongándose bajo del delta del Llobregat y la de dirección general NE del borde noroccidental de la fosa de Reus-Valls. Muchas de las restantes fallas comprendidas en estas direcciones pueden tener relación con la actividad sísmica, sin que haya podido comprobarse. La actividad sísmica decrece rápidamente hacia el Sureste en los alrededores de la fosa del Bajo Ebro, para desaparecer casi totalmente en el Maestrazgo.

En el extremo noreste de la cadena aparece una familia de fallas de dirección en torno a SE con importante actividad neotectónica en muchas. Existe una sismicidad dispersa en torno a ellas, sin que en ningún caso se llegue a dar una relación directa. Esta familia de fallas se prolonga hacia el Noroeste, llegando a penetrar en el dominio pirenaico. El límite suroccidental de distribución de esta familia queda constituido por el accidente del Llobregat (dirección SSE), el cual, además de presentar ciertos rasgos neotectónicos queda marcado por una serie de terremotos que salen del dominio catalánide, penetrando en la Depresión del Ebro.

5.3.2.3. Cordillera Ibérica.

En general, en toda la cadena las relaciones sismicidad/estructura son poco claras, debido principalmente al escaso registro de sismicidad de que se dispone. De NO a SE se observan las siguientes relaciones sismotectónicas:

En el sector noroccidental (ver fig. 3.4.2.3.-I), además del escaso registro sísmico, se tiene poca constancia de estructuras neotectónicas. La única relación más o menos clara se limita a una falla de dirección aproximadamente E-O de la que se tiene conocimiento de su actuación como falla normal en el Plioceno superior.

En el sector central, el conocimiento de las estructuras que han actuado durante los últimos tiempos geológicos ha permitido un mayor discernimiento de las relaciones sismotectónicas, cuyo conocimiento, aún así, sigue siendo incompleto. Las fallas con posible relación sismotectónica son principalmente las de directriz ibérica (en torno a la dirección SE), activas durante el Plioceno superior y Cuaternario (Alfaro *et al.*, 1987). Destaca la parte suroeste de este sector en que al mayor registro sísmico se une una actividad más reciente de muchas de las fallas neotectónicas. De todas ellas, las fallas de Rubielos de la Cérida, de posible actuación en el Holoceno (ver parte de neotectónica), son las que presentan una mejor relación sismotectónica. La articulación de este sector de la cordillera con la Depresión del Ebro se hace mediante una serie de estructuras que hunden el bloque de la depresión; en torno a estos accidentes existen varios epicentros sin una relación muy clara.

Más al Sur es de notar la existencia de un conjunto de bandas de fallas que deben de corresponder a accidentes profundos y en torno a los cuales se concentra la mayor parte de los epicentros. El situado más al Sur viene a corresponder con la falla Hespérica y presenta dirección aproximadamente SE en su parte sur, donde limita por el Noreste la depresión de La Mancha. Gira levemente y se hace más norteado a su paso por la fosa de Alfambra-Teruel-Ademuz, correspondiéndose con un conjunto de estructuras de cobertura menos definidas.

Otra banda, groseramente paralela a la anterior y situada más al Norte, transcurre en sentido SE-NO a lo largo de la depresión del Palancia (caracterizada neotectónicamente por Simón, 1984) y del borde Norte de la Sierra de Javalambre, sobre pasando, hacia el Noroeste la Serranía de Albarracín. Esta banda se caracteriza por la presencia de estructuras neotectónicas de directriz ibérica incluso en la zona del litoral levantino, en donde predominan ampliamente las estructuras de dirección NE. Conforma un importante escalón morfoestructural sobre la Superficie de Erosión Fundamental de la

Cordillera Ibérica, hundiendo la parte situada al Norte de los macizos paleozoicos de la Serranía de Albarracín y articulando la zona de enlace entre la Sierra de Javalambre y la Depresión de Sarrión. Al cruzar la fosa de Alfambra-Teruel-Ademuz aparece una pequeña fosa transversa a la anterior y en su interior limitada por fallas normales de dirección E-O, un tanto anómala en el contexto de aquélla. Por último, en su extremo más noroccidental, aun cuando no se poseen datos morfoestructurales, la banda se puede prolongar siguiendo un conjunto de cabalgamientos alpinos.

Una tercera banda podría discurrir a lo largo de la fosa de Alfambra-Teruel-Ademuz, pero no está tan clara su relación con la sismicidad, ya que si se eliminan los epicentros que pueden ser relacionados con las bandas de dirección SE anteriormente comentadas, tan sólo queda algún epicentro histórico.

En la zona del Maestrazgo y del litoral levantino ibérico es de destacar la práctica ausencia de epicentros, en franco contraste con la importante actividad de fallas neotectónicas, muchas de las cuales se han movido durante el Cuaternario. Ello se reproduce en el dominio marino próximo a la costa, hasta llegar a la denominada línea sismotectónica de Sagunto-Alicante (Goy y Zazo, 1974).

Por último, cabe hacer mas consideraciones acerca de la repartición de la sismicidad en la Cordillera Ibérica central y suroccidental: los epicentros parecen estar distribuidos allí donde predomina la directriz SE, en cambio, donde predomina la directriz NE o NNE no se registra apenas sismicidad (es el caso del Maestrazgo y del litoral levantino ibérico).

5.3.2.4. Depresión del Ebro.

Ya en los apartados correspondientes a las cordilleras que circundan a la Depresión del Ebro se han comentado algunas estructuras que penetran en ella (accidentes del Segre y del Llobregat) y que presentan una cierta relación con una no muy importante actividad sísmica.

Poco más se puede decir acerca de la sismotectónica de este dominio. La mayor actividad sísmica se circunscribe a la zona próxima al corredor de la Bureba, entre el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica y la Sierra de Cantabria, teniendo algunos de los sismos un gran error epicentral. Esta circunstancia, junto con la proximidad de los dos dominios mencionados hace pensar que la sismicidad de este área debe de estar condicionada por el comportamiento geodinámico de Pirineos y borde norte de la Cordillera Ibérica.

Existen, por último, unos pocos epicentros dispersos en la mitad oriental de la depresión, de pequeña magnitud o intensidad, que tan sólo en la parte central de ésta parece que puedan tener su origen en una familia de fallas de dirección ESE.

5.3.3. Sur Peninsular o región meridional.

Aunque el marco geográfico que es objeto de este trabajo se circunscribe esencialmente al territorio peninsular español, creemos que es útil hacer un repaso de las características sismotectónicas de las áreas cercanas, máxime cuando estas áreas comparten características comunes dentro de una zona sismicamente activa que forma parte del área de colisión entre las placas africana y euroasiática.

Para ello trataremos, aunque sea de forma somera, de describir las características generales de varios sectores de una amplia región, la comprendida entre la Dorsal Medio-Atlántica a la altura de Azores y el mar Argelino en su límite oriental.

Distinguiremos los siguientes sectores:

- A) Azores y región atlántica.
- B) Golfo de Cádiz y SO de Portugal.
- C) Norte de Marruecos
- D) Cordillera Bética y Mar de Alboran.

La sismotectónica de toda esta región ha sido fruto de numerosos trabajos y publicaciones, la mayor parte de las cuales tienen como base los datos aportados por la distribución geográfica y por la resolución de los mecanismos focales de alguna de los terremotos. Destacamos a este respecto los trabajo de Mckenzie (1972); Udias y López Arroyo (1972); Udias, López Arroyo y Mezcua (1976); Hatzfeld *et al.*, (1977); Mezcua y Martínez Solares (1983), Moreira (1985); Udias *et al.*, (1986); Vidal (1986); Capote (1986); Ait Brahim *et al.*, (1987); Buforn *et al.*, (1988 a y b); Buforn y Udias (1991); Mezcua, Rueda y Buforn (1991); Mezcua, Rueda y Martínez Solares (1991); Moreira (1991); Fonseca y Long (1991);....

El tratamiento de la relación sismicidad-estructuras tectónica o sismotectónica se puede enfocar de diversas formas:

- a) Según la profundidad de los terremotos y la potencia y características litosféricas (sobre todo de la corteza).
- b) Según áreas y dominios geotectónicos.
- c) Según direcciones y rumbos estructurales.

Estos son los aspectos, que si son bien conocidos nos proporcionarán el marco sismotectónico más fiable.

Por supuesto, la sismicidad puede ser analizada bajo otros aspectos, tales como el de la relación magnitud-frecuencia, que nos acercan más al aspecto cuantitativo del riesgo sísmico.

5.3.3.1. Azores y región Atlántica

Este sector, aunque lejano a la Península Ibérica ha sido casi siempre considerado en casi todas las publicaciones por encontrarse aquí el punto de unión triple entre las placas americana, euroasiática y africana. En su parte occidental la relación sismicidad-estructura tectónica es muy clara. La sismicidad dibuja la forma de la Dorsal Medio oceánica. Esta tiene la figura de una Y invertida. De las dos ramas inferiores, la Oeste se continua hacia el Sur formando la auténtica Dorsal y la del Este, cortada en el paralelo 37º N, forma la Dorsal de Terceira. La magnitud de los sismos es moderada. Al S. y al E. de Azores se sitúa una zona de fractura definida por la sismicidad y por la batimetría que tiene rumbo E-O. Es la llamada falla de las Azores.

En la región de Azores, todas las soluciones de mecanismos focales pertenecen al tipo rumbo-deslizante dextro. Los epicentros y las erupciones volcánicas, históricas y recientes coinciden y están confinadas a la región localizada en la parte central del Archipiélago, lo que sugiere la presencia de un hot spot en el área (Moreira, 1991).

Más hacia el Este, por tratarse de una zona oceánica la seguridad de los datos epicentrales es mucho menor, al no existir estaciones de observación cercanas. Los sismos son poco frecuentes y están ligados a fallas transcurrentes tipo Azores, con mecanismos focales que muestran cizalla dextro. Entre 20º y 25ºO apenas hay sismos, desfigurándose la traza de la falla de las Azores que pasa hacia el Oeste a una región de múltiples fallas (Fallas de Gloria). El límite de este sector hacia el Este es complicado de trazar, aunque por las características fisiográficas y la sismicidad podría tratarse de una línea que va desde 19ºO-33N hasta 14ºO-39ºN (fig.5.3.3.-I).

En este sector la corteza es claramente de carácter oceánico y los sismos engendrados dentro de la misma obedecen a la tipología de los de la dorsal y falla transformante.

5.3.3.2. Golfo de Cádiz y S0. de Portugal

La sismicidad del Golfo de Cádiz y S0. de Portugal puede considerarse alta en relación con el resto de la Península Ibérica y zona adyacente. En

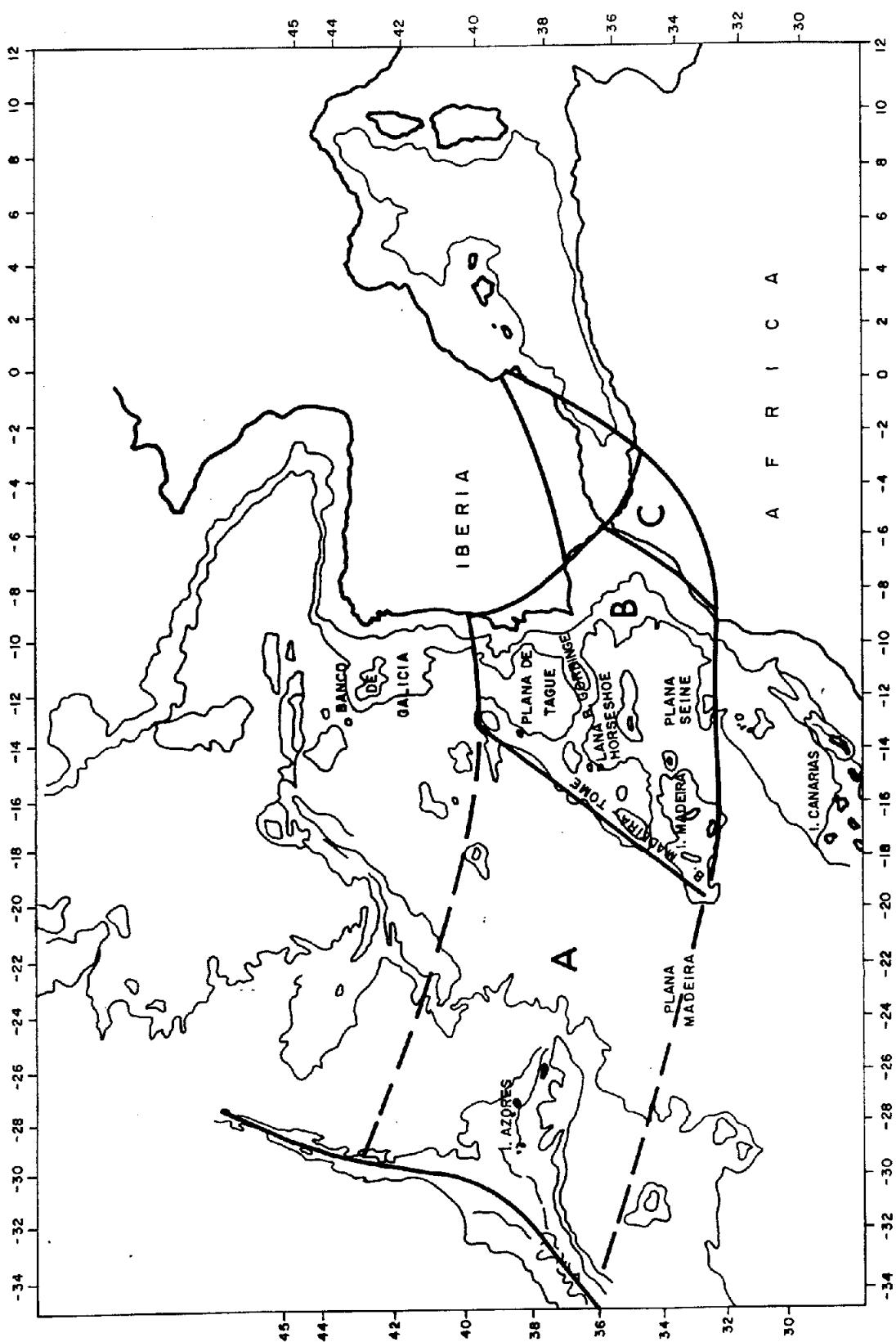


Fig. 5.3.3.- I.- Distribución de los sectores diferenciados en la descripción sismotectónica del borde meridional ibérico

un lugar donde periodicamente se han dado terremotos destructores (Udías et al., 1976).

Los grandes terremotos aparecen solo en los registros históricos, con $Im >= VIII$. Entre ellos destaca el terremoto de Lisboa de 1755, cuyo epicentro se sitúa al SO del Cabo de San Vicente, una zona en que tuvieron lugar con posterioridad otros sismos importantes: en 1761 y en 1773 con Im de IX y VIII respectivamente.

Ya en la época instrumental hubo varios terremotos con $Im = VI$ y en dos casos la Im llegó a VII: en 1960 al Oeste del Estrecho de Gibraltar y en 1964 en el Golfo de Cádiz. En cuanto a la magnitud, el terremoto del cabo de San Vicente alcanzó la magnitud 7.0, el del Golfo de Cádiz de 1964 llegó a 6.2 y hay registrados unos seis más con $M >= 5.0$. El último importante hasta la fecha ocurrió en Ayamonte en 1989 con $Im = VI$ y $M = 4.8$.

Los sismos de este sector se dan a diferentes profundidades, desde someras 10-20 km y hasta profundidades intermedias que pueden alcanzar los 180 Kms (unos 40). En la zona cercana al Estrecho hay una cierta concentración de sismos de más de 65 kms. En el meridiano de Lisboa abundan también los sismos intermedios de gran magnitud.

Los terremotos superficiales se distribuyen por toda la región.

Establecer una correlación entre la sismicidad y la neotectónica en este sector es siempre atrevido, pues al tratarse de un área ocupada por el mar, solo poseemos algunos rasgos estructurales deducidos de la geofísica y de las trazas fisiográficas del fondo marino. No obstante, parece ser que las alineaciones sísmicas obedecen a direcciones tectónicas o a fallas claramente detectadas en la parte meridional de la Península Ibérica. De hecho se observan ciertas tendencias de los terremotos (sobre todo profundos) a disponerse en dirección E-O o N70°E, prolongación del Sistema de falla "A" que actúa en la época neotectónica en las Cordilleras Béticas, y que flanquea el Sur de la Costa portuguesa. Igualmente se observan tendencias de dirección NO-SE, que al igual que en la Cordilleras Béticas tienen un carácter muy activo.

Los mecanismos focales dan una información acorde con las pautas anteriores, al menos las que vienen registradas en nuestros planos nº4 y 5. Se han calculado tres en el Golfo de Cádiz y bastante más hacia el Oeste (Udías et al., 1986; Buforn et al., 1988 a y b; Buforn y Udías, 1991). (fig. 5.3.3.- II).

Los tres mecanismos del Golfo de Cádiz tienen uno de los planos nodales en la dirección E-O a ENE-OSO y ejes de presión orientados aproximadamente

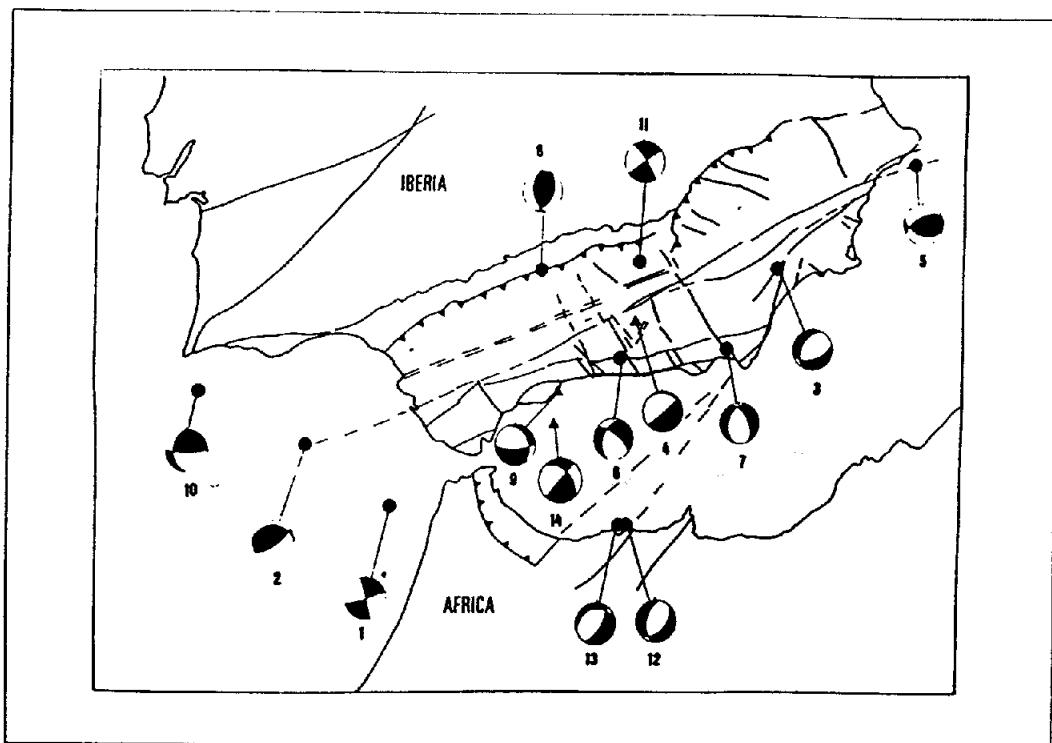


Fig. 5.3.3.- II.- Diagrama de los mecanismos focales junto con los principales sistemas de falla de la región. Los círculos representan sismos someros y los triángulos sismos de profundidad intermedia. El diagrama representa al hemisferio inferior de la esfera focal con cuadrantes en negro para la compresión y blanco para la dilatación. Según Buforn y Udiás, 1.991.

NO-SE. El mecanismo nº23 es de un sismo superficial y da un movimiento de desgarre dextral sobre un plano E-O subvertical. El mecanismo nº27 es de un sismo producido en la base de la corteza y presenta un mecanismo claramente inverso con un plano E-O buzando al Norte y otro NE-SO buzando al Sur. El mecanismo nº21 es de un sismo producido a unos 40 Km de profundidad e indica un movimiento predominante vertical, con uno componente dextral, sobre un plano casi vertical orientado E-O. Se ha interpretado como producido por una falla paralela a los existentes en tierra, como la falla de Loul en la costa Sur de Portugal (Buforn y Udiás, 1990).

Lo que está claro es que en este sector los epicentros no se alinean exclusivamente E-O, sino que se distribuyen en varias direcciones, Además de la ya mencionada E-O del borde Norte de la Cuenca del Guadalquivir, hay otras, la que va desde la Cuenca Este del Plano abisal de Horeshorec hacia el Cabo de S. Vicente y se interna algo en Portugal, y la que con dirección NO-SE enlaza con Agadir (Udiás *et al.*, 1976).

Hay dos mecanismos situados al Este del Banco de Gorringe que son de fallas inversas con ejes P orientados NO-SE y falla ENE-OSO, de difícil interpretación.

En la mitad meridional de Portugal y en el área marina cercana, el campo de esfuerzos sísmicos muestra características homogéneas al Norte de Tore, en el área comprendida por la Península Ibérica y el meridiano 15°00., al menos hasta el paralelo del Banco de La Coruña (Moreira, 1991). En dicha área la dirección máxima de esfuerzos es NO-SE, independiente de la selección del plano de falla (Moreira, 1985). (fig. 5.3.3.-III).

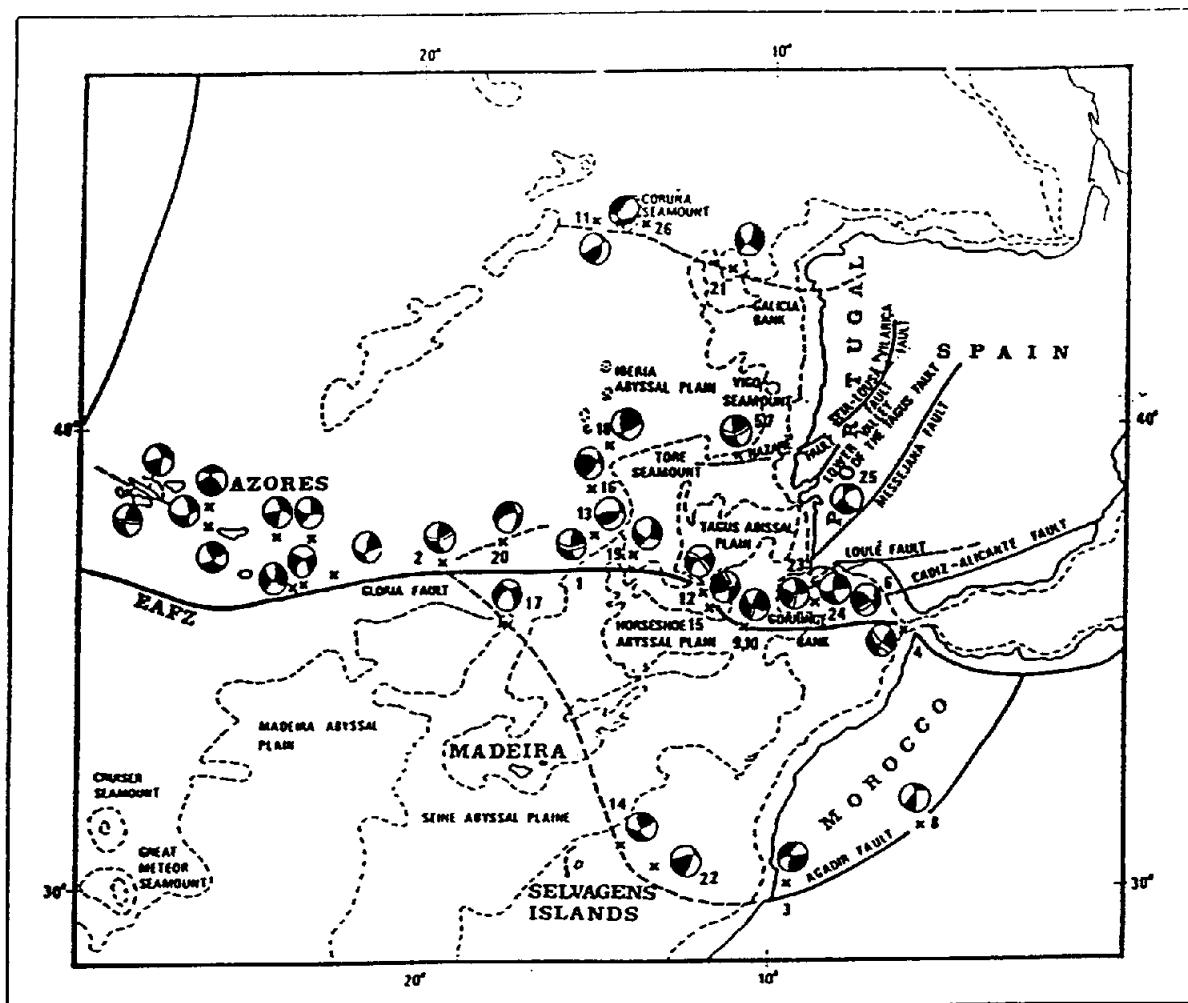


Fig. 5.3.3.- III.- Soluciones de mecanismos focales en el área situada entre la Península Ibérica, Marruecos, y las islas Selvagens y Azores. Según Moreira, 1.991.

El esquema sismotectónico de este sector no es nada simple. Así como en el sector anterior la zona de falla de las Azores de, dirección E-O, parecía representar el límite activo entre las Placas africana y euroasiática en su parte atlántica, separando dos cortezas de tipo oceánico, aquí la cuestión se complica, ni la falla de las Azores es una falla única, sino que aparecen muchas otras, ni la corteza es únicamente oceánica, sino que existe una interacción entre cortezas oceánica y continental más o menos adelgazada.

Una observación, aunque sea ligera, de la fisiografía del fondo marino de este sector, muestra claramente que se trata de una zona tectónicamente atormentada, impropia de un margen pasivo, y así desde la alineación de altos fondos de Madeira-Tore, con rumbo NNE-SSO, hacia el continente, se observan entrecruzados diversos altos o bancos, con planos abisales.

Atendiendo a las características geodinámicas que referíamos en los Capítulos 2 y 3 de esta Memoria, hemos de recordar la existencia del "Bloque de Alboran" y su translación hacia el Oeste durante gran parte del Terciario. Por supuesto, esto traería consigo una fuerte influencia compresiva sobre el sector occidental atlántico del Arco Bético-Rifeño, influencia no suficientemente conocida por tratarse de un área marina, pero que debió trasladar parte de la corteza continental (más o menos adelgazada) hacia el Oeste.

Además estas cortezas continentales arrastradas e interdigitadas con cortezas oceánicas, conservaban antiguas cicatrices de debilidad (antiguas fallas), y a la vez se vieron sometidas a los esfuerzos dimanantes de la aproximación de la placa africana y europea, que aunque en este sector presenta un vector de movimiento pequeño, no por ello tiene escasa importancia en desplazamientos tales como los de la fallas NO-SE que funcionan como mixtas, normales o en dirección, a semejanza de como lo hacen en las Cordilleras Béticas y en el Rif.

Lo que en la actualidad es el Banco de Gorringe situado al SO de Portugal, pudo estar situado más al SE, desde donde, allí situado, pudo haberse desplazado. (En el sondeo 120 del Globor Challenger se cortaron muestras que están más relacionadas con las facies subéticas, que con las propias del margen portugués).

La complejidad de este sector viene determinada por varios factores:

- La influencia que sobre él ejercen los esfuerzos procedentes de la extensión de la Dorsal Medio-Atlántica, los que determinan la expulsión del Bloque de Alborán, y finalmente aquellos que actúan entre África y Europa.

- La probable existencia dentro de este sector de áreas entremezcladas con corteza oceánica y continental podría explicar la diversidad tanto en las magnitudes como en la profundidad de los sismos. Allí donde está implicada corteza continental, aumentará la magnitud. El hecho de que la corteza continental sea más rica en sílice hace que su deformación frente a esfuerzo cizallante a temperatura normal sea más fácil que en las rocas básicas, lo que explicaría una menor sismicidad en la corteza oceánica (Mackenzie, 1972).

Dentro de este contexto funcionarán como desgarres o transcurrencias aquellas estructuras que limiten áreas con corteza de semejante naturaleza o/a potencia, y siempre de acuerdo con las direcciones de esfuerzos. Si por el contrario la naturaleza y potencia de la corteza es diferente es probable que se produzcan subcabalgamientos e imbricaciones con implicación de la corteza inferior e inclusive parte del manto. (Cabalgamiento intralitosférico, subducción intracontinental....). Esta explicaría la profundidad de muchos de los terremotos y los planos de falla inversa que proporcionan los mecanismos focales de algunos de estos sismos.

Este sector se localiza en la transición de la falla de Azores a la zona de deformación distribuida (Vegas, 1991) con sismicidad difusa, que ocuparía el Sur de la Península Ibérica y el Norte de África.

5.3.3.3. Norte de Marruecos

En el Norte de Marruecos parece existir una coherencia entre la estructura tectónica y la sismicidad dentro del contexto geodinámico actual dominado por la permanencia de los esfuerzos principales de acortamiento N-S a NO-SE que resultan de la aproximación África-Europa (Ait Brahim et al., 1987).

Entre los accidentes activos destacan como reactivaciones de antiguas estructuras los de dirección N40-70°E y N120-140°E, accidentes que son comunes a los que se presentan en el Sur de la Península Ibérica. Destaca la aparición de estructuras recientes de dirección N-S con una importante componente vertical. (fig. 5.3.3.-IV).

Predomina un régimen desgarrante distensivo (δ_1 y δ_3 horizontales), en el que se efectúa la permutación de δ_1 y δ_3 por relajación de los esfuerzos principales de acortamiento (Ait Brahim et al., 1987).

5.3.3.4. Cordilleras Béticas y Mar de Alborán

Al tratar de la Neotectónica de las Cordilleras Béticas se indicaba la existencia de importantes Sistemas de fallas que afectaban de forma no-

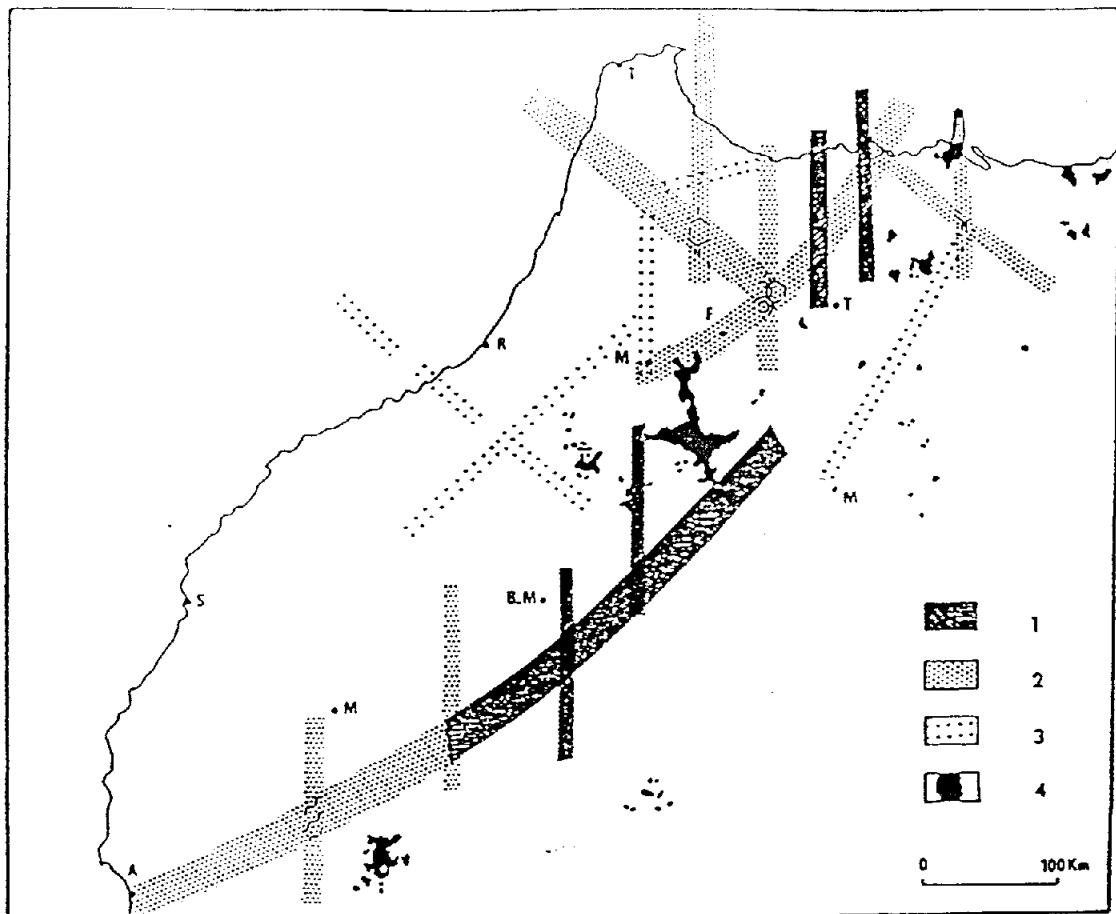


Fig. 5.3.3.- IV.- Principales lineamientos y zonas sísmicas de Marruecos Norte
 1.- Densidad de sismos importantes; 2.- Densidad de sismos medios; 3.- Densidad de sismos suaves: Volcanismo neógeno y cuaternario. De Air Brahim et al., 1.987.

table a los depósitos cuaternarios y a la morfología del terreno. Estos son el Sistema "A" (N70°E/E-0), el Sistema "B" (N140°-160E) y el Sistema "C" (NNE-SSO/N45°E), más el conjugado de este último, (sistema N120°E), que se presenta escasamente, ya que en su mayor parte queda sustituido por el Sistema "B". Igualmente se deducía del análisis de las estructuras en materiales cuaternarios que la dirección de compresión máxima en la horizontal era actualmente N-S o NNO-SSE, según los sectores, con ejes de tensión casi E-0. También se citaban las cicatrices de antiguas colisiones alrededor de las cuales se producían engrosamientos corticales, y movimientos de reajustes isostáticos.

La sismicidad instrumental, así como la histórica más relevante, reflejada en la cartografía, revelan una especial congruencia con los datos tectónicos apuntados. Un análisis que incluya además de la observación detallada del mapa, los azimut o rumbos de las replicas, así como las soluciones de los mecanismos focales calculados para esta región, apuntan en esta misma dirección.

Con relación a la profundidad en las Cordilleras Béticas y Mar de Alborán se consideran tres tipos de terremotos (Udías *et al.*, 1.976), superficiales, intermedios y profundos. Aunque en el mapa se han separado cuatro tipos, nos referiremos a estos tres tipos señalados, por su significado en relación con la potencia de la corteza aquí existente: superficiales, ocasionados por fracturación y liberación de energía dentro de la corteza normal (<35 km), intermedios, probablemente ligados a estructuras imbricadas y/o cabalgamientos con implicación del manto (>35 km y hasta aproximadamente 130 km), y profundos (aprox. 650 km), que suelen darse en las clásicas zonas de subducción oceánicas. De estos últimos solo se conocen dos eventos en las cercanías de Granada (Durcal), el del 29 de Marzo de 1.954 y el del 30 de Enero de 1.963. La ausencia de actividad a profundidades intermedias y las soluciones de los mecanismos focales en estos terremotos ha sido interpretada como una evidencia de que están más bien relacionados con una lámina desligada de material litosférico, cuyo mecanismo de emplazamiento no tiene nada que ver con el presente régimen sismotectónico de la región (Mezcua *et al.*, 1.991 a y b).

En relación con la sismicidad de profundidad intermedia la situación es diferente, tanto por su mayor ocurrencia, como por su repartición geográfica y por las soluciones de algunos mecanismos focales. Sin ser los sismos más numerosos, son bastante frecuentes en las Cordilleras Béticas y Mar de Alborán, con intensidades y magnitudes muy variables, desde el gran terremoto de Andalucía de 1.884 en las cercanías de Alhama de Granada (I=IX), hasta los microsismos detectados a 100 km de profundidad al N de Málaga, en el pasillo de Colmenar (Vidal, 1.986; Carreño *et al.*, 1.991).

En tierra se localizan de NE a SO en la Cuenca de Granada, al Sur de la línea que une Ronda con la S^a de Loja en la provincia de Málaga, y un solo evento registrado en la Sierra de Cabo de Gata.

Ya en el Mar de Alborán su aparición es bastante mayor, pero distribuyéndose de una forma muy particular. Se concentran en la parte occidental, entre el Estrecho de Gibraltar y el meridiano de Málaga. De forma aislada aparecen cuatro o cinco eventos alineados según la estructura de desgarre "trans-Alborán" de Nekor-Carboneras entre África e Iberia.

Las soluciones de los mecanismos focales de estos terremotos intermedios cuyos epicentros se sitúan en el Mar de Alborán dan ejes P (de presión) en dirección E-O (Vidal, 1.986). La de los eventos situados en la cuenca de Granada y cercanías de Málaga tienen un plano que es casi vertical orientado NE-SO o E-O, buzando los ejes P hacia el NO (Buforn & Udías, 1.991) (fig. 5.3.3.- V).

Esta sismicidad de profundidad intermedia es explicada por algunos como el resultado de una subducción de África bajo el Sur de Iberia, ya que la solución de algunos mecanismos focales presenta características de cabalgamiento o falla inversa (Buforn & Udías, 1.991; Mezcua *et al.*, 1.991) (fig. 5.3.3.-V). Una cosa parece clara, y es que las soluciones de mecanismos focales se deben interpretar como causadas por material litosférico que está siendo empujado desde el SE. Se trataría de subducción incipiente o cabalgamiento cortical. Para Vegas (1.991) esta sismicidad se correlacionaría con

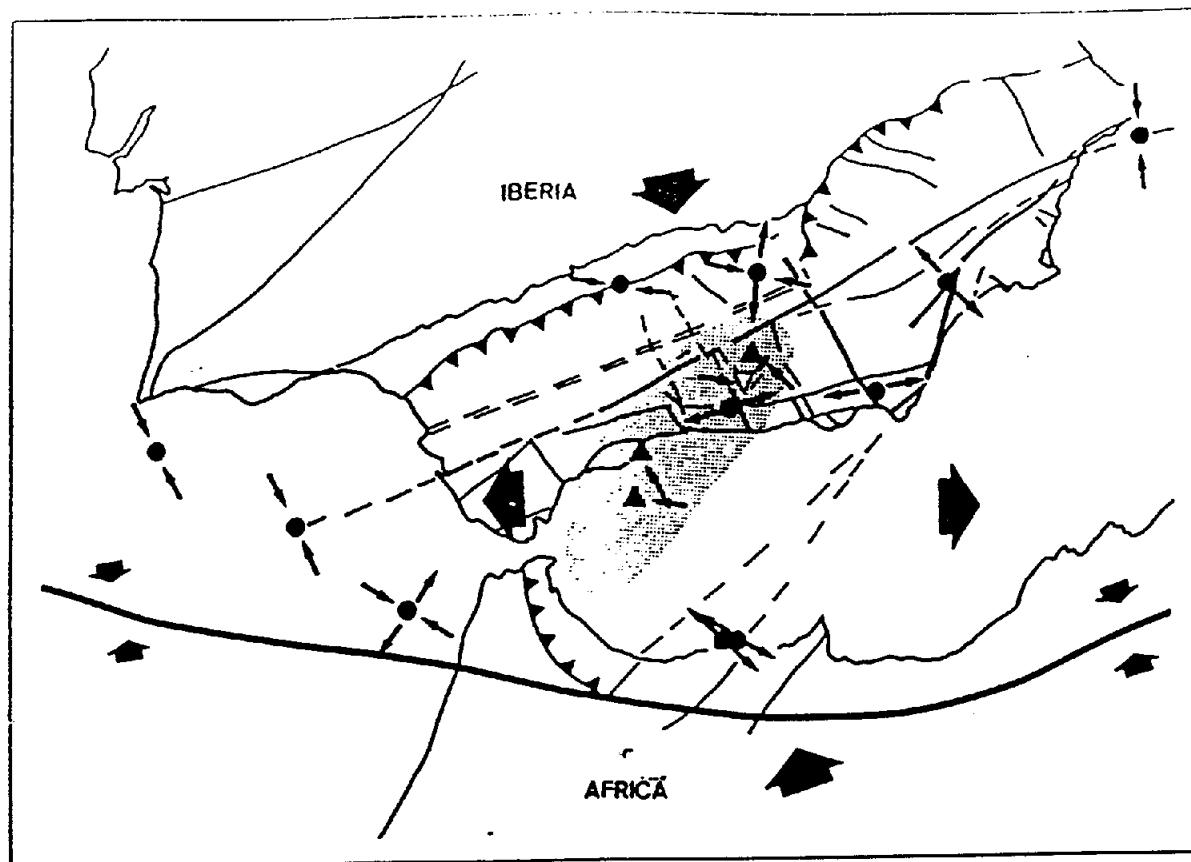


Fig. 5.3.3.- V.- Marco Sismotectónico de la región. Las flechas pequeñas indican las direcciones de la componente horizontal de los ejes de presión o tensión derivados de los mecanismos de terremotos. Los círculos representan focos someros. Los triángulos sismos intermedios y profundos. Para los sismos intermedios y profundos las flechas representan el eje de presión apuntando en la dirección del buzamiento. Las flechas gruesas muestran la dirección de los ejes de presión para dos grandes terremotos (28-2-1.969; 10-10-1.980). Las flechas grandes - muestran la dirección deducida de los esfuerzos regionales. Según Buforn y Udías, 1.991.

una subducción incipiente de corteza inferior dúctil y manto superior bajo las Cordilleras Béticas. La profundidad de estos terremotos le conduce a estimar la puesta en marcha de estos mecanismos tectónicos, suponiendo un valor de 1,5-3 cm/año para la tasa de movimiento relativo de África-Eurasia, (Mackenzie, 1.972; Minster & Jordan, 1.978) en el Mioceno superior.

Pero la situación de los epicentros de estos terremotos intermedios indica que en la zona central y oriental del Mar de Alborán no existen terremotos de esta profundidad, si exceptuamos dos o tres que se sitúan en el gran accidente desgarrante de Nekor-Cabo de Gata. Todos ellos se concentran en la parte occidental de la cuña o "Bloque de Alborán", o en la cicatriz de colisión de este antiguo dominio con las "Zonas Externas", ya sean béticas o rifeñas.

Así las cosas es difícil de imaginar una subducción de África debajo de Iberia que funcione actualmente (sismicidad), y que no está claramente marcada en la mayor parte del Mar de Alborán. Por otro lado, las investigaciones geológicas llevadas a cabo en el extremo occidental de esta "cuña o Bloque de Alborán" apuntan al carácter cabalgante de este contacto, aunque no exista acuerdo en el grado de solapamiento y en la entidad relativa de los desplazamientos transcurrentes E-O.

Balanyá y García Dueñas (1.986) señalan que las estructuras aquí presentes son congruentes con un cabalgamiento cortical de componente Oeste donde el dominio de Alborán se habría trasladado hacia el ONO (respecto al Subbético) durante el Mioceno inferior, mientras convergían Iberia y África. La resultante transpresiva del cabalgamiento produciría un solapamiento mínimo del orden de 100 km en la dirección E-O.

Al comentar la evolución geodinámica de este sector se citaba la colisión principal entre el "Bloque de Alborán" y las Zonas Externas béticas durante el Mioceno inferior. Esta colisión fue transpresiva en su borde Norte, y con cabalgamiento cortical en su extremo occidental, todo ello de acuerdo con lo dicho en el párrafo anterior.

La cicatriz de esa colisión quedó heredada como zona de debilidad, y por ello la señalamos en el Mapa Sismotectónico.

Después de una etapa transtensiva posterior al Burdigaliense, probablemente relacionada con la formación del Mar de Alborán y con las grandes fallas extensionales detectadas en el "Bloque de Alborán" y al final del Mioceno medio se produce una reactivación de la compresión en un acercamiento entre África e Iberia que hace rejuglar la cicatriz con movimientos transpresivos y expulsión parcial hacia el Oeste del antiguo "Bloque de Alborán" movilizando la estructura de cabalgamiento cortical. Todo esto

podría explicar la existencia de los terremotos de profundidad intermedia, mediante la continuación de dicho proceso en la actualidad, proceso que absorvería parcialmente el acercamiento entre África e Iberia. Queda por explicar el buzamiento hacia el O del eje P en la solución del mecanismo focal de un terremoto en el Mar de Alborán al Sur de Málaga. (Buñorn & Udías, 1.991).

Se podría tratar de la reactivación de la colisión "Bloque de Alborán" - "Zonas Externas bético-rifeñas".

La sismicidad superficial (<35 km), al Sur de la Meseta tiene una clara relación con las fracturas y/o fallas que se observan en la Cartografía. El hecho de que la mayor parte de las fallas sean rumbodeslizantes o mixtas, con plano de falla casi verticalizados, contribuye a que la desviación de los epicentros con relación a la traza de dichas fallas sea mínima, y su correlación relativamente fácil. No obstante hay varios factores que dificultan esta correlación local, entre los que destacan:

- La dificultad que existe en muchos casos de detectar las fallas neotectónicas, ya sea porque están obliteradas por el Triás u otros materiales arcillosos, o sea porque no existen materiales recientes a los que puedan afectar.

- Otro apunta en sentido contrario, y es la abundancia de fracturas y fallas (carácter muy penetrativo) dentro de los distintos sistemas, todos ellos de actuación en la época neotectónica e incluso en el Cuaternario. Esto hace difícil la asignación de los sismos a una u otra falla. Es lo que ha llevado a Vegas (1.991) a denominar a esta región, desde el Sur de la Meseta al Norte de Marruecos, como zona de deformación distribuida en la corteza superior, dentro de lo que sería una zona de deformación intermedia como la propuesta por McKenzie & Jackson (1.983) para los límites de placa intracontinental, donde existe una sismicidad difusa en relación con la rotación de pequeños bloques corticales limitados por fallas o zonas de fractura subparalelas (Vegas, 1.991).

Todos los Sistemas de fallas citados al comienzo de este apartado, o en el de Neotectónica están en mayor o menor escala relacionados con sismicidad. A este respecto es de destacar que la distribución geográfica de los 2.700 microterremotos localizados entre Granada y Málaga marcan direcciones de actividad sísmica N40-50°O, N10-30°E y N70-90°E, claramente concordantes con los principales sistemas de fracturas existentes en la región (Vidal, 1.986).

A continuación se realiza un breve ensayo de correlación entre la sismicidad y los distintos Sistemas de fallas:

Sistema "A" (N70°E/E-0):

A este sistema corresponden las fallas de mayor longitud de entre las cartografiadas. Aun dentro de estas se podrían diferenciar tres tipos:

- Las ligadas a la cicatriz de colisión entre el "Bloque de Alborán" y las zonas Externas béticas. Este accidente, denominado por algunos autores falla Norbética, es una estructura de primera importancia en la evolución geodinámica de este sector. Aunque trastocada por accidentes posteriores queda bien dibujada en el sector central de la cadena, con dirección aproximada E-0. En el sector oriental se une a la falla de Cádiz-Alicante y toma otra dirección, la N70°E. En el occidental desaparece como tal Sistema, y es sustituida por varias fallas de diferente dirección que se amordan a la estructura del Arco de Gibraltar. A esta cicatriz se puede relacionar los sismos de profundidad intermedia. Si tenemos en cuenta que alrededor de ella, en diversos sectores (S^a Nevada, S^a de María ...) se producen engrosamientos corticales, es posibles que el reajuste isostático ejerza un efecto añadido a la actividad sísmica de otros sistemas que cruzan estas áreas o sus límites.
- Las situadas al Norte, afectando a la corteza continental normal, tales como la de Cádiz-Alicante, y las paralelas situadas más al Norte. Las alineaciones de replicas, así como las de los sismos separados en el tiempo indican actividad, sobre todo allí donde se cruzan con fallas del Sistema "B". El rumbo de las réplicas de algunos eventos al S de Jaén y N de Montilla señalan estas direcciones. También se sitúan varios terremotos sobre la traza del accidente Cádiz-Alicante, sobre una extensión de casi 600 km (fot. 5.3.3.4.-a).
- Al sur de la cicatriz norbética, y dentro del "Bloque de Alborán" existen numerosas fallas, de dirección E-0, entre las que destacan las del Corredor de las Alpujarras, las de la línea de costa Almería-Málaga y las que delimitan la cuenca del río Almanzora. Aunque en su origen actuaron como fallas de desgarre dextrus, actualmente lo hacen como mixtas, con movimientos combinados desgarre-normal - desgarre-inversos. Su actividad sísmica es relevante sobre todo en el valle del río Almanzora.

Sistema "B" (N140-160°E):

Son las fracturas más abundantes aunque de menor longitud. Están presentes desde el Golfo de Cádiz hasta el Sur de la provincia de Valencia. La



Fot. 5.3.4.- a.- Escarpe de los Alcores en Carmona (Sevilla). El conjunto de diaclasas NE-SO y NO-SE conforman deslizamientos de ladera a favor de las masas infrayacentes. Existen evidencias históricas que relacionan el inicio de algunos despegues con la actividad sísmica -terremoto de Carmona de 1504-.
Foto J. RODRIGUEZ VIDAL.

más occidental de estas fallas es probable que sea la que sigue la línea de costa de Cádiz desde Chipiona al Cabo de Trafalgar, y la más oriental la de Concentaina entre Valencia y Alicante. Toda la región está pues cruzada por este sistema de fallas que es sin duda el que más actividad sísmica parece presentar, sobre todo donde se cruza con los restantes Sistemas. En el capítulo de neotectónica ya se mencionaban las principales fallas de este Sistema, cuya relación con la sismicidad es patente nada mas observar la cartografía. No obstante, destaquemos algunos rasgos:

- Esta tendencia NO-SE ha sido determinada tanto gráfica como estadísticamente con series de sismos consecutivos (Vidal, 1.986).
- Los rumbos de las replicas de la zona de Loja, o la de Sierra Nevada y la Bahía de Almería señalan claramente esta dirección, actuando como falla normal en muchos casos.
- En la Depresión de Granada son muy visibles las fracturas de esta dirección, actuando como fallas normales. La actividad sísmica tradicional de la zona debe esta ligada en su mayor parte a la presencia de estas fallas, pero en este caso quizá agudizada por la elevación

isostática de S^a Nevada, y por la presencia en profundidad de una ci-catriz labil.

- Las fallas de esta dirección que limitan las Sierras de la Controversia y Gador hunden la comarca de Berja y Dalias en la Alpujarra, y continúan en el mar, tienen una actividad sísmica muy clara ligada a ellas reconocida tanto histórica como instrumentalmente.
- Todos las fracturas que con esta dirección atraviesan la S^a de Gador y la limitan por su borde oriental también están ligadas claramente a sismicidad, al igual que el accidente del río Nacimiento y las que con esta misma dirección atraviesan la S^a Alhamilla (fot. 5.3.3.4.-b).
- Lo mismo se puede decir con las que de una forma muy penetrativa cuartean las Sierras de Filabres y Estancias, sobre todo allí donde se cruzan con las del Sistema "A".



Fot. 5.3.3.4.- b.- Fallas de desgarre de dirección N10°E que afectan al Pleistoceno y son responsables de parte de la sismicidad en los alrededores del Río Aguas -Almería-. (Foto J. BAENA).

- En las provincias de Murcia y Alicante la relación de este sistema con la sismicidad es muy estrecha (López Casado *et al.*, 1.987), sobre todo en Torrevieja donde se han dado los terremotos más catastróficos de esta comarca. Además de esta existen otras muchas de reconocida actividad sísmica como la de Socovos, de Cieza-Archena (o del Segura), o la de Concentaina - Callosa de Ensarriá.

Sistema "C" (NNE-SSO/N45°E):

Este sistema presenta la particularidad de que siendo sus fallas de gran longitud y demostrada actividad, tanto neotectónica como sísmica, está geográficamente más localizado. Su presencia y efectos están restringidos a la mitad oriental de las Cordilleras Béticas (a partir de la Cuenca de Granada), y al Mar de Alborán, en relación con los accidentes que configuran la alineación de altos fondos de donde surge la isla de Alborán, todos ellos pertenecientes al gran accidente transcurrente que enlazaría la región de Nekor en África con la de Cabo de Gata en Iberia.

Es el Sistema que Vidal (1.986) define como una de las principales tendencias o rumbos con actividad sísmica (N10-20°E), y al que corresponden fallas tan conocidas como la de Nekor en África, las del Mar de Alborán ya mencionadas que dan lugar cerca de España al gran cañón de Almería, la de Carbonera-La Serrata, Palomeras, Lorca-Alhama de Murcia, y las paralelas del pasillo del Guadalentin, así como las de Alcoy, Onteniente, o el gran accidente Jumilla-Yecla-Caudete-Játiva, que en su parte oriental constituye el límite hacia el Norte de la Cordillera Béticas.

Todos estos accidentes están ligados a sismicidad, en muchos casos con efectos destructores (Alcoy, Lorca ...). Precisamente este mismo año el 14 de Agosto de 1.991, se registró un sismo de mediana magnitud en las cercanías de Caudete dentro de este Sistema, (accidente Yecla- Caudete-Játiva) (fot. 5.3.3.4.-c).

En el extremo occidental, desde Málaga al Golfo de Cádiz, se detecta la presencia de numerosos accidentes casi N-S, quizás en relación con la terminación hacia el Oeste del "Bloque de Alborán" y sus últimos encajes tectónicos. A esta alineación corresponden las tendencias de las replicas de terremotos ocurridas al S. de Málaga, en la Bahía de Algeciras, en las Cabezas de S. Juan y en Ubrique.

Capote *et al.*, (1986) utilizando metodologías de análisis poblacional de fallas con los mecanismos focales de la región de Alborán, a semejanza de las que se utilizan en tectónica aprecia de una forma cualitativa que el tipo de elipsoide de esfuerzos es predominantemente de desgarre, con el eje



Fot. 5.3.3.4.- c.- Arcillas y conglomerados de probable edad villafranquense (Pliocuaternario) buzando casi 45º, cerca del epicentro donde en Agosto del 1.991 se situó el sismo de Caudete (Albacete). Todo ello ligado al Accidente Jumilla-Yecla-Caudete-Játiva. Foto J. BAENA.

de compresión y extensión en la horizontal, y que la dirección de compresión sería entre N145ºE y N160ºE.

Con esta dirección de compresión y aplicando el criterio de los diedros mínimos, resultaría lógico suponer que en caso de ruptura que siguiera tendencias normales, las fallas que se moverían serán la N130-170º (Sistema "B"), las que tengan tendencia inversa, serán la de dirección N80ºE (Sistema "A") aunque el régimen tectónico general que mueve la falla activa en las Cordilleras Béticas es fundamentalmente de desgarre (Capote *et al.*, 1986).

Los mecanismos de los terremotos estudiados en este sector están bastante de acuerdo con lo referido anteriormente, tanto los de profundidad intermedia como los superficiales.

5.3.4. Islas Canarias.

Podría argumentarse que la sismicidad canaria fuese un fenómeno estrechamente relacionado con la actividad volcánica, lo cual parece cumplirse efectivamente para la sismicidad histórica, cuyos epicentros se sitúan, en su mayor parte, en torno a los centros de emisión. Sin embargo el registro

instrumental que se viene realizando desde el año 1973 junto con tres terremotos importantes, también registrados instrumentalmente y producidos en los años 1964 y 1966, ha puesto de manifiesto el carácter tectónico de la mayor parte de la sismicidad producida en este archipiélago durante los últimos años.

Por otro lado también llama la atención el carácter subcortical de la mayor parte de los terremotos, dado que la profundidad del Moho oscila entre 15 y 10 km bajo el nivel del mar (Banda et al., 1981 a y Suriñach, 1986, entre otros) y de los 146 sismos que presentan datos de profundidad, en 119 ésta es superior a los 15 km, agrupándose una parte importante de los mismos (49) entre 15 y 20 km. No obstante hay que tener en cuenta que la determinación de estas profundidades en el archipiélago canario tiene un margen de error muy superior al de los registros realizados en península.

La mayor parte de ellos presentan magnitudes inferiores a 3, razón por la cual y tal como se señala en la leyenda del Mapa Sismotectónico objeto de este capítulo, se ha optado por representar todas aquellas magnitudes superiores o iguales a 2.5 (y a diferencia del valor 3.0 adoptado para la península), tratando así de facilitar el análisis de las posibles relaciones entre sismicidad y tectónica. Aunque para dicho análisis se han tenido en cuenta también aquellos sismos con magnitudes inferiores a 2.5 y que por tanto no aparecen en el mencionado documento cartográfico.

Los terremotos de mayor magnitud se localizan aproximadamente en la línea que une los extremos sur de Tenerife y Gran Canaria, con fechas: 22-5-1964, de $M=4.1$ y $P=33$ km; 22-5-1964, de $M=4.3$ y $P=34$ km; 28-5-1966, con $M=4.4$ y sin dato de profundidad y por último el terremoto con fecha 9-5-1989, con una profundidad de 36 km, que alcanzó la mayor magnitud (5.2) registrada en el archipiélago. Este sismo dió lugar durante el mismo día a una nube de réplicas distribuidas en torno a una línea con orientación NE-SO, situada entre las mismas islas.

Posteriormente y coincidiendo con la nube anterior se produjeron otros dos sismos principales, con fechas: 9-5-1989 y 29-5-1989, con $M=4$ en los dos casos y profundidades de 48 y 51 km respectivamente. Ambos también dieron lugar a numerosas réplicas en los días siguientes a la sacudida principal, las cuales se distribuyeron espacialmente de la misma forma que en el caso anterior.

Analizando esta distribución espacial de la sismicidad instrumental en el conjunto del archipiélago, lo más notable son las ya mencionadas nubes de réplicas que coinciden en los tres casos, definiendo, por el momento y hasta que no se compruebe mediante perfiles sísmicos, un supuesto accidente litosférico, con dirección NE-SO, a NNE-SSO, entre Tenerife y Gran Canaria.

Accidente que sin duda debe tener implicaciones geodinámicas y podría estar relacionado con la situación más elevada del Moho en Gran Canaria (12-13 km), por comparación con Tenerife (15 km) (Banda et al., op. cit. y Suriñach op. cit.).

El resto de la sismicidad aparece de forma bastante dispersa, aunque teniendo en cuenta los supuestos accidentes deducidos de la geofísica o de la alineación de las emisiones volcánicas, cabe señalar la existencia de otro posible accidente (ONO-ESE) sobre el que se sitúan los sismos de mayor magnitud ya mencionados y que uniría el extremo norte de La Gomera con el sur de Gran Canaria.

El borde norte de las islas de Hierro y Tenerife también presentan cierto agrupamiento de sismos, aunque de baja magnitud, que podrían unirse según otro supuesto accidente (ENE-OSO) paralelo a las alineaciones principales de puntos de emisión en ambas islas, accidente que ya fue propuesto anteriormente por Hernández Pacheco e Ibarrola (op. cit.).

En el extremo norte de Gran Canaria se ha representado también otra falla supuesta en prolongación hacia el mar de la fractura con dirección E-O existente en este lugar, dado que sobre esta línea se localizan hasta cuatro epicentros.

Criterios análogos han permitido representar otra posible línea de fractura (NNE-SSO) entre el extremo septentrional de Lanzarote y la Isla de La Graciosa.

El resto de los epicentros se distribuyen de forma dispersa y sin pausas de concentración, en el área oceánica que jalona el lado septentrional del archipiélago, no existiendo ninguno de ellos en el lado meridional.

5.3.5. En otras áreas marinas

5.3.5.1. Surco de Valencia e Islas Baleares.

Tiene una sismicidad de media a baja con respecto al conjunto peninsular. Ella se concentra en el litoral catalán y en el sector meridional del Golfo de Valencia, aunque hay sismos más dispersos en el archipiélago Balear y en el Golfo de Lion. Resalta la poca sismicidad existente en el litoral entre Valencia y el delta del Ebro.

Los terremotos no son muy importantes. Sólo se ha sobrepasado la intensidad VII en dos ocasiones, ambas en las Islas Baleares, una en el siglo XV y otra en el XIX. En el litoral catalán hay registrados bastantes te-

rremotos que alcanzaron intensidad VI. Por otro lado, son varios los terremotos cuya magnitud pasó de 4.0 pero en ningún caso hay constancia de que se llegase al valor 5.0.

Los terremotos son en general superficiales y están situados en la corteza superior. Sólo hay uno más profundo se produjo llega a 18 km. situado a 10 km de la costa enfrente del límite entre las provincias de Gerona y Barcelona.

Los sismos del margen catalán son los de mayor magnitud y se deben principalmente a la actuación de las fallas ENE-OSO. Esta familia es responsable de la estructuración en surcos y umbrales del levante español, la cual se produjo fundamentalmente en el Oligoceno superior y Mioceno dentro de un contacto distensivo generalizado. Esas fallas han continuado activas hasta la actualidad y parecen seguir funcionando como fallas normales ya que remarcan la disposición en surcos y umbrales del áre.

La familia de fallas NE-SO a NNE-SSO que también limita los surcos y umbrales del margen levantino-catalán es menos activa que la anterior o cuando el margen está estructurado según directrices NE-SO (entre Valencia y el delta del Ebro) la sismicidad es muy baja y sin embargo ésta aumenta hacia el Norte coincidiendo con una costa estructurada por fallas ENE-OSO.

Los sismos del Golfo de Valencia se atribuyen a dos familias de fallas. Una es la familia submeridiana de carácter normal que hunde el Golfo hacia el este. La otra tiene dirección ENE-OSO y supone la continuación de las estructuras béticas terrestres. Esta familia es la responsable de la alineación de sismos ENE-OSO que se encuentra al este de Valencia.

Por otro lado, las familias de fallas N-S y NO-SE también parecen generar actualmente sismos, aunque esta relación no está clara en ninguno de los dos casos.

Finalmente cabe que destacar que hay importantes focos sísmicos en el cruce de fallas, especialmente entre la familia ENE-OSO y la NE-SO, tal como ocurre por ejemplo al noreste del delta del Ebro.

5.3.5.2. Galicia y Areas marinas adyacentes

La sismicidad de esta zona es baja y ésta se concentra en la provincia de Lugo y en la parte Sur, cerca de Portugal. Hay otros sismos dispersos, como en los alrededores de El Ferrol y La Coruña o al Sur de la provincia de La Coruña.

El tamaño de los terremotos es pequeño. El más intenso ($I_m=VIII$) ocurrió cerca de la frontera, pero en Portugal. Ya en el territorio español hay registrados tres con $I_m=VII$ (En 1866 en La Coruña, en 1910 en El Ferrol y en 1920 en Pontevedra) y media docena con $I_m=VI$. En cuanto a la magnitud, no hay constancia de que se pasase de 5.0 y tan sólo media docena pasaron de 4.0.

La mayoría de los sismos son corticales y entre éstos superficiales; sólo hay dos de sismicidad intermedia: el de 1979 de Becerrea (Lugo) a 80 Km de profundidad y el sismo marino de 1979 situado al Oeste de Pontevedra y a 60 km de profundidad.

El conocimiento que se tiene de la relación entre la sismicidad y la neotectónica es en general escaso, debido a los pocos rasgos neotectónicos observados y a la escasa sismicidad y a la que la distribución de ésta y sus parámetros no presenta pautas claras.

La sismicidad de la parte occidental gallega parece deberse al movimiento de las fallas N-S muy desarrolladas en esa zona y que presentan indicios neotectónicos. Son las responsables de los sismos marinos del margen occidental y de los de Pontevedra de 1920 y de octubre de 1980, entre otros. Son fallas N-S normales y profundas que son heredadas de las épocas de la apertura del Atlántico y que estructuran la plataforma continental actual.

Los sismos localizados al Oeste de El Ferrol parecen ser producidos por fallas E-O que condicionan la sedimentación terciaria de la plataforma en esa zona. Sin embargo, también podrían estar causados por la falla ENE-OSO de Puentes ya que su prolongación hacia el mar coincide a grandes rasgos con la situación de los sismos.

La sismicidad de las provincias de Lugo y Orense está encuadrada dentro de la sismicidad que afecta al Norte de Portugal. Ella se atribuye a la familia de fallas NNE-SSO ampliamente desarrollada por todo el Noreste de Portugal y en la provincia de Orense y que da unos lineamientos muy patentes en las imágenes de satélite. Dichas fallas presentan en la parte española escasos rasgos neotectónicos debido fundamentalmente a la escasez de sedimentos recientes; sin embargo, sí que muestran una clara actividad neotectónica en la parte portuguesa.

En la provincia de Orense hay también otra familia de fallas con orientación NNO-SSE a N0-SE cuya relación con la sismicidad es menos clara que en los casos anteriores. No obstante, ella presenta ciertos indicios neotectónicos y además esa es la dirección que adoptan las réplicas del terremoto de Allariz (Orense) de diciembre de 1988.

Finalmente, hay que resaltar la familia de fallas ENE-OSE. Es muy importante en toda la Cornisa Cantábrica y también, aunque menos, en Galicia, sobre todo en su parte más meridional. Son fallas heredadas de la evolución alpina, cuando jugaron un importante papel como desgarres dextrales. De entre ellas destaca la falla de Puentes, la cual puede producir los sismos de La Coruña de 1866 y el de El Ferrol de 1910 entre otros.

5.3.5.3. Mar Cantábrico

La sismicidad del mar Cantábrico puede calificarse de casi escasa. Sólo hay unos 15 eventos sísmicos registrados y éstos son muy pequeños y dispersos. Sólo merece destacarse el terremoto que ocurrió en 1962 al Norte del límite provincial entre Lugo y Asturias que llegó a intensidad VI y tuvo una magnitud de 4.3.

Los pocos datos de profundidad indican que los terremotos son bien superficiales (>10 Km) o bien tienen su epicentro en la base de la corteza (30 Km).

La poca sismicidad existente concuerda con los pocos datos neotectónicos observados si bien estos últimos indican un ligero aumento de la actividad geodinámica tanto hacia Galicia como hacia la zona pirenaica. Las principales fallas que estructuran la plataforma continental cantábrica y que son heredadas del ciclo alpino son las responsables de los pocos rasgos neotectónicos y sísmicos. Las más relacionadas con la sismicidad son las fallas de desgarre dextral NE-SO (ej.: falla de Vidio) y en menor grado las normales E-O, teniendo escasa importancia las NO-SE.

6.- ENSAYO DE UN MODELO GEODINAMICO ACTUAL

6.1. INTRODUCCION

La información aportada por los Mapas Neotectónicos y Sismotectónicos con el apoyo de otros datos de la corteza, volcanismo, paleomagnetismo, etc, sin perder de vista la perspectiva que nos proporciona la evolución geodinámica anterior, debe conducir a un ensayo de marco geodinámico actual. Este, para que tenga cierta coherencia contemplaría un dominio geográfico bastante más amplio que el de la Península Ibérica, al menos la zona Atlántica desde la Dorsal Medio-Atlántica cercana. Hay que basarse en los datos de estas áreas que puedan ayudar al acercamiento y comprensión de hechos que forzosamente tienen un carácter más generalizado.

6.2. ANTECEDENTES

Hacer un repaso, y aún una referencia de los numerosos modelos geodinámicos propuestos para un área como ésta, situada en la zona de colisión entre las placas Euroasiática y Africana, y por otro, en la fachada atlántica de evolución de las cortezas continentales a oceánica, sería una labor excesivamente ardua, por lo que solo trataremos de resumir algunas de ellas basadas fundamentalmente en observaciones o datos recogidos en el área que nos ocupa o en sus cercanías.

Algunos de estos modelos pretenden dar una visión más global de la situación, pero adolecen de escasez de datos regionales, mientras que otros se limitan al Arco Bético- Rifeño o a la zona de Azores-Gibraltar, ignorando al resto de la Península y áreas próximas.

También, hay que destacar el diferente peso específico que cada tipo de información, sea geológica o geofísico, tiene en el proceso interpretativo. De tal modo que existen algunos modelos que se apoyan casi exclusivamente en datos geológicos, otros tienen su fundamento en datos sísmicos y/o geofísicos, y otros, por lo general, los que pueden considerarse más cercanos a la realidad, tienen en cuenta ambos tipos de datos.

A continuación se repasan algunos de los más destacados, con especial atención a los más cercanos, tanto en el tiempo como en el espacio. En la descripción de los mismos utilizamos únicamente los términos y la versión de las ideas, tal y como los autores lo han hecho, aunque por supuesto no con la extensión que tienen en los artículos originales. Solo intentamos introducir al lector en la problemática que se presenta al intentar un enfoque geodinámico actual.

6.2.1. Modelo explicativo del Área de Gibraltar mediante la "subplaca de Alborán".

Este modelo fué propuesto por J. Andrieux, J.M. Fontboté y M. Mattauer (1971) para explicar la forma y estructura del Arco de Gibraltar, y consiste basicamente en la introducción entre la placa africana y la europea de una placa intermedia que denominan por sus dimensiones "subplaca de Alborán".

Según estos autores esta subplaca se terminaba hacia el Oeste con un borde en dirección N-S, de forma que en el Atlántico las dos placas, europea y africana, llegarían a ponerse en contacto, y por otro la falla transformante de las Azores.

Esto explicaría la estructura del Arco de Gibraltar y sus importantes arrastres, suponiendo que la "subplaca" de Alborán ha sufrido un movimiento de deriva hacia el Este menos importante que las placas europea y africana vecinas. En este caso se puede facilmente imaginar un cabalgamiento de la "subplaca" de Alborán sobre las otras dos, o un hundimiento de estas dos bajo la primera.

Debido a esto, la parte Oeste del Arco de Gibraltar está constituida por materiales (de la subplaca de Alborán) que recubren anormalmente a las otras dos placas, flotando literalmente sobre ellas. Igualmente en el borde occidental de la subplaca (de dirección N-S) se produce un importante cabalgamiento hacia el Oeste.

El límite entre las tres placas corresponden a un punto triple o triple unión que se desplaza con el tiempo. A partir del Mioceno medio este movimiento se modifica, las placas europea y africana se aproximan provocando el plegamiento intenso de las zonas externas. Después de la "Revolución Pontiense" las dos placas han debido separarse creando estructuras de distensión que se superponen a las anteriores.

Posteriormente, en 1973, Andrieux y Mattauer señalan algunas precisiones sobre este modelo, y concluyen que no existe contradicción entre el modelo y los hechos geológicos conocidos hasta el momento.

6.2.2. Modelo de comportamiento "rigido-plástico" de la litosfera continental

El modelo teórico, ampliamente desarrollado por Tapponnier y Molnar en 1976, fué posteriormente aplicado a China, y a la cadena alpina del Mediterraneo Occidental (Tapponnier, 1977).

Este modelo supone una montera rígido-plástica en la litosfera continental, y utiliza el campo de líneas de deslizamiento para el análisis y estimación del campo de fuerzas de la litosfera.

La evolución tectónica del Mediterráneo Occidental, desde el Jurásico, lo explica como una combinación de tres procesos básicos:

- El primero es una progresiva y oblicua penetración de Euroasia por los promontorios del continente africano (entre las cuales Italia y el extremo NO. de Arabia son las más importantes).
- El segundo proceso, consecuencia de la "entalladura" y "aplastamiento" anterior es el "flujo lateral" de la litosfera continental a lo largo de la falla, que originarían los "arcos", tales como el de Gibraltar (fig. 6-I).

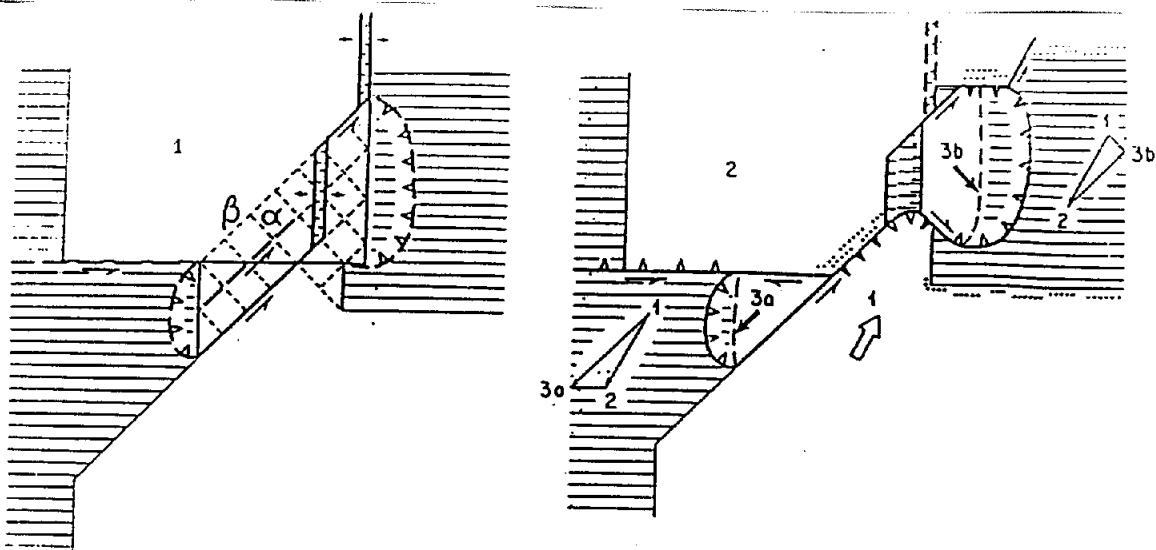


Fig. 6.-I.-

Expulsión lateral mixta. (Según Topponnier, 1.977).

Símbolos: Las zonas de subducción con triángulos abiertos. Los cabalgamientos continentales en triángulos llenos. Los desgarres en trazos fuertes. Los pliegues en puntos. Las líneas de deslizamiento a trazos. Las flechas indican el sentido del desplazamiento. El rellado horizontal la corteza oceánica. Las líneas fuertes dobles las zonas de sutura.

En esta situación no existe una verdadera subducción inicialmente entre los dos continentes por intermedio de una colisión horizontal (desgarre). Los dos continentes Norte y Sur se pueden deformar, y el modo de expulsión lateral está determinado principalmente por la forma de los límites entre los dominios continentales y las corteza oceánica laterales. Las dos etapas representadas aquí nos parecen esquematizar la situación tectónica en el Mediterráneo occidental en el Oligoceno y en el Mioceno inferior:

- 1) En una primera etapa de bloqueo, el rift oligoceno rheno-provenzal se termina al Sur de España con desgarre sinextrosos. El esfuerzo principal mayor es N-S. El campo de líneas de deslizamiento correspondiente a esta interacción continental permite predecir la iniciación de la zona de subducción lateral (en trazos interrumpidos).
- 2) En una segunda etapa el avance del promontorio Balear está acompañado de la apertura de la cuenca provenzal y de la expulsión respectivamente hacia el E. y el O. de los bloques Tirrenico y de Alborán. Los diagramas triangulares indican el movimiento relativo entre las placas o bloques.

- El tercer proceso es un resquebrajamiento de la litosfera, el cual da lugar a volcanismo basáltico-alcalino.

En la figura 2.1.2.-XIV, se expresan algunos de los rasgos más significativos de esta evolución, aunque para una mejor descripción remitimos al lector a los trabajos originales de estos autores.

6.2.3. Modelo de la Placa de Alboran y el "bloque rifeño" en el Arco bético.

En 1977, J.Cl. Vidal recogiendo las ideas del modelo de la "subplaca" de Alboran, (Andrieux et al., 1971) y del de la subducción de la placa africana bajo la placa de Alboran, elabora un nuevo modelo para el Arco de Gibraltar o Arco Bético-Rifeño, para explicar sobre todo la evolución del Rif.

El modelo que tiene en cuenta, tanto los datos geológicos como los geofísicos (fig. 6-II), pone en evidencia la existencia de un bloque litosférico, el "bloque rifeño", situado entre las placas de África y Alboran. En el curso de la fase mayor, de edad Tortoniente, el bloque rifeño cabalga sobre la placa Africana y es en parte subducido bajo la placa de Alboran. Estos movimientos han podido dar como resultado movimientos verticales de la corteza, que han traído como consecuencia el emplazamiento de las "mezclas" externas por deslizamiento gravitacional de los mantos. Desde el final del Tortonense, solo hay una deformación por fallamientos de los bordes de los bloques o placas. (fig. 6-III).

6.2.4. Modelo de "colisión continental" en el Arco Bético-Rifeño

En realidad, más que un modelo, se trata de la constatación de una serie de hechos, en su mayoría ya descritos, pero confirmados por el estudio de la tectónica reciente, y los datos que ésta aporta en el Arco de Gibraltar, que se resumen en el trabajo de J.Cl. Bousquet de 1.977.

Aunque no aborda el problema de la formación del Mar de Alboran, señala que las hipótesis que hacen jugar un papel importante a los desgarres han sido confirmados por los datos recogidos, y en particular la importancia de la gran línea de fractura NE-SO que atraviesa oblicuamente el Arco de Gibraltar y el Mar de Alborán.

Los resultados preliminares le conducen a proponer un cambio en el curso del Plioceno: la extensión N-S es reemplazada por una extensión E-O. Esto podría corresponder a una modificación del campo de esfuerzos de un significado mayor que da lugar a un volcanismo de tipo "alcalino" (Plioceno

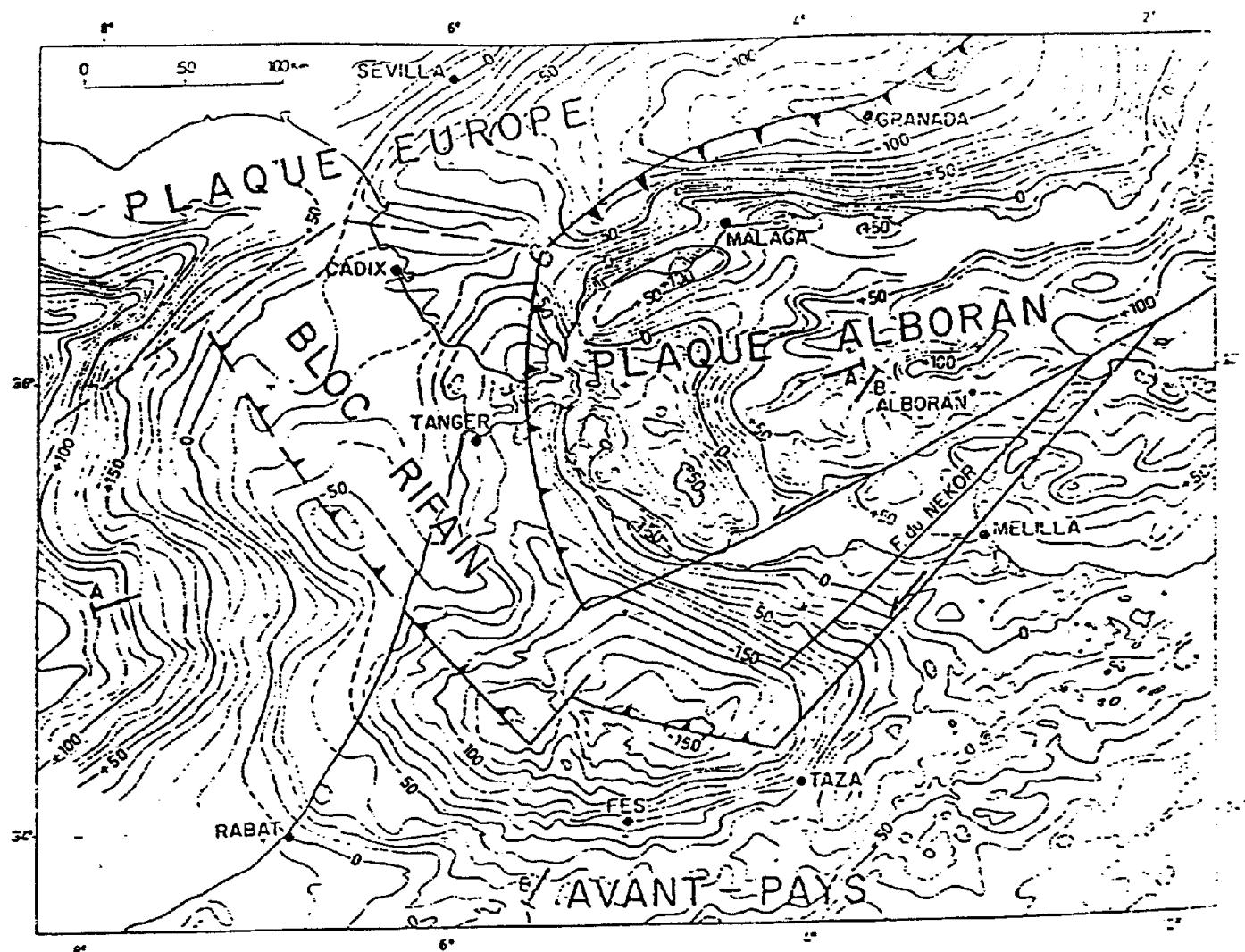


Fig. 6.-III.- Límite de placas y del bloque rifeño y sus relaciones con las anomalías gravimétricas.
(Tomado de Vidal, 1.977).

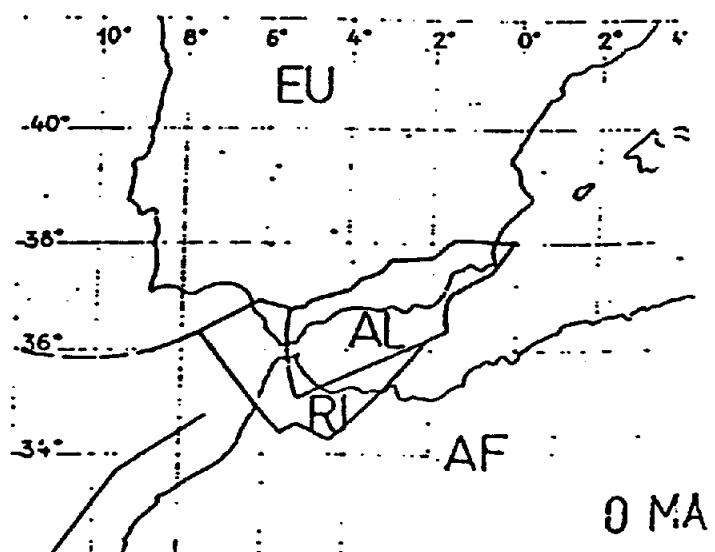
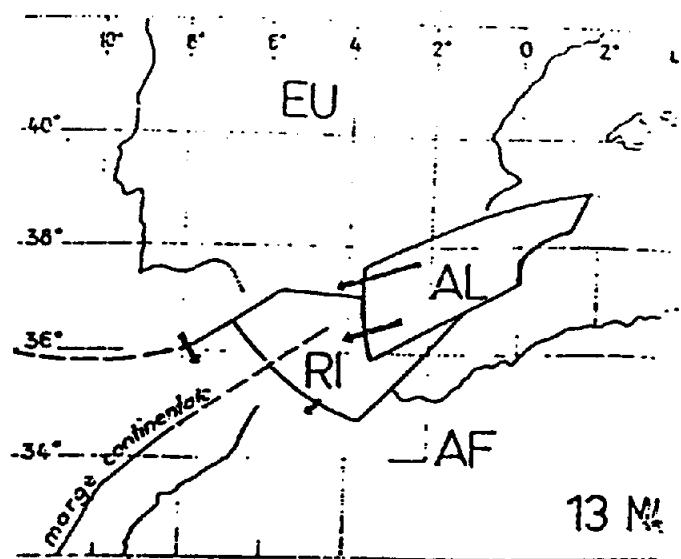


Fig. 6.-III.- Posición actual y posición posible de las placas del bloque rifeño antes de la fase de acercamiento del Tortonense.

EU: Placa Europa; AF: Placa África; AL: Placa Alborán; RI: Bloque rifeño. Las flechas indican los vectores de movimiento relativo de los bloques en el curso de la fase Tortonense.

Según Vidal (1.977).

sup. y quizás Cuaternario antiguo) que reemplaza al "calco-alcalino" (Tortoniense y Messiniense).

Como quiera que sea, a partir del Cuaternario antiguo el conjunto del Arco de Gibraltar y probablemente el mar de Alborán están sometidos a un régimen de compresión que conduce a un acortamiento general NNO-SSE, con la excepción del Rif Sudoccidental. La orientación relativamente constante de las direcciones de la deformación, la longitud de la zona deformada, y el papel jugado por los desgarres, permiten pensar que a partir del Cuaternario antiguo la aproximación entre las placas europea y africana se hace a nivel del Arco de Gibraltar con las características de una tectónica de colisión, continente contra continente, según un modelo comparable, guardando todas las proporciones con el que se produce en Irán o en Asia Central (Molnar & Tapponnier, 1975).

En el Cuaternario medio y reciente esta tectónica se confirma, pero la reaparición en el Rif oriental de fenómenos distensivos ligados a un volcanismo alcalino podría indicar una relentización en la convergencia de las dos placas en este sector.

A nivel del Arco de Gibraltar, se estima que la convergencia de las placas europea y africana se traduce desde el Cuaternario antiguo por una tectónica de colisión, de forma que ni los datos neotectónicos ni los sísmicos permiten situar en esta región el límite entre estas dos placas de forma precisa, y ni siquiera realizar una selección entre las diferentes trazas propuestas.

6.2.5. Modelo de "rifting" sobreimpuesto

Este modelo se limita a la parte oriental de la Península Ibérica, y ha sido desarrollado por Vegas, Fontboté y Banda (1979), aunque posteriormente ha sido considerado en numerosas propuestas.

Según este modelo, el evento distensivo generalizado de edad Neógena que cubre el E. y SE. de Iberia conduce a las siguientes conclusiones, Vegas et al., 1979. (fig. 2.1.2 VIII):

1º) Está estrechamente relacionado con la formación de las profundas cuenca del Mediterráneo occidental, y es posterior al episodio creador de los relieves de las Cordilleras Alpinas, desde los Alpes a la Cordillera Bética. Rompe la "soldadura" entre África y Europa meridional, constituyendo un hecho intraplaca que se prolonga al Oeste.

2º) Esta distensión neógena es responsable de la formación de los mares de Alborán y Nord-balear, y se detecta claramente en las regiones

laterales ibéricas. Penetra en tierra y crea la parte emergida de estos caracteres distensivos.

3º) Los diferentes aspectos de esta distensión se explican por las diferentes unidades geotectónicas a la que se superpone.

4º) Esta distensión no parece obedecer simplemente a la "extensión" cortical (litosférica), sino que debe relacionarse también con algún "tipo" de anomalía del manto, como muestra la sísmica de refracción y los datos de flujo de calor.

6.2.6. Modelo de "fallas rumbo-deslizantes de diferente edad" en el Arco Bético-Rifeño

Un nuevo modelo para el Arco Bético-Rifeño fué propuesto en 1984 por D. Leblanc y Ph. Olivier. En el se propone que existen cuatro fallas rumbo-deslizantes o desgarres que juegan un importante papel en la evolución de esta región, y que estas fallas no son de la misma edad.

Dos fallas, la falla levógira de Jebha al Sur (en Marruecos y principalmente en el Mar Mediterraneo) y la falla dextrógira Nord-Bética (Sur de España) al Norte, definen los límites del bloque de Alboran (Zonas internas béticas y rifeñas). El movimiento final a lo largo de estas fallas fué durante el Búrdigaliense. Otras dos fallas, la falla levógira de Nekor (Afríca del Norte) al Sur de la falla de Jebha y la falla dextrógira de Crevillente, algo más al Norte de la falla Nord-Bética, define un bloque de Alboran mayor (incluyendo parte de la Zonas externas béticas y rifeñas) que el que estaba presente durante el Tortoniano (fig. 2.1.2- XV).

Se proponen las siguientes secuencias de eventos: (a) Durante el Eoceno y Oligoceno, las placas africana y europea convergían en un sentido N-S causando la desintegración y cabalgamientos de las Zonas internas béticas, rifeñas y de Kabylia, produciéndose entonces el movimiento hacia el OSO del bloque de Alboran por deslizamiento a lo largo de las fallas de Jebha y Nord-Bética. (b) Al final del Búrdigaliense cesaron los movimientos a lo largo de las fallas de Jebha y Nord-Bética. (c) Continuando la convergencia N-S, se formaron durante el Mioceno medio y superior las fallas de Nekor y Crevillente, que limitan un bloque de Alboran mayor. El arco de Gibraltar (la zona situada entre las cuatro fallas mayores) parece ser el resultado del movimiento OSO de un bloque cortical que está siendo empujado sobre las Zonas externas.

6.2.7. Modelo "complejo" de distribución de esfuerzos y deformaciones en el Mediterraneo Occidental

Bousquet y Philip en 1986 y Philip en 1987 publican sendos trabajos sobre la evolución durante el Plio-Cuaternario de los campos de esfuerzos y deformaciones en el Mediterraneo Occidental, que aunque abordan una región excesivamente amplia, aportan ideas muy interesantes para entender la enorme complejidad en la distribución de esfuerzos y deformaciones que se producen en cualquier área de esta extensa región con etapas de subducción y colisión.

La región mediterránea consiste en un conjunto de bloques litosféricos relativamente pequeños con una amplia variedad de espesores o grosos. Dependiendo de su espesor individual, estos bloques se deforman differentlyemente y son así responsables de la inhomogénea distribución de la deformación en la región. La región en conjunto se conduce como una zona móvil bastante amplia, atrapada entre las plataformas estables de África y Europa, que están convergiendo a lo largo de una dirección N-S a NNO-SSE durante los pasados 70 millones de años. Dependiendo del área individual o de la época considerada, esta convergencia general ha conducido a la apertura de cuencas tipo oceánico o a subducciones y colisiones continentales. Pero la característica destacada de la región mediterránea es que cada etapa geodinámica individual fué de corta duración, prescindiendo de los bloques que fueran afectados.

Las figuras 6-IV, 6-V, 6-VI y 6-VII expresan graficamente la distribución de las deformaciones, en el tiempo (desde el Plioceno) y en el espacio en el Mediterraneo, así como las características tectónicas del sector más cercano a la Península Ibérica.

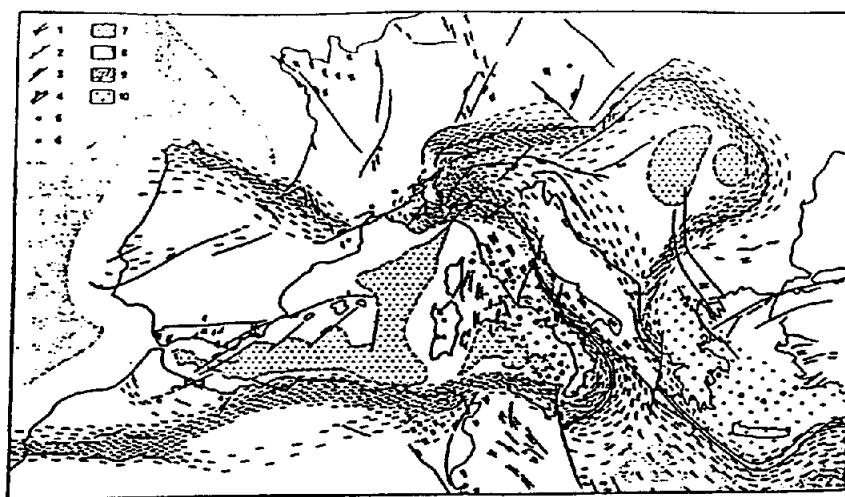


Fig. 6.- IV.- Distribución del tipo de deformaciones durante el Plioceno superior.

1: Grabens; 2: Falla inversa; 3: Falla rumbo-deslizante; 4: Surco de subducción; 5: Volcanismo calco-alcalino; 6: Volcanismo alcalino; 7: Corteza oceánica o intermedia de edad cenozoico; 8: Corteza oceánica, intermedia o continental adelgazada de edad mesozoica; 9: Zona de compresión; 10: Cuenca marginal. (Tomado de Philip, 1.987).



Fig. 6.- V.-

Distribución de los tipos de deformación al final del Cuaternario inferior - comienzo del Cuaternario medio.

1: Grabens; 2: Falla inversa; 3: Falla rumbo-deslizante; 4: Surco de subducción; 5: Volcanismo calco-alcalino; 6: Volcanismo alcalino; 7: Corteza oceánica e intermedia de edad cenozoica; 8: Corteza oceánica intermedia o continental adelgazada de edad mesozoica; 9: Zona de compresión; 10: Arco volcánico inactivo o de baja actividad. (Tomado de Philip, 1.987).

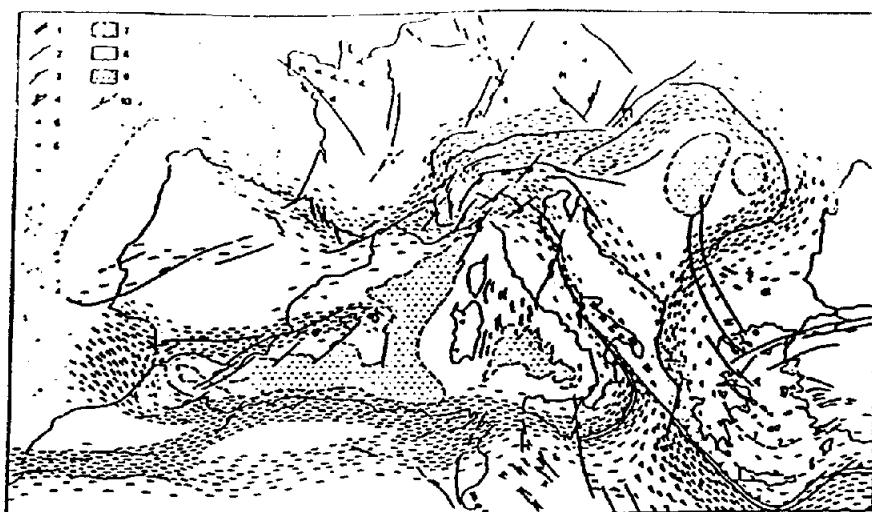


Fig. 6.- VI.-

Distribución de los tipos de deformación del Cuaternario Superior y actuales.

1: Grabens; 2: Falla inversa; 3: Falla rumbo-deslizante; 4: Surco de subducción; 5: Volcanismo calco-alcalino; 6: Volcanismo alcalino; 7: Corteza oceánica e intermedia de edad cenozoica; 8: Corteza oceánica intermedia o continental adelgazada de edad mesozoica; 9: Zona de compresión; 10: Cuenca marginal. (Tomado de Philip, 1.987).

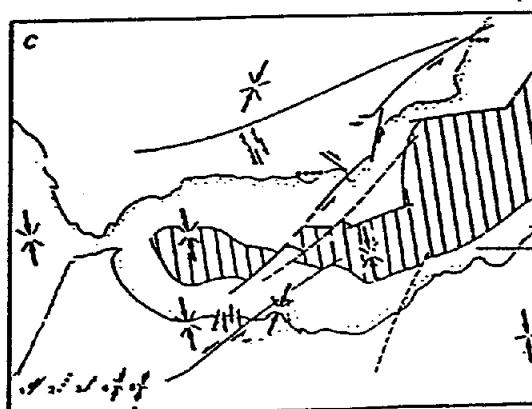
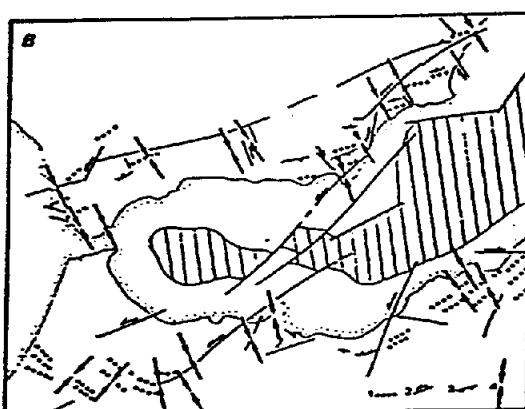
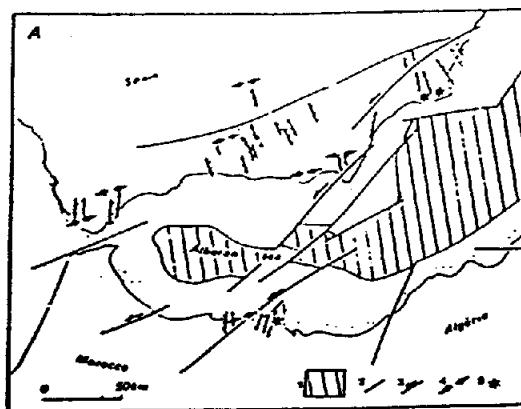


Fig. 6.- VII.- Tectónica Plio-Cuaternaria del Arco de Gibraltal.

A) Plioceno, 1: Corteza oceánica o intermedia; 2: Fallas normales; 3: Fallas rumbo-deslizantes; 4: Dirección de máxima extensión por microtectónica; 5: Volcanismo alcalino.

B) Cuaternario inferior, 1: Ejes de pliegues; 2: Fallas rumbo-deslizantes; 3: Fallas inversas; 4: Dirección de máximo acercamiento por microtectónica.

C) Cuaternario medio a actual; 1: Fallas rumbo-deslizantes; 2: Ejes de pliegues; 3: Fallas normales; 4: Ejes P de mecanismos focales para fallas rumbo-deslizantes; 5: Lo mismo para fallas inversas.

Tomado de Philip (1.987).

En el Trabajo "Neotectonics of the Calabrian Arc and Apennines (Italy): an example of Plio-Quaternary evolution from island arcs to collisional stages" de Bousquet y Philip (1986), y aunque trate de una región un poco alejada de la Península, se establecen una serie de hechos, comparándolos con ejemplos, que pueden significar un acercamiento conceptual a lo que ocurre en este lado del Mediterraneo.

Ya es significativo el reconocimiento de que en estas regiones hay que añadir a la primitiva idea de "placas tectónicas" una serie de conceptos nuevos que puedan explicar las observaciones, tales como "subducción ensílica", "subducción intracontinental", "prisma de acreción cortical", "subducción litosférica continental", etc.

En la región Mediterránea, la neotectónica está gobernada por la convergencia entre las placas Africanas y Arábica con la placa Euroasiática (a lo largo de la dirección NO-SE en los alrededores de Gibraltar, y en dirección N-S a NE-SO en el Mediterráneo oriental, aumentando aquí la tasa de convergencia). La convergencia es absorvida a través de diferentes mecanismos (fig. 6- VIII), debido a la presencia de amplios sectores de corteza oceánica o continental adelgazada entre regiones con verdadera corteza continental. Esto da idea de la dificultad de cualquier intento de sintetizar o encajar las deformaciones en procesos generales.



Fig 6.- VIII.- Marco geodinámico actual de la Cuenca Mediterránea.
 1: Corteza continental; 2: Corteza oceánica o adelgazada de edad Mesozoica;
 3: Margen pasivo de edad mesozoica; 4: Corteza oceánica o adelgazada de
 edad cenozoica; 5: Subducción oceánica; 6: Prisma acrecionales; 7: Volcanis-
 mo calco-alcalino; 8: Cuenca Back-arc con extensión actual; 9: Principales
 cabalgamientos continentales y estructuras compresivas; 10: Principales fa-
 llas rumbo-deslizantes; 11: Principales fallas normales (según, Bousquet y
 Philip, 1.986).

La evolución, subducción oceánica-subducción continental-colisión (s.l.) proporciona los rasgos necesarios para numerosas situaciones con la existencia de extensión y compresión sincrónicas de distribución no casual en cada momento. Los sectores bajo compresión son de variable extensión y puede invadir fases compresivas regiones que previamente estaban bajo extensión. Cuando este tipo de situación se conoce en varios contextos es que las fases deben corresponder a fenómenos mayores a escala del Mediterráneo, tal como, por ejemplo, un progreso en la convergencia de Europa-Africa.

Los procesos que se reunen bajo el término "subducción continental" pueden, ellos mismos, causar varias secuencias de "fases". En algunos sectores, el acortamiento de la corteza continental corresponde a un desmantelamiento o descabezamiento con una migración hacia afuera del frente de compresión. Las fases mayores pueden establecerse bastante bien para algunas épocas; el cizallamiento cortical es entonces seguido por fenómenos magmáticos (anatexia cortical y volcanismo calco-alcalino). Este es el caso del conjunto de las Cadenas Alpinas del Norte de África y del Sur de España durante el Mioceno. "Fases" iguales que éstas, que están acompañadas por un acortamiento de usualmente varias decenas de kilómetros, pueden deberse a algunos mecanismos de subducción continental diferentes de los que conducen a un simple desmantelamiento o deslaminación progresiva. Debe permitir el hundimiento de parte de la corteza continental así como su anatexia. Esta "subducción ensiática" está acompañada por un volcanismo calco-alcalino y la apertura de una cuenca con corteza continental adelgazada que puede conducir eventualmente a una corteza oceánica.

En regiones, tales como el Sur de España, la subducción continental no continuó, y fué seguida, desde el final del Mioceno, por una tectónica de colisión (s.l.). La extensión E-O, con volcanismo alcalino, del final del Plioceno ha sido progresivamente reemplazado por una importante compresión N-S, a NO-SE (pliegues de escala kilométrica). Las fallas rumbo-deslizantes juegan un importante papel en la región, y ayudan a explumar la corteza continental hacia la cuenca Argelo-Provenzal y al Océano Atlántico.

Finalmente, a una escala mayor, la dirección de esfuerzos máximos en la horizontal (δ_1 o δ_2) permanece destacadamente constante en la cuenca del Mediterráneo occidental, donde la colisión (s.l.) es dominante. Continúa la dirección NO-SE del vector de convergencia de placas.

6.2.8. Modelo de "subducción" en el borde occidental de la Península

Este modelo propuesto por Cabral y Ribeiro (1989), se basa en los estudios neotectónicos y sismotectónicos llevados a cabo en el país vecino.

Según estos, la situación geodinámica del Cuaternario es bastante diferente de la del Neógeno (Fig. 6-IX).

Iberia se sitúa cerca del límite de placas Azores-Gibraltar. En la triple unión de Azores esta zona de fractura corresponde a la de San Jorge, ruptura transformante orientada ONO-ESE con un sentido dextral de movimiento. Más allá, hacia el Este, la zona de Falla Gloria es principalmente una transformante dextral, cambiando a convergencia oblicua al Este del alto fondo de Tore-Madeira. Una incipiente subducción de litosfera oceánica está teniendo lugar bajo el Banco de Gorrige y el margen del Guadalquivir. Una falla transformante NO-SE probablemente conecte estas dos zonas de subducción (Mougenot, 1988).

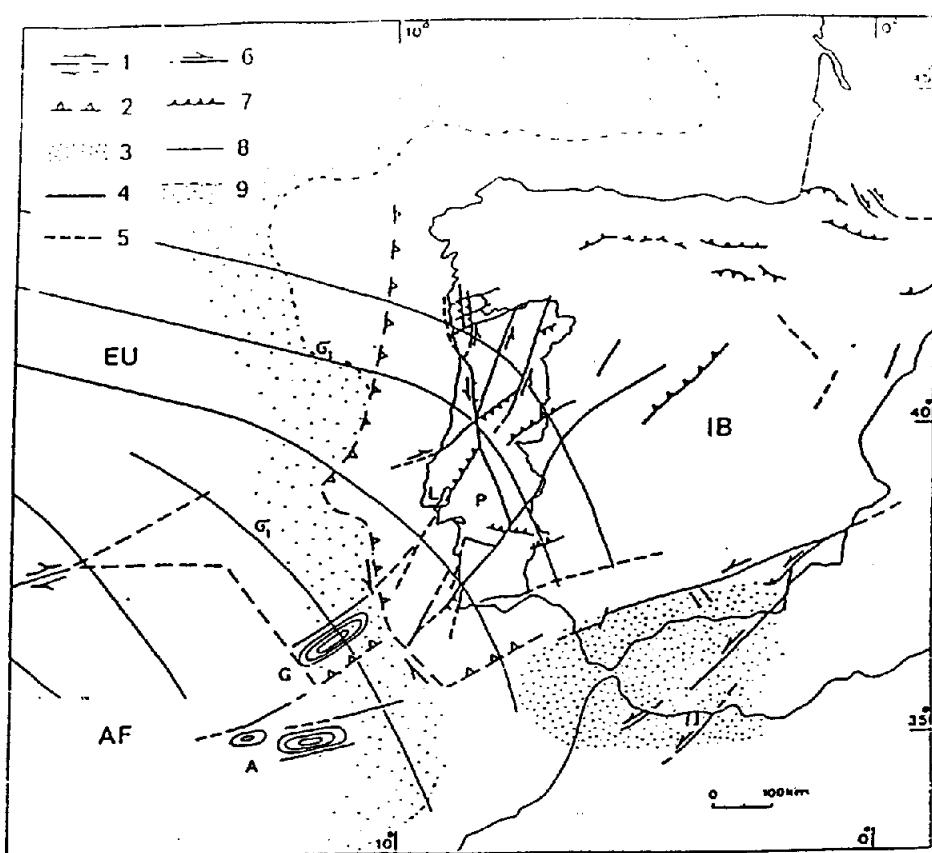


Fig. 6.- IX.- Marco Tectónico regional del territorio Portugués (P).
 1º-Falla transformante Gloria; 2º- Subducción Sur de Gorrige y de los márgenes del Guadalquivir, e hipotética zona de subducción incipiente en el margen occidental Ibérico; 3º- Límite de placas difuso (colisión continental); 4º- Falla activa; 5º- Área de falla activa supuesta; 6º- Falla rumbo-deslizante; 7º- Falla inversa; 8º- Trayectoria de esfuerzos; 9º- Frontera litosférica oceánica-continental (localización aproximada, punteado en la parte oceánica). A- Banco de Ampere; AF- Placa africana; EU- Placa euroasiática; G- Banco de Gorrige; IB- Península ibérica; L- Lisboa; P- Portugal. (De Cabral y Ribeiro, 1.989).

Cerca de Gibraltar el límite E-O Euroasia-Africa cruza los márgenes continentales de Iberia y Africa, orientadas N-S. La interacción de las placas cambia a colisión continental con una sismicidad tipicamente difusa.

El margen continental de Iberia Oeste está considerado clasicamente como un margen pasivo, desde el Jurásico hasta la actualidad. Pero algunos hechos bien establecidos no pueden ser explicados bajo esta hipótesis.

El actual campo de esfuerzos es compresivo en el margen; pero hay una desviación de las trayectorias de esfuerzos; en efecto, el esfuerzo máximo compresivo cambia desde ONO-ESE a NNO-SSE cuando cruzamos el límite entre la corteza oceánica y la corteza continental normal a través del margen. Este modelo está a favor de la hipótesis de que el margen continental del Oeste de Iberia está cambiando de "pasivo" a "activo"; se está estableciendo una zona de subducción que se propaga hacia el Norte, centrándose en el Bando de Garringe y extendiéndose actualmente a la costa Norte de Portugal a lo largo de la base del talud continental.

Este modelo explicaría varios hechos "anómalos", tales como; altas tasas de elevación en el Norte de Portugal, mayor y más profunda sismicidad cerca de la costa Oeste, múltiples rupturas para los 1755 terremotos, y la aparición de 60-63 eventos a. C. acompañados por un gran tsunami, lo que requiere una gran estructura sismogénica a lo largo de la margen continental del oeste de Iberia.

6.2.9. Modelo de "transcurrencias dentro de un régimen compresivo" para las Cordilleras Béticas. (1990).

Este es el modelo más compartido por los autores que actualmente investigan la neotectónica en las Cordillera Béticas. Así, Sanz de Galdeano, (1990) después de múltiples investigaciones en este sector, resume sus principales conclusiones, en su trabajo "Geologic evolution of the Betic Cordillera in the Western Mediterranean, Miocene to the present". Estos, a grandes rasgos son los siguientes: (fig. 6-X)

- La evolución neógena fué ampliamente controlada en un régimen compresional N-S por la subducción de la Placa Africana bajo el dominio Sur-Cerdeña, y por la apertura de la cuenca Argelo-Provenzal, que a gran extensión revela rasgos de back-arc, a través del Mioceno inferior y medio. Estos factores determinaron la expulsión de las zonas internas de la Cordillera Bética y Rif. hacia el O. y SO.
- Tremendos alargamientos se produjeron consecuentemente en las Zonas Internas, y desorganización y expulsión del Subbético y Zonas Externas

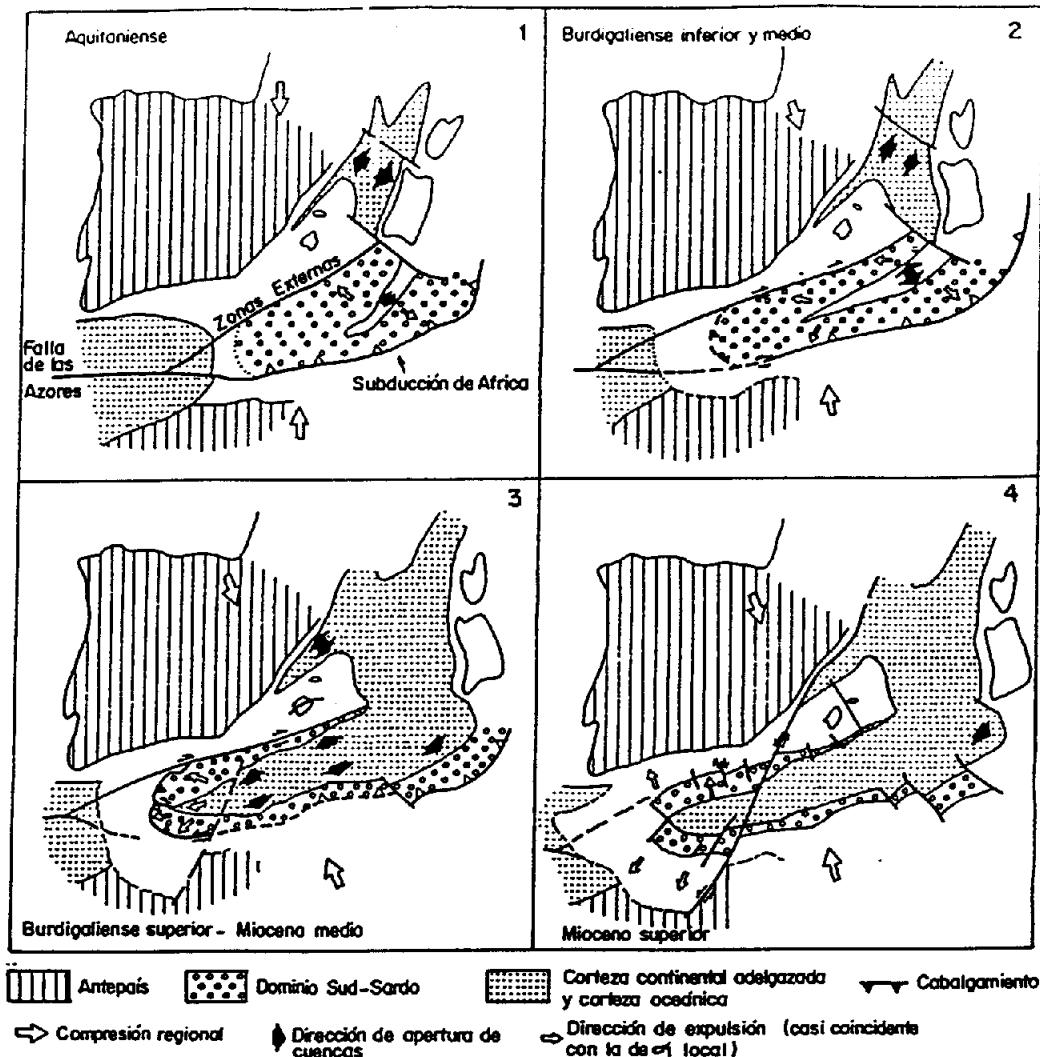


Fig. 6.- X.- Reconstrucción cinemática de la expulsión hacia el O de las Zonas Internas de conjunto Bético-Rifeño y direcciones regionales y locales de compresión. Tomado de Sanz de Galdeano (1990 b).

del Rif. Al mismo tiempo grandes acumulaciones gravitacionales se formaron el Golfo de Cádiz, Cuenca del Guadalquivir y Pre-Rif.

- El contacto entre zonas internas y externas (de naturaleza transpresiva) afecta al conjunto de la corteza. Superficialmente es un cabalgamiento de las zonas internas sobre las externas, que se extiende decenas de kilómetros. Este fenómeno es de importancia subordinada en relación con los movimientos transcurrentes. El engrosamiento de la corteza, por tanto, alcanza su máximo en la proximidad del contacto zonas internas-zonas externas y rápidamente decrece hacia el Mar de Alborán.

- Una vez que el contacto entre las zonas internas y externas se rompe, los movimientos continúan a lo largo de las fallas en dirección N60-70°E a E-O en la Cordillera Bética, y de las fallas NE-SO en el Rif

(Falla Yebha). Más tarde, la rotación de la compresión ($\ddot{\theta}_1$) en la Cordillera Bética hacia el N0-SE, y después hacia NNO-SSE determina movimientos dextrógiros de las fallas N0-SE, y nuevos movimientos levógiros de las fallas NE-SO, tanto en el Rif (falla de Nekor y de Moluya) como en el SE. de las Cordilleras Béticas (Falla de Carbonera y Palomares), que sirvieron como un canal de expulsión de materiales volcánicos. Este volcanismo, principalmente del Mioceno superior no parece estar ligado a subducción. Su propio carácter químico está relacionado con diferencias en las potencias corticales, menores en el eje del Mar de Alborán y mayores al N. y S. de la región.

- La falla de Azores sirve como límite entre África y la antigua Europa. Es posible que se subdivida en dos ramas, al N y S del dominio Sur-Cerdeña, con otra que atraviesa la rama Norte. Su continuación hacia el Este debe ser la falla N60°-70°, llamada de Cádiz-Alicante, que más que una gran falla, es una zona difusa de fallas (Sanz de Galdeano, 1983). Al Sur, en el Rif y Tell, el contacto entre las zonas internas y externas debe haber correspondido a una de las prolongaciones de las fallas de la Azores, que fué más tarde transitoriamente utilizada en la subducción de África, pero actualmente no es el contacto activo mayor.

Las Baleares pertenecen a las Cordilleras Béticas. Son la continuación hacia el NE del Subbético y parte del Prebético.

6.2.10. Modelo línea de "debilidad" cortical

Este modelo fué propuesto por Sanz de Galdeano en su artículo "La prolongación hacia el Sur de las fosas y desgarres del Norte y Centro de Europa: una propuesta de interpretación", de 1990.

La conclusión principal es que 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, forman actualmente una línea continua de "debilidad" cortical, continuidad solo lograda a partir del Mioceno superior (fig. 6-XI).

A principios del Mesozoico solo existían algunos segmentos de esta línea (especialmente en el N. de Europa y N0 de África), que además no presentaban continuidad. Progresivamente con la gradual apertura del Atlántico, los movimientos relativos de Europa y África 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 el Atlas y a las Islas Canarias.

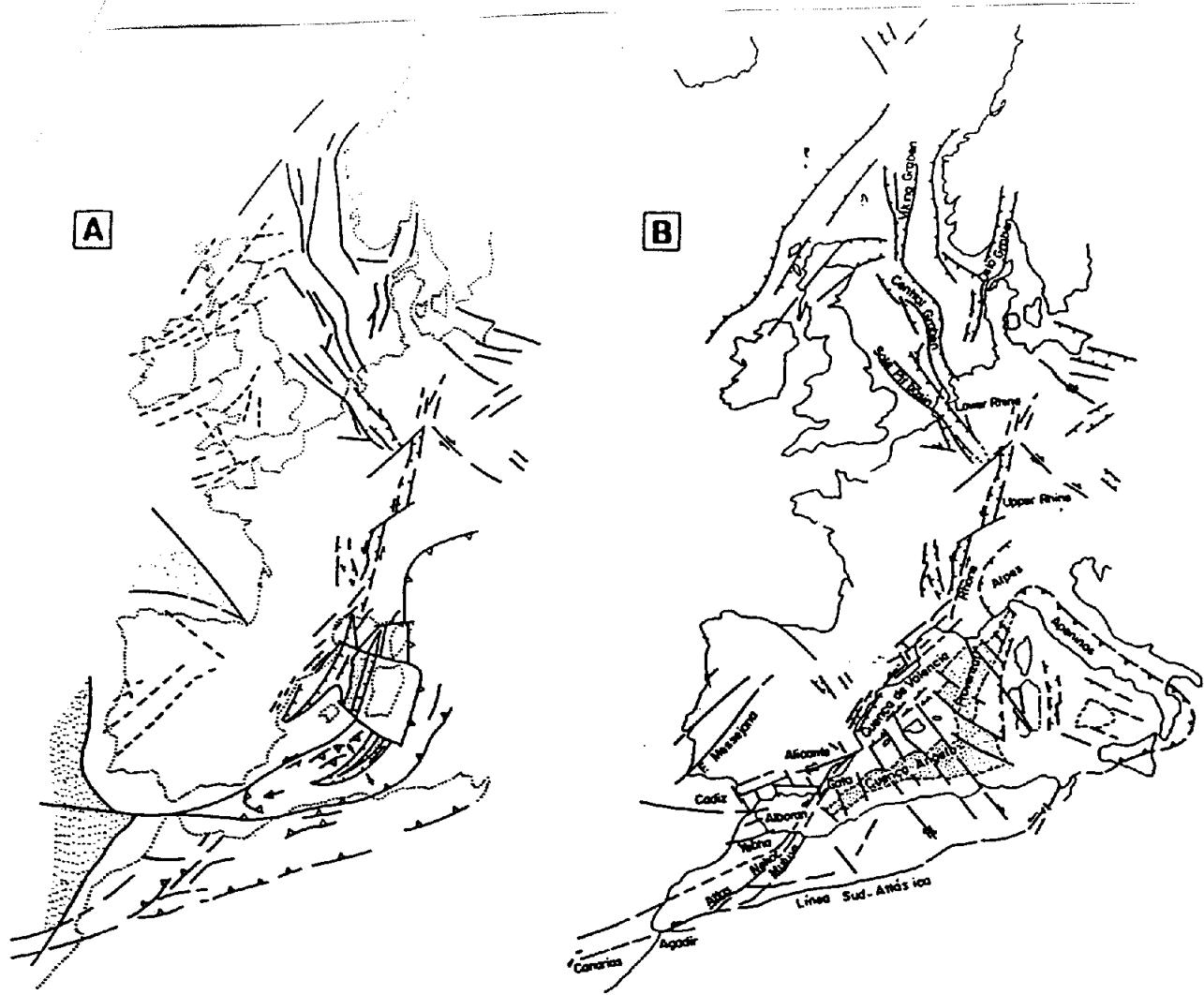


Fig. 6.- XI.- Las líneas de "debilidad" cortical. De Sanz de Galdeano (1.990 a)
 -A) Situación durante el Aquitaniense. B): Situación actual en la que se resalta la línea de
 "debilidad" cortical.

Esta debilidad cortical aun no ha desaparecido, pues en esta alineación de fracturas se concentra una activa, aunque moderada simicidencia (fig. 6-XII).

6.2.11. Modelo de "campo de esfuerzos complejo" en el borde oriental de la Península

Este modelo ha sido propuesto por J.L. Simón (1990) para la Cordillera Ibérica, aunque puede extenderse y relacionarse con la evolución geodinámica de la margen Este de la Península Ibérica durante el Cenozoico superior.

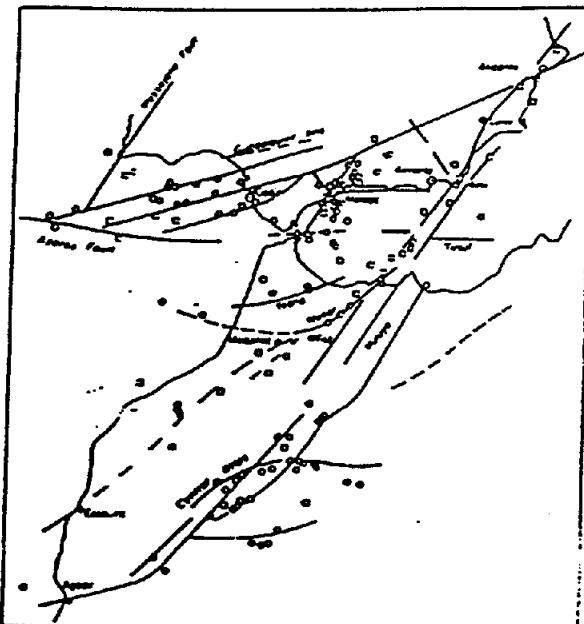


Fig. 6.- XII.- Fallas principales (litosféricas) del dominio Bético-Rifeño y del Atlas y posición de epicentros de terremotos con una profundidad focal de entre 40 y 180 Km. Círculos y cuadrados: terremotos con un error en la profundidad del foco menor y mayor respectivamente a 15 Km. (De Sanz de Galdeano y López Casado, 1.988).

Los resultados del análisis de paleoesfuerzos y de la fracturación indican que el régimen dominante en la Cadena Ibérica y Cuenca del Ebro durante el Plioceno y Pleistoceno era radial o de tensión multidireccional (δ_1 vertical, $\delta_2 = \delta_3$) (fig. 3.4.2.5.-II).

El régimen extensional se debe principalmente a un doming cortical, empujado por un diapirismo de manto, y relacionado geodinámicamente con la zona de rift de la cuenca valenciana. El desarrollo del doming puede también atribuirse a movimientos isostáticos tardíos. Los datos geofísicos y los de superficie son consistentes con esta hipótesis. En la Cadena Ibérica Centro-Norte se revela un cierto engrosamiento cortical.

El doming tuvo lugar principalmente en el Plioceno superior y la geometría de los domos parece ser independiente de la dirección macroestructural de la cadena, o de la geometría del engrosamiento cortical.

Los tensores en compresión horizontal de dirección N-NNE son también difíciles de explicar por doming. Se han propuesto algunos modelos según los cuales la compresión horizontal a lo largo de las trayectorias se presentan solo en la periferia del domo. Aquí la compresión se ha localizado en los límites del doming, superpuesta a la tensión, y su orientación parece ser independiente de la geometría del domo.

Para explicar esta anomalía se puede considerar la presente situación geodinámica de la Península Ibérica.

- La dirección cercana a N-S de los ejes σ_2 del campo de tensión primaria, y el eje σ_1 del elipsoide de compresión local coinciden con la orientación de la compresión regional del Neógeno-Cuaternario en el margen Sur de la Placa ibérica, a causa de la convergencia con la Placa Africana. Este campo compresivo debe de extenderse en la Placa Ibérica, pero la magnitud de σ_1 llega a ser más pequeña en el Norte, lo que debe determinar una zonación de esfuerzos similares a la propuesta por Tapponier & Molnar (1976)

- Compresión triaxial (σ_3 vertical) en el Sur de la Península Ibérica, régimen de desgarre (σ_2 vertical) en el Centro, probablemente incluyendo la Cordillera Ibérica y tensión axial (σ_1 vertical) en el Norte.

- El eje máximo horizontal (σ_1 a σ_2) está siempre orientado N-S.

- La tensión radial indicada por el doming se superpone sobre el campo compresional y hace disminuir los esfuerzos horizontales.

- El modelo que propone J.L. Simon para este dominio tectónico complejo es el de un campo de esfuerzos en que se consideren cuatro componentes. Dos son sistemas de esfuerzos primarios causados por diferentes mecanismos geodinámicos que se superponen:

(1) Campo compresivo N-S, en toda la Península, causado por la convergencia Iberia-Africa, que en la Cordillera Ibérica da lugar a compresiones locales.

(2) Campo de tensión multidireccional, causado por doming cortical entre la Cadena Ibérica, y relacionado con el lifting de la Cuenca valenciana.

La superposición de ambos hace disminuir los esfuerzos en la horizontal, y contribuye al intercambio de σ_1 y σ_2 . Como resultado, el campo de esfuerzos primarios puede definirse como casi una tensión multidireccional con el eje σ_2 aproximadamente N-S.

Los otros componentes del modelo pueden identificarse como redistribución de esfuerzos:

(3) Deflección de trayectorias de esfuerzos por fallas mayores.

(4) Intercambios a pequeña escala de ejes de tensión horizontal por el desarrollo de fracturas, ya sea en el campo de tensión primario o en el redistribuido.

6.2.12. Modelo de "sismicidad difusa" y/o subducción N-S (Africa bajo Iberia)

Este modelo o esquema sismotectónico para el área Ibero-Magrebi es el desarrollado por Buforn y Udias (1991). Está basado casi exclusivamente en el análisis de la distribución de la sismicidad y en las observaciones de los mecanismos focales deducidos en la región.

Este modelo que se expresa en la fig. 5.3.3.-V, concluye que la región está sometida a esfuerzos de compresión de dirección NO-SE, derivados de la colisión entre la placa Africana con el bloque de Iberia. Esta colisión origina una amplia área de fracturas y deformaciones, con forma de "cuña", que se extiende desde 10°0 a 2°E y desde el límite Sur de la estable Iberia a la costa de Marruecos. Al Sur de la falla de Cadiz-Alicante, el material cortical está sujeto a esfuerzos de tensión horizontal en dirección E-O a NO-SE. Estos esfuerzos tensionales producen fallamiento normal con movimientos rumbo-deslizantes en las fallas del sistema N30-60°0 y N10-30E, presentes en las Béticas. La colisión da lugar también a una zona de subducción evidenciada por los terremotos intermedios con listosfera oceánica empujada desde África bajo el Sur de Iberia.

6.2.13. Modelo de "transcurrencia y subducción E-O"

Este modelo ha sido propuesto recientemente (1991), por Frizon de Lamotte, Andrieux, y Guézou, para explicar la concomitancia en el Neógeno entre los cabalgamientos en la periferia del Arco Bético-Rifeño y el hundimiento de su parte central. Está basado en el estudio y análisis de la cinemática de los cabalgamientos neógenos, y en la geometría y significado de las estructuras extensivas asociadas a los mismos, y tiene como antecedentes algunos estudios realizados en las zonas internas por Balanya y García Dueñas (1986), García Dueñas *et al.*, (1988) y Galindo Zaldivar *et al.*, (1989), en lo que respecta a las zonas internas o bloque de Alboran.

Se sustenta en observaciones puramente geológicas. El hecho de que su funcionamiento este más o menos demostrado en el Neógeno, nos hace sospechar que en parte funcione en la actualidad, ya que algunos datos sísmicos y geofísicos parecen confirmarlo.

Para encontrar un mecanismo que permita asociar los cabalgamientos en la periferia del Arco Bético-Rifeño con el hundimiento en su parte central habían sido elaborados varios modelos, con dos ideas fundamentales; las que invocan un diapirismo con efectos gravitatorios, y los que consideran las grandes translaciones longitudinales.

Los primeros apuntan a que las deformaciones compresivas observadas en la periferia del arco son la consecuencia de un "descabezamiento" o "destocado" gravitario acompañado, a menudo en el tiempo, por elevación isostática (después hundimiento) de dominios corticales internos comunes a las dos cadenas. Esta elevación, en principio descrita como consecuencia de una anomalía térmica ligada a un diapirismo astenosférico, (Van Bemmeien, 1969), es más tarde satisfactoriamente explicado como el resultado de un engrosamiento cortical previo, consecuencia del empilamiento de mantos internos (Platt y Vissers, 1989).

Los segundos hacen intervenir importantes desplazamientos E-O. Estos movimientos han sido concebidos como la translación rígida de un bloque litosférico (correspondientes a las zonas internas bético-rifeñas), dentro del concepto de subplaca de Alboran, (Andrieux et al., 1971), que después han sido desarrollados por numerosos autores. Implica la existencia de grandes desgarre E-O en el límite zonas externas-internas a lo largo de la rama Norte y Sur del Arco. Estos desgarres habrían acompañado o sucedido a una tectónica tangencial de doble vergencia.

Las implicaciones tectónicas de estos dos tipos de modelos, son, al menos parcialmente diferentes:

- Los modelos diapiricos, suponen para los periodos recientes, el desarrollo de estructuras extensivas "puras" en el corazón del sistema y de estructuras de cabalgamientos radiales en la periferia del edificio.
- Los otros modelos, admitiendo el carácter exótico del dominio de Alboran, implican que las zonas internas (y en menor medida las externas) se han desplazado hacia el Oeste en el Neógeno varias centenas de kilómetros. En este caso, la trayectoria del desplazamiento debería ser esencialmente E-O y, las estructuras extensivas deberían de integrarse en este conjunto cinemático.

Para establecer un modelo más de acuerdo con los hechos se han llevado a cabo estudios cinemáticos sobre el terreno y se han recogido los datos publicados (fig. 6.-XIII). En ellos se muestra que:

- Los datos cinemáticos disponibles para el Neógeno están bastante de acuerdo con los modelos que consideran las grandes translaciones de Este a Oeste.
- Estos desplazamientos hacia el Oeste interesa una pila de mantos bien constituida, en primera aproximación, de conjuntos litosféricos.

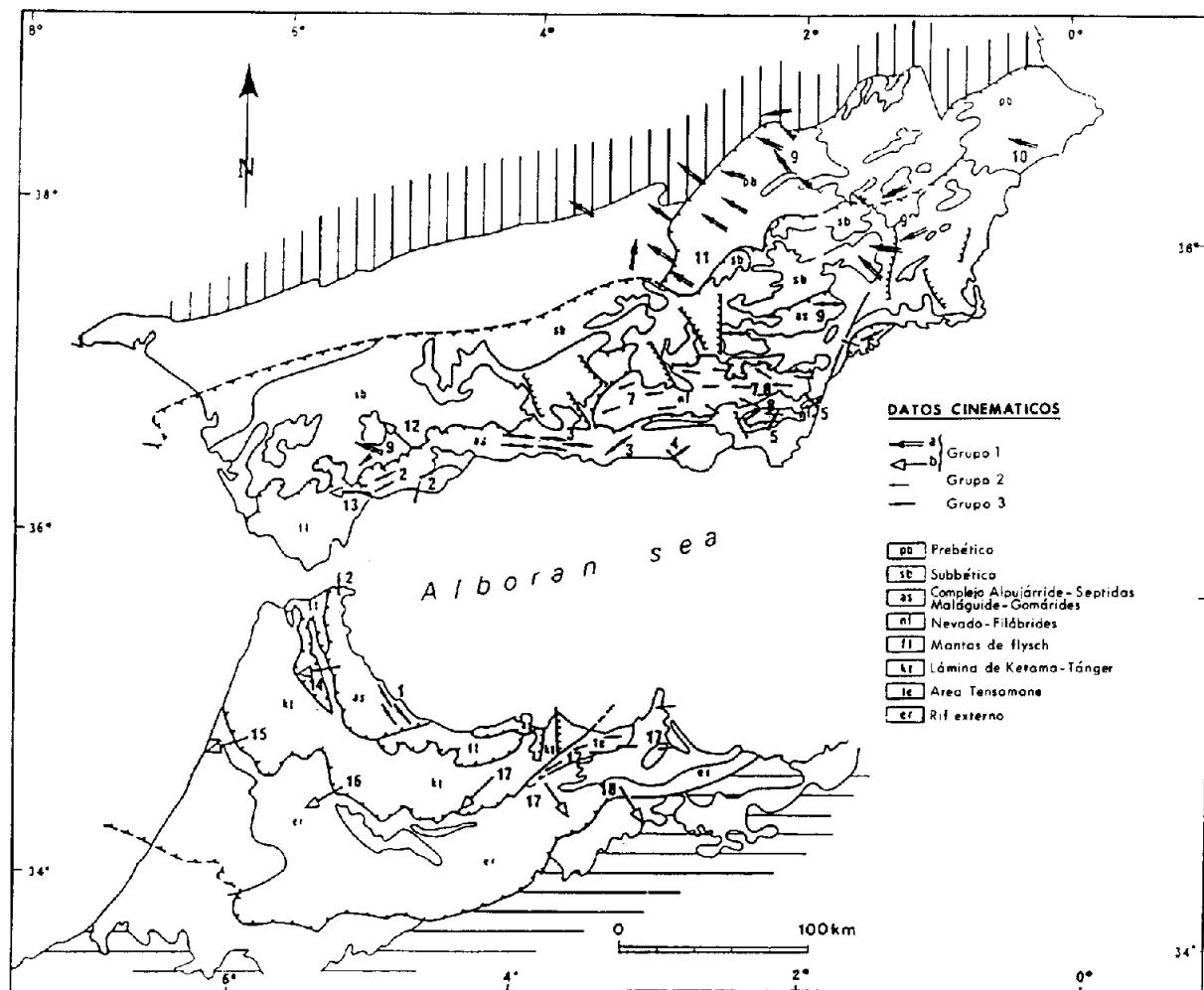


Fig. 6.- XIII.- Mapa de indicadores cinemáticas del Arco Bético-Rifeño (Frizon de Lamotte et al., 1991). Las flechas indican el sentido del transporte. Si el sentido no se conoce las flechas son dobles.

- Grupo 1: indicadores recogidas en zonas externas y determinadas por: (a) cinemática de población de fallas; (b) geometría de estructuras de cabalgamiento.
- Grupo 2: lineaciones de alargamiento dúctil (y marcador del sentido de cizallamiento asociado) medidas en las Nevado-Filábridos (España) y en el Macizo de Temsamana (Marruecos).
- Grupo 3: lineaciones de alargamiento dúctil (y marcador del sentido de cizallamiento asociado) medidas en las Alpujarrides superiores-septidas.

- Los cabalgamientos con vergencia Norte o Sur descritos clasicamente podrían interpretarse como desbordamientos laterales que acompañan a los sistemas de mantos con vergencia Oeste.

La fuerza gravitatoria es un factor a considerar en el funcionamiento de los cabalgamientos, pero razones de equilibrio implican que el acortamiento superficial en la periferia del Arco bético-rifeño sea compensado por un engrosamiento cortical en la zona de origen de los mantos. Pero la geometría de los indicadores cinemáticos neógenos muestran un transporte hacia el Oeste y no radial, lo que sugiere que esa necesaria raíz con corteza continental se situaría al Este, en la actual cuenca argeló-provenzal.

El colapso de esta zona gruesa es insuficiente para explicar el dispositivo observado, ya que el desplazamiento gravitatorio no puede alimentar los cabalgamientos, ni como el dominio sometido a extensión queda más elevado que los sectores periféricos donde se experimentaban los cabalgamientos.

Por todo esto se considera que los procesos de despliegue gravitatorio han sido guiados y acentuados por fuerzas internas al sistema, ya que en razón a las direcciones cinemáticas neógenas hacia el Oeste, no se puede apelar al acercamiento N-S entre Europa y África, ni a los modelos que empujan, ya que el hundimiento (en el Este) había comenzado mientras continuaba la propagación de los cabalgamientos.

La solución o modelo que se propugna es admitir un mecanismo de tracción ligado al retroceso hacia el Oeste de una zona de subducción con pendiente hacia el Este, (Frizon de Lamotte *et al.*, 1990), aunque los indicadores magnáticos y sísmicos sean complicados de descifrar.

6.2.14. Modelo de "deformación distribuida"

Este modelo ha sido postulado por R. Vegas (1991) para explicar la deformación (y sismicidad) del borde meridional de Iberia, Mar de Alboran y los terrenos alpinos del Norte de África (incluyendo el macizo hercínico reactivado).

Esta región sería una zona apropiada de deformación intermedia, a semejanza de la propuesta por McKenzie y Jackson (1983) para límites de placas intracontinentales, donde la deformación se distribuye por muchas fallas intermedias y donde debe considerarse la rotación de diferentes bloques durante la convergencia África-Euroasia para explicar la deformación distribuida y la sismicidad difusa. Esto obviaría la discusión sobre la localización previa de los límites de placas, permitiendo una aproximación tectónica a la sismicidad regional.

Para la aplicación de este modelo considera varios dominios diferentes dentro de la región ibero-magrebi separados por sistemas de fallas principales, dentro de los cuales, o entre los cuales, se pueden producir amplias deformaciones (fig. 6.- XIV).

Todas las fallas del dominio bético corresponden a los últimos eventos tectónicos, y deben ser posteriores al evento compresional que dió lugar al cabalgamiento cortical de Alboran, (Balanya y García Dueñas, 1987). En el Norte de África se define un sistema de fallas NE-SO (Falla de Nekor y Jebha) que es posterior también al cabalgamiento de Alboran en el Rif. En

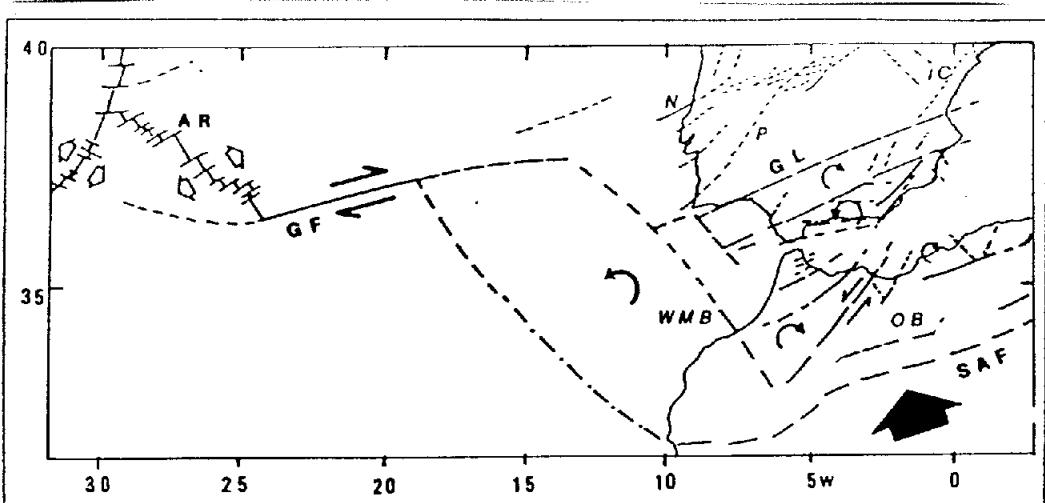


Fig. 6.- XIV.- Dominios tectónicos y rotaciones de bloques en el entorno de la zona de deformación Ibero-magrebí y su conexión con el área oceánica del límite de placa. AR: Rift de Azores; GF: Zona de Fila Gloria; GL: Lineamiento del Guadalquivir; N: Fila Nazaré; OB: Bloque de Oran; P: Falla Plasencia; SAF: Falla del Atlas Sur; WMB: Bloque Oeste Marroquí. Según VEGAS, 1.991.

las montañas del Tell se define otro sistema NE-SO (falla de El Asnam), al que acompañan pequeñas fallas transversales que definen varios bloques corticales. Separando los dominios tectónicos del Rif y del Tell, se localiza el sistema de fallas del Atlas Medio, actualmente activo, que se extiende desde el Mar de Alboran al Atlas Sahariano.

El Alto Atlas y el Atlas Sahariano constituyen el borde Sur de la zona de deformación intermedia. Estas estructuras más activas delimitan dos bloques corticales rígidos, el Orani y la Meseta Marroquí, que constituyen áreas indiformables, donde la deformación se concentra en sus bordes. La Meseta marroquí se extiende hacia el Este en la región oceánica, llegando a constituir el límite oceánico de las placas Euroasia-Africa.

Dentro de esta zona de deformación, la convergencia de placas es absorbida por medio de la rotación de bloques en diferente dominios tectónicos. Esta será horaria o antihoraria (dextrógira o levógira) según la orientación de las fallas con respecto a la dirección de los esfuerzos compresivos horizontales. Esta zona intermedia, en principio, se puede considerar como una zona de puro mecanismo de deformación por cizalla.

Ya fuera de la propia zona de deformación intermedia, la convergencia Iberia-Africa es absorbida por reactivación de antiguas estructuras, como el límite de Iberia y Euroasia (Pirineos), u otras estructuras latentes como -

Cadena Ibérica, y por la concentración de esfuerzos en el margen Lusitano (Ribeiro *et al.*, 1988). Todo ello debido a la interferencia de la convergencia Africa-Euroasia con el campo de esfuerzos de la Dorsal media Atlántica. En esta Margen lusitana se reactivan los extremos occidentales de antiguas fallas tardí-hercínicas NNE-SSO.

Este modelo de deformación distribuida corresponde solo a la corteza superior frágil. Por debajo de la zona de transición frágil-dúctil las deformaciones son homogéneas y ligadas al hundimiento de la corteza inferior y manto superior dúctiles.

La sismicidad profunda (Buorn *et al.*, 1988) se correlaciona bien con esta incipiente subducción, por su profundidad máxima (150-160 Kms) y por no existir corteza oceánica involucrada en las estructuras cabalgantes. Estas profundidades de los sismos intermedios conduce a Vegas a realizar una primera estimación acerca de la puesta en marcha de este mecanismo tectónico. Suponiendo una tasa de movimiento relativo de Africa, Euroasia de 1,5-3 cm. año, (Minster & Jordan, 1978; Mackenzie, 1972) deduce que la subducción de 160 Kms de corteza inferior debió de iniciarse en el Mioceno sup. (Tortoniense) o en el límite Mioceno-Plioceno.

Este modelo (fig. 6.-XV) tectónico constituye una primera aproximación regional a la geodinámica del seguimiento Ibero-Magrebí del límite de placas Africa-Euroasia, e intenta conciliar la actual convergencia Africa-Euroasia con la amplia zona de deformación definida por su sismicidad que separa Iberia y la Plataforma africana. Representa una alternativa al modelo basado en sísmica, que postula una simple subducción de litosfera oceánica, y una zona de sismicidad inducida en el Sur de Iberia (Burorn *et al.*, 1988), ya que este modelo no tiene en cuenta los esfuerzos que se deducen de los últimos eventos tectónicos del Arco de Gibraltar.

Puede explicar la ocurrencia de sismos, y permite avanzar algo sobre la distribución geográfica de los epicentros, tipos de ocurrencia y riesgo sísmico. La amplia y débil sismicidad se puede relacionar con las rotaciones de los múltiples bloques, así como con la subducción incipiente. La aparición de grandes terremotos en el Banco de Gorringe y Golfo de Cádiz, se puede explicar, en el mismo escenario geodinámico por el tamaño del bloque cortical del Oeste de Marruecos y por la robustez de esta unidad, parcialmente oceánica.

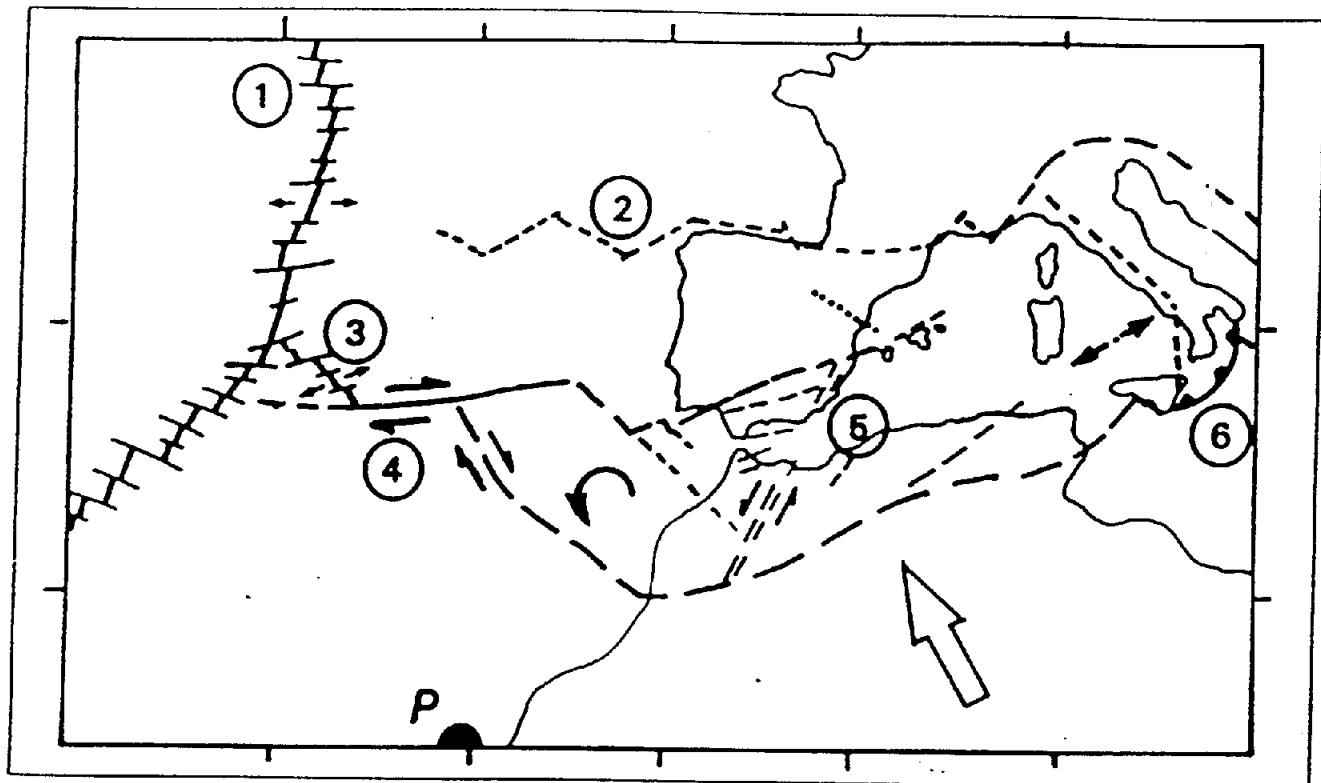


Fig. 6.- XV.- Modelo geodinámico de deformación distribuida y rotaciones de bloques concomitante para la región Ibero-Magebri, y su relación con la cinemática de las placas Africa, América y Euroasia.

- 1º Dorsal Medio-Atlántica
- 2º Límite de placas Iberia-Euroaisa abandonado.
- 3º Rift de Azores.
- 4º Falla transformante Gloria
- 5º Deformación distribuida de la zona Ibero-magebri.
- 6º Arco de Calabria
- P: Polo de rotación Eurasia-Africa.

Según Vegas (1.991).

6.2.15. Modelo "extrusivo" (1991)

Este modelo ha sido desarrollado por Fonseca y Long en 1991, aunque ya fue propuesto en el 4º Simposicion Internacional sobre el Análisis de Sismicidad y Riesgo Sísmico de Checoslovaquia en Septiembre de 1989, por los mismos autores, al desarrollar el trabajo Seismotectonics of Western Portugal. Se basa en algunas consideraciones sobre la evolución geodinámica alpina, y sobre todo, en la Sismotectónica de Iberia en su margen occidental. La actuación de los mecanismos implicados se prolongaría desde el Terciario a nuestros días (fig. 6.-XVI).

Propone que el movimiento convergente entre África y Euroasia durante el Eoceno causó la "extrusión" hacia el Oeste, como una respuesta al engrosamiento cortical, de un bloque continental (Ibero-marroquí) limitado al Norte por la falla Norpirenaica-Vizcaya y al Sur por la falla Sud-Atlas. La

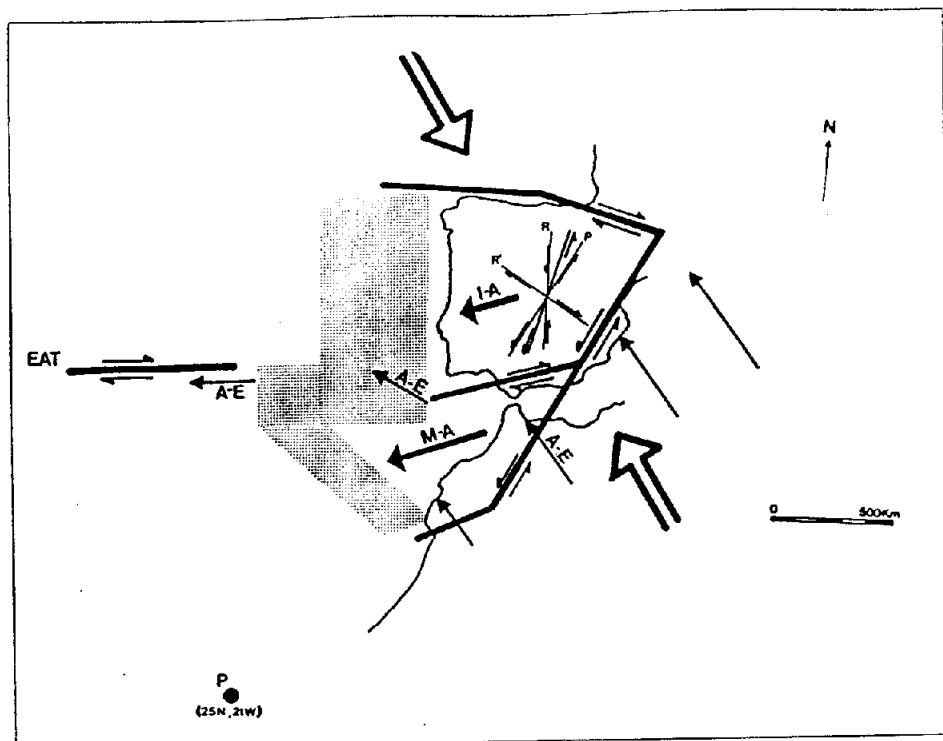


Fig. 6.- XVI.-

Modelo neotectónico propuesto de extrusión con confinamiento diferencial. P es el polo africano de rotación de Minster y Jordan (1.978). Las flechas delgadas indican la dirección de convergencia prevista por la rotación polar, siendo su longitud proporcional a la velocidad. Las flechas gruesas son las velocidades de extrusión con respecto a África estable. Las grandes flechas abiertas muestran la dirección África estable. El área sombreada es la zona propuesta de convergencia continente-oceano, según Fonseca y Long, 1.991.

compresión resultante E-O debida al choque del bloque Ibero-marroquí con la parte oceánica fué probablemente la causa de las importantes superficies erosionales de esta edad que se encuentran en las plataformas continentales portuguesas y marroquís. Más allá, en el mar, se levantan gran número de bloques corticales (Vanney & Mougenot, 1982), que hoy constituyen montes submarinos (Galicia, Vigo...). Esto sugiere que al menos parte de la convergencia aquí propuesta entre Iberia y el Atlántico tuvo lugar por deformación de la corteza continental del margen pasivo originada por un reapilamiento de tempranas fallas lísticas extensionales.

Al final de Eoceno, la dirección de convergencia entre África y Europa cambia drásticamente como resultado de la migración hacia el Sur del Polo Africano de rotación a una posición cercana a las Islas Canarias. Esta nueva situación es aún más favorable para la extrusión hacia el Oeste de Iberia, ahora probablemente con una componente de movimiento hacia el Sur con respecto a África. Esto amplia el papel de las fallas de desgarre levógiros: Fallas de Almería, Palomares, y Alhama de Murcia en el SE. de España; de Nebor y Jebha en Marruecos, e incluso algunas más lejanas como las del O. de Portugal.

Otro elemento introducido por la nueva dirección de convergencia fué el movimiento dextral transformante de la falla de las Azores que:

- Causa el confinamiento diferencial a lo largo del lado Oeste del bloque extruido con un efecto de doble pliegue.
- Favorece la rotación anti-horaria de la dirección del movimiento relativo entre el bloque ibero-marroquí y el de África estable.
- E induce el movimiento diferencial entre dos zonas en el bloque extruido separadas por bandas importantes de cizallas dextras, con dirección E-O a ENE-SSO, como las de Crevillente o las de las Alpujarras.

La deformación con compresión máxima NO-SE de la Cordillera Ibérica probablemente absorbió parte del movimiento relativo entre Iberia y Europa.

Este modelo "extrusional" puede utilizarse para interpretar la actividad tectónica actual, considerada como una continuación de la evolución durante el Mioceno Superior.

El moderado nivel de sismicidad de este área puede explicarse por la proximidad del polo de rotación de África, que trae consigo pequeñas velocidades de convergencia. La sismicidad se distribuye sobre un área amplia en la que se integra toda la deformación correspondiente al movimiento entre las placas africana y euroasiática.

La naturaleza compresiva de la margen continental portuguesa ha sido documentada para el Terciario y Cuaternario (Vanney y Mougenot, 1981), e igualmente indicada por la componente de cabalgamiento que caracteriza la sismicidad del área. Se puede suponer que la convergencia entre Iberia y el Atlántico implicada en este modelo extrusional está siendo absorvida por acortamiento cortical más que por subducción.

Este modelo tiene la ventaja añadida de proporcionar una explicación para la tectónica extensional localizada a lo largo de la banda Sur de España-Atlas Medio, que puede ser explicada como el resultado de la interfe- rencia de sus fallas levógiradas NE-SO con los dextrógiros ENE-OSO de la zona de cizallas de las Béticas externas. En la intersección de los bloques se acuñará un proceso que puede dar lugar a volcanismo.

Se concluye que los cuerpos reales sujetos a fuerzas distribuidas sobre sus límites muestran por lo general traslaciones, rotaciones o deformaciones internas. El bloque cortical que comprende Iberia y Marruecos está compri- mido en el SE por el movimiento hacia el NO de África estable con respecto a Europa, y está también bajo compresión en la margen occidental portuguesa. Se propone que como resultado de estas condiciones en los límites, el bloque Ibero-Marroqui está siendo extruido hacia el Oeste, probablemente con una componente hacia el Sur. Debido al confinamiento diferencial a lo largo del límite occidental, la velocidad de extrusión disminuye hacia el Norte.

6.3. MODELO GEODINAMICO QUE SE PROPONE

El acercamiento a la realidad, en los casos en que aún existen bastan- tes lagunas en la información, aunque se estén cubriendo de una forma sus- tancial en los últimos años, es siempre subjetivo e indicativo del valor que cada cual da a los distintos tipos de datos. Por ello, es preciso de ante- mano manifestar el carácter de ensayo de estas ideas, que por otro lado pa- rece que se está obligado a ofrecer después de reunir la información neotectónica y sismotectónica que ofrecen los documentos cartográficos.

En esta región del Mediterráneo, la neotectónica y la sismicidad están gobernadas por la colisión (s.l.) o convergencia de las Placas africana y euroasiática. Este acercamiento se efectúa según una dirección NO-SE en los alrededores de la Península Ibérica, siendo su tasa de acercamiento mayor al separarnos del Estrecho de Gibraltar hacia el Este, debido a que el "polo de rotación" de la Placa Africana se localiza en las cercanías de las Islas Canarias (McKenzie, 1972). (Fig.6.-XVII).

Las tasas de desplazamiento de las placas se han obtenido principal- mente a partir de las de expansión de los fondos oceánicos, pero también utilizando datos sísmicos (vectores de deslizamiento de los terremotos).

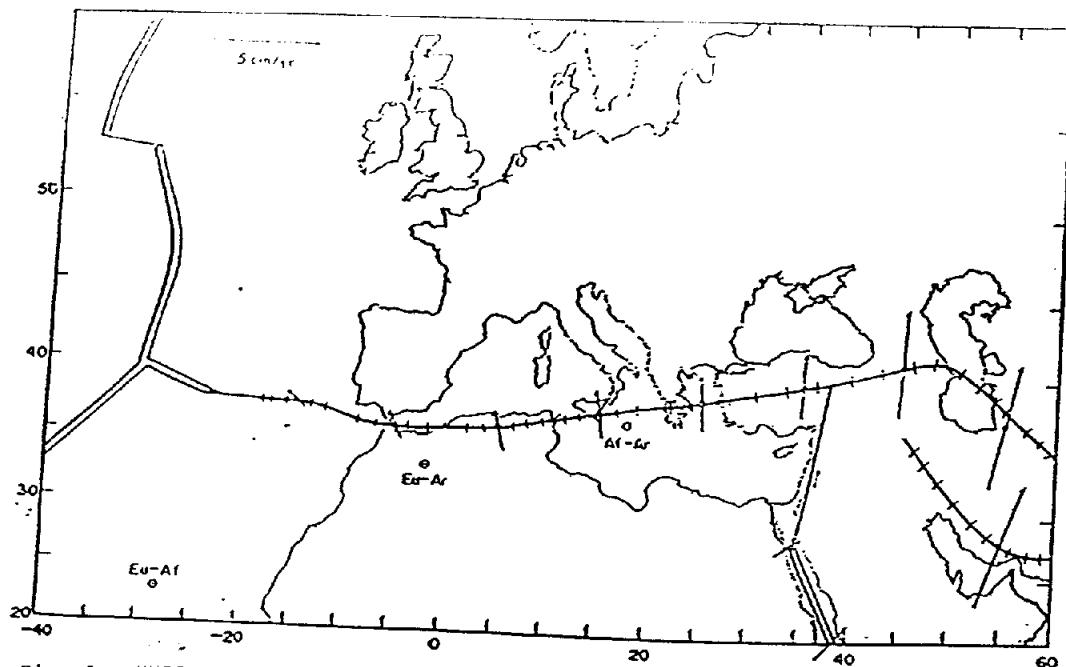


Fig. 6.- XVII.-

Movimiento relativo entre Africa, Arabia y Eurasia obtenido de observaciones en los oceános que los rodean. Los límites de placa están simplificado a una línea simple con idea de mostrar la dirección y magnitud del movimiento relativo que deben considerarse para todos los diversos movimientos que tienen lugar a través de las cadenas activas. Los límites extensionales de placa (dorsales) se muestran como una línea doble, la falla transformante con una línea simple gruesa y los límites donde esta ocurriendo acortamiento como una línea sólida concordas líneas cruzandola. Dos límites se muestran en Iran, para los vectores de deslizamiento, en cada uno muestran todo el movimiento relativo entre Arabia y Eurasia. La interpretación de los procesos activos en el SO de Asia y el Mediterráneo habría sido estremadamente difícil si el movimiento entre las tres placas mayores en esta figura no hubiera sido ya obtenido de las lineaciones magnéticas oceánicas. El vector en el NE Atlántico muestra la escala de todos los vectores en la figura, y no representa el movimiento entre America y Euroasia. (Según Mckenzie, 1.972).

North (1974) obtiene valores para el desplazamiento entre las Placas africana y euroasiática de 0,9 cm/año en la zona entre Azores y la longitud 18°0., y de 1,1 cm/año, desde ese punto al Estrecho de Gibraltar. Minster y Jordan (1978) obtienen una media para el conjunto de la región Azores-Gibraltar de 1,15 cm/año. Para Buforn *et al.*, (1988) esa media es de 1,76 cm/año, con un máximo hacia el Este de 3,39 cm/año. Mckenzie (1972) da valores de 3 cm/año. No obstante, si esta información se obtiene de datos sísmicos debe de tenerse en cuenta que la deformación puede producirse por creep tectónico, por lo que las tasas de aproximación deben incrementarse, y detectarse mediante observaciones geodésicas. Además hay que considerar la separación entre la Placa americana y euroasiática por un lado, y la Americana y africana por otro, con tasas de 2.44 cm/año para las primeras y de 3.38 cm/año para la segunda (Mckenzie, 1972).

Los mecanismos de deformación que absorben estas aproximaciones son enormemente complejos, y su distribución espacial y temporal no siempre fácil de establecer, máxime en la Península Ibérica y Norte de África, cuya fachada atlántica, clasicamente considerada como un margen pasivo, parece que está evolucionando de diferentes formas en los últimos tiempos geológicos (sobre todo desde el Mioceno).

La Península Ibérica (incluidas las Islas Baleares) se localiza dentro de una zona de colisión e interacción continental, en donde parece difícil aplicar los conceptos generales y clásicos de la tectónica de placas, siendo necesario la utilización de otros conceptos e ideas que se acoplen mejor a la compleja realidad y a las nuevas observaciones e investigaciones.

En estas circunstancias parece difícil de fijar los límites exactos de las Placas africana y euroasiática, ya que no es posible asociar toda la deformación tectónica a una gran línea de falla.

Para enfocar esta situación se deben de tener en cuenta los diferentes dominios litosféricos correspondientes a segmentos con características corticales diversas, así como los mecanismos y deformaciones tectónicas que operan en cada uno de ellos (tanto a nivel de corteza como intralitosféricos) o en sus límites. Igualmente se debe de considerar que estos mecanismos evolucionan con el tiempo, y en estas regiones de forma bastante rápida. Finalmente no debe de olvidarse que mecanismos que han tenido su "cenit" en épocas anteriores, y aparentemente están adormecidos, pueden ser activados en función de los esfuerzos operantes y de su relentización o aceleración. Prueba de ello, son las "antiguas cicatrices o suturas", con actividad sísmica registrable.

Entre los dominios litosféricos se pueden diferenciar:

- Bloques con corteza continental clásica.
- Areas con corteza continental adelgazada.
- Cuencas con corteza oceánica.

En los límites se pueden distinguir:

- Sectores complejos de confluencia de diferentes dominios.
- Líneas o Sistemas de falla transcurrentes entre diferentes dominios.

Los mecanismos a considerar serían:

En ambientes compresivos:

- * Subducción oceánica
- * Transcurrencias transpresivas
- * Subducción continental, "ensiática" o "prismas de acreción cortical".

En ambientes distensivos:

- * transcurencias transtensivas
- * "Domíng" y "lifting"

Y en la confluencia de ambos se pueden operar "extrusión cortical" y "rotación de segmentos litosféricos".

Igualmente las deformaciones y el volcanismo serán diferentes según el ambiente, dominio y mecanismo asociado.

Se procura que dentro del contenido principal de este modelo queden absorvidas las principales conclusiones y observaciones postuladas y realizadas en los diferentes modelos descritos con anterioridad. Se trata, siempre que sea posible, de sintetizar los datos conocidos.

Las congruencias que apoyan este modelo (no necesariamente suficientes) se muestran mediante la comparación de tres figuras:

La fig. 6.-XVIII muestra la sismicidad para el periodo 1920-1980.

La fig. 6.-XIX indica las principales fallas, observadas o deducidas en tierra y en la zona marítima, así como la batimetría a grandes rasgos de los fondos marinos.

Por último, la figura 6.-XX muestra los principales dominios y mecanismos implicados.

El modelo se podría definir como una extrusión diferencial, y presenta muchos puntos en común con el de Fonseca y Long, que se describe a grandes rasgos en el apartado 6.2.15.

El acercamiento entre las Placas africana y euroasiática se efectúa, como se ha dicho anteriormente, según una dirección NNO-SSE. Actúan como contrafuertes principales los Macizos Armoricanos al Norte y Africano al Sur. Entre ambos la deformación se distribuye de una forma desigual dentro de una gran cuña cuyo ángulo agudo se situaría al NE de las Baleares, en el cruce de dos líneas transcurrentes de reconocida actividad, la nord-pirenaica y la trans-Alboran (Fallas Nekor-Carboneras-E. Baudot), la primera de carácter dextrógiro y la segunda levógiro. Ambos sistemas transcurrentes podrían actuar como "rieles" que canalizarán el deslizamiento "extrusivo" hacia el O. y SO de esta "cuña". El movimiento hacia el O. presenta una deriva importante hacia el Sur, lo que implica entre otras cosas un diferentes comportamiento del borde atlántico correspondiente, del que posteriormente se tratará.

Veamos que podría ocurrir en los distintos dominios implicados:

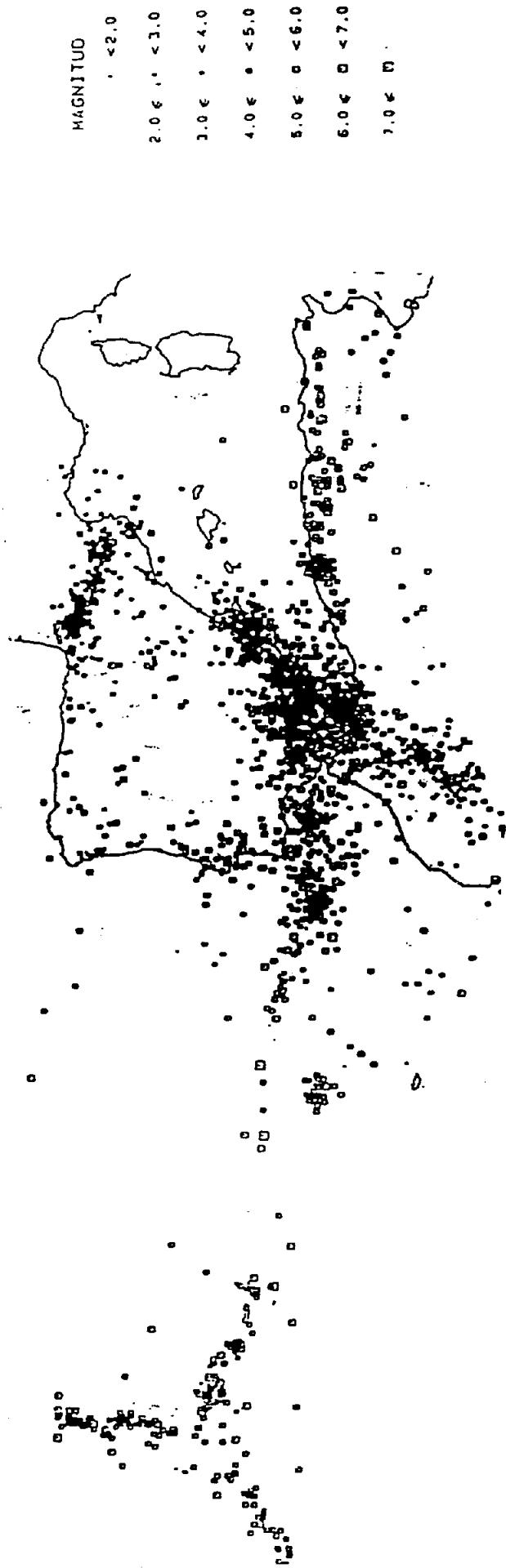


Fig. 6-XVIII.— Sismicidad en el periodo 1920-1980

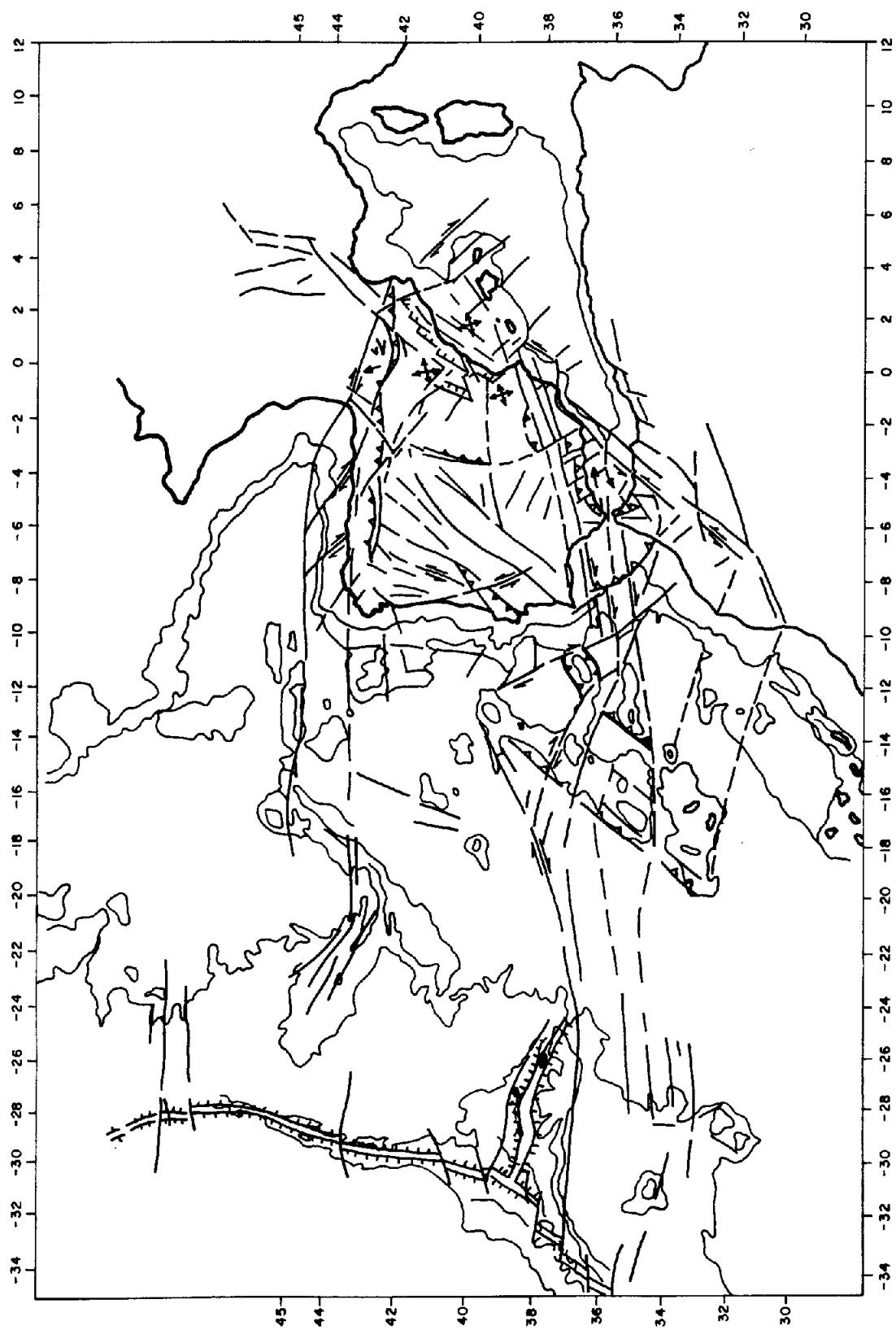


Fig. 6.- XIX.- Principales fallas observadas o deducidas tanto en tierra como en la zona marítima. Batimetría a grandes rasgos del fondo marino. Las fallas del Atlántico proceden de Olivet et al. (1982) retocadas, Sanz de Galdeano y López Casado (1985) y Vegas (1991).

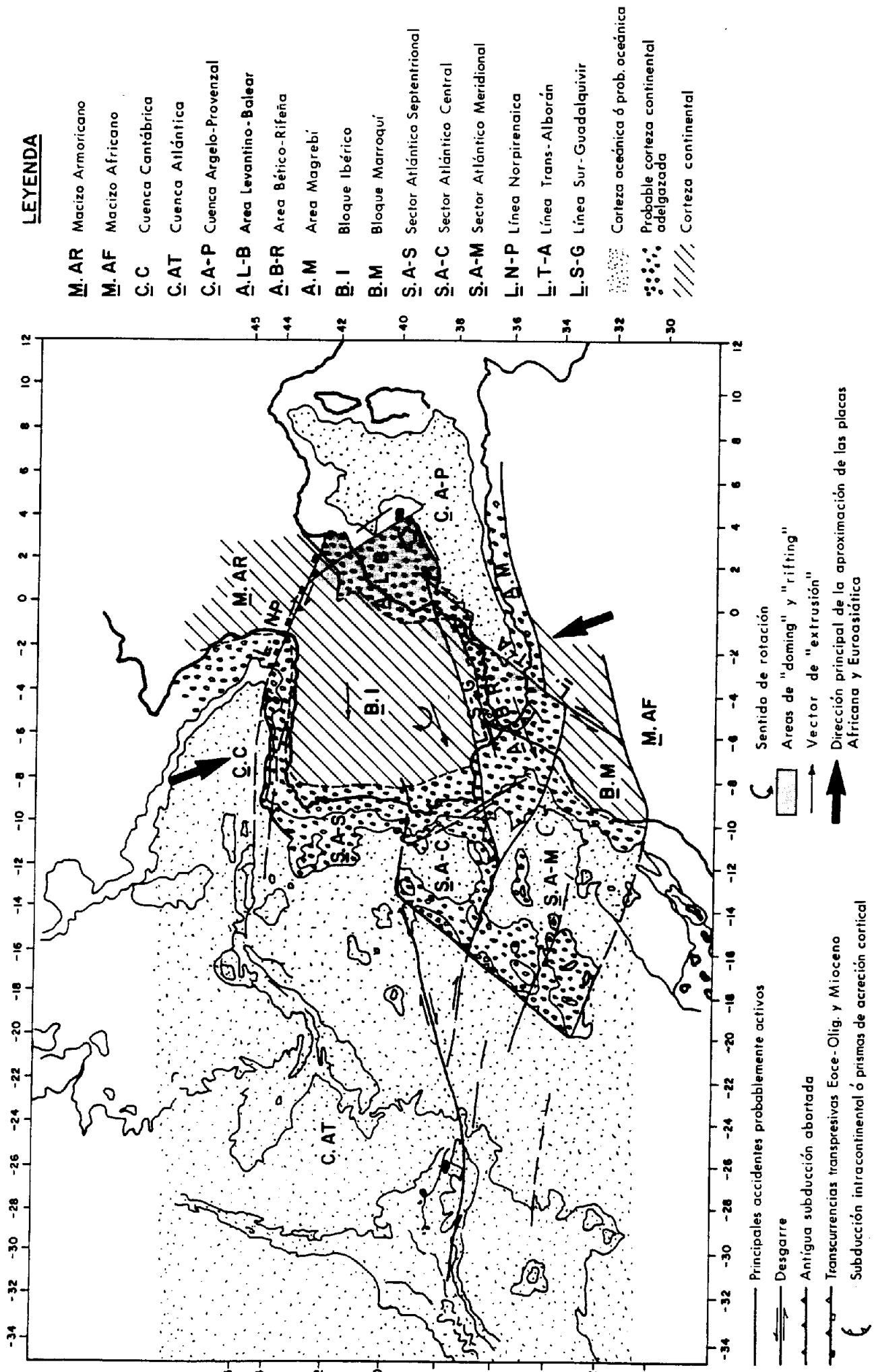


fig. 6.- XX. - Dominios y mecanismos principales que podrían intervenir en la situación geodinámica actual.

6.3.1.- En la Línea Nor-pirenaica y el borde cantábrico (L.N.P.)

Parte de la convergencia actual entre Iberia-Africa, debe ser absorbida por antiguas estructuras o cicatrices, como las situadas al Norte de la Península y sobre todo en el límite entre Iberia y Eurasia (Pirineos).

En el borde cantábrico la cicatriz está constituida por una antigua zona de subducción que se paralizó en el Eoceno, y que no presenta vestigios de actividad reciente. Más al Este, en los Pirineos, se sitúa la falla Norpirenaica cuyo significado es aún muy discutido. La que fue una falla tipo transformante durante el Cretácico, pasó a ser una zona de convergencia o colisión intracontinental en el Terciario, estructurándose en dúplex de la corteza inferior, a la vez que se desarrollaban en la parte superior de esta corteza cabalgamientos con vergencias Norte y Sur. (Losantos *et al.*, 1988).

La actividad sísmica en esta región pirenaica apuntan a que posiblemente siga actuando la falla Nord-pirenaica como falla transpresiva, de carácter dextro. Sobre ella se sitúan algunos sismos cuyo mecanismo muestra un plano de falla E-O casi vertical, con eje de compresión norteados. Aparte de estos sismos existen muchos otros posiblemente ligados al lifting de la zona oriental o/a fallas antiguas asociado a la elevación isostáticas del núcleo pirenaico con una corteza continental bastante engrosada. No hay que descartar la sismicidad cuyo origen está en los planos de cabalgamiento de la corteza superior que presentan vergencias hacia el Sur, en cuyo caso resulta evidente la dificultad de correlacionar estos sismos con las estructuras aflorantes a nivel del epicentro. Esta falla norpirenaica puede tener su continuación en el mar, situándose sobre corteza oceánica, y ser responsable de la alineación de los sismos que con dirección E-O se localiza en el NO. peninsular.

6.3.2. La Fachada atlántica occidental: (S. A-S, S. A-C y S. A-M).-

Desde Galicia hasta el Norte de Africa, las características fisiográficas del fondo marino, tanto en la plataforma como mar adentro, no responden a lo que clasicamente se entiende como margen pasivo. Esto es aún más patente en los sectores central y meridional, donde alternan altos fondos con profundas cuencas. Si a ello le añadimos las características sísmicas y los efectos compresivos detectados en el Terciario y Cuaternario de la margen portuguesa (Vanney y Mougenot, 1981), hay que considerar que nos encontramos en una margen pasiva que está evolucionando hacia una margen activa.

Un problema que se plantea es el conocer cuando comenzó esta evolución, y si su comienzo fue igual en toda la margen atlántica, y por tanto, paralela en todos los sectores. Parece que no fué así, por varias razones:

- La primera razón podría tener su explicación en que la apertura del Atlántico comenzó en la parte Sur y se fue extendiendo hacia el Norte. Esto trajo consigo que la corteza oceánica neoformada sea más vieja en el límite con la continental en los sectores más meridionales. Esta litosfera con corteza oceánica completamente enfriada y de densidad elevada puede presentar cierta tendencia a hundirse en el manto astenosférico por debajo de la litosfera continental.

En la plataforma portuguesa, al S. del Cañón de Nazaret, los materiales más antiguos que se han encontrado por encima del basamento son del Jurásico inferior (Diapirimos en la plataforma continental de Figueira de Foz). O sea, su edad estaría entre 200-170 mill.a. Más al Norte, en el Banco de Galicia, los materiales más antiguo encontrados son ya del Jurásico superior (aprox. 150 m.a). Los geofísicos, por cálculos de la evolución de la densidad litosférica con el tiempo, deducen que cuando la edad del margen estable sobrepasa los 180-200 mill. de años, debería producirse la transformación en activo del antiguo marten estable.

- La segunda, está relacionada con la compresión que trae consigo la deriva hacia el Oeste del Bloque de Alboran y del Bloque Bético-rifeño. Esta compresión bien documentada en el Mioceno en el sector de Gibraltar tuvo que tener sus efectos en la parte atlántica colindante.

El proceso evolutivo podría seguir una pautas, cuya aceleración o relantización dependerían de los componentes comprevisos y de la edad de la corteza oceánica en cada sector. Se podría escalonar de la siguiente forma:

- Las fallas listricas extensionales que funcionaron durante la creación del lifting tanto en el Jurásico como el Aptiense, se verticalizan por efecto de una compresión, rejuveneciendo los relieve submarinos.

- Una segunda etapa da paso a la aparición de cabalgamientos y un comienzo del hundimiento térmico de la corteza oceánica. Estas dos etapas se podrían considerar de acortamiento cortical.

En una tercera fase se producen imbricaciones entre distintas escamas tectónicas, comportando bloques corticales diferentes. Se originan auténticos prismas de "acreción tectónica", no siendo raro encontrar fragmentos y escamas ofiolíticas que sugieren que la corteza oceánica puede, como los sedimentos, contribuir a "alimentar" estos prismas, como una especie de "viruta" arrancada a la corteza buzante. Estas etapas sería el inicio de la subducción.

- La última etapa sería ya la auténtica de subducción, en que tanto la sismicidad como el volcanismo siguieran las pautas clásicas de los modelos de subducción oceánicas.

Veamos en qué circunstancias se puede encontrar los distintos sectores.

El sector septentrional (S.A-S) parece encontrarse en la primera etapa, una etapa de acortamiento cortical con rejuvenecimiento del relieve submarino (Bancos de Galicia, Vigo...). No se puede hablar aún de subducción, sino del inicio de la evolución de margen estable a activo.

La sismicidad es relativamente escasa y superficial. Los bordes de las fallas tardihercínicas que afectan al Bloque Iberico se reactivan en las cercanías de este sector, amortiguándose hacia el inferior de la Península.

En el sector central (S.A-C) la cuestión parece bastante más compleja, pues aparte de la interferencia del contacto corteza oceánica-corteza continental, existen bloques de litosfera continental desplazados por fallas en dirección, así como, numerosas rotaciones corticales. Se podría considerar que se encuentra en una etapa de inicio de subducción.

El sector meridional (S.A-M) presenta características parecidas al anterior, aunque la influencia del Área Bético-Rifeña situada en su borde oriental se encuentra en una etapa más avanzada. Entre ambos sectores son frecuentes fallas con dirección desflecadas de la falla de Azores, que al avanzar hacia el Este parece perder su identidad como accidente único. La morfología del suelo marino caracterizado por una alternancia de altos fondos y áreas más profundas, podría ser la respuesta a un proceso de creación de prismas de acreción tectónicos y surcos paralelos creados como producto del confinamiento de estos sectores entre el empuje de la extensión del suelo atlántico y de la deriva hacia el Oeste del Bloque Bético-Rifeño.

La sismicidad de estos sectores parece responder a mecanismo como los señalados anteriormente. Una sismicidad superficial ligada a fallas rumbo-deslizantes, y una sismicidad intermedia, con plano de falla inversa bastante acusada y distribuida por todo el Golfo de Cádiz. Tanto las fallas antiguas del Bloque Ibérico, como los del Bloque Marroquí presentan rejuegos recientes en las cercanías de estos sectores atlánticos, tectónicamente activos.

6.3.3. En el Bloque Iberico (B.I) y Marroquí (B.M)

En el bloque ibérico, constituido por una "miniplaca" con corteza continental, se ha producido durante la evolución cierta rotación de bloques que en su parte meridional parece haber sido en sentido horario (Vegas, 1991). Actualmente se comporta como un bloque más o menos rígido, en el que

las deformaciones se concentran en sus bordes y solo, y muy esporádicamente, rejuegan las antiguas cicatrices tardihercínicas.

Su sismicidad es escasa, y localizada a lo largo de las más importantes fallas heredadas. A medida que nos acercamos al borde atlántico, supuestamente más activo, la sismicidad dentro de estas estructuras es más patente.

En el Bloque Marroquí ocurre otro tanto. En su interior apenas existen deformaciones, pero no así en sus bordes, tanto en el Altas Medio como en su límite con el Macizo Africano (en el Alto Atlas y Atlas Sahariano) donde la actividad sísmica es bastante acusada.

6.3.4 En el área Levantino-Balear (A.L-B)

La "extrusión" hacia el Oeste del Bloque Ibérico puede explicar, por un lado el engrosamiento cortical en el sector atlántico y por otro el adelgazamiento en el lado opuesto de la cuña, el área levantina y del SE. Este adelgazamiento cortical concuerda con la existencia en gran parte de la Cadena Ibérica, Cuenca del Ebro y Mar Valenciano, de un diapirismo de manto, con la creación de un doming cortical y el desarrollo de una zona de rifting, que según Simón (1990) tuvo lugar principalmente en el Plioceno superior, coincidiendo con la edad de los principales afloramiento de basaltos alcalinos de esta región.

También es consistente con este modelo las características de la corteza y manto superior, según se desprende de la observación del Plano nº 2, y las observaciones de Simón (1990) de que este doming se superpone sobre un campo compresional que hace disminuir los esfuerzos horizontales. Solo cabe añadir que es probable que este doming se extienda a sectores del SE. de la Península, tanto por el fallamiento extensional que se observa, como por la presencia de basaltos alcalinos localizados en algunas localidades, y con edad Pliocena e incluso Cuaternario antiguo (Cartagena). Además, el flujo térmico que existe por todo el Surco valenciano, habla de un adelgazamiento cortical, que invade igualmente la parte oriental del Mar de Alboran y Cordilleras Béticas.

La sismicidad es escasa y relativamente superficial, obedeciendo al fuego de fallas normales.

6.3.5. En el área Bético-Rifeña (A. B-R)

Al tratarse del área más activa sismicamente y más estudiada desde el punto de vista estructural, es también la que ha recibido más atención en cuanto a su interpretación geodinámica. Más de la mitad de los modelos

expuestos con anterioridad fijan su atención en este área, ya sea mediante análisis estructurales o sismotectónicos.

Se trata de un área en que las investigaciones geofísicas detectan la presencia de una corteza continental adelgazada. Se produce un cierto engrosamiento en la colisión (s.l.) del Bloque de Alboran con las zonas externas béticas.

Para Vegas (1991) se trataría de una zona apropiada para que la deformación se distribuya por muchas fallas intermedias, y donde debe de considerarse la rotación de los bloques durante la convergencia Africa- Eurasia.

Ya se trató en el apartado 3.4.3. de los diferentes sistemas de fallas que compartimentan todo este área, y de su funcionamiento dentro del contexto compresivo dominante. Todo ello apunta a un dominio de los desgarres mixtos, y consecuentemente a la rotación de los pequeños bloques de corteza superior situada entre estos desgarres. También se trató de la cicatriz de colisión, entre el Bloque de Alboran y las Zonas externas béticas, que traía consigo el engrosamiento cortical de ciertos sectores (Sierra Nevada, Sierra de María...). Se podría tratar de una transcurrencia transpresiva, con resultados diversos en el límite colisionante (subcabalgamiento corticales de diverso sentido, obducciones o imbricaciones de la corteza superior....).

No obstante, existe una cuestión que ha preocupado y sigue preocupando a muchos investigadores, y es el origen del Mar de Alboran y Arco de Gibraltar, pues el problema de la concomitancia entre los cabalgamientos (compresión) en la periferia del Arco Bético-Rifeño y el hundimiento (distracción) en su parte central parece ser un fenómeno que perdura en la actualidad, como señalan los mecanismos focales de algunos terremotos, y las observaciones sobre materiales recientes.

Una vez desecharido el modelo gravitacional, Grizon de Lamotte et al., (1991), propugnan que sean las transcurrencias, unidas a un mecanismo de tracción ligado al retroceso hacia el Oeste de una zona de subducción con pendiente hacia el Este, las que expliquen este comportamiento, aunque los indicadores magnéticos y sísmicos sean difíciles de descifrar. Según Balanyá y García-Dueñas (1988) esta situación puede deberse a despegues extensional, que en parte podría estar explicado por esta tracción hacia el Oeste.

En la investigación que Knott y Turco (1991) han llevado a cabo en el Arco de Calabria, encuentran unas características que se asemejan bastante a las que se pueden encontrar en el Arco de Gibraltar, al menos a grandes rasgos, tales como:

1.- Su forma curvada

2.- Grabens en forma romboédrica con ejes longitudinales orientados transversal y longitudinalmente con respecto al arco.

3.- Rotaciones tectónicas de bloques corticales alrededor de un eje vertical.

4.- Tectónica cabalgante y extensional

5.- Sismicidad.

En este caso los autores apuntan: "son las rotaciones corticales las que se relacionan con las variaciones laterales en extensión".

En el modelo que proponemos la deriva primitiva hacia el Oeste del Bloque de Albarán propicia una expulsión lateral mayor del Área Bético- Rifeña con respecto a los bloques marroquí e ibérico, así como la creación de zonas de subducción continental en la parte occidental, y de despegues extensionales en su parte central. A ello se pudo sumar más tarde los mecanismo de doming y rifting que dominaron en la parte oriental de la península, sobre todo en el SE, debido a la expulsión conjunta de la "cuña" Ibero-marroquí". Hasta se podría especular con la posibilidad de que el Arco Bético-Rifeño hubiera sufrido una evolución parecida al Arco de Calabria, aunque no estuviera tan evolucionado, y en parte dicha evolución estuviera parcialmente abortada. Como manifiestan Bousquet y Philip (1986) el volcanismo calco-alcalino del SE. de España se explica mejor como originado por una subducción continental con anatexia cortical que por una explicación local que lo relacione con fallas rumbo-deslizantes. Esta subducción continental estaría, en este caso, situada en la zona occidental y en dirección casi N-S y planos buzando al Este. El volcanismo asociado podría haber visto facilitada su salida por la aparición de las fallas del sistema Trans-Alboran.

Si cotejamos estas ideas con la sismicidad de este área Bético-Rifeña, podemos sacar las siguientes conclusiones:

a) La sismicidad superficial, con origen en la corteza superior, obedece al modelo de sismicidad difusa relacionado con el rejuego de los sistemas de fallas mixtas, predominantemente rumbo deslizante-normal, que se observan en superficie.

b) La sismicidad intermedia (100-160 kms) originada en la litosfera inferior-manto, presenta una distribución bastante curiosa, tal como:

- A lo largo de la traza de la falla Trans-Alboran, cuyas raíces, tanto por los datos geofísicos, como por su relación con el volcanismo son muy profundas.

- En las cercanías de la "cicatriz Norbética", entre el Bloque de Alboran y las Zonas externas béticas.

- Y por último, y estos no parece lo más interesante, en el sector occidental del Mar de Alboran, dentro de un plano que buzando hacia el Este unos 30°, afloraría en el extremo occidental del Arco. Los mecanismos focales de estos sismos indican compresión y planos de fallas inversa con rumbos casi N-S. Por último, apuntaremos que en el sector occidental del Mar de Alboran y exceptuando la traza de la falla Trans-Alboran no se localiza ningún sismo de profundidad intermedia, lo que dificulta la visión de una subducción de África bajo Europa en la actualidad.

6.3.6 La línea Trans-Alboran (L. T-A)

Todas las fallas de este sistema, del Atlas Medio, de Nekor, de Carboneras, de Palomares, de Lorca-Totana, etc., presentan un evidente funcionamiento como desgarres levógiros, afectando a materiales datados con 100.000 años e incluso menos. Su carácter desgarrante no siempre es puro, sino que por lo general, presenta una componente normal o inversa según los sectores.

En su trazado o en las cercanías la sismicidad puede ser superficial e incluso intermedia. Los pocos mecanismos focales de los sismos situados en su traza presenta características acorde con las direcciones de los esfuerzos (compresión casi N-S, y distensión E-O), rumbo de las fallas y funcionamiento de las mismas.

Es pues una línea que favorece claramente la "expulsión" hacia el Oeste de la "Cuña ibero-marroquí".

Quedan muchos problemas por resolver para acercarse al conocimiento de la situación real, pero parece evidente la necesidad de tener más datos sobre la naturaleza de la litosfera-manto, y su comportamiento, pues algún despegue intracortical como los propuesto en muchas áreas, puede dar lugar al desacoplamiento entre las direcciones y fenómenos observados en superficie, y las que verdaderamente ocurren a nivel de la litosfera inferior.

BIBLIOGRAFIA

- ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N.D. & GAST, P.W. (1971 a).- Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera. Am. J. Sci. 271, 490-521.
- ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N.D. & GAST, P.W. (1971 b).- Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma and Hierro. Am. J. Sci., 272, 805-825.
- ABRIL, J.C.; IGLESIAS, M. (1983). Hoja nº 16/26 Pontevedra-La Guardia CARTOGRAFIA GEOLOGICA 1/200.000 IGME.
- ACOSTA, J.; HERRANZ, P.; KACIMI-ALAUI, M.; PALOMO, C.; SANZ, J.L. y SAN GIL, C. (1988).- Características estructurales y tectónicas de la parte centro-oriental del Estrecho de Gibraltar. Monografías del Instituto Español de Oceanografía, 2; 25-41.
- ADROVER, R. (1975): Principales yacimientos paleomastológicos de la provincia de Teruel y su posición estratigráfica. En: M.T. Alberdi y E. Aguirre (Ed): Acta I. coloq. Intern. Biost. Cont. Neog. Sup. Cuat. inf.; 31-48.
- ADROVER, R.; MEIN, P. y MOISSENET, E. (1978).- Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. Estudios Geológicos, 34; 205-214.
- AEQUA (1989).- II Reunión del Cuaternario Ibérico. Actas de la Comisión de Neotectónica. MADRID.
- AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, M. y GONZALEZ, P. (1976).- Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Mioceno de la Meseta Sur Española. Trab. Neog. Cuater. 5; 7-29.
- AGUIRRE, E.; ALBERDI, M.T.; JIMENEZ, E.; MARTIN ESCORZA, C.; MORALES, J.; SESE, C.y SORIA, D. (1982).- Torrijas, nueva fauna con Hispanotherium de la cuenca media del Tajo. Act. Geol. Hisp., 17; 39-61.
- AIT BRAHIM, L.; CHOTIN, P.; RAMDANI, M. & TADILI, B. (1987).- Carte Sismotectonique du Maroc Nord (Rif). Univ. Mohammed V, Rabat. Rapp. Sismo/C.N.R., 2.
- ALBERT BELTRAN, J.F.- El Mapa Español de flujos caloríficos. Intento de

correlación entre anomalías geotérreas y estructura cortical. Bol. Geol. y Min., 90, 1: 36-48.

ALFARO, J.A. (1987).- Sobre la tectónica fragil y neotectónica del N.E. de la Sierra de Albarracín (Teruel). Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza.

ALFARO, J.A.; CASAS, A.M. y SIMON, J.L. (1987).- Ensayo de zonación sismotectónica en la Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y borde sur pirenaico. Estudios Geol., 43, p. 445-457.

ALFARO, J.A. y BARRANCO, L.M. (1990).- Evolución del relieve durante el Cenozoico en las inmediaciones de la cuenca del Guadiana. 1ª Reun. Nac. de Geomorfología (Actas); 743-752. Teruel.

ALFARO, J.A.; CABRA, P.; & SORIA, J.M. (1991).- Neotectonics and Associated Seismicity in the southeastern border of the Meseta Iberica and its connection with the Betic Ranges. Syposium on the Seismicity, Seismotectonic and Seismic risk of the Ibero-Maghrebian Region. I.G.N. Monografía nº 8: 283-299.

ALIA, M. (1972).- Evolution post-hercynienne dans les régions centrales de la Meseta espagnole 24th Int. Geol. Congr., sect. 3; 265-272.

ALONSO, B.; CANALS, M.; GOT, H. y MALDONADO, A. (1991).- Sea Valleys and Related Depositional Systems in the Gulf of Lion and Ebro Continental Margins. A.A.P.G. Bull., 75, 7; 1195-1214.

ALVADO, J.C. (1986): Sedimentation, deformation et manifestations magmatiques néogenes associées au couloir de décrochement de Palomares, Bassin de Vera (Sud-est Espagne). Tesis doct. Univ. Pierre et Marie Curie. Paris VI.

ALVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979).- Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Ibérica. Acta Geológica Hispánica. Homenaje a Luis Solé Sabaris, 14; 172-177.

ALLEN, C.R. (1986).- Seismological and paleoseismological techniques of research in active tectonics: En: Active tectonics. National Acad. Press: 146-154.

AMIGO, J. (1983).- Estructura del contacto entre la Serreñada Prelitoral, la

depresió del Penedes (Torrelles de Foix, Pontons-FontRubi). Tesis Licenciatura, Univ. Barcelona (inédita).

ANADON, P.; CABRERA, LL.; GUIMERA, J. & SANTANACH, P. (1985).- Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro basin. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 303-318.

ANCOCHEA, E. (1982).- Evolución espacial y temporal del vulcanismo reciente de España central. Edit. Univ. Complutense. Col. Tesis Doctorales nº203/83; 675 pp.

ANCOCHEA, E.; GIULIANI, A. y VILLA, I. (1979).- Edades radiométricas K-Ar del vulcanismo de la región central española. Estudios Geol., 35; 131-135.

ANCOCHEA, E. y BRANDLE, J.L. (1982).- Alineaciones de volcanes en la región volcánica central española. Rev. de Geol. 38; 133-138.

ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J.M. y MATTAUER, M. (1971).- Sur un modèle explicatif de L'Arc de Gibraltar. Earth. Plan. Sc. Letters. 12; 191-198.

ANDRIEUX, J. & MATTALLER, M. (1973).- Précisions sur un modèle explicatif de L'Arc de Gibraltar. Bol. Soc. Geol. FR. (7) XV; 115-118.

ANGELIER, J. (1975).- Sur un apport de l'informatique à l'analyse structurale: exemple de la tectonique cassante. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam., Er. 17, 2: 137-146

ANGELIER, J.; CADET, S.P.; DELIBRIAS, G.; FOURNIGUET, J.; GIGOUT, M.; GUILLEMIN; M.; HOGREL, M.T.; LALOU, CL. & PIERRE, G. (1976).- Les déformations du Quaternaire marin indicateurs néotectoniques. Quelques exemples Méditerranées. Rev. Géogr. Phys. Geol. Dyn. (2), 18 (5); 427-448.

ANGELIER, J., & MECHLER, P. (1977).- Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des diédres droits. Bull. Soc. Geol. Fr. (7), 19, 6: 1309-1318.

ANGELIER, J. & GOGUEL, J. (1979).- Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de fallas. C.R. Acad. Sci. Fr., 288 (D): 307-310.

ANGELIER, J. & MANOUSSIS, S. (1980).- Clasificación automatique et distinction des phases superposées en tectonique de failles. C.R. Acad. Sci. Fr., 290 (D): 651-654.

ANGUITA, F. (1977).- Las Islas Canarias dentro del esquema de la tectónica Global. Notas del I Seminario sobre Tectónica de Placas. Fundación Gomez Pardo. ENADIMSA.

ANGUITA, F. y HERNAN, F. (1975).- A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands. Earth Planet. Sci. Lett., 27; 11-19.

ANGUITA, F.; GARCIA DACHO, J.L. y MORENO, F. (inédito).- "Estudio de la avalancha del Complejo de Roque Nublo y de las estructuras tectónicas de la isla de Gran Canaria.

ANSORGE, J.; BANDA, E.; MÜLLER, ST.; UDIAS, A. & MEZCUA, J. (1978).- Crustal structure under the Cordillera Bética. Preliminary results. Reunión sobre la Geodinámica de las Béticas y Mar de Alborán. Univ. de Granada; 9-17

ANTUNES, M.T.; CALVO, J.P.; HOYOS, M.; MORALES, J.; ORDOÑEZ, S.; PAIS, J. y SESE, C. (1987).- Ensayo de correlación entre el Neógeno de las áreas de Madrid y Lisboa (Cuenca alta y baja del río Tajo). Com. Serv. Geol. Portugal, 73, 1/2; 85-102.

ARAÑA, V. y VEGAS, R. (1974).- Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar arc. Tectonophysics, 24; 197-212.

ARAÑA, V.; ORTIZ, R.; BADIDO, E.R.; BANDA, E. y PAVIA, J. (1978).- Modelo estructural de la isla de Lanzarote a partir de perfiles sísmicos. Mem. II Asam. Nac. Geodesia y Geofísica, 3; 2.249-2.255.

ARAÑA, V.; APARICIO, A.; MARTIN ESCORZA, C.; GARCIA CACHO, L.; ORTIZ, R.; VAQUER, R.; BARBERI, F.; FERRARA, G.; ALBERT, J. y GASSIOT, Z. (1983).- El vulcanismo neógeno-cuaternario de Cataluña: Caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos. Acta Geol. Hispanica, 18; 1-17.

ARAÑA, V. y ORTIZ, R. (1986).- Marco geodinámico del vulcanismo canario. Anales de Física Serie B, Número especial: Física de los fenómenos volcánicos; 202-231.

ARAUJO, P.; HERNANDEZ-ENRILE, J.L.; y SEARA, J.R. (1988).- Tectónica

extensional y estructura de la Cuenca de Maceda (Galicia Meridional) 2º Congreso Geológico de España, GRANADA, 2; 107-110.

ARMIJO, R. (1977).- La zone de failles de Lorca-Totana (Cordillera Bétiques, Espagne). Etude tectonique et neotectonique. Tesis. Univ. Paris VII.

ARMIJO et al. (1975).- Les résultats de l'analyse structurale et la neotectonique des littoraux. Les résultats de l'analyse structurale en Espagne. Bull. Soc. Geol. France, 19, 7, 3; 591-605

ARTHAUD, F. (1969).- Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bull. Soc. Geol. Fr. 11: 729-737.

ATARES, A; ORTEGA, A. & PEREZ-LORENTE, F. (1983).- Fallas cuaternarias en las proximidades de Alcanadre y en la Rioja baja, Cuad. de Inv. Geogr. Logroño, 9 (2); 27-39.

AUZENDE, J.M.; BONNIN, J. & OLIVET, J.L. (1973).- The origin of Western mediterranean basin. J. Geol. Soc. London, 129; 607-620.

AUZENDE, J.M.; BONNIN, I. & OLIVET, J.L. (1975).- La marge nord-africaine considérée comme marge active. B.S.G.F. (7), 17 (4); 486-495.

BACELAR, J.; ALONSO, M.; KAISER, C.; SANCHEZS, M.; CABRERA, L.; SAEZ, A. y SANTANACH, P. (1986).- La cuenca terciaria de As Pontes (Galicia): Su desarrollo asociado a inflexiones contractivas de una falla direccional. II Cong. Geol. de España, Granada, Simposios; 113-122.

BADAL, J.; CORCHETE, V.; PAYO, G.; CANAS, J.A.; PUJADES, L. & SERON, F.J. (1990).- Processing and inversion of long-period surface-wave data collected in the Iberian Peninsula. Geophys. J. Int., 100; 193-202

BAENA, J. (1981).- Hoja geológica (esc: 1/10.000) Plan MAGNA, nº 869, Jumilla. ITGE

BAENA, J. y EWERT, k. (1977, a),. Hoja geológica (esc: 1/50.000) Plan MAGNA nº 1058, Roquetas de Mar, ITGE.

BAENA, J.; TORRES, J.; GEEL T. y ROEP, TH.B. (1977, b).- Hoja geológica (esc: 1/50.000) Plan MAGNA nº 952, Velez-Blanco, ITGE.

BAENA, J.; FERNANDEZ-VARGAS, E.; GARCIA RODRIGUEZ, J.L. & GREENE, M.C.

(1977, c).- Active faulting in coastal Almeria province (SE. Spain) and adjacent continental Shelf. Semin. Tect. Global. Fund. Gómez Pardo, Madrid.

BAENA, J; GUZMAN, J.L. y JEREZ, F. (1979).- Hoja geológica (esc: 1/50.000) Plan MAGNA, nº 951, Orce, ITGE

BAENA, J.; CRUZ, J y DEL OLMO, A. (1981, a).- Hoja geológica (esc: 1/50.000) Plan MAGNA, nº 1022, Campillos. ITGE.

BAENA, J.; GOY, J.L. y ZAZO, C. (1981, b).- "Litoral de Almeria". Libro Guía Excursion-Mesa redonda sobre el Tirreniense del litoral Mediterraneo español. INQUA. Sub. Med. and Black sea Shorelines, Madrid-Lyon; 25-44.

BAENA, J., ZAZO, C. & GOY, J.L. (1981, c).- Implication del episodio con Strombus en la neotectónica de la Bahía de Almeria". En: Niveaux marins et tectonique quaternaires dans l'aire méditerranéenne. Coloq. Paris, 1980: 345-354

BAENA, J. y JEREZ, L. (1982).- Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética S. st. Colección Informe, ITGE.

BAENA, J. y VOERMANS, F. (1983).- Hoja geológica (esc: 1:50.000) Plan MAGNA, nº 1045, Almeria, ITGE.

BAENA, J.; GOY, J.L. y ZAZO, C. (1988).- Base document for the realization of the Neotectonic Map of Spain (scale: 1/1.000.000). Example of the sheet (84-85): Almeria-Garrucha. Int. Colloquium on Method. and Applic. of Neotectonics, 1-2, Orleans.

BAENA, J. BARRANCO, L.M. y SILVA, P. (1991).- Mapa Neotectónico Sismotectónico y de Actividad de fallas de la región de Murcia. Com. Aut. de la Región de Murcia (en prensa).

BALANYA, J.C. y GARCIA DUEÑAS, V. (1986).- Grandes fallas de contracción y de extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar. Geogaceta, 1; 19-21.

BALANYA, J.C. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1988).- El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif. Simposio sobre: Cinturones crogenicos. II Cong. Geol. de España. Granada.

BALDY, P.; BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P.A.; MALOD, I.; MOITA, I. & MOUGENOT,

- D. (1977).- Carte géologique du plateau continental sud-portugais et sud-espagnol (Golfe de Cadiz). B.S.G.F. (7), 19 (4): 703-724.
- BANDA, E. (1979).- Perfiles sísmicos de refracción en corteza continental. Estructura de la corteza y manto superior en las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral. Univ. Barcelona, 235 pp.
- BANDA, E. y UDIAS, A. (1979).- Sondeos sísmicos profundos en España. Estructura de la región Bética Oriental. Tecniterrae, 27; 34-41.
- BANDA, E. & ANSORGE, J. (1980, a).- Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. Geophys. J. Roy. Ast. Soc. 63; 515-532.
- BANDA, E.; ANSORGE, J.; BOLOIX, M. & CORDOBA, D. (1980, b).- Crust and upper mantle beneath the Belearic Islands (Western Mediterranean). Earth Planet. Sci. Lett.
- BANDA, E.; DAÑOBEITIA, J.J.; SURIÑACH, E. & ANSORGE, J. (1981, a).- Features of crustal structure under the Canary Islands. Earth Planet. Sci. Lett., 55; 11-24.
- BANDA, E.; SURIÑACH, E.; APARICIO, A.; SURIÑACH, E. & ANSORGE, J. (1981, b). Crust and upper mantle structure of the central Iberian Meseta (Spain). Geophys. J.R. Ast. Soc. 67, 779-789.
- BANDA, E.; UDIAS, A. y PAYO, G. (1983, a).- Estructura de la corteza y manto superior en España. In: Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España (II); 624-638.
- BANDA, E.; UDIAS, A.; MUELLER, ST.; MEZCUA, J.; BOLOIX, M.; GALLART, J. & APARICIO, A. (1983, b).- Crustal structure beneath Spain from deep seismic sounding experiments, Phys. Earth Planet. Int., 31; 277-280.
- BANDA, E.; GALLART, J.; GARCIA-DUEÑAS, V.; DAÑOBEITIA; J.J. & MAKRIS, J. (1991).- Lateral variation of the crust in the Iberian Peninsula. New evidence from the Betic Cordillera. Tectonophysics (en prensa).
- BARAZA, J.; HAMPTON, M.A.; LEE, H.J. y KAREN, R.E. (1989).- Utilización del análisis de facies sísmicas para la evaluación de los riesgos geológicos potenciales en el talud continental del golfo de Cádiz. XII Congreso Español de Sedimentología, Simposios; 209-215.
- BARBA, A.; CABRA, P.; y ALCALDE, A. (1980).- Hoja geológica (esc.1:50.000)

nº 341. San Pedro de Latarce. (Plan MAGNA) ITGE.

BARDA, E., DAÑOBEITIA, J.J., SURIÑACH, F. & ANSORGE, J. (1981).- Features de crustal structure under the Canary Islands. Earth and Planet. Sci. Lett. 11-24.

BARDAJI, T.; CIVIS, J.; DABRIO, C.J.; GOY, J.L.; SOMOZA, L. y ZAZO, C. (1986)... Geomorfología y estratigrafía de las secuencias marinas y continentales cuaternarias de la Cuenca de Cope (Murcia, España). Est. sobre Geomorfología del Sur de España. Lopez Bermudes & Thones (eds.)

BARON, A. (1977).- Estudio estratigráfico y paleontológico del Mioceno medio y superior postorogénico de la Isla de Mallorca. Premio Ciudad de Palma, (inédito).

BARRANCO, L.M.; ANSORGE, J. & BANDA, E. (1990).- Seismic refraction constraints on the geometry of the Ronda peridotitic massif (Betic Cordillera, Spain). Tectonophysics, 184; 379-392

BELLON, H. (1976).- Séries magmatiques néogenes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique: implications géodinamiques. These, Univ. Paris -Sud (Centre D'Orsay); 367.

BELLON, H. & BROUSSE, R. (1977).- Le magmatisme periméditerranéen occidental. Essai de synthèse. Bull. Soc. Geol. France. 19; 469-480.

BELLON, H.; BIZON, G.; CALVO, J.P.; ELIZAGA, E.; GAUDANT, J. & LOPEZ MARTINEZ, N. (1981).- Le volcan du Cerro del Monagrillo (Provincia de Murcia): age radiométrique et correlations avec les sédiments néogenes du bassin de Hellín (Espagne). C.R. Acad. Sc. Paris. 292; 1035-1037.

BELLON, H.; BORDET, P. & MONTENAT (1983).- Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères Bétiques (Espagne Meridionale). Bull. Soc. Geol. France. (7), 25; 205-218.

BENITO, G. y CASAS, A.M. (1987).- Cantos impresos en los depósitos cuaternarios del sector centro-occidental de la Depresión del Ebro. VII. Reun. sobre el Cuaternario. Santander; 267-270.

BENITO, G. & CASAS, A.M. (1988).- Small-scale deformations in Quaternary deposits in the Northeastern Iberian Peninsula. Revue Géologie Méditerranéenne (en prensa).

BENKHELIL, J. (1976).- Etude neotectonique de la terminaison occidentale des Cordillères Bétiques (Espagne). Tesis Univ. Nice.

BERRY, M.J. y KNOPOFF, L. (1967).- Structure of the upper mantle under the western Mediterranean basin. J. Geophys. Res., 72; 3.613-3.626

BERTRAND, H. (1979).- Le magmatisme tholeitique continental de la margen Iberique, précurseur de l'Ouvertur de l'Atlantique central des dolerites du dyke de Messeana-Plasencia (Portugal-Espagne). C.R. Acad. Sc. Paris, 304, II, 6 215-220.

BIROT, P. & SOLE, L. (1954). Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Península Iberique. Mem et Doc. du CNRS, 4; 9-61 PARIS.

BIROT, M. & SEGURET, M. (1985).- A releasing solidary overstep model for the late Jurasic-Early Cretaceous. Soria strike-slip basin-Northern Spain. In: K.T. Biddle and N. Cristie Blik, (ed.), Strike slip deformation basin formation and sedimentation, Sp. Pub. 37; 159-175.

BIJU-DUVAL, B., BERCOURT, J. & LE PICHON, X. (1977).- From the thethys ocean to the mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. Int. Symp. on the struct. history of the Mediterranean basin. Sptit. Biju-Duval et Montadert (éds.); 143-164.

BOCCALETI, M.; GELATI, R.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; PAPANI, G.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. y SANZ DE GALDEANO, C. (1987).- Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera. Act. Nat. del Ateneo Parmense, 23; 179-200.

BOILLOT, G. (1984).- Geología de los márgenes continentales. Masson (eds). Trd. de García Dueñas y González Lodeiro.

BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P.A.; LAMBOY, M.; OZOUVILLE L. & SIBUET, J.C. (1971).- Structure et historia géologique de la marge continentale au Nord de l'Espagne (entre 4° et 9° W). In Historie structural du Golfe de Gascogne. V.6.1 à V.6.52, Paris. Technip ed.

BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P.A.; MENNEQUIN-MARCHAND, I.; LAMBOY, M. & LEPRÉTRE, J.P. (1973).- Carte géologique du plateau continental nord- espagnol entre le canyon de Capbreton et le canyon d'Aviles. B.S.G.F., 15 (3-4); 367-381.

BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P.A. & MUSSELLEC, P. (1975).- Carte géologique du

plateau continental nord-portugais. Bull. Soc. Geol. France, (7), XIV; 462-480.

BOILLOT, G.; MONTADERT, L.; LEMOINE, M.; BIJU-DUVAL, B. (1984). Les Marges continentales actuelles et fossiles au tour de la France. MASSON ed. Paris p. 5-81.

BOILLOT, G. & MALOD, J. (1988).- The North and North-West Spanish Continental Margin: A review. Rev. Soc. Geol. España, 1 (3-4); 295-316.

BOLOIX, M. & HATZFELD, D. (1977).- Preliminary results of measurements along seismic profiles in the Alborán Sea. Pub. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., A-4 (115); 365-368.

BOMER, B. (1978).- Les phénomènes périglaciaires dans le Bassin de L'Ebre. Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords. Strasbourg; 169-176.

BOMER, B. y RIBA, O. (1965).- Deformaciones tectónicas recientes por movimiento de yesos en Villafranca de Navarra. Colq. Int. sobre las Obras Públicas en terrenos yesíferos. Madrid.

BONADONNA, F.P. y VILLA, I.M. (1984).- Estudio geocronológico del volcanismo de Las Higueruelas. Acta I reunión de estudios regionales de Castilla-La Mancha. Vol. III; 249-253.

BONINI, W.E.; LOOMIS, T.P. & ROBERTSON, J.D. (1973).- Gravity anomalies, ultramafic intrusions and the tectonics of the Region around the strait of Gibraltar. Jour. Geophys. Rev. 76 (8); 1372-1382.

BONNIN, J.; OLIVET, J.L. & AUZENDE, J.M. (1975).- Structure en nappe à l'Ouest de Gibraltar. C.R. Acad. Sc. Paris, 280; 559-562.

BORDET, P. (1985).- Le volcanisme miocene des Sierras de Gata et de Carboneras (Espagne su Sud-Est). Doc. ET. TRAV. IGAL. PARIS, 8, 70.

BORDONAU, J. & VILAPLANA, J.M. (1986).- Géomorphologie et tectonique reciente dans le Val d'Aran (Zone axiale des Pyrénées Centrales, (Espagne). Rev. Geol. Dyn. Géogr. Phy., 27; 303-310.

BOSSHARD, F. y MACFARLARE, D.L. (1970).- Crustal structure of the western Canary Islands from Seismic Refraction and Gravity Data. Jour. of Geophys. Res. 75; 4901-4917.

- BOUILLIN, J.P.; DURAND DELGA, M. & OLIVIER Ph. (1986).- Betic-rifian and tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and developments stages. En: "The origin of arcs". Developments in Geotectonics, 21: 281-304.
- BOURROUILH, R. (1970).- Le problème de Minorque et des Sierras de Levante de Majorque. Ann. Soc. Geol. du Nord, 90; 363-380.
- BOURROUILH, R. (1973).- Stratigraphie, Sedimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du NE de Majorque (Baleares). Tesis Doctoral, Paris.
- BOUSQUET, J.C. (1977).- Contribution a l'étude de la tectonique récente en Méditerranée occidentale; les données de la Neotectonique dans l'Arc Tyrrhénien. En: "The Mediterranean basins" Editions Technip. Paris.
- BOUSQUET, J.C. (1979).- Quaternary strike-slip faults in Southeastern Spain. Tectonophysics, 52: 277-286.
- BOUSQUET, J.C. & MONTENAT, CH. (1974).- Présence de décrochement NE-SW Plio-quaternaires dans les Cordillères Bétiques Orientales. C.R. Acad. Sc. Paris, 278: 2617-262
- BOUSQUET, J.C.; MONTENAC, C. y PHILIP, H. (1976,a).- La evolución tectónica reciente de las Cordilleras Béticas orientales. Reun. sobre la Geodin. de las Cord. Béticas y Mar de Alborán. Granada.
- BOUSQUET, J.C. & PHILIP, H. (1976,b).- Observations microtectoniques sur la compression nord-sud quaternaire des Cordillères Bétiques orientales (Espagne méridionales- Arc de Gibraltar). Bull. Soc. Géol. Fr. (7) 18; 3; 711-724.
- BOUSQUET, J.C. & PHILIP, H. (1986).- Neotectonics of the Calabrian Arc and Apennines (Italy): An example of Plio-Cuaternary evolution from Island Arcs to collisional stages. En: "The origin of Arcs". Developments in Geotectonics, Elsevier, 21; 308-326.
- BRAVO, C. & UDIAS, A. (1974).- Rayleigh wave group velocity dispersion in the North Atlantic region. Geophys. J.R. Astr. Soc., 36; 297-304.
- BRELL, J.M. y DOVAL, M. (1974). Un ejemplo de correlación litoestratigráfica aplicado a las cuencas terciarias del Noroeste de la Península. Est. Geol. 30; 631-638.
- BROSCHE, K.U. (1978).- Der vorzeitliche periglaziale Formenschatz auf der

iberischen halbinsel, Möglichkeiten zu einer klimatischen Auswertung.
Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords. Strasbourg; 187-199.

B.R.G.M. (1976).- Carte géologique de plateau continental du Golfe de Gascogne E. 1:1.000.000.

B.R.G.M. (1981).- Carte sismotectonique de la France. Mémoire B.R.G.M., Nº 111; 36.

BUFORN, E.; JIMENES, M.J. y UDIAS, A. (1983).- Parámetros focales de los terremotos del 26 de Mayo de 1975 y 1 de Enero de 1980 en la región de Azores-Gibraltar y sismotectónica regional. Rev. de Geofísica 39; 51-65.

BUFORN, E.; UDIAS, A. & MEZCUA, J. (1988,a).- Seismicity and focal mechanism in south Spain. Bull. Seismol. Soc. Amer., 78 (6); 2008-2024.

BUFORN, E.; UDIAS, A. & COLOMBAS, M.A. (1988,b).- Seismicity, source mechanism and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. Tectonophysics, 152; 89-118.

BUFORN, E. & UDIAS, A. (1991).- Focal Mechanism of Earthquakes in the Gulf of Cadiz, South Spain and Alborán sea. Inst. Geogr. Nacional, Monografía, 8; 29-40.

BURKE, K. y WILSON, J.T. (1972).- Is the African plate stationary? Nature, 239, : 387-390.

BUTZER, K. (1967). Geomorphology and Stratigraphy of the Paleolithic site of Budíño (Prov. Pontevedra, Spain). Eiszeitalter und Gegenwart 18 82-203.

BUTZER, K.W. & CUERDA, J. (1962).- Coastal stratigraphy of southern Mallorca and its implications for the Pleistocene chronology of the Mediterranean sea. Jour. Geol., 70; 398-416.

CABRAL, J. & RIBEIRO, A. (1989,a): Carta Neotectónica de Portugal. (E.1: 1.000.000). Serv. Geol. de Portugal.

CABRAL, J. & RIBEIRO, A. (1989,b).- Incipient subduction along the West-Iberia continental margin. Abs. submitted to the 28th. Int. Geol. Congress, USA.

- CADAVIC, S. (1977).- Avance del mapa de isopacas de una "corteza normal" para la Península Ibérica y principales accidentes de posible alcance cortical. Bol. Geol. Min. 88, 6; 93-98.
- CALCAGNILE, G. & SCARPA, R. (1985).- Deep structure of the European-Mediterranean area from Seismological Data. Tectonophysics, 118; 93-111.
- CALVET, J. (1977).- Contribución al conocimiento geomorfológico de la Depresión Central Catalana. Tesis doctoral Univ. de Barcelona.
- CALVET, J. (1980).- Relaciones entre la evolución geomorfológica cuaternaria de la Depresión Central Catalana (Segarra y Pla d'Urgell) y el Valle del Segre. Dep. Geomorf. y Tect. Univ. Barcelona inédito.
- CALVET, J. y GALLART, F. (1979 a).- Dos irregularidades en el drenaje de la Depresión Central Catalana (depresión del Ebro). Influencia de los factores tectónicos, litológicos y climáticos en su Acta III Reun. Nac. Grup. Esp. de Trabajo del Cuaternario; 109-115.
- CALVET, J. y GALLART, F. (1979, b).- Las brechas calcáreas del Pla d'Urgell, su repartición espacial e interpretación. Actas de la III Reunión Nacional, Grupo Español de trabajo del Cuaternario. Zaragoza, 1977, Madrid; 117-121.
- CALVET, M. (1985).- Neotectonique et mise en place des reliefs dans L'Est des Pyrénées; l'exemple du horst des Albères. Rev. Géol. Dyn. Géog. Phy., 26; 119-130.
- CALVO, A. GUTIERREZ, M.; PEÑA, S.L. y SIMON, J.L. (1983).- Morfología de vertientes y neotectónica en el Macizo de Javalambre (Prov. de Teruel). Acta VI Reun. del G.E.T.C. Vigo-Santiago; 429-448.
- CANEROT, J. (1974).- Recherches géologiques aux confins des chaines Iberiques et Catalane (Espagne). Enadimsa, Ed.; 517.
- CAPOTE, R. (1978).- Tectónica Española. Sem. Criter. Sismic. para Inst. Nucl. y Obr. Publ. Asoc. ESP. de Ing. Sísmica; 1-30.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ-CASALS, J. (1978).- La tectónica Postmiocena del Sector Central de la Depresión del Tajo. Bol. Geol. y Min., 89; 6-14.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ, M.; HERNANDEZ, A. Y OLIVE, A. (1981).- Movimientos recientes en la fosa de Jiloca (Cordillera Ibérica). Act. de la V Reunión del G.E.T.C. Sevilla; 245-257.

CAPOTE, R.; DE VICENTE, G.; GONZALEZ CASADO, J.M. & GONZALEZ VALLEJO, L. (1986).- Determinación de los elipsoides y deformaciones de la tectónica actual en la región de Alborán a partir del análisis poblacional de los mecanismos focales de terremotos. 1^a Jorn. de Est. del Fen. Sísmico y su Inc. en la Norm. Territorial, Murcia.

CAPOTE, R. y DE VICENTE, G. (1989). El marco geológico y tectónico. Mapa del Cuaternario de España (E.1:1.000.000). ITGE 9-18.

CAPOTE, R.; DE VICENTE, G. y GONZALEZ, J.M. (1990). Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.G.E.) Geogaceta, 7; 22.

CARA. M & HATZFELD, D. (1977).- Dispersion des ondes de surface de part et d'autre de la ligne Açores-Gibraltar et en Afrique du Nord. Bull. Soc. Geol. France, 19; 757-764.

CAREY, E. (1975).- Méthode numérique d'approche d'un tenseur moyen pour une population de failles. Réun. Ann. Sci. Terre; 92

CAREY, E. (1976).- Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire applique à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement
Thèse 3^e cycle. Tect. Gen, Paris-Sud; 138 p.

CAREY, E. MERCIER, J.L. & VERGELY, P. (1974).- Méthode de determination par ordinateur des directions principales de la déformation d'une population de failles. Réun. Ann. Sci. Terre, 45

CARREÑO, E.; GALAN, J. & SANCHEZ, M. (1991).- Microseismicity studies in souther Spain. Inst. Geogr. Nacional, Monografía, 8; 79-86.

CARRERAS, F.J. y OLIVE, A. (1982).- Hoja geológica (esc. 1:50.000). Plan MAGNA nº 455, Arevalo, ITGE.

CASAS, A. (1985).- Análisis de la deformación frágil en el área de Alcaine (Teruel). Tesis de Licenciatura Univ. de Zaragoza

CASAS, A. y BENITO, G. (1988).- Deformaciones cuaternarias debidas a procesos diapiricas en la Depresión del Ebro (prov. de Zaragoza, Navarra y La Rioja). II Cong. Nac. de Geología, 1; 375-378.

CATAFAU, E.; MEDIALDEA, T.; SAN GIL, C.; VAZQUEZ, J.T. y WALDOSSELL, J. (en preparación).- Structure of the Murcia Continental Margin (SE).

Spain, Western Mediterranean).

CENDRERO, A. (1971).- Estudio geológico y petrológico del complejo basal de la isla de la Gomera (Canarias) Est. Geol. , 3-73.

COLMENERO, J.R.; VARGAS, J. et al. (1978).- Hoja geológica (esc. 1: 50.000). Plan MAGNA nº132, Guardo, IGME

COLMENERO, J.R.; MANSON, M.; GARCIA RAMOS, J.C. y VARGAS, T. (1981).- Depósitos aluviales cíclicos en el Paleógeno del borde N. de la Cuenca del Duero. Temas GEolg-Mineros, IGME, 6, (1); 185-196.

COLOMBAS, M.A. (1983).- Mecanismo focal de los terremotos de la falla Azores-Gibraltar. Tesis de Licenciatura. Fac. CC. Físicas. Universidad Complutense de Madrid.

COMAS, M.C.; GARCIA-DUEÑAS, V.; MALDONADO, A.; MEGIAS, A.G.; ESTERAS, M.; KIDD, R.; STOW, D.A.V.; VERGNAUD-GRAZZINI, C.; FAUGERES, J.C.; MAKRIS, J. y NELSON, H. (1989).- Neogene evolution of continental basement overthrusting and extension in the Alborán Sea and the development of the Atlantic-Mediterranean gateway. Preliminary "inmature" proposal for ocean drilling by JOIDES.

COMAS, M.C.; GARCIA-DUEÑAS, V.; MALDONADO, A. y MEGIAS, A.G. (1990,a).- The Alborán Basin: tectonic regime and evolution of the northern Alborán Sea. IX R.C.M.N.S. Congress, Abstracts, Barcelona (1990); 107-108.

COMAS, M.C. & JURADO, M.J. (1990,b).- The sedimentary record of the Iberian Alborán Margin. IX R.C.M.N.S. Congress, Abstracts, Barcelona 1990; 105.

COPPIER, G.; GRIVEAUD, P.; LAROUZIERE, F.D.; MONTENAT, C. & OTT d' ESTEVOU, P. (1988,a).- Tectonique en poinçonnement néogène dans la partie orientale des Cordillère Bétiques. Res. Comm. Symp. "geology of the Pyrenees and the Betics". Barcelona

COPPIER, G; OTT d'ESTEVOU, P., MONTENAT C. & LOISEAU, J. (1988,b).- Sur le jeu sénestre du faisceau décrochant trans-Alboran. Possibilité d'implication sur la genèse de l'arc bético-rifain. Res. comm., 12eme. R.S.T. Soc. gol. Fran. edit

CORDOBA, D.; BANDA, E. y ANSORGE, J. (1987).- The Hercynian crust in north-western spain: a seismic survey. Tectonophysics, 132; 321-333.

CORDOBA, D.; BANDA, E. y ANSORGE, J. (1988).- P wave velocity-depth distri-

bution in the Hercinian crust of northwest Spain. Phys. Earth Planet. Int., 51; 226-234.

COUVEUR, G. (1978).- Les limites de l'action du froid, actuelles et quaternaire, dans le Haut Atlas Central (Maroc). Colloque sur le périglacialeire d'altitude du domaine méditerranéen et abords. Strausbourg; 11-121.

CHOUKROUNE, P. (1976).- Structure et evolution tectonique de la zone nord-pyrénèenne. Analyse de la deformation dans une portion de chaîne à schistosite subverticale. Mem. Soc. Geol. France, 127; 1-116.

CHOUKROUNE, P. et MATTAUER, M. (1978).- Tectoniques des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénèenne; comparaisons avec des modèles actuels. Bull. Soc. Geol. France, (7), 20, 5; 689-700.

CRUSAFONT, M; TRUYOLS, J. y RIBA, O. (1966).- Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario Continental de Navarra y Rioja. Nat. y Com. del ITGE, 90; 53-76.

CUERDA, J.C. (1975).- Los tiempos Cuaternarios en Baleares. Dip. Prov. Baleares. Inst. Est. Balear. (C.S.I.C.).

DAIGNIERES, M.; GALLART, J.; BANDA, E. y HIRN, A. (1982).- Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean Range. Earth and Plan. Sci. Letters, 57; 88-100.

DAÑOBEITIA, J.J. (1988).- Reconocimiento geofísico de estructuras submarinas situadas al Norte y Sur del Archipiélago Canario. Rev. Soc. Geol. España, 1 (1-2); 143-155.

DAÑOBEITIA, J.J.; ALONSO, B. y MALDONADO, A. (1990).- Geological framework of the Ebro continental margin and surrounding areas. Marine Geology, 95; 265-287.

DAÑOBEITIA, J.J.; ARGUEDAS, M.; GALLART, J.; BANDA, E. & MAKRIS, J. (en prensa).- Deep crustal configuration of the Valencia trough and its iberian and balearic borders from extensive refraction and wide-angle reflection seismic profiling. Tectonophysics.

DEL OLMO, P. y PORTERO, J.M. (1982).- Hojas geológicas (esc. 1:50.000), Plan MAGNA nº 343 y 372, Cigales y Valladolid, ITGE.

- DEL OLMO, P. Y ALVARO, M. (1984).- Control estructura de la sedimentación neógena y cuaternaria de Mallorca. I Cong. Esp. de Geología, Segovia, t. III; 219-228.
- DE RUIG, M.J.; MIER, R.M. & STEL, H. (1987).- Interference of compressional and wrenching tectonics in the Alicante region, SE Spain. Geol. en Mijub, 66; 201.
- DE SUET, M.E.M. (1984).- Wrenching in the external zone of the Betic Cordilleras, Southern Spain. Tectonophysics, 107; 57-79.
- DE VICENTE, G. (1988).- Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Tesis Univ. Compl. de Madrid; 317 p.
- DE VICENTE, G.; CALVO, J.P. & ALONSO ZARZA, A.M. (1990).- Main sedimentary units and related strain fields of the madrid basin (Central Spain) during the Neogene. IX Cong. R.C. M.N.S. Barcelona, Abstracts; 121-122.
- DE VICENTE, G. y GONZALEZ CASADO, J.M. (edts.) (1991).- Las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. III reun. Comis. de tectónica. S.G.E (inédito).
- DEWEY, J.F.; PITMAN, W.C.; RYAN, W.B.F. & BONNIN, J. (1973).- Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. Geol. Soc. Am. Bull., 84; 3137-3180.
- DIAZ DEL RIO ESPAÑOL, V. (1989).- Morfología, formaciones superficiales y evolución reciente del margen continental en la región de Cabo de Palos (entre el cabo Tiñoso y el cabo Cervera), SE. de la Península Ibérica. Tesis Complutense de Madrid. 358 pp.
- DIAZ DEL RIO, V.; REY, J. & VEGAS, R. (1986).- The Gulf of Valencia continental shelf: extensional tectonics in Neógeno and Quaternary sediments. Marine Geology, 73; 169-179.
- DIAZ MOLINA, M. (1978).- Bioestratigrafía y Paleogeografía del Terciario al E. de la Sierra de Altomira (Cuenca). Tesis doctoral. Univ. Comp. de Madrid (Inédito).
- DIDON, J. (1969). "Etude Geologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale)". Tesis, Fac. Sci. Univ. Paris, Est; 539 pp.
- DOBLAS, M.; OYARZUN, R. & VEGAS, R. (1991).- Contrasted evolution of the

western and eastern Mediterranean since Neogene time. Geogaceta, 10; 110-112.

DONVILLE, M.B. (1973,a).- Ages potassium-argon des roches volcaniques de la depression de la Selva (Nord-Est de l'Espagne). C.R.Acad. Sc. Paris, 277; 1-4.

DONVILLE, M.B. (1973,b).- Ages potassium-argon des volcanites du Bas-Ampurdan (Nord-Est de l'Espagne). C.R.Acad. Sc. Paris, 276; 3253-3256.

DONVILLE, M.B. (1973,c).- Ages potassium-argon des volcanites du Haut-Ampurdan (Nord-Est de l'Espagne). Implications stratigraphiques. C.R.Acad. Sc. Paris, 276; 2479-2500.

DONVILLE, M.B. (1973,d).- Géologie néogène et ages des éruptions volcaniques de la Catalogne Orientale. These Univ. Toulouse, n°567.

DUMAS, B. (1977).- Le levant espagnol. La genèse du relief. Thesis. Univ. Paris, 12, 520 p.

DURAND DELGA, M. (1980).- La Méditerranée occidentale; étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Mem. Ins. Soc. Geol. France, n° 10.

DURAN DELGA, M. y FONTBOTE, J.M. (1980).- Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. Ints. Geol. Congr. S.C., 5; 66-85.

ECORS PYRENEES TEAM (1988).- The Ecors deep reflection seismic survey across the Pyrenees. Nature, 331: 508-511.

EMERY, K.O. & UCHUPI, E. (1984).- The geology of the Atlantic Ocean. Springer-Verlag, New York. 1020.

ENADIMSA, (1975).- Investigación geofísica en el golfo de Almería y mar de Alborán. Doc. Interno

ESTEBAN, M.; (1979-80).- Significance of the Upper Miocene coral reefs of the Western Mediterranean. Paleogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecology, 29; 169-188.

ESTEBAN, J.; LOPEZ, N. y DE LA PEÑA, A. (1989). Prospección de micromamíferos fósiles en la zona de Galicia. Informe interno, Proy. Mapa Neotectónico, ITGE.

ESTEVEZ, A.; LOPEZ GARRIDO, A.C. y SANZ de GALDEANO, C. (1976).- Estudio de la deformación reciente en el sector del Negratín (Depresión de Guadix-Baza). Libr. de la Reun. sobre la Geod. de la Cordilleras Béticas y Mar de Alborán. Serv. Pbl. Univ. de Granada (1978), 165-192.

ESTEVEZ, A. & SANZ DE GALDEANO, C. (1980).- La Neotectonique des environs de la Sierra Arana (Prov. de Grenade). Cuadernos de Geología Univ. de Granada, 11; 7-29.

ESTEVEZ, A. & SANZ DE GALDEANO, C. (1983).- Neotectonique du secteur central des chaines Bétiques (Bassins de Gadix-Baza et de Granada). Rev. Géol. Dyn. et Géog. Phys., 24, 1; 23-34.

ESTEVEZ, A. Y SANZ DE GALDEANO, C. (1984).- Neotectónica en la depresión de Granada y áreas próximas: Métodos empleados". Energía Nuclear, 149-150: 249.-257.

ESTEVEZ, A.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C. y SERRANO, F. (1985).- El neogeno del Valle de Guajares (Cord. Bética, Granada). Mediterránea, Ser. Est. Geol., 4; 33-54.

ETCHECOPAR, A.; (1984).- Etude des états de contrainte en tectonique cassante cassante et simulations de deformations plastiques (approche mathématique). Thése doct. U.S.T.L. Montpellier.

ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G. & DAIGNIERES, M. (1980).- An inverse problem in microtectonics por the determination of stress tensor from gault striation analysis. J. Strud. Geol. (en prensa?).

EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP PYRENEES (1980).- Seismic reconnaissance of the structure of the Pyrenees. Ann. Geophysique 36; 135-1440.

FAIRBRIDGE, R.W. (1981).- The concept of Neotectonics. An introduction. Geomorp. de F. Suppl., 40; 7-12.

FARIAS, P; MARQUINEZ, J.; RODRIGUEZ, M.L. (1990).- Geomorfología de la depresión de Comeya (Picos de Europa, Asturias). Acta I.Reun.Nac. de Geomorfología, Teruel,; 91-101.

FARRAN, M. & MALDONADO, A. (1990).- The Ebro continental shelf: Quaternary seismic stratigraphy and growth patterns. Mar. Geol., 95; 289-312.

FERNANDEZ GARCIA, P. (1988).- Geomorfología del sector comprendido entre

el Sistema Central y el Macizo de Santa María la Real de Nieva (Segovia). Tesis Doctoral, Ed. Univ. Complutense, Madrid.

FERNANDEZ, M.; TORNE, M. y ZEYEN, H. (1988).- Modelo térmico de la litosfera a través de los Pirineos y el Golfo de Valencia. In: II Congreso Geológico de España, (Granada), 2; 219-226.

FERRARA, G.; BIGGAZI, G.; BONADONNA, F.P. et GIULIANI, O. (1973).- Radiometric dating of the Valencia volcanics rocks. Initial Reports of the deep sea drilling project, Vol. XIII.

FLOR, G. (1980). Playas levantadas de Merón y Oyambre (Santander). Actas IX Congreso Nal. de Sedimentología. Salamanca. vol.1; 357-371.

FLOR, G. (1983). Las Rasas Asturianas, ensayo de correlación y emplazamiento. Trabajos de Geología. Univ. de Oviedo 13; 65-81.

FONSECA, J.F.B.D. & LONG, R.E (1989).- Seismotectonics of Western Portugal. Proceee. of the 4th Int. Symp. on the Analy. of Seism. and Seismic Risk. Checoslovaquia; 265-273.

FONSECA, J.F.B.D. & LONG, R.E. (1991).- Seismotectonics of SW. Iberia: a distributed plate margin?. Inst. Geog. Nacional, Monografía, 8; 227-240.

FONTBOTE, J.M. (1954).- Sobre la evolución tectónica de la depresión del Vallés-Penedes. Arrahona, (Publicación Museo Sabadell); 37.

FONTBOTE, J.M.; SANTANACH, P. Y VILAPLANA, J.M. (1984).- Investigaciones sobre Neotectónica en Cataluña. Energía Nuclear, 28; 149-150, 205-215.

FONTBOTE, J.M.; MUÑOZ, J.A. & SANTANACH, P. (1986).- On the consistency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the eastern sections of the belt. Tectonophysics. (en prensa).

FONTBOTE, J.M.; GUIMERA, J.; ROCA, E.; SABAT, F.; SANTANACH, P. & FERNANDEZ ORTIGOSA, F. (1990).- The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia trough (Western Mediterranean). Rev. Soc. Geol. España, 3, 3-4; 249-260.

FONTSERE, E. e IGLESIAS, J. (1971).- Recopilació de dates sismiques de les terres Catalanes entre 1100 i 1906. Fundació S. Vives Casajuana, Barcelona.

FOURNIER, M. (1980).- Le bassin de Nijar-Carboneras (Cordillères Bétiques). Neotectonique; Etude des Diaclases. Tesis Univ. de Paris VII.

FOURNIGUET, J. (1975).- Neotectonique et Quaternaire marin sur le littoral de la Sierra Nevada, Andalousie (Espagne). Tesis Univ. de Orleans.

FRIZON DE LAMOTTE, D.; GUEZOU, J.C. & ALBERTINI, M.A. (1989).- Deformation related to Miocene westward translation in the core of the Betic zone. Implications on the tectonic interpretation of the Betic orogen (Spain). Geodin. Acta, 3, 4; 267-281.

FRIZON DE LAMOTTE, D.; GUEZOU, J.C.; ANDRIEUX, J. & ALBERTINI, M.A.; COULON, M. & POISON, A. (1990).- Comment on Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. Geology, 18, 4; 381-382.

FRIZON DE LAMOTTE, D.; ANDRIEUX, J & GUEZOU, J. CL. (1991).- Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques. Bull. Soc. géol. France, 162, 4: 611-626.

FUSTER, J.M. (1972).- Las Islas Canarias. ¿Un antiguo rift en el borde del Atlántico?. Reunión del Working Group on Volcanologist of Central Atlantic Islands.

FUSTER, J.M. (1978).- Geodinámica de las Islas Canarias. Proyecto Geodinámico en España. R. Acad. C.

GALINDO-ZALDIVAR, J.; GONZALEZ-LODEIRO, F. & JABALOY, A. (1989).- Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the western Sierra Nevada. Geodin. Acta, 3, 1; 73-85.

GALLART, F. (1977).- Los glacis: problemas de nomenclatura, clasificación y génesis (estudio bibliográfico). Acta Geológica Hispánica, 12, 1-3; 12-17.

GALLART, F. (1979).- Observaciones sobre la geomorfología dinámica actual en la Conca d'Odena (alrededores de Igualada, prov. de Barcelona). Actas de la III reunión Nacional, Grupo Español de trabajo del Cuaternario. Zaragoza, 1977; 123-134.

GALLART, F. (en prensa).- Morphométrie des galets: quelques perfectionnements à la méthode d'A. CAILLEUX. Revue de Géomorphologie Dynamique.

GALLART, J.; (1982).- Aportación de la geofísica al conocimiento geodinámico de los Pirineos. Revista de geofísica, 38:13-30.

GALLART, J.; DAIGNIERES, M.; BANDA, E.; SURIÑACK, E. & HIRN, A. (1980).- The eastern Pyrenean domain: lateral variations at crust mantle level. Ann Geophysique, 36; 141-158.

GALLART, J.; OLIVERA, C.; DAIGNIERES, M. & HIRN, A. (1982).- Quelques données récentes sur la relation entre fractures crustales et séismes dans les Pyrénées orientales. Bull. Soc. géol. France (7), 24(2): 293-298.

GALLART, J.; OLIVERA, C. y CORREIG, A. (1984).- Aproximación geofísica a la zona volcánica de Olot (Girona). Estudio local de Sismicidad. Rev. de geofísica, 40.

GALLART, J.; DAIGNIERES, M.; GAGNEPAIN, J. & HIRN, A. (1985).- Relationship between deep structure and seismicity in the western Pyrenees. Ann. Geophysical, 3, (2); 239-248.

GARAY, P. (1986).- Cavidades relictas y paleokarst del Plioceno en el área del Millares-Tous (Provincia de Valencia, España). IX Congr. Inst. de Espeleología, Barcelona.

GARCIA, J.M. (1979). "El glaciarismo cuaternario en la Sierra de la Demanda (Provincia de Logroño y Burgos, España)". Cuadernos de Investigación Geografía e Historia. 5, 2; 3-25. Logroño.

GARCIA ABBAD, F. (1975).- Estudio geológico de la región del Pantano de Alarcón (Cuenca). Tesis doctoral. Fac. Cienc. Univ. Compl. 475 pp. Madrid.

GARCIA ABBAD, F. (1978).- Implicaciones geomorfológicas de la estratigrafía de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica. Est. Geol. 34; 215-229.

GARCIA CODRON, J.C. (1987). Explicación de la parada 5, Excursiones VII Reunión sobre el Cuaternario. Santander (Cantabria, España). AEQUA Santander 1987. Excursiones.

GARCIA DUEÑAS, V.; SANZ DE GALDEANO, C.; DE MIGUEL, F. y VIDAL, F. (1984).- Neotectónica y sismicidad en la Cordillera Bética. Una revisión de resultados. Energía Nuclear, 28; 231-237.

GARCIA-DUEÑAS, V.; MARTINEZ-MARTINEZ, J.M.; OROZCO, M. & SOTO, I. (1988).-

Plis-nappes, cisaillements syn-à post-métemorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Névedo-Filabrides (Cordillera bétiques, Espagne). C.R.Acad. Sci. Paris, II, 307, 11; 1389-1396.

GARCIA DUEÑAS, V. y BALANYA, J.C. (1991).- El Arco de Gibraltar. Simp. in the Geol. of the Pyrenees and Betics, Dedic. a Prof. J.M. Fontbote.

GARWIN, L.J. (1985).- Fission track dating and tectonics in the Eastern Pyrenees. Tesis Doctoral Gonville and Caius College. Cambridge.

GAUYAU, F. (1977).- Etude geophysique dans le Levant Espagnol (entre Alicante et Totana): Le problème du prolongement de l'accident de d'Alhama de Murcia. Tesis Univ. de Sciences et techniques du Languedoc

GOLDFLAM, P. (1979).- Anwendung von Fourier reihen zur dreidimensionalen interprataion gravimetrischer daten. Hamburger Geophys. Einzel., 54.

GONZALO, A.N. (1979).- La Rioja. Análisis de Geomorfología estructural. Tesis doctoral. Univ. Zaragoza. Pub. Bib. de Temas Riojanos.

GOT, H. (1973).- Etude des correlations tectonique-sedimentation au cours de l'histoire quaternaire du précontinent Pyrénéo catalan". These doct. Univ. Scienc. Tech. Languedoc, Perpignan.

GOY, J.L. (1978).- Estudio Geomorfológico del Cuaternario litoral Valenciano. Tesis Univ. Compl. de Madrid

GOY, J.L. y ZAZO, C. (1974).- Estudio morfotectónico del Cuaternario del óvalo de Valencia. Trab. Neógeno-Cuaternario, 2; 71-81.

GOY, J.L. y ZAZO, C. (1982).- Niveles marinos cuaternarios y su relación con la neotectónica en el litoral de Almería (España). Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat. Sec. Geol., 80: 171-184.

GOY, J.L. y ZAZO, C. (1983, a).- Les piedemontes cuaternarios de la región de Almería (España). Análisis morfológico y su relación con la neotectónica. Acta VI Reunión Nacional del Grupo Español trab. del Cuaternario, Santiago de Compostela.

GOY, J.L. & ZAZO, C. (1983, b).- Pleistocene tectonics and shorelines in Almeria (Spain). Bull. INQUA Neotectonics. Com., 6; 9-13.

GOY, J.L. y ZAZO, C (1983, c).- Actividad tectónica y su reflejo geomorfo-

lógico en los depósitos cuaternarios marinos y continentales del litoral de Almería (Bética oriental, España). Symp. on Neotectonic Seismicity and Geological Hazard in the Caribbeans and Venezuela.

GOY, J.L., ZAZO, C.; BARDAJI, T. y SOMOZA, L. (1986).- Las terrazas marinas del Cuaternario reciente en los litorales de Murcia y Almería (España): El control de la neotectónica en la disposición y número de los mismos. Estudios geológicos, 42.

GOY, J.L.; SOMOZA, L.; BARDAJI, T. & ZAZO, C. (1987, a).- Shoreline mapping models in areas with different morphosedimentary behaviour (Almería-Murcia-Alicante, Spain). En C. Zazo (Edts.). Late Quaternary Sea-Level Changes in Spain. Trab. Neog.-Cuaternario, 10: 35-47.

GOY, J.L. & ZAZO, C. (1987, b).- Cuaternary shorelines and their deposition related to the continental deposits and neotectonics in the Elche Depresión (Alicante, Spain). Prog. Abstr. INQUA 12 Int. Congr. Canada. ITGE.

GOY, J.L. & ZAZO, C. (1988, a).- Synthesis of the Quaternary in the Almería littoral, neotectonic activity and its morphologic features, Western Betic (Spain). Tectonophysics, 130: 259-270.

GOY, J.L. & ZAZO, C. (1988, b).- Sequences of Quaternary marine levels in Elche Basin (Eastern Betic Cordillera, Spain). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 68: 301-310.

GOY, J.L. & ZAZO, C. (1989, a).- The role of neotectonics in the morphologic distribution of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche Basin, Southeast Spain. Tectonophysics, 163: 219-225.

GOY, J.L.; ZAZO, C.; DABRIO, J.C.; HOYOS, M y CIVIS, J (1989, b).- Geomorfología y evolución dinámica del sector suroriental de la Cuenca de Guadix-Baza (área Baza-Caniles): Trab. sobre Neog.-Cuaternario, 11; 97-111

GOY, J.L.; ZAZO, C.; SOMOZA, L. & DABRIO, C.J. (1989, c).- The neotectonic behaviour of the lower Segura River Basin during the Quaternary: Palaeogeographical meaning of the "Conglomerates of the Segura". Bull. INQUA Neotectonics Com., 12; 14-17.

GRACIA, F.J. (1990, a).- Mapa Geomorfológico de la hoja geológica (Esc. 1/50.000) nº 751, Villar del Rey, ITGE.

GRACIA, F.J. (1990, b).- Geomorfología de la región de Gallocanta. Tesis Doct. Univ. de Zaragoza.

GRACIA, F.J. y SIMON, J.L. (1986).- El campo de fallas miocenas de la Barreda Negra (Provs. de Navarra y Zaragoza). Bol. Geol. y Minero, 97; 693-703.

GRACIA, F.J.; GUTIERREZ, M. y LERANZOZ, B. (1988).- Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. Rev. Soc. Geol. España, 1, 1-2; 135-142.

GRACIA, F.J.; NOZAL, F.; PINEDA, A. y WOUTERS, P.F. (1990).- Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero. Geogaceta, 7; 38-40.

GRACIA, F.J.; MORENO, F.; NOZAL, F. (1991). Neotectonics and associate seismicity in northwestern Duero Basin Symposium on the Seismicity, Seismotectonic and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region. Madrid 1989. I.G.N., Monographia nº8; 255-268.

GRACIA, F.J. y CARBAJAL, A. (1).- Mapa neotectónico y sismológico de la hoja geológica (1/50.000) Villar del Rey (751) ITGE (en prensa).

GRACIA, F.J. y CARBAJAL, A. (2).- Mapa Neotectónico y Sismológico de la hoja geológica (1/50.000) de Fuencaliente (860) ITGE (en prensa).

GRIMISON, N.L. & CHEN, W.P. (1986).- The Azores-Gibraltar Plate boundary: Focal mechanisms, depths of earthquakes, and their tectonics implications. Jour. Geophys. Res., 91 NEZ; 2029-2047.

GRIMISON, N.L. & CHEN, W.P. (1988).- Source mechanisms of four recent earthquakes along the Azores-Gibraltar plate boundary. Geophys. J., 92; 391-401.

GROUPE DE RECHERCHE NEOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR (1977).- L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. Bull. Soc. Geol. France, 19; 575-614.

GRUPO DE TRABAJO DE PERFILES SISMICOS PROFUNDOS (1983).- Perfiles sísmicos profundos en España 1981. Bol. Geol. Min.

GUERIN, G.; BENHAMOU, G. y MALLARACH, J.M. (1986).- Un exemple de fusión parcial en medi continental. El vulcanisme quaternari de Cataluña. Vitrina, 1; 177-210.

GUIGON, I.; BENAZQUE, M.; NUÑEZ, A.; MARTINEZ, W.; CABANAS, I. y MENNING, J.J. (1973).- Mapa geológica (esc. 1:50.000). Plan MAGNA, nº 418, Montblanc., ITGE.

GUTIERREZ, M.; SIMON, J.L. y SORIANO, A. (1983, a).- Tectónica cuaternaria en el área de la Almunia (prov. de Zaragoza). VI Reun. G.E.T.C. Vigo-Santiago. Cuad. Lab. Xeol. de Laxe, 5; 421-428.

GUTIERREZ, M.; PEÑA, J.L. y SIMON, J.L. (1983, b).- Los poljés de la región de Torrijas-Abejuela (provs de Teruel, Castellón y Valencia). Teruel, 69; 99-108.

GUTIERREZ, M.; SIMON, J.L. y SORIANO, M.A. (1986).- Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector central de la Depresión del Ebro. Bol. Geol. y Min., 97; 9-21.

HAGHIPOUR, A.; GHORASHI, M. & KADJA, M.H. (1984).- Seismotectonic map of Iran, Afghanistan and Pakistan, (1:5.000.000). 24.

HATZFELD, D. (1976).- "Etude sismologique et gravimétrique de la estructure profonde la mer d'Alboran: mise en évidence d'un manteau anormal. C.R. Acad. Sc. Paris, D, 283.; 1021-1024.

HATZFELD, D. (1978).- Etude sismotectonique de la zone de collision Ibéro maghrebien. These Univ. Grenoble, I; 281.

HATZFELD, D.; FROGNEUX, M. & GIRARDI, N. (1977).- Etude de sismicité dans la région de l'arc de Gibraltar et l'Algérie du Nord. Bull. Soc. Géol. France, 19, 4; 711-747.

HEESEN, B.C. y JOHNSON, G.L. (1969).- Mediterranean undercurrent and micro-physiography west of Gibraltar. Bull. Inst. Oceanogr., 67 (1382): 1-95.

HELMING, H.M. (1965).- The Geology of the Valderrueda, Tejerina, Ocejo and Sabero basins (Cantabrian Mountains, Spain). Leidge Geol. Meded., 32; 75-199.

HERNANDEZ, A. et al. (1989).- Memoria y Hoja geológica a esc. 1:200.000 de Teruel. Nuev. Ed. IGME.

HERNANDEZ, J.; LAROUZIERE, F.D.; BOLZE, J. y BORDET, P. (1987).- Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans Alboran. Bull. Soc. Geol. France, 3; 257-267.

HERNANDEZ-PACHECO, E. (1911).- Elementos geográfico-geológicos de la Pení-

sula Ibérica: Asoc. Esp. Progr. Cienc., t, V; 325-331, 1.

HERNANDEZ PACHECO, F. & CRUSAFONT, M. (1960).- Primera caracterización paleontológica del Terciario de Extremadura. Bol. R. Soc., Esp. Hist. Nat., V, 58(2): 275-282.

HERNANDEZ-PACHECO, A. & IBARROLA, E. (1973).- Geochemical variation trends between the different Canary Islands in relation to their geological position. Lithos, 6; 389-402.

HERRAIZ, M. & LAZARO, M. (1991).- Microearthquake distribution in the Granada region, Inst. Geol. Nacional, Monografía, 8; 65-78.

HILLAIRE- MARCEL, C.; CARRRO, O.; CAUSSE, G.; GEOY, J.L. & ZAZO, C. (1986).- Th/U dating of Strombus bubonius bearing marine terraces in SE. Spain. Geology, 14: 613-616.

HINZ, K. (1973).- Crustal structure of the Balearic Sea. Tectonophysics, 20, 295-302.

HIRN, A.; DAIGNIERES, M.; GALLART, J. and VADELL, M. (1980).- Explosion seismic sounding of trowss and dips in the continental Moho. Geophys. Res. Lett. 7; 263-266.

HOYOS, M.; ZAZO, C.; GOY, J.L. y AUIGRRE, E. (1979).- Estudio geomorfológico en los alrededores de Calatayud (Zaragoza). Actas de la III Reunión Nac. del Grup. Esp. del Cuat. Zaragoza; 149-160.

HSÜ, K.J. (1977).- Tectonics evolution of the Mediterranean basins. In: The Ocean Basins and Margins. E.M. Nairn, N.H. Kanes and F.G. Stehli (eds.) Plenon Pub. Company; 29-75.

IBAÑEZ, M.J. y MENSUA, S. (1977).- Evolución de vertientes por desplazamiento en masa en la Muela de Borja (Depresión del Ebro). V. col. de Geografía, Granada; 133-137.

IGME (1982).- Mapa Geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Esc: 1:200.000. Memoria y hojas nºs 84, 85, 84S, 85S (Almería-Garrucha-Chella-Los Genoveses). Ed. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

IGME (1983).- Mapa Sismotectónico de España. Hoja piloto de Granada, esc.: 1:100.000. Inst. Geol. y Minero de España.

IGME (1986).- Mapa Geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Esc: 1:200.000. Memoria y hojas nº 41 y 42 (Tarragona-Tortosa). Ed. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

IGN (1990).- Boletín de sismos próximos, 1987. I.G.N., Madrid; 164.

IGN (1991).- Boletín de sismos próximos, 1988. I.G.N., Madrid; 192.

ILIHA DSS Group.- A deep seismic sounding investigation on lithospheric heterogeneity and anisotropy in Iberia. Tectonophysics, (en prensa).

INGLADA, V. (1921).- "Los problemas de la moderna sismología geológica en relación con el estudio de la tectónica de las regiones sísmicas de España". R. Soc. Esp. de Hist. Nat. (Tomo del 50 Aniversario); 350-365.

ITGE (1989).- Mapa Geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Esc: 1:200.000. Memoria y hojas nº 35 y 42E (Barcelona). Ed. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

ITGE (1990).- Mapa Geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Esc: 1:200.000. Memoria y hojas nº 79 y 79E (Murcia). Ed. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

ITGE (1991).- Mapa Geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Esc: 1:200.000. Memoria y hojas nº 25 y 25E (Figueres). Ed. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria, Energía y Turismo, Madrid.

ITGE (1992, en preparación).- Mapa Geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Esc: 1:200.000. Memoria y hojas nº 72 y 73 (Elche-Alicante). Ed. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria, Energía y Turismo, Madrid.

ITGE (En edición).- Hoja geológica (E: 1:25.000) (plan MAGNA) nº 1.101. Las Palmas de Gran Canaria.

ITTY, R. (1979).- Mapa de Isopacas Tiempo Plio-Cuaternario: permiso Alborán A a E. Repsol, (docum. interna).

JOLY, F. (1957).- Les milieux arides, définition, extension. Notes Marocaines, 8; 15-30.

JULIA, R. y SANTANACH, P.F. (1980).- Evolución tectónica de las fosas neógenas del litoral catalán. En: P. Santanada, C. Sanz de Galdeano y J.C. Bousquet: Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y C. Bética). Bol. Geol. y Min., 91 (2); 417-425.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBERO, A. y CONDE, L. (1972-74).- Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. I.G.M.E.; 113.

KASAHARA, K. (1981).- Earthquake mechanics. Cambridge Univ. Press.

KNOT, S.D. & TURCO, E. (1991).- Late Cenozoic Kinematics of the Calabrian Arc, Southern Italy. Tectonics, 10, 6; 1164-1172.

LAMBOY, P. (1976).- Geologie marine et sous-marine du plateau continental au nord-ouest de l'Espagne. Genèse des glauconites et des phosphorites. Tesis. Universidad Rouen, 284.

LAMBOY, M. & DUPUEUBLE, P.A. (1975).- Carte géologique du plateau continental nord-ouest espagnol entre le canyon Avilès es la frontière portugaise. B.S.G.F.(7), 17 (4); 442-461.

LAROUZIERE, F.D. (1985).- Etude tectono-sédimentaire et magmatique des bassins néogenes d'Hinojos et de Mazarrón (Cord. Bétiques internas, Espagne). Tesis Universidad Pierre et Marie Curie, Paris VI.

LAROUZIERE, F.D. de; BOLZE, J. et al. (1988).- The betic segment of the Lithospheric trans-Alborán shear zone during the Late Miocene. Tectonophysics, 152; 41-52.

LEBLANC, D. (1980).- L'accident du Nekor et la structure du Rif oriental (Maroc). Reun. de Geol. Dyn. et Geog. Phys., 22, 4-5; 267-277.

LEBLANC, D. OLIVIER, Ph. (1984).- Rôle of Strike-slip faults in the Betic-Rifian Orogen. Tectonophysics, 101; 345-355.

LEYVA CABELLO et al. (1976).- Hoja Geológica (esc. 1:50.000). Plan MAGNA nº 1017, El Abalario, ITGE.

LHENAFF, R. (1977),. Recherches geomorphologiques sur les Cordillères Bétiques Centro-Occidentales (Espagne). Tesis Univ. de Paris IV.

LIETZ, J. & SCHMINCKE, H.U. (1975).- Miocene-Pliocene sea-level changes and volcanic phases on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of view K-Ar ages. Palaeography, Palaeclimatology, Palaeoecology. 18; 213-239.

LLOPIS, N. (1947).- Contribución al conocimiento de la morfoestructura de las Catalanides. Publi. Inst. Lucas Mallada C.I.S.C.; 364.

LLOPIS LLADO, N. y MARTINEZ ALVAREZ, J.A. (1960).- Sobre el Terciario continental del occidente de Asturias y su significación morfotec-tonica. Brev. Geol. Ast., 1-2; 3-18. Oviedo.

LOBATO, L. (1974).- Geología de los Valles Altos de los Ríos Esla, Yuso, Carrion y Deva. Ed. Lobato, Astorga; 11-93.

LOISEAU, T. (1988).- Le segment Archena-Mula de l'accident Nord-Betique (Espagne): ses relations avec la sedimentation néogéne: implications structurales. Tesis Univ. Paris-Sud.

LOPEZ ARROYO, A. (1979).- "Sismicidad y riesgo sísmico en España". Seminario sobre criterios sísmicos para instalaciones nucleares y obras públicas, I.G.N. Madrid; 47-61.

LOPEZ ARROYO, A.; STEPP, C. (1973).- "Application of extreme value techniques to earthquake occurrence in the Iberian region". Seism. Soc. Am. Meeting, Geolden, 34, (abstract).

LOPEZ ARROYO, A.; MARTIN MARTIN, A. y MEZCUA, J. (1981).- Terremoto de Andalucía: "Influencia en sus efectos, condiciones del terreno y del tipo de construcción. El terremoto de Andalucía del 25 de diciembre de 1884. Instituto Geográfico Nacional. Madrid; 5-94.

LOPEZ CASADO, C.; ESTEVEZ, A.; PINA, J.A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1987).- Alineaciones sismo-tectónicas en el Sudeste de España. Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas. Mediterranea, Ser., de Est. Geol., 6; 5-38.

LOPEZ-MARINAS, J.M. (1976).- "Sismo del 21 de marzo de 1829". Publ. Inst. Div. Ing. civil, Hidroeléctrica Española.

LOPEZ RUIZ, J. y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1980).- La región volcánica neógena del Sureste de España. Estud. Geol., 36; 5-63.

LOSANTOS, M.; BERASTEGUI, X.; MUÑOZ, J.A. y PUIGDEFABREGAS, C. (1988).- Corte geológico cortical del Pirineo Central (Perfil Ecors): Evolución geodinámica de la Cordillera Pirenaica. In: II Congreso Geológico de España, Granada. Simposio sobre cinturones orogénicos; 7-16.

LUKOWSKI, P. (1988).- Evolution tectonosedimentaire du bassin neogène de

Fortuna, (Cord. Bétiques Orientales-Espagne). Tesis Geodiffusion, Men. n°1, Paris; 403.

MALDONADO, A. (1977). Estudio geológico-geofísico del Surco Baldayo-Meirama-Boimil. Tesis Doctoral. Univ. Politec. de Madrid ETSIM MADRID (inédita).

MALDONADO, A. y FONTBOTE, J.M. (1982).- Datos e hipótesis sobre el fondo del Estrecho. En: Estudios monográfico sobre geología del Estrecho de Gibraltar. S.E.C.E.G.S.A.; 140-153.

MALLARAC, J.M. (1984).- Nota sobre las diversas erupciones volcániques olotines Rev. de Girona, 107; 121-126

MALLARAC, J.M. y MARTI, J. (1987).- Risc volcànic a la Garrotxa. Primeres aportacions. Vitrina (Rev. del Mus. Comarcal de la Garrotxa), 2; 5-12.

MALOD, J.A. (1982).- Comparaison de l'evolution des marges continentales au nord et au sud de la Peninsule Ibérique. These de doctorat d'etat, Université Pierre et Marie Curie, (Paris 6); 235.

MALOD, J.A. & DIDON, J. (1975).- Etude géologique par sismique reflexion et carottage de roches du plateau continental de la baie de Cadix (Espagne). C.R. Acad. Sci., Paris, D, 280; 149-152.

MALOD, J.A. y MOUGENOT, D. (1979).- L'histoire géologique du Golfe de Cadix. Bull. Soc. Géol. France, t. 21, n°5; 603-611.

MARQUES, M.A. y JULIA, R. (1977).- Datos sobre los movimientos del nivel del mar mediterraneo a partir de las 10.900+140 B.P. en las costa catalana. Trab. Neoq-Cuaternario, 6; 151-156.

MARTIN, A.J. (1984).- "Riesgo sísmico en la Península Ibérica", Tesis Doctoral. E.T.S.I. Caminos, Canales y Puertos, Madrid, Publ. I.G.N.

MARTIN ALGARRA, A. (1987).- Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Tesis doctoral, Univ. de Granada.

MARTIN ESCORZA (1977). Aplicación de las imágenes Landsat al estudio de las relaciones de la raña y tectónica pliocena en la Meseta Central española. Tecniterrae 20, 1-15.

MARTIN ESCORZA, C. (1980).- Las grandes estructuras neotectónicas de la

cuenca cenozoica de Madrid. Est. Geol., 36; 247-293.

MARTIN ESCORZA, C. (1983).- Neotectónica de la Cuenca de Madrid. En "Geología de España". Lib. Jub. J.M. Ríos, IGME, Tomo II; 543-553.

MARTIN PARRA, L.M. (1987).- Mapa Geológico (esc. 1:50.000), Plan MAGNA nº 128, Riello, IGME.

MARTIN SERRANO (1981).- Hoja geológica (esc: 1/50.000) Plan MAGNA, nº 1623, Antequera. IGME.

MARTIN SERRANO, A. (1988). El relieve de la región occidental Zamorana. La evolución geomorfológica de un borde Hespérico. Tesis Doctoral. Inst. de Estud. Zamoranos "Florian de Ocampo". Diputación de Zamora.

MARTIN SERRANO, A. (1990). El Macizo Hespérico Septentrional. Marco Geológico, Geomorfología y evolución Geomorfológica,, (inédito).

MARTIN SERRANO, A. y MOLINA, E. (1989).- Montes de Toledo y Extremadura. Mem. Map. del Cuat. de España E 1:1.000.000, IGME; 187-200.

MARTIN SERRANO, A. SANTISTEBAN, J.I. y CARRAL, M.P. (1991).- Las terrazas del Guadalquivir entre Espeluy y Marmolejo (Jaen). VIII Reun. Nac. sobre Cuaternario, Valencia, (Abstracts).

MARTINEZ, M.B. y POCOVI, A. (1984).- Significado tectónico del peculiar relieve del sinclinal de Estopiñán (prepirineo de Huesca). I Cong. Esp. Geol., 3; 199-206.

MARTINEZ, W.; GARCIA MALLO, J.; LERET, G.; SERRANO, A. y SUAREZ, J. (1984).- Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. Primer Congreso Español de Geología. Segovia 1984.

MARTINEZ, J.M.; LOPEZ ARROYO, A. & MEZCUA, J. (1979).- "Isoseismal map of the 1755 Lisbon earthquake obtained from Spanish data". Tectonophysics, 53; 301-313.

MARY, G. (1983). Evolución del Margen Costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. Trabajos de Geología. Univ. de Oviedo, 13; 3-35.

MARY, G. (1985). Niveaux marins du littoral asturien et Galicien entre San Vicente de la Barquera et Foz. I reunión del Cuaternario Ibérico, Lisboa; 219-228.

MAS, D. de (1983 a).- L'evolucio geomorfològica cuaternària del Vallès Occidental. Tesis doct. Univ. Barcelona.

MAS, D. DE (1983 b).- Notas sobre la neotectónica del Vallès Oriental. Act. Geol. Hisp., 18, (2); 131-138.

MATTAUER, M. & SEGURET, M. (1971).- Les relations entre la chaine des Pyrénées et le Golfe de Gascogne. En: Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Ed. Technip. Paris IV, 4; 1-24.

MATTAUER, M.; TAPPONNIER, P. y PROUST, F. (1977).- Sur les mecanismes de formations des châines intracontinentales, l'exemples des châines atlasiques du Maroc. Bull. Soc. Géol. France, (7), 19; 521-526.

MAUFFRET, A. (1976).- Etude géodynamique de la marge des Islas Baleares. Thesis Univ. Pierre et Marie Curie, Paris. 137.

MAUFFRET, A.; BOILLOT, G.; AUXIERE, J.L. & DUNAND, J.P. (1978).- Evolution structurale de la marge continentale au Nord-Ouest de la péninsule Ibérique. Bull. Soc. Géol. France. (7), 20, 4; 375-388.

MAUFFRET, A. y MONTADERT, L. (1987). Rift Tectonics on the passive continental margin off Galicia. Mar. Petrol. Geol., 4; 49-70.

MC DOUGALL, I. y SCHENINCKE, H.V. (1976).- Geocronology of Gran Canaria age of shield building volcanism and other magmatic phases. Bull. Volcal. 40; 1-21.

MCKENZIE, D. (1972).- Active tectonic of the Mediterranean Region. Geophys. J.R. Soc., 30; 109-185.

MCKENZIE, D.P. & JACKSON, J. (1983).- The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone. Earth Planet. Sc. Lett., 65; 182-202.

MEDIALDEA, T.; SURIÑACH, E.; VEGAS, R.; BANDA, E. & ANSORGE, J. (1986).- Crustal structure under western end of the Betic Cordillera (Spain). Ann. Geophysicae.

MEDIAVILLA, R.M. y DABRIO, C. (1988).- Controles sedimentarios neógenos en la Depresión del Duero (Sector Central). Rev. Soc. Geol. Esp., 1, 1-2; 157-164.

MEDIAVILLA, R. y MARTIN SERRANO, A. (1989).- Sedimentación y tectónica en el

sector oriental de la fosa de Ciudad Rodrigo durante el Terciario. XII. Cong. Esp. de Sedimentología. Comunicaciones.

MENENDEZ AMOR, J. (1975).- Hoja geológica (esc.1:50.000), Plan MAGNA, nº22. Puentedeume, IGME.

MENSUA, S. (1960).- La Navarra media oriental. Estudio geográfico. Tesis Doctoral. Inst. Juan Sebastian Elcano, 23, Zaragoza.

MESERLI, B. (1967).- Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. Geog. Helvetica, 3; 105-228. Berna.

MEZCUA, J. (1985).- "Esquema sismotectónico del sureste de España". En: A. Udiás, D. Muñoz y E. Buforn (ed). Mecanismo de los terremotos y tectónica. Universidad Complutense, Madrid; 225-232.

MEZCUA, J.; BANDA, E. y UDIAS, A. (1977).- Perfiles sísmicos profundos en el sur de España. Estructura de la corteza. Rev. de Geofísica. 35; 155-182.

MEZCUA, J.; UDIAS, A. y LOPEZ ARROYO, A. (1980).- "Seismotectonic results relative to the Iberian Peninsul". Evolution and tectonic of the Mediterranean and surrounding areas. EGS Symp. IGN. Madrid. Sp. Publi; 67-80.

MEZCUA, J. y MARTINEZ SOLARES, J.M. (1983).- Sismicidad del área Ibero-Magrebi. Inst. Geog. Nacional, Madrid; 203-299.

MEZCUA, J.; HERRAIZ, M. & BUFORM, E. (1984).- Study of the 6-2-1977 Lorca (Spain) earthquake and its aftershock sequence. Bull. Seismol. Soc. Am., 74 (1); 167-179.

MEZCUA, J.; RUEDA, J. & MARTINEZ SOLARES, J.M. (1991, a).- Seismicity of the Ibero-Maghrebian region. Inst. Geog. Nacional, Monografía, 8; 17-28.

MEZCUA, J.; RUEDA, J. & BUFORM, E. (1991, b).- Seismic deformation in the Azores-Alborán sea region. Inst. Geog. Nacional, Monografía, 8; 205-212.

MIGUEL, F. de (1979).- "Sismicidad temporal de la Península Ibérica y áreas tectónicas adyacentes". Tesis Doctoral. Universidad de Granada.

MINSTER, J.B. & JORDAN, T.H. (1978).- Present-day plate motions. J. Geophys.

Res., 83; 5331-5354.

MOISSENET, E. (1980).- Relief et déformations récentes: trois transversales dans les fossés internes des chaînes ibériques orientales. Rev. Geog. Pyrénées et Sud-Ouest, 51, (3); 315-344.

MOISSENET, E. (1982).- Le Villafranchien de la région de Teruel. Stratigraphie-deformations-milieux. Coll. le Villafranchien Méditerranéen. Lille.

MOISSENET, E. (1985).- Le quaternaire moyen alluvial du fossé de Teruel (Espagne). Physio-Geo, 14/15; 61-78.

MOISSENET, E. (1988).- La distensión neógena en la Cadena Iberica. II Congr. Geol. de España, 2; 161-164, Granada.

MOLIN, D. (1980).- Le volcanisme miocene du Sud-Est de l'Espagne (provinces de Murcia et d'Almeria). These 3^e Cycle Paris, VI; 289.

MOLINA, E. (1975). Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario (CSIC), 3; 1-106.

MOLINA, E. y PEREZ GONZALEZ, A. (1989). La depresión del Duero. Mapa del Cuaternario de España E. 1/1.000.000 ITGE.

MOLNAR, P. & TAPPONNIER, P. (1975).- Cenozoic Tectonics of Asia: effects of a continental collision. Science, 189; 419-426.

MONACO, A. (1971).- Contribution à l'étude géologique et sedimentologique du plateau continental du Rousillon. Tesis Univ. Sc. et Tech. du Languedoc. Tolouse: 295 p.

MONTADERT, L.; LETOUZEY, J. & MAUFFRET, A. (1978).- Messinian Event; seismic evidence. Init. Rep. of the D.S.P.P., 41/1; 1037-1050.

MONTENAT, C. (1973).- Les formations néogenes et quaternaires du levant espagnol (Province d'Alicante et de Murcie). Tesis. Univ. Paris-Sud (Orsay).

MONTENAT, C. (1980).- Relation entre déformations synsédimentaires et Paleosismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cord. Bétiques orientales, Espagne). Bull. Soc. Géol. France, 7, 22, 3; 501-509.

MONTENAT, C.; THALER, L. y COUERING, J. (1975).- La faune de rongeurs de Librilla. Correlations avec les formations marines du Miocene terminal et les datations radiometriques du volcanisme de Barqueros (Provincia de Murcia. Espagne meridionale). C.R.Ac.Sc. Paris; 519-522.

MONTENAT, C. & OTT d'ESTEVOU, P. (1985, a).- Génèse et évolution de bassins sédimentaires dans une bande de décrochements en compression. L'exemple des bassins néogènes bétiques (Espagne). Rapport informe. IGAL, , 139 p.

MONTENAT, C.; OTT d'ESTEVOU, P. & MARSE, P. (1985, b).- Les Bassins néogenes des Cordilleres Bétiques Orientales: genese et evolution. Res. Com. Seance, Sper. Soc. Geol. France.

MONTENAT, C.; OTT d'ESTEVOU, P. & MARSE, P. (1987).- Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE-Spain). Bull. Centres Red. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 11, 1; 1-22.

MOÑINO, N.; DIAZ DE TERAN, J.R. y CENDRERO, A. (1987). Variaciones del nivel del mar en la costa de Cantabria durante el Cuaternario. VII Reunión sobre el Cuaternario Santander, Actas; 233-236.

MOREIRA, V.S. (1985).- Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic. Tectonophysics, 117; 85-96.

MOREIRA, V.S. (1991).- Historical seismicity and seismotectonics of the area situated between the Iberian Peninsula, Morocco, Selvagens and Azores Islands. Inst. Geog. Nacional, Monografía, 8; 213-226.

MOREL, J.L. (1988).- Evolution récente de l'orogène et de son avant pays depuis la mise en place des rapses (Rif-Maroc). Mem. Géodiffusion, 4: 584.

MORELLI, C. y NICOLICH, R. (1980).- The structure of the western Mediterranean basins from marine geophysical data. In: Evolution and tectonics of the western mediterranean and surrounding areas. IGM (201); 1-66.

MORENO, F. (1990).- Superficies de erosión y fracturas en el enlace entre la Meseta Norte y la Llanura Extremeña (Salamanca-Cáceres). 1^a Reun. Nac. de Geomorfología (Acta); 39-49. Teruel.

MORGAN, W.J. (1971).- Connection plumes in the lower mantle. Nature, 230; 42-43.

MOUGENOT, D. (1988).- Geologie de la marge portugaise. Tesis Univ. Paris, VI; 257.

MULLER; PRODEHL, C.; MENDES, A.S. y SOUSA MOREIRA, V. (1973).- Crustal structure in the southern part of the Iberian Peninsula. Tectonophysics, 20; 307-318.

MUNUERA, J.M. (1963).- "Datos básicos para un estudio de sismicidad en la región de la Península Ibérica" (Seismic Data). Memorias del Instituto Geográfico y Catastral. 32, 1; 1-93.

MUNUERA, J.M. (1968).- "El mapa de zonas sísmicas generalizadas de la Península Ibérica". Instituto Geográfico y Catastral; 1-50.

MUÑOZ, D. y UDIAS, A. (1981).- Estudio de los parámetros y serie de réplicas del terremoto de Andalucía del 25 de diciembre de 1884 y de la sismicidad de la región Granada-Málaga. "El terremoto de Andalucía del 25 de diciembre de 1884". I.G.N. Madrid, 95-139.

MUÑOZ, D. y UDIAS, A. (1982).- Desarrollo histórico de los catálogos sísmicos de España. Rev. de Geofísica, 38; 189-194.

MUÑOZ, J.A.; PUIGDEFABREGAS, C. y FONTBOTE, J.M. (1983).- Orógenos alpinos. El Pirineo. En: Comba, J.A. Libs. Jub. J.M. Ríos, Tomo II, IGME; 131-205.

MURILLAS, J.; MOUGENORT, D.; BOILLOT, G.; COMAS, M.C.; BANDA, E. y MAUFFRET, A. (1990).- Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin). Tectonophysics, 184: 297-319.

NAVARRO-NEUMANN, M.S. (1917).- "Ensayo sobre la sismicidad del suelo español". Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.; 83-109.

NAVARRO-NEUMANN, M.S. (1920).- "Bosquejo sísmico de la Península Ibérica". Publ. del Obs. de Cartuja, Granada; 1-68.

NAVARRO, D.; LEYVA, F.; RODRIGUEZ-FERNANDEZ, L.R.; MARTINEZ CIENFUEGOS, F.; VILLA, E.; HORVATH, V. y HEREDIA, N. (1988).- Cuencas Carboníferas ocultas por la cobertura mesozoico-terciaria en Asturias. Colección informes: Geología, I.G.M.E.; 100 p.

NIETO, M.; VIDAL ROMANI, J.R. (1989). Niveles Marinos y depósitos continentales antiguos en el borde costero entre Cabo Prior y Cabo Prioriño (La Coruña, Galicia). Cuaderno lab. xeoloxico de Laxe, 14; 67-78.

NOBEL, F.A.; ANDRIESSEN, P.A.M.; HEBEDA, E.H.; PRIEM, H.N.A.; RONDEEL, H.E. (1981).- Isotopic dating of the post-alpine Nèogene Volcanism in the Betic. Geologie en Mijnbouw, 6002; 209-214.

NONN, H. (1966). Les régions cotières de La Galice (Espagne). Estude geomorphologique. Publ. Fac. lettres. Univ. Strasbourg, Fondation Bauling III 591.

NONN, H. (1969).- Evolution géomorphologique et types de relief en Galice occidentale et septentrionale. Revue de Géographie Phisique et de Géologie Dynamique, 11, 1; 31-50.

NONN, H.; MEDUS, J. (1963). Primeros resultados geomorfológicos y paleontológicos referentes a la cuenca de Puentes de García Rodríguez (Galicia) Not y Com. Inst. Geol. y Min. Esp. 71; 87-94.

NORTH, R.G. (1974).- Seismic slip rates in the Mediterranean and Middle East. Nature, 252; 560-563.

NOSSIN, J.J. (1959). Geomorphological Aspects of the Pisuerga Drainage area in the Cantabrian Mountains (Spain). Leidse geol. Meded Deel, 24; 283-406.

NOZAL, F.; GRACIA, F.J. (1990). El piedemonte de la Sierra del Brezo (Montes Palentinos) 1ª Reunión Nacional de Geomorfología Teruel.

OBRADOR, A.; POMAR, L.; RODRIGUEZ PEREA, A. y JURADO, M.J. (1983).- Unidades deposicionales del Neogeno menorquin. Acta Geol. Hispánica, 18; 87-97.

OLIVE, A.; PORTERO, J.M. y GUTIERREZ, M. (1986).- Fosas del Jiloca y de Teruel-Alfambra. XX Curso de Geol. Pract. Teruel.

OLIVE DAVO, A.; RAMIREZ, J.I.; ALVARO, M.; RAMIREZ, J y AGUILAR, M. (1989).- Mapa Geológico de España esc. 1/200.000 Bermeo, Bilbao; 5-12 ITGE.

OLIVERA, C.; GALLART, J.; GOULA, X. & BANDA, E. (1986).- Recent activity and seismotectonics of the Eastern Pyrenees. Tectonophysics, 129; 367-380.

OLIVET, J.L. (1978).- Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique nord et central. Thèse Etat. Univ. Paris VII, 150 p.

OLIVET, J.L.; AUZENDE, J.M. y BONNIN, J. (1973).- Structure et évolution tectonique du bassin d'Alboran. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XV, 2; 108-111.

OLIVET, J.L.; BONNIN, J. & AUZENDE, J.M. (1976).- Manifestation des phases de compression tertiaire dans l'Atlantique de Nord-Est. 4^a Reun. Ann. Soc. Terre, Paris; 311.

OLIVET, J.L.; BONNIN, J.; BEUZART, P. & AUZENDE, J.M. (1982).- Cinematique des plaque et paléogéographie: une revue. Bull. Soc. géol. France, (7), 24, S-6: 875-892.

OTT d'ESTEVOU, P. (1980).- Evolution dynamique du bassin néogène de Sorbas (Cordillères Bétiques Orientales, Espagne). Tesis. Univ. Paris VII. Docum. et Travaux, 16 AL, n 1.

OTT d'ESTEVOU, P. & MONTENAT C. (1985, a).- Evolution Géodynamique de la Méditerranée depuis l'Oligocène. Mem. Soc. Geol. Ital., n 27; 85-96.

OTT d'ESTEVOU, P. & MONTENAT, C. (1985, b).- Evolution structurales de la zone Bétique Orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocene. C.R. Acad. Sc. Paris, 306; 363-368.

OTT d'ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. y LAROUZIERE, F.D. (1988).- Cuencas sedimentarias néogenas en régimen transcurrente en la Zona Bética Oriental. II Cong. Geol. de España. Simp. "Cuencas en régimen transcurrente". SGE.

OUYED, M.; MEGHRAOVI, M.; CISTERNAS, A.; DESCHAMP, A.; DOREL, J.; FRECHET, J.; GAULON, R.; HATZFELD, D. y PHILIP, H. (1981). Seismotectonics of the El Asnam earthquake. Nature 292, 26-31.

PAILHE, P. (1974).- Montagnes et plateaux de la bordure orientale de la chaîne Ibérique. Rev. Geog. Pyrénées et Sud-Ouest, 45, (1); 33-52.

PARES, J.M.; FREEMAN, R. y SABAT, F. (1988).- Síntesis de los resultados paleomagnéticos de los bordes de la Cuenca Catalano-Balear. Cuad. de Geol. Ibérica, Paleomagnetismo; 59-75 (C.S.I.C.).

PARGA, J.R. (1969). Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. Trab. Lab. geol. de Laxe, 37; 1-15.

PARICIO, J. (1986).- La cuenca néogena inferior del Mijares (prov. Teruel-Castellón). Modelo tectosedimentario y evolución estructural. Tesis de Licenciatura. Univ. de Zaragoza.

PAUTOT, G.; AUZENDE, J.M. y OLIVET, J.L. (1973).- Valencia Basin. Inst. Report. D.S.D.P., vol. XIII, parte 2^a; 1430-1441.

PAVIA, J. (1977).- Comparación de la estructura de la corteza en Canarias y Baleares por refracción sísmica. Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona, pp. 88.

PAVONI (1985).- Guideliness for the construction of seismotectonics Maps. Tectonophysics, 117; 1-6.

PAYO, G. (1964).- Crustal phases across the Iberian Peninsula region. Annali di Geofísica, 17; 523-545.

PAYO, G. (1965).- Iberian Peninsula crustal structure from surface waves dispersion. Bull. Seism. Soc. Am. 55; 7272-743.

PAYO, G. (1967).- Crustal structure of the Mediterranean sea by surface waves part. I: group velocity. Bull. Seism. Soc. Am., 57; 151-172.

PAYO, G. (1969).- Crustal structure of the Mediterranean sea. Part II: phase velocity and travel times. Bull. Seism. Soc. Am. 59; 23-42.

PAYO, G. (1970).- Structure of the crust and upper mantle in the Iberian shield by means of a long period triangular array. Geophys. J.R. Astr. Soc., 20; 493-508.

PAYO, G. (1972).- Crust-mantle velocities in the Iberian Peninsula and tectonics implications of the seismicity in this area. Geophys. J.R. Astr. Soc., 30; 85-99.

PAYO, G. & RUIZ DE LA PARTE, E. (1974).- Dispersion of surface waves in the Iberian Peninsula and the adjacent Atlantic and Mediterranean area, Geofísica Internacional, 14; 89-102.

PEDRAZA, J. (1978). Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central español). Fac. Cienc. Geol. Tesis Doc. Univ. Compl. Madrid, 540 pp..

PEDRAZA, J. (1989). El Sistema Central. Mapa del Cuaternario de España. E 1/1.000.000 ITGE.

PELLICER, F. (1980).- "El periglaciario del Moncayo". Geographicalia 7/8; 3-26. Zaragoza.

PENK, A. (1883).- Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mitt. Ver. Erdk. Leipzg. Traducción francesa de L. Braemen: La période glaciaire dans les Pyrénées. Bull. Soc. Hist. Nat., 19; 105-200. Toulouse (1885).

PEÑA, J.A. (1979).- La depresión de Guadix-Baza: estratigrafía del Plio-Pleistoceno. Tesis Univ. de Granada.

PEÑA, J.L. (1983).- Las acumulaciones cuaternarias de la confluencia de los ríos Alfambra y Guadalaviar, en las cercanías de Teruel. Act. VII col. de Geografía, Pamplona, T.1; 255-259. A.G.E. Salamanca.

PEÑA, J.L.; SANCHEZ, M. y SIMON, J.L. (1981).- Algunos aspectos de la tectónica cuaternaria en el margen oriental de la fosa de Alfambra-Teruel. Teruel, 66; 31-46, Teruel.

PEÑA, J.L.; GUTIERREZ, M.; IBÁÑEZ, M.J.; LOZANO, M.V.; RODRIGUEZ, J.; SANCHEZ, M.; SIMON, J.L.; SORIANO, M.A. y YETANO, M. (1984).- Geomorfología de la provincia de Teruel. Inst. de Est. Turolenses, Teruel.

PERCONIG, E. (1962).- Sur la constitucion géologique de l'Andalousie Occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). L. Mém. Paul Fallot. S.G.F.; 231-256.

PERCONIG, E. y MARTINEZ DIAZ, C. (1977).- Perspectivas petrolífera de Andalucía Occidental. Bol. Geol. y Minero, 88; 417-433.

PEREZ GARCIA, L. C. (1977). Los sedimentos auríferos del NO de la Cuenca del Duero (prov. de León, España) y su prospección. Tesis doctoral Universidad de Oviedo, 403 p.

PEREZ GONZALEZ, A. (1979).- El límite Plioceno-Pleistoceno en la Submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. Trab. Neog. Cuat., Reun. Grup. Esp. Lumite Neog-Cuat.; 23-36.

PEREZ-GONZALEZ, A. (1982).- Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo. Tesis doctoral editorial de la Universidad Complutense, 787 p.

PEREZ-GONZALEZ, A; VILAS, L.; BRELL, J.M. y BERTOLIN, M. (1971). Las series continentales al E de la Sierra de Altomira. I Congreso Hispano-Luso-American de Geología económica, Madrid-Lisboa 1, 367-376.

PEREZ-GONZALEZ, A.; CABRA, P. y ANCOCHEA, E. (1989, a). Depresión del Tajo. Mapa del Cuaternario de España E. 1/1.000.000 ITGE.

PEREZ-GONZALEZ, A. y MOLINA, E. (1989, b). Depresión del Duero Mapa del Cuaternario de España E. 1/1.000.000 ITGE.

PEREZ LORENTE, F. (1979).- Niveles de erosión y acumulación en la Rioja central y oriental. Cuad. Inv. Geogr. Hist., 5; 37-50, Logroño.

PEREZ LORENTE, F. (1983).- El Cuaternario en la Rioja Alta. Cuad. Univ. Geogr. Hist., 9; 15-28, Logroño.

PEREZ LORENTE, F. (1985).- La neotectónica en la Rioja: algunos aspectos morfológicos. Act. del I Coloq. sobre Geografía de la Rioja. Pub. I.E.R.; 9-23.

PEREZ, J.A.; PAYO, G. y RUIZ DE LA PARTE, E. (1978).- Estructura de la corteza de la Península Ibérica y zonas adyacentes por medio de la dispersión de ondas superficiales producidas por terremotos próximos. Rev. de Geofísica, 37, 2; 123-144.

PERREY, A.M. (1847).- "Sur les tremblements de terre de la péninsule Ibérique". Ann. de Scienc. Phys. et Nat. d'Agricul. et d'Industr., Lyon, Vol. X.

PHILIP, H. (1987).- Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. Annales Geophys., 5B, 3; 301-320.

PINENA, A.; WOUTERS, P y SOLE, J. (1991).- Mapa Geológico (esc 1:50.000). Plan MAGNA nº 166, Villadiego, ITGE (en edic.).

PITMAN, W.C. y TALWANI, M. (1972).- Sea-floor spreading in the North Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull., 83; 619-646.

PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M. (1989).- Extensional collapse of thickened continental crust: a working hypothesis for the Alboran sea and Gibraltar Arc. Geology, 17; 540-543.

PLAZIAT, J.C. (1974).- Lacunes de sédimentation et Lacunes Stratigraphiques, à propos du Garumrien (facies continentaux de la limite Crétacé-Tertiaire dans le domaine péri-pyrénéen). Vol. Resumen Comm. II Reun. Ann. Sc. de la Terre, Nancy.

POL, C.; SANCHEZ DEL CORRAL, A y CARBALLEIRA, J. (1989).- Neotectónica en la cuenca del alto Tormes (Sistema Central, Avila): Influencia en la morfología fluvial.

POMAR, L. (1979).- La evolución tectonosedimentaria de las Baleares; Análisis crítico. Acta Geológica Hispana, 14; 293-310.

POMAR, L. (1983).- Evolución reciente de las Baleares. En: Geología de España, Lib. Jub. J.M. Ríos, I.G.M.E, T. II; 463-468.

POMAR, L. y CUERDA, J.C. (1978).- Los depósitos marinos pleistocénicos de Mallorca. Acta Geol. Hisp., 14.

PORTERO, J.M.; DEL OLMO, R.; RAMIREZ DEL POZO y VARGAS, I. (1982).- Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. I.Reun. sobre la Geol. de la Cuenca del Duero, Salamanca, IGME, part. I; 11-40.

PORTERO, J.M. y OLIVE, A. (1983).- El Terciario del borde meridional del Guadarrama y Somosierra. En "Geología de España". Lib. Jub. J.M. Ríos. IGME, Tomo II; 527-583.

PORTERO, J.M. & ALVARO, M. (1984, a).- La depresión del Guadalquivir, Cuenca de antepais durante el Neogeno: Génesis, evolución y rellano final. I Congr. Español de Geología , Tomo III; 241-252.

PORTERO, J.M. y AZNAR, J.M. (1984, b).- Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y Cuencas limítrofes (Duero y Tajo). I. Cong. Esp. de Geología, Tomo III; 253-263.

PRADO C, del (1863 y 1864).- "Los terremotos de la provincia de Almería". Revista Minera, 14 y 15, Madrid.

PURDY, G.M. (1975).- "The eastern end of the Azores-Gibraltar plate boundary". Geoph. J.R. Astr. Soc., 43; 973-1.000.

RAMIREZ DEL POZO, J. (1969).- Síntesis estratigráfica y micro---- de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España. Edic. CEPSA, S.A.; 1-68.

RAYNAL, R. (1979).- Observartions sur le Quaternaire continental et sa morphogénèse dans le sud et dans le centre du Portugal. Finisterra XIV, 28; 189-217.

RAYNAL, R. y TRICART, J. (1963).- Comparaison des grandes étapes morphogénétiques du Quaternaire dans le Midi méditerranéen français et au Maroc. Bull. Société Géologique Franc. 7.4; 587-596.

REHAULT, J.P.; BOILLOT, G. & MAUFFRET, A. (1984).- The western Mediterranean basin. In: Stanley, D.J. y Wezel, F.C. (Eds.), Geological evolution of the Mediterranean basin, Springer-Verlag, New York; 101-130.

REY, J. (1990).- Relación morfosedimentaria entre la plataforma continental de Galicia y las Rías Bajas y su evolución durante el Cuaternario. Tesis. Univ. Complutense de Madrid, 398 pp.

REY, J. y DIAZ DEL RIO, V. (1983).- Aspectos geológicos sobre la estructura poco profunda de la plataforma continental del Levante español. En: J. Castellví (Ed.), Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental. Seminario Científico; 53-74.

REY, J.; DIAZ DEL RIO, V. (1987).- Estructuras de unidades sedimentarias recientes en la plataforma continental de Galicia. (NW de España). Cuad. del Lab. Xeolóxico de Laxe, 12; 35-45.

REY, J. y MEDIALDEA, T. (1989).- Margen Continental. En: Mapa del Cuaternario de España, 1:1.000.000, I.T.G.E.; 245-269.

REY PASTOR, A. (1927).- "Traits sismiques de la Peninsule Ibérique". Ateliers de l'Institut Geographique et Catastral; 1-72.

RIBA, O. (1959).- Estudio geológico de la Sierra de Albarracín Tesis.Doc.; Monog. Inst. "Lucas Mallada", CSIC, 16; 183 p.

RIBA, O. (1964).- Estructura sedimentaria del Terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte riojana y navarra. Aport. Esp. al XX Cong. Geograf. Inst.; 127-138.

RIBA, O. (1967).- Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte Este de la depresión central catalana. Acta. Geol. Hisp., 2, 1 3-8.

RIBA, O. (1975).- Geotermismo de la zona volcánica de Olot. Nota preliminar sobre posibilidades geotérmicas. Bol. Geol. y Minero, 86, 1; 45-62.

RIBA, O. (1983).- Las Islas Baleares en el Marco Geológico de la Cuenca Mediterránea Occidental durante el Terciario. En El Terciario de la Baleares. X Cong. Nac. de Sedimentología. Menorca.

RIBA, O. y LLAMAS, R. (1962).- Los terrenos yesíferos triásicos y terciarios de las proximidades de Estada (Huesca). I Col. Int. sobre Ob. Publ., en los terrenos yesíferos, 5; 107-120.

RIBA, O.; PUIGDEFABREGAS, C.; SOLER, M.; QUIRANTES, J. y MARTI, C. (1973).- Mapa Geológico de España., E. 1:200.000, Hoja nº 22, Tudela. I.G.M.E.

RIBA O, O.; REGUANT, S. y VILLENA, J. (1983).- Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. En: COMBA, J.A. Lib. jub. J.M. Rioz, Tomo II; 131-159, IGME.

RIBEIRO, A. (1982).- Tectonica de placas: apliçao de fronteire de placas Açores-Gibraltar. Geonovas, (Lisboa), 4; 87-96.

RIBEIRO, A.; KULLBERG, M.C.; CABRAL, J.; MADEIRA, J.; BRUM, A.P. & MONIZ, C. (1988).- Alpine geodynamics of the West-Iberia margin. Proc. of the 5th EGT Workshop: The Iberian Peninsula; 91-98.

RIBEIRO, A.; KULLBERG, M.C.; KULLBERG, J.C.; MANUELLA, G. & PHIPPS, S. (1990).- A reveiw of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. Tectonophysics, 184; 357-366.

RIES, A.C. (1978).- The opening ot the Bay of Biscay - "A review". Earth Sci. Rev., 14; 35-63.

ROBERTS, D.G. (1970).- The Rif-Betic orogen in the Gulf of Cadiz. Mar. Geol., 9; M31-M37.

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.

RODRIGUEZ, J. (1983).- Deformaciones recientes en los depósitos cuaternarios de la Puebla de Alfindén (Zaragoza). Bol. Geol. y Min., 97, (1); 3-8.

RODRIGUEZ VIDAL, J. (1985).- Deformaciones recientes en los depósitos cuaternarios de la Puebla de Alfindén (Zaragoza). Bol. Geol. y Min., 97 (1); 3-8.

RODRIGUEZ, J. (1986).- Geomorfología de las sierras exteriores oscenses y su piedemonte. Colcc. de Est. Altoaragonesas, C.S.I.C. Dip. Prov. de Huesca.

RODRIGUEZ VIDAL, J.; VILLALOBOS, M. et al. (1988).- Geomorfología del sector meridional de la cuenca del Guadiana. Rev. Soc. Geol. Esp., 1, 1-2; 157-164.

RODRIGUEZ ESTRELLA, T. y LOPEZ BERMUDEZ, F. (1984).- Investigación interdisciplinar sobre las deformaciones recientes en el SE de España. Energia Nuclear, 29; 259-266.

RODRIGUEZ FERNANDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C. & FERNANDEZ, J. (1989).- Genesis and evolution of the Granada basin (Betic Cordillera, Spain). Inter. Simp. Intermontane Basins; Geology Resouces, Thailand.

ROLDAN GARCIA, F.J. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. (1991).- Un ejemplo de cuenca "Piggyback" asociada a la evolución neógena del frente de las Zonas Exteriores Béticas. I Congr. del Grup. Esp. del Terciario.

ROSELL, L. (1983).- Estudi petrologic, sedimentologic i geoquimic de la formació de sals potàssiques de Navarra (Eocè superior). Tesis doct. Univ. Barcelona.

RYAN, W.B.F.; HSU, K.J. et al. (Eds.) (1973).- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13 (2) U.S. Government Printing office. Washington D.C.: 1447 pp.

SANCHO, C. (1988).- Geomorfología de la Cuenca Baja del río Cinca. Tesis doctoral. Univ. de Zaragoza.

SAENZ, C. y LOPEZ MARINAS, J.M. (1975).- La edad del vulcanismo de Cofrentes. Tecniterrae, 6; 8-14.

SANTAFE, J.V.; CASANOVAS, L. y ALFEREZ, F. (1982).- Presencia de Vallesiense en el Mioceno continental de la Depresión del Ebro. Rev. de la R.A. de C. Exactas, Fisicas y Naturales, 76 (2); 277-284.

SANTANACH, P.; SANZ DE GALDEANO, C. y BOUSQUET, J.C. (1980).- Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y C. Béticas). Bol. Geol. y Minero, 91; 417-440.

SANTANACH, P. y VILAPLANA, J.M. (coord.) (1987).- Recopilación de datos geológicos y mapas de síntesis de los Pirineos y Cad. cost. Catalanas. ENRESA (inf. interno).

SANTANACH, P.; BALTUILLE, J.M.; CABRERA, LL.; MONCE, C.; SAEZ, A y VIDAL ROMANI, J.R.- (1988).- Cuenca terciarias gallegas relacionadas con corredores de fallas direccionales. Cong. Geol. de España, Granada Simposios; 123-134.

SANZ DE GALDEANO, C. (1980).- La Neotectónica del Norte de la Depresión de Granada. Estudios Geol., 36, : 255-261.

SANZ DE GALDEANO, C. (1983, a).- La Neotectonica de las Cordilleras Béticas. Geol. de España, t.II, Lib. Jub. J.M. Rios. IGME.; 469-486.

- SANZ DE GALDEANO, C. (1983, b).- Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. Est. Geol., 39; 157-165.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990, a).- La prolongación hacia el sur de las fosas y desgarres del Noroeste y Centro de Europa; una propuesta de interpretación. Rev. de la Soc. Geol. de España, 3; 1-2; 231-241.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990, b).- Geologic evolution of the Betic Cordillera in the western Mediterranean, Miocene to the present. Tectonophysics, 172; 107-119.
- SANZ DE GALDEANO, C. y ESTEVEZ, A. (1981).- Estriaciones tectónicas en canto de conglomerados. Su estudio en las depresiones de Granada y Guadiz-Baza. Est. Geológicos, 37; 227-232.
- SANZ DE GALDEANO, C.; RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. y LOPEZ GARRIDO, A.C. (1985).- A strike-slip Fault Corridor within the Alpujarra mountains (Betic Cordilleras, Spain). Geol. Rundch, 74; 641-655.
- SANZ DE GALDEANO, C. & LOPEZ CASADO, C. (1988).- Fuentes sísmicas en el ámbito Bético-Rifeño. Rev. Geofis., 44; 175-198.
- SANZ DE GALDEANO, C.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. & LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1990).- "Les Cordillères Bétiques dans le Cadre géodynamique néoalpin de la Méditerranée Occidentale". Riv. It. Paleont. Strat. 96, 2-3: 191-292.
- SCHWEZNER, J.E. (1943). La morfología de la región montañosa central de la Meseta Española. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 41.
- SECEG - SNED - IEO (1990).- Mapa Geológico del Estrecho de Gibraltar. Escala 1:200.000.
- SERRANO OÑATE, A.; MARTINEZ DEL OLMO, W. y CAMARA RUPELO, P. (1989).. - "Diampirismo del Trias salino en el Dominio Cántabro-Navarro. Lib. Hom. a R. Soler, ACGEP.
- SERRAT, D. (1977).- "Estudio geomorfológico del Pirineo Oriental (Puigmal, Costabona)". Notes de Geografía Física núm.2 (1980) (Resumen); 39-55. Barcelona (Tesis doctoral leída en 1977).
- SEVILLA, M. y PARRA, R. (1975).- Levantamiento gravimétrico de Lanzarote. Reu. R.A.C. Ex. Fis. Nat., 69; 257-284.
- SHENKAREVA, G.A. (1964).- "Materiales para la sismogeografía de la Península

Ibérica". Izv. Vysch. Uchbn. Zavad. Geol. Razy, SSSR, 7, 9; 48-58.

SHMINCKE, M.U. (1973).- Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira, and Azores Islands groups. Geol. Soc. Am. Bull. 84; 634-648.

SIERRA, J. (1980).- Nuevas técnicas de análisis de trenes de ondas dispersadas y su aplicación a ondas superficiales de sismos de la Península Ibérica. (En prensa).

SIMÓ, A. (1982).- Estudio del Neógeno postorogénico de Mallorca basado en datos del subsuelo. IGME. (inédito).

SIMÓ, A. y RAMON, J. (1983).- Sedimentología del Neógeno postorogénico de Mallorca. IGME (inédito).

SIMON GOMEZ, J.L. (1983).- Tectónica y Neotectónica del sistema de fosas de Teruel. Revista "Teruel", nº 69.

SIMON GOMEZ, J.L. (1984).- Compresión y distensión alpina en la Cadena ibérica Oriental. Tesis. Inst. de Est. Turolenses, C.S.I.C. Teruel.

SIMON, J.L. (1989).- Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian chain and Ebro Basin (Spain). Journal of Structural Geology, 11, (8); 285-294.

SIMON, J.L. (1990).- Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicadas a la Cordillera Ibérica. Geogaceta, 8; 123-130.

SIMON, J.L. y PEREZ, A. (1980).- El Trias extrusivo al Norte de la Sierra de Espadón; aspectos tectónicos y morfotectónicos. Cuad. de Geografía, ; 143-156.

SIMON, J.L. y SORIANO, M.A. (1985).- Deformaciones cuaternarias en el área de Zaragoza. VII Reun. Gr. Esp. Trab. Cuaternario, Lisboa, Vol. II; 329-343.

SIMON, J.L. & SORIANO, M.P. (1986).- Diapiric deformations in the Quaternary deposits of the Central Ebro Basin. Spain. Geol. Mag, 123, (1); 45-57.

SIMON, J.L.; SERON, F.J. & CASAS, A.M. (1988 a).- Stress deflection and fracture development in a multidirectional extension regime. Annales Tectonicae, 2, (1); 21-32.

SIMON, J.L. y PARICIO, J. (1988 b).- Sobre la compresión neogéna en la Cordillera Ibérica (algunas precisiones a prop. de los comentarios de J. Guimerá a nuestro trabajo "Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica centro-oriental: la cuenca enógena inferior del Mijares (Teruel-Castellón)". Estudios Geol. (en prensa).

SMITH, A.C. y WOODCOCK, N.H. (1982).- Tectonic synthesis of the Alpine-Mediterranean region. A review. Geol. Soc. Am., Geodynamic Serie, 7; 15-38.

SOLE SABARIS, L. (1953).- Terrazas cuaternarias deformadas de la cuenca del Ebro. Mem. R. Acad. Cienc. y Art. Barcelona (3º), 31, (7); 239-259.

SOLE SABARIS, L. (1962).- Observaciones sobre la edad del volcanismo gerundense. Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barcelona, 34, (12); 359-372.

SOLE SABARIS, L.; FONT QUER, L.P.; LLOPIS LLADO, N. y MASSACHS, V. (1951-1954).- "Geografía de España y Portugal. España, Geografía física". Barcelona. Montaner y Simón, S.A.

SOLER, R.; MARTINEZ, W.; MEGIAS, A.G. y ABEGER, J.A. (1983).- Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo Español. Mediterránea, Sec. Geol., 1; 71-82.

SOMOZA, L. (1989).- El Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar (Murcia-Alicante). Evolución geodinámico en relación con las variaciones del nivel del mar. Tesis. Univ. Compl. Madrid.

SOMOZA, L.; ZAZO, C.; BARDAJI, T.; GOY, J.L. & DABRIO, C.J. (1987).- Recent Quaternary sea level changes and tectonic movements in SE. Spanish coast. En C. Zazo (Editar). Late Quaternary Sea-Level Changes in Spain. Trab. Neoq-Cuaternario, 10; 49-77.

SORIA RODRIGUEZ, F.J.; SORIA MINGORANCE, J.M. y DURAN VALSERO, J.J. (1988).- Deformaciones recientes en el extremo nororiental de la Cuenca de Baza (Cord. Bética). Geogaceta, 5; 59-61.

SORIAN, A. & VADELL, M. (1980).- The crust and upper mantle beneath the Pyrenees, from surface waves. Tectonic implications. Ann. Géophys., 36; 159-166.

SORIANO, A. (1986).- Geomorfología del piedemonte ibérico en el sector central de la depresión del Ebro. Tesis doctoral. Univ. de Zaragoza.

STILLMAN, C.J.; FUSTER, J.M.; BENNELL-BAKER, M.J.; MUÑOZ, M.; SMEWING, J.D. y SAGREDO, J. (1975).- Basal complex of Fuerteventura is an oceanic intrusive complex with rift-system affinities. Nature, 257, 469-470.

SUAREZ, J.; MARTINEZ, W.; SERRANO, A. y LERET, G. (1989).- Estructura del Sistema Turbídico de la Formación Arenas del Guadalquivir, Neógeno del Valle del Guadalquivir. Libro Homenaje a Rafael Soler. AGEP.

SURIÑACH, E. (1986).- La estructura cortical del Archipiélago Canario. Resultados de la interpretación de perfiles sísmicos profundos. An. de Física, Serie B. Número especial: Física de los Fenómenos volcánicos.

SURIÑACH, E. y UDIAS, A. (1978).- Determinación de la raíz de Sierra Nevada-Filabres a partir de medidas de refracción sísmica y gravimétrica. En: Geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán. Granada; 25-34.

SURIÑACH, E. y ROCA, A. (1982).- "Catálogo de terremotos de Cataluña, Pirineos y zonas adyacentes: 1100-1979". En: la sismicidad en la zona comprendida entre 40°N y 44°N y 5°E, NE Península Ibérica. Publicación 190. Cátedra de Geofísica, Madrid, 9-103.

SURIÑACH, E. y VEGAS, R. (1988).- Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain. Phys. Earth. Planet. Inter., 51; 226-234.

TAPPONNIER, P. (1977).- Evolution tectonique du système alpin en éditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bull. Soc. Geol. France, 19, 3; 437-460.

TAPPONNIER, P. & MOLNAR, P. (1976).- Slip-Line field theory and large scale continental tectonics. Nature, 264; 319-324.

TARAMELLI, T. y MERCALI, G. (1885).- "I terremoti andalusi cominciati il 25 dicembre 1884". R. Acc. dei Lincei, (serie quarta) 283, 3; 116-222.

THE RESEARCH GROUP FOR QUATERNARY TECTONIC MAP (1973).- Quaternary tectonic map of Japan. 6 mapas, t.1; 167 p.

TORNE, M. y BANDA, E. (1988, a).- Estructura profunda de la corteza en la transversal Cuenca del Ebro-Cuenca subbalear a partir de datos gravimétricos y sísmicos. En: II Congreso Geológico de España (Granada), 2; 231-234.

TORNE, M.; CASAS, A. y BANDA, E. (1988, b).- Cartografía geofísica en Cata-

- luña. II: El mapa gravimétrico. Rev. Soc. Geol. España. 1(1-2); 81-88.
- TRICART, J. CAULLEUX A. (1965).- Traité de Géomorphologie T-1. Introduction à la Géomorphologie climatique. SEDES Paris.
- TUBIA, J.M. & CUEVAS, J. (1987).- Structures et cinématique liées à la mise en place des peridotites de Ronca (Cordillères betiques, Espagne). Geodin. Acta, 1, 1; 59-69.
- UCHUPI, E. (1988).- The Mesozoic-Cenozoic geologic evolution of Iberia. A tectonic link between Africa and Europe. Rev. Soc. Geol. España, 1, 3-4; 257-294.
- UCHUPI, E.; EMERY, K.O.; BOWIN, C.O. y PHILLIPS, J.D. (1976).- Continental margin off Western Africa: Senegal to Portugal. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 60; 809-878.
- UDIAS, A. (1967).- The focal mechanism of earthquakes in southern coast of the Iberian Peninsula. Tectonophysics, 9; 323-346.
- UDIAS, A. (1977).- Perfiles sísmicos profundos en España (1974-1975). In: Com. Esp. del Proyecto Geodinámico. IGC. Madrid. 160 pp.
- UDIAS, A. (1980).- Seismic stresses in the region Azores-Sapin-western Mediterranean. Rock Mechanism, Suppl. 9; 75-84.
- UDIAS, A. (1982).- Seismicity and Seismotectonic stress field in the Alpine-Mediterranean region. En: H. Berdhemer y J.K. Hsii (ed). Alpine-Mediterranean Geodynamics. Am. Geophy. Union, Geodynamic series, 7; 75-82.
- UDIAS, A. & LOPEZ ARROYO, A. (1972).- Plate tectonics and the Azores-Gibraltar region. Nature, 237, (74); 67-69.
- UDIAS, A.; LOPEZ ARROYO, A. & MEZCUA, J. (1976).- Seismotectonics of the Azores-Alborán region. Tectonophysics, 31; 259-289.
- UDIAS, A. & MEZCUA, J. (1986, a).- Fundamento de Geofísica. Ed. Alhambra. Madrid.
- UDIAS, A.; ESPINOSA, A.F.; MEZCUA, J. BUFORN, E.; VEGAS, R.; NISHENKO, S.P.; MARTINEZ-SOLARES, J.M. y LOPEZ-ARROYO, A. (1986, b). Sismicidad y tectónica en el límite de Placas África del Norte-Eurasia (Azores-Iberia-Túnez) United States Geological Survey.

UDIAS, A.; BUFORN, E. & RUIZ DE GAUNA, J. (1989).- Catalogue of focal mechanisms of European Earthquake. Depar. de Geofísica Univ. Compl. de Madrid. 274.

VAN BEMMELEN, R.W. (1969).- Origin of the western Mediterranean sea. Geol. Mijng., 26; 13-52.

VAN COUVERING, J.A.; BERGGREN, W.A.; DRAKE, R.E.; AGUIRRE, E. y CURTIS, G.H. (1976).- The terminal Miocene event. Marine Micropaleont., 1; 263-286.

VAN COUVERING - DRAKE (1972). Inédito.

VAN DER VOO, R. (1969).- Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. Tectonophysics, 7; 5-56.

VANNEY, J.R.; AUXIETRE, J.L.; DUNAND, J.P. (1979). Geomorphic provinces and the evolution of the northwestern Iberian continental margin. Amm. Inst. Oceanogr. Paris, 55; 5-20.

VARGAS, I.; MANJON, M.; CORROCHANO, A.; FLOR, G.; CARBALLEIRA, J.; POL, C.; CORRALES, I.; DIAZ, F.; FERNANDEZ, J. (1981, 1982). Hojas geológicas (Esc. 1:50.000, Plan MAGNA) nº 160. Benavides; nº 193. Astorga; nº 231 La Bañeza. ITGE.

VEGAS, R. (1974).- Wrench (Transcurrent) fault System of the southwestern Iberian Peninsula: paleogeographic and morphostructural implications. Geol. Rundsch., 64 (1); 266-278.

VEGAS, R. (1985).- Tectónica del área Ibero-Magrebi. En: Mecanismo de los terremotos y tectónica. Ed. Univ. Complutense. 197-215.

VEGAS, R. (1991).- Present-Day geodynamics of the Ibero-Maghrebian region. Inst. Geog. Nacional, Monografía, 8; 193-204.

VEGAS, R.; FONTBOTE, J.M. & BANDA, E. (1979).- Widespread Neogene rifting superimposed on Alpine regions of the Iberian Peninsula. En: Proceedings of the Symposium on "Evolution and tectonics of the western Mediterranean and Surrounding Areas". E.G.S. Viena, IGN Publ. Nº 201; 109-128.

VEGAS, R. y BANDA, E. (1982).- Tectonic Framework and alpine Evolution of the Iberian Peninsula. Earth evolution sciences; 4.

VEGAS, R.; BARRANCO, L.M. y VAZQUEZ, J.T. (1987, a).- Tectónica de bloques

- en SE de España: Aplicación de la teledetección a un límite de placas de tipo intracontinental. Geogaceta, 3; 17-19.
- VEGAS, R.; VAZQUEZ, J.T. y MARCOS, A. (1987, b). Tectónica alpina y morfogénesis en el Sistema Central español: Modelo de deformación intracontinental distribuida. Geogaceta, 1; 24-25.
- VEGAS, R.; VAZQUEZ, J.T.; SURIÑACH, E. & MARCOS, A. (1990).- Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. Tectonophysics, 184; 367-378.
- VENTAYOL, A. et al. (1978).- Mapa geotécnico de Barcelona, Badalona, Esplugues, L'Hospitalet, Sant Adroà, Santa Coloma 31 p.
- VERGNOLLE, C. (1988). Morphogenèse des reliefs cotiers associés à la Margen continentale nord-espagnole. L'exemple du Nord-Est de la Galice. These Université de Toulouse-Le Mirail. Inst. Geogr. D. Faucher. CIMA 366 CNRS 217 Toulouse.
- VIDAL BOX, C. (1954).- Geología de los Montes Aguilianos y borde meridional de la depresión del Bierzo (León). Bol. R. Soc. Esp. His. Nat. vol. Hom. a E. Hernández-Pacheco; 677.-695.
- VIDAL, F. (1986).- Sismotectónica de la región Bética-Mar de Alborán. Tesis Univ. Granada. 450.
- VIDAL, F.; DE MIGUEL, F. & SANZ DE GALDEANO, C. (1984).- Neotectónica y Sismo-tectónica de la depresión de Granada. Energía Nuclear, 28; 267-275.
- VIDAL, J.C. (1977).- Structure actuelle et évolution depuis le Miocène de la chaîne rifaine (partie sud de l'arc de Gibraltar). Bull. Soc. géol. France, (7), 19, 4; 789-796.
- VIEIRA, R., SEVILLA, M.J.; GONZALEZ CAMACHO, A.; TORO, C. y MARTIN, M.D. (1986).- Geodesia de prensión aplicada al control de movimientos y deformaciones en la caldera del Teide. Anales de Física, Seme.B nº esp; 110-126.
- VIGUIER, CL. (1974).- Le Néogène de l'Andalousie Nord-occidentale (Espagne). Tesis Univ. Bordeaux.
- VILLARD, P. (1973).- Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Ibérique Sud-Occidentale. Tes. Doct. Univ. Paul Sabatier, Toulouse.

WARBURTON, J. & ALVAREZ, C. (1989).- A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama mountains, Spanish Central System. Asoc. Geol. Geof. Esp. del Petroleo (AGGEP). Lib. Hom. a R. Soler; 147-157.

WEIBEL, M. & HSÜ, K.J. (1973).- Chemistry of the Valencia through volcanic rocks. Init. Report. D.S.D.P., Vol. III; 770-771.

WEIJERMANS, R. (1987).- The Palomares brittle ductile shear zone of Southern Spain. Journ of Structural Geology, 9,2; 139-157.

WEIJERMARS, R. (1988).- Where does Africa meet Europe?. Nature, 322; 118.

WILLIAMS, G.D. & FISCHER, M.W. (1984).- A balanced cross section across the Pyrenean orogenic belt. Tectonics, 3, (7); 773-780.

WILSON, J.T. (1973).- Mantle plumes and plate motions. Tectonophysics, 19; 149-164.

WILSON, R.C.L. (1975).- Atlantic opening and Mesozoic continental basin of Iberian. Earth Planet Sc. Lett., 24; 440-456.

WORKING GROUP FOR DSS IN SPAIN 1974-1975 (1977).- Deep Seismic Soundings in southern Spain. Pure and Appl. Geophys. 115; 721-735.

ZAZO, C. (1980).- El Cuaternario Marino-Continental y el límite Plio-Pleistoceno en el litoral de Cádiz. Tesis. Univ. Compl.; Madrid.

ZAZO, C.; GOY, J.L.; HOYOS, M.; DUMAS, B.; PORTA, J.; MARTINELL, J.; BAENA, J. & AGUIRRE, E. (1981). Ensayo de síntesis sobre el Tirreniense peninsular español. Est. Geol., 37 (3/4): 257-262.

ZAZO, C.; GOY, J.L.; DABRIO, C.J.; CIVIS, J & BAENA, J. (1985).- Paleogeografía de la desembocadura del Guadalquivir al comienzo del Cuaternario (prov. de Cadiz, España). Actas I Reunion del Cuaternario Ibérico, Lisboa.

ZAZO, C.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; BARDAJI, T. & DABRIO, C.J. (1987).- Recent Quaternary marine levels in Peninsular Spain State of knowledge and discussion. Trabajos sobre Neog-Cuaternario C.S.I.C., 10; 7-31.

ZEYEN, H.J. y BANDA, E. (1988).- Cartografía geofísica en Cataluña. I: El mapa aeromagnético. Rev. Soc. Geol. España. 1, (1-2); 73-80.

ZUIDAM, R.A. Van (1976).- Periglacial-like features in the Zaragoza region, Spain. Zeit. für Geomorphology, 20; 227-234.